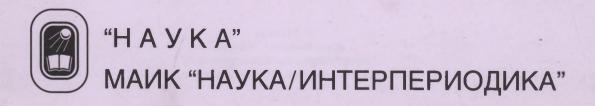


СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

http://www.maik.ru



Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 10 № 1 2002 Январь-Февраль

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. Бибикова, Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо, К.И. Кузнецова, Е.Е. Мусатов, Л. А. Невесская, 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"

[©] Российская академия наук Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук, 2002 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 10, номер 1, 2002

Низкое отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr в Гренвильском	
и пост-Гренвильском палеоокеане: определяющие факторы М. А. Семихатов, А. Б. Кузнецов, И. М. Горохов, Г. В. Константинова, Н. Н. Мельников, В. Н. Подковыров, Э. П. Кутявин	3
Стратиграфия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) Л. П. Карсаков, В. А. Гурьянов, М. В. Горошко	47
Фаменский ярус Южного Закавказья А. Б. Мамедов	62
Сопоставление комплексов радиолярий альба Большого Кавказа, Европы и Средиземноморья Л. И. Казинцова	75
Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма Э. М. Бугрова, Е. Ю. Закревская, И. П. Табачникова	83
Динамика растительности Бурятии в голоцене	
П. Е. Тарасов, Н. И. Дорофеюк, П. Б. Виппер	94
ПЕРСОНАЛИИ	
Академик М.А. Семихатов и геология протерозоя (к 70-летию со дня рождения)	104
Авторский указатель тома 9, 2001 г.	110

Contents

Vol. 10, No. 1, 2002
Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka/Interperiodica" (Russia). Stratigraphy and Geological Correlation ISSN 0869-5938.

Low ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ratios in Seawater of the Grenville and post-Grenville Time: Determining Factors	
M. A. Semikhatov, A. B. Kuznetsov, I. M. Gorokhov, G. V. Konstantinova,	
N. N. Mel' nikov, V. N. Podkovyrov, and E. P. Kutyavin	3
Stratigraphy of Lower Horizons in the Siberian Hypostratotype of the Riphean (the Southeast of the Siberian Platform)	
L. P. Karsakov, V. A. Gur'yanov, and M. V. Goroshko	47
Famennian Stage of the Southern Transcaucasia	
A. B. Mamedov	62
Correlation of Albian Radiolarian Assemblages from the Greater Caucasus, Europe, and Mediterranean	
L. I. Kazintsova	75
New Data on Paleogene Biostratigraphy of the Eastern Crimea	
E. M. Bugrova, E. Yu. Zakrevskaya, and I. P. Tabachnikova	83
The Holocene Dynamics of Vegetation in Buryatia	
P. E. Tarasov, N. I. Dorofeyuk, and P. B. Vipper	94
Personalities	
Academician M.A. Semikhatov and Proterozoic Geology (on Occasion of the 70th Birthday)	104
Author Index to Volume 9, 2001	110

УЛК 546.42:552.54:551.71(57)

НИЗКОЕ ОТНОШЕНИЕ ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr В ГРЕНВИЛЬСКОМ И ПОСТ-ГРЕНВИЛЬСКОМ ПАЛЕООКЕАНЕ: ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФАКТОРЫ

© 2002 г. М. А. Семихатов*, А. Б. Кузнецов**, И. М. Горохов**, Г. В. Константинова**, Н. Н. Мельников**, В. Н. Подковыров**, Э. П. Кутявин**

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия **Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия Поступила в редакцию 20.02.2001 г.

Внесен значительный вклад в реконструкцию Sr-изотопной летописи для морской воды конца среднего – начала позднего рифея и рассмотрены причины, определившие низкие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Мировом океане во время образования Родинии (Гренвильского орогенического цикла). На основе изучения известняков керпыльской и лахандинской серий Учуро-Майского региона Восточной Сибири и коррелируемых известняков Туруханского района Средней Сибири построена новая подробная кривая вариаций изотопного состава Sr в морской воде 1050-1000 млн. лет назад, которая на сегодня является наиболее детальной кривой, опубликованной для докембрия. Известняки, аналитические данные для которых определяют конфигурацию кривой, отобраны на основании петрографического изучения и жестких геохимических критериев сохранности (Mn/Sr ≤ 0.20 , Fe/Sr ≤ 5.0 и Mg/Ca ≤ 0.024) и прошли процедуру предварительной обработки IN раствором ацетата аммония для частичного удаления эпигенетических карбонатных фаз. При исследовании доломитов наименьшие из полученных величин ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr принимались только для оценки максимального предела этого отношения в среде седиментации. Обобщение всех имеющихся Sr-изотопных данных для среднего-начала позднего рифея показало, что ~1300 млн. лет назад отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане не превышало 0.70490, затем начало возрастать и ~1200 млн. лет назад поднялось до 0.70518-0.70549. В конце среднего рифея (1050–1030 млн. лет) это значение достигло относительного максимума 0.70563–0.70592 и стало уменьшаться. В начале позднего рифея (1030–1000 млн. лет) оно варьировало в пределах 0.70519– 0.70569, в целом убывая по времени, и 1000 млн. лет назад составило 0.70523–0.70527. В интервале 900–800 млн. лет назад величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, вероятно, не поднималась выше 0.70525–0.70585. Стабильно низкие значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Гренвильском и пост-Гренвильском океане объясняются сочетанием ряда факторов: высокой ролью догренвильских мантийных пород в коре Гренвилид, особенностями метаморфизма, эксгумации и эрозионного вскрытия разных по составу литотектонических единиц, слагающих Гренвильские орогены, активным поступлением свежего ювенильного материала в Гренвильский океан, позднегренвильским подъемом уровня моря и, возможно, частичной локализацией продуктов континентального стока во внутренних впадинах в начале позднего рифея.

Kлючевые слова. Стронций, отношение 87 Sr/ 86 Sr в океане, рифей, карбонатные породы, Гренвильский орогенический цикл, Родиния, Лаврентия, Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее значительными геодинамическими событиями рифея были образование суперконтинента Родиния (McMenamin, McMenamin, 1990; Hoffman, 1991; Powell et al., 1993) в ходе глобального Гренвильского орогенического цикла (~1250–980 млн. лет) и последующий распад этого суперконтинента (Powell et al., 1993; Wingate et al., 1998) 830–750 млн. лет назад. По аналогии с Пан-Африканской орогенией, которая привела к образованию Гондваны (Hurley et al., 1967; de Almeida, 1968; Trompette, 1994 и ссылки в последней работе) и вызвала беспрецедентное в истории Зем-

ли повышение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде 600-520 млн. лет назад (Kaufman et al., 1993; Jacobsen, Kaufman, 1999), можно было бы ожидать, что гренвильские события также вызовут резкое и длительное повышение этого параметра.

Такое ожидание объясняется тем, что отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, постоянное во всем Мировом океане в каждый данный момент, изменяется во времени в результате вариаций соотношения масс двух главных потоков вещества в конечные бассейны стока — мантийного, содержащего низкорадиогенный Sr, и континентального, в различной мере обогащенного ⁸⁷Sr. Первый из этих потоков фор-

мируется за счет взаимодействия морской воды с мантийными породами, а второй - за счет сноса поверхностными и подземными водами продуктов выветривания пород континентальной коры. В современных обстановках усредненное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в континентальном потоке оценивается в пределах 0.7105-0.7115 при колебаниях в наиболее крупных реках от 0.7095 до 0.7384 в зависимости от состава пород в областях сноса (Wadleigh et al., 1985; Goldstein, Jacobsen, 1988; Palmer, Edmond, 1989). Та же величина в мантийном потоке в настоящее время составляет 0.7030-0.7035 (Albarede et al., 1981; Palmer, Edmond, 1989; Veizer et al., 1989, 1992), а около 1 млрд. лет назад в связи с изотопной эволюцией верхней мантии приближалась к 0.7028 (Faure, 1986; Goldstein, Jacobsen, 1988; Mirota, Veizer, 1994). Возможность определения изотопного состава Sr в водах палеоокеанов определяется тем, что морские карбонатные, сульфатные и фосфатные осадки наследуют отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr среды седиментации и при определенных условиях способны сохранять эту изотопную метку до настоящего времени.

Первая модель изменения изотопного состава Sr в докембрийском океане, основанная на небольшом количестве данных (Veizer, Compston, 1976), предполагала однонаправленное значительное увеличение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr на протяжении протерозоя. Расширение базы данных, достигнутое в основном за счет изучения разрезов Северной Америки и Арктики, в целом подтвердило общую тенденцию роста отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в рифейской морской воде (Derry et al., 1989, 1992, 1994; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993, 1996). На этом фоне выделялись лишь два кратковременных спада названного отношения (Адрарское событие около 900 млн. лет назад; Veizer et al., 1983; и событие Шалер, 800-750 млн. лет назад, Asmerom et al., 1991), вызванные увеличением роли мантийного потока.

В противоречие с этими выводами, сделанными в 80-х – начале 90-х годов, вошли результаты определения изотопного состава Sr в пограничных отложениях среднего и верхнего рифея Сибири, полученные И.М. Гороховым и соавторами (Горохов и др., 1995а). Используя строгие геохимические критерии сохранности карбонатных пород и методику удаления вторичных карбонатных фаз, эти авторы показали, что 1100-850 млн. лет назад отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде не только не повышалось, а несколько уменьшалось на общем фоне низких его значений. Последующее изучение сибирского материала (Хабаров и др., 1998, 2000; Семихатов и др., 1998; Виноградов и др., 1998; Кузнецов и др., 2000; Bartley et al., 2001), подтвердило низкие (<0.7062) значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде в конце среднего – начале позднего рифея и позволило наметить объяснения этого феномена. Работы А.Б. Кузнецова и его соавторов на Южном Урале (Кузнецов и др., 1997; 2000; Кузнецов, 1998; Gorokhov et al., 1996) показали, что низкие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7053–0.7061) сохранялись в палеоокеане почти до конца позднего рифея.

Недавно С. Якобсен и А. Кауфман (Jacobsen, Kaufman, 1999) обобщили данные о изотопном составе Sr в неопротерозойских карбонатных породах и предложили новую кривую вариаций ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде 800–530 млн. лет назад. В позднерифейской части кривой авторы отметили низкое (до 0.7056) отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 800–750 млн. лет назад (событие Шалер) и последующее его колебание в пределах 0.7063–0.7075. Касаясь более древних горизонтов рифея, С. Якобсен и А. Кауфман сослались на некоторые свидетельства низкорадиогенного изотопного состава Sr в морской воде 1100–800 млн. лет назад, но подробно не рассмотрели этот вопрос.

Настоящая статья преследует три цели. 1). Расширить базу данных о первичных отношениях ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатных породах, которые накопились во время и после гренвильского орогенеза в конце среднего и начале позднего рифея. 2). Предложить уточненный вариант стандартной кривой (reference curve) изменения изотопного состава Sr в Мировом океане этого времени. 3). Рассмотреть возможные причины противоречий между масштабами гренвильского орогенеза и низкой долей радиогенного Sr в гренвильском и пост-гренвильском океане. Первая задача решается посредством изучения Rb-Sr систематики тех известняков керпыльской и лахандинской серий Учуро-Майского региона юго-восточной Сибири, которые отвечают жестким значениям геохимических критериев сохранности карбонатных пород. Решение второй задачи базируется на синтезе вновь полученных и опубликованных результатов определения изотопного состава Sr в пограничных отложениях среднего и верхнего рифея Учуро-Майского и Туруханского регионов Сибири, которые по изученности этого состава не имеют равных среди прочих рифейских последовательностей, и на сравнении материалов по отложениям смежного возраста. Для решения третьей задачи анализируются факторы, влиявшие на изотопный состав Sr в рифейском океане.

ТРЕБОВАНИЯ К КАРБОНАТНОМУ МАТЕРИАЛУ, ПРЕДНАЗНАЧЕННОМУ ДЛЯ ОЦЕНКИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА Sr B ПАЛЕООКЕАНАХ

Наличие в литературе нескольких вариантов кривой изменения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде рифея (Veizer, Compston, 1976; Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992; Горохов и др., 1995а; Gorokhov et al., 1996; Jacobsen, Kaufman, 1999; Melezhik et al., в печати) в значительной степени свя-

зано с различием критериев отбора материала для обоснования такой кривой. Поэтому необходимо сформулировать требования к карбонатным породам, которые используются для Sr-изотопных исследований: 1) возраст образцов должен быть строго обоснован современными данными, 2) геохимическая сохранность анализируемого материала должна быть оценена с помощью независимых методов и 3) вторичные карбонатные фазы, если таковые присутствуют, должны быть по возможности удалены.

Лучшим способом удовлетворения первого требования является исследование протяженных преимущественно карбонатных последовательностей, хорошо изученных в изотопно-геохронологическом, С-изотопном хемостратиграфическом и палеонтологическом отношении. Таким путем можно не только избежать трудностей в возрастной привязке вариаций изотопного состава Sr, выявленных в одном разрезе, но и обеспечить независимую строгую корреляцию серии разобщенных разрезов, для которых установлены эти вариации.

Выполнение второго требования предполагает предварительное геохимическое изучение исследуемых пород и выбор "лучших" образцов, в наименьшей степени подвергшихся вторичным изменениям. Такой выбор основан на закономерностях перераспределения малых элементов (Mn, Fe и Sr) в ходе взаимодействия карбонатов с элизионными, подземными и метеорными водами и анализе корреляционных связей между значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и содержанием упомянутых элементов в карбонатных породах (Brand, Veizer, 1980; Banner, Hanson, 1990; Горохов и др., 1995а; Горохов, 1996; Кузнецов и др., 1997, 2000). На основании геохимических и геологических данных в каждом регионе могут быть выявлены причины вторичных изменений карбонатных пород и установлены пороговые значения геохимических критериев пригодности образцов для реконструкции изотопного состава Sr в морской воде. К сожалению, выбор таких значений применительно к докембрийским породам сейчас возможен только для известняков. Для доломитов он затруднен недостаточной изученностью поведения малых элементов в ходе образования и преобразования этих пород и, вероятно, применим только в отдельных литологически однородных свитах (Кузнецов, 1998; Кузнецов и др., 1998), в которых наблюдаются корреляции между Mn/Sr и Fe/Sr, с одной стороны, и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, с другой.

Что касается использования величин δ^{18} О для оценки степени вторичных изменений карбонатных пород, то их информативность ограничена различиями концентраций О и Sr как в карбонатах, так и в эпигенетических флюидах, а также несовпадением коэффициентов распределения

этих элементов между карбонатной и водной фазами в процессах эпигенеза. Поэтому О-изотопные системы преобразуются легче, чем Sr-изотопные, а отношения вода/порода, требуемые для преобразования этих систем, различаются на один-два порядка величины (Banner, Hanson, 1990; Jacobsen, Kaufman, 1999).

Влияние вторичных изменений карбонатных пород на величину ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr может быть уменьшено в результате использования методики селективнорастворения (выщелачивания) раствором ацетата аммония (McArthur, 1994; Горохов и др., 1995а; Горохов, 1996; Кузнецов и др., 1997; Овчинникова и др., 1998, 2000; Montanez et al., 1996; Bailey et al., 2000; Bartley et al., 2001). Эта процедура позволяет разделить или по крайней мере обогатить некогенетичные карбонатные фазы, различные по изотопному составу Sr и концентрациям рассеянных элементов. Присутствие таких фаз обычно для докембрийских известняков и доломитов, но только одна из них является раннедиагенетической, а прочие, слагающие внешние части карбонатных зерен, возникли в ходе вторичных (катагенетических) процессов.

Важно подчеркнуть, что при вычислении первичных отношений ⁸⁷Sr/86Sr по данным анализов валового карбонатного материала известняков и доломитов, полученные значения могут быть как более высокими, так и более низкими по сравнению с отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в обогащенной первичной карбонатной фазе, остающейся после обработки NH₄OAc (Горохов и др., 1995а; Кузнецов и др., 1997). Это объясняется тем, что в подобных случаях при введении поправки на накопление радиогенного ⁸⁷Sr используются единые значения возраста и отношения Rb/Sr для гетерогенных карбонатных фаз, которые в действительности различаются как по возрасту, так и по отношению Rb/Sr. Поэтому предварительная обработка карбонатных образцов раствором NH₄OAc является обязательной процедурой, открывающей путь к получению корректных данных об изотопном составе Sr в палеоокеане. Выполнение этой процедуры позволяет в значительной степени снизить систематические погрешности, которыми, к сожалению, отягощены многие современные данные, в том числе и положенные в основу построения так называемых стандартных кривых вариаций ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в докембрийском океане.

Во имя обеспечения единого подхода к выбору материала для реконструкции отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде среднего — начала позднего рифея сформулированные требования предъявлялись к образцам, изученным как авторами настоящей работы, так и другими исследователями. Поэтому при построении стандартной кривой вариации изотопного состава Sr в палеоокеане мы не использовали ряд ранее опубликованных результатов.

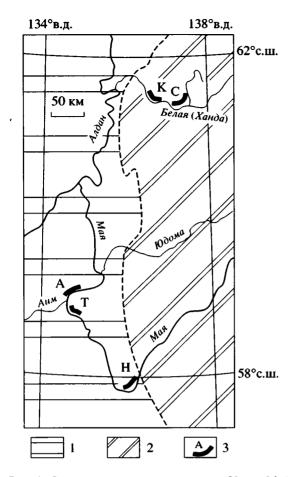


Рис. 1. Схема геологического строения Учуро-Майского региона и положение изученных разрезов. 1 — Учуро-Майская плита; 2 — Юдомо-Майский прогиб; 3 — изученные разрезы: А — Аимский (р. Мая у устья р. Аим), К — Курун-Мастахский (р. Белая выше устья руч. Курун-Мастах, западное крыло Горностахской антиклинали), Н — Нельканский (р. Мая ниже пос. Нелькан), С — Светлинский (р. Белая выше устья руч. Светлый, восточное крыло Горностахской антиклинали), Т — скалы Талах-Хайя на р. Мая выше устья р. Аим).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Учуро-Майский регион охватывает две обширные палеоструктуры, разделенные субмередианальным взбросо-надвигом (рис. 1): Учуро-Майскую плиту, в пределах которой рифейские, вендские и кембрийские отложения залегают субгоризонтально, и обрамляющий ее с востока Юдомо-Майский прогиб, в котором те же отложения увеличиваются в мощности и образуют крупные открытые складки, осложненные взбросо-надвигами (Нужнов, 1967; Семихатов, Серебряков, 1983). В региональной стратиграфической шкале рифея выделяются пять серий, разделенных несогласиями различного масштаба — учурская, аимчанская, керпыльская, лахандинская и уйская. Изученные образцы происходят из керпыльской и лахандин-

ской серий, которые относятся к пограничным горизонтам среднего и верхнего рифея.

Керпыльская серия, залегающая несогласно на более древних рифейских, а местами и на дорифейских породах, расчленяется на силикокластическую тоттинскую (450–1100 м), известняковую малгинскую (60–420 м) и доломитовую ципандинскую (190–450 м) свиты, связанные постепенными переходами. Изученные образцы карбонатных пород отобраны из трех разрезов малгинской и ципандинской свит, которые расположены на востоке Учуро-Майской плиты по р. Мая в скалах Талах-Хая и на северо-востоке Юдомо-Майского прогиба по р. Белая у устья руч. Курун-Мастах и выше устья руч. Светлый. Положение этих разрезов и размещение в них образцов показаны на рис. 1 и 2.

Малгинская свита представлена тонкослоистыми микритами и подчиненными кальцисильцитами, которые иногда обладают микробиальной слоистостью и содержат линзы флейкстоунов, а у кровли прослои битуминозных карбонатов. Породы содержат изменчивое количество силикатной (почти исключительно глинистой) примеси и в нижней части окрашены в пестрые, в средней в палевые, а в верхней – в серые тона. В разрезе Талах-Хая (95-100 м) количество этой примеси варьирует от 6.7 до 18%, уменьшаясь к кровле свиты. В Юдомо-Майском прогибе малгинские отложения отличаются повышенными мощностями, сокращением роли пестроцветных пород и глинистой примеси. В Светлинском разрезе (400-420 м), расположенном на восточном крыле Горностахской антиклинали, доля этой примеси обычно составляет 0.6-2.2% и лишь в основании свиты иногда достигает 7.3-13%. Средние горизонты свиты здесь отмечены появлением флейкстоунов, а верхние – линзами черных кремней. На западном крыле названной антиклинали в Курун-Мастахском разрезе (380-400 м) свита сохраняет свое строение, но вдоль контакта с вышележащей ципандинской свитой охвачена неравномерной эпигенетической доломитизацией на глубину до 50-55 м (Семихатов, Серебряков, 1983, рис. 29).

Все малгинские породы, кроме упомянутых доломитизированных разностей, несут следы незначительной перекристаллизации и включают отдельные тонкие (2–5 мм) прожилки позднего кальцита. Катодолюминесценция для микритов не характерна, а в микроспаритах слабо высвечивает лишь отдельные пятна размытых очертаний и более ярко – кальцитовые прожилки. Отложение малгинских осадков происходило ниже и выше базиса действия штормовых волн в пределах проксимального (на Учуро-Майской плите) и дистального (в Юдомо-Майском прогибе) шельфа.

Ципандинская свита выделяется доломитовым составом, малой примесью силикокластического материала, светло-серой окраской пород и их значительной перекристаллизацией. В разрезе

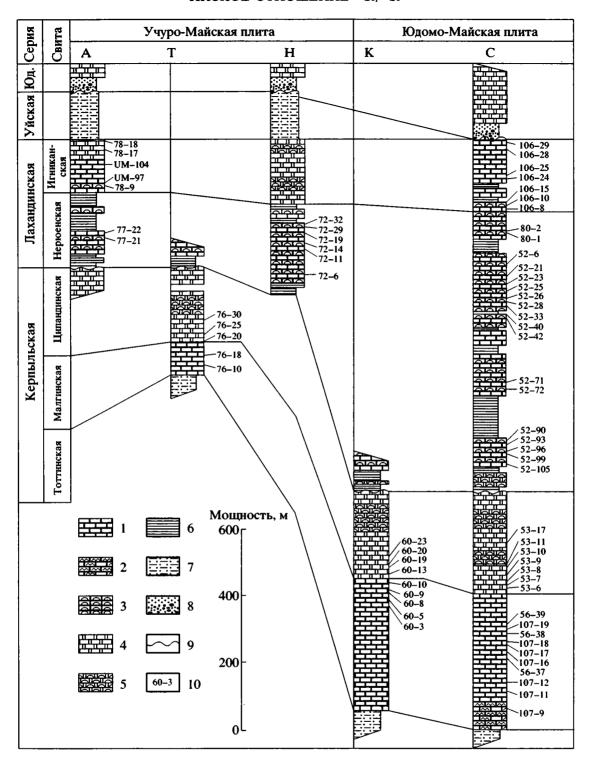


Рис. 2. Строение изученных разрезов верхней части керпыльской и лахандинской серий.

1 – известняки; 2 – малгинелловые ("струйчатые") известянки; 3 – строматолитовые известняки; 4 – доломиты; 5 – строматолитовые доломиты; 6 – аргиллиты; 7 – песчано-глинистые отложения; 8 – песчаники с гравелитами; 9 – стратиграфические несогласия, 10 – положение и номера изученных образцов. Разрезы: А – Аимский, Т – Талах-Хайя, Н – Нельканский, К – Курун-Мастахский, 5 – Светлинский; Юд. – юдомская серия, венд.

Талах-Хая (280–300 м) в составе свиты доминируют долоспариты, содержащие не более 7.8% силикокластики. В нижней части (80–85 м) породы часто сохраняют микробиальную слоистость, а

выше содержат столбчато-пластовые и редкие столбчатые строматолиты. На Учуро-Майской плите в районе скал Талах-Хая и Малгина в доломитах развиты карстовые брекчии, образовавшие-

ся во время предлахандинского перерыва (Семихатов, Серебряков, 1983). На северо-востоке Юдомо-Майского прогиба, в Светлинском и Курун-Мастахском разрезах, мощность свиты сокращается до 250−280 м, а ее строение отличается от описанного лишь увеличением количества столбчатых строматолитов, проявлением редких битуминозных долоспаритов с линзами кремней и уменьшением силикокластической примеси (обычно ≤2.5%). Ципандинские осадки формировались в условиях подвижного мелководья на обширной карбонатной платформе, и только верхние их горизонты представляют обстановки, расположенные вблизи базиса действия обычных волн.

Катодолюминесцентное изучение показывает, что микробиальные и строматолитовые ципандинские доломиты практически не люминесцируют или обнаруживают тусклое пятнистое свечение в участках более интенсивной перекристаллизации, тогда как разнозернистые спариты дают более равномерное, но также неяркое свечение, что, вероятно, отражает особенности распределения Мп и Fe в упомянутых породах.

Лахандинская серия отделена от ципандинской свиты перерывом, а на Учуро-Майской плите и каолинит-гидрослюдистой корой выветривания мощностью до 3—4 м (Неволин и др., 1978; Литология..., 1980). В составе серии выделяется ряд местных литостратиграфических единиц, которые объединяются в две согласно залегающие региональные свиты — нерюенскую и игниканскую (Семихатов, Серебряков, 1983). Образцы карбонатных пород из обеих этих свит отобраны на северо-востоке Юдомо-Майского прогиба в Светлинском разрезе и на востоке Учуро-Майской плиты в Аимском разрезе; нерюенская свита, кроме того, опробована в Нельканском разрезе (см. рис. 1 и 2).

Нерюенская свита на Учуро-Майской плите состоит из трех пачек, нижняя и верхняя из которых сложены серыми преимущественно глинистыми, а средняя (мильконская подсвита) – пестроцветными карбонатными породами: строматолитовыми, подчиненными микрофитолитовыми и обломочными известняками и редкими доломитами. От Аимского разреза к Нельканскому в сторону Юдомо-Майского прогиба мощность свиты увеличивается от 220-240 до 320-340 м, а мильконской подсвиты - от 70-72 до 175-180 м. На северо-востоке прогиба в Светлинском разрезе свита достигает 800-830 м мощности и включает шесть значительных (от 60 до 180 м) сероцветных карбонатных пачек и предшествующие им небольшие пачки серых и редких красных аргиллитов, которые в сумме составляют лишь около 25% разреза свиты. Нижнюю карбонатную пачку слагают строматолитовые, подчиненные обломочные и микритовые доломиты, а остальные карбонатные пачки - микритовые и более редкие

строматолитовые известняки. В Юдомо-Майском прогибе эти отложения накапливались на открытом шельфе вблизи базиса действия штормовых волн (карбонаты) и в относительно глубоководных защищенных обстановках (глинистые пачки), а на Учуро-Майской плите – в более мелководной проксимальной зоне шельфа с краткими периодами субаэральной экспозиции.

В известняках и доломитистых известняках нерюенской свиты наблюдается незначительная пятнистая перекристаллизация, которая привела к новообразованию кальцита и Fе-доломита во вторичных прожилках и в матриксе. Доля вторичных карбонатов в изученных образцах обычно составляет 5–8%. Люминесценция для этих образцов не характерна, наблюдается лишь более яркое свечение выполняющего тонкие трещины кальцита и бледное красновато-бурое свечение микропорфиробласт вторичного Fe-доломита.

Игниканская свита представлена главным образом обломочными и микрофитолитово-обломочными карбонатами, которые заключают редкие пласты и пачки строматолитовых разностей. а иногда и тонкие (0.5-3 м) прослои аргиллитов. Породы обычно окрашены в серые и коричневато-серые тона; лишь в нижних горизонтах местами появляется красная окраска. Состав свиты в Светлинском разрезе почти исключительно известняковый; доломитистые известняки и редкие доломиты здесь слагают лишь отдельные прослои и небольшие (20-40 м) пачки. В этом разрезе вскрыто 220-230 м игниканских пород, несогласно перекрытых юдомской серией венда. В Аимском разрезе известняки наблюдаются только в нижней 20-метровой пачке, а вышележащая 170-180-метровая часть свиты, согласно перекрытая уйской серией, имеет доломитовый состав. Описанные отложения представляют гидродинамически активные обстановки верхней сублиторали, а частично, вероятно, и литорали.

Игниканские известняки и особенно доломиты перекристаллизованы и превращены в микро(доло)спариты и (доло)спариты, которые сохраняют реликтовые осадочные текстуры. Катодолюминесценция микроспаритов различная, но в целом слабая, с более ярким свечением зернистого цемента обломочных и микрофитолитовых разностей. Позднедиагенетические спариты и долоспариты показывают пятнистое яркое свечение на фоне тусклой основной массы.

Возрастные рамки керпыльской и лахандинской серий устанавливаются на основании согласующихся палеонтологических и изотопно-геохронологических данных. Палеонтологические данные показывают, что на границе названных серий произошло важное обновление состава как строматолитов, так и органостенных микрофоссилий. Керпыльские строматолиты представле-

ны узкими эндемиками и транзитными средневерхнерифейскими формальными родами и видами, тогда как в основании лахандинской серии, наряду с расширением состава транзитных таксонов, появляются формальные роды и виды, типичные для нижней части верхнего рифея – Inzeria tjomusi Kryl., Jurusania cylindrica Kryl. и Baicalia lacera Semikh. (Крылов, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов, 1995). Микроструктура последней формы, широко развитая в нижних горизонтах верхнего рифея, отражает особый этап коэволюции циано-бактериальных экосистем и глобальных обстановок карбонатонакопления (Knoll, Semikhatov, 1998).

Более масштабные новации в основании лахандинской серии отмечаются среди органостенных микрофоссилий (Герман, 1990; Вейс, Воробьева, 1993; Вейс и др., 1998). В тоттинской свите керпыльской серии, помимо обычных для всего протерозоя остатков простых цианобактерий, присутствует ряд крупных и сложно построенных морфотипов (акритархи Chuaria, слоевища коккоидных Ostiana, широкие нитчатые Asperatofilum и Taenitrichoides, многорядные чехлы Polytrychoides и Eomycrocoleos, ветвящиеся талломы Ulophyton и Majaphyton и другие). Их присутствие иногда трактуется как свидетельство позднерифейского возраста тоттинской свиты (Вейс и др., 1998, 2000 и ссылки в этих работах). Однако такая точка зрения опровергается находками всех тоттинских микрофоссилий в доверхнерифейских отложениях Южного Урала и Приуралья (Вейс и др., 2000; Стратиграфическая схема..., 2000) и в тех отложениях Анабарского массива, которые по изотопно-геохронологическим и строматолитовым данным относятся к нижнему рифею (Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983; Горохов и др., 1997, 2001). В лахандинскую серию поднимаются все тоттинские микрофоссилии, но вместе с тем здесь появляются акантоморфные акритархи Тгаchyhystrichosphera aimica Herm., T. stricta Herm. и Prolatoforma aculeata Mikh., спирально-цилиндрические Obruchevella, талломы многоклеточных водорослей Archaeoclada и Varioclada, остатки низших грибов и их репродуктивных структур Eosacchoromyces, Mucorites и другие формы, свойственные нижним горизонтам верхнего рифея, в том числе в его стратотипе (Вейс и др., 2000).

Имеющиеся U-Pb датировки определяют возрастные рамки керпыльской и лахандинской серий лишь в довольно широких пределах. Наиболее молодая популяция обломочных цирконов из нижних горизонтов тоттинской свиты имеет возраст 1300 ± 5 млн. лет (Khudoley et al., 2001), а бадделеит из пластовых тел диабазов и габбро-диабазов, локализованных в пограничных горизонтах лахандинской и уйской серий, — 1005 ± 4 и 974 ± 7 млн. лет (Rainbird et al., 1998). Эти магматические породы обладают тремя важными осо-

бенностями (Волкодав и др., 1978; Сухоруков, 1986; Khudoley et al., 2001). Во-первых, они локализованы в нижней части уйской серии, а граувакки верхней ее части содержат обломки петрографически сходных диабазов. Во-вторых, внедрение некоторых силлов сопровождалось пластическими деформациями нелитифицированных нижнеуйских осадков. В-третьих, отдельные пластовые тела диабазов несут следы закалки только на нижнем контакте, что предполагает их эффузивный характер. Иначе говоря, рассматриваемый базитовый магматизм был конседиментационным, и потому его изотопные датировки (1000– 975 млн. лет), видимо, определяют время накопления нижней части уйской серии. Вместе с тем изохронные Pb-Pb датировки известняков средней части малгинской свиты и нижней части лахандинской серии равны 1043 ± 14 млн. лет и 1025 ± 40 млн. лет соответственно (Семихатов и др., 2000; Овчинникова и др., 2001), а карбонатные породы средней части сухотунгусинской свиты Туруханского района, залегающие между аналогами малгинской и нерюенской свит (Bartley et al., 2001), имеют Pb-Pb возраст 1035 ± 60 млн. лет (Овчинникова и др., 1995). Хотя с точки зрения статистических критериев приведенные Pb-Pb датировки значимо не различимы, их величины (математические ожидания) согласуются со стратиграфической последовательностью датированных свит. Это придает им дополнительный вес и позволяет считать, что граница керпыльской и лахандинской серий имеет возраст около 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000).

К-Аг датировки минералогически неизученных глауконитов из тоттинской свиты образуют правильный ряд значений, убывающих от 1170-1070 млн. лет в нижней ее части до 1070-1000 млн. лет в средней и 1020-970 млн. лет в верхней (Семихатов, Серебряков, 1993 и ссылки в этой работе). Надстраивающие этот ряд К-Аг датировки лахандинских и уйских глауконитов (960-870 и 760-700 млн. лет соответственно), как показали определения U-Pb возраста нижнеуйских диабазов, "омоложены". Вместе с тем значительный разброс К-Аг возрастов тоттинских глауконитов, приуроченных к определенным частям свиты, показывает, что изотопные системы и этих минералов также в той или иной мере нарушены. Тем не менее максимальные К-Аг возрастные значения для рассматриваемых глауконитов, по-видимому, можно принять как приблизительные оценки времени накопления тоттинской свиты. Таким образом, согласно палеонтологическим данным, граница среднего и верхнего рифея в Учуро-Майском разрезе проходит между керпыльской и лахандинской сериями, а изотопно-геохронологические данные свидетельствуют, что возраст этой границы ~1030 млн. лет, и что накопление верхнекерпыльских и лахандинских отложений происходило 1050–1000 млн. лет назад.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЛЕКТИВНОГО РАСТВОРЕНИЯ КАРБОНАТНОГО МАТЕРИАЛА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Из 210 образцов карбонатных пород керпыльской и лахандинской серий для исследования были выбраны 69 макроскопически однородных с минимальными признаками перекристаллизации. Образцы распиливались на две части, одна из которых использовалась для петрографического и катодолюминесцентного изучения, а другая для рентгеновского, химического и изотопного анализов. Петрографическое изучение проводилось в прозрачных шлифах, а катодолюминесцентное - на полированных поверхностях на микроанализаторе "Сатевах" в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа (центр МЕХАНОБР-АНАЛИТ, Санкт-Петербург). При химическом анализе в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН навеска растертой породы растворялась в IN HCl при комнатной температуре, после чего содержания Са и Мд в карбонатной составляющей определялись весовым, а Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом. Минеральный состав силикокластической фазы карбонатных пород определялся методом рентгеновской дифрактометрии.

На основании результатов петрографического изучения и химического анализа были выбраны образцы карбонатных пород, в наименьшей степени подвергшиеся эпигенетической перекристаллизации. Rb-Sr систематика этих образцов изучалась с применением процедуры селективного растворения ("выщелачивания"). Растертые образцы первоначально обрабатывались 1N раствором ацетата аммония (NH₄OAc) с ультразвуковым воздействием в течение 15 минут при комнатной температуре. Карбонатный материал, пе-В ацетатную реходящий вытяжку, обозначается как АА-фаза. Ацетатная вытяжка и остаток от выщелачивания разделялись центрифугированием, после чего остаток дважды ополаскивался бидистиллированной водой. Промывные воды добавлялись к ацетатной вытяжке и выпаривались, а остаток обрабатывался 10% уксусной кислотой (СН₃СООН). Карбонатное вещество, переходящее при этом в раствор, далее именуется УК-фазой. Различие условий растворения образцов в ходе общего химического анализа и изучения Rb-Sr систематики обусловило некоторую разницу в полученных содержаниях нерастворимого остатка (силикатной составляющей) в ряде образцов (табл. 1 и 2).

Концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с применением смешан-

ного индикатора ⁸⁷Rb-⁸⁴Sr. Изотопный анализ при этом выполнялся на одноколлекторном массспектрометре МИ 1320 с радиусом 20 см, углом отклонения 90° и трехленточным ионным источником с Re-лентами. Выделение Sr для определения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr проводилось ионообменным методом с катионитом Dowex AG50W × 8 (200-400 меш) и использованием 2.5 N HCl в качестве элюента. Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan МАТ 261 с Re-лентами ионного источника в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измерение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонате стронция NIST SRM 987 Национального института стандартов и технологий США в период работы дало значение 0.710256 ± 0.000012 (n = 16), а в стандарте EN-1 Геологической службы США -0.709187 ± 0.000010 (n = 2). Указанная погрешность отвечает $2\sigma_{\text{средн}}$.

Аналитические данные для изученных карбонатных образцов и их АА- и УК-фаз приведены в таблицах 1 и 2. Рассмотрение таблицы 2 показывает, что кальцит растворяется в IN NH₄OAc лучше, чем доломит: доля АА-фазы в известняках составляет 3.9-7.6% (в среднем 4.9%), а в доломитах – 2.4-3.9% (в среднем 2.9%). Максимальная ее доля (~13%) зафиксирована в кальците, выполняющем тонкие трещины (обр. 80-2). Отклонения трех малгинских известняков (обр. 107-11, 107-12 и 76-10) от общей тенденции представляют собой артефакты: снижение доли АА-фазы в первых двух образцах до 1.8% связано с недостаточно тонким их измельчением, а повышение этой доли до 9.9% в обр. 76–10 объясняется его растворением в 1N NH₄OAc при температуре выше комнатной. Концентрация Sr в валовом карбонатном материале вычислена как средневзвещенное значение на основании данных о содержании этого элемента в АА- и УК-фазах и доли последних в упомянутом материале (табл. 2). Полученные таким путем значения концентрации использованы для вычисления отношений Mn/Sr и Fe/Sr (табл. 1).

Rb-Sr характеристики AA- и УК-фаз существенно различаются. В известняках АА-фаза по сравнению с УК-фазой в среднем обогащена рубидием в 20 раз и стронцием в 1.4 раза, а в доломитах - соответственно в 35 и 2 раза. Содержание Sr в AA- и УК-фазах известняков примерно одинаково, тогда как в доломитах оно выше в АА-фазе. Аналогичные соотношения, установленные в рифейских карбонатных породах Туруханского района, позволили И.М.Горохову и др. (1995а) предположить, что АА-фаза как в известняках, так и в доломитах представлена преимущественно вторичным кальцитом. Если учесть, что кальцит растворяется в 1N NH₄OAc лучше, чем доломит, то обратная корреляция доли АА-фазы и величины Мg/Са в учуро-майских доломитах (рис. 3) является веским подтверждением этого предположения.

и минеральный состав силикатнои примеси в кароонатах керпыльскои и лахандинскои серии ОЛЯ Ма, % Ми, мкг/г Fe, мкг/г Sr, мкг/г Мg/Са Мn/Sr Fe/Sr состав силикатной составляющей б		1	Ke, Ca	i	1	ı	KB, Cn, IIm		KB	1	ı	1	Кв (Пш)	_	KB, Cn	Кв, Сл (Пш)	1	1	KB, Cn	KB, Cn		ı	•	KB, Cn	ı	1	1	ı	Кв (Сл, Пш)	1	KB	i	1	$ K_{\theta}(C_{\lambda}, X_{\lambda}) $	1 . !	Кв (Пш)	1	NB NB	ı	1
тахандин 		1.1	0.71	0.72	1.5	3.0	15	1.9	87	48	9.9	12	24		18	2.8	4.0	0.11	0.40	7.5	9.5	3.3	0.97	4.0	0.58	2.7	0.81	0.1	6.3	0.77	40	12	1.5	0.68	0.57	01	2.5	<u>1</u> 0	7.9	1.5
Mn/Sr		0.43	0.0	0.21	1.3	0.26	0.80	99:0	4.6	4.0	0.47	2.8	6.7		0.43	0.21	4.0	0.03	0.05	0.50	0.69	0.56	0.08	1.3	90:0	0.49	0.38	0.05	0.27	0.02	2.6	0.87	0.12	0.15	90:0	0.4	0./8	0.1	3.4	
Mg/Ca		0.010	0.022	0.048	0.023	1	0.013	1	0.572	909:0	0.195	0.012	0.027	•	0.003	0.014	0.019	0.004	0.005	0.012	0.012	0.016	0.035	0.007	0.020	0.008	0.007	0.022	0.005	0.003	0.543	0.573	0.016	0.003	0.003	0.017	0.010	0.031	0.562	U.W.
Sr, MKT/r		161	734	375	314	1322	100	487	50.6	51.0	221	125	86.3	-	129	908	221	634	531	497	193	219	452	177	209	207	375	840	563	066	33.2	50.3	360	478	607	63.5	/9! ::3	11/	61.5	202
атнои прим Fe, мкг/г	я свита	200	520	270	460	3900	1650	920	4400	2450	1450	1550	2100	я свита	2260	2250	830	29	210	3750	1850	720	4	710	350	550	310	840	3550	260	1300	280	530	320	350	650	0/8	0581	480) VC/
остав силик Мп, мкг/г	Игниканская	82	63	77	420	340	87	320	240	204	100	350	580	Нерюенска	55	170	97	91	26	250	130	120	35	230	37	001	140	38	150	22	87	4	44	73	39	260	<u>9</u>	<u>8</u>	210	oco
ральный с Мg, %		0.39	0.81	1.8	0.89	0.70	0.49	0.88	12.2	12.8	6.1	0.49	1.01		0.13	0.54	0.74	0.16	0.21	0.48	0.45	0.63	1.3	0.29	0.76	0.31	0.26	0.81	0.18	0.12	12.2	12.5	0.62	0.11	0.12	0.68	0.39	5.15	12.3	0.33
		1.7	5.3	1.2	1:1	3.1	4.8	15.0	4.0	2.3	2.6	1.8	5.0	•	2.4	6.7	3.3	6.0	3.0	3.9	2.9	2.7	1.2	3.0	2.5	2.1	1.5	2.6	2.4	1.2	2.3	1.5	0.7	5.4	0.7	2.0	1.7	3.3	ı	ı
ементов, д Порода ⁴		И	И	Z	Z	Z	Z	Z	п	Ξ	Z	И	И	-	И	И	И	И	Z	Z	Z	Z	Z	И	И	Z	И	И	Z	И	ц	ц	И	N	Z	Z :	Z :	Z 1	Ħ.	n L
Содержания малых элементов, доля Разрез² Уровень отбора в разрезе³, м Порода с.		210	061	110	100	30	3 20 20	01	150	130	85	25	70	-	089	640	620	009	580	570	260	530	520	330	300	150	140	120	110	80	220	215	200	091	140	9	<u> </u>	દ	770	2//
		- 5	S	2	8	· v	٠ ٧	ر د	_	-	_	_	_	-	_ s	S	S	'n	S	· v	ν.	٠ د	S	S	'n	S	5	'n	5	'n	Э	3	w.	. س	. در	რ -	٦,	- '	v 4	ر
наолица I. Номер обр. ^Г		106-29	106-28	106-25	106-24	106-15	106-10	106-8	78-18	78-17	UM-104	14-MU	78-9		52-6	52-21	52-23	52-25	52-26	52-28	52-33	52-40	52-42	52-71	52-72	52-90	52-93	52-96	52-99	52-105	72-32	72-29	72-19	72-14	72-11	72-6	17-22	17-//	80-1 80-2	7-00

СЕМИХАТОВ и др.

Таблица 1. Окончание

Номер обр. ^Г	Paspes ²	Уровень отбора в разрезе ³ , м	Порода4	Доля c. c. ⁵ , %	Mg, %	Мп, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Минеральный состав силикатной составляющей ⁶
	•					Ципандинс	кая свита				•	
53-17	5	150	Д	5.6	13.6	58	490	13.4	0.644	4.3	37	Кв
53-11	5	80	Д	1.6	13.0	24	240	9.57	0.603	2.5	25	_
53-10	5	70	Д	0.3	13.2	34	270	15.7	0.619	2.2	17	_
53-9	5	50	Д	0.5	13.1	25	320	15.2	0.624	1.6	21	_
53-8	5	30	Д	2.3	13.0	31	550	16.3	0.612	1.9	34	Кв
53-7	5	20	Д	1.5	12.4	33	890	22.2	0.567	1.7	40	_
53-6	5	10	Д	1.5	13.4	25	360	18.2	0.627	1.4	20	_
60-23	4	70	Д	0.8	12.6	80	770	25.2	0.597	3.2	31	Кв
60-20	4	40	Д	1.6	12.9	45	760	33.6	0.609	1.3	23	_
60-19	4	30	Д	3.6	12.7	42	790	49.2	0.580	0.85	16	Кв
60-13	4	10	Д	1.6	13.0	45	450	22.0	0.615	2.1	20	_
76-30	2	65	Д	6.4	12.5	140	2950	38.4	0.590	3.5	76	Кв
76-25	2	20	🛱	7.0	12.5	180	3150	54.4	0.593	3.3	58	Кв, Сл
	'	1			l	Малгинска	я свита	'	'	•	•	•
60-10	4	380	И	4.0	0.76	35	360	261	0.020	0.13	1.39	Кв
60-9	4	360	И	7.7	1.58	140	2970	230	0.044	0.60	13	Кв (Сл)
60-8	4	350	И	4.5	1.41	150	2450	201	0.038	0.72	12	Сл, Кв
60-5	4	330	И	5.8	2.41	76	2030	397	0.066	0.19	5.1	Сл, Кв
60-3	4	310	И	3.4	0.92	58	890	362	0.024	0.16	2.44	Сл, Кв
56-39	5	305	И	1.3	0.26	17	400	1206	0.007	0.01	0.33	_
107-19	5	290	И	1.2	0.22	32	150	1198	0.006	0.03	0.13	-
56-3 8	5	280	И	2.2	0.58	33	320	936	0.015	0.04	0.34	-
107-18	5	260	И	0.6	0.11	31	130	1377	0.003	0.02	0.09	-
107-17	5	250	И	1.2	0.22	30	100	1610	0.006	0.02	0.06	Кв
107-16	5	230	И	1.7	0.26	40	220	879	0.007	0.05	0.25	
56-37	5	210	И	13.0	0.47	180	4600	370	0.012	0.48	12	Сл, Кв
107-12	5	140	И	7.3	0.56	130	3530	234	0.014	0.55	15	Сл, Кв, Пш, Хл
107-11	5	110	И	9.5	0.61	210	4600	171	0.016	1.2	27	Сл, Кв, Пш, Хл
107-9	5	60	И	11.0	0.38	370	3700	165	0.010	2.2	22	Сл, Кв (Пш, Хл)
76-18	2	60	И	6.7	0.40	85	1050	194	0.010	0.44	5.4	Сл, Кв, Хл
76-10	2	30	И	8.3	0.47	370	980	117	0.012	3.1	8.4	Сл, Кв, Хл

Примечание. ¹ Курсивом выделены номера и данные для образцов, удовлетворяющих принятым значениям геохимических критериев: Mg/Ca ≤ 0.024, Mn/Sr ≤ 0.2 и Fe/Sr ≤ 5; ² разрезы: 1 — Аимский, 2 — Талах-Хая, 3 — Нельканский, 4 — Курун-Мастахский, 5 — Светлинский. ³ Уровень отбора образца указан от основания свиты в соответствующем разрезе. ⁴ И — известняк, Д — доломит.

⁵ с. с. – силикатная составляющая породы.
6 Кв – кварц, Сл – слюда, Пш – полевые шпаты, Хл – хлорит. Все минералы перечислены в порядке убывания их содержания, а минералы в следовых количествах показаны в скобках.

Таблица 2. Rb-Sr аналитические данные для карбонатных фаз известняков и доломитов керпыльской и лахандинской серий

Номер образца ¹	Порода ²	Карбонатная фаза ³	Доля фазы в породе, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренные	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичные
	<u>-L</u>	•	Ип	никанская св	ита	· — — —		·····
106-29	И	AA	4.1	1.47	275	0.0157	0.70616	0.70593
		УК	94.8	0.03	188	0.0004	0.70602	0.70601
106-28	И	AA	4.4	3.96	<i>967</i>	0.0099	0.70705	0.70691
		УK	89.9	0.12	<i>721</i>	0.0005	0.70635	0.70634
106-25	И	AA	5.0	1.74	495	0.0103	0.70654	0.70639
		УК	94.0	0.06	369	0.0005	0.70640	0.70639
106-24	И	AA	5.4	1.26	386	0.0095	0.70703	0.70689
		УК	93.8	0.05	310	0.0004	0.70686	0.70685
106-15	И	AA	4.6	1.60	1602	0.0029	0.70617	0.70613
		УК	92.8	0.11	1308	0.0003	0.70607	0.70606
106-10	И	AA	4.0	7.24	126	0.1680	0.70823	0.70577
		УК	87.4	0.08	108	0.0022	0.70787	0.70783
106-8	И	AA	4.2	9.80	595	0.0483	0.70968	0.70897
	1	УК	50.9	1.15	478	0.0070	0.70944	0.70935
78-18	Д	AA	3.9	11.6	81.2	0.4182	0.71266	0.70653
		УК	91.5	0.23	49.3	0.0136	0.70730	0.70710
78-17	д	AA	2.9	18.2	85.4	0.6230	0.71338	0.70425
		УК	94.8	0.24	49.7	0.0144	0.70609	0.70588
UM-104	И	AA	5.4	2.91	265	0.0321	0.70709	0.70670
		УК	92.5	0.09	219	0.0012	0.70573	0.70572
UM-97	И	AA	5.2	2.81	143	0.0575	0.70799	0.70715
		УК	93.4	0.10	124	0.0022	0.70584	0.70581
78-9	И	AA	5.4	8.74	103	0.2475	0.70898	0.70535
		УК	89.4	0.02	85.3	0.0006	0.70633	0.70632
	I			рюенская св		1	1	1
52-6	И	AA	4.7	1.50	179	0.0246	0.70636	0.70600
		УК	92.7	0.07	126	0.0016	0.70613	0.70610
52-21	И	AA	5.1	5.47	1072	0.0149	0.70608	0.70586
		УК	88.4	0.22	799	0.0001	0.70578	0.70578
52-23	И	AA	4.9	1.43	298	0.0141	0.70740	0.70719
		УК	93.2	0.06	217	0.0008	0.70661	0.70659
52-25	И	AA	4.5	0.62	934	0.0019	0.70536	0.70533
		УК	95.2	0.02	621	0.0001	0.70527	0.70527
52-26	И	AA	4.4	2.61	837	0.0091	0.70580	0.70566
		УK	92.1	0.14	517	0.0008	0.70555	0.70554
52-28	И	AA	4.8	3.38	686	0.0144	0.70722	0.70701
		УК	91.9	0.18	487	0.0011	0.70619	0.70617
52-33	И	AA	4.9	2.71	229	0.0347	0.71094	0.71043
02 00		УК	93.5	0.08	191	0.0013	0.70989	0.70987
52-40	И	AA	4.4	1.86	339	0.0161	0.70711	0.70687
·- ··		УК	94.0	0.25	213	0.0034	0.70662	0.70657
52-42	и	AA	4.6	1.24	667	0.0054	0.70559	0.70551
	**	УК	94.7	0.03	440	0.0002	0.70546	0.70546
52-71	и	AA	4.8	2.33	245	0.0002	0.70752	0.70711
J# 11		УК	93.8	0.06	174	0.0276	0.70694	0.70692
52-72	И	AA	4.9	3.99	974	0.011	0.70532	0.70514
J- 12	-	УK	93.6	0.16	588	0.0008	0.70521	0.70519
	<u> </u>	l VA	/5.0	0.10	500	1 0.0000	0.70321	0.70317

Таблица 2. Продолжение

Номер образца ¹	Порода ²	Карбонатная фаза ³	Доля фазы в породе, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренные	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sг первичные
			He	рюенская св	ита	 	** 	
52-90	И	AA	4.1	2.95	346	0.0249	0.70646	0.70610
		УК	95.1	0.09	201	0.0013	0.70603	0.70601
52-93	И	AA	4.6	3.54	671	0.0155	0.70606	0.70583
		УK	94.5	0.07	363	0.0006	0.70581	0.70580
52-96	И	AA	5.6	1.65	1050	0.0046	0.70544	0.70538
		УК	92.7	0.07	827	0.0002	0.70542	0.70542
52-99	И	AA	4.9	2.89	692	0.0122	0.70594	0.70576
		УК	93.1	0.06	556	0.0003	0.70575	0.70574
52-105	И	AA	4.6	1.54	1521	0.0030	0.70541	0.70537
		УК	94.4	0.04	990	0.0001	0.70531	0.70531
72-32	Д	AA	3.4	3.26	51.1	0.1867	0.70912	0.70638
		УК	94.8	0.10	32.4	0.0088	0.70710	0.70697
72-29	Д	AA	3.3	1.12	106	0.0310	0.70714	0.70669
	ļ	УК	95.2	0.06	46.3	0.0037	0.70679	0.70673
<i>7</i> 2- <i>1</i> 9	И	AA	6.8	0.46	181	0.0075	0.70562	0.70551
		УК	92.8	0.04	<i>373</i>	0.0003	0.70551	0.70550
72-14	И	AA	5.3	4.03	445	0.0265	0.70573	0.70535
		УК	89.6	0.19	480	0.0012	0.70535	0.70533
<i>72-11</i>	И	AA	5.6	0.88	847	0.0031	0.70545	0.70540
		УК	93.8	0.05	593	0.0002	0.70537	0.70536
72-6	K	AA	4.1	2.83	71.1	0.1165	0.70891	0.70720
		УК	94.2	0.11	63.1	0.0050	0.70619	0.70612
77-22	И	AA	3.9	3.13	190	0.0484	0.70691	0.70620
		УК	94.5	0.12	166	0.0021	0.70579	0.70575
77-21	И	AA	4.5	5.11	125	0.1194	0.70784	0.70609
		УК	92.6	1.65	116	0.0416	0.70601	0.70540
80-1	Д	AA	2.7	2.39	108	0.0650	0.71228	_
		УК	96.7	0.03	60.3	0.0012	0.71000	-
80-2	И	AA	13.0	0.68	476	0.0042	0.71515	_
		УК	87.1	0.12	576	0.0006	0.71531	-
	'	•		Гандинская с		•		
53-17	д	AA	2.9	1.96	29.0	0.1979	0.72030	0.71137
		ј ук	91.5	0.09	12.9	0.0203	0.72102	0.72072
53-11	Д	AA	2.5	1.22	38.6	0.0927	0.71205	0.71068
		УК	96.9	0.12	8.83	0.0381	0.71016	0.70960
53-10	Д	AA	2.9	1.15	44.4	0.0759	0.71325	0.71212
		УК	97.0	0.51	14.9	0.0099	0.71098	0.71083
53-9	Д	AA	3.4	1.51	27.4	0.1611	0.70917	0.70678
		УК	96.5	0.09	14.7	0.0172	0.70706	0.70680
53-8	Д	AA	3.5	1.45	20.9	_	_	-
		УК	94.3	0.05	16.2	0.0083	0.70954	0.70941
53-7	Д	AA	2.9	6.69	33.8	0.5796	0.70774	0.69916
		УК	96.0	0.14	21.9	0.0186	0.70781	0.70753
53-6	Д	AA	2.4	2.10	36.6	_	_	-
	İ	УК	97.0	0.06	17.7	0.0091	0.70661	0.70647
60-23	Д	AA	2.8	4.38	94.2	0.2367	0.70878	0.70528
		УК	96.0	0.08	23.2	0.0094	0.70693	0.70679
60-20	Д	AA	2.6	7.56	42.8	0.5173	0.70990	0.70224
		УК	96.4	0.15	33.4	0.0130	0.70714	0.70694

Таблица 2. Окончание

Номер образца ¹	Порода ²	Карбонатная фаза ³	Доля фазы в породе, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренные	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичные						
	L		Цип	андинская с	вита	<u> </u>	<u>.</u>	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·						
60-19	Д	AA	2.9	3.56	209	0.0500	0.70783	0.70709						
		УК	93.5	0.12	44.2	0.0079	0.70762	0.70750						
60-13	Д	AA	2.6	3.60	48.1	0.2192	0.71025	0.70701						
		УК	96.8	0.08	21.3	0.0110	0.70908	0.70891						
76-30	Д	AA	2.5	1.94	49.2	0.1167	0.70986	0.70813						
		УК	90.5	0.14	38.1	0.0107	0.70591	0.70575						
76-25	Д	AA	2.7	1.53	66.2	_	_	-						
	'`	УК	90.3	0.23	54.1	0.0123	0.70645	0.70626						
76-20	Д	AA	2.8	2.39	58.4	0.1299	0.70954	0.70762						
		УК	87.4	0.19	40.0	0.0136	0.70602	0.70582						
Малгинская свита														
60-10	И	AA	5.1	1.85	442	0.0113	0.70627	0.70609						
	1	УК	91.5	0.11	251	0.0013	0.70594	0.70592						
60-9	И	AA	6.0	4.73	372	0.0373	0.70717	0.70661						
		УК	86.5	0.14	220	0.0018	0.70643	0.70640						
60-8	И	AA	5.5	3.36	178	0.0552	0.70795	0.70712						
		УК	89.9	0.12	202	0.0018	0.70686	0.70683						
60-5	И	AA	5.1	10.3	430	0.0700	0.70673	0.70568						
		УК	89.2	0.19	396	0.0014	0.70600	0.70598						
60-3	И	AA	5.3	<i>5.79</i>	445	0.0381	0.70691	0.70634						
		УK	918	0.21	357	0.0017	0.70625	0.70622						
56-39	И	AA	4.4	1.85	1816	0.0030	0.70586	0.70582						
		УK	94.5	0.13	1178	0.0003	0.70577	0.70576						
107-19	И	AA	6.1	1.49	1783	0.0024	0.70574	0.70574						
		УK	92.5	0.14	1160	0.0004	0.70563	0.70563						
<i>56-38</i>	И	AA	4.8	2.04	1378	0.0043	0.70588	0.70581						
		УK	93.5	0.11	913	0.0004	0.70586	0.70585						
107-18	И	AA	5.9	0.74	2304	0.0009	0.70599	0.70597						
		УК	93.6	0.10	1318	0.0002	0.70579	0.70579						
107-17	И	AA	7.6	2.12	2339	0.0026	0.70595	0.70591						
	i	УK	89.8	0.04	1548	0.0001	0.70575	0.70575						
107-16	И	AA	5.3	1.22	1247	0.0029	0.70585	0.70581						
		УК	93.3	0.10	858	0.0004	0.70577	0.70576						
56-37	И	AA	4.5	15.3	734	0.0612	0.70784	0.70692						
		УК	83.1	0.33	358	0.0027	0.70717	0.70713						
107-12	И	AA	1.8	2.52	483	0.0154	0.70772	0.70749						
		УК	90.9	0.09	229	0.0011	0.70742	0.70741						
107-11	И	AA	1.8	1.49	431	0.0101	0.70820	0.70805						
		УК	88.7	0.08	165	0.0014	0.70787	0.70785						
107-9	И	AA	6.8	15.4	293	0.1542	0.71066	0.70835						
· •		УК	82.5	0.49	154	0.0093	0.70983	0.70969						
76-18	И	AA	5.6	10.0	256	0.1142	0.70756	0.70584						
	ļ - <u>-</u>	УК	87.6	0.40	190	0.0061	0.70573	0.70563						
76-10	И	AA	9.9	4.50	67.8	0.1943	0.70830	0.70538						
		УK	82.4	0.46	123	0.0108	0.70596	0.70580						
	1 77	УK	82.4	0.46	123	0.0108	0.70596	0.70580						

Примечание. ¹ Курсивом выделены номера и данные для образцов, удовлетворяющих принятым значениям геохимических критериев: Mg/Ca \leq 0.024, Mn/Sr \leq 0.2 и Fe/Sr \leq 5. ² И – известняк, Д – доломит.

³ AA-фаза – карбонатный материал, растворенный в IN NH₄OAc.

УК-фаза – карбонатный материал, оставшийся после обработки образца 1N NH_4OAc и растворенный затем в 10% CH_3COOH .

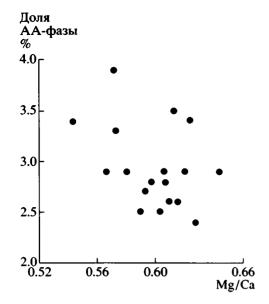


Рис. 3. Зависимость доли растворимой AA-фазы в доломитах от отношения Mg/Ca в изученных карбонатных породах. Объяснение сокращений см. в тексте.

Измеренные отношения 87 Sr/ 86 Sr в AA-фазе известняков и доломитов выше, чем в УК-фазе. В доломитах разница может достигать 0.0073, а в известняках не поднимается выше 0.0027 (табл. 2, рис. 4, a). Обратные соотношения наблюдаются только в двух образцах с очень высокими (>0.715) измеренными отношениями 87 Sr/ 86 Sr: в трещинном кальците (обр. 80 -2) и ципандинском доломи-

те (обр. 53-17). Различие *измеренных* отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в AA- и УК-фазах подтверждает некогенетичность этих фаз, установленную ранее в рифейских и вендских карбонатных породах Сибири и Урала (Горохов и др., 1995а; Кузнецов и др., 1997).

АА-фаза, удаляемая с поверхности минеральных частиц, вероятно, представляет наиболее поздиюю эпигенетическую генерацию карбонатных минералов, тогда как УК-фаза, хотя и может быть затронута эпигенетическими процессами, в значительной степени представлена первичным материалом. Возможность и полнота разделения названных фаз методом селективного растворения определяются степенью эпигенетической переработки первичного карбонатного вещества. Эта степень в пределах региона может быть оценена путем измерения отношений Mn/Sr и Fe/Sr и выявления корреляционных зависимостей между названными отношениями и величинами ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатном материале. Рисунок 5 показывает, что характер корреляционных связей неодинаков для АА- и УК-фаз и в обеих фазах зависит как от минерального состава пород, так и от их геологического положения в пределах Учуро-Майской плиты или Юдомо-Майского прогиба.

Значимая корреляция вариаций измеренного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в AA-фазе, с одной стороны, и величин Mn/Sr и Fe/Sr в валовом карбонатном материале известняков и доломитов, с другой, свидетельствует, что упомянутые вариации вызваны одинаковыми по природе эпигенетически-

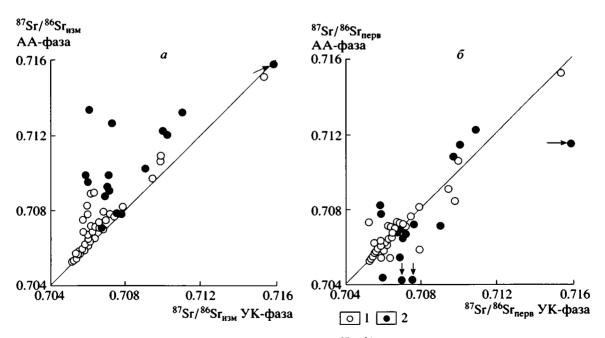


Рис. 4. Зависимость измеренного (a) и первичного (б) отношения 87 Sr/ 86 Sr в AA-фазах и УК-фазах изученных карбонатных пород керпыльской и лахандинской серий.

1 – известняки; 2 – доломиты. Объяснение сокращений см. в тексте.

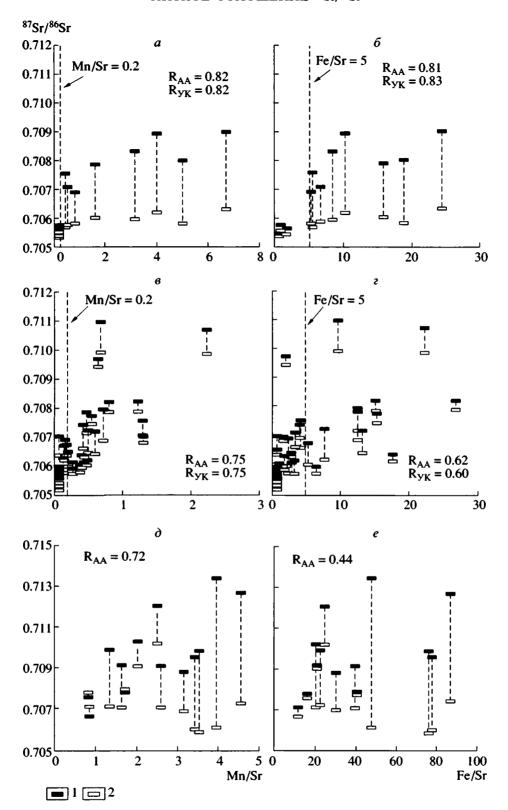


Рис. 5. Зависимость отношения 87 Sг/ 86 Sг в AA- и УК-фазах изученных известняков и доломитов от геохимических параметров (Mn/Sr и Fe/Sr) в валовом карбонатном материале. а, 6 – известняки разрезов Учуро-Майской плиты; 6, ϵ – известняки Юдомо-Майского прогиба; ∂ , e – доломиты Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба; 1 – измеренное отношение 87 Sг/ 86 Sг в AA-фазе; 2 – измеренное отношение 87 Sг/ 86 Sг в УК-фазе; R_{AA} – коэффициент корреляции соответствующих параметров для АА-фазы; R_{yK} – коэффициент корреляции соответствующих параметров для УК-фазы. Объяснение сокращений см. в тексте.

ми преобразованиями карбонатных пород. Судя по соответствующим коэффициентам корреляции (рис. 5, *a*–*z*), эти преобразования в известняках затронули не только AA-, но в определенной степени и УК-фазы. В последних, однако, с ростом отношений Mn/Sr и Fe/Sr величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr повышается медленнее, чем в AA-фазе. В этом аспекте Rb-Sr систематика известняков оказывается различной на Учуро-Майской плите и в Юдомо-Майском прогибе: рост измеренного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в УК-фазах образцов на плите много меньше, чем в прогибе. Анализ изложенных данных позволяет сделать следующие выводы.

1. В ходе эпигенеза известняки Юдомо-Майского прогиба подверглись более интенсивным преобразованиям по сравнению с аналогичными породами Учуро-Майской плиты. На минеральном уровне это выразилось в том, что перекристаллизация в прогибе затронула поверхностные части зерен кальцита глубже, чем на плите. 2. Процедура селективного растворения в IN NH₄OAc оказалась значительно более эффективной для слабо измененных известняков Учуро-Майской плиты, так как она позволила удалить большую часть поверхности "слоев" с зерен кальцита, перекристаллизованных в ходе эпигенеза; в результате удалось значительно обогатить изучаемый материал первичной карбонатной фазой. 3. В доломитах вариации измеренного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в AA-фазах определенно связаны с вариациями отношений Mn/Sr и Fe/Sr в валовом карбонатном материале (рис. 5, ∂ -*e*), но для УК-фаз такой корреляции не наблюдается. Это означает, что поверхностные части карбонатных зерен, вероятно, сложенные вторичным кальцитом, возникли в результате эпигенетических процессов, которые сопровождались перераспределением Mn и Sr, а отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во внутренних (собственно доломитовых) частях минеральных зерен, по-видимому, отражает состав более ранних флюидов.

Таким образом, изложенные данные не оставляют сомнений, что Rb-Sr системы в AA- и в УКфазах как известняков, так и доломитов Учуро-Майского региона формировались на разных этапах литогенеза. Поэтому вычисление первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в АА-фазах на основании данных о содержании Rb и Sr в валовом карбонатном материале и стратиграфического возраста образца некорректно и может приводить к существенно более низким значениям этого отношения по сравнению с полученными для соответствующих УК-фаз (рис. 4, δ). Каждый такой случай свидетельствует о том, что Rb/Sr отношение в АА-фазе установилось значительно позднее, чем в УКфазе. При этом разница между измеренными отношениями ⁸⁷Sr/86Sr в АА- и УК-фазах может указывать на степень эпигенетического преобразования карбонатной породы. Однако последнее утверждение справедливо лишь в том случае, когда геохимическая замкнутость исходного карбонатного материала не была существенно нарушена на каком-либо более раннем этапе литогенеза.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КЕРПЫЛЬСКОЙ И ЛАХАНДИНСКОЙ СЕРИЙ

В следующем ниже тексте при рассмотрении отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в изученных нами образцах (Горохов и др., 1995а; Семихатов и др., 1998; настоящая работа) речь идет о первичных отношениях в УК-фазах. При обсуждении литературных данных специально оговаривается материал, для которого это отношение вычислено.

Керпыльская серия. В составе серии карбонатные малгинская и ципандинская свиты уступают песчано-глинистой тоттинской свите как по мощности, так, вероятно, и по стратиграфическому объему. В изученной коллекции керпыльские карбонаты представлены 17-ю образцами малгинских известняков и 14-ю образцами ципандинских доломитов.

Малгинская свита. Карбонатная составляющая почти всех малгинских образцов представлена кальцитом с очень низким содержанием Мд (0.11-0.61%) и лишь в терминальной части свиты в Курун-Мастахском разрезе появляются известняки, содержащие 0.72-2.41% Мд. Доля силикатной примеси в изученных образцах варьирует от 0.6 до 13% (табл. 1). В ее состав входят кварц и слюды, которым иногда сопутствуют редкие полевые шпаты и хлорит. Образцы с повышенной (>5%) долей силикатной примеси содержат в валовом карбонатном материале больше Мп (130- $370 \,\text{мкг/г}$) и Fe ($2000-4600 \,\text{мкг/г}$), чем образцы с низкой (0.6-5%) ее долей (Mn 17-85; Fe 100-890 мкг/г). Такая зависимость указывает на контаминацию карбонатной фазы марганцем и железом, заимствованными из силикокластической составляющей породы. Содержание Sr в известняках весьма изменчиво. Самая высокая его концентрация (879–1610 мкг/г) наблюдается в образцах из средней части Светлинского разреза. Более низкие горизонты свиты в этом же разрезе и верхние ее горизонты в Курун-Мастахском разрезе заключают заметно меньше Sr (201-397 мкг/г). Еще ниже его содержание (117 и 194 мкг/г) в двух образцах из разреза Талах-Хая. '

Первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в изученных известняках лежат в интервале 0.70563–0.70969 и обнаруживают положительную корреляцию с долей силикатной примеси и отношениями Mn/Sr и Fe/Sr (рис. 6 и 7). Самые высокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70713–0.70969) отмечены в базальной части Светлинского разреза в известняках с высокой долей (7.3–13%) силикатной примеси. Из-

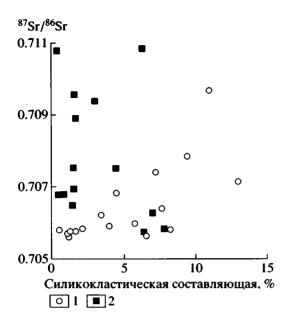


Рис. 6. Зависимость первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатных породах керпыльской серии от доли силикокластической составляющей.

1 – известняки малгинской свиты; 2 – доломиты ципандинской свиты.

вестняки средней части того же разреза, содержащие лишь 0.6-2.2% этой примеси, характеризуются минимальными для данного разреза отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.70563-0.70585$. Два образца известняков (обр. 76-10 и 76-18) из средней части свиты в разрезе Талах-Хая показали стольже низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

(0.70563 и 0.70580), но последние не коррелируются с долей силикокластической примеси и величинами Mn/Sr и Fe/Sr. Более высокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70592–0.70683) отмечены в терминальной части Курун-Мастахского разреза. Самое низкое из этих значений получено для обр. 60-10, который выделяется среди прочих известняков этого разреза минимальными величинами Mg/Ca (0.020), Mn/Sr (0.13) и Fe/Sr (1.4) и наименьшей разностью отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в AA- и УК-фазах.

Анализ изотопно-геохимических характеристик малгинских известняков показывает, что степень эпигенетических изменений этих пород варьирует по разрезу и на площади. Повышенная степень изменения нижних горизонтов свиты, вероятно, отражает близость последних к терригенным породам тоттинской свиты, служившим источником элизионных растворов. Что же касается нарастания этих изменений с запада на восток, то их логично связать не только с различиями масштабов прогибания Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба, но и с увеличением в этом направлении в тоттинских осадках доли глинистого материала за счет песчаного (Семихатов, Серебряков, 1983).

В средних горизонтах свиты, наиболее полно опробованных в Светлинском разрезе (рис. 2), вторичные изменения проявлены в наименьшей степени. Породы же верхних ее горизонтов, изученные только в Курун-Мастахском разрезе, выделяются сравнительно высоким содержанием Мg и повышенными значениями как первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, так и разности измеренных

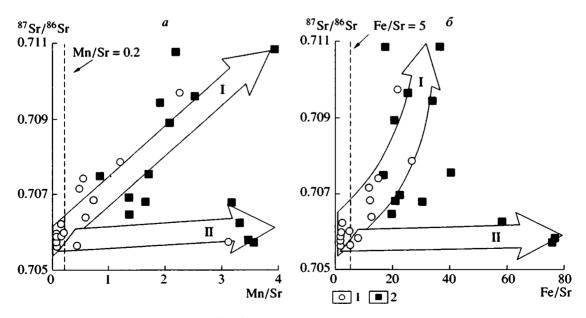


Рис. 7. Зависимость первичного отношения 87 Sr/ 86 Sr в карбонатных породах керпыльской серии от отношений Mn/Sr (a) и Fe/Sr (б) в разрезах Юдомо-Майского прогиба (I) и Учуро-Майской плиты (II).

1 – известняки малгинской свиты, 2 – доломиты ципандинской свиты.

отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в АА- и УК-фазах (0.0003–0.0011). Эти особенности Курун-Мастахских образцов объясняются их расположением рядом с зоной интенсивной поздней доломитизации, вытянутой вдоль контакта с ципандинской свитой. Неравномерное развитие этого процесса в пространстве проявилось в значительных вариациях содержаний Мп (35–150 мкг/г) и Fe (360–3000 мкг/г) в рассматриваемых образцах. Поэтому в Курун-Мастахском разрезе образцы с минимальным отношением Mg/Ca характеризуются наименее измененными Sr-изотопными системами.

Ципандинская свита. Отношение Mg/Ca в доломитах этой свиты варьирует от 0.567 до 0.644. В Курун-Мастахском и Светлинском разрезах породы обычно содержат менее 2.5% некарбонатной примеси, которая представлена кварцем, и лишь в двух образцах (53-8 и 53-17) ее доля достигает 3.6 и 5.6%. Эти образцы взяты из пачки, включающей раннедиагенетические конкреции кремней. В разрезе Талах-Хая доломиты содержат до 7.8% силикатной примеси, представленной кварцем и редкой слюдой. Mn, Fe и Sr в ципандинских доломитах распределены неоднородно. Валовый карбонатный материал доломитов в Курун-Мастахском и Светлинском разрезах содержит заметно меньше Мп и особенно Fe, чем в разрезе Талах-Хая (Мп 24–80 мкг/г против 140–180 мкг/г; Fe 240– 890 мкг/г против 2900-3200 мкг/г). Меньше всего Sr (9.6-22.2 мкг/г) содержат доломиты в Светлинском разрезе, где это содержание сокращается по стратиграфической вертикали. Несколько выше оно в Курун-Мастахском разрезе (22.0–49.2 мкг/г) и достигает максимума (38.4-54.4 мкг/г) в разрезе Талах-Хая.

Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в ципандинских доломитах варьирует от 0.70575 до 0.72072 и не коррелировано ни с величинами Mn/Sr и Fe/Sr, ни с содержанием силикатной примеси (рис. 5 и 6). Самые высокие отношения отмечены в Горностахской антиклинали и особенно в Светлинском разрезе, где значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr увеличивается от 0.70647 в нижней части свиты до 0.72072 в верхней. Меньшие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70582, 0.70626 и 0.70575) получены для доломитов нижней части разреза Талах-Хая (обр. 76-20, 76-25 и 76-30 соответственно). В смежном наплитном Аимском разрезе в средней и верхней частях свиты в УК-фазе доломитов наблюдаются гораздо более высокие измеренные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70702-0.70915), которые растут к кровле свиты (Bartley et al., 2001).

Интенсивные вторичные изменения ципандинских доломитов, запечатленные в их структурных и изотопно-геохимических характеристиках, вероятно, были связаны с миграцией метеорных вод во время предлахандинского перерыва. Такой вывод следует из увеличения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr

вверх по разрезу свиты как на плите (Bartley et al., 2001), так и в Горностахской антиклинали (настоящая статья), и из развития коры выветривания в кровле свиты и карстовых брекчий во всем ее объеме на Учуро-Майской плите (Неволин и др., 1978; Скляров, 1981; Семихатов, Серебряков, 1983). Самые низкие для рассмотренной свиты значения первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70575 и 0.70582) и повышенное содержание Sr наблюдаются в доломитах нижних горизонтов разреза Талах-Хая.

Лахандинская серия. Краткие сведения о Rb-Sr систематике лахандинских известняков в Светлинском разрезе опубликованы ранее (Семихатов и др., 1998). Здесь дается полная характеристика этих пород и приводятся новые данные о Rb-Sr систематике 13-и образцов, изученных на Учуро-Майской плите в Нельканском и Аимском разрезах.

Нерюенская свита. Среди 24-х изученных образцов этой свиты 22 образца представлены известняками (Mg 0.1–1.3%), а 2 – доломитами (Mg 12.2–12.5%). Кроме того, изучены тонкие (0.1–0.3 см) прожилки кальцита (обр. 80-2) и эпигенетический доломит (обр. 80-1) в экзоконтакте доломитовой жилы у кровли свиты в Светлинском разрезе.

В большинстве образцов доля силикокластической примеси, представленной зернами кварца, слюды и полевых шпатов алевритовой размерности, не превышает 4% и лишь в двух случаях достигает 5.4 и 6.7%. Концентрации Мп и Fe в карбонатной составляющей известняков и доломитов колеблются в широких пределах соответственно от 16 до 260 мкг/г и от 67 до 3750 мкг/г, однако 13 образцов известняков содержат не более 100 мкг/г Мп. Эти образцы в Светлинском разрезе тяготеют к нижней и средней частям свиты, а в Нельканском располагаются в ее средней части. Содержание Sr в известняках в Светлинском разрезе (129-990 мкг/г) несколько выше, чем в Аимском и Нельканском (61.5-607 мкг/г). Повышенные концентрации Мп и/или Fe и одновременно пониженное содержание Sr свойственны, с одной стороны, доломитам, а с другой - известнякам, залегающим рядом с глинистыми пачками. Околожильный эпигенетический доломит и выполняющий тонкие трещины кальцит из верхних горизонтов свиты содержат много Mn (210-850 мкг/г) и Sr (61.5-563 мкг/г) и довольно мало Fe (480-730 мкг/г).

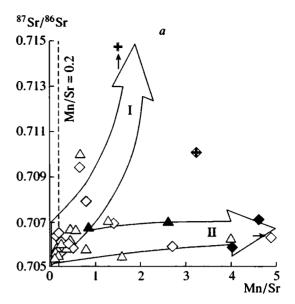
Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в большинстве известняков Светлинского разреза колеблется от 0.70519 до 0.70692, достигая относительно высоких значений (0.70601–0.70692) в образцах, отобранных вблизи прослоев аргиллитов. Для одного образца, взятого около зоны межпластового тектонического смятия, получено очень высокое

значение этого отношения (0.70987), которое близко к измеренным отношениям ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в околожильном доломите (0.71000) и трещинном кальците (0.71531) из того же разреза. Вычисление первичного отношения в двух последних случаях затруднено неопределенностью времени образования названных минералов. В Аимском и Нельканском разрезах первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в известняках варьирует от 0.70533 до 0.70612, а в доломитах – от 0.70673 до 0.70697, увеличиваясь в образцах, соседствующих с глинистыми пачками.

Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в нерюенских карбонатах коррелировано с отношениями Mn/Sr и Fe/Sr. На рис. 8 фигуративные точки образуют два тренда с разным наклоном. Первый тренд, характерный для известняков Светлинского разреза, имеет крутой наклон и эволюционирует в направлении точки трещинного кальцита, а второй более пологий тренд, образованный точками образцов Аимского разреза, направлен к значениям, характерным для доломитов. Существование этих трендов отражает различие масштабов и, вероятно, условий преобразования пород, которые могли быть связаны с неодинаковой интенсивностью погружения Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба в лахандинское и уйское время и с появлением в наплитных разрезах нерюенских силикокластических пород - поставщиков элизионных растворов.

Игниканская свита. В изученной коллекции эта свита представлена 12-ю образцами. 7 из которых отобраны в Светлинском, а 5 – в Аимском разрезе. Два образца (78-17 и 78-18), взятые вблизи кровли последнего разреза, имеют доломитовый, а остальные - известковый состав. Концентрации Мп и Fe в известняках меняются в очень широких пределах – от 63 до 580 мкг/г и от 200 до 3900 мкг/г соответственно - и достигают максимальных значений около основания свиты, где карбонатные породы включают прослои аргиллитов и/или контактируют с верхненерюенской силикокластической пачкой. Доломиты отличаются меньшим предельным содержанием Мп (200–240 мкг/г), повышенной концентрацией Ге (2450-4400 мкг/г) и менее контрастными вариациями этих параметров.

Содержание Sr в известняках колеблется от 86.3 до 1322 мкг/г, а в доломитах – от 50.6 до 51.0 мкг/г. Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в известняках лежит в пределах 0.70572–0.70935, в доломитах – 0.70588–0.70710. Известняки с максимальными значениями этого отношения (обр. 106-8 и 106-10) слагают небольшой пакет среди аргиллитов вблизи основания Светлинского разреза свиты и отличаются высокой (8.4–15.0%) долей силикокластической примеси и повышенной концентрацией Fe при умеренных значениях



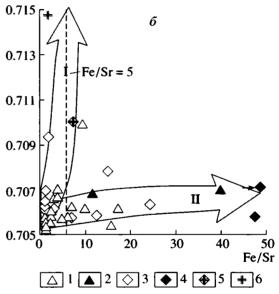


Рис. 8. Зависимость первичного отношения 87 Sг/ 86 Sг в карбонатных породах лахандинской серии от отношений Mn/Sr (a) и Fe/Sr (б) в разрезах Юдомо-Майского прогиба (II) и Учуро-Майской плиты (I).

известняки нерюенской свиты;
 д – доломиты нерюенской свиты;
 доломиты игниканской свиты;
 доломиты игниканской свиты;
 околожильный доломит;
 трещинный кальцит.

Мп/Sr и Fe/Sr. Прочие образцы игниканских известняков этого разреза не обнаруживают корреляции между величинами ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, с одной стороны, и Mn/Sr и Fe/Sr, с другой (рис. 7). Однако эти образцы характеризуются повышенными величинами ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr по сравнению с известняками Аимского разреза (0.70601–0.70685 против 0.70572–0.70632). Такие соотношения, вероятно, обусловлены более интенсивной циркуляцией метеорных вод через игниканские отложения на северо-вос-

токе региона в результате более глубокого эрозионного среза (рис. 2). В двух доломитах Аимского разреза (обр. 78-17 и 78-18) величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr резко различны (0.70588 и 0.70710) и большая из них получена для образца, залегающего у кровли свиты. Этот факт, а также рост отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в валовой карбонатной составляющей игниканских известняков вверх по названному разрезу (Bartley et al.,2001) свидетельствуют о перестройке Rb-Sr изотопных систем верхнелахандинских карбонатов под воздействием метеорных вод, которые во время предъюдомского поднятия территории проникали через силикокластические породы уйской серии.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНОГО ОТНОШЕНИЯ ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО РИФЕЯ

В основу реконструкции положены полученные нами (Горохов и др., 1995а; Gorokhov et al., 1996; Семихатов и др., 1998; настоящая работа) и отчасти Дж.Бартли с соавторами (Bartley et al., 2001) Rb-Sr данные для керпыльской и лахандинской серий и их аналогов в Туруханском районе Средней Сибири. Среди прочих отложений среднего и начала позднего рифея названные толщи выделяются низкой степенью эпигенетических изменений и большим количеством данных (около 160 анализов) об изотопном составе Sr.

Материалы, изложенные в предыдущих разделах, позволяют определить следующие пороговые значения "геохимических критериев сохранности" известняков, пригодных для восстановления изотопного состава Sr в рифейской морской воде: Mn/Sr \leq 0.20, Fe/Sr \leq 5.0 и Mg/Ca \leq 0.024. Peзультаты для образцов, удовлетворяющих этим критериям, выделены в таблицах 1 и 2 курсивом и в дальнейшем используются для построения стандартной кривой вариаций ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в палеоокеане. Для доломитов подобные геохимические критерии сохранности установить не удается из-за отсутствия у этих пород корреляции между отношениями Mn/Sr и Fe/Sr в валовом карбонатном материале, с одной стороны, и значениями ⁸⁷Sr/86Sr в УК-фазах, с другой. Однако приведенные выше данные убеждают, что процессы преобразования карбонатных пород во всех случаях приводили к увеличению отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Поэтому минимальные значения данного отношения в доломитах, хотя в общем случае и не отвечают величине ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в среде седиментации, но определяют максимальный предел этого параметра.

Учуро-Майский регион

Из четырех рассмотренных выше карбонатных свит этого региона для восстановления изо-

топного состава Sr в среде седиментации наиболее важны малгинская и нерюенская.

Малгинская свита. Из 17-и проанализированных образцов известняков только 7 (обр. 56-38, 56-39, 107-16, 107-17, 107-18, 107-19 и 60-10) удовлетворяют принятым геохимическим критериям сохранности. Все эти образцы, кроме последнего, взяты из небольшой (~80) м пачки, расположенной несколько выше середины Светлинского разреза свиты (рис. 2). Величины первичного отношения 87Sr/86Sr в них лежат в узком интервале 0.70563-0.70585, а разность измеренных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в их AA- и УК-фазах не превышает 0.0002. Несколько более высокое значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равное 0.70592, обнаружено в обр. 60-10, который отобран из терминальной части Курун-Мастахского разреза вблизи от зоны эпигенетической доломитизации. Однако невысокая разность измеренных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатых фазах этого образца (0.0003) не подразумевает его значительных вторичных изменений. Поэтому присущее ему первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, вероятно, характеризует среду седиментации. Два образца измененных известняков (Mn/Sr 0.44-3.1; Fe/Sr 5.4-8.1) из средней трети разреза Талах-Хая показали меньшие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70580 и 0.70563), которые совпадают с полученными для "лучших" известняков из более высоких и из сопоставимых горизонтов Светлинского разреза свиты. Таким образом, приведенные данные показывают, что это отношение в малгинское время находилось в пределах 0.70563-0.70592 (рис. 9).

Дж. Бартли и др. (Bartley et al., 2001) недавно опубликовали результаты определения изотопного состава Sr в 9-и образцах малгинских известняков из не изучавшихся нами интервалов свиты: из основания Аимского, а также из нижней и средней частей Курун-Мастахского разреза. Эти авторы использовали методику предварительной обработки образцов IN NH₄OAc, однако отобранные известняки имели большие отношения Mn/Sr (3.7-7.3) и Fe/Sr (19-33) и, как следствие, высокие значения ⁸⁷Sr/86Sr в УК-фазах (0.70651-0.71762). Для базальной части Аимского разреза малгинской свиты известно также определение первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, опубликованное без каких-либо данных о составе и геохимических параметрах изученного образца (Виноградов и др., 1998). Пересчитанное на возраст 1050 млн. лет, это отношение равно 0.70607. Существенные вторичные изменения известняков нижней части Аимского разреза (Mn/Sr от 3.7 до 7.3; Fe/Sr от 14 до 50; Bartley et al., 2001) исключают полученную для них Sr-изотопную метку из дальнейшего рассмотрения.

Ципандинская свита. Для изученных ципандинских доломитов характерны умеренные отношения Mn/Sr (обычно 1.3-4.3, в одном образце 0.85) и высокие отношения Fe/Sr (16-77). Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в этих породах варьирует в очень широких пределах (0.70575-0.72072) и, как уже говорилось, растет вверх по стратиграфической вертикали в результате метеорного диагенеза во время пред-лахандинского перерыва. Минимальные для данной свиты значения этого отношения отмечены в нижней частей разреза Талах-Хая (0.70575-0.70582). Они определяют максимальное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане раннеципандинского времени. В УК-фазах трех образпов ципандинских доломитов из средней и верхней частей Аимского разреза Дж.Бартли с соавторами (Bartley et al., 2001) определили отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равные 0.70702, 0.70866 и 0.70915. Более низкие значения первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr получены В.И.Виноградовым и др. (1998) для валового карбонатного материала двух образцов доломитов из нижней части этого же разреза. С учетом возраста свиты, равного 1040 млн. лет, они составляют 0.70548 и 0.70594. Отсутствие каких-либо литологических и геохимических характеристик этих образцов исключает корректную интерпретацию полученных для них Sr характеристик. Попутно отметим, что ципандинские карбонаты нижней части Аимского разреза, вмещающие этот образец, обладают высокими и изменчивыми значениями Mn/Sr (3.8-7.0) и Fe/Sr (19-176) при содержании Sr от 40 до 73 мг/г (Bartley et al., 2001).

Нерюенская свита. Наиболее полные данные о вариациях изотопного состава Sr в известняках и доломитах этой свиты получены в Светлинском разрезе, который на три четверти сложен карбонатными породами (Семихатов и др., 1998). Из 18-ти отобранных здесь образцов известняков 5 образцов (52-25, 52-26, 52-72, 52-96 и 52-105) отвечают принятым значениям геохимических критериев сохранности. Первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в этих "лучших" образцах, характеризующих нижнюю и среднюю части свиты (рис. 2), плавно меняются в узком интервале 0.70519-0.70554. Известняки более высоких горизонтов Светлинского разреза свиты не удовлетворяют геохимическим критериям сохранности. В разрезах Учуро-Майской плиты из 8-и отобранных образцов известняков и доломитов лишь 3 образца известняков из средней части мильконской подсвиты Нельканского разреза (обр. 72-11, 72-14 и 72-19) удовлетворяют упомянутым критериям. Первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в них равны 0.70536, 0.70533 и 0.70550. Близкие значения (0.70540 и 0.70575) получены для двух образцов известняков (обр. 77-21 и 77-22) из верхней части названной подсвиты в Аимском разрезе. Однако отношения Mn/Sr и Fe/Sr в этих известняках выше принятых пороговых значений.

Сопоставление Светлинского и Нельканского разрезов свиты, основанное на допущении отно-

сительной одновозрастности их пропорциональных отрезков, позволяет уточнить ход изменения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в позднерифейской морской воде. В самом начале ранненерюенского времени эта величина колебалась около 0.70531–0.70542, в конце его уменьшилась до 0.70519, позднее плавно увеличилась до 0.70533–0.70536, а затем и до 0.70554–0.70555, после чего вновь снизилась до 0.70527 перед завершением нерюенского времени (рис. 9).

Несколько большие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70577 и 0.70573) получены Дж.Бартли и др. (Bartley et al., 2001) для валового карбонатного материала двух очень слабо измененных известняков (Mn/Sr 0.2 и 0.3; Fe/Sr 3 и 4) из средней части мильконской подсвиты Аимского разреза (обр. UM-87, UM-89). Некоторое превышение полученных величин над установленными нами из сопоставимых горизонтов разреза логично связать с различиями проанализированного материала (валовое карбонатное вещество и УК-фаза). Значения первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, полученные В.И.Виноградовым и др. (1998) по валовому карбонатному материалу двух образцов мильконских известняков из этого же разреза, сильно изменчивы (0.70650 и 0.70553) и не сопровождаются характеристикой проанализированного вещества. Между тем, все изученные карбонатные породы мильконской подсвиты Аимского разреза, кроме UM-87 и UM-89, обладают резко различными значениями Mn/Sr (0.7-38.3) и Fe/Sr (11–428) (Bartley et al., 2001).

Игниканская свита. Из 12-и изученных образцов карбонатных пород этой свиты лишь один образец известняка (обр. 106-28) из Светлинского разреза удовлетворяет геохимическим критериям сохранности. Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в его УК-фазе равно 0.70634. Однако наблюдаемая в этом образце величина Mg/Ca (0.022) приближается к пороговому значению, а разность измеренных отношений ⁸⁷Sr/86Sr в его AA- и УК-фазах значительно превышает наблюдаемую в других образцах того же разреза и достигает 0.0007. Кроме того, первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в УКфазах образцов 106-15 и 106-29, соседствующих в разрезе с обр. 106-28 и имеющих худшие геохимические параметры, заметно ниже (0.70601 и 0.70609 против 0.70634). Эти данные и положение обр. 106-28 всего в 50 м ниже поверхности предвендского размыва не позволяют использовать его для реконструкции изотопного состава Sr в морской воде. Правомерность такого решения подкрепляется данными по Аимскому разрезу. Здесь первичные отношения 87Sr/86Sr в УК-фазах двух известняков (обр. UM-97 и UM-104), обладающих высокими значениями Mn/Sr (4.4 и 1.8) и Fe/Sr (21 и 28), и в одном образце доломита (обр. 78-17) из нижней, средней и верхней частей разреза оказались еще ниже и соответственно составляют 0.70581, 0.70572 и 0.70588.

Изученный Дж.Бартли и ее соавторами (Bartlev et al., 2001) валовый карбонатный материал двух игниканских известняков из нижних 35 м Аимского разреза, судя по геохимическим параметрам (Mn/Sr 4.0-6.4: Fe/Sr 27-32), существенно перекристаллизован. Тем не менее первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в одном из этих известняков составляет 0.70575 и близко совпадает с полученным нами для УК-фазы известняков (0.70572-0.70581) из более высоких горизонтов этого же разреза (обр. UM-97 и UM-104). Низкое первичное отношение в карбонатной породе Аимского разреза опубликовали В.И.Виноградов и др. (1998). Однако проанализированный образец значительно обогащен Rb (2.15 мкг/г), а разница между измеренным и первичным отношением 87Sr/86Sr (с учетом возраста свиты 1010 млн. лет) составляет 0.00170. Поскольку есть все основания полагать, что Rb привнесен в породу на поздней стадии литогенеза, правомерность вычисления первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr на основании возраста образца вызывает сомнения.

Таким образом, изотопно-геохимические характеристики игниканских доломитов и известняков в Светлинском и Аимском разрезах показывают, что эти породы в различной мере изменены, и, следовательно, полученные для них минимальные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70572–0.70588) определяют только верхний предел названной величины в палеоокеане.

Туруханский район

Терригенно-карбонатная последовательность керпыльской и лахандинской серий Учуро-Майского региона имеет свои прямые стратиграфические, а отчасти и литологические аналоги в нижней части рифейского разреза, вскрытого в Туруханском районе Средней Сибири. В видимом основании Туруханского разреза рифея залегает силикокластическая безыменская свита (видимая мощность до 950 м), выше которой следует мощная (до 3400 м) почти исключительно карбонатная толща. Она расчленяется на семь свит - линок, сухотунгусинскую, деревнинскую, буровой, шорихинскую, мироедихинскую и туруханскую (Серебряков, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991) и разделяется пред-деревнинским перерывом на два осадочных комплекса. Палеонтологические (строматолиты и микрофоссилии) материалы (Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов, 1995; Sergeev, 1999) показывают, что граница среднего и верхнего рифея в Туруханском разрезе совпадает с упомянутым несогласием. Вместе с тем результаты С-изотопных хемостратиграфических, палеомагнитных и изотопно-геохронологических исследований (Семихатов, 1995; Овчинникова и др., 1995, 2001; Knoll et al., 1995; Подковыров, Виноградов, 1996; Виноградов и др., 1998; Rainbird et al., 1998; Семихатов и др., 2000; Bartley et al., 2001) позволяют обосновать достаточно детальную корреляцию Туруханского разреза с Учуро-Майским и таким путем интегрировать в единую последовательность полученные для них Sr-изотопные данные. Проведенные исследования показали следующее. 1. Малгинской и ципандинской свитам в Туруханском разрезе соответствуют терминальная часть безыменской свиты, свита линок и нижняя часть сухотунгусинской свиты, а аналоги верхней части последней в Учуро-Майском регионе, видимо, отсутствуют в результате предлахандинского размыва. 2. Лахандинской серии отвечают деревнинская свита и свита буровой. Наличие кратковременного отрицательного экскурса δ^{13} С в основании мильконской подсвиты нерюенской свиты и в средней части деревнинской свиты, а также присутствие ряда синфазных положительных ундуляций δ^{13} C в верхней части лахандинской серии и в свите буровой определяют более детальные сопоставления этих подразделений. 3. Нижняя часть уйской серии (1000-970 млн. лет), видимо, одновозрастна нижним горизонтам шорихинской свиты, а вышележащие рифейские отложения Туруханского района, возраст которых, вероятно, составляет 950-900 млн. лет, не находят своих безусловных аналогов в Учуро-Майском регионе.

Обращаясь к анализу Sr-изотопных данных по Туруханскому разрезу (Горохов и др., 1995а; Вагtley et al., 2001), отметим, что карбонатные породы даже наименее измененных его свит обогащены Fe, а отчасти и Mn по сравнению с их Учуро-Майскими аналогами. В особенности это относится к свите линок. В изученных нами известняках из верхней части свиты минимальные значения Mn/Sr лежат в пределах 0.53-0.70, а величины Fe/Sr в тех же образцах варьируют от 14.1 до 16.6 (обр. Т-30, Т-31, Т-33). Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в УК-фазах этих образцов меняется от 0.70601 до 0.70652. Близкое значение первичного отношения (0.70621) получено для образца Т-8, который взят из средней части свиты и имеет более высокие Mn/Sr и Fe/Sr отношения (1.19 и 37.9 соответственно). Измеренные отношения 87Sr/86Sr в валовом карбонатном материале линокских известняков, по данным Дж. Бартли и др. (Bartley et al., 2001), лежат в пределах 0.70611-0.70924, а Mn/Sr и Fe/Sr отношения в этих породах составляют 0.69-1.76 и 26-32 соответственно. Приведенные геохимические параметры показывают, что все известняки свиты линок бесперспективны для получения первичной Sr-изотопной метки.

Данные, полученные по слабее измененным породам вышележащей сухотунгусинской свиты,

более информативны для реконструкции изотопного состава Sr в морской воде. Отношение Mn/Sr в сухотунгусинских известняках варьирует от 0.04 по 1.1. а отношение Fe/Sr меняется в пределах 0.7-32.3 (Горохов и др., 1995a; Bartley et al., 2001). Два образца известняка (Т-37 и Т-38) с минимальными значениями Mn/Sr (0.04-0.05) и Fe/Sr (0.7-0.8), отобранные из средней и верхней пачек нижней подсвиты сухотунгусинской свиты (Петров и др., 1995), характеризуются низкими первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в УК-фазах - 0.70567 и 0.70585. Сходная величина (0.70581) получена для обр. Т-39, который соседствует в разрезе с обр. Т-38. но имеет более высокие отношения Mn/Sr (1.1) и Fe/Sr (32.3). Доломиты верхней половины свиты характеризуются повышенными и весьма изменчивыми отношениями Mn/Sr и Fe/Sr (0.59-3.0 и 9.5-42.8 соответственно), которые достигают максимума в кровле разреза, непосредственно ниже пред-деревнинского несогласия. Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в УК-фазах доломитов из верхней половины свиты в четырех случаях из шести меняется в узких пределах от 0.70565 до 0.70584. В двух других случаях получены повышенное (0.70606, обр. Т-40) и заметно пониженное (0.70532, обр. Т-42) значения этого параметра. Образец Т-42 резко выделяется среди прочих сухотунгусинских образцов высоким содержанием Rb в УК-фазе (0.83 мкг/г), что может быть следствием неполного удаления вторичной карбонатной фазы при лабораторной обработке. Поэтому вычисленное для этого образца "первичное" отношение следует исключить из дальнейшего рассмотрения.

Таким образом, первичное отношение 87Sr/86Sr в УК-фазах известняков (0.70567-0.70585) и большинства доломитов (0.70565-0.70584) из средней и верхней частей сухотунгусинской свиты довольно низкие и сходны между собой (Горохов и др., 1995а). Подобные же величины получены для валового карбонатного материала семи образцов известняков из нижней части свиты (Bartley et al., 2001). Эти образцы имеют пониженные отношения Mn/Sr (0.05-0.11), но повышенные Fe/Sr (5.8-10). Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в валовом карбонатном материале этих известняков колеблется от 0.70564-0.70586 до 0.70611 в нижних 180 м свиты в одном из ее разрезов и равняется 0.70588 вблизи основания другого. Однако в соответствии с принятыми геохимическими критериями сохранности карбонатного материала, из всех значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, полученных по сухотунгусинской свите, для оценки изотопного состава Sr в среде седиментации можно использовать лишь два. Эти значения – 0.70567 и 0.70585 – характеризуют УК-фазы образцов Т-37 и Т-38 из верхней части нижней подсвиты рассмотренной свиты (рис. 9) и поддерживаются прочими приведенными данными об изотопном составе Sr в сухотунгусинских карбонатах.

Деревнинская свита представлена преимущественно доломитами, которые в различной степени подверглись эпигенетической дедоломитизации. УК-фазы этих доломитов показывают значительный разброс отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.70584 до 0.70762. Доломит из основания свиты с максимальным значением Mg/Ca отношения и сравнительно низкими Mn/Sr (4.2) и Fe/Sr (29.3) имеет в УК-фазе первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.70592. Данное значение может рассматриваться как определяющее максимальный предел этого отношения в морской воде. Редкие в деревнинской свите известняки, судя по геохимическим критериям, сильно изменены и обладают более высокими значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

В свите буровой геохимические характеристики известняков и особенно доломитов весьма неоднородны. В четырех образцах известняков, отобранных в представительных разрезах свиты, величины Mn/Sr и Fe/Sr лежат в пределах 0.02-1.79 и 0.2-12.6 соответственно, а первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в УК-фазах меняются от 0.70523 до 0.70599. В двух образцах (Т-96 и Т-64), удовлетворяющих геохимическим критериям сохранности (Mn/Sr -0.02-0.11; Fe/Sr -0.2-3.0), эти отношения равны 0.70569 и 0.70523. Первый образец взят в 40 м от подошвы свиты, а второй – в основании ее верхней трети. Столь же низкое первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равное 0.70537, получено для более измененного (Mn/Sr = 0.54, Fe/Sr = 12.6) образца известняка, расположенного в 28 м от подошвы свиты (Горохов и др., 1995а). В валовом карбонатном материале известняка, который обладает сходными геохимическими параметрами (Mn/Sr = 0.23, Fe/Sr = 12) и отобран вблизи основания свиты в другом ее разрезе, первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr составляет 0.70551 (Bartley et al., 2001).

Доломиты свиты буровой, приуроченные главным образом к ее нижней подсвите, обладают высокими отношениями Mn/Sr (1.3-10.5) и Fe/Sr (6.0–165), которые не коррелированы с пер-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr B отношением УК-фазах (0.70593-0.70699). Определяемая этими данными высокая степень постдиагенетических изменений доломитов, вероятно, обусловлена тем, что осадки нижней части свиты буровой в опробованном разрезе периодически подвергались субаэральной экспозиции, которая сопровождалась начальными карстовыми процессами (Петров, Семихатов, 1998). Таким образом, из всех изученных образцов названной свиты только известняки базальных и верхних ее горизонтов сохранили отношения ⁸⁷Sr/86Sr, отражающие изотопный состав Sr в морской воде. Эти отношения соответственно равны 0.70569 и 0.70523.

Доломиты шорихинской свиты были перекристаллизованы в среде с высоким отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, и потому даже минимальные для данной свиты первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70570– 0.70594) не пригодны для суждения об изотопном составе Sr в морской воде (Горохов и др., 1995а). Известняки и доломиты мироедихинской и туруханской свит, завершающих региональную последовательность рифейских отложений, также значительно изменены, о чем свидетельствуют присущие им высокие отношения Mn/Sr (1.5-145) и Fe/Sr (1-191). Минимальное значение первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в валовом карбонатном материале известняков мироедихинской свиты (Mn/Sr = 2.91) pabho 0.70679 (Bartley et al., 2001), a УК-фазе доломитов туруханской свиты -0.70622 (Горохов и др., 1995а).

Таким образом, из семи карбонатных свит Туруханского разреза рифея лишь в двух свитах (в сухотунгусинской и буровой) обнаружены породы, которые отвечают геохимическим критериям сохранности. Полученные для этих свит первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равные 0.70567 и 0.70585 (сухотунгусинская свита) и 0.70523 и 0.70569 (свита буровой), использованы ниже при обосновании стандартной кривой изменения изотопного состава Sr в рифейском океане (рис. 9 и 10). Изотопные характеристики частично перекристаллизованных карбонатных пород из названных и других свит Туруханского разреза определяют верхнее ограничение упомянутой кривой и свидетельствуют, что отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде того времени не превышало 0.7057-0.7062. Напомним, что именно туруханские данные в свое время послужили толчком для пересмотра сложившихся представлений о вариациях изотопного состава Sr в пограничных отложениях среднего и верхнего рифея (Горохов и др., 1995a; Gorokhov et al., 1996).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В МОРСКОЙ ВОДЕ СРЕДНЕГО-НАЧАЛА ПОЗДНЕГО РИФЕЯ

Накопленные сведения об изотопном составе Sr в карбонатных и сульфатных породах среднего и начала позднего рифея (1350–800 млн. лет) очень фрагментарны и неоднородны по методике получения. Для пограничных отложений среднего и верхнего рифея (1050–1000 млн. лет), вскрытых в Туруханском и Учуро-Майском надежно скоррелированных разрезах, опубликовано более 160 значений отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Из них 125 получены по образцам, степень вторичных изменений которых оценивалась на основании геохимических параметров и которые предварительно обрабатывались ацетатом аммония для удаления вторичных карбонатных фаз. Для прочих же отложений среднего – начала позднего рифея, занима-

ющих 90% продолжительности этого возрастного интервала, в литературе имеется лишь около сотни значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, которые характеризуют дискретные литостратиграфические единицы различных регионов, не всегда строго привязанные к хронометрической шкале. Большинство этих значений получено либо по валовому карбонатному материалу с довольно высокими отношениями Mn/Sr и Fe/Sr, либо по образцам, для которых не приведено никаких геохимических характеристик, кроме изотопных.

Упомянутая выше выборка, относящаяся к пограничным отложениям среднего и верхнего рифея Учуро-Майского и Туруханского регионов, включает 19 значений первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, которые получены по УК-фазам известняков (Горохов и др., 1995а; Семихатов и др., 1998; настоящая работа), отвечающим очень жестким значениям геохимических критериев сохранности (Mn/Sr \leq 0.2; Fe/Sr \leq 5; Mg/Ca \leq 0.024). Эти данные положены в основу стандартной кривой изменения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде 1050-1000 млн. лет назад. Верхним ограничением кривой служат примерно четыре десятка минимальных значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, которые получены для ассоциированных доломитов, а также для УК-фаз и валового карбонатного материала известняков, не удовлетворяющих принятым геохимическим критериям сохранности. Предлагаемая кривая отличается от недавно опубликованной для того же возрастного интервала (Bartley et al., 2001) более широкой базой данных, более жесткими критериями отбора образцов, пригодных для ее построения, и, как следствие, конфигурацией.

Начальный отрезок кривой определяют восемь значений первичного отношения ⁸⁷Sr/86Sr для наименее измененных известняков из средних и верхних горизонтов малгинской свиты. Эти отношения варьируют в пределах 0.70563-0.70592 и имеют тенденцию к увеличению вверх по разрезу (рис. 9). В дальнейшем наблюдается некоторый спад величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, зафиксированный данными для валового карбонатного материала наименее измененных известняков из нижней части нижней подсвиты сухотунгусинской свиты Туруханского района (0.70564-0.70586) и для УК-фаз двух "лучших" образцов известняков из верхней части этой подсвиты (0.70567 и 0.70585). Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в УК-фазах доломитов верхней подсвиты названной свиты (0.70565-0.70584) говорит о низкорадиогенном Sr в морской воде и этого времени.

Sг-изотопная характеристика "лучших" известняков нерюенской свиты и свиты буровой показывает, что в самом начале позднего рифея, $\sim 1030-1000$ млн. лет назад, отношение 87 Sr/ 86 Sr в морской воде не выходило за пределы 0.70519-

0.70569 и при этом испытывало двукратный плавный подъем и быстрый спад. Первый подъем от 0.70531 до 0.70569 фиксируют данные по нижней части нерюенской свиты и по базальным горизонтам свиты буровой, а спад до 0.70519 определяется величиной по средней части первой из этих свит. Второй подобный цикл (подъем от 0.70519 до 0.70554 и спад до 0.70527) выявляют материалы по средним и верхним горизонтам нерюенской свиты. Данные по терминальной части свиты буровой свидетельствуют, что в конце лахандинского времени, около 1010-1000 млн. лет назад, после упомянутого спада отношение 87Sr/86Sr в палеоокеане оставалось без изменений (0.70523). Более низкие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70500–0.70515) упоминаются для карбонатных пород джурской свиты Енисейского кряжа (Хабаров и др., 2000), с которой в Туруханском районе составляется деревнинская свита (Семихатов, Серебряков, 1983), и для некоторых других верхнерифейских отложений Енисейского кряжа (Хабаров и др., 2001). Эти величины, однако, опубликованы без необходимых аналитических данных и потому далее не рассматриваются. Таким образом, валидно опубликованные данные показывают, что отношение 87Sr/86Sr в морской воле около 1050-1000 млн. лет назад колебалось в узких пределах от 0.70592 до 0.70519 и обнаруживало тенденцию к уменьшению во времени.

Данные об изотопном составе Sr в тех среднерифейских отложениях, которые предшествуют рассмотренной керпыльско-лахандинской последовательности, весьма ограничены и получены для отложений пяти разобщенных регионов. Наиболее древние из этих отложений входят в состав юсмастахской свиты Анабарского массива. Названная свита, как показано И.М. Гороховым с соавторами (Горохов и др., 2001), принадлежит нижним горизонтам среднего рифея и накопилась около 1280-1270 млн. лет назад (изохронные Rb-Sr датировки по тонким субфракциям глинистых минералов). Опубликованные для нее Sr-изотопные данные (Покровский, Виноградов, 1991) получены по валовому карбонатному материалу 10-ти образцов доломитов, для которых не приведено каких-либо вещественных и геохимических характеристик, проливающих свет на степень вторичных изменений пород. Высокие содержания Rb в этих доломитах и отсутствие данных о его распределении между некогенетичными карбонатными фазами ставят под сомнение результаты вычисления первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для этих пород. Условно для приблизительной оценки изотопного состава Sr в морской воде могут быть использованы лишь три нижнеюсмастахских образца, которые содержат менее 0.25 мкг/г Rb и по этому показателю сходны с "лучшими" учуро-майскими и туруханскими образцами (табл. 2; Горохов и др., 1995а, табл. 3). Первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в

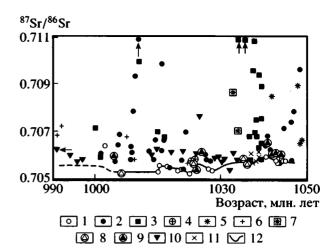


Рис. 9. Вариации отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатных породах из пограничных горизонтов среднего и верхнего рифея Учуро-Майского региона Восточной Сибири и Туруханского района Средней Сибири.

1-7 - карбонатные породы Учуро-Майского района: 1 - известняки, удовлетворяющие принятым геохимическим критериям отбора и прошедшие процедуру предварительного выщелачивания; 2 - известняки, не удовлетворяющие принятым критериям и прошедшие процедуру предварительного выщелачивания; 3 - доломиты, прошедшие процедуру предварительного выщелачивания; 4 - известняки, удовлетворяющие принятым геохимическим критериям, но не прошедшие процедуру предварительного выщелачивания (Bartley et al., 2001); 5 - известняки, не удовлетворяющие принятым критериям и прошедшие процедуру предварительного выщелачивания (Bartley et al., 2001); 6 - известняки, не удовлетворяющие принятым критериям и не прошедшие процедуру предварительного выщелачивания (Bartley et al., 2001); 7 – доломиты, прошедшие процедуру предварительного выщелачивания (Bartley et al., 2001). 8-11 - карбонатные породы Туруханского района: 8 - известняки, удовлетворяющие принятым геохимическим критериям отбора и прошедшие процедуру предварительного выщелачивания (Горохов и др., 1995а); 9 - известняки, не удовлетворяющие принятым критериям и прошедшие процедуру предварительного выщелачивания (Горохов и др., 1995а); 10 – доломиты, прошедшие процедуру предварительного выщелачивания (Горохов и др., 1995а); 11 - известняки, не удовлетворяющие принятым критериям и не прошедшие процедуру предварительного выщелачивания (Bartley et al., 2001). 12 - линия, соединяющая точки наименее измененных образцов и отражающая вариации изотопного состава Sr в морской воде в конце среднего-начале позднего рифея.

этих трех образцах, вычисленные для возраста 1300 млн. лет, составляют 0.70458; 0.70459 и 0.70471.

Гораздо более высокое первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равное 0.70613, получено на Оленекском поднятии для УК-фазы арымасского доломита, который, судя по значительным величинам Mn/Sr (3.1) и Fe/Sr (52), сильно изменен (Горохов и др., 1995а). Арымасская свита, залегающая в основании среднерифейских отложений региона, сопос-

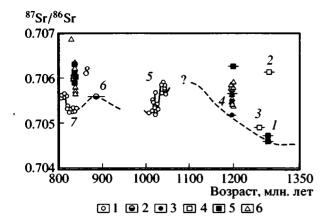


Рис. 10. Изотопный состав ССТ В морской воде в среднем рифее и начале позднего рифея.

1 - известняки, удовлетворяющие принятым геохимическим критериям отбора и прошедшие процедуру предварительного вышелачивания: 2 – известняки. имеющие геохимическую характеристику и не прошедшие процедуру предварительного выщелачивания; 3 – известняки, не имеющие геохимической характеристики и не прошедшие процедуру предварительного вышелачивания: 4 - доломиты, имеющие геохимическую характеристику и прошедшие процедуру предварительного выщелачивания; 5 - доломиты, не имеющие геохимической характеристики и не прошедшие процедуру предварительного выщелачивания; 6 - сульфаты. Цифры на графике: / - юсмастахская свита, Анабарский массив (Покровский, Виноградов, 1991); 2 - арымасская свита, Оленекское поднятие (Горохов и др., 1995а); 3 – дебенгдинская свита, Оленекское поднятие (Горохов и др., 1995а); 4 - известняки и гипсы свиты Сосаети Клиффс, Северная Канада (Kah et al., 2001); 5 – известняки Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири (Горохов и др., 1995а; эта статья); 6 – пачка І6 серии Атар, Северная Африка (Veizer et al., 1983); 7 - инзерская свита, Южный Урал (Кузнецов и др., 1997); 8 - свита Биттер Спрингс, Центральная Австралия (Hill et al., 2000; Hill, Walter, 2000).

тавляется с нижней частью юсмастахской свиты Анабарского массива (Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983) и содержит минералогически неизученный глауконит, имеющий К-Аг возраст 1220-1170 млн. лет. Однако изохронный Rb-Sr и К-Аг возраст глауконита из базальной части вышележащей дебенгдинской свиты Оленекского поднятия равен 1262 ± 13 и 1287 ± 16 млн. лет соответственно. Мессбауэровские характеристики данного минерала предполагают, что его изотопно-геохронологические системы не были нарушены (Горохов и др., 1995б). Потому датировки арымасского глауконита следует считать "омоложенными". Для дебенгдинской свиты изотопный состав Sr определен в УК-фазе одного доломита из нижней части свиты, но вычисленное первичное отношение 87 Sr/ 86 Sr – 0.70490 недостаточно надежно в связи с высокими величинами Mn/Sr (12) и Fe/Sr (20) в этом образце (Горохов и др., 1995а).

Общирная Sr-изотопная информация получена для карбонатных пород и гипсов формации Сосайти Клиффс надсерии Билот Баффиновой Земли. Палеомагнитные и геохимические корреляции вулканитов надсерии Билот с надежно датированными вулканитами смежных районов и С-изотопные хемостратиграфические данные показывают, что эта надсерия моложе 1270 и древнее 1000 млн. лет, а Рь-Рь изохронный возраст карбонатов формации Сосайти Клиффс равен 1199 ± 24 млн. лет (Kah et al., 1999, 2001 и ссылки в этих работах). Для трех образцов известняков и одного доломита из нижней части формации опубликованы следующие измеренные величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: 0.70518; 0.70549; 0.70564 и 0.70627 (Каһ, 2000), но других геохимических данных для этих пород не приведено. Та же величина в гипсах, которые переслаиваются с карбонатными породами, варьирует в пределах 0.70540-0.70858, но в нижней части формации колеблется от 0.70540 до 0.70594 (Каһ et al., 2001). Для оценки отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде того времени из всей приведенной выборки, по-видимому, следует использовать минимальные значения в известняках (0.70518-0.70549) и гипсах (0.70540-0.70555).

Несколько значений первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (в том числе полученных с использованием предварительного выщелачивания образцов) опубликовано для рифейских карбонатных пород Байкитской антеклизы Сибири (0.70404–0.70600; Хабаров и др., 1998, 2000, 2001), но привязка этих значений к стратиграфической шкале далеко неоднозначна, а аналитические данные для проанализированных пород не сообщаются. В литературе также упоминается изотопный состав Sr в валовом карбонатном материале гренвильских мраморов Канады (0.7055; Hoff et al., 1984), возраст которых находится в пределах 1280-1220 млн. лет (Согriveau, Morin, 2000). Высокий метаморфизм этих пород и отсутствие их геохимической характеристики не позволяет использовать полученные результаты в наших построениях.

Карбонатные породы, отлагавшиеся 1200—1050 млн. лет назад и заполняющие промежуток времени между формацией Сосайти Клиффс (1200 млн. лет) и верхнекерпыльско-лахандинской последовательностью (1050—1000 млн. лет), не имеют строгой Sr-изотопной характеристики. Во время накопления названной последовательности отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде, как показано выше, плавно колебалось в пределах 0.70592—0.70519, медленно снижаясь во времени. Вслед за этим в Sr-изотопной летописи по существу наступает новый пробел, длительность которого близка к 100 млн. лет. Лишь отрывочные данные для измененных пород верхних трех свит Туруханско-

го разреза рифея показывают, что упомянутое отношение 1000–900 млн. лет назад было ниже, чем 0.7057–0.7068.

В более молодых (900–800 млн. лет) отложениях первой половины позднего рифея изотопный состав Sr определен в 57 образцах, происходящих из серии Атар Северной Африки, инзерской свиты Южного Урала и формации Биттер Спрингс Центральной Австралии.

В серии Атар изучены 16 образцов известняков и доломитов, которые показали очень большие колебания Mn/Sr, Fe/Sr и измеренных ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений – соответственно 0.34-86; 3.3-1680 и 0.70562-0.72134 (Veizer et al., 1983). Столь масштабному нарушению геохимических и изотопных систем этих пород способствовали чередование в разрезе карбонатных и силикокластических пачек и интенсивный метеорный диагенез во время Пан-Африканских событий (Fairchild et al., 1990). Лишь в одном образце с самыми низкими значениями Mn/Sr и Fe/Sr, взятом из пласта известняка вблизи основания песчано-сланцевой пачки I₆, измеренное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr оказалось также достаточно низким. Пересчитанное на возраст 890 млн. лет, оно равно 0.70558. Именно это значение позволило в свое время говорить о "мантийном событии около 900 млн. лет назад" (Veizer et al., 1983). Возраст пачки I_6 точно не определен. Строматолиты из предшествующей ей пачки І_с характерны для нижней (~1000–850 млн. лет) части верхнего рифея (Bertrand-Sarfati, 1972; Knoll, Semikhatov, 1998), а изохронный Rb-Sr возраст глинистой фракции размером <2 мкм из названных пачек равен 890 ± 37 и 874 ± 23 млн. лет (Clauег, 1981). Эти датировки, к сожалению, пригодны только для приблизительной оценки возраста, ибо фракция <2 мкм, как теперь установлено, обычно содержит некогенетичные генерации иллита (Горохов и др., 2001 и ссылки в этой работе). В настоящей статье возраст пачки І, условно принят равным 890 млн. лет.

Для инзерской свиты, залегающей в нижней части стратотипа верхнего рифея, имеются надежные данные об изотопном возрасте. Известняки нижней подсвиты этой свиты имеют Pb-Pb изохронный возраст 836 ± 25 млн. лет, который трактуется как возраст раннего диагенеза (Овчинникова и др., 1998), а возраст диагенеза погружения инзерских осадков равен 805-835 млн. лет (изохронные Rb-Sr определения дробных размерных субфракций иллита; Gorokhov et al., 1995). Эти значения хорошо вписываются в последовательность К-Аг датировок глауконита из средней части типового разреза верхнего рифея (Стратотип рифея..., 1982) и позволяют принять, что инзерская свита накапливалась около 835-810 млн. лет назад. Из 20-и изученных образцов ее известняков 13 отвечают принятым геохимическим критериям сохранности (Кузнецов и др., 1997). Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в их УК-фазах лежит в пределах 0.70525—0.70566 и плавно убывает от 0.70534 в основании нижней подсвиты до 0.70525 в ее средней части, затем возрастает до 0.70566 в середине верхней подсвиты и вновь снижается до 0.70555 у ее кровли.

Возрастные рамки формации Биттер Спрингс определены достаточно строго. Присутствующие в ней вулканиты являются комагматами (Zhao et al., 1992) основных даек, которые развиты в более южных районах Австралии и имеют U-Pb возраст 827 ± 6 млн. лет (Wingate et al., 1998). В средней и верхней частях пачки Джиллен, являющейся базальной пачкой названной формации, измеренные величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в доломитах обычно лежат в пределах 0.70592-0.70633, а в переслаивающихся гипсах и ангидритах варьируют от 0.70568 до 0.70636 (Fannig, 1986; Hill et al., 2000). Высокие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7069-0.7072) в двух образцах гипсов из нижней части вышележащей пачки Лав Крик отражают нарастающую изоляцию бассейна (Hill et al., 2000; Hill, Walter, 2000). Минимальные из полученных значений согласуются с приведенными первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в УК-фазах известняков близкой по возрасту инзерской свиты.

Изложенные данные показывают, что отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане в начале среднего рифея (1280-1270 млн. лет, юсмастахская свита) было очень низким (не более 0.7046-0.7047) и сравнимым с существовавшим в раннем рифее (Горохов и др., 1995a; Hall, Veizer, 1996). Имеющиеся отрывочные данные показывают, что позднее это отношение, вероятно, стало возрастать, но 1260 млн. лет назад (дебенгдинская свита) было не выше 0.7049. Около 1200 млн. лет назад, судя по данным для формации Сосайти Клиффс, оно было близким к 0.7052-0.7056. Максимальных для среднего рифея значений (0.70563-0.70592) это отношение достигло 1050-1040 млн. лет назад, в малгинское время, после чего, в сухотунгусинское время и в самом начале позднего рифея (1030–1000 млн. лет), в лахандинское время, стало медленно спадать и опустилось до 0.70523-0.70527. Очень близкие друг к другу первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в "лучших" образцах последовательного ряда литостратиграфических единиц начала позднего рифея – лахандинской серии и свиты буровой (0.70519-0.70569; 1030-1000 млн. лет), пачки І₆ серии Атар (0.70558; ~890 млн. лет), инзерской свиты (0.70525-0.70566; ~835-810 млн. лет) и пачки Джиллен формации Биттер Спрингс (0.70568–0.70592; 827 ± 6 млн. лет) – дают все основания считать, что в Гренвильском и пост-Гренвильском океане в течение всей первой половины позднего рифея (1030–800 млн. лет) величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr была стабильно низкой.

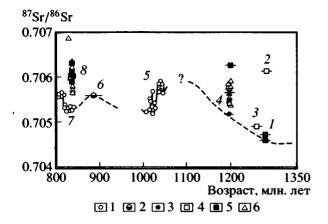


Рис. 10. Изотопный состав Состав Sr в морской воде в среднем рифее и начале позднего рифея.

1 - известняки, удовлетворяющие принятым геохимическим критериям отбора и прошедшие процедуру предварительного вышелачивания: 2 - известняки. имеющие геохимическую характеристику и не прошедшие процедуру предварительного выщелачивания; 3 - известняки, не имеющие геохимической характеристики и не прошедшие процедуру предварительного выщелачивания; 4 – доломиты, имеющие геохимическую характеристику и прошедшие процедуру предварительного вышелачивания: 5 - доломиты, не имеющие геохимической характеристики и не прошедшие процедуру предварительного выщелачивания; 6 - сульфаты. Цифры на графике: 1 - юсмастахская свита, Анабарский массив (Покровский, Виноградов, 1991); 2 – арымасская свита, Оленекское поднятие (Горохов и др., 1995а); 3 – дебенгдинская свита, Оленекское поднятие (Горохов и др., 1995а); 4 – известняки и гипсы свиты Сосаети Клиффс, Северная Канада (Kah et al., 2001); 5 – известняки Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири (Горохов и др., 1995а; эта статья); 6 – пачка I_6 серии Атар, Северная Африка (Veizer et al., 1983); 7 - инзерская свита, Южный Урал (Кузнецов и др., 1997); 8 - свита Биттер Спрингс, Центральная Австралия (Hill et al., 2000; Hill, Walter, 2000).

тавляется с нижней частью юсмастахской свиты Анабарского массива (Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983) и содержит минералогически неизученный глауконит, имеющий К-Аг возраст 1220-1170 млн. лет. Однако изохронный Rb-Sr и К-Аг возраст глауконита из базальной части вышележащей дебенгдинской свиты Оленекского поднятия равен 1262 ± 13 и 1287 ± 16 млн. лет соответственно. Мессбауэровские характеристики данного минерала предполагают, что его изотопно-геохронологические системы не были нарушены (Горохов и др., 1995б). Потому датировки арымасского глауконита следует считать "омоложенными". Для дебенгдинской свиты изотопный состав Sr определен в УК-фазе одного доломита из нижней части свиты, но вычисленное первичное отношение 87Sr/86Sr - 0.70490 недостаточно надежно в связи с высокими величинами Mn/Sr (12) и Fe/Sr (20) в этом образце (Горохов и др., 1995а).

Обширная Sr-изотопная информация получена для карбонатных пород и гипсов формации Сосайти Клиффс надсерии Билот Баффиновой Земли. Палеомагнитные и геохимические корреляции вулканитов надсерии Билот с надежно датированными вулканитами смежных районов и С-изотопные хемостратиграфические данные показывают, что эта надсерия моложе 1270 и древнее 1000 млн. лет, а Pb-Pb изохронный возраст карбонатов формации Сосайти Клиффс равен 1199 ± 24 млн. лет (Kah et al., 1999, 2001 и ссылки в этих работах). Для трех образцов известняков и одного доломита из нижней части формации опубликованы следующие измеренные величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: 0.70518; 0.70549; 0.70564 и 0.70627 (Каћ. 2000), но других геохимических данных для этих пород не приведено. Та же величина в гипсах, которые переслаиваются с карбонатными породами, варьирует в пределах 0.70540-0.70858, но в нижней части формации колеблется от 0.70540 до 0.70594 (Каһ et al., 2001). Для оценки отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде того времени из всей приведенной выборки, по-видимому, следует использовать минимальные значения в известняках (0.70518-0.70549) и гипсах (0.70540-0.70555).

Несколько значений первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (в том числе полученных с использованием предварительного выщелачивания образцов) опубликовано для рифейских карбонатных пород Байкитской антеклизы Сибири (0.70404-0.70600; Хабаров и др., 1998, 2000, 2001), но привязка этих значений к стратиграфической шкале далеко неоднозначна, а аналитические данные для проанализированных пород не сообщаются. В литературе также упоминается изотопный состав Sr в валовом карбонатном материале гренвильских мраморов Канады (0.7055; Hoff et al., 1984), возраст которых находится в пределах 1280-1220 млн. лет (Согriveau, Morin, 2000). Высокий метаморфизм этих пород и отсутствие их геохимической характеристики не позволяет использовать полученные результаты в наших построениях.

Карбонатные породы, отлагавшиеся 1200—1050 млн. лет назад и заполняющие промежуток времени между формацией Сосайти Клиффс (1200 млн. лет) и верхнекерпыльско-лахандинской последовательностью (1050—1000 млн. лет), не имеют строгой Sr-изотопной характеристики. Во время накопления названной последовательности отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде, как показано выше, плавно колебалось в пределах 0.70592—0.70519, медленно снижаясь во времени. Вслед за этим в Sr-изотопной летописи по существу наступает новый пробел, длительность которого близка к 100 млн. лет. Лишь отрывочные данные для измененных пород верхних трех свит Туруханско-

го разреза рифея показывают, что упомянутое отношение 1000–900 млн. лет назад было ниже, чем 0.7057–0.7068.

В более молодых (900–800 млн. лет) отложениях первой половины позднего рифея изотопный состав Sr определен в 57 образцах, происходящих из серии Атар Северной Африки, инзерской свиты Южного Урала и формации Биттер Спрингс Центральной Австралии.

В серии Атар изучены 16 образцов известняков и доломитов, которые показали очень большие колебания Mn/Sr, Fe/Sr и измеренных 87Sr/86Sr отношений – соответственно 0.34-86; 3.3-1680 и 0.70562-0.72134 (Veizer et al., 1983). Столь масштабному нарушению геохимических и изотопных систем этих пород способствовали чередование в разрезе карбонатных и силикокластических пачек и интенсивный метеорный диагенез во время Пан-Африканских событий (Fairchild et al., 1990). Лишь в одном образце с самыми низкими значениями Mn/Sr и Fe/Sr, взятом из пласта известняка вблизи основания песчано-сланцевой пачки I₆, измеренное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr оказалось также достаточно низким. Пересчитанное на возраст 890 млн. лет, оно равно 0.70558. Именно это значение позволило в свое время говорить о "мантийном событии около 900 млн. лет назад" (Veizer et al., 1983). Возраст пачки І₄ точно не определен. Строматолиты из предшествующей ей пачки І₅ характерны для нижней (~1000-850 млн. лет) части верхнего рифея (Bertrand-Sarfati, 1972; Knoll, Semikhatov, 1998), а изохронный Rb-Sr возраст глинистой фракции размером <2 мкм из названных пачек равен 890 ± 37 и 874 ± 23 млн. лет (Clauег, 1981). Эти датировки, к сожалению, пригодны только для приблизительной оценки возраста, ибо фракция <2 мкм, как теперь установлено, обычно содержит некогенетичные генерации иллита (Горохов и др., 2001 и ссылки в этой работе). В настоящей статье возраст пачки І, условно принят равным 890 млн. лет.

Для инзерской свиты, залегающей в нижней части стратотипа верхнего рифея, имеются надежные данные об изотопном возрасте. Известняки нижней подсвиты этой свиты имеют Pb-Pb изохронный возраст 836 ± 25 млн. лет, который трактуется как возраст раннего диагенеза (Овчинникова и др., 1998), а возраст диагенеза погружения инзерских осадков равен 805-835 млн. лет (изохронные Rb-Sr определения дробных размерных субфракций иллита; Gorokhov et al., 1995). Эти значения хорошо вписываются в последовательность К-Аг датировок глауконита из средней части типового разреза верхнего рифея (Стратотип рифея..., 1982) и позволяют принять, что инзерская свита накапливалась около 835-810 млн. лет назад. Из 20-и изученных образцов ее известняков 13 отвечают принятым геохимическим критериям сохранности (Кузнецов и др., 1997). Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в их УК-фазах лежит в пределах 0.70525–0.70566 и плавно убывает от 0.70534 в основании нижней подсвиты до 0.70525 в ее средней части, затем возрастает до 0.70566 в середине верхней подсвиты и вновь снижается до 0.70555 у ее кровли.

Возрастные рамки формации Биттер Спрингс определены достаточно строго. Присутствующие в ней вулканиты являются комагматами (Zhao et al., 1992) основных даек, которые развиты в более южных районах Австралии и имеют U-Pb возраст 827 ± 6 млн. лет (Wingate et al., 1998). В средней и верхней частях пачки Джиллен, являющейся базальной пачкой названной формации, измеренные величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в доломитах обычно лежат в пределах 0.70592-0.70633, а в переслаивающихся гипсах и ангидритах варьируют от 0.70568 до 0.70636 (Fannig, 1986; Hill et al., 2000). Высокие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7069-0.7072) в двух образцах гипсов из нижней части вышележащей пачки Лав Крик отражают нарастающую изоляцию бассейна (Hill et al., 2000; Hill, Walter, 2000). Минимальные из полученных значений согласуются с приведенными первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в УК-фазах известняков близкой по возрасту инзерской свиты.

Изложенные данные показывают, что отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане в начале среднего рифея (1280-1270 млн. лет, юсмастахская свита) было очень низким (не более 0.7046-0.7047) и сравнимым с существовавшим в раннем рифее (Горохов и др., 1995a; Hall, Veizer, 1996). Имеющиеся отрывочные данные показывают, что позднее это отношение, вероятно, стало возрастать, но 1260 млн. лет назад (дебенгдинская свита) было не выше 0.7049. Около 1200 млн. лет назад, судя по данным для формации Сосайти Клиффс, оно было близким к 0.7052-0.7056. Максимальных для среднего рифея значений (0.70563-0.70592) это отношение достигло 1050-1040 млн. лет назад, в малгинское время, после чего, в сухотунгусинское время и в самом начале позднего рифея (1030-1000 млн. лет), в лахандинское время, стало медленно спадать и опустилось до 0.70523-0.70527. Очень близкие друг к другу первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в "лучших" образцах последовательного ряда литостратиграфических единиц начала позднего рифея - лахандинской серии и свиты буровой (0.70519-0.70569; 1030-1000 млн. лет), пачки I_6 серии Атар (0.70558; ~890 млн. лет), инзерской свиты (0.70525-0.70566; ~835-810 млн. лет) и пачки Джиллен формации Биттер Спрингс $(0.70568-0.70592; 827 \pm 6 \text{ млн.})$ лет) – дают все основания считать, что в Гренвильском и пост-Гренвильском океане в течение всей первой половины позднего рифея (1030–800 млн. лет) величина ⁸⁷Sr/86Sr была стабильно низкой.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯВШИЕ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В ГРЕНВИЛЬСКОЙ И ПОСТГРЕНВИЛЬСКОЙ МОРСКОЙ ВОДЕ

Гренвильский орогенический цикл, знаменовавший образование суперконтинента Родиния, имел глобальное распространение. Возникшие в его ходе сооружения протягиваются вдоль восточного края Северной Америки западнее фронтального надвига Аппалачей от Лабрадора до Адирондака, прослеживаются под покровом более молодых отложений в Джорджию и Нью-Мексико, обнажаются в поднятии Льяно и Ван Хорн Texaca (Davidson, 1995; Roback, 1996; Rivers, 1997; Mosher, 1998; Rivers, Corrigan, 2000; Hynes et al., 2000), описаны в Мексике (Ortega-Gutierrez et al., 1995), вскрыты на Фолклендском плато (Wareham et al., 1998; Jacobsen et al., 1999), картируются вдоль значительной части Анд от Колумбии до Боливии и северо-западной Аргентины (Оринокская орогения; Kay et al., 1996; Restrepo-Pace et al., 1997), отмечены в Западной Бразилии (Condie, 2001) фиксируются в складчатых поясах, обрамляющих и разделяющих кратоны Сан-Франциско и Амазонский (Strieder, Suita, 1999; Cordani, Sato, 1999), описаны в Западной Гренландии. Шотландии. Ирландии и на юго-западе Скандинавии (Cosca et al., 1998; Christoffel et al., 1999; Anderson et al., 1999), слагают обширные пространства в южной Африке от Намибии до Наталя (Намакванская орогения; Trompette, 1994; Hartandy et al., 1985), наблюдаются на восточной окраине (Мозамбик и Танзания; Kröner et al., 1997) и южной кромке этого континента (Frimmel, Frank, 1998), обрамляют западное и южное побережье Западной Австралии, Западную и Восточную Антарктиду (Jacobs et al., 1998; Wareham et al., 1998; Bruguier et al., 1999) установлены на Мадагаскаре, Шри Ланке и в Центральной Индии (Condie, 2001) и ссылки в этой работе) и описаны на юго-востоке Китая (Li, McCulloch, 1996; Li et al., 1996; Smith et al., 2000). Длительная последовательность событий, приведших к формированию Родинии, наиболее полно восстановлена в тектонотипе Гренвилид – в обширной (1900 × 400 км) провинции Гренвиль на северо-востоке Северной Америки, а элементы этой последовательности, проявленные в сходных возрастных рамках в других перечисленных регионах, служат подтверждением ее глобального характера.

Полученные в последние годы данные привели к эволюции взглядов на геодинамическую сущность, возрастные рамки и иерархию событий, составляющих Гренвильский орогенический цикл. В настоящее время этот цикл рассматривают либо как последовательность двух орогенезов (Davidson, 1995; McLelland et al., 1996) – Эльзевирского (~1350–1220 млн. лет) и Оттавского (1200–

1000 млн. лет), либо как серию трех коллизионных Гренвильских импульсов - Шавиниганского (1190-1140 млн. лет). Оттавского (1080–1020 млн. лет) и Риголетского (1000-980 млн. лет), которые развивались вслед за (а частично и одновременнно с) аккреционной Эльзевирской (1250–1190 млн. лет) орогенией и разделялись импульсами растяжения (Rivers, 1997; Carr et al., 2000; Hynes et al., 2000; Ketchum, Davidson, 2000; Indares et al., 2000). BMecте с тем реконструкция до-гренвильской истории той части коры, которая позднее была вовлечена в Гренвильские события, показала, что в Гренвилидах присутствуют значительные объемы доэльзевирских магматических и метаморфических пород как корового, так и мантийного происхождения (Li, McCulloch, 1996; Rivers, 1997; Christoffel et al., 1999; Andersson et al., 1999; Strieder, Suita, 1999; Cordani, Satto, 1999; Tassinarini, Macambra, 1999; Dickin, 2000; Indares et al., 2000; Rivers, Corrigan, 2000; Carr et al., 2000; Ketchum, Davidson, 2000; Martignol et al., 2000).

Следствием возникновения суперконтинента и глобальной системы коллизионных и аккреционных орогенов в конце среднего-начале позднего рифея должно было стать резкое увеличение массы континентального стока (и прежде всего силикокластического потока) в результате размыва этих сооружений. В качестве примеров такого увеличения упомянем следующие: 1) реконструкция области разноса обломочных цирконов гренвильского возраста в США и Канаде и фациальный анализ вмещающих отложений показали. что в начале позднего рифея в Лаврентии существовала пан-континентальная речная система, которая протягивалась от форланда Гренвильского орогена на 3000 км на север и северо-запад (Rainbird et al., 1996). Если же к этому добавить присутствие обломочных цирконов гренвильского возраста в уйской серии Учуро-Майского региона (Rainbird et al., 1998; Khudoley et al., 2001) и учесть современные данные о положении Сибири в структуре Родинии (Rainbird et al., 1998; Gallet et al., 2000), то зона разноса гренвильского материала увеличится еще на пару тысяч километров; 2) в ряде районов распространения Гренвилид неметаморфизованные и недислоцированные кембрийские или вендские отложения залегают на породах гранулитовой и эклогитовой фаций, метаморфизованных 1.0-1.2 млрд. лет назад, что может свидетельствовать о значительной (до 22-25 км) глубине эрозионного среза; 3) в конце среднего-начале позднего рифея произошли важные изменения в глобальном биогеохимическом цикле углерода. Характерные для раннего и начала среднего рифея значения $\delta^{13}C_{\kappa ap6} = 0 \pm 1\%$ PDB около 1250 млн. лет назад сменились преобладающими низкими положительными ($+3.5 \pm 1\%$), а около 1030 млн. лет назад и более высокими (до +6.0%) значениями (Knoll et al., 1995; Kah et al., 1999, 2000; Bartley

et al., 2001). Исходя из сохранения баланса масс, рост $\delta^{13}C_{\text{кар6}}$ связывают с увеличением темпов захоронения изотопно легкого органического углерода в результате повышенной интенсивности силикокластического осадконакопления в орогенные периоды истории Земли (Des Marais, 1994; Галимов, 1999; Jacobsen, Kaufman, 1999 и ссылки в этих работах).

И тем не менее отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде среднего—начала позднего рифея (1350—800 млн. лет), как было показано выше, не испытало резкого подъема, который по величине и градиенту был бы сравним с подъемом во время Пан-Африканских событий (Kaufman et al., 1993; Jacobsen, Kaufman, 1999), приведших к образованию Гондваны, или во время заключительных стадий формирования Евразии — коллизии Индостана и подъема Тибетско-Гималайского плато (Raymo et al., 1988; Hodell et al., 1990; Richter et al., 1992).

Строгие данные о величине отношения 87Sr/86Sr в морской воде начала среднего рифея пока еще не получены. Но изложенные выше сведения об изотопном составе Sr в слабо измененных карбонатных породах и гипсах начала среднего рифея позволяют с некоторой долей условности говорить о том, что 1280-1200 млн. лет назад отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде начало медленно расти (рис. 10). Такая тенденция хорошо согласуется с геодинамической обстановкой того времени: с начавшейся около 1250 млн. лет назад Эльзевирской орогенией, содержанием которой, как уже говорилось, была широкомасштабная аккреция к Лаврентии островных дуг и отдельных континентальных террейнов, а также замыкание задуговых бассейнов разной степени зрелости (McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Corriveau, van Breemen, 2000; Carr et al., 2000; Van Schmus, 2000; Rivers, Corrigan, 2000). Геологические данные, имеющиеся для различных районов Северной Америки, Ирландии и Балтии, как подчеркнули Дж. МакЛелланд с соавторами (McLelland et al., 1996), позволяют говорить о субглобальном масштабе этих явлений. Такой вывод, на первый взгляд, не согласуется с небольшим увеличением отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде Эльзевирского времени (от 0.7046-0.7047 до 0.7052-0.7056). Это кажущееся несоответствие, вероятно, объясняется относительно высокой долей мантийного материала в составе островных дуг и некоторых задуговых бассейнов, аккретированных к Лаврентии в ходе Эльзевирской орогении (Dickin, 2000; Rivers, Corrigan, 2000).

Данные об изотопном составе Sr в морской воде во время Шавиниганского коллизионного импульса (1190–1140 млн. лет) еще предстоит выяснить. Однако предполагаемая в это время коллизия юго-восточной (в современных координатах) Лав-

рентии с другим континентом, либо с микроконтинентом и/или островной дугой (McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Rivers, Carrigan, 2000; Carr et al., 2000) могла вызвать подъем отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Мировом океане.

Гораздо более определенна Sr-изотопная летопись морской воды во время более интенсивного и широко проявленного Оттавского (1080– 1020 млн. лет) и начала Риголетского (1000-980 млн. лет) импульсов. Данные по УК-фазам "лучших" известняков малгинской свиты фиксируют среднерифейский максимум рассматриваемого отношения (0.70563-0.70592) около 1040 млн. лет. который завершает пологий восходящий тренд, наметившийся 1280-1200 млн. лет назад, а данные по лахандинской серии Учуро-Майского региона (1030–1000 млн. лет) и по свите буровой Туруханского района свидетельствуют о плавной смене этого тренда в начале позднего рифея на пологий нисходящий тренд. Члены последнего не выходят за пределы 0.70519-0.70569 и в общем убывают во времени (рис. 9). Таким образом, полученные в последние годы данные (Горохов и др., 1995а; Семихатов и др., 1998; Bartley et al., 2001; и настоящая статья) свидетельствуют, что во время окончания Гренвильского орогенического цикла и завершения образования Родинии 1050-1000 млн. лет назад отношение ⁸⁷Sr/86Sr в морской воде было не только низким по абсолютной величине (0.70519-0.70585), но и стабильным во времени.

Имеющиеся в литературе материалы позволяют выделить и оценить несколько альтернативных или комплиментарных факторов, которые примиряют низкое отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде в конце среднего – начале позднего рифея с возросшим в то время континентальным стоком, порожденным завершением Гренвильского тектогенеза и образованием Родинии. Анализ этих факторов во многом опирается на материалы по провинции Гренвиль – наиболее полно изученный регион Гренвилид.

1. Импульс прироста ювенильной коры. Анализ распределения во времени надежно датированных ювенильных комплексов земной коры привел К. Конди (Condie, 1998) к выводу, что рост докембрийской континентальной коры во времени происходил периодически, в ходе трех крупных импульсов. Примерно 36% современной коры континентов было сформировано 3.0-2.5 млрд. лет назад; 39% около 2.15-1.65 млрд. лет назад, а 12% около 1.32–1.0 млрд. лет назад. В рамках этих импульсов наиболее интенсивный рост ювенильной коры фиксировался 2.7, 1.9 и 1.2 млрд. лет назад, и каждый такой максимум (Superevent, по терминологии К. Конди) рассматривался как связанный с возникновением мантийного суперплюма. Образование Родинии и Гренвильский тектогенез, совпавшие во времени с одним из максимумов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯВШИЕ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В ГРЕНВИЛЬСКОЙ И ПОСТГРЕНВИЛЬСКОЙ МОРСКОЙ ВОДЕ

Гренвильский орогенический цикл, знаменовавший образование суперконтинента Родиния, имел глобальное распространение. Возникшие в его ходе сооружения протягиваются вдоль восточного края Северной Америки западнее фронтального надвига Аппалачей от Лабрадора до Адирондака, прослеживаются под покровом более молодых отложений в Джорджию и Нью-Мексико, обнажаются в поднятии Льяно и Ван Хорн Texaca (Davidson, 1995; Roback, 1996; Rivers, 1997; Mosher, 1998; Rivers, Corrigan, 2000; Hynes et al., 2000), описаны в Мексике (Ortega-Gutierrez et al., 1995), вскрыты на Фолклендском плато (Wareham et al., 1998; Jacobsen et al., 1999), картируются вдоль значительной части Анд от Колумбии до Боливии и северо-западной Аргентины (Оринокская орогения; Kay et al., 1996; Restrepo-Pace et al., 1997), отмечены в Западной Бразилии (Condie, 2001) фиксируются в складчатых поясах, обрамляющих и разделяющих кратоны Сан-Франциско и Амазонский (Strieder, Suita, 1999; Cordani, Sato, 1999), описаны в Западной Гренландии, Шотландии, Ирландии и на юго-западе Скандинавии (Cosca et al., 1998; Christoffel et al., 1999; Anderson et al., 1999), слагают обширные пространства в южной Африке от Намибии до Наталя (Намакванская орогения; Trompette, 1994; Hartandy et al., 1985), наблюдаются на восточной окраине (Мозамбик и Танзания; Kröner et al., 1997) и южной кромке этого континента (Frimmel, Frank, 1998), обрамляют западное и южное побережье Западной Австралии, Западную и Восточную Антарктиду (Jacobs et al., 1998; Wareham et al., 1998; Bruguier et al., 1999) установлены на Мадагаскаре, Шри Ланке и в Центральной Индии (Condie, 2001) и ссылки в этой работе) и описаны на юго-востоке Китая (Li, McCulloch, 1996; Li et al., 1996; Smith et al., 2000). Длительная последовательность событий, приведших к формированию Родинии, наиболее полно восстановлена в тектонотипе Гренвилид – в обширной (1900 × 400 км) провинции Гренвиль на северо-востоке Северной Америки, а элементы этой последовательности, проявленные в сходных возрастных рамках в других перечисленных регионах, служат подтверждением ее глобального характера.

Полученные в последние годы данные привели к эволюции взглядов на геодинамическую сущность, возрастные рамки и иерархию событий, составляющих Гренвильский орогенический цикл. В настоящее время этот цикл рассматривают либо как последовательность двух орогенезов (Davidson, 1995; McLelland et al., 1996) – Эльзевирского (~1350–1220 млн. лет) и Оттавского (1200–

1000 млн. лет), либо как серию трех коллизионных Гренвильских импульсов – Шавиниганского (1190– 1140 млн. лет), Оттавского (1080–1020 млн. лет) и Риголетского (1000–980 млн. лет), которые развивались вслед за (а частично и одновременнно с) аккреционной Эльзевирской (1250-1190 млн. лет) орогенией и разделялись импульсами растяжения (Rivers, 1997; Carr et al., 2000; Hynes et al., 2000; Ketchum, Davidson, 2000; Indares et al., 2000). BMecте с тем реконструкция до-гренвильской истории той части коры, которая позднее была вовлечена в Гренвильские события, показала, что в Гренвилидах присутствуют значительные объемы доэльзевирских магматических и метаморфических пород как корового, так и мантийного происхождения (Li, McCulloch, 1996; Rivers, 1997; Christoffel et al., 1999; Andersson et al., 1999; Strieder, Suita, 1999; Cordani, Satto, 1999; Tassinarini, Macambra, 1999; Dickin, 2000; Indares et al., 2000; Rivers, Corrigan, 2000; Carr et al., 2000; Ketchum, Davidson, 2000; Martignol et al., 2000).

Следствием возникновения суперконтинента и глобальной системы коллизионных и аккреционных орогенов в конце среднего-начале позднего рифея должно было стать резкое увеличение массы континентального стока (и прежде всего силикокластического потока) в результате размыва этих сооружений. В качестве примеров такого увеличения упомянем следующие: 1) реконструкция области разноса обломочных цирконов гренвильского возраста в США и Канаде и фациальный анализ вмещающих отложений показали, что в начале позднего рифея в Лаврентии существовала пан-континентальная речная система, которая протягивалась от форланда Гренвильского орогена на 3000 км на север и северо-запад (Rainbird et al., 1996). Если же к этому добавить присутствие обломочных цирконов гренвильского возраста в уйской серии Учуро-Майского региона (Rainbird et al., 1998; Khudoley et al., 2001) и учесть современные данные о положении Сибири в структуре Родинии (Rainbird et al., 1998; Gallet et al., 2000), то зона разноса гренвильского материала увеличится еще на пару тысяч километров; 2) в ряде районов распространения Гренвилид неметаморфизованные и недислоцированные кембрийские или вендские отложения залегают на породах гранулитовой и эклогитовой фаций, метаморфизованных 1.0-1.2 млрд. лет назад, что может свидетельствовать о значительной (до 22-25 км) глубине эрозионного среза; 3) в конце среднего-начале позднего рифея произошли важные изменения в глобальном биогеохимическом цикле углерода. Характерные для раннего и начала среднего рифея значения $\delta^{13}C_{\text{кар6}} = 0 \pm 1\%$ PDB около 1250 млн. лет назад сменились преобладающими низкими положительными ($+3.5 \pm 1\%$), а около 1030 млн. лет назад и более высокими (до +6.0%) значениями (Knoll et al., 1995; Kah et al., 1999, 2000; Bartley

et al., 2001). Исходя из сохранения баланса масс, рост $\delta^{13}C_{\text{кар6}}$ связывают с увеличением темпов захоронения изотопно легкого органического углерода в результате повышенной интенсивности силикокластического осадконакопления в орогенные периоды истории Земли (Des Marais, 1994; Галимов, 1999; Jacobsen, Kaufman, 1999 и ссылки в этих работах).

И тем не менее отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде среднего—начала позднего рифея (1350—800 млн. лет), как было показано выше, не испытало резкого подъема, который по величине и градиенту был бы сравним с подъемом во время Пан-Африканских событий (Kaufman et al., 1993; Jacobsen, Kaufman, 1999), приведших к образованию Гондваны, или во время заключительных стадий формирования Евразии — коллизии Индостана и подъема Тибетско-Гималайского плато (Raymo et al., 1988; Hodell et al., 1990; Richter et al., 1992).

Строгие данные о величине отношения 87Sr/86Sr в морской воде начала среднего рифея пока еще не получены. Но изложенные выше сведения об изотопном составе Sr в слабо измененных карбонатных породах и гипсах начала среднего рифея позволяют с некоторой долей условности говорить о том, что 1280-1200 млн. лет назад отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде начало медленно расти (рис. 10). Такая тенденция хорошо согласуется с геодинамической обстановкой того времени: с начавшейся около 1250 млн. лет назад Эльзевирской орогенией, содержанием которой, как уже говорилось, была широкомасштабная аккреция к Лаврентии островных дуг и отпельных континентальных террейнов, а также замыкание задуговых бассейнов разной степени зрелости (McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Corriveau, van Breemen, 2000; Carr et al., 2000; Van Schmus, 2000; Rivers, Corrigan, 2000). Геологические данные, имеющиеся для различных районов Северной Америки, Ирландии и Балтии, как подчеркнули Дж. МакЛелланд с соавторами (McLelland et al., 1996), позволяют говорить о субглобальном масштабе этих явлений. Такой вывод, на первый взгляд, не согласуется с небольшим увеличением отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде Эльзевирского времени (от 0.7046-0.7047 до 0.7052-0.7056). Это кажущееся несоответствие, вероятно, объясняется относительно высокой долей мантийного материала в составе островных дуг и некоторых задуговых бассейнов, аккретированных к Лаврентии в ходе Эльзевирской орогении (Dickin, 2000; Rivers, Corrigan, 2000).

Данные об изотопном составе Sr в морской воде во время Шавиниганского коллизионного импульса (1190–1140 млн. лет) еще предстоит выяснить. Однако предполагаемая в это время коллизия юго-восточной (в современных координатах) Лав-

рентии с другим континентом, либо с микроконтинентом и/или островной дугой (McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Rivers, Carrigan, 2000; Carr et al., 2000) могла вызвать подъем отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Мировом океане.

Гораздо более определенна Sr-изотопная летопись морской воды во время более интенсивного и широко проявленного Оттавского (1080-1020 млн. лет) и начала Риголетского (1000-980 млн. лет) импульсов. Данные по УК-фазам "лучших" известняков малгинской свиты фиксируют среднерифейский максимум рассматриваемого отношения (0.70563-0.70592) около 1040 млн. лет. который завершает пологий восходящий тренд, наметившийся 1280-1200 млн. лет назад, а данные по лахандинской серии Учуро-Майского региона (1030–1000 млн. лет) и по свите буровой Туруханского района свидетельствуют о плавной смене этого тренда в начале позднего рифея на пологий нисходящий тренд. Члены последнего не выходят за пределы 0.70519-0.70569 и в общем убывают во времени (рис. 9). Таким образом, полученные в последние годы данные (Горохов и др., 1995а; Семихатов и др., 1998; Bartley et al., 2001; и настоящая статья) свидетельствуют, что во время окончания Гренвильского орогенического цикла и завершения образования Родинии 1050-1000 млн. лет назад отношение 87Sr/86Sr в морской воде было не только низким по абсолютной величине (0.70519-0.70585), но и стабильным во времени.

Имеющиеся в литературе материалы позволяют выделить и оценить несколько альтернативных или комплиментарных факторов, которые примиряют низкое отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде в конце среднего – начале позднего рифея с возросшим в то время континентальным стоком, порожденным завершением Гренвильского тектогенеза и образованием Родинии. Анализ этих факторов во многом опирается на материалы по провинции Гренвиль – наиболее полно изученный регион Гренвилид.

1. Импульс прироста ювенильной коры. Анализ распределения во времени надежно датированных ювенильных комплексов земной коры привел К. Конди (Condie, 1998) к выводу, что рост докембрийской континентальной коры во времени происходил периодически, в ходе трех крупных импульсов. Примерно 36% современной коры континентов было сформировано 3.0-2.5 млрд. лет назад; 39% около 2.15-1.65 млрд. лет назад, а 12% около 1.32-1.0 млрд. лет назад. В рамках этих импульсов наиболее интенсивный рост ювенильной коры фиксировался 2.7, 1.9 и 1.2 млрд. лет назад, и каждый такой максимум (Superevent, по терминологии К. Конди) рассматривался как связанный с возникновением мантийного суперплюма. Образование Родинии и Гренвильский тектогенез, совпавшие во времени с одним из максимумов

формирования континентальной коры (Superevent 1.2) и с возникновением суперплюма, по данным К.Конди, были отмечены заметным приростом ювенильной коры 1.32–1.2 млрд. лет назад, после чего 1.0–0.9 млрд. лет этот прирост резко упал (Condie, 1998, рис. 1).

Подобный анализ для Южной Америки (Согdani, Sato, 1999) показал, что около 34% коры этого континента было сформировано в конце архея, а к концу Транс-Амазонской орогении (2.15–1.9 млрд. лет назад) в сумме возникло до 80% коры, после чего ее заметный прирост отмечался здесь лишь 1.3–1.0 млрд. лет назад. В близких возрастных рамках (2.1–2.0 и 1.2–1.0 млрд. лет) располагаются статистические максимумы модельных Sm-Nd возрастов гранитоидов и вулканитов Амазонского кратона (Tassinari, Macambra, 1999).

Совпадение во времени трех неординарных событий: 1) одного из максимумов прироста ювенильной континентальной коры (Superevent 1.2), 2) образования суперконтинента и 3) формирования мантийного суперплюма – позволяло предполагать, что совместное влияние этих событий было способно изменить глобальный изотопный баланс Sr и, вопреки интенсивному континентальному сносу, понизить отношение 87Sr/86Sr в морской воде в результате активизации гидротермальной деятельности в срединно-океанических хребтах и на океанических базальтовых плато, а отчасти и в результате размыва коллизионных и аккреционных орогенов, сложенных ювенильной корой.

Однако изменение методики подсчета прироста ювенильной коры (построение гистограммы приращения ее объемов во времени) привело к неожиданному результату (Condie, 2001). Оказалось, что рисовавшийся ранее (Condie, 1998) пик прироста этой коры 1.35-1.0 млрд. лет назад (Superevent 1.2) не существует, так как за это время возникло не более 7-13% коры. Подсчеты показали, что в крупных регионах Гренвилид прирост ювенильной коры 1.35-0.9 млрд. лет назад составлял не более 0.1–0.5% общего объема коры и только в трех регионах (юг провинции Гренвиль, Латинская Америка и Антарктика) достигал 1.2-1.7% (Condie, 2001; рис. 3). Ясно, что такие объемы ювенильной коры в условиях размыва Гренвильских орогенов и более древних сооружений, сложенных континентальной корой, не могли обеспечить поддержание стабильно низкого (0.7052-0.7058) отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде. Иначе говоря, сделанные выше соответствующие предположения оказались не верны.

2. Высокая роль догренвильского мантийного материала в коре Гренвилид. Провинция Гренвиль, как и прочие Гренвилиды, представляет собой глубоко эродированный коллизионный и аккреционный ороген, состоящий из структурно связанных литотектонических единиц, которые

различны по составу, степени метаморфизма и возрасту и охватывают отложения от архея до начала позднего рифея. Среди до-гренвильских (до-эльзевирских) пород в Гренвилидах шире других распространены позднепалеопротерозойские (менее 1.79 млн. лет), которые, согласно К. Конди (Condie, 1998), входят в Superevent 1.9 (2.15–1.65 млрд. лет) стадийного роста континентальной коры и потому относительно богаты мантийным материалом. Пример провинции Гренвиль подтверждает это.

Данная провинция, ограниченная на северо-западе фронтом Гренвиль, включает два главных коровых блока: 1) вытянутый вдоль северо-западной ее кромки параавтохтонный пояс, который представляет собой переработанный край форланда Лаврентии, сложенный палеопротерозойскими и частично архейскими породами и 2) аккретированные к краю Лаврентии террейны, которые различаются по составу, возрасту, термальной истории и Sm-Nd систематике слагающих их пород. В южной части провинции выделяют три структурных подразделения (с запада на восток): 1) Центральный гнейсовый пояс, который включает параавтохтон на севере и значительную часть аллохтона на юге, разделенные узкой зоной гранулитов и эклогитов; 2) входящий в состав аллохтона структурно наиболее высокий Центральный метаосадочный пояс, который имеет чешуйчатое строение и состоит из разновозрастных пара- и ортопород различных по метаморфической истории и происхождению; 3) структурно более низкую зону нагорий Адирондака, объединяющую различные по степени метаморфизма и составу протолитов метаморфические породы (Davidson, 1995; Rivers, 1997; Ketchum, Davidson, 2000; Indares et al., 2000). В последнее время в связи с уточнением положения границы параавтохтона и аллохтона (Ketchum, Davidson, 2000) и истории формирования провинции Гренвиль было предложено в южной ее части выделять (Carr et al., 2000): 1) Лаврентию и ее переработанный край, который частично тектонически перекрыт более молодыми комплексами и по геофизическим данным слагает полосу шириной до 350 км (White et al., 2000); 2) составной пояс островных дуг, который надвинут на переработанный край Лаврентии и по площади примерно отвечает Центральному метаосадочному поясу; 3) слагающий запад провинции пояс Фронтенак-Адирондак – аналог нагорий Адирондака и восточной окраины Центрального метаосапочного пояса.

Переработанный край Лаврентии сложен палеопротерозойским фундаментом, который сформировался 1.98—1.79 млрд. лет назад одновременно с завершением образования Лаврентии (Hoffman, 1988) и позднее подвергся ряду наложенных воздействий. Главными среди них были аккреция (а частично и надвигание) вулканических островных дуг и задуговых бассейнов Лабрадорского

(1680-1630 млн. лет) и Пинварского (1500-1450) возраста, внедрение серии небольших Килларнейских гранитов (1740–1700 млн. лет), которые к северу от фронта Гренвиль имеют отрицательные $(\pi o - 7)$, а к югу – небольшие положительные (до +3) значения $\varepsilon_{Nd(T)}$, становление крупного Транс-Лабрадорского ювенильного основного батолита Лабрадорского возраста (1654-1648 млн. лет) и внедрение габбро-анортозитовой магмы мантийного происхождения (1650–1620 млн. лет), а позднее - развитого на значительной площади роя основных даек (1459-1426 млн. лет) и формирование в Онтарио гранито-гнейсов (1.5-1.4 млрд. лет), имеющих положительные значения $\varepsilon_{Nd(\tau)}$ (Rivers, 1997; Hynes et al., 2000; Indares et al., 2000; Rivers, Corrigan, 2000; Dikin, 2000).

Значительное количество Sm-Nd (более 500) и U-Pb данных для пород провинции Гренвиль (Dickin, 2000; Carr et al., 2000; Hynes et al., 2000; Indares et al., 2000; Rivers, Corrigan, 2000; Martignol, 2000) позволило установить, что среди островных дуг, аккретированных к юго-восточному краю Лаврентии в конце палеопротерозоя и начале рифея, выделяются крупные сооружения, сложенные ювенильным материалом, возраст которого -1740, 1660 и 1450 млн. лет. Площадь каждой из двух последних дуг превосходит 100000 км². Значения $\varepsilon_{Nd(T)}$ в относительно небольших (50 × 400 км) дугах лежат в пределах от +1.0 до +3.0, а в больших составляют от +2.9 до +4.0 в центре и убывают до +2.2 или +2.5 к окраинам, отражая контаминацию более древним коровым материалом. Метаосадки, ассоциированные с вулканитами рассматриваемых дуг, имеют $\varepsilon_{Nd(T)}$ от -0.3 до +1.0. Кроме того, среди палеопротерозойских (1.9-1.75 млрд. лет) террейнов в провинции Гренвиль выделяются две заметные по размерам (200×300 и 50×60 км) островные дуги, которые сильно контаминированы продуктами анатексиса более древней коры 1.68-1.63 и 1.6-1.3 млрд. лет назад, но сохраняют низкие положительные значения $\varepsilon_{Nd(T)}$ (Dickin, 2000). Следует также отметить, что фрагмент мезопротерозойской ювенильной коры описан в пределах Центрального метаосадочного пояса (Martignol et al., 2000), что островодужный магматизм на юговостоке Лаврентии 1.4-1.3 млрд. лет назад сопровождался интенсивной гидротермальной деятельностью, а в Западном Квебеке отмечается два эпизода излияния и более молодых, среднерифейских мантийных пород (1.16 и 1.06 млрд. лет) (Согriveau, Morin, 2000). Таким образом, в конце палеопротерозоя-начале рифея в провинции Гренвиль было несколько импульсов формирования догренвильской и гренвильской ювенильной коры, главным образом в форме островных дуг, аккретированных к юго-восточной Лаврентии (Dickin, 2000; Corriveau, Morin, 2000). Эти процессы сопровождались аккрецией континентальных террейнов (микроконтинентов?) и образованием системы задуговых бассейнов.

Обобщение современных данных о эволюции юго-восточной Лаврентии в раннем и среднем рифее привело Т. Риверса и Д. Корригана (Rivers, Corrigan, 2000) к выводу, что здесь ~1500-1230 млн. лет назад существовала краевая магматическая дуга Андийского типа, которая протягивалась на 4000 км от Лабрадора до Аризоны и Нью-Мексико. Северо-восточная часть дуги 1190-990 млн. лет назад была вовлечена в состав Гренвильского орогена, деформирована и метаморфизована, тогда как большая, юго-западная ее часть, избежала деформаций и известна в литературе как Гранит-риолитовый пояс - комплекс комагматичных вулканитов, гипабиссальных А-гранитов и редких силикокластических осадков (Muehleberger et al., 1967; Van Schmus, 2000). В северной зоне рассматриваемой дуги, как в провинции Гренвиль, так и за ее пределами, преобладают кварцевые монцониты и гранодиориты, а в южной – тоналиты и гранодиориты. Sm-Nd и U-Pb данные показывают, что северные, монцонитгранодиоритовые члены имеют коровое происхождение, тогда как южные, известково-щелочные тоналит-гранодиоритовые породы являются мантийными, в небольшой степени контаминированными коровым материалом. Продолжение этого пояса наблюдается в поднятии Льяно, где установлен причлененный к Лаврентии ювенильный островодужный магматический комплекс с возрастом 1.33-1.27 млрд. лет (Mosher, 1998; Rivers, Corrigan, 2000).

Развивавшиеся в это время вдоль края Лаврентии задуговые бассейны отличались гетерохронностью заложения в связи с разновозрастным импульсами растяжения и соответственно разной степенью зрелости. В некоторых из них наблюдаются только континентальные осадки или эвапориты, в других - бимодальные вулканиты, тогда как в более зрелых присутствуют анортозитовые интрузии (1.23-1.28 млрд. лет), имеющие положительные значения $\varepsilon_{Nd(T)}$, либо появляются офиолиты (1230 млн. лет) и другие аттрибуты океанической коры (Rivers, Corrigan, 2000). Замыкание задуговых бассейнов было связано с аккреционными Панварской (1500–1450 млн. лет) и Эльзевирской (1250–1190 млн. лет) орогениями, а также с коллизионными событиями собственно Гренвильского этапа. Это замыкание в Эльзевирское время в Центральном метаосадочном поясе сопровождалось субдукционным магматизмом и образованием чешуйчатых надвигов (Rivers, Corrigan, 2000; Martignol et al., 2000).

Значительные массы мантийного материала, выведенные во внешние оболочки Земли, рассмотренными выше процессами, воздействовали на изотопный состав Sr в палеоокеане дважды. Во-первых, во время развития островных дуг они приводили к активизации взаимодействия морской воды с океаническими породами и вели к обогащению вод низкорадиогенным Sr. Во-вторых, на поздних стадиях эволюции орогенов, во время их размыва, присутствие тех же пород приводило к снижению отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в континентальном стоке.

Следует отметить, что в среднем рифее, видимо, существовал еще один действенный механизм активизации взаимодействия морской воды с мантийными породами. В это время, 1109-1087 млн. лет назад, в связи с изменением конфигурации плит в составе Родинии (Cannon, Nicholson, 1996; Carr et al., 2000) в центре Лаврентии развилась гигантская рифтовая система Мидконтинента, в которой за 20-22 млн. лет накопилось более 2 млн. км³ вулканитов, главным образом оливиновых толеитов, которые по геохимическим параметрам близки к MORB. Эта рифтовая система располагалась в субаэральных условиях и, естественно, сама по себе не могла повлиять на изотопный состав Sr в морской воде. Однако вполне вероятно образование подобных, но подводных рифтов, в которых свежие мантийные базальты приходили в соприкосновение с морской водой.

Ювенильный магматизм предшествовал главной фазе коллизионных деформаций и в других областях развития Гренвилид: в провинции Токантинс Южной Америки (Strieder, Suita, 1999), в обрамлении Амазонского кратона (Tassinari, Macambra, 1999), на севере Анд (Restrepo-Pace et al., 1997), в некоторых районах Африки. Так, на юго-западе Амазонского кратона установлена последовательная аккреция трех островных магматических дуг. Наиболее древняя из них (1790-1750 млн. лет) представлена ювенильными кислыми вулканитами и гранитоидами ($\varepsilon_{Nd(T)}$ от +2.2 до +2.6, а T_{DM} – 2.0-1.8 млрд. лет). В составе второй дуги (1560-1530 млн. лет) преобладают тоналиты и граниты, T_{DM} которых 2.0–1.7 млрд. лет, а $\varepsilon_{Nd(T)}$ меняется от -1.3 до +3.7. Третья дуга (1460-1420 млн. лет) отличается господством пород тоналит-гранитной ассоциации, члены которой имеют $\varepsilon_{Nd(T)}$ от +2.6 до +4.1, а T_{DM} от 1.7 до 1.5 млрд. лет (Geraldes et al., 2000). Островные магматические дуги, имеющие возраст 1.5-1.4 млрд. лет и частично переработанные более молодыми движениями, связанными с формированием Родинии, описаны также в Западной Амазонии (Fuck, Pimental, 2000). Вместе с тем присутствие в Восточной и Западной Антарктиде, на юге Африки, в Мозамбике, на Фолклендском плато и в аргентинских предгорьях Кордильер ювенильных гранитов гренвильского возраста, имеющих положительные значения $\varepsilon_{Nd(T)}$ (Kay et al., 1996 Kröner et al., 1997; Jacobs et al., 1998, 1999; Trimmel et al., 1998; Warenham et al., 1998; Condie, 2001), по мнению некоторых авторов, может свидетельствовать об относительно широком распространении Гренвильской ювенильной коры в Южной Атлантике (Wareham et al., 1998).

Таким образом, в конце палеопротерозоя, в раннем и среднем рифее на изотопный состав Sr в морской воде оказывали влияние значительные массы ювенильных мантийных пород и сопутствующие гидротермы, а позднее, во время размыва гренвильских орогенов, эти же породы поставляли в палеоокеан низкорадиогенный Sr, способствуя снижению отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде позднего рифея.

3. Пространственно-хронологические особенности метаморфизма, эксгумации и эрозионного вскрытия Гренвильских литотектонических единиц. Совместный анализ термобарометрических данных и изотопных датировок минералов с разными температурами закрытия U-Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar систем позволяет определить время и динамику постметаморфического остывания метаморфических комплексов и таким путем оценить скорость их подъема в земной коре в результате гравитационного перераспределения материала, тектонической эксгумации и эрозионного вскрытия (unroofing). В провинции Гренвиль эти вопросы решаются с высоким разрешением - применительно к главным доменам и террейнам и некоторым тектоническим пластинам, входящим в состав чешуйчатых структур.

Наиболее ранняя фаза высокотемпературного метаморфизма и конвергентных деформаций, охватившая значительную часть провинции Гренвиль, имеет возраст 1190-1140 млн. лет (Шавиниганская фаза; Rivers, 1997; Corriveau, van Breemen, 2000; Carr et al., 2000). Эта фаза во времени была сближена с завершением Эльзевирской орогении, но принципиально отличалась от нее по содержанию. Сутью названной орогении (как уже говорилось) была амальгамация островных дуг и задуговых бассейнов к краю Лаврентии, тогда как Шавиниганская фаза отражала коллизию юговосточной Лаврентии либо с другим континентом, либо, что более вероятно, с островной дугой и/или с микроконтинентом (McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Rivers, Corrigan, 2000; Carr et al., 2000). Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций с возрастом 1140-1120 млн. лет отмечен в Центральном метаосадочном поясе Квебека (Martignol et al., 2000), но главные черты пространственного размещения метаморфических комплексов, различных по возрасту и РТ-условиям формирования, определились 1080–1020 млн. лет назад в ходе Оттавской орогении, которая отражала коллизию двух континентов и протекала в виде двух импульсов сжатия, разделенных кратким периодом растяжения (Rivers, 1997; Carr et al., 2000).

Многочисленные U-Pb датировки циркона и монацита из пород названных комплексов показывают асинхронность пика метаморфизма в различных доменах и террейнах провинции Гренвиль (Martignol et al., 2000; Corriveau, van Breemen, 2000; Carr et al., 2000; Rivers, Corrigan, 2000; Ketchum, Davidson, 2000). Наиболее яркими примерами таких соотношений являются следуюшие. 1) Термальная переработка архейской коры в параавтохтоне началась на 50-160 млн. лет позпнее пика метаморфизма в конкретных зонах аллохтона. 2) Возраст пика метаморфизма обычно уменьшается в северо-восточном направлении от 1190-1160 до 1170 млн. лет в Шавиниганское время, от 1080-1050 до 1070-1045 млн. лет в Оттавское время и составляет 1020-990 млн. лет в Риголетское время в Западном Квебеке. 3) На севере Квебека пик гранулитового метаморфизма (1.02 млрд. лет) моложе не только такого же пика в прилегающем террейне (1.18 млрд. лет), но и остывания последнего ниже 450°С (1.04 млрд. лет). Отмеченные в пунктах 2 и 3 изменения максимальных температур по латерали связывают с миграцией континентальной коллизии, а частично и с локализацией огромных объемов разогретой анортозит-мангерит-гранитной магмы, первые порции которой внедрились 1650-1620 млн. лет назад (Rivers, 1997), а главная масса - 1190-1140 млн. лет назад (Carr et al., 2000; Corriveau, van Breemen, 2000; Martignol et al., 2000). 4) Bospact 3aкрытия K-Ar системы в роговой обманке (450 ± ± 50 °C) даже в соседних террейнах Центрального метаосалочного пояса на западе Квебека и в Онтарио может различаться на 20-40 млн. лет, а в Северном Квебеке на 5-25 млн. лет.

Многочисленные изотопные датировки циркона, монацита, рутила, апатита (U-Pb метод), роговой обманки, мусковита и биотита (40 Aг/39 Aг метод) позволяют выявить ряд важных черт тектоно-термальной эволюции провинции Гренвиль на заключительных этапах ее истории (Mezger et al., 1993; McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Ketchum et al., 1998; Carr et al., 2000; Corriveau, Morin, 2000; Corriveau, van Breemen, 2000; Indares et al., 1998, 2000; Hynes et al., 2000; Ketchum, Davidson, 2000; Martignol et al., 2000). Для иллюстрации сказанного приведем следующие примеры. 1) В Центральном гнейсовом поясе разрыв во времени между пиком метаморфизма и остыванием до закрытия К-Аг изотопной системы в роговой обманке в различных доменах колеблется от 30 до 180 млн. лет и отражает различия в глубинах погружения и скорости эрозионного вскрытия или эксгумации конкретных доменов. 2) На фоне в целом очень медленного постметаморфического остывания гренвильских литотектонических единиц в ряде случаев наблюдаются относительно короткие (10-20, иногда до 30 млн. лет) эпизоды быстрого (до 10-15°С/млн. лет) остывания и воздымания.

Такие эпизоды следовали сразу за пиками метаморфизма и протекали на фоне растяжения, что способствовало подъему разогретых литотектонических единиц на верхние уровни в коре. 3) На примере ряда глубоко метаморфизованных комплексов показано, что их эксгумация происходила во время коротких (~10-12 млн. лет) эпизодов растяжения и осуществлялись вдоль главных зон скалывания. Эти процессы наиболее активно происходили ~1200 и ~1000 млн. лет назад, сопровождаясь неравномерным остыванием высокотемпературных комплексов и их частичным надвиганием на менее измененные породы. 4) Современная эрозионная поверхность параавтохтона прошла через температуру закрытия К-Аг системы в роговой обманке на 50-80 млн. лет позднее, чем аналогичная поверхность аллохтона. 5) Во время Риголетского импульса (1000-980 млн. лет назад), завершившего Гренвильские события, в условиях растяжения и остывания орогена произошло опускание слабо метаморфизованных пород на более низкие уровни в коре, их надвигание и структурное совмещение с более метаморфизованными комплексами, а затем и эрозионное вскрытие. При этом динамика остывания контрастных по составу доменов, разделенных мощными (до 10 км) зонами рассланцевания или милонитизации, не коррелируется с положением конкретного домена в современной структуре, подчеркивая ее чешуйчато-надвиговое строение. К сказанному надо добавить, что на воздымание конкретных литотектонических единиц в процессе остывания существенное влияние оказывало различие их реологических свойств, наиболее ярко выраженное у интрузий и их рамы (Corriveau, van Breemen, 2000; Ketchum et al., 2000). Не были равномерными и горизонтальные смещения. Поперечные смещения, следовавшие за пиком метаморфизма, происходили в виде дискретных импульсов 1.07-1.00 млрд. лет назад и проявляли явную тенденцию к пропагации от центральной части орогена к фронту Гренвиль (Martignol et al., 2000).

Термальная история других коллизионных орогенов гренвильского возраста сходна с рассмотренной. Пик метаморфизма в разных районах Свеконорвежского пояса колеблется по возрасту от 1190-1150 (гранулитовая фация, сектор Бамбл) до 970 млн. лет (амфиболитовая фация; Cosca et al., 1998; Christoffel et al., 1999; Andersson et al., 1999), в Колумбийских Андах имеет возраст 1090 млн. лет (Restrepo-Pace et al., 1997), в Австралии мигрирует во времени от 1190 млн. лет в поясе Олбани до 1080 млн. лет в поясе Дарлинг, подчеркивая диахронность коллизии (Bruguier et al., 1999), а в африканском поясе Гариеп последний высокотемпературный метаморфизм, наложенный на Кибариды, датирован 1030 млн. лет (Trimmel et al., 1998). В Южном Китае некоторые исследователи кореллировали с Гренвильскими событиями складчатость Сибаоань, возраст которой на основании изохронной Sm-Nd датировки гранитов принимался равным 1060 млн. лет (Smith et al., 2000). Однако более точные данные показывают, что сочленение блоков Янцзы и Хуайнань произошло не ранее 970 млн. лет назад (Li, 1999).

Скорость постметаморфического остывания и, соответственно, эрозионного вскрытия Гренвилид в только что перечисленных регионах также сходна с наблюдаемой в провинции Гренвиль. В Свеконорвежском поясе скорость остывания менялась во времени и пространстве. На большей части пояса она составляла 5-11°/млн. лет в течение короткого (~12 млн. лет) отрезка времени сразу после пика метаморфизма, а позднее (930-880 млн. лет назад) по разным оценкам уменьшалась до 4-7° или 2.5-5 °/млн. лет (Christoffel et al., 1999; Andersson et al., 1999). В отличие от этого, в секторе Бамбл, который начал остывать на 100 млн. лет раньше прочих единиц названного пояса, эта скорость в самом начале процесса достигала 3-8 °/млн. лет, а потом снизилась до 2-4 °/млн. лет (Cosca et al., 1998). Первоначальная скорость остывания этого сектора является одной из самых высоких, установленных в Гренвилидах (Cosca et al., 1998), но и она заметно уступает зафиксированной в Альпах и Гималаях за последние 15-20 млн. лет их развития (Bernet et al., 2000; Brandon et al., 2000). Более высокая скорость остывания гренвильских сооружений (15 ± 2 °С/млн. лет) отмечена только для сравнительно короткого (20-25 млн. лет) интервала времени, который следовал непосредственно за пиком заключительного метаморфизма пояса Гариеп (Trimmel et al., 1998). В Австралии соответствующая величина после краткого эпизода быстрого остывания сразу после пика метаморфизма упала до 1 °/млн. лет (Bruguier et al., 1999).

Средняя скорость эрозионного вскрытия провинции Гренвиль обычно оценивается очень низко. М. Коска и другие (Cosca et al., 1991a, б., 1992) для различных зон провинции приводят значения 30-80 м или 30-140 м/млн. лет, тогда как К. Мецгер с соавторами считают эту скорость равной 120 ± 40 м/млн. лет (Mezger et al., 1993). Названные исследователи отмечают, что скорость первоначального остывания, протекавшего в течение 20-30 млн. лет после пика метаморфизма в условиях наступившего растяжения, могла достигать 10°/млн. лет, но затем снижалась до 1-4°С/млн. лет. При этом за счет надвигов и протрузий скорость остывания и эрозии для относительно глубоко расположенных литотектонических единиц в ряде случаев была выше, чем для менее погруженных. Значительные вариации скорости эрозионного вскрытия указываются и для террейнов Центрального метаосадочного пояса (Martignol et al., 2000). Для некоторых террейнов, подвергшихся интенсивной термальной и тектонической переработке, эта скорость оценивается равной

330 м/млн. лет в интервале времени от пика метаморфизма до остывания террейна до температуры 450 ± 50 °C (остывание 6°C/млн. лет). Однако для других террейнов названного пояса та же скорость оценивается как 50 м/млн. лет, а скорость остывания как 1.5°С/млн. лет. При рассмотренных выше скоростях размыва тектонический рельеф, связанный с Гренвильским тектогенезом, по оценкам К. Коски и других был снивелирован около 920 млн. лет назад, (Cosca et al., 1992), а по оценкам С. Карра и его соавторов - 980 млн. лет назад (Carr et al., 2000). Как подчеркивают К. Коска, Ж. Мартиньоль и их соавторы, господствовавшие скорости остывания (и соответственно подъема) Гренвильских орогенов (вне пределов упомянутых экстремумов) не менее чем на порядок меньше скоростей подъема, установленных для Альп и Гималаев за последние 15-20 млн. лет их развития (400-700 м/млн. лет; Garver et al., 1999; Bernet et al., 2000; Brandon et al., 2000). В связи с этим напомним, что именно подъем Гималайско-Тибетских сооружений вызвал экстремальный рост отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в позднетретичном океане (Raymo et al., 1988; Hodell et al., 1990; Richter et al., 1992). Иначе говоря, темпы и значительная асинхронность воздымания различных зон Гренвилид кардинально отличают их от Альпийских сооружений. Приведенные выше средние величины характеристик остывания и подъема метаморфических террейнов Гренвилид в целом сравнимы с наблюдаемыми в ходе изостатических процессов, связанных с эрозией.

Таким образом, Гренвилиды представляют собой ансамбль тектонически сгруженных крупных литотектонических единиц, которые различаются по интенсивности метаморфизма, продолжительности и динамике постметаморфического остывания, а также по составу, возрасту, происхождению протолитов и геохимическим характеристикам, включая $\varepsilon_{Nd(T)}$. Эти единицы, служившие источником сноса материала контрастного состава, остывали и воздымались не строго одновременно и с различными скоростями, что, естественно, отражалось в пропорциях и абсолютных массах эродируемого материала, поступавшего в рифейский океан. Однако стабильно низкие значения 87Sr/86Sr в морской воде убеждают, что породы, содержавшие высокорадиогенный Sr, играли резко подчиненную роль в поставках этого элемента в Гренвильский и пост-Гренвильский океан.

Рассматривая факторы формирования отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в водах палеоокеана, необходимо иметь в виду, что это отношение в общем случае прямо не коррелируется со скоростью континентальной эрозии (величиной континентального сноса). На примере позднетретичного океана убедительно показано, что на рост этого отношения равным образом влияют как увеличение массы континентального речного потока Sr, поступаю-

щего в океан, так и возрастание содержания ⁸⁷Sr в этом потоке (Richter et al., 1992). Подобным образом на поддержание низкого отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в средне-позднерифейском океане влияла не только рассмотренная выше низкая скорость континентальной эрозии и гетерохронность воздымания отдельных доменов и террейнов, но и низкое отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в гренвильских магматических и метаморфических породах, которые служили главными поставщиками продуктов размыва в Гренвильский и пост-Гренвильский океан. Поэтому во имя строгости формулировки следует говорить, что изотопный состав Sr в Мировом океане зависит от соотношения масс не двух обычно упоминаемых переменных (мантийного потока и континентального стока), а трех – величины мантийного потока, массы континентального стока (скорости континентальной эрозии) и величины 87 Sr/ 86 Sr в этом стоке (в речной воде) (Richter et al., 1992; Jacobson, Kaufman, 1999; Godders, Veizer, 2000).

4. Поступление в Гренвильский и пост-Гренвильский океан свежего ювенильного материала. Изучение некоторых верхнерифейских разрезов выявило весьма симптоматичные изменения Sm-Nd систематики их аргиллитов. Так, в Забайкалье на метабазитах, имеющих Sm-Nd изохронный возраст 1035 ± 92 млн. лет и $\varepsilon_{Nd(T)}$ +7.1, залегают метаосадки, также обладающие мантийными значениями $\varepsilon_{Nd(T)}$ от +4.8 до +4.7 (Рыцк и др., 1999). В Южном Китае в середине серии Даньжоу, возраст которой лежит в пределах 1050 – 830 млн. лет (Li, McCulloch, 1996; Li, 1999), наблюдается смена относительно "древних" значений Трм (1.9-1.7 млрд. лет) более "молодыми" (1.6-1.4 млрд. лет), что свидетельствует о поступлении в осадок значительных объемов свежего мантийного материала. Подобная же смена наблюдается по разрезу и на площади в керпыльской и особенно ярко в лахандинской серии Учуро-Майского региона (Подковыров и др., 2001 и в печати). Аргиллиты талынской свиты, начинающей региональную последовательность среднерифейских отложений (Семихатов, Серебряков, 1983), и аргиллиты тоттинской свиты Юдомо-Майского прогиба имеют отрицательные значения $\varepsilon_{Nd(T)}$ (от -4.3 до -7.1) и раннепротерозойские значения T_{DM} (2.3–2.1 млрд. лет). В отличие от этого для тоттинских аргиллитов Учуро-Майской плиты характерны низкие положительные $\varepsilon_{Nd(T)}$ (+0.3) и более "молодые" значения $T_{DM} = 1.8$ млрд. лет. Аргиллиты нижней части нерюенской свиты лахандинской серии в Юдомо-Майском прогибе обладают небольшими отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(T)}(-1.9)$ и дорифейским $T_{DM}=1.9$ млрд. лет, тогда как в верхней части названной свиты $\varepsilon_{Nd(T)}$ в прогибе поднимаются до +2.2, а T_{DM} уменьшается до 1.4 млрд. лет. На Учуро-Майской плите глинистые породы нерюенской свиты имеют положительное значение $\varepsilon_{Nd(T)} = +4.3$ и $T_{DM} = 1.6$ млрд. лет. В вышележащей уйской серии (в усть-кирбинской свите) $\varepsilon_{Nd(T)}$ в аргиллитах падает до -2.2, а T_{DM} растет до 2.1 млрд. лет. Таким образом, можно говорить о двукратном (тоттинском и более интенсивном нерюенском) поступлении в бассейн свежего ювенильного материала (Подковыров и др., в печати). Позднее, в основании уйской серии, в Юдомо-Майском прогибе появляются основные дайки, по геохимическим характеристикам близкие к МОRB (Сухоруков, 1986; Rainbird et al., 1998).

Подтверждением выводов о поступлении в позднерифейский океан свежего мантийного материала служат современные данные о раскрытии Палео-Азиатского океана в самом начале позднего рифея, около 1 млрд. лет назад или несколько ранее (V. Khain et al., 1997; Хаин и др., 1999; Хоментовский, Постников, 2001; Скляров и др., 2001; Рыцк и др., 2001; E. Khain et al., in press). Этот вывод опирается на недавно полученные материалы о новообразовании коры океанического типа в структуре ранних байкалид и на реконструкцию Циркум-Сибирского офиолитового пояса, возраст составных элементов которого закономерно изменяется в пространстве от 1100–1000 до 720-500 млн. лет (V. Khain et al., 1997; E. Khain et al., in press).

Несомненные свидетельства эволюции океанического бассейна в начале позднего рифея известны и в других регионах. Не говоря уже о том, что современные реконструкции Родинии оставляют на Земном шаре место для гигантского океана Монровия (Weil et al., 1998), на обширной территории Нубийского щита реконструирована система позднерифейских (и более молодых) магматических островных дуг и связанных с ними офиолитов. Вулканиты наиболее древней островной дуги с высокими значениями $\varepsilon_{Nd(T)}$ (до +7.0) изливались здесь 887 ± 2 млн. лет назад. Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в них оценивается как 0.70221-0.70295 (Reischmann, 2000). Вместе с тем на территории будущей Гондваны в позднем рифее продолжалась эволюция океана Гайос, который заложился ~1280 млн. лет назад и замкнулся ~900 млн. лет назад в связи с коллизией кратонов Сан-Франциско и Амазонского. В среднем рифее здесь интенсивно развивался бимодальный интрузивный и эффузивный магматизм, а в начале позднего рифея существовала система островных дуг, сложенных метариолитами и метабазальтами с положительными $\varepsilon_{Nd(T)} = +5.3$, которые изливались 928-900 млн. лет назад и позднее (Strieder, Suita, 1999). Некоторые исследователи полагают, что присутствие в Южной Америке островодужных комплексов, имеющих в разных районах возраст 930 или 900-850 млн. лет и менее, отражает начало раскола Родинии и раскрытие океана, замкнувшегося во время Бразилианского орогенеза (Fuck, Pimentol, 2000).

Таким образом, в начале позднего рифея в кругооборот вещества во внешних оболочках Земли была введена новая значительная масса низкорадиогенного Sr, который поступал в морскую воду в ходе ее взаимодействия с океаническими магматическими породами и в результате гидротермальной деятельности.

5. Позднегренвильская трансгрессия. Начало позднего рифея (от 1030 до 850–800 млн. лет назад) известно как время обширной морской трансгрессии, которая не затронула по существу лишь Центральную Африку, часть Южно-Американской платформы, Австралию, Антарктиду и Мидконтинент Северной Америки (Ронов и др., 1984; Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Тготреtte, 1994 и ссылки в этих работах). Тривиальное значение этой трансгрессиии для обсуждаемой проблемы было связано с затоплением обширных областей, которые ранее служили источником сноса обломочного материала, и соответственно с сокращением континентального стока в Мировой океан.

Подсчет глобального числа карбонатных литостратиграфических единиц (свит, формаций и их эквивалентов) в конце среднего рифея и в начале позднего рифея (1200-1030 и 1030-850 млн. лет) показал двукратное увеличение их количества во втором из названных возрастных интервалов (неопубликованные данные М.А. Семихатова и М.Е. Раабен). Такая интенсификация карбонатного накопления согласуется с тем, что в начале позднего рифея большая часть Родинии находилась в низких и приэкваториальных широтах (Weil et al., 1998; Gallet et al., 2000). Сказанное, конечно, не отрицает накопления в постгренвильское время мощных терригенных комплексов, примерами которых могут служить отложения Восточно-Европейской платформы (Стратиграфическая схема..., 2000) и южной части Скалистых гор (Link et al., 1993). Тем не менее значительный всплеск карбонатонакопления в начале позднего рифея, видимо, все же отражает уменьшение роли континентального стока в постгренвильский океан, что согласуется с данными о нивелировке тектонического рельефа в провинции Гренвиль около 920-980 млн. лет назад (Cosca et al., 1991a,b, 1992; Carr et al., 2000). В этой связи надо подчеркнуть, что в начале позднего рифея в условиях высокого стояния уровня моря в ряде регионов возникли (Северная и Арктическая Канада, Гренландия) либо интенсифицировались ранее возникшие (Северная Африка, Мексика, Средняя и Северо-Восточная Сибирь, Тарим, Бейшань, Северный Тянь-Шань, Шпицберген и др.) обширные карбонатные платформы (Harland et al., 1979; Раабен, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983;

Брежнев, Раабен, 1992; Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Rainbird et al., 1996; Kah et al., 1999, 2001; Kah, 2000 и ссылки в этих работах).

Сказанное выше позволяет думать, что рассматриваемая трансгрессия отражала и другие события, важные в контексте данной статьи. Анализ фанерозойского материала показывает наличие определенной зависимости эвстатических колебаний уровня моря от таких параметров, как скорость спрединга, появление океанических лавовых плато и других (Larson, 1991, 1997; Милановский и др., 1992; Якобчук, Никишин, 1992; Никишин, 1994). Поэтому можно предполагать, что обширная трансгрессия в начале позднего рифея могла быть связана с возросшей активностью срединно-океанических хребтов, что, естественно, "работало" на понижение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде того времени.

6. Локализация Гренвильского и пост-Гренвильского континентального стока во внутренних водоемах Лаврентии. Влияние этого фактора на изотопную летопись Sr в палеоокеане хорошо иллюстрирует сакмарско-раннетриасовый этап эволюции Гондваны. Завершение формирования этого суперконтинента не сопровождалось увеличением отношения ⁸⁷Sr/86Sr в морской воде. Напротив, на самый конец перми, на татарский век, приходятся минимальные для всего фанерозоя значения данного отношения (Smalley et al., 1994; Denison et al., 1994; Denison, Koepnick, 1995), хотя поздняя пермь была самой геократической эпохой фанерозоя (Ронов и др., 1984) и отличалась интенсивной силикокластической седиментацией (Жарков, Чумаков, 2001). Такой парадокс иногда объясняют предполагаемым усилением в конце перми потока низкорадиогенного Sr из мантийных источников (Denison et al., 1994), но несомненный вклад в создание этого парадокса внесли установленные палеогеографические и палеоклиматические причины. Как показали М.А. Жарков и Н.М. Чумаков (2001), в сакмарско-раннетриасовое время основной снос обломочного материала в Гондване направлялся во внутренние водоемы, изолированные от океана, а резко выраженный аридный климат вообще сократил поток растворенного континентального Sr в поверхностном и подземном стоке (Francois, Walker, 1992). Внешние же окраины Гондваны в то время обрамлялись шельфами различной ширины, которые были ареной преимущественно карбонатного осадконакопления. Имеющиеся факты позволяют думать, что подобная ситуация в пост-гренвильское время могла существовать и в Лаврентии, которая в начале позднего рифея почти со всех сторон была окружена коллизионными орогенами (Condie, 2001, рис. 2) – потенциальными барьерами при разносе и осаждении сносимого с суши материала. Иначе говоря, палеогеографические особенности суперконтинента и свойственный ему климат способны внести существенные коррективы в Sr-изотопную летопись: резко сократить массу растворенного континентального высокорадиогенного Sr, который играет первую скрипку в определении величины отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде, или вообще не допустить продукты размыва континентальных пород до Мирового океана.

Рассмотренные выше факторы, способные понизить отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в палеоокеане, неравноценны по степени обоснованности. Первый фактор (импульс прироста ювенильной коры), который еще недавно (Condie, 1998) казался самым убедительным, не выдержал испытания временем. Среди оставшихся пяти факторов лишь первые четыре прямо следуют из накопленного фактического материала и могут считаться хорошо обоснованными, тогда как последний (локализация континентального стока во внутренних водоемах) опирается на вероятные аналоги.

Строгая оценка относительной роли каждого из действовавших факторов снижения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в палеоокеане пока невозможна. Однако имеющиеся факты позволяют думать, что главную роль в этом снижении играли второй и третий факторы (высокая роль ювенильного материала в Гренвилидах и активизация взаимодействия морской воды с мантийными породами), тогда как три других фактора (особенности эксгумации и эрозионного вскрытия гренвильских литотектонических единиц, морская трансгрессия в начале позднего рифея и палеогеографическая обстановка в Лаврентии в начале позднего рифея), видимо, играли второстепенную роль. Впрочем, выбор лидирующего фактора сам по себе не столь актуален, так как все рассмотренные факторы "работали" в одном направлении на снижение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Мировом океане и обеспечили стабильно низкое отношение ⁸⁷Sr/86Sr в Гренвильской и пост-Гренвильской морской воде.

выводы

Представленные в работе материалы позволяют сформулировать следующие выводы.

1. Для построения стандартной кривой изменения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в рифейской морской воде необходимо использовать только те образцы, которые: а) строго привязаны к хронометрической или хроностратиграфической шкале, б) в наименьшей степени подверглись вторичным изменениям и в) прошли процедуру предварительной обработки (выщелачивания) 1N раствором ацетата аммония для удаления с поверхности карбонатных частиц эпигенетических карбонатных фаз, которые существенно отличаются по Rb-Sr систематике от обогащенной первичной фазы.

- 2. Оценку степени вторичных изменений карбонатных пород следует проводить на основании структурных и катодолюминесцентных данных и, главное, на основе изучения закономерностей перераспределения Mn, Fe и Sr в карбонатных породах в ходе эпигенеза, с одной стороны, и анализа корреляционных связей между содержаниями этих элементов и значениями отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатной составляющей породы, с другой. Выше мы видели, что такие связи применительно к докембрийским карбонатам устанавливаются только для известняков. Поэтому лишь для этих пород могут быть определены пороговые значения геохимических параметров, отделяющие наименее измененные ("лучшие") образцы, пригодные для восстановления изотопного состава Sr в морской воде, от более измененных и потому для таких целей не пригодных. В настоящей работе, как и в ряде предшествующих наших публикаций (Кузнецов и др., 1997; Кузнецов, 1998; Семихатов и др., 1998), пороговыми геохимическими параметрами мы считали следующие: Mn/Sr ≤ 0.2 ; Fe/Sr $\leq 5/0$; Мg/Са ≤ 0.024. Для доломитов аналогичный выбор пока невозможен из-за недостаточной изученности поведения малых элементов во время образования и преобразования породы и из-за отсутствия (за очень редкими исключениями, см. Кузнецов и др., 1998) корреляции между отношениями Mn/Sr и Fe/Sr, с одной стороны, и значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатной составляющей породы, с другой. Поэтому при анализе доломитов наименьшие из вычисленных значений отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr определяют только максимальный предел этого отношения в морской воде. Такое заключение основано на том, что процессы эпигенеза карбонатных пород в подавляющем большинстве случаев ведут к увеличению упомянутого отношения.
- 3. Карбонатные породы керпыльской и лахандинской серий (~1050-1000 млн. лет), находящиеся в центре внимания первой части данной работы, претерпели очень незначительные вторичные изменения. Эти изменения в целом слабее на стабильной и относительно медленно погружавшейся Учуро-Майской плите и более интенсивны в Юдомо-Майском прогибе, в котором рифейские отложения отличаются повышенными мощностями, смяты в крупные складки и осложнены взбросо-надвигами. Нарушения изотопно-геохимических систем рифейских карбонатных пород Учуро-Майского региона происходили при взаимодействии этих пород с элизионными растворами, поступавшими в процессе погружения из смежных силикокластических толщ, и под влиянием метеорных вод во время предлахандинского и предъюдомского перерывов. Воздействию элизионных вод были подвержены главным образом малгинские известняки всего региона, налегающие на песчано-глинистую тоттинскую свиту, и нерюенские карбонаты Учуро-Майской плиты,

которые залегают среди появляющихся здесь преимущественно глинистых пачек. Метеорный катагенез главное воздействие оказал на ципандинские доломиты в предлахандинское и на игниканские породы в предъюдомское время. Тем не менее как на плите, так и в прогибе в малгинской и нерюенской свитах сохранились чрезвычайно слабо измененные известняки, отвечающие принятым критериям отбора "лучших" образцов.

- 4. Для пограничных отложений среднего и верхнего рифея Учуро-Майского и Туруханского разрезов опубликовано более 160-и значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, из которых 125 получены по образцам, степень вторичных изменений которых оценивалась на основании геохимических параметров и которые обрабатывались ацетатом аммония для удаления вторичных карбонатных фаз. Среди упомянутых 125-и значений 19 получены по обогащенным первичным фазам (УК-фазам) известняков (Горохов и др., 1995а; Семихатов и др., 1998; настоящая работа), отвечающих принятым очень жестким значениям геохимических критериев сохранности. Эти 19 точек легли в основу новой стандартной кривой (reference curve) изменения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде 1050-1000 млн. лет назад (рис. 9). Верхним ее ограничением служат более четырех десятков наименьших значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, которые получены для ассоциированных доломитов, валового карбонатного материала известняков, а также обогащенных первичных фаз известняков, не удовлетворяющих упомянутым критериям. Эта кривая отличается от недавно опубликованной для того же возрастного интервала (Bartley et al., 2001) более широкой базой данных, более жесткими критериями отбора "лучших" образцов, обязательным удалением вторичных карбонатных фаз и, как следствие, конфигурацией. Предлагаемая кривая на сегодня является самой детальной из всех, опубликованных для докембрия.
- 5. Отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде 1050–1030 млн. лет назад были несколько выше (0.70563–0.70592, малгинская свита и 0.70567–0.7085, сухотунгусинская свита), чем в последующие 30 млн. лет (0.70519–0.70569, лахандинская серия и ее туруханские аналоги, принадлежащие нижним горизонтам верхнего рифея). Это значение около 1000 млн. лет назад составляло 0.70523–0.70527 (верхние горизонты нерюенской свиты и свиты буровой).
- 6. Для карбонатных и сульфатных пород остальной части среднего и начала позднего рифея (от 1350 до 1050 и от 1000 до 800 млн. лет) в литературе имеется около сотни значений первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, полученных на весьма неоднородной методической основе и потому различающихся своей надежностью. Тем не менее анализ всех накопленных данных позволяет наметить об-

- щую картину вариаций отношения 87Sr/86Sr в морской воде среднего - начала позднего рифея. В начале среднего рифея (~1.3 млрд. лет назад) это отношение не превышало 0.7046-0.7047 и существенно не отличалось от наблюдавшегося в раннем рифее (Горохов и др., 1995a; Hall, Veizer, 1996), но позднее стало медленно возрастать и ~1.2 млрд. лет назад, видимо, поднялось до 0.7052-0.7056. Затем, после длительного перерыва в доступной Sr-изотопной летописи, в малгинской свите (1045 млн. лет) фиксируется среднерифейский максимум 87 Sr/ 86 Sr (0.70563-0.70592), за которым следует упоминавшийся выше нисходящий тренд названного отношения в сухотунгусинское и лахандинское время (до 0.70523-0.70527 1000 млн. лет назад). После этого в первой половине позднего рифея, 900-800 млн. лет назад, отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане оставалось стабильно низким и, видимо, не выходило за пределы 0.70525-0.70568.
- 7. Проведенный анализ показывает, что стабильно низкие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Гренвильском и пост-Гренвильском океане объясняются совместным воздействием ряда факторов. Главными из них, судя по всему, были высокая роль догренвильского мантийного материала в коре Гренвелид и поступление в океан в начале позднего рифея значительных объемов свежего мантийного материала, а второстепенную роль играли особенности эксгумации и эрозионного вскрытия Гренвильских литотектонических единиц, морская трансгрессия в начале позднего рифея и, возможно, позднерифейская палеогеографическая обстановка в Лаврентии. Увеличение объема речного стока и континентальной эрозии на заключительных стадиях формирования суперконтинента Родиния не могли сколько-нибудь существенно повлиять на увеличение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане, так как продуктами этой эрозии, как мы видели, были главным образом те породы, которые содержали низкорадиогенный Sr, поступивший во внешние оболочки Земли с ювенильными компонентами коры.
- 8. Рассмотрение всех доступных данных о вариациях отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в водах палеоокеана показывает, что эти вариации определялись изменениями соотношений трех переменных: 1) величины мантийного потока Sr с примерно постоянным изотопным составом как в рифее, так и в фанерозое; 2) величины континентального потока Sr (скорости континентальной эрозии), поставлявшего Sr различного изотопного состава и 3) изотопного состава Sr, поступавшего с континентальным стоком. В некоторых случаях (например, для позднепермской Гондваны и, возможно, позднерифейской Лаврентии) на величину 87Sr/86Sr в морской воде, по-видимому, также влияли климат и палеогеография суперконтинента; особенности последней могли осложнить или вообще прекра-

тить поступление в океан продуктов размыва сиалических масс.

Авторы статьи выражают искреннюю благо-М.А. Жаркову, H.M. Чумакову, парность Ю.Д. Пушкареву, А.Б. Котову и Дж. Бартли за плодотворное обсуждение проблем, рассмотренных в этой работе. Статья не могла быть завершенной без определений Мп и Fe в проанализированных образцах атомно-абсорбционным метопом, сделанных И.В. Кисловой, и без неоценимой технической помощи со стороны О.В. Артемовой. Авторы также весьма признательны А.Ф. Вейсу за сведения о стратиграфическом положении отобранных им карбонатных образцов керпыльской и лахандинской серий, которые он передал В.И. Виноградову для изучения Rb-Sr систематики. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 99-05-64054, 99-05-65181, 00-05-72011, 01-05-06084) и проекта Коммиссии по делам молодежи РАН N 301.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брежнев В.Д., Раабен М.Е. Протерозой Северо-Западного и Северного Китая: корреляция и геодинамические реконструкции // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 97–110.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микробиоты керпыльской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41–58.

Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н.. Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3–28.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 5. С. 15–38.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Головин Д.И. и др. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 1998. № 6. С. 629–646.

Волкодав И.Г., Базилевская Р.В., Старников А.И. Стратиграфия нижнего рифея Горностахской гряды (Юго-Восточная Якутия) // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 3–11.

Галимов Э.М. Природа глобальных вариаций изотопного состава углерода в биосфере // Геохимия. 1999. № 8. С. 787–803.

Герман Т.Н. Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 50 с.

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. 1995а. Т. 3. № 1. С. 3–33.

Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А. Rb-Sr и К-Ar возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископ. 19956. № 6. С. 615–631.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др. Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастахской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция 2001. Т. 9. № 3. С. 3–28.

Жарков М.А., Чумаков Н.М. Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 29–54.

Комар Вл.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 114 с.

Крылов И.Н. 1975. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.

Кузнецов А.Б. Эволюция изотопного состава Sr в позднерифейской морской воде: карбонаты каратавской серии Южного Урала. Автореф. Дис.. канд. геол.-мин. наук. 1998. СПб. ИГГД РАН. 23 с.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. Акад. наук. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мельников Н.Н. и др. Доломитизация верхнерифейских карбонатов миньярской свиты, каратавская серия, Южный Урал // Осадочные формации докембрия и их рудоносность, 14–16 апреля 1998, Санкт-Петербург. Тез. докл. СПб: ИГГД РАН. 1998. С. 31.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. Стронциевая изотопная хемостратиграфия в протерозое: состояние проблемы // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. 1-я Российская конференция по изотопной геохронологии, 15–17 ноября 2000 г., Москва, ИГЕМ РАН. М.: ГЕОС, 2000. С. 199–202.

Литология и нефтегазоносность юго-востока Сибирской платформы (верхний докембрий). М.: Наука, 1980. 132 с.

Милановский Е.Е., Никишин А.М., Копаевич Л.Ф. и др. О корреляции фаз реорганизации кинематики литосферных плит и короткопериодических изменений уровня Мирового океана // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 2. С. 313–318.

Неволин Б.С., Потапов С.В., Ставцев А.Л. Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского

2002

прогиба и Охотского срединного массива // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 21–63.

Никишин А.М. Сопоставление геологической и геомагнитной истории Земли. Тектоника плит и пульсационный стиль развития Земли // Вест. Москв. ун-та. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 76–82.

Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 175 с.

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

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

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

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

Петров П.Ю., Семихатов М.А. Верхнерифейский строматолитовый рифовый комплекс: свита буровой Туруханского района Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 6. С. 604—628.

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

Подковыров В.Н., Виноградов Д.П. Эпигенез и сохранность изотопной системы углерода и кислорода карбонатов лахандинской и юдомской серий верхнего рифея–венда разрезов р.Белой (ЮВ Якутия) // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 5. С. 541–551.

Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. Модели палеотектоники бассейнов Сибирского типа рифея (Учуро-Майский регион): геохимические и ε_{Nd} изотопные свидетельства по глинистым породам // Материалы научн. совещ. Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия, Иркутск, 4—6 июня 2001 г. Иркутск: Ин-т Земной коры РАН, 2001. С. 189—192.

Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полезн. ископаемые. В печати.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.

Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 246 с.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1984. 70 с. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш. и др. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция коры // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т.2. С. 93–95.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.В., Шапаев В.С. и др. Два этапа рифтогенной деструкции древней континентальной коры Сибирского кратона в позднем докембрии (Байкальская складчатая область) // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы совещания. Иркутск, 4—6 июня 2001 г. Иркутск: Ин-т Земной коры РАН, 2001. С. 231–243.

Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай, Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2. № 6. С. 10–32.

Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.

Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 236–240.

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

Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 160 с.

Скляров Р.Я. Палеогеография позднего докембрия юго-восточной части Сибирской платформы в кумахинское время // Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981. С. 77–84.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Важнейшие рубежи докембрийской эволюции южной краевой части Сибирского кратона // Материалы научн. совещ. Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск, 4—6 июня 2001 г. Иркутск: Ин-т Земной коры РАН, 2001. С. 242–243.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 81 с.

Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм // Ред. Келлер Б.М. М.: Наука, 1982. 175 с.

Сухоруков В.И. Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний па-

леозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 23—64.

Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Дегтярев К.Е. и др. Палео-Азиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые радиометрические данные // Геол. развитие протерозойских перикратонных палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб: Тема, 1999. С. 175–181.

Хабаров Е.М., Морозова И.П., Пономарчук В.А. и др. Корреляция и возраст нефтегазоносных рифейских отложений Байкитской антеклизы Сибирской платформы по изотопно-геохимическим данным // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 3. С. 378—380.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. Эволюция изотопного состава стронция и карбонатного углерода в рифейских бассейнах западной окраины Сибирского кратона // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения. 4-е региональное Уральское литологическое совещание. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С.156—158.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. Sгизотопные свидетельства распада и формирования суперконтинентов в рифее (западная окраина Сибирского кратона) // Материалы научн. совещ. Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск, 4—6 июня 2001г. Иркутск: Ин-т Земной коры РАН, 2001. С. 279–282.

Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Вилюйской ветви Палео-Азиатского океана // Геотектоника. 2001. № 3. С. 3–21.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

Якобчук А.С., Никишин А.М. Оценка интенсивности образования океанической коры в фанерозое // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 5. С. 908–911.

Albarede F., Michard A., Minster J.F., Michard G. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in hydrothermal waters and deposits from the East Pacific Rise at 21°N // Earth Planet. Sci. Letters. 1981. V. 55. № 2. P. 229–236..

Almeida de F.F.M. Precambrian geology of North-Eastern Brazil and Western Africa and the theory of continental drift // Proc. Symp. Granites West Africa: UNESCO. Natur. Ressources. 1968. V. 8. P. 151–162.

Andersson J., Söderlund U., Cornell D. et al. Sveconorwegian (-Grenvillian) deformation, metamorphism and leucosome formation in SW Sweden, SW Baltic Shield: constraints from a Mesoproterozoic granite intrusion // Precambr. Res. 1999. V. 98. № 1/2. P. 151–171.

Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H. et al. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. № 10. P. 2883–2894.

Bailey T.R., J.M. McArthur, H. Prince, M.F. Thirlwall. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis // Chemical Geology, 2000. V. 167. № 3-4. P. 313-319.

Banner J.L., Hanson G.N. Calculation of simultaneous and trace element variations during water-rock interaction with applications of carbonate diagenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 11. P. 3123–3137.

Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. No. 1–4. P. 165–202.

Bernet M., Zattin M., Garver J.I. et al. Steady-state exhumation of the European Alps // Geology. 2000. V. 29. № 1. P. 35–38.

Bertrand-Sarfati J. Stromatolites Columnaries du Precambrian Superior du Sahara Nord-Occidental // CRNS. Ser.Geologic, № 14, Paris. 1972. 256 p.

Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1. Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 4. P. 1219–1236.

Brandon M.T., Garver J.I., Bernet M., Vance J.A. Exhumation histories from detrital zircon thermochronometry // 9th International Conference on Fission Track Dating and Thermochronology. Geol. Soc. Austral. Abstracts 2000. № 58. P. 41–42.

Bruguier O., Bosch D., Pidgeon R.T. U-Pb chronology of the Northampton Complex, Western Australia – evidence for Grenvillian sedimentation, metamorphism and deformation and geodynamic implications // Contrib. Mineral. Petrol. Springer-Verlag. 1999. V. 136. № 2. P. 258–272.

Cannon W.F., Nicholson S.W. Middle Proterozoic midcontinent rift system // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1996. № 1556. P. 60–67.

Carr S.D., Easton R.M., Lamieson R.A., Gulshaw N.G. Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. № 2–3. P. 193–216.

Christoffel C.A., Connelly J.N., Ahöll K.-I. Timing and characterization of recurrent pre-Sveconorwegian metamorphism and deformation in the Varberg-Halmstad region of SW Sweden // Precambrian Res. 1999. V. 98. № 3–4. P. 173–195.

Clauer N. Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clays and glauconites // Precambrian Res. 1981. V. 15. № 3–4. P. 331–352.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth and Planetary Sci. Letters. 1998. V. 163. № 1–4. P. 97–108.

Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // Gondwana Res. 2001. V. 4. № 1. P. 5–16.

Cordani U.G., Sato K. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks // Episodes. 1999. V. 22. № 3. P. 167–173.

Corriveau L., van Breemen O. Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17–1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. № 2–3. P. 253–269.

Corriveau L., Morin D. Modelling 3D architecture of western Grenville from surface geology, xenoliths, styles of magma emplacement, and Lithoprobe reflectors // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. № 2–3. P. 235–251.

Cosca M.A., Sutter J.F., Essene E.J. Cooling and inferred uplift/erosion history of the Grenville Orogen, Ontario: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology // Tectonics, 1991a. V. 10. № 5. P. 959–977.

Cosca M.A., Essene E.J., Bowman J.R. Major element, FeO/Fe₂O₃, and H₂O measurements of metamorphic horn-blendes: implications for amphibole normalizations and calculated metamorphic H₂O activities // Contrib. Mineral. Petrol. 1991b. V. 108. P. 472–484.

Cosca M.A., Essene E.J., Kunk M.J., Sutter J.F. Differential unroofing within the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Orogen: constraints from 40Ar/39Ar thermochronology // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 110. P. 211–225. Cosca M.A., Mezger K., Essene E.J. The Baltica-Laurentia connection: Sveconorwegian (Grenvillian) metamorphism, cooling, and unroofing in the Bamble sector, Norway //

J. Geology. 1998. V. 106. P. 539-552.

Davidson A. A review of the Grenville orogen in its North American type area // Journ. Austral. Geol. Geophys. 1995. V. 16. P. 3-24.

Des Marais D.J. Tectonic control of the crustal organic carbon reservoir during the Precambrian // Chem. Geol. 1994. V. 114. № 3/4. P. 303–314.

Denison R.E., Koepnick R.B., Burke W.H. et al. Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve // Chem. Geol. 1994. V. 112. № 1/2. P. 145–167.

Denison R.E., Koepnik R.B. Variation in ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of Permian sea-water: an overview // Eds. Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. The Permian of North Pangea. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg. 1995. V. I. P. 124–132.

Derry L.A., Keto L.S., Jacobsen S.B. et al. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. № 9. P. 2331–2339.

Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 3. P. 1317–1329.

Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M. et al. Sr and C isotopes in the Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the Cambrian explosion // Earth Planet. Sci. Letters. 1994. V. 128. № 3–4. P. 671–681.

Dickin A.P. Crustal formation in the Grenville Province: Ndisotope evidence // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. P. № 2–3. 165–181.

Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfati J. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): Influence of primary mineralogy and diagenesis // Amer. J. Sci. 1990. V. 290–A. P. 46–79.

Fanning C.M. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of gypsum/anhydrite and carbonate samples // Austral. Miner. Developm. Lab. Report. 1986.

Faure G. Principles of Isotope Geology. 2nd ed. New York. Willey & Sons. 1986. 589 p.

Francois L.M., Walker J.C.G. Modelling the Phanerozoic carbon cycle and climate: constraints from the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratio of seawater // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. № 2. P. 136–148.

Frimmel H.E., Frank W. Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa // Precambr. Res. 1998. V. 90. № 1–2. P. 1–28. Fuck R., Pimentol M. Archean and Proterozoic geology of Brazil: an overview // 31th Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, Aug. 6–17, 2000: Congr. Program Rio de Janeiro, 2000.

Gallet Y., Pavlov V.E., Semikhatov M.A., Petrov P.Yu. Late Mesoproterozic magnetostratigraphic results from Siberia: Paleogeographic implications and magnetic field behaviour // J. Geophysics Research, 2000. V. 105. № B7. P. 16481–16499.

Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J. Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology // Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion / Eds. Ring U., Brandon M.T., Lister G.S., Willett S.D. Geol. Society. London. 1999. P. 283–304.

Geraldes M.C., Van Schmus N.R., Teixeira W. Three parallel crustal accretionary arcs (1.79–1.49 Ga) in the SW Amazon Craton, State of Mato Grosso, Brazil // 31th Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, Aug. 6–17, 2000: Congr. Program Rio de Janeiro, 2000.

Godderis Y., Veizer J. Tectonic control of chemical and isotopic composition of ancient oceans: the impact of continental grocoth // Amer. J. Sci. 2000. V. 300. № 3. P. 434–461.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Letters. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.

Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al. Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence // EUG 8, Strasbourg, France, 9–13 April 1995. Terra Abstracts (Abstracts supplement № 1 to Terra Nova). 1995. V. 7. P. 330–331.

Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Melnikov N.N. Improved reference curve of Late Proterozoic seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr // Proceedings of the 4th Internat. Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface, Ilkley, Yorkshire, England, 22–28 July 1996. Theme 5. Land – Atmosphere – Hydrosphere Interactions. Leeds. 1996. P. 714–717.

Hall S., Veizer J. Geochemistry of Precambrian carbonates: VII. Belt Supergroup, Montana and Idaho, USA // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. № 4. P. 667–677.

Harland W.B., Horsfield W.T., Manby G.M., Morris A. An outline of pre-carboniferous evolution of Svalbard // Norsk Polarinstitutt Skrifter. 1979. V. 167. P. 119–144.

Hartnady C., Joubert P., Stowe C. Proterozoic crustal evolution in Southwestern Africa // Episodes. 1985. V. 8. P. 236–244.

Hill A.C., Walter M.R. Mid-Neoproterozoic (850–750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation // Precambrian Res. 2000. V. 100. № 1. P. 181–211.

Hill A.C., Arouri K., Gorjan P., Walter M.R. Geochemistry of marine and nonmarine environments of a Neoproterozoic cratonic carbonate/evaporite: the Bitter Springs Formation, Central Australia // Precambrian carbonates. Eds. G.P.Grotzinger, N.P.James. SEMP Spec. Publ. Tulsa: SEPM, 2000. V. 67. P. 327–344.

Hodell D.A., Mead G.A., Mueller P.A. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans // Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section). 1990. V. 80. № 4. P. 291–307.

Hoff J.A., Grant N.K., Whelan J.F. Strontium and sulfur isotope variations in the Grenville marbles of the Balmat-Edwards district, northwestern New York // Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 1984. V. 16. P. 541.

Hoffman P.F. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembley and growth of Laurentia // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Letters. 1988. V. 16. № 5. P. 543–603.

Hoffman P.F. Did the breakup of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? // Science. 1991. V. 252. P. 1409–1412.

Hynes A., Indares A., Rivers T., Gobeil A. Lithoprobe line 55: integration of out-of-plane seismic results with surface structure, metamorphism, and geochronology, and the tectonic evolution of the eastern Grenville Province // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. № 2–3. P. 341–358.

Hurley P.M., de Almeida F.F.M., Melcher G.C. et al. Test of continental drift by comparision of radiometric ages. A predrift reconstruction shows matching geologic age provinces in West Africa and Northern Brazil // Science. 1967. V. 157. P. 495–500.

Indares A., Dunning G., Cox R. et al. High-pressure, high-temperature rocks from the base of thick continental crust: Geology and age constraints from the Manicouagan Imbricate Zone, eastern Grenville Province // Tectonics. 1998. V. 17. № 3. P. 426–440.

Indares A., Dunning G., Cox R. Tectono-thermal evolution of deep crust in a Mesoproterozoic continental collision: the Manicouagan example // Can J. Earth Sci. 2000. V. 37. № 2–3. P. 325–340.

Jacobs J., Fanning C.M., Henjes-Kunst F. et al. Continuation of the Mozambique belt into East Antarctica: Grenvilleage metamorphism and posyphase Pan-African high-grade event in Central Dronning Maund Land // J.Geol. 1998. V. 106. № 3. P. 385–406.

Jacobs J., Thomas R.J., Armstrong R.A., Henjes-Kunst F. Age and thermal evolution of the Mezoproterozoic Cape Meredith Complex, West Falkland // J. Geol. Soc. London. 1999. V. 156. № 9. P. 917–928.

Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // Chemical Geology. 1999. V. 161. № 1. P. 37–57.

 $Kah\ L.C.$ Preservation of depositional $\delta^{18}O$ signatures in Proterozoic dolostones: constraints on seawater chemistry and early diagenesis // Precambrian carbonates. Eds. G.P. Grotzinger, N.P. James. SEMP Spec. Publ. 65. Tulsa: SEPM, 2000. V. 67. P. 345–360.

Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M. et al. δ¹³C stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlation // Canad. J. Earth Sci. 1999. V. 36. № 3. P. 313–332.

Kah L.C., Lyons T.W., Chelsey J.T. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporate succession, northern Baffin and Bylot islands: Implications for Mesoproterozoic marine evolution // Precambrian Res. 2001. V. 111. № 1-4. P. 235-256.

Kay S.M., Orrell S., Abbruzzi J.M. Zircon and whole-rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenvillian age and a Laurentian origin for the basement of the Pre-Cordillera in Argentina // J.Geol. 1996. V. 104. № 6. P. 637–648.

Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Letters. 1993. V. 120. № 3. P. 409–430.

Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic-Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.

Ketchum J.W.F., Davidson A. Crustal architecture and tectonic assembly of the Central Gneiss Belt, southwestern Grenville Province, Canada: a new interpretation // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. № 2–3. P. 217–234.

Ketchum J.W.F., Heaman L.M., Krogh T.E. et al. Timing and thermal influence of late orogenic extension in the lower crust: a U-Pb geochronological study from the southwest

Grenville orogen, Canada // Precambr. Res. 1998. V. 89. № 1-2. P. 25-45.

Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V. et al. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // Ofioliti. 1997. V. 22. № 2. P. 195–200.

Khain E.V., Gibsher A.S., Didenko A.N. et al. The Paleo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Paleozoic: New geological and geochronological evidence // Precambr. Res., in press.

Khudoley A.K., Rainbird R.M., Stern R.A. et al. Sedimentary evolution of the Rhiphean – Vendian basin of Southeastern Siberia // Precambr. Res. 2001. V. 111. № 1–4. P. 129–163.

Knoll A.H., Semikhatov M.A. The genesis and time-distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // Palaios. 1998. V. 13. № 4. P. 408–422.

Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // Precambrain Res. 1995. V. 73. № 1–4. P. 251–270.

Kröner A., Sacchi R., Jaeckel P., Cosca M. Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: single zircon ages and regional implication // J. African Earth Sci. 1997. V. 25. № 4. P. 467–484.

Larsen R.L. Latest pulse of Earth: Evidence for mid-Cretaceous supperplume // Geology. 1991. V. 19. № 6. P. 547–551.

Larsen R.L. Superplumes and ridge interactions between Ontong Java and Manihiki plateaus and the Nova-Canton trough // Geology. 1997. V. 25. № 9. P. 779–782.

Li X.H. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block: timing of Neoproterozoic Jinning orogeny in SE China and implications for Rodinia Assembly // Precambr. Res. 1999. V. 97. № 1–2. P. 43–57.

Li X.H., McCulloch M.T. Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze Block: evidence for a Proterozoic continental collision in southeast China // Precambr. Res. 1996. V. 76. № 1–2. P. 67–76.

Li ZX.. Zhang L., Powell C.Mc.A. Position of the east Asian in the Neoproterozoic supercontinent Rodinia // Austral. J. Earth Sci. 1996. V. 43. P. 593-604.

Link P.R., Christie-Blick N., Devlin W.J. et al. Middle and Late Proterozoic stratified rocks of the western U.S. Cordillera, Colorado Plateau, and Basin and Range province // The geology of North America. V. C-2. Precambrian: conterminous. US. Geol. Soc. Amer. Boulder. 1993. P. 463–595.

Martignole J., Calvert A.J., Friedman R., Reynolds P. Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Quebec) // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. № 2-3. P. 291-306.

McArthur J. M. Recent trends in strontium isotope stratigraphy // Terra Nova. 1994. V. 6. № 4. P. 331–358.

McLelland J., Daly J.S., McLelland J.M. The Grenville orogenic cycle (ca. 1350–1000 Ma): an Adirondack perspective // Tectonophysics. 1996. V. 265. P. 1–28.

McMenamin M.A.S., McMenamin D.L.S. The emergence of animals; the Cambrian breakthrough. Columbia Univ. New York. 1990.

Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic carbonates: Implications for 'blind experiments' // Terra Nova (in press).

Mezger K., Essene E.J., van der Pluijm B.A., Halliday A.N. U-Pb geochronology of the Grenville Orogen of Ontario and

New York: constraints on ancient crustal tectonics // Contrib. Mineral. Petrol. Springer-Verlag. 1993. V. 114. P. 13–26. Mirota M.D., Veizer J. Geochemistry of Precamrian carbonates: VI. Aphebian Albanel Formations, Quebec, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 7. P. 1735–1745. Montanez I.P., Banner J.L., Osleger D.A. et al. Integrated Sr isotope variation and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform carbonates: Implications for the evolution of Cambrian seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr // Geology. 1996. V. 24. № 10. P. 917–920.

Mosher S. Tectonic evolution of the southern Laurentian Grenville orogenic belt // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. V. 110. P. 1357–1375.

Muehlberger W.R., Denison R.E., Lidiak E.G. Basement rocks of continental interior of United States // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1967. V. 51. № 12. P. 1211–1235. Ortega-Gutierrez F., Ruitz J., Centeno-Garcia E. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic // Geology. 1995. V. 23. № 12. P. 1127–1130.

Palmer M.R., Edmond J.M. The strontium isotope budget of the modern ocean // Earth Planet. Sci. Letters. 1989. V. 92. № 2. P. 11–26.

Powell C.McA., Li Z.X., McElhinny M.W. et al. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and Cambrian formation of Gondwana // Geology. 1993. V. 21. № 10. P. 889–982.

Rainbird R.H., Jefferson C.W., Young G.M. The Early Neoproterozoic sedimentary succession B of the northwest Laurentia: Correlation and paleogeographic significance // Geol. Soc. Amer. Bull. 1996. V. 108. № 4. P. 454–470.

Rainbird R.H.. Stern R., Khudoley A.K. et al. U-Pb geochronology of Riphean supracrustal rocks from southeastern Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth Planet. Sci. Letters. 1998. V. 164. P. № 3–4. 409–420. Raymo M.E., Ruddiman W.F., Froelich P.N. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles // Geology. 1988. V. 16. № 7. P. 649–653.

Reischmann T. Ophiolites and island arcs in the Late Proterozoic Nubian shield // Ofioliti. 2000. V. 25. № 1. P. 1–13.

Restrepo-Pace P.A., Ruiz J., Gehrels G., Cosca M. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Columbian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas // Earth Planet. Sci. Letters. 1997. V. 150. № 3–4. P. 427–441.

Richter F.M., Rowley D.B., DePaolo D.J. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // Earth Planet. Sci. Letters. 1992. V. 109. № 1/2. P. 11–23.

Rivers T. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications // Precambr. Res. 1997. V. 86. № 3-4. P. 117-154.

Rivers T., Corrigan D. Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. № 2-3. P. 359-383.

Roback R.C. Characterization and tectonic evolution of a Mesoproterozoic island arc in the Southern Grenville orogen, Llano uplift, Central Texas // Tectonophysics. 1996. V. 265. № 1. P. 29–52.

Rodgers J.W. A history of continents in the past 3 billion years // J.Geol. 1996. V. 104. № 1. P. 91–107.

Sergeev V.N. Silicified microfossils from transitionsl Meso-Neoproterozoic deposits of the Turukhamsk Uplift, Siberia // Bull. Soc. Paleontologica Italiana. 1999. V. 38. № 2–3. P. 287–295. Smaley P.C., Higgins A.C., Howarth R.J. et al. Seawater Sr isotope variations through time: A procedure for constructing a reference curve to date and correlate marine sedimentary rocks // Geology. 1994. V. 22. № 4. P. 431–434.

Smith A.D., Wen D.J., Huang L.Y., Wang C.S. Constraints from gneisses in the Qilian fold belt for the position of the North China block in the Proterozoic // J. Geol. Soc. China. 2000. V. 43. № 1. P. 81–93.

Strieder A.J., de Freitas Suita M.T. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil // Geodynamics. 1999. V. 28. P. 267–289.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton // Episodes. 1999. V. 22. № 3. P. 174–182.

Trimmel H.E., Frank W. Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Garriep Belt and its basement, Namibia and South Africa // Precambrian Res. 1998. V. 90. № 1. P. 1–28.

Trompette R. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma).Balkema, Rotterdam. 1994. 350 p.

Van Schmus W.R. Mesoproterozoic orogenesis in the U.S.A. // 31th Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, Aug., 6–17, 2000: Congr. Program. Rio de Janeiro. 2000. P. 574–578.

Veizer J., Compston W. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 8. P. 905–914.

Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at 900 Ma ago // Geochim.Cosmochim. Acta 1983. V. 47. № 2. P. 295–302.

Veizer J., Hoefs J., Lowe D.R, Thurston P.C. Geochemistry of Precambrian carbonates: II. Archean greenstones belts and Archean sea water // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. № 4. P. 859–871.

Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al. Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // Geochim, Cosmochim, Acta. 1992. V. 56. № 7. P. 2487–2501.

Wadleigh M.A., Veizer J., Brooks C. Strontium and its isotopes in Canadian rivers: Fluxes and global implications // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. № 8. P. 1727–1736.

Wareham C.D., Pankhurst R.J., Tomas R.J. et al. Pb, Nd, and Sr isotope mapping of Grenville-age crustal provinces in Rodinia // J. Geol. 1998. V. 106. № 6. P. 647–659.

Weil A.B., Van der Voo R., MacNicaiel C., Meert J.G. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma // Earth and Planet. Sci. Latters. 1998. V. 154. № 1. P. 13–24.

White D.J., Forsyth D.A., Asudeh J. et al. A seismic based cross-section of the Grenville Orogen in Southern Ontario and Western Quebec // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. № 2–3. P. 183–192.

Wingate M.T.D., Campbell I.H., Compston W., Gibson G.M. Ion microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in south-central Australia and implications for breakup of Rodinia // Precambrian Res. 1998. V. 87. № 1. P. 137–162.

Zhao W.L., Yuen D.A., Honda S. Multiple phase trans and style of mantle convection // Phys. Earth Planet. 1992. V. 72. P. 185–210.

Рецензент Б.С. Соколов

УЛК 551.7:551.72(571.6)

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНИХ ГОРИЗОНТОВ ГИПОСТРАТОТИПА РИФЕЯ (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2002 г. Л. П. Карсаков*, В. А. Гурьянов**, М. В. Горошко***

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия

** Федеральное государственное унитарное горно-геологическое предприятие "Хабаровскгеология", 680000 Хабаровск, ул. Карла Маркса, 74, Россия

*** Федеральное государственное геологическое предприятие "Таежгеология", 680032 Хабаровск, ул. Новая, 17, Россия

Поступила в редакцию 20.08.98 г., получена после доработки 24.05.99 г.

На основании комплексного изучения разрезов в Учурском районе юго-востока Сибирской платформы детально охарактеризовано строение нижнего рифея в сибирском гипостратотипе рифея, уточнены взаимоотношения отложений рифея и нижнего протерозоя (верхнего карелия). Показано, что разрез нижнего рифея в Учурском районе начинается с уянской серии, в составе которой описаны бириндинская, конкулинская и вновь выделенная адаргайская свиты. Впервые установлено, что базальные слои уянской серии с глубоким размывом и несогласием залегают на коре выветривания кислых вулканитов элгэтэйской свиты улканской серии верхнего карелия, интрудированных гранитами с U-Pb возрастом 1676—1721 млн. лет. Завершает разрез учуро-майского нижнего рифея учурская серия, которая состоит из гонамской, омахтинской и эннинской свит и залегает на отложениях уянской серии со стратиграфическим перерывом и азимутальным несогласием. В базальных конгломератах гонамской свиты присутствуют гальки строматолитовых доломитов подстилающей адаргайской свиты. Этот геологический рубеж разделяет два контрастных по составу комплекса отложений – улканский и уянский. Эта хорошо выраженная геологически граница по изотопному возрасту близка к нижней границе рифея стратиграфической шкалы докембрия России — 1650 ± 50 млн. лет.

Ключевые слова. Рифей, стратиграфия, сибирский гипостратотип рифея, нижняя граница рифея, уянская, учурская серии, бириндинская, конкулинская, адаргайская и гонамская свиты.

ВВЕДЕНИЕ

Учуро-майский разрез рифея на юго-востоке Сибирской платформы является одним из наиболее полных и палеонтологически богато охарактеризованных опорных разрезов верхнего протерозоя в Северной Евразии. Он включает нижне-. средне- и верхнерифейские отложения. Важной отличительной его особенностью является наличие стратиграфических соотношений рифейских отложений с подстилающими их самыми молодыми дорифейскими верхнекарельскими образованиями (нижний протерозой) и перекрывающими венд-нижнекембрийскими отложениями. Все это выгодно отличает учуро-майский разрез рифея от уральского стратотипа и служит обоснованием высокого статуса учуро-майского разреза в качестве сибирского гипостратотипа рифея (Семихатов, Серебряков, 1983). В обстоятельной монографии "Сибирский гипостратотип рифея" М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова (1983) подведены итоги более чем 50-летнего периода изучения рифея юго-востока Сибирской платформы. Несмотря на длительный период исследований, ряд принципиальных вопросов в региональной стратиграфии рифея оставался нерешенным. Дискуссионными являются, в частности, вопросы расчленения нижних горизонтов нижнего рифея, объемы и взаимоотношения выделяемых здесь свит и серий, а также положение границы между рифеем и дорифеем. До последнего времени эти вопросы не могли быть решены из-за общего состояния изученности региона, с одной стороны, и слабой обнаженности местности, в которой распространены нижние горизонты рифея, с другой. Между тем, статус учуро-майского разреза как эталонного определяет общее, а не региональное значение этих вопросов.

В течение последних 15 лет в пределах юговосточной части Учурского района (рис. 1) авторами проведены крупномасштабное картирование и поисковые работы, которые сопровождались тщательным изучением разрезов различных геологических комплексов, их взаимоотношений и состава, многоканальной аэрогаммаспектрометрической съемкой, бурением, геохимическими и геофизическими исследованиями. При этих исследованиях целенаправленно изучались контак-

КАРСАКОВ и др



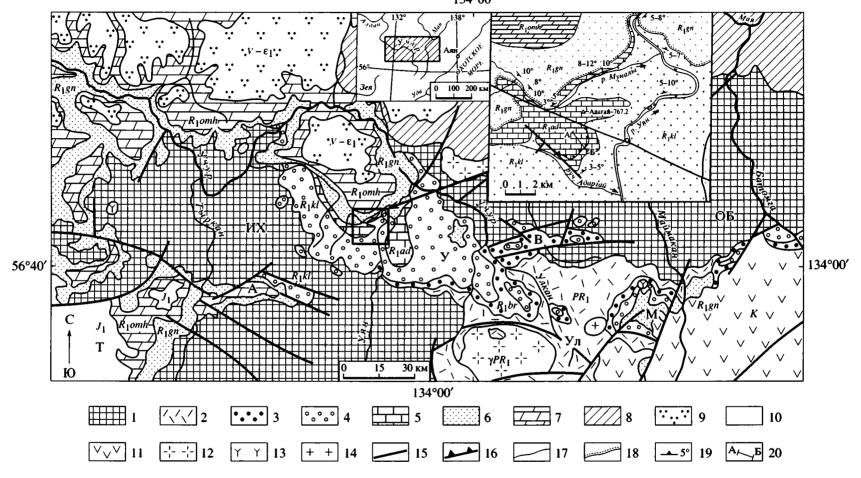


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна верхнего течения р. Учур. На врезке – схема строения участка "Адаргай".

1 – кристаллический фундамент щита; 2 – улканская серия нижнего протерозоя (топориканская, улчанская и элгэтэйская свиты); нижний рифей: 3–5 – уянская серия (3 – бириндинская, 4 – конкулинская, 5 – адаргайская свиты); 6–7 – учурская серия (6 – гонамская, 7 – омахтинская и эннинская свиты нерасчлененные); 8 – средний и верхний рифей нерасчлененный; 9 – венд – нижний кембрий; 10 – юра; 11 – меловые вулканиты; 12 – раннепротерозойские гранитоиды улканского комплекса; 13 – протерозойские интрузии центрального типа; 14 – меловые гранитоиды; 15 – разрывные нарушения; 16 – надвиги; 17, 18 – геологические границы: 17 – согласного залегания, 18 – несогласного залегания. На врезке: 19 – элементы залегания слоистости пород; 20 – линия профиля, показанного на рис. 3. Буквенные обозначения: впадины, депрессии: У – Учурская, М – Маймаканская, Т – Токинская; Ул – Улканский прогиб; грабены: А – Амуликанский, В – Верхнеугаянский; поднятия: ИХ – Идюмо-Хайканское, ОБ – Омнинско-Батомкское.

ты разновозрастных и разнородных литологических толщ, благоприятные для локализации месторождений урана. В ходе работ получен новый фактический материал, существенно уточняющий сложившиеся представления о строении нижних горизонтов рифея Учурского района и о положении нижней границы рифея в этом разрезе. Эти материалы излагаются ниже.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УЧУРСКОГО РАЙОНА

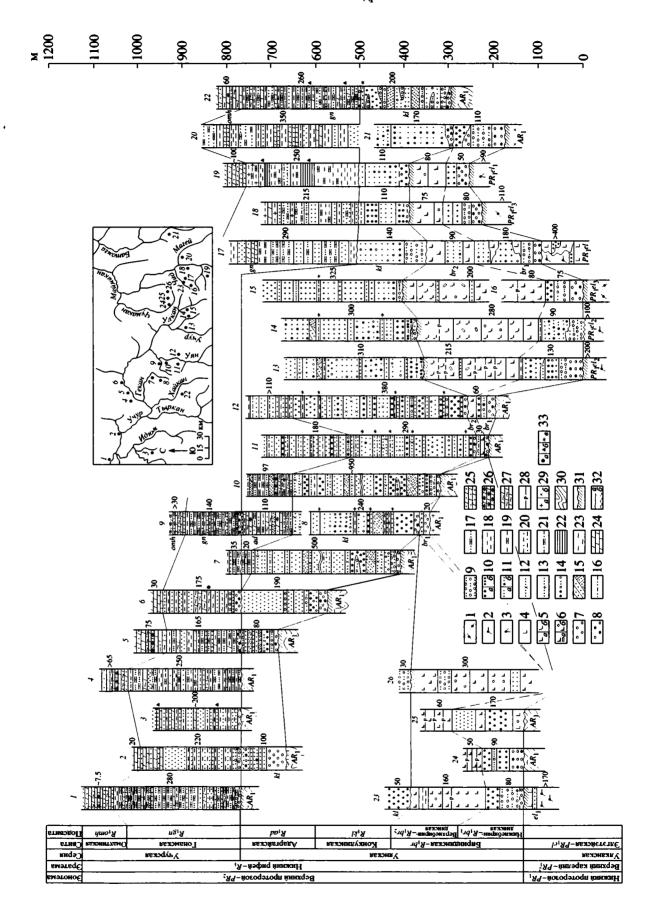
Учурский район, расположенный на юго-востоке Сибирской платформы, принадлежит к числу немногих мест в мире, где вскрыты взаимоотношения нижнерифейских толщ с нижнепротерозойскими (верхний карелий) (Семихатов, 1978). Здесь в интервале от кровли кристаллического фундамента до подошвы фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия залегает несколько геологических комплексов, среди которых выделяются аналоги нижнего протерозоя (верхнего карелия), рифея и венда (рис. 1). К верхнему карелию относятся образования улканской серии, залегающие на кристаллическом фундаменте Алданского щита, имеющего возраст 1800-2000 млн. лет и боле (Гамалея, 1968; Семихатов, Серебряков, 1983; Гурьянов, Карсаков, 1990). Верхнекарельские отложения улканской серии выполняют здесь Улканский прогиб, расположенный в юго-восточной части района. Этот прогиб представляет собой субширотно вытянутую асимметричную структуру с более крутым южным бортом. В западном направлении на долготе р. Уян прогиб резко выклинивается, а на востоке - продолжается до слияния с субмеридиональным Билякчинским прогибом. Улканская серия залегает на коре выветривания пород кристаллического фундамента щита мощностью до 35 м и объединяет три свиты: топориканскую, улкачанскую и элгэтэйскую общей мощностью до 3090 м (Гурьянов, Карсаков, 1990). Топориканская свита (200 м) сложена белыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с редкими линзами и прослоями гравелитов и конгломератов. Улкачанская свита представлена основными вулканитами с прослоями терригенных пород (750 м). В составе элгэтэйской свиты (2140 м) доминируют трахириолиты, трахидациты, трахириодациты и их пироксластические разности, меньшую роль играют лавы основного состава, осадочные и туфогенно-осадочные породы. Возраст вулканитов свиты по циркону – 1687 ± 4 , 1721 ± 5 млн. лет (U-Pb), 1721 млн. лет (Sm-Nd, Rb-Sr) (Larin et al., 1997). Улканская серия вмещает тела габброидов гекунданского и массивы гранитоидов улканского интрузивных комплексов. Для пород улканского комплекса получены следующие цифры изотопного возраста: 1-я фаза гранитов — 1721.9 ± 3 ,

 1720.7 ± 1.2 млн. лет (U-Pb), 1721 млн. лет (Sm-Nd, Rb-Sr), 2-я фаза — 1715.4 ± 4.8 , 1716 ± 2.8 млн. лет (U-Pb), 1716 млн. лет (Sm-Nd, Rb-Sr), 3-я фаза — 1690 ± 8.5 , 1676 ± 8.5 . 1691 ± 1.4 млн. лет (U-Pb), 1703 млн. лет (Sm-Nd) (Larin et al., 1997). Образования улканской серии несогласно перекрыты рифейскими отложениями платформенного чехла.

В современных стратиграфических схемах рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы расчленяются на пять серий: учурскую, аимчанскую, керпыльскую, лахандинскую и уйскую (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991). Учурскую серию все исследователи обычно относят к нижнему рифею, аимчанскую - к среднему рифею. В отношении объема верхнего рифея единодушия среди исследователей нет: одни начинают верхний рифей с основания керпыльской серии, другие - с основания лахандинской. Уянская серия, которую мы выделяем как новую доучурскую серию, в этих схемах вообще отсутствует. Калий-аргоновые датировки глауконита из нижней части учурской серии (гонамская свита) равны 1450-1520 млн. лет, из верхней ее части (омахтинская свита) - 1360 млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1983).

Нижнерифейские отложения на юго-востоке Сибирской платформы участвуют в строении крупной Учурской впадины и более мелких осложняющих структур – Верхнеугаянского и Амуликанского грабенов и Меймаканской депрессии (рис. 1). Сложнопостроенная Учурская впадина охватывает, по существу, весь бассейн р. Учур (Нужнов, 1967; Семихатов, Серебряков, 1983). В этой работе мы рассматриваем юго-восточное ответвление ("залив") этой огромной впадины, являющееся, вероятно, одной из частных депрессий в верхнем течении Учура. Оно вытянуто с северо-запада на юго-восток на 150 км при ширине до 60 км и ограничено на северо-востоке Омнинско-Батомгским поднятием, а с юго-запада – Идюмо-Хайканским поднятием. На правобережье Учура от рассматриваемой части Учурской впадины отходит Верхнеугаянский грабен, ограниченный субширотными разломами. Рассматриваемая часть Учурской впадины выполнена отложениями нижнего рифея, в меньшей мере – венда и нижнего кембрия. Здесь вскрываются самые нижние горизонты рифея, залегающие на вулканитах улканской серии дорифея. Мощность осадочного выполнения впадины – не менее 1200 м. В центральной части впадины залегание пород субгоризонтальное, на ее склонах наблюдается центриклинальное пологое падение.

Маймаканская депрессия расположена на крайнем юго-востоке района, в среднем течении одноименной реки. Она вытянута в субширотном направлении на 120 км. Западное ее окончание выполнено нижнерифейскими отложениями,



залегающими на разных частях улканской серии. На востоке она перекрыта мезозойскими вулканитами Предджугджурской впадины.

Амуликанский грабен расположен на западе рассматриваемого района, вытянут в субширотном направлении на 50 км при ширине 10–15 км. Структура углубляется к западу, где она перекрыта мезозойскими угленосными отложениями Токинской впадины. Верхнеугаянский грабен имеет протяженность 45–50 км, а его ширина – 8–15 км. Он выполнен отложениями нижнего рифея, перекрывающими эффузивы улканской серии.

СТРОЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО РИФЕЯ

Стратиграфическая шкала нижнерифейских отложений Учурского района, принятая в данной статье, изображена в левой части рис. 2. Она включает уянскую и учурскую серии, разделенные региональными перерывами и отвечающие важнейшим этапам осадконакопления.

Уянская серия

Первоначально серия была выделена в объеме единственной конкулинской свиты (Нужнов, Ярмолюк, 1959), а позднее в ее состав была включена бириндинская свита (Нужнов, 1967). С.В. Нужнов считал, что уянская серия отделена от вышележащих отложений длительным перерывом, к которому приурочено внедрение граносиенитов и кварцевых порфиров улканского комплекса, и составляет с нижележащими осадочно-вулканогенными образованиями улканской серии единый орогенный комплекс раннепротерозойского возраста. Нашими исследованиями установлено, что

отложения бириндинской свиты с глубоким размывом и несогласием залегают на вулканитах элгэтэйской свиты улканской серии. Эти данные заставляют пересмотреть сложившиеся представления о стратиграфическом положении отложений уянской серии в учуро-майском разрезе верхнего протерозоя и скорректировать местную стратиграфическую шкалу рифейских отложений этого района. В состав уянской серии мы включаем три свиты: ранее описанные бириндинскую и конкулинскую и вновь выделяемую адаргайскую.

Бириндинская свита

Свита выделена В.Е. Забродиным (1966) в бассейне ручья Левая Бириндя на правобережье р. Учур. По его данным, свита представлена толщей песчаников с покровами диабазов, трахиандезитов, базальтов. Свита была подразделена им на три подсвиты. Позднее внутри свиты были отмечены региональные перерывы (Гамалея и др., 1969). На этом основании нижняя часть нижней подсвиты была обособлена Ю.Н. Гамалея с соавторами в самостоятельную битопскую свиту, верхняя часть нижней подсвиты и средняя подсвита сохранены в качестве бириндинской свиты, а верхняя подсвита отнесена к конкулинской свите.

В стратотипической местности нами составлены три полных разреза бириндинской свиты, изучены ее строение, нижний и верхний контакты (рис. 2). Установлено, что регионального несогласия между битопской и бириндинской свитами не существует. За таковое предшественниками был принят отдешифрированный по аэрофотоснимкам разлом, местами перекрытый мощным плащом делювиально-пролювиальных образований. Последние ошибочно отождествлялись на аэрофотоснимках с отложениями бириндинской

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов нижнерифейских отложений Учурского района.

^{1 –} трахириолиты; 2 – трахириодациты; 3 – трахидациты; 4 – базальты; 5–6 – субщелочные оливиновые базальты (5а) и лейкобазальты (5б), крупнопорфировые (ба) и миндалекаменные (бб); 7 – конгломераты кварцевые; 8 – конгломераты полимиктовые; 9 - гравелиты; 10-11 - песчаники олигомиктовые: крупнозернистые (10а), среднезернистые (106), мелкозернистые (11a), неравномернозернистые (11b); 12-17 - песчаники: кварцевые (12), глауконитсодержащие (13), с "плавающей" галькой кварца (14), косослоистые (15), с микропрослоями и обломками алевролитов и аргиллитов (16), с доломитовым цементом (17); 18 – алевролиты; 19 – алевролиты с доломитовым цементом; 20 – алевропесчаники; 21 – алевропесчаники с доломитовым цементом; 22 – аргиллиты; 23 – опоки; 24–27 – доломиты: 24 – пелитоморфные, 25 - песчанистые, 26 - оолитовые, 27 - со строматолитами; 28 - маломощные до 1 м прослои песчаников; 29 – гранитоиды раннего архея: a – граниты, b – кварцевые диориты; 30 – гнейсы и кристаллические сланцы нижнего архея; 31 – коры выветривания; 32 – несогласия: a – стратиграфическое, δ – угловое; 33 – псевдоморфозы гипса (a), каменной соли (\tilde{c}) , глауконита (a). Цифры справа от колонок – мощности свит и подсвит в метрах, знаковые обозначения – наличие в слоях линзочек псевдоморфоз гипса, каменной соли, глауконита. Месторасположения разрезов (см. врезку): I – в 15 км ниже устья р. Гонам на правобережье р. Учур; 2 – бассейн р. Ленковой; 3 – р. Джиендо; 4 – бассейн рек Медвежья и Зорянка; 5 – район устья р. Гивун; 6 – правобережье р. Учур, высоты с абс. отм. 770 и 1055; 7 - междуречье Верх. и Нижн. Конкули; 8 - левый борт долины р. Верх. Конкули; 9 - левый борт р. Муналы; 10 - левобережье руч. Адаргай, левого притока р. Уян; 11 – левобережье р. Саргатта; 12 – правобережье р. Уян; 13 – правобережье р. Топорикан; 14 – правобережье р. Бириндя; 15 – истоки руч. Тала, левого притока р. Улкан; 16 – истоки р. Прав. Чад; 17 - бассейн руч. Моховой; 18 - правобережье р. Эльдому; 19 - правобережье р. Юктанда; 20 - водораздел р. Магей и руч. Глухариный; 21 – междуречье Батомга и Берея; 22 – бассейн р. Амуликан; 23 – правобережье р. Чад; 24 — левобережье р. Чумиканджа; 25 — правобережье р. Чумиканджа; 26 — правобережье р. Чуми В.М. Шмигирилов – 17, 20, 26; Н.С. Шпак – 2; В.Е. Чепыгин – 21.

свиты. Выяснилось также, что битопская свита не является самостоятельным стратоном, а представляет собой сдвоенный элемент части разреза низов бириндинской свиты в нашем понимании.

Бириндинская свита, сложенная красноцветными песчаниками и конгломератами с покровами миндалекаменных субщелочных оливиновых базальтов и лейкобазальтов, распространена в междуречье Уяна и Батомги, а западнее трансгрессивно перекрывается вышележащей конкулинской свитой (рис. 1). Бириндинские отложения залегают с угловым несогласием на породах кристаллического фундамента и на флюидальнополосчатых трахидацитах элгэтэйской свиты, отделяясь от тех и других корой выветривания мощностью до 40 м. Базальные конгломераты свиты содержат гальки и валуны следующего состава: кварц, красноцветные трахидациты, трахириодациты и трахириолиты элгэтэйской свиты, и гораздо более редкие метабазальты улкачанской свиты, плагиогнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы, кварцевые песчаники и кварциты.

Добириндинская кора выветривания является преимущественно автохтонной и представлена двумя зонами: дезинтеграции и выщелачивания. Первая зона сложена брекчиями и дресвяниками с гидроокислами железа и глинисто-гидрослюдистыми минералами, вторая – красными железисто-глинисто-гидрослюдистыми породами с реликтовыми зернами кварца. Кора выветривания вулканитов элгэтэйской свиты, в отличие от коры выветривания кристаллических пород, имеет характерную кирпично-красную окраску, обусловленную гидроокислами железа. Изохронный Rb-Sr возраст по сингенетическому ей адуляру (бассейн р. Сынняр) – 1670 ± 40 млн. лет (определение Ю.П. Шергиной, ВСЕГЕИ, 1997 г.).

По особенностям состава и строения бириндинская свита нами подразделена на две подсвиты. В нижеприведенном типовом разрезе свиты на правобережье р. Топорикана ее отложения подстилаются элгэтэйской и перекрыты конкулинской свитой (рис. 2, разрез № 13).

Нижнебириндинская подсвита (снизу вверх):

- 1. Базальный горизонт свиты сложен переслаивающимися (через 10–50 см) мелко- и среднегалечными конгломератами, реже гравелитами, песчаниками, алевролитами. В основании горизонта валунно-галечные конгломераты с валунами и гальками трахириодацитов, трахириолитов элгэтэйской свиты, метабазальтов нижнего протерозоя, кварца. Гальки и валуны хорошо окатаны, количество их варьирует в широких (25–75%) пределах. Цемент конгломератов грубозернистые полевошпат-кварцевые песчаники, переходящие участками в гравелиты того же состава. Мощность 50 м.
- 2. Переслаивающиеся (через 5–10 см) мелко- и среднегравийные, красноцветные полевошпат-кварцевые гравелиты с редкими гальками молочно-белого кварца. Мощность 80 м.

- 3. Песчаники полевошпат-кварцевые, средне-крупнозернистые, грубослоистые, вишнево-серые, иногда в нижней части содержат гальки кварца, трахириодацитов и более мелкозернистых песчаников аналогичного состава. Мошность 50 м.
- 4. Алевролиты песчанистые, вишнево-серые, тонкослоистые. Мошность 0.5 м.

Верхнебириндинская подсвита.

- 5. Базальты субщелочные, оливиновые, афировые, вишнево-серые, массивные. Мощность 31 м.
- 6. Лейкобазальты субщелочные, оливиновые, афировые, массивные, темно-серые. Базальтовые потоки у подошвы содержат включения обломков кварцитовидных пород. Мощность 3 м.
- 7. Песчаники полевошпат-кварцевые, розовато-серые, среднезернистые, грубослоистые. Мощность 0.5 м.
- 8. Базальты субщелочные, оливиновые, афировые, темно-серые, массивные. Мощность 19 м.
- 9. Песчаники полевошпат-кварцевые, серые, мелкозернистые. Мощность 0.3 м.
- 10. Базальты субщелочные, оливиновые, мелкоредкопорфировые, массивные, темно-серые. Мощность 25 м.
- 11. Песчаники полевошпат-кварцевые, сиреневато-серые, среднемелкозернистые. Мощность 0.8 м.
- 12. Базальты субщелочные, оливиновые, порфировые, темно-зеленовато-серые, массивные. Мощность 32 м.
- 13. Песчаники полевошпат-кварцевые, среднезернистые, вишнево-серые, грубослоистые. Мощность 2 м.
- 14. Базальты субщелочные, оливиновые, порфировые, черные, массивные. Мощность 30 м.
- 15. Песчаники полевошпат-кварцевые, средне-мелкозернистые, серые. Мощность 0.2 м.
- 16. Лейкобазальты субщелочные, оливиновые, афировые, темно-зеленовато-серые. Мощность 17 м.
- 17. Песчаники полевошпат-кварцевые, среднезернистые, темно-сиреневато-серые. Мощность 0.2 м.
- 18. Лейкобазальты субщелочные, оливиновые, зеленовато-темно-серые, афировые, в верхней части потока темно-коричневые, выветрелые. Мощность 34 м.

Общая мощность бириндинской свиты около 380 м. С описанным разрезом хорошо коррелируются разрезы других участков (рис. 2, разрезы 11-20, 23-26).

Конкулинская свита

Конкулинская свита выделена в 1956 г. В.Р. Алексеевым и Н.С. Шпак (Зленко и др., 1960) в объеме, соответствующем объему красноцветной толщи континентальной фации схемы расчленения, предложенной А.К. Матвеевым с соавторами еще в 1940 году. К конкулинской свите В.Р. Алексеевым и Н.С. Шпак отнесена толща однообразных песчаников, залегающая с резким угловым несогласием на породах архея и предположительно на покровах эффузивов и перекрыта отложениями гонамской свиты с базальными конгломератами в основании. Стратотип свиты расположен в бассейне рек Нижняя и Верхняя

Конкули (левые притоки р. Гекан). Проведенными нами исследованиями установлено, что конкулинская свита широко распространена в Учурском районе, в бассейнах рек Верхняя и Нижняя Конкули, Муналы, Адаргай, Саргатта, Топорикан, Бириндя и Юктанда, выяснены ее соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями (рис. 2).

Свита сложена темно-красными сиреневыми грубослоистыми полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, содержащими "плавающие" гальки и редкие прослои гравелитов, аргиллитов и кварцевых песчаников. Она залегает с угловым несогласием на породах архея и трансгрессивно на отложениях бириндинской свиты, отделяясь от тех и других кор выветривания. Кора выветривания бириндинских базальтов мощностью до 10 м отличается от таковой кристаллических пород в основании конкулинской и бириндинской свит более темным кирпично-красным цветом. Это крепкие, слегка пористые породы без каких-либо следов текстур и структур первичных пород. Она состоит из красно-бурого гидрогетит-гидрослюдистоглинистого агрегата, поры и пустоты в котором заполнены вторичным кварцем, карбонатом и гидрослюдой. Видимая мощность коры выветривания в бассейнах рек Гивуна, Амуликана и Гекана колеблется от 1 до 10 м. Существование двух уровней кор выветривания - в основании конкулинской и в основании бириндинской свит, установлено детальными работами в непрерывных разрезах нижнего рифея в бассейнах рек Топорикана, Биринди, Эльдому, Улкана (руч. Тала) и Юктанды. Кора выветривания в обоих случаях носит площадной характер.

В основании конкулинской свиты залегают базальные конгломераты, реже гравелиты, песчаники. В составе галек присутствуют: кварц и встречающиеся в резко подчиненном количестве светло-серые кварциты, кварцитовидные песчаники, гранито-гнейсы, граниты, алевролиты и породы коры выветривания, кислые эффузивы элгэтэйской свиты, метабазальты улкачанской свиты и габбродиабазы. Размер галек не превышает 8 см, реже встречаются валуны до 50 см в диаметре. Доля окатышей в конгломератах варьирует от 10 до 90% всего объема породы. Сортированность их обычно низкая или отсутствует, окатанность хорошая.

Наиболее представительный разрез конкулинской свиты изучен на левобережье р. Уян: верхняя его часть (504 м) по керну (на участке "Адаргай") и по обнажениям на левом берегу р. Муналы, нижняя часть – по серии коренных выходов в бассейне рек Верхняя Конкули, Саргатта, Эллара-Эльге и руч. Адаргай. Этот разрез свиты следующий (рис. 2, № 10):

- 1. Гравелиты кварцевые, песчаники с "плавающей" галькой кварца, с линзой кварцевых конгломератов мощностью до 5–6 м залегают на породах архейского фундамента. Все породы розовато-, буровато-серые. Галька от 1–2 до 5–10 см в поперечнике хорошо окатана, представлена молочно-белым кварцем, реже кварцитовидными песчаниками, редко архейскими красными гранитами, гранито-гнейсами и породами коры выветривания. Мощность 25 м.
- 2. Песчаники кварцевые, светло-розовые с редкой "плавающей" галькой кварца, с волноприбойными знаками на поверхности напластования, цемент кварцполевошпатовый. Мощность 15 м.
- 3. Песчаники олигомиктовые, светло-розовые и желтовато-серые, среднезернистые, косослоистые. Мошность 25 м.
- 4. Песчаники полевошпат-кварцевые, буровато-серые, розоватые, крупнозернистые с редкой "плавающей" галькой, с железисто-полевошпат-кварцевым цементом и прослоем внутриформационных гравелитов коричневато-серого цвета. Мощность 40 м.
- 5. Песчаники кварцевые, розовато-белые, среднемелкозернистые с гидрослюдисто-кварцевым цементом. Мощность 15 м.
- 6. Пачка грубопереслаивающихся песчаников крупно- и среднезернистых, олигомиктовых и аркозовых, буровато-, розовато-серых, нередко пятнистых, с гидрослюдисто-кварцевым, железисто-гидрослюдисто-кварцевым, железисто-кремнистым, иногда с глинисто-гидрослюдистым цементом. На поверхности напластования видны волноприбойные знаки и трещины усыхания. Мощность 50 м.
- 7. Тонкое переслаивание кирпично-красных алевролитов, аргиллитов и песчаников с многочисленными трещинами усыхания на поверхности напластования. Мощность 30 м.
- 8. Пачка грубого переслаивания крупно- и среднезернистых, олигомиктовых, аркозовых розовато-серых, светло-вишневых, реже пятнистых с единичной "плавающей" галькой песчаников и с редкими прослоями красных алевролитов, аргиллитов и косослоистых песчаников. По всему разрезу пачки наблюдаются знаки волноприбойной ряби. Мощность 32.5 м.
- 9. Песчаники олигомиктовые, мелко-среднезернистые, светло-серые, светло-вишневые и красные с прослоями (1–30 см) красных алевролитов и аргиллитов. Мошность 25 м.
- 10. Грубое переслаивание мелко-среднезернистых, светло-серых, светло-вишневых и красных олигомиктовых песчаников с линзовидными и угловатыми обломками красных аргиллитов и алевролитов из нижележащих прослоев; по всему разрезу знаки волноприбойной ряби, трещины усыхания, иногда прослои с косой слоистостью. В цементе установлено присутствие карбоната. Мощность 35 м.
- 11. Песчаники олигомиктовые, коричневато-серые, среднезернистые, реже неравномернозернистые. Мощность 20 м.
- 12. Песчаники кварцевые, средне-мелкозернистые, светло-серые. Мощность 7 м.
- 13. Песчаники олигомиктовые, средне-мелкозернистые, косослоистые, бледно-розовые. Мощность 8 м.
- 14. Песчаники олигомиктовые, розовато-серые, коричневато-серые, среднезернистые. Мощность 25 м.

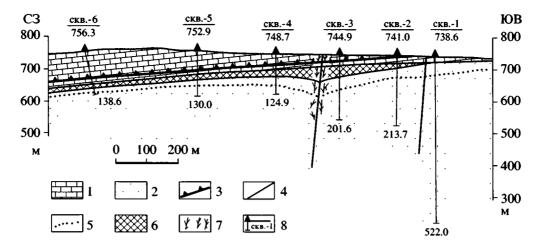


Рис. 3. Схематический геологический разрез адаргайской и конкулинской свит (месторасположение см. на врезке на рис. 1).

1-2 - отложения платформенного чехла: 1 - пелитоморфные, песчанистые, оолитовые, водоросдевые доломиты, песчаники и алевролиты адаргайской свиты, 2 - олигомиктовые, кварцевые песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов конкулинской свиты; 3 - зона надвига; 4 - крутопадающие разрывные нарушения; 5 - нижняя граница ореола аргиллизации пород; 6 - пластообразное тело баритовых руд; 7 - зона проявления прожилковой минерализации крупнозернистого барита; 8 - буровые скважины, их номера, абсолютные отметки устья и глубина скважин.

- 15. Песчаники полевошпат-кварцевые, красновато-серые, мелкозернистые с обломками и прослоями красных и бурых алевролитов и аргиллитов. Мощность 15 м.
- 16. Песчаники крупнозернистые, полевошпаткварцевые, слабопятнистые, розовато- и коричневатосерого цвета. Мощность 20 м.
- 17. Песчаники мелкозернистые, олигомиктовые, розовые, сиреневые с тонкими прослоями и обломками красных и вишнево-серых алевролитов и аргиллитов, в подошве прослои вишнево-серых алевролитов мошностью 2.5 м. Мошность 15 м.
- 18. Песчаники олигомиктовые, крупно-среднезернистые, светло-серые, бледно-розовые с редкими линзочками красных алевролитов. Мощность 15.0 м.
- 19. Песчаники кварцевые, средне-мелкозернистые, бледно-розовые, белые, в цементе отмечаются карбонат и барит. Мощность 25.0 м.

Мощность конкулинской свиты в приведенном разрезе 950 м. Она перекрывается карбонатно-терригенной адаргайской свитой.

Другой характерный разрез конкулинской свиты изучен на правобережье р. Топорикан (рис. 2, № 13), где свита налегает на кору выветривания субщелочных оливиновых лейкобазальтов бириндинской свиты нижнего рифея, а базальные слои конгломератов последней в свою очередь залегают на коре выветривания кислых эффузивов элгэтэйской свиты.

По составу и особенностям строения разрезы конкулинской свиты хорошо коррелируются друг с другом и со стратотипом в бассейне рек Верхняя и Нижняя Конкули (рис. $2, \mathbb{N} 2, 5-23, 26$). Заметных фациальных изменений свиты по площади не установлено, если не считать появления относительно частых маломощных прослоев бу-

ровато-серых алевропесчаников и алевролитов в бассейнах рек Верхняя и Нижняя Конкули, руч. Саргатта, р. Уян. В песчаниках верхней части свиты в составе обломочного материала увеличивается количество полевых шпатов (до 40%), в цементе отмечается примесь карбонатного материала и иногда барита. Горизонт песчаников с баритовым цементом прослеживается от р. Уян до р. Учур (вблизи устья р. Гивуна) и далее, по-видимому, в районе устья р. Тыркана.

Мощность конкулинской свиты колеблется от 80–100 до 380–500 м (рис. 2, 3), достигая по данным бурения и сейсморазведочных работ 950 м на левобережье р. Уян. К северо-западу от р. Уян в направлении рек Гивун и Гекан мощность свиты довольно резко уменьшается, и в районе устья р. Тыркан свита выклинивается (рис. 1). Эти данные указывают на то, что основная область распространения пород конкулинской свиты в нижнем рифее находилась южнее.

Адаргайская свита

Адаргайская свита выделена впервые. Она объединяет толщу сероцветных карбонатно-терригенных пород, которая в бассейне руч. Адаргай и р. Муналы согласно залегает на красноцветных конкулинских песчаниках и с размывом (р. Муналы) или с азимутальным несогласием (р. Гекан) перекрывается красноцветными песчаниками и конгломератами гонамской свиты. Стратотип свиты расположен в бассейне руч. Адаргай и р. Муналы (в среднем течении р. Уян). Название свиты происходит от названия руч. Адаргай (левого притока р. Уян), где расположен наиболее

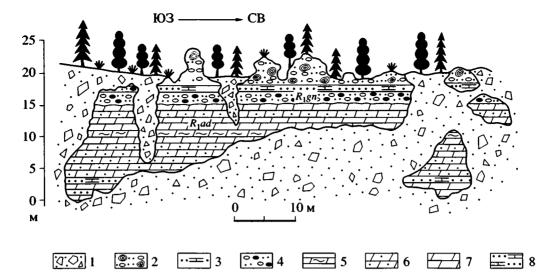


Рис. 4. Фрагмент скального обнажения № 108 на левом берегу р. Муналы с контактом гонамской и адаргайской свит. 1 — делювиальные отложения; 2—4 — гонамская свита: 2 — темно-вишневые полимиктовые гравелиты и линзы конгломератов с галькой кварца, кварцитов, серых доломитов, гранито-гнейсов и строматолитов, 3 — розовые мелко-серднезернистые кварц-полевошпатовые песчаники с доломитовым цементом, 4 — вишневые полимиктовые гравелиты, в основании — конгломераты с галькой и валунами кварца, кварцитов, светло-серых песчаников, серых строматолитовых доломитов, красных гранитов, гранито-гнейсов и кирпично-красных аргиллитоподобных пород из коры выветривания; 5—8 — адаргайская свита: 5—7 — пепельно-серые доломиты: 5 — строматолитовые, 6 — песчанистые, 7 — пелитоморфные; 8 — светло-серые крупнозернистые кварц-полевошпатовые песчаники с доломитовым цементом.

полный разрез свиты. Нижняя часть разреза свиты изучена здесь по керну скважины, а верхняя часть – по коренным выходам вдоль р. Муналы (рис. 2, № 9, 10). Нижний контакт свиты, вскрытый скважинами (рис. 4, 5), согласный, но отмечен резкой сменой бледно-розовых, сиреневых песчаников конкулинской свиты сероцветными алевропесчаниками и алевролитами адаргайской свиты с прослоями доломитов. Верхняя граница свиты проводится нами по подошве базального слоя вишневых конгломератов и гравелитов гонамской свиты, в составе которого присутствуют гальки сероцветных доломитов и строматолитовых доломитов адаргайской свиты (рис. 4).

Типовой разрез свиты в бассейне руч. Адаргай по данным бурения следующий:

- 1. Алевропесчаники кварц-полевошпатовые, светло-серые, желтовато-серые с доломитовым и глинисто-серицит-кварц-полевошпатовым цементом, переслаивающиеся ритмично и тонко (0.5–2 см) с желтовато-серыми песчаниками и алевролитами с доломитовым цементом. Преобладающие в верхней части слоя песчаники кварц-полевошпатовые, средне- и мелкозернистые, серые с плохо окатанными зернами кварца и полевого шпата. В низах слоя наблюдается прослой светлосерых алевролитов с кремнисто-карбонатным цементом. В них по слоистости наблюдается убогая вкрапленность и линзовидные прожилки халькопирита, халькозина, малахита, азурита, гидрогетита, лимонита, псиломелана и вернадита. Мощность 7.5 м.
- 2. Доломиты строматолитовые, реже песчанистые, пелитоморфные и оолитовые с тонкими прослоями песчаников кварц-полевошпатовых, мелко-среднезернистых, серых с доломитовым, реже кремнисто-карбо-

натным цементом и темно-серых алевролитов и алевропесчаников. Мощность 6.5 м.

- 3. Алевролиты тонкослоистые, темно-серые, реже светло-серые с глинисто-кварц-гидрослюдисто-полевошпатовым цементом. Мощность 9 м.
- 4. Переслаивание светло-серых, пелитоморфных, оолитовых и песчанистых доломитов. Мощность 15 м.
- 5. Песчаники полевошпат-кварцевые, средне-мелкозернистые, пепельно- и светло-серые, косослоистые с полевошпат-кварц-доломитовым цементом с редкими тонкими (до 1 см) прослоями алевролитов и алевропесчаников. Мощность 7 м.
- 6. Переслаивание через 2.5 м строматолитовых и песчанистых доломитов светло-серого цвета. В низах слоя песчанистые доломиты, в средней и верхней частях доминируют строматолитовые. Мощность 13 м.
- 7. Алевролиты серые, тонкослоистые на доломитовом цементе, в низах слоя прослои (до 3.5 м) светло-серых, кварц-полевошпатовых, мелкозернистых песчаников с доломитовым цементом. Мощность 12.5 м.
- 8. Песчаники кварц-полевошпатовые, мелкозернистые, светло-серые, слоистые с доломитовым цементом, в основании слоя (3 м) алевропесчаники кварц-полевошпатовые, серые с гидрослюдисто-кремнистым цементом. Мощность 7.5 м.
- 9. Алевролиты слоистые, пепельно-серые, в верхней части пачки с карбонатным цементом, в нижней слой (4.5 м) песчанистых, светло-серых доломитов с тонкими прослоями алевролитов. Мощность 11.5 м.
- 10. Переслаивание светло-серых, серых, песчанистых и оолитовых доломитов, в верхней части преобладают оолитовые доломиты. Мощность 8.5 м.
- 11. Пачка светло-серых доломитов, в низах (6.5 м) песчанистые доломиты, в верхней части строматолитовые доломиты. Мощность 14 м.

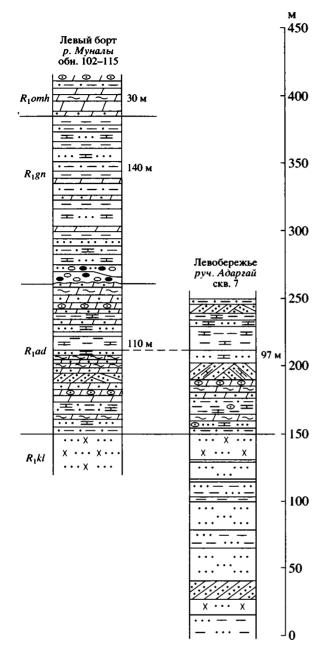


Рис. 5. Строение адаргайской свиты в бассейне руч. Адаргай и р. Муналы на левобережье нижнего течения р. Уян. Усл. обозн. см. на рис. 2.

12. Доломиты песчанистые, реже пелитоморфные. Мощность 8 м.

Общая мощность адаргайской свиты в этом разрезе 110 м. К юго-востоку ее мощность возрастает до 180 м (рис. 3). Изученные разрезы свиты хорошо коррелируются между собой (рис. 2, № 7–12). В отдельных слоях карбонатных пород адаргайской свиты присутствуют линзовидные прослои с повышенным содержанием пятиокиси фосфора (более 1%).

Строматолиты адаргайской свиты, по определениям М.А. Семихатова, представлены Omachtenia omachtensis Nuzhn. и Stratifera omachtella (in coll.), которые широко распространены в карбонатных породах гонамской, эннинской и, особенно, омахтинской свит, а также встречаются в верней подсвите котуйканской свиты, в нижней подсвите юсмастахской свиты на Анабаре и в серии Мак Артур Северной Австралии, а иногда и в ципандинской свите на р. Мая (Семихатов, Серебряков, 1983; Knoll, Semikhatov, 1998). В свете современных данных, эти постройки скорее всего являются абиогенными структурами, возникшими в определенных обстановках докембрийского карбонатонакопления в возрастных рамках от позднего карелия до среднего рифея.

УЧУРСКАЯ СЕРИЯ

Современное понимание объема и строения учурской серии, включающей гонамскую, омахтинскую и эннинскую свиты, установлено исследованиями сотрудников Геологического института РАН (Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1983). Название "учурская свита", "учурская серия (учурский отдел)" введено в литературу В.А. Ярмолюком (1946, 1956). В схеме С.В. Нужнова и В.А. Ярмолюка (Нужнов, Ярмолюк, 1959; Нужнов, 1967) эта серия состояла из двух свит гонамской и омахтинской. И лишь позднее было показано, что ее завершающим членом является эннинская свита (Комар и др., 1977). В таком трехчленном варианте серия вошла в опорный разрез сибирского гипостратотипа рифея (Семихатов, Серебряков, 1983). В последнюю региональную унифицированную стратиграфическую схему Учуро-Майского района в учурскую серию была включена также бириндинская свита (Решения..., 1994). Однако, как видно из вышеприведенных данных, это было сделано ошибочно. Разрезы омахтинской и эннинской свит нами не изучались и поэтому ниже не рассматриваются.

Гонамская свита

Гонамская свита выделена в 1947 г. З.Г. Ушаковой и Ю.К. Дзевановским. Стратотип свиты находится на правобережье р. Учур, вблизи устья р. Гонам (Семихатов, Серебряков, 1983). В разрезе свиты по р. Учур в 15 км ниже устья р. Гонам она состоит из пяти пачек. Четыре нижние из них сложены присутствующими в разных пропорциях красноцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями алевролитов и доломитов (до 90 м), а верхняя пачка представлена такими же разнозернистыми песчаниками (100-110 м). В основании разреза на гнейсах фундамента залегают конгломераты (2.5 м). В 90 км к юго-востоку от этого разреза базальные слои гонамской свиты с азимутальным несогласием налегают на разные горизонты уянской серии (рис. 1).

В базальных конгломератах гонамской свиты присутствуют гальки и валуны кварца, кварцитов, светло-серых песчаников, трахириолитов, метабазальтов, красных гранитов, гранито-гнейсов и кирпично-красных аргиллитоподобных пород коры выветривания, а в бассейнах рек Муналы. Адаргай и руч. Гивун среди галек появляются поломитовые, онколитовые песчаники и доломиты, аналогичные таковым, описанным в составе адаргайской свиты (рис. 4, 5). Местами гонамская свита залегает на кирпично-красных аргиллитоподобных породах коры выветривания кристаллических сланцев (на правом борту р. Учура - в бассейне рек Медвежья и Зорянка, рис. 2, № 4). Кора выветривания сложена, как правило, крепкими, слегка пористыми аргиллитоподобными породами, состоящими из гидрогетит-гидрослюдисто-глинистого агрегата с разрозненными зернами кварца, реже полевых шпатов, вторичного кварца в порах и пустотах, а также карбоната и агрегатов зеленой гидрослюды, хлоритизированного биотита.

Наиболее представительный разрез гонамской свиты изучен нами на левом борту р. Муналы, где на отложениях адаргайской свиты залегают (рис. 5):

- 1. Конгломераты вишнево-красные с галькой и валунами кварца, кварцитовидных и окремненных пород, песчаников, серых песчанистых доломитов и волнистослоистых водорослевых доломитов адаргайской свиты, красных гранитов и гранито-гнейсов, кирпично-красных кор выветривания размером от 1–5 см до 10–15 см. Цемент песчаников преимущественно базального типа, слабо железистый хлорит-гидрослюдистый, кварц-полевошпат-доломитовый. Из-за присутствия хлорита и гидрослюды порода иногда приобретает темно-зеленый цвет. Мощность 9.5 м.
- 2. Гравелиты полимиктовые, вишнево-красные. Мощность 4.5 м.
- 3. Песчаники олигомиктовые, средне-мелкозернистые с доломитовым цементом, от темно-красного до шо-коладного цвета; в низах слоя песчаники грубозернистые с тонкими (до 0.4 м) прослоями розовато-серых песчанистых и пелитоморфных доломитов. Мощность 9.5 м.
- 4. Алевропесчаники полевошпат-кварцевые, сургучно-красные с тонкими (до 0.1–0.3 м) прослоями оранжево-серых и розовато-серых песчанистых и пелитоморфных доломитов; цемент железистый, слабо доломитистый, серицит-кварц-полевошпатовый. Мощность 6.5 м.
- 5. Песчаники полевошпат-кварцевые, мелкозернистые, темно-вишневые, слоистые с тонкими (до 1–2.5 см) прослоями сургучных алевролитов; цемент железистый, серицит-полевошпат-кварцевый. Мощность 6.5 м.
- 6. Переслаивание светло-вишневых и сургучно-красных алевролитов с железисто-глинистым и полевошпаткварцевым цементом. Мощность 6.5 м.
- 7. Доломиты пелитоморфные, розовато-серые, оранжево-серые. Мощность 5 м.
- 8. Песчаники полевошпат-кварцевые, средне-мелкозернистые, грубослоистые с прослоями темно-вишневых алевролитов и алевропесчаников; цемент доломитистый, железистый полевошпат-кварцевый. Мощность 15 м.
- 9. Алевролиты сургучно-красные, тонкослоистые и темно-вишневые. Мощность 9.0 м.

- 10. Доломиты песчанистые, розовато-серые до желтовато-серых с тонкими прослоями (до 1 см) алевролитов. Мощность 2 м.
- 11. Алевропесчаники полевошпат-кварцевые, сургучно-красные до шоколадного цвета, слоистые с редкими прослоями (0.5–1.5 м) мелкозернистых песчаников; цемент железисто-глинисто-полевошпат-кварцевый с примесью доломита. Мощность 11 м.
- 12. Доломиты пелитоморфные, желтовато-светлосерые, полосчатые с тонкими (до 1–2 см) прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность 3.5 м.
- 13. Алевролиты темно-вишневые с прослоями алевропесчаников с глинисто-серицит-полевошпат-кварцевым цементом. Мощность 6 м.
- 14. Алевропесчаники сургучно-красные, темновишневые, слоистые на слабо железистом, глинисто-полевошпат-кварцевом цементе с тонкими (до 10 см) прослоями полевошпат-кварцевых мелкозернистых красно-коричневых песчаников. Мощность 6.5 м.
- 15. Песчаники полевошпат-кварцевые, красно-коричневые, мелкозернистые с прослоями (до 10 см) алевропесчаников с глинисто-полевошпат-кварцевым цементом. Мощность 11.5 м.
- 16. Алевролиты тонкослоистые, темно-вишневые; цемент глинисто-кварц-полевошпатовый, слабо железистый, слабо доломитистый. Мощность 6 м.
- 17. Песчаники красновато-коричневые, полевошпат-кварцевые, мелкозернистые с тонкими (до 1–2 см) прослоями темно-вишневых алевролитов и желтоватосерых доломитов. Мощность 8 м.
- 18. Алевропесчаники тонкослоистые, темно-вишневые, розовато-красные с прослоями (до 1-2.5 см) алевролитов. Мощность 6 м.
- 19. Алевролиты тонкослоистые, темно-красные. Мощность 7 м.

Мощность гонамской свиты в этом разрезе 140 м. На нее согласно налегают песчанистые, светло-серые доломиты омахтинской свиты. Вышеописанный разрез и другие изученные нами разрезы удовлетворительно коррелируются со стратотипом свиты и между собой (рис. 2, № 1-9). Различия между ними выражены в вариации количества тех или иных разностей пород, выклинивании некоторых прослоев, появлении прослоев глауконитсодержащих песчаников, алевролитов или в изменении зернистости пород (рис. 2). Указания на резкие фациальные изменения в составе гонамской свиты, отмеченные в ряде работ (Башарин, 1967; Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1983) обусловлены тем, что в состав этой свиты были включены, как выяснено нашими исследованиями, разные части разреза нижнего рифея - отложения конкулинской, адаргайской, а отчасти и бириндинской свит.

В доломитах гонамской свиты отмечены строматолиты Omachtenia omachtenias Nuzh., O. utschurica Nuzh., Stratifera omachtella (in coll.) и микрофитолиты Globosites magnus Nar., Osagia testace Nar., O. aff. libidinosa Z. Zhur., Radiosus tenebricus Z. Zhur., R. ovale (Volog. et Drosd.), Vesicularites rotunus Z. Zhur. (Семихатов, Серебряков, 1983, Ре-

шения..., 1994). К-Аг возраст глауконита из гонамской свиты 1450–1550 млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1983).

СООТНОШЕНИЕ КОНКУЛИНСКОЙ И ГОНАМСКОЙ СВИТ

Трактовка состава, объема и стратиграфического положения конкулинской свиты неоднократно менялась со времени ее выделения. В последнее время одни исследователи считают эту свиту самостоятельным стратоном догонамского возраста (Алексеев и др., 1962; Нужнов, 1967; Неволин и др., 1978), другие же рассматривают ее как местную литофацию отложений гонамской свиты (Башарин, 1967; Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1983). Особенно большие сомнения в самостоятельности этого стратона возникли у многих исследователей после того, как С.В. Нужнов указал на то, что якобы в стратотипе конкулинской свиты развиты в основном не конкулинские, а более древние толщи топориканской свиты (Мокшанцев и др., 1968).

Принципиальное значение для понимания взаимоотношения конкулинской и гонамской свит имеет разрез на правобережье р. Учур, против устья руч. Гивун – один из типичных разрезов конкулинской свиты. Здесь на коре выветривания пород кристаллического фундамента залегают:

Конкулинская свита (рис. 2, № 5):

- 1. Конгломераты розовато-серые, мелкогалечные. В низах слоя конгломераты крупногалечные с редкими валунами. Галька округлой уплощенной формы представлена кварцем, реже кварцитовидными песчаниками, кварцитами, окремненными породами и редко красными гранито-гнейсами, гнейсами и аргиллитами (кор выветривания). Связующая масса гравелитистый полевошпат-кварцевый песчаник с каолинит-кварцевым, иногда железистым цементом. Породы каолинизированы. Мощность 10.5 м.
- 2. Гравелиты мелкогалечные, кварцевые, неравномерно пятнистые от серовато-белого, розовато-серого до грязно-оранжевого цвета, вероятно, за счет, по-видимому, каолинизации. Галька редкая, плохо сортирована и слабо окатана, представлена кварцем, кварцитовидными песчаниками, редко кварцитами и красными гранито-гнейсами. Связующая масса неравномернозернистый кварцевый и полевошпат-кварцевый песчаник с каолинит-кварцевым и глинисто-гидрослюдистым, иногда железистым цементом. Мощность 12.5 м.
- 3. Песчаники розовато-серые, полевошпат-кварцевые с "плавающей" галькой кварца, в низах слоя крупнозернистые с прослоями (до 10–30 см) гравелитов, в верхах – мелкозернистые с единичными псевдоморфозами гипса размером до 1 см с кварцевым, каолинитовым и гидрослюдисто-глинистым цементом. Мощность 18.5 м.
- 4. Песчаники розовые, красные, олигомиктовые, полевошпат-кварцевые средне-мелкозернистые, косослоистые с редкими линзовидными слойками (до 1–2 см) красных алевролитов в верхней части слоя. Мощность 6.5 м.

- 5. Песчаники с редкой "плавающей" галькой кварца, среднезернистые, бурые, красно-бурые, розовые с кварцевым, полевошпат-кварцевым цементом. Мощность 7.5 м.
- 6. Песчаники кварцевые, белые, мелкозернистые с кварцевым регенерационным цементом. Мощность 5.0 м.
- 7. Песчаники розовые, полевошпат-кварцевые, кварцевые, косослоистые, мелкозернистые с линзовидными прослойками алевролитов и аргиллитов мощностью до 1 см. Мощность 8.5 м.
- 8. Песчаники полевошпат-кварцевые, средне-мелкозернистые с примесью гравия, каолинизированные. Мощность 7 м.
- 9. Песчаники полевошпат-кварцевые, мелкозернистые, светло-серые, переходящие в верхах слоя в вишнево-красные алевролиты и темно-вишневые аргиллиты. По-видимому, верхняя часть слоя это кора выветривания песчаников конкулинской свиты мощностью около 0.5 м. Мошность 4 м.

Гонамская свита

- 10. Конгломераты красно-бурые, темно-вишневые, переходящие вверх по разрезу в гравелиты. Гальки округлой и уплощенной формы красных гранитов, гнейсов, кварца, трахириолитов, базальтов и редкие угловато-округлые, угловатой формы гальки темно-вишневых аргиллитов (кор выветривания) из подстилающего слоя № 9 размером от 0.5−1 см до 10−15 см (в гравелитах и гравелитистых песчаниках на железисто-кварц-полевошпатовом, доломитистом цементе. В низах слоя конгломератов единичные гальки строматолитовых песчанистых доломитов серого цвета адаргайской свиты. Мощность 12.5 м.
- 11. Песчаники мелкозернистые с прослоями среднезернистых, кварц-полевошпатовые, кирпично-красные, слоистые; цемент – железистый, гидрослюдисто-кварцполевошпатовый, доломитистый. Мощность 11 м.
- 12. Тонкое переслаивание вишневых алевролитов на доломитовом цементе и пелитоморфных доломитов серого цвета. Мощность 13 м.
- 13. Песчаники полевошпат-кварцевые средне-мелкозернистые красные доломитистые, железистые с редкими тонкими прослоями доломитистых алевролитов. Мощность 10 м.
- 14. Переслаивание (0.3–0.6 м) сургучно-красных алевролитов и мелкозернистых песчаников оранжевых полевошпат-кварцевых доломитистых с редкими прослоями пелитоморфных доломитов. Мощность 8.5 м.
- 15. Переслаивание пелитоморфных доломитов (через 1 м) и шоколадного цвета алевролитов. Мощность 9 м.
- 16. Песчаники средне-крупнозернистые, олигомиктовые, розовато-серые, светло-вишневые с фрагментарной косой слоистостью и волноприбойными знаками ряби. Мощность 5 м.
- 17. Песчаники вишневые, доломитистые, полевошпат-кварцевые, мелкозернистые с тонкими прослоями (до 10 см) сургучно-красных алевролитов с доломитовым цементом. Мощность 5.5 м.
- 18. Песчаники вишневые, полевошпат-кварцевые, крупно-среднезернистые со знаками волноприбойной ряби. Мощность 5 м.
- 19. Песчаники вишневые, полевошпат-кварцевые, доломитистые, мелкозернистые с глауконитом с тонкими прослоями алевролитов и строматолитовых доломитов. Мощность 10.5 м.

- 20. Алевропесчаники вишнево-красные, тонкослоистые с редкими линзочками алевролитов. Мощность 8 м.
- 21. Доломиты светло-серые, пелитоморфные с редкими прослоями красных, полевошпат-кварцевых песчаников и алевролитов. Мощность 7 м.
- 22. Алевролиты сургучно-красные, вишневые, тонкослоистые с железистым, гидрослюдисто-глинистым цементом. Мощность 15 м.
- 23. Песчаники красные, бурые, полевошпат-кварцевые, слоистые, средне-мелкозернистые с железистым, гидрослюдисто-полевошпат-кварцевым цементом. Мощность 15.5 м.
- 24. Переслаивание строматолитовых и пелитоморфных доломитов. Мощность 9 м.
- 25. Песчаники розовато-коричневые, полевошпат-кварцевые, доломитистые, средне-мелкозернистые. Мощность 9.5 м.
- 26. Алевролиты вишнево-красные, буровато-коричневые, тонкослоистые. Мощность 11 м.

Выше по разрезу согласно залегают доломиты омахтинской свиты. Гивунский разрез описан многими авторами (Башарин, 1967; Нужнов, 1967; Семихатов и Серебряков, 1983 и др.), но из-за неблагоприятных условий наблюдения (наличие осыпей) все имеющиеся описания немного различаются. Наш разрез составлен с использованием горных выработок, результатов дешифрирования аэрофотоснимков и радиометрических исследований, что позволило значительно детализировать строение свиты. В гивунском разрезе слои 1-9 общей мощностью 80 м мы относим к конкулинской свите, а слои 10-26 мощностью 165 м - к гонамской свите. В базальных конгломератах гонамской свиты в гивунском разрезе (слой 10), как и в разрезе по руч. Муналы, присутствуют гальки светло-серых песчанистых онколитовых доломитов адаргайской свиты. Во время предгонамского перерыва адаргайская свита была здесь полностью размыта.

Одним из аргументов, приводившихся в пользу рассмотрения конкулинской свиты в качестве литофации нижних горизонтов гонамской свиты, предшественники нередко указывали на сходство слагающих пород. Между тем литологический состав конкулинской и гонамской свит, как показали наши работы, различен. Если конкулинская свита сложена преимущественно грубозернистыми крупно-, реже - среднезернистыми песчаниками с рассеянной "плавающей" галькой, гравелитами и конгломератами, то гонамская свита состоит из мелко-, реже - среднезернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В разрезе гонамской свиты отмечаются прослои доломитов, отсутствующие в конкулинской свите. Содержание полевых шпатов в песчаниках гонамской свиты (до 30-40%) примерно в два раза выше, чем в песчаниках конкулинской свиты. Если цемент песчаников конкулинской свиты преимущественно регенерационный кварцевый, полевошпат-кварцевый, иногда каолинитовый, баритовый, то в цементе песчаников гонамской свиты в том или ином количестве отмечается доломит. Гонамская свита формировалась в иных условиях, нежели породы уянской серии. На это указывает присутствие в породах свиты псевдоморфоз каменной соли, зерен глауконита, более тонкоритмичное переслаивание терригенных и карбонатных пород, более мелкозернистый характер обломочного материала, более высокая роль алевролитов и аргиллитов в ее разрезе и более частое присутствие доломита в цементе пород.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ УЛКАНСКОЙ И УЯНСКОЙ СЕРИЯМИ И НИЖНЯЯ ГРАНИЦА РИФЕЯ

Учурский район относится к числу немногих в мире, где вскрыты взаимоотношения нижнерифейских отложений с отложениями верхней части нижнего протерозоя (Семихатов, Серебряков, 1983). Соотношение улканской и уянской серий наблюдалось во многих местах. В Укланском прогибе бассейнов рек Топорикам, Улкан и Бирандя базальные слои уянской серии залегают с угловым несогласием на улканской серии, срезая тектонические структуры и субвулканические тела. Бириндинская свита залегает несогласно на различные горизонты элгэтэйской свиты улканской серии верхнего карелия, выходя на кристаллический фундамент. На границе этих двух серий установлена мощная площадная кора химического выветривания, развитая как по кислым эффузивам элгэтэйской свиты улканской серии, так и по метаморфическим породам Алданского щита, а в базальных конгломератах уянской серии присутствуют гальки вулканитов элгэтэйской и улкачанской свит и их субвулканических аналогов. Соотношение улканской и уянской серий хорошо видно также на геологической карте (рис. 1): уянская серия перекрывает различные горизонты улканских толщ на обширных пространствах выходя на фундамент. При этом граница западной центроклинали линейно вытянутого Улканского прогиба почти под прямым углом срезается и перекрывается Учурской впадиной. Структурное положение Учурской впадины и Улканского прогиба и формационный состав выполняющих их толщ весьма различны. Каждый из перечисленных комплексов формировался в рамках своего структурного плана: Учурская впадина и Улканский прогиб погружаются в противоположных направлениях (Семихатов, Серебряков, 1983).

Уянские отложения резко контрастируют с улканскими по составу вулканитов. До сих пор считалось, что бириндинская свита уянской серии содержит потоки кислых эффузивов, а гранито-идный магматизм в Улканском прогибе завершился лишь к предучурскому (предгонамскому) времени (Башарин, 1967; Нужнов, 1967; Константиновский, 1974; Комар и др., 1977; Неволин и др., 1978; Семихатов, 1978; Семихатов, Серебряков, 1983 и др.). Но нами установлено, что в разрезе

Средние химические составы базальтоидов улкачанской и бириндинской свит

Компоненты	Трахибазальты улкачанской свиты (по 44 анализам)	Оливиновые базальты бирин- динской свиты (по 18 анализам)			
SiO ₂	50.2	45.44			
TiO ₂	2.50	1.57			
Al_2O_3	14.95	16.32			
Fe_2O_3	7.34	8.29			
FeO	6.28	4.03			
MnO	0.17	0.14			
MgO	4.60	5.43			
CaO	5.50	8.36			
Na ₂ O	3.44	3.42			
K ₂ O	2.09	1.80			
P_2O_5	0.48	0.32			
SO ₃	0.05	0.02			
CO_2	0.75	0.87			
H ₂ O ⁻	2.90	2.39			
Sr n10 ⁻⁴ %	271	491			
Rb n10 ⁻¹ %	44	8			
Pb n10 ⁻⁴ %	19	5			
Y n10 ⁻¹ %	32	10			
Nb n10 ⁻⁴ %	18	7			
Zr n10 ⁻¹ %	321	145			
Th n10 ⁻⁴ %	5	3			
U n10 ⁻⁴ %	2	2			

бириндинской свиты присутствуют лишь потоки оливиновых базальтов, а продукты кислого вулканизма отсутствуют. Базальты бириндинской свиты по химическому составу отвечают субщелочным оливиновым базальтам и лейкобазальтам калиево-натриевой серии. Для них характерны пониженные содержания ТіО2 и повышенные $FeO_3 + FeO$ (таблица). От базальтов улкачанской свиты улканской серии они отличаются более низкими содержаниями SiO₂, TiO₂, Fe, Mn, K, Rb и более высокими окисей Mg, Ca, глинозема и Sr. Высокий удельный вес и малая окисленность железа позволяют их отнести к долеритам континентальных областей. От долеритов трапповой формации Сибирской платформы они отличаются более высокими содержаниями Al₂O₃, Fe₂O₃, К₂О и низкими FeO (Ефремова, Стафеев, 1985). Для них характерны высокие кларки концентрации Be ($\kappa \kappa = 2.5$), Th ($\kappa \kappa = 1.7-6$), U ($\kappa \kappa = 8-10$), peзко дефицитны Co, Ni, Zn. Структуры пород в основном офитовые, микролитовые, редко интерсертальные. Вкрапленники: плагиоклаз (0–30%), пироксены (0-5%), клинопироксен, ортопироксен, оливин (1-5%), акцессорные - магнетит, апатит, шпинель, титаномагнетит.

Трахибазальты улкачанской свиты относятся к породам К-Na серии, умеренноглиноземистые, насыщены SiO₂, бедны щелочами, меланократовые являются малокальциевыми и маломагниевыми и близки к трахибазальтовой формации континентов. От платформенных базальтов они отличаются более высокими содержаниями титана, магния, щелочей, меньшими - глинозема, закиси железа и кальция (Ефремова, Стафеев, 1985). Для них характерны надкларковые концентрации олова, циркония и бериллия. Структура пород интерсертальная, микролитовая. Вкрапленники: плагиоклаз (0-30%), клинопироксен (авгит 0-15%), ортопироксен (един. зерна), титаномагнетит. Акцессорные – ильменит (до 10%), лейкоксен (0-5%), апатит, титаномагнетит.

Вышеизложенные данные позволяют уточнить положение нижней границы нижнего рифея в Учурском разрезе нижнего рифея. До сих пор она проводилась по подошве гонамской свиты учурской серии, так как считалось, что бириндинская свита содержит кислые эффузивы, а гранитоидный магматизм в Улканском грабене завершился к предучурскому (предгонамскому) времени. Поэтому бириндинскую свиту объединяли с осадочно-вулканогенными толшами Улканского прогиба в единый комплекс и нижнюю границу рифея проводили по подошве гонамской свиты учурской серии (Комар и др., 1977; Константиновский, 1974; Нужнов, 1967; Неволин и др., 1978; Семихатов, Серебряков, 1983 и др.). Как вытекает из вышеприведенного материала, принципиальный геологический рубеж в истории развития Учурского района отвечает границе уянской и улканской серий, и эту границу целесообразно принять за нижнюю границу нижнего рифея. Эта хорошо выраженная геологически граница по изотопному возрасту близка к нижней границе рифея стратиграфической шкалы докембрия России (Семихатов и др., 1991) – 1650 ± 50 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему: 1. Разрез нижнего рифея Учурского района подразделяется на две серии: уянскую в составе бириндинской, конкулинской и адаргайской свит и учурскую, состоящую из гонамской, омахтинской и эннинской свит. 2. Впервые установлено, что уянская серия с крупным перерывом и несогласием залегает на различных горизонтах подстилающей улканской серии верхнего карелия и метаморфических породах фундамента Алданского щита и отделяется от них мощной площадной корой химического выветривания. 3. Конкулинская свита не является местной литофацией гонамской свиты учурской серии, как это считали ранее, а является самостоятельным стратоном в учуро-майском разрезе нижнего рифея. 4. Выделена новая адаргайская свита, представленная карбонатно-терригенной толщей, завершающей разрез уянской серии. 5. Гонамская свита учурской серии залегает с перерывом и несогласием на отложениях уянской серии (в том числе на конкулинской свите) и содержит гальку строматолитовых доломитов из подстилающей адаргайской свиты уянской серии. 6. Граница между улканской и уянской сериями знаменует в регионе структурную перестройку, отделяет заключительные стадии формирования кислого и щелочного магматизма улканского комплекса верхнего карелия от начала формирования платформенного чехла. Она является принципиальным геологическим рубежом в истории развития Учурского района, и здесь проходит нижняя граница нижнего рифея. Эта хорошо выраженная геологически граница по изотопному возрасту близка к нижней границе рифея стратиграфической шкалы докембрия России (Семихатов и др., 1991) – 1650 ± 50 млн. лет. Таким образом, результаты наших исследований подтвердили первостепенное значение учуро-майского района для обоснования нижней границы рифея и позволили уточнить ее положение.

Авторы выражают признательность М.А. Семихатову и В.В. Хоментовскому за ценные советы и критические замечания, которые помогли улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.Р., Баранова И.С., Гамалея Ю.Н. и др. Новые данные о стратиграфии синийских отложений юго-восточной окраины Алданского щита // Совещание по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тез. докладов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1962. С. 59–61.

Башарин А.К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 200 с.

Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 34–45.

Гамалея Ю.Н., Лосев А.Г., Попов М.Я. О древнейших отложениях чехла юго-востока Сибирской платформы // Сов. геология. 1969. № 4. С. 137–144.

Гурьянов В.А., Карсаков Л.П. Стратиграфия нижнего докембрия юго-восточной части Сибирской платформы // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 18–30.

Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования пород: справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.

Забродин В.Е. О ранних этапах развития чехла юговостока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 121–125.

Зленко Н.Д., Нужнов С.В., Шпак Н.С. Стратиграфия и вулканизм позднего докембрия юго-востока Сибирской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 64–70.

Комар Вл.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Стратиграфическая шкала рифейских отложений Учуро-Майского региона // Сов. геология. 1977. № 8. С. 32–49.

Константиновский А.А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 72–84.

Мокшанцев К.Б., Нужнов С.В., Тимофеев В.И. Нижняя граница рифейской группы и стратиграфическое положение конкулинской свиты на востоке Алданского щита // Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Якутское кн. издво, 1968. С. 86–90.

Неволин Б.С., Потапов С.В., Ставцев А.Л. Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 21–63.

Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 175 с.

Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. Поздний докембрий юговосточной окраины Сибирской платформы // Сов. геология. 1959. № 7. С. 21–31.

Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 123 с.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.

Семихатов М.А. Соотношение нижнерифейских и подстилающих образований в опорных разрезах материков // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 9–34.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.И. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 3–13.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 223 с.

Столяр М.Я. Геология и золотоносность Учуро-Чюльбинского района Якутской АССР. М.: Горно-геологическое изд-во, 1934. 60 с.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

Ярмолюк В.А. Протерозой восточной части Алданской плиты // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Хабаровск: Госгеолтехиздат, 1946. С. 121–129.

Ярмолюк В.А. Схема стратиграфии докембрия и кембрия Учуро-Майского региона // Совещ. по разработ. унифицированных стратиграф. схем Дальнего Востока. Тез. докл. и выступ. Хабаровск: Госгеолтехиздат, 1956. С. 9–13.

Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krimsky R.Sh. The Origin of the 1.73–1.73 Ga Anorogenic Ulkan Volcano-Plutonic Complex, Sibirian Platform, Russia: Inferences from Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb Isotopic Data // Anais. Acad. brasil. ciênei. 1997. V. 69. № 3. P. 295–312.

Knoll A.H., Semikhatov M.A. The Genesis and Time Distribution of Two Distinctive Proterozoic Stromatolite Microstructures // Palaios. 1998. V. 13. P. 408–422.

Рецензенты М.А. Семихатов, В.В. Хоментовский УДК 551.734.5(479.242)

ФАМЕНСКИЙ ЯРУС ЮЖНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

© 2002 г. А. Б. Мамедов

Институт геологии АН Азербайджанской республики, 370143 Баку-143, просп. Гусейна Джавида, 29А, Азербайджан Поступила в редакцию 10.12.99 г.

В данной статье приводится описание фаменских отложений Южного Закавказья. К нижнему подъярусу отнесены нораванкская и эртичская свиты, к среднему – кадрлинская и шамамидзорская, а к верхнему – гортунская и аршакиахбюрская свиты. Граница девона и карбона проведена согласно решению Девонской и Каменноугольной комиссий МСК (Минск, 1986) в основании геранкаласинской свиты. Дан анализ всех групп органических остатков, встреченных в отложениях фаменского яруса Закавказья.

Ключевые слова. Фамен, стратиграфия, брахиоподы, конодонты, водоросли, Южное Закавказье.

На территории Южного Закавказья в пределах Нахичеванской АР Азербайджана и прилегающей части Армении имеются полные непрерывные разрезы фаменского яруса, представленные в морских карбонатно-терригенных фациях. Эти разрезы в настоящее время всесторонне изучены, и для них разработана детальная стратиграфическая схема.

Расчленение фаменских отложений Южного Закавказья впервые было проведено в основном по брахиоподам Ф. Фрехом (Frech, Arthaber, 1900), М.А. Ржонсницкой (1948, 1964), М.С. Абрамян (1957, 1964), А.Б. Мамедовым (1962), Р.А. Аракеляном (1964) и др.

Наиболее детальное биостратиграфическое расчленение этих отложений было предложено М.С. Абрамян, которая выделила ряд слоев (горизонтов) с определенными комплексами брахиопод, а Р.А. Аракеляном были даны названия местным стратиграфическим подразделениям (свитам). В дальнейшем в эту схему были внесены уточнения как относительно состава комплексов брахиопод, так и в их родовые наименования, а слои с фауной были переименованы в зоны (Аристов и др., 1979; Гречишникова и др., 1982, 1988; Мамедов, 1980, 1992; Ржонсницкая и др., 1984; Ржонсницкая, Мамедов, 1988; Матеdov, Rzhonsnitskaya, 1985).

Местные стратиграфические подразделения и брахиоподовые зоны фамена в настоящее время автором статьи послойно изучены, уточнены их границы, к ним привязаны данные по конодонтам В.А. Аристова и В.Г. Халымбаджи, а также учтены определения кораллов (Н.Я. Спасский), двустворчатых моллюсков (В.Ф. Куликова), трилобитов (Я.Н. Спасский), фораминифер (Е.А. Рейтлингер и Н.Б. Гибшман), остракод (В.А. Чижова).

Отложения фаменского яруса верхнего девона по ныне существующей схеме подразделяются на три подъяруса и шесть свит: нораванкскую, эртичскую, кадрлинскую, шамамидзорскую, гортунскую и аршакиахбюрскую (таблица).

НИЖНЕФАМЕНСКИЙ ПОДЪЯРУС

Нораванкская свита (Аракелян, 1964) принята в объеме зоны Mesoplica meisteri. Стратотип находится в пределах Амагу-Гнишкской антиклинали в ущелье р. Гнишк под монастырем Нораванк. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе вида-индекса, а также Cyrtospirifer asiaticus Brice (=C. archiaci Murchison, 1840 sensu Verneuil, 1845) и других сопровождающих этот комплекс видов.

Кроме стратотипического разреза, отложения нораванкской свиты обнажаются в Эртичском и Яйджинском (парастратотип) разрезах и в низовьях долины Багарсых-Дереси.

Они представлены мощными светлыми, часто сахаровидными кварцитами и черными, буровато-черными глинистыми сланцами, включающими в себя пласты и пропластки темно-серых песчанистых известняков и светло-голубых алевролитов. Мощность свиты колеблется в пределах от 60 до 152 м. Максимума она достигает в парастратотипическом разрезе Яйджи (рис. 1, 2), а минимальна в районе Багарсых-Дереси, хотя здесь отложения свиты не полностью обнажены. В Эртичском разрезе она равна 105 м.

Известняки нередко содержат органические остатки: брахиоподы, фораминиферы, конодонты, водоросли и др.

В отложениях нораванкской свиты встречены брахиоподы Mesoplica tasadyrica (Nal.), M. meisteri (Peetz), M. cf. praelonga (Sow.), M. kayseri Khalfin,

Стандартная стратиграфическая шкала девонской системы, предложенная SDS			7		русы	Свиты (по Р.А. Аракеляну, 1964; М.С. Абрамян, 1964; А.Б. Мамедову, 1979, 1980,	Брахиоподовые зоны (по М.С. Абрамян, 1957; А.Б. Мамедову, 1962,	Конодонтовые зоны (по В.А. Аристову, 1979,		
Отдел	Ярус	Стандартные конодонтовые з	е Оны	Отделы	Ярусы	Подъярусы	1992; A.B. Mamedov, M.A. Rzhonsnitskaja, 1985)	1980, 1983; 1992; с дополнением И.А. Гречишниковой, 1979, 1982)	1982; Н.С. Овнатановой и В.А. Аристову, 1984)	
		Protognathodus			1					
		Unzoned			фаменский Фаменский Верхний	сний	Аршакиахбюрская	Spinocarinifera niger-Hamlingella	Costatus	
Верхний		Costatus	U M				7 Ipiliakhuxolopekux	goergesi–Sphenospira julii		
			L							
	Фаменский	Styriacus	U M L			B	Гортунская	Paurogastroderhunchus nalivkini	Styriacus	
		Velifer	U M L			Средний	Шамамидзорская	Cyrtospirifer pamiricus- Euchondrospirifer ghorensis	Velifer	
		Marginifa	U M L					Duritain	Marginifera	
		Rhomboidea	U M L	Верхний			Кадрлинская	Dmitria seminoi	Rhomboidea	
		Crepida	U M L	I		Нижний	Эртичская	Cyrtiopsis orbelianus-Cyrtiopsis davidsoni famenniana	Crepida	
		Triangularis	M L				Нораванкская	Mesoplica meisteri	Pal. triangularis	
	, z	Gigas	U M L		255		Яйджинская		Gigas	
	Франский	Anc. triangularis Unzoned			Франский	Верхний			Ana mianantania	
	aH								Anc. triangularis	
	ф	Asymmetricus	U M L	<u> </u>	dφ ↓ ↓		Багасыхская	Cyphoterhynchus koraghensis- Cyrtospirifer subarchiasi	Asymmetricus Upper Middle Lower	

ФАМЕНСКИЙ ЯРУС ЮЖНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

I pyc	Подъярус	Свита	Зона	Литологичес- кий состав пород	Слон	Мощность, м	Ярус	Подъярус	Свита	Зона	Литологичес- кий состав пород	C=0.1		
8		-	ifera ii beella	11110	9) 59	45 9					 			
	Ž.	Аршакиа- хбюрская	inocarin rrgesi-Sp	5-5-5-5	57 56 55	6 9 10		CNŘ						
	менск	×	SII.		54	25	СКИЙ	рансі	ІНСКА					
	Верхнефаменский	жая	hynch		52	21	Франский	Верхнефранский	Яйджинская		<u> </u>	L		
	Bepx	Гартунская	astroderh nalivkini		51	10		Bel	~		\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\	-		
		r.	Paurogastroderhynchus nalivkini		14	14					;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;;			
	Ш		 		47 46 45	6 11 10		Fı	Багасы- хская	Karage- nsis su- barchiaci		t		
		амид- ская	Cynospirifer pa- miricus-Encho- ndrospirifer shorensis		43	10					~~~~			
Фаменский	СКИЙ	Шамамид- зорская	Cyrtospi miricus ndros		42 41	12	$\bar{\Xi}$	<u>:</u> -	<u>-</u>] 1					
	Среднефаменский	ская			40	50	 	о 	2					
Фаменский	Сред	чрлин	Кадырлинская Dmitria seminoi		38	y			∃ 3					
		Кады			37	19		4	_ 귀₄					
ский	\dashv	<u></u>			36	22		.⊥` ≂⊺≂						
Рамен					35 34	20	Ē	<u> </u>	記 5					
•					33	24		Ξ	됩 ₆					
		<u>K</u>	sis		32	20	Ħ	Ŧ	円 7					
		Эртичская	yrtiop	<u> </u>	31	20		· T	<u> </u>					
		Эрт	nnus-C menni		30 29	7			∃ 8					
	ий		Cyrtiopsis orbelianus-Cyrtiopsis davidsoni famennianus		28 27	37			型 9 11 9					
	менский					tiopsis		26	20	-3 : <u>3</u>		돌 10		
	Нижнефаме		Ď		25 24	17	[:]	····	_ -					
	Hith				23 22	14 15			<u>당</u> 11					
					21	18	٦	٠,	ે 12					
		•	steri	\$\$\$.2 \$ \$	20 19	22 8	×	× ×	13					
	$ \ $	Нораванская	Mesoplica meisteri		18 17 16	6.5 9 8	<u> </u>	*						
		Чорав	soplic		15 =14=	26 25								
			Ŭ ₩	19, (9, 6)	12	<u>力</u> 15								
					10	26								

Рис. 1. Разрез верхнего девона в районе сел. Ашагы Яйджи.

1 – алевролиты; 2 – песчаники; 3 – аргиллиты; 4 – известняки; 5–9 – известняки: 5 – кремнистые, 6 – глинистые (комковатые), 7 – песчанистые, 8 – биогермные, 9 – органогенные; 10–11 – песчаники: 10 – алевритовые, 11 – известковистые; 12 – кварциты; 13 – интрузивные породы.

Ripidiorhynchus griasica Nal., Cytrospirifer ex gr. verneuili (Murch.), C. asiaticus Brice, C. ex gr. wesgensis Zeiba, Tenticospirifer cf. tenticulum (Vern. sensu Tien, 1938), Cyrtiopsis sp. (cf. C. intermedia Grabau). Из этих брахиопод Mesoplica meisteri (Peetz) является руководящей формой для мейстеровских слоев нижнего фамена Казахстана. Другой вид, M. tasadyriса (Nal.), описан Д.В. Наливкиным (1937 г.) из верхней части мейстеровских слоев Центрального Казахстана - из так называемых тасадырских окремнелых известняков. M. praelonga paelonga географически широко распространенная форма, упоминается из верхнефаменских или переходных от девона к карбону (этренских) отложений. В Рудном Алтае этот вид встречается в тарханской свите. В Казахстане он происходит из сульциферовых слоев, а в Англии этот вид впервые был описан из слоев Пильтон. Этот вид известен также из фаменского яруса Урала, Средней Азии и Сибири. Ринхонеллида Ripidiorhynchus griasica Nal. является руководящей формой для елецкого горизонта (нижний фамен) Русской платформы, но появляется в задонском горизонте.

Типичный Cyrtospirifer verneuili (Murch.) во Франции встречен в верхнефранских известняках Ферк. В Кузнецком бассейне этот вид характерен для нижнефаменских отложений. Это широко распространенная форма во всем верхнем девоне. Cyrtospirifer asiaticus Brice является одной из характерных руководящих форм для нижней части фаменского яруса многих регионов. В центральных областях Русской платформы этот вид встречается в задонском горизонте; в Казахстане он известен в верхней части мейстеровских слоев, в Афганистане – в нижнем фамене. Такой вид как Tenticospirifer tenticulum (Vern.) происходит из бурегских слоев (фран) района оз. Ильмень, хотя под этим названием описывались различные формы, и Г. Бернат (Віетаt, 1983) приводит его из фаменских отложений Свентокшишских гор в Польше, а С.С. Тиен (Tien, 1938) – из верхнего девона Южного Китая.

Таким образом, почти все виды брахиопод, встреченные в нораванкской свите Закавказья, указывают на ее нижнефаменский возраст.

В отложениях нораванкской свиты определены 10 видов конодонтов (опр. В.Г. Халымбаджи): Icriodus cornutus Sannem., I. alternatus (Br. et Mehl), I. subterminus Young., I. sp. (aff. I. subterminus Young.), Polygnathus aff. decorosus Stauffer, P. streeli Dressen et al., P. szulcewskii Matyia, P. guttulus Khalym et al., P. procerus Br. et Mehl, P. sp. (возможно, ювенильный экземпляр Р. procerus Br. et Mehl), а также ряд новых форм. Из этого списка типичный Р. decorosus Stauffer встречен в чраханинской свите франского яруса исследуемого района. Четыре вида проходят в вышезалегающие слои эртичской свиты и даже выше, а остальные характерны

только для нораванкской свиты. По мнению В.Г. Халымбаджи, все эти формы (за исключением Р. streeli Dressen et al.) чаще всего встречаются в нижней части фамена. Последний вид был первоначально описан из самой верхней части фаменского яруса, но не исключено его более широкое распространение. В.Г. Халымбаджа считал, что нораванкская свита, возможно, соответствует зоне triangularis и, скорее всего, ее верхней подзоне.

Из нораванкской свиты в Нахичеванской АР В.А. Аристов определил конодонты Polygnathus ex gr. politus Ovnat., P. normalis Mill. et Young., P. brevilaminus Br. et Mehl, Icriodus expansus Br. et Mehl, Palmatolepis triangularis Sannem. и другие. По заключению В.А. Аристова, этот комплекс относится к конодонтовой зоне triangularis. В отложениях нораванкской свиты по нашим материалам Н.Б. Гибшман определила фораминиферы Nanicella tchernyshevae Lip., N. bella Byk., N. eugeni Byk., N. evoluta Reitl., N. cf. ovata Reitl. и водоросли Girvanella aff. ducii Weth., G. sp., Umbella pughatchovensis Byk., U. orbicularis Berchenko. Из водорослей, кроме U. orbicularis Berchenko, все остальные формы проходят в более молодые толщи фаменского яруса.

Данные по фораминиферам и водорослям не подтверждают отнесение нораванкской свиты к нижнему фамену. По заключению Н.Б. Гибшман, все вышеприведенные формы фораминифер и водорослей характерны для верхнего франа. Они описаны, указывает она, из верхнего франа Русской платформы, Урала и Северо-Восточного Салаира. Причина расхождения с данными по брахиоподам и конодонтам неясна.

Рассматриваемая свита соответствует задонскому горизонту Русской платформы, нижней части ижемской свиты Южного Тимана, ионишской свите Литвы, макаровскому горизонту западного склона Урала, мейстеровским слоям Северо-Восточного Казахстана, коголысайскому горизонту Срединного Тянь-Шаня.

В Бельгии нораванкской свите, возможно, отвечает нижняя часть слоев Сензейль (Fa1a). В Рейнской области с ней можно сопоставить нижнюю часть свиты Нехден, а в Афганистане – нижнюю часть так называемой 9-ой зоны с Cyrtospirifer asiaticus (Brice, 1970).

Эртичская свита (Аракелян, 1964) принимается в объеме зоны Cyrtiopsis orbelianus-Cyrtiopsis davidsoni famenniana. Стратотип свиты находится в бассейне р. Восточный Арпачай, вдоль ее левого берега у развалин села Эртич (рис. 2). Нижняя граница устанавливается по появлению в разрезе видов-индексов зоны и сопутствующих видов брахиопод Ptychomalotoechia omaliusi (Goss.), Centrorhynchus baitalensis Reed и др. Отложения эртичской свиты обнажаются в бассейне р. Восточный Арпачай – в Эртичском (стратотип) и Яйд-

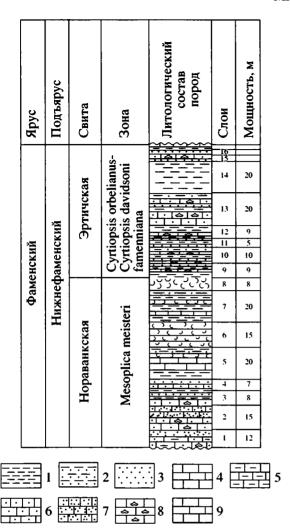


Рис. 2. Разрез нижнефаменских отложений в районе бывшего села Эртич на левом берегу р. Восточный Арпачай.

1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – пески; 4 – известняки; 5–8 – известняки: 5 – глинистые, 6 – песчанистые, 7 – детритовые, 8 – органогенные, главным образом, брахиоподовые; 9 – кварциты.

жинском (парастратотип) разрезах. В средней части ущелья Шамамидзор под кадрлинской свитой среднего фамена имеется комплекс пород мощностью 78 м, условно относимый нами к эртичской свите по стратиграфическому положению.

Отложения эртичской свиты представлены известняками, кварцитами и черными, буровато-черными глинистыми сланцами. Мощность свиты в стратотипе составляет 82.5 м, а наибольшую мощность она имеет в Яйджинском разрезе (256 м).

Известняки, особенно их отдельные песчанистые разности, содержат весьма богатую фауну, преобладающим компонентом которой являются брахиоподы. В свите отмечаются несколько пластов и пропластков, целиком состоящих из скеле-

тов известковых водорослей. В отложениях эртичской свиты установлены 57 форм брахиопод, из которых наиболее характерными являются Schuchertella chemungensis Conrad, Productella lachrymosa Hall, P. pamirica Reed, P. baitalensis Reed, Mesoplica tasadyrica (Nal.), M. kayseri Khalfin, Praewaagenoconcha speciosa (Hall), Ripidiorhynchus (?) ex gr. kotalensis Brice, Ptychomalotoechia omaliusi (Goss.), P. depradi (Mansuy), P. charakensis Brice, Centrorhynchus baitalensis (Reed), Eoparophorhynchus triaqualis (Goss.), Paryphorhynchus cf. fatima Nal., "Camarotoechia" ex gr. sobrina Stainb., Cyrtospirifer verneuili yunnanensis (Mansuy), C. verneuili syringothyriformis Paeck., C. whitneyi (Hall), C. pellizoriformis (Grabau), C. subextensis (Martelli), C. tschernyschewi Khalfin, Cyrtopsis orbelianus (Abich), C. davidsoni famenniana Paeck., C. intermedia Grabau, Athyris gurdoni (Reed), Cleiothyridina reticulata Stainb. и др.

Подавляющее большинство этих видов брахиопод известно из фамена Евразии и Северной Америки, причем, главным образом, они распространены в нижнем фамене, и этот брахиоподовый комплекс определяет нижнефаменский возраст эртичской свиты. Например, Schuchertella chemungenisis Conrad в Северной Америке происходит из слоев Чемунг верхнего девона. В Казахстане этот вид распространен в мейстеровских слоях нижнего фамена. Productella lachrymosa Hall является руководящей формой задонского горизонта Русской платформы, а его типичные представители происходят из слоев Чемунг Северной Америки. Из этих же слоев описаны и другие подвиды этого вида - P. lchrymosa stigmata Hall и P. lachrymosa lima Conrad., а также P. rarispira Hall. Вид Praewaagenoconcha speciosa (Hall) также известен из слоев Чемунг и мейстеровских слоев Казахстана. Ринхонеллида Ptychomalotoechia omaliusi (Goss.) встречается в фаменских отложениях Западной Европы (слои Сензейль Бельгии), Средней Азии и Казахстана. Ptychomalotoechia depardi (Mansuy) встречается в фаменских отложениях Каратау, в Средней Азии, в верхнем девоне Юго-Восточной Азии, тогда как Р. charakensis Вгісе присутствует в Афганистане во всем фамене. Вместе с тем, Centrorhynchus letiensis (Goss.) характерен для верхнефаменских, в том числе и этренских слоев Франко-Бельгийского бассейна. Еорагаphorhynchus triaqualis (Goss.) встречается в фаменском ярусе Западной Европы, Урала, Средней Азии и Казахстана. Paraphorhynchus fatima Nal. происходит из мейстеровских слоев Казахстана. Другие виды, в частности Cyrtospirifer asiaticus Brice, C. wesgansis Zeiba, C. tschernyschewi Khalfin, Cyrtopsis orbelianus (Abich), C. davidsoni famenniana Paeck., являются характерными для нижнего фамена многих регионов Европы и Азии.

Из отложений эртичской свиты по нашим материалам В.Г. Халымбаджой определены конодонты Icriodus cornutus Sannem., I. alternatus (Br. et

Mehl), Polygnathus streeli Dreesen et al., Pelekysgnathus peejayi Druce, Spathognathodus disparilis (Br. et Mehl), Palmatolepis subperlobata Sannem. Из них Icriodus comutus и I. alternatus распространены в нижнем фамене и не поднимаются выше верхней подзоны marginifera. Вместе с тем. Pelekysgnathus peejayi Druce встречается в верхнем фамене, a Polygnathus streeli Dreesen et al. описан из самых верхов фаменского яруса. Как видно, этот комплекс конодонтов имеет несколько более молодой облик, чем норванкский, но, по заключению В.Г. Халымбаджи, отнести его к какой-либо стандартной зоне невозможно. Однако чуть выше кровли эртичской свиты в разрезе Яйджи (сл. 39) встречен Pelekysgnathus aff. nodosus Thomas, pacпространенный в нижней части верхнего фамена при двучленном делении последнего. Это дает основание считать, что комплекс конодонтов эртичской свиты не моложе нижнего фамена и возраст последней может быть установлен как верхняя часть нижнего фамена.

Из этого интервала разреза В.А. Аристовым ранее были определены конодонты (Аристов и др., 1979): Polygnathus normalis Mill. et Young., P. brevilaminus Br. et. Mehl, Icriodus expansus Br. et Mehl, I. rectus Young. et Petr., I. alternatus Br. et Mehl. Этот исследователь считал, что данный комплекс соответствует зоне crepida.

В 1984 г. Н.С. Овнатанова и В.А. Аристов из эртичской свиты исследуемого района привели еще более богатый и разнообразный комплекс конодонтов: Palmatolepis triangularis Sannem., P. delicatula Br. et Mehl., P. minuta Br. et Mehl, P. subperelobata Br. et Mehl, Ancyrognathus sinelaminus (Br. et Mehl), Nothognathella typicalis Br. et Mehl, Icriodus iowaensis Young. et Pet., I. cornutus Sannem., I. rectus Young. et Pet., I. expansus Br. et Mehl, I. alternatus Br. et Mehl. Присутствие в комплексе Palmatolepis triangularis Sannem. в ассоциации с Р. delicatula Br. et Mehl, P. subperlobata Br. et Mehl, P. minuta Br. et Mehl и Ancyrognathus sinelaminus (Br. et Mehl) свидетельствует о возможности корреляции эртичской свиты с самой верхней частью зоны triangularis или с зоной crepida. В отложениях эртичской свиты обнаружены также известковые водоросли Umbella pughatschovensis Byk. и двустворчатые моллюски Leptodesma pamiricus Reed.

Эртичскую свиту можно коррелировать с елецким горизонтом (видимо, включая самые верхние слои задонского горизонта) Русской платформы, с верхней частью мейстеровских слоев Северо-Восточного Казахстана и макаровского горизонта Урала. Подтверждением такой корреляции могут служить брахиоподы Schuchertella chemungensis Conrad, Prarewaagenoconcha speciosa (Hall), P. oreliana (Moeller), Ptychomalotoechia omaliusi (Goss.), Paryphorhynchus fatima Nal., Cyrtospirifer asiaticus Brice, C. wesgensis Zeiba.

Во Франко-Бельгийском бассейне эртичской свите, по-видимому, соответствует верхняя часть слоев Сензейль (Fala) и слоя Мариембург (Falb) с характерными Phychomalotoechia omaliusi (Goss.). В Рейнской области, возможно, рассматриваемому интервалу разреза фамена Закавказья соответствует средняя (большая по мощности) часть свиты Нехден. В Афганистане этому интервалу, по-видимому, одновозрастна верхняя часть так называемой 9-ой зоны с Cyrtospirifer asiaticus Brice и C. quadratus Nal.

СРЕДНЕФАМЕНСКИЙ ПОДЪЯРУС

Кадрлинская свита (Аракелян, 1964) принимается в объеме зоны Dmitria seminoi по схеме М.С. Абрамян (1957). Стратотип свиты обнажается в районе сел. Кадрли в пределах Кадрлинской антиклинали в ущелье Шамамидзор (рис. 3). Нижняя граница устанавливается, прежде всего, по появлению в разрезе вида-индекса зоны Dmitria seminoi (Viq.).

Отложения кадрлинской свиты имеют наибольшее развитие на территории Армении – в ущелье Шамамидзор (стратотип), в пределах Амагу-Гнишкской антиклинали в ущелье р. Чрахана (левый приток р. Гнишк), к юго-западу от сел. Гнишк, в пределах Хорвирапской антиклинали, расположенной в Вединском районе, на берегу р. Аракс у сел. Шихлар, а также на одном из изолированных холмов на территории Нахичеванской АР в окрестностях сел. Нижний Яйджи (парастратотип) и на большой площади между р. Багарсых-Дереси на востоке и р. Джаанам-Дереси на западе, в полосе, ближе к водораздельной части хребта Багарсых.

Свита представлена перемежающимися пачками известняков, кварцитов, аргиллитов и песчаников. Преобладающими породами являются кварциты и аргиллиты. Мощность свиты в стратотипическом разрезе Шамамидзор составляет 106 м, а в парастратотипическом Яйджинском разрезе — 105 м.

В свите встречены брахиоподы, конодонты, фораминиферы и кораллы. Из брахиопод в кадрлинской свите обнаружены 24 формы, в том числе Schizophoria ex gr. impressa (Hall), Schellwienella cf. percha Stainb., Productella cf. herminae Frech, Whidbornella caperatiformis (Abr.), Mesoplica aff. arctirostratum (Hall), M. simplicator (Whidborne), Ptychomalotoechia omaliusi (Goss.), Centrorhynchus letiensis (Goss.), Eoparophorhynchus triaqualis (Goss.), Cyrtospirifer sinensis mut. alfa (Grabau), C. pellizzorii (Grabau), Dmitria seminoi (Viq.), Eobrachythyris strunianus strunianus (Goss.) sensu Brice, 1970, Athyris pseudoglobularis (Reed), Cleiothyridina reticulata Stainb. и др.

О распространении многих из них выше уже было сказано. Из видов, которые появились в

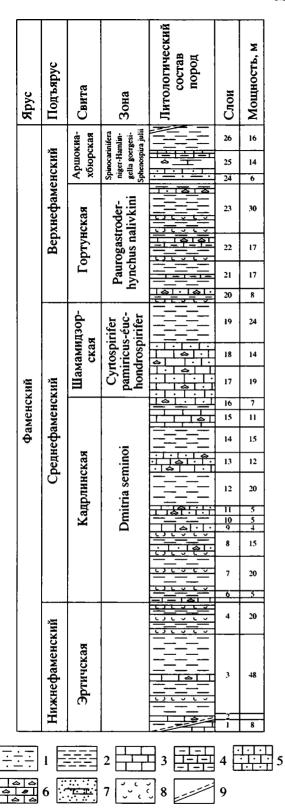


Рис. 3. Разрез фаменских отложений в ущелье Шамамидзор в пределах Кадрлинской антиклинали.

1 – алевролиты; 2 – аргиллиты; 3 – известняки; 4 – 6 – известняки; 4 – глинистые, 5 – песчанистые, 6 – органогенные, брахиоподовые и коралловые; 7 – песчаники известковистые; 8 – кварциты; 9 – тектонический контакт.

разрезе, начиная с кадрлинской свиты, Dmitria seminoi (Viq.) установлена в верхнем девоне Ирана. В Афганистане этот вид встречается в зонах "archiaci" и Ptychomalotoechia (?) turanica верхнего фамена при его двухчленном расчленении. Schizophoria impressa Hall в Северной Америке встречается в слоях Чемунг, а в Казахстане - в сульциферовых слоях. Schelwienella percha Stainb. в Северной Америке (шт. Нью-Мексико) описана из свиты Перча, в Афганистане – в верхнем фамене. Другой вид, Productella herminae Frech, распространен в верхнем девоне (нижнем фамене) Карнийских Альп, фране Польши, а на Русской платформе является одной из характерных форм елецкого горизонта. Вид Mesoplica simplicior (Whidborne) описан из слоев Пилтон Англии. В центральном Казахстане этот вид обычен в сульциферовых слоях, на Рудном Алтае - в тарханской свите. Еоbrachythyris strunianus установлен в верхнем фамене Рейнской области и в зоне Этрень Анти-Атласа (Марокко). В Афганистане этот вид происходит из верхнего фамена и зоны Этрень. Наконец, Cleiothyridina reticulata Stainb. впервые была описана в Северной Америке из свиты Перча. В Афганистане она была обнаружена в верхнем фамене в зоне Этрень.

Таким образом, многие виды брахиопод, встречающиеся в кадрлинской свите, появляются еще в нижнем фамене, тогда как значительное число форм характерно для верхнего фамена различных районов мира. Следовательно, присутствие совместно многих нижнефаменских элементов и видов, характерных для более молодой части фамена, дает основание отнести кадрлинскую свиту к нижней части среднего фамена при трехчленном делении этого яруса.

По нашим материалам, в кадрлинской свите установлены конодонты Pelekysgnathus aff. по-dosus Thomas (определение В.Г. Халымбаджи), распространенные в нижней части верхнего фамена. По данным В.А. Аристова (1979), конодонты в квадрлинской свите немногочисленны, но встречаются как в карбонатном, так и терригенном типах разреза. Среди них определены Polygnathus semicostatus Br. et Mehl, P. communus comminis Br. et Mehl, Icriodus cornutus Sannem., спатогнатиды и простые конусовидные формы.

H.C. Овнатанова и В.А. Аристов (1984) приводят из кадрлинской свиты следующие конодонты: Polygnathus semicostatus Br. et Mehl, P. ex gr. communis Br. et Mehl, Icriodus cornutus Sannem., Spathognathodus crassidentatus (Br. et Mehl). По их мнению, начало зоны seminoi совпадает с появлением Р. semicostatus. Известно, что этот вид характерен для мелководных отложений фамена — от средней части конодонтовой зоны сгеріда до зоны styriacus включительно. Прямая корреляция комплекса конодонтов зоны seminoi со стандарт-

ной шкалой невозможна, однако по положению в разрезе этот комплекс может отвечать зонам rhomboidea и marginifera (Овнатанова, Аристов, 1984).

В кадрлинской свите обнаружены ругозы Нехадопагіа hexagona (Goldf.) (опр. Н.Я. Спасского), характерные для франского яруса, а также водоросли Girvanella aff. ducii Weth., Umbella sp. (определение Н.Б. Гибшман). Н.Б. Гибшман указывает, что G. ducii характерен для верхнего франа.

В кадрлинской свите были встречены остракоды. Они представлены видами родов Zaninaella, Selebratina и представителями семейства Quasillitidae; особенно разнообразны и многочисленны виды рода Cavellina. По мнению В.А. Чижовой (Аристов и др., 1979), ассоциация остракод позволяет сопоставлять кадрлинскую свиту с нижней частью данково-лебедянских слоев Русской платформы.

Учитывая весь комплекс фауны, встреченный в отложениях кадрлинской свиты, по-видимому, ее можно коррелировать с самой нижней частью сульциферовых слоев Казахстана, с лебедянским горизонтом, и, возможно, нижней частью данковского горизонта (мценские слои) Русской платформы. На Южном Урале аналогом кадрлинской свиты, возможно, является нижняя часть мурзакаевского горизонта, которая также отвечает конодонтовым зонам rhomboidea и marginifera. Во Франко-Бельгийском бассейне, возможно, рассматриваемой свите соответствуют слои Эснье (Falc), слои Суверен-Пре (Fa2a) с Centrorchynchus letiensis (Goss.) и др., которые также отвечают конодонтовым зонам rhomboidea и marginifera. В Германии кадрлинской свите Закавказья адекватны верхняя часть свиты Нехден (Fa1c-Fa2a) и низы свиты Хемберг (Fa2b). В Афганистане с рассматриваемой свитой синхронна так называемая 10-я зона с Dmitria seminoi.

Шамамидзорская свита (Аракелян, 1964) принимается в объеме зоны Cyrtospirifer pamiricus-Euchondrospirifer ghorensis. Стратотип расположен в ущелье Шамамидзор, в пределах Кадрлинской антиклинали (рис. 3). Нижняя граница устанавливается по появлению в разрезе видов-индексов данной зоны и многих других характерных видов (представителей родов Sentosia, Araratella, Syntectirostrum и др.). Породы шамамидзорской свиты распространены во всех структурах, где обнажаются подстилающие отложения кадрлинской свиты и залегают на них согласно. Кроме того, прекрасные обнажения шамамидзорской свиты имеются в районе села Данзик, недалеко от развалин села Мамадасан (разрез 49), в низовье Багарсых-Дереси, у кишлака Махмудкенд (разрез 13), а также небольшие выходы их имеются у юго-западного подножья г. Тежгар (разрез 54а).

Свита представлена известняками, аргиллитами, алевролитами и кварцитами, перемежающимися между собой. Известняки сильно песчанистые и они переполнены органическими остатками, главным образом, брахиоподами. Органические остатки содержатся и в токослоистых песчаниках. Глинистые сланцы черные, тонкослоистые, часто чередуются с песчанистыми известняками и токослоистыми алевролитами и песчаниками. Кварциты имеют небольшие мощности. Общая мощность свиты 33—60 м, с максимальными значениями в окрестностях села Нижний Яйджи, минимальными в ущелье Шамамидзор. В других изученных нами разрезах они обнажаются не полностью.

Отложения шамамидзорской свиты весьма богато охарактеризованы палеонтологически. В них встречены 49 видов и подвидов брахиопод. Из них наиболее характерными являются Aulacella cf. interlineata (Sow.), Schuchertella chemungensis Conrad. Schellwienella cf. percha Stainb., Productella herminae Frech, P. baitalensis Reed, Leioproductus ex gr. pamiricus Karapetov, Semiproductus cf. angustus (Hall), Planoproductus hillsboroensis (Kindle), Sentosia retiformis (Kr. et Karp.), Ptychomaletoechia omaliusi (Goss.), Centrorhynchus letiensis (Goss.), Eoparophorhynchus triaqualis (Goss.), Parophorhynchus zuleika Nal., Syntectirostrum delicatocostatum (Abr.), Araratella dichotomians dichotomians Abr., A. dichotomians assimulata Abr., "Camarotoechia" sobrina Stainb., "C." tenisica Martynova, Cyrtospirifer verneuili syringothyriformis Paeck., C. tarbagataicus (Vas.), C. chaui (Grabau), C. pamiricus Reed, Cyrtiopsis graciosus chakhaensis Brice, Euchondrospirifer ghorensis Brice, Athyris sulcifera Nal., A. sulcifera intermedia Nal., Cleiothyridina reticulata Stainb. и другие. Из тех видов, которые появились в разрезе, начиная с щамамидзорской свиты, Aulacella interlineata (Sow.) в Англии найдена в верхах девона, в слоях Пильтон. Она довольно часто встречается в фаменском ярусе Урала, Казахстана (мейстеровские и сульциферовые слои). На Памире встречена в пачке углистых сланцев верхней части верхнефамского подъяруса. Вид Semiproductus angustus (Hall) описан из слоев Чемунг Северной Америки. Его малочисленные раковины изредка встречаются в каракингирских слоях Центрального Казахстана; Leioproductus pamiricus Karapetov – в нижнем фамене Восточного Памира (в районе р. Тугурек-Баши). Planoproductus hillsbroensis (Kindle) в Северной Америке, в шт. Нью-Мексико, встречается в слоях Перча. Sentosia retiformis (Kr. et Karp.) происходит из кыновского горизонта Урала. "Camarotoechia" tenisica Mart. встречается в каракингирских слоях, и, возможно, в верхней части сульциферовых слоев Центрального Казахстана. Cyrtospitifer tarbagataicus (Vas.) распространен в фаменских отложениях Тарбагатая (Казахстан) (низы неодевона по Васильевскому). C. procumbens Sim. описан в Северном Казахстане

А.М. Симориным в этренских слоях. В Рудном Алтае этот вид встречается в тарханской свите. C. crassoplicatus cyrtinaeformis Brice происходит из верхнего фамена и этрена Центрального Афганистана. С. pamiricus Reed происходит из фаменского яруса района Ак-Байтала на Памире. Euchondrospirifer ghorensis Brice встречается в верхнем фамене Центрального Афганистана при двухчленном расчленении этого яруса. На этом же стратиграфическом уровне в Афганистане встречается Athyris intermedius Nal., который и в Казахстане вместе с A. sulcifera является широко распространенным и характерным видом для сульциферовых слоев. Таким образом, подавляющее большинство видов брахиоподового комплекса твердо указывает на верхнефаменский возраст шамамидзорской свиты при двухчленном расчленении этого яруса.

Из конодонтов в рассматриваемой свите установлены всего семь видов (определения В.Г. Халымбаджи): Icriodus cornutus Sannem, Polygnathus streeli Dressen et al., P. communis communis Br. et Mehl, P. communis collinsoni Druce, Pelekysgnathus inclinatus Thomas, P. sp., Spathognathodus acidentatus (E.R. Brans). Из них четыре вида и подвида появились в разрезе впервые именно в рассматриваемой свите. P. communis collinsoni распространен от зоны styriacus до зоны costatus. Pelekysgnathus inclinatus распространен от зоны velifer до нижней подзоны зоны costatus. Spathognathodus acidentatus известен из верхнего фамена (естественно, при двухчленном расчленении фаменского яруса) в пределах зон velifer-costatus. В комплексе присутствуют виды, обычно не поднимающиеся выше зоны velifer, и виды, появляющиеся с низов зоны styriacus. Это дает основание В.Г. Халымбадже отнести рассматриваемый комплекс конодонтов к зонам velifer-styriacus.

Н.С. Овнатанова и В.А. Аристов по поводу конодонтового комплекса шамамидзорской свиты приводят следующие данные: "известняки брахиоподовой зоны Euchondrospirifer ghorensis (шамамидзорская свита) характеризуются обилием конодонтов. В состав комплекса входят Scaphignathus velifer Helms, Plygnathus diversus Helms, P. nodoundatus Helms. Здесь появляются и прослеживаются выше по разрезу Pelekysgnathus nodosus (Thomas), Spathognathodus varians Br. et Mehl. Транзитными являются Spathognathodus semicostatus Br. et Mehl, P. ex gr. communis Br. et Mehl, Icridus cornutus Sannem. Присутствие в приведенном комплексе Scaphignathus velifer Helms позволяет сопоставить отложения зоны ghorensis (шамамидзорская свита) с зоной velifer, т.е. верхнефаменский возраст свиты не вызывает сомнений." (Овнатанова, Аристов, 1984, с. 66). От себя добавим, что когда вышеуказанные авторы утверждают, что верхнефаменский возраст шамамидзорской свиты не вызывает сомнений, то имеется в виду двухчленное деление этого яруса. Однако в настоящее время после совместного пленума комиссий девона и карбона МСК СССР в Минске (1986 г.) принимается деление фамена на три подъяруса.

В шамамидзорской свите В.А. Чижовой (Аристов и др., 1979) обнаружены многочисленные остракоды, хотя не все они определены до вида: Selebratina ex gr. rjauzakensis Tschig., Kozlowskiella (Ilativella) sp., Shemonaella sp., Cavellina, Armenella, Akidellina (?), Beyrichiacea. По ее утверждению, эта ассоциация позволяет сопоставить рассматриваемую свиту с верхней частью фаменского яруса.

Шамамидзорская свита, относимая нами к верхам среднего фамена, видимо, соответствует средней части данковского горизонта (киселевско-никольские, орловско-сабуровские и, возможно, тургеневские слои) центральных областей Русской платформы и верхней, большей части мурзакаевского горизонта Урала. По-видимому, ее следует сопоставить со средней частью сульциферового горизонта северо-восточного Казахстана и его стратиграфическими аналогами. Подтверждением тому могут служить встреченные здесь, кроме видовиндексов, такие формы как Planoproductus hillsboroensis (Kindle), "Camarotoechia" tenisica Mart., Planatoavetirostrum planovatus Nal., Cyrtospirifer procumbens Sim. и др.

Во Франко-Бельгийском бассейне с шамамидзорской свитой, судя в основном по конодонтовому комплексу, следует сопоставить слои Монфор (Monfort) (Fa2b) и низы слоев Эвье (Evieux) (Fa2c), соответствующие по конодонтовой шкале зоне Scaphignathus velifer. В Германии с шамамидзорской свитой, видимо, синхронны верхи свиты Хемберг (Fa2b). В Афганистане шамамидзорской свите отвечают отложения так называемой 11-й зоны с Araratella, Euchondrospirifer, Dichospirifer и др., в том числе на основе присутствия видов-индексов. Отложения шамамидзорской свиты согласно перекрываются гортунской свитой.

ВЕРХНЕФАМЕНСКИЙ ПОДЪЯРУС

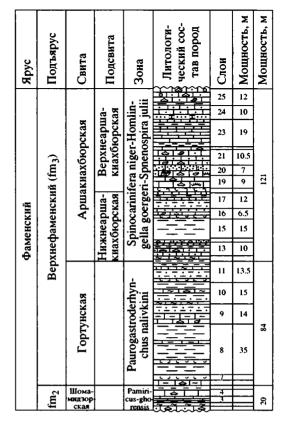
Гортунская свита (Аракелян, 1964) принимается в объеме зоны Paurogastroderhynchus nalivkini, установленной М.С. Абрамян (1957). Стратотип свиты обнажается в ущелье реки Арацо, к югу от сел. Гортун, в пределах Чанахчинской антиклинали. Нижняя граница определяется по появлению в разрезе вида-индекса зоны и резкого сокращения фаунистического комплекса, и изменению литологического состава.

Отложения гортунской свиты, кроме стратотипического разреза, распространены в южной части бассейна реки Восточный Арпачай: в районе села Нижний Яйджи, у северного подножья горы Геранкаласы (парастратотип), на восточной, северо-восточной гряде с вершиной г. Мюнх-Бала оглы, в низовые Багарсых-Дереси, к югу от г. Кабахдаг, у западного и юго-западного подножья г. Тежгар (рис. 4), на отрогах г. Бирали-Кузей и в ущелье Шамамидзор.

Эта свита сложена терригенными породами (пестроцветными, глинистыми, сланцами и алевролитами) с прослоями и пачками ожелезненных, слюдистых, часто плитчатых известняков, обычно буровато-серого, буроватого цвета. В толще встречаются также пласты тонко-, иногда среднеслоистых кварцитов с поверхностью буроватого цвета. Аргиллиты некарбонатные. Наилучшее обнажение гортунской свиты имеется в Яйджинском разрезе (парастратотип). Мощность свиты колеблется от 28 м в стратотипе и увеличивается до 112 м в Яйджинском разрезе.

Известняки гортунской свиты нередко содержат многочисленные раковины брахиопод, главным образом, изолированные створки Paurogastroderhynchus nalivkini (Abr.). В целом комплекс брахиопод беден в отношении количества видов. В свите встречены Whidbornella caperatiformis (Abr.), Planoproductus hillsboroensis (Kindle), Bagrasia chonetiformis (Kr. et Karp.), Buxtonia scabricula (Martin), Ptychomaletoechia omaliusi (Goss.), P. ex gr. turanica (Rom.), P. cf. gonthieri (Goss.), Centrorhynchus letiensis (Goss.), Syntectirostus cf. delicatocostatum (Abr.), Araratella dichotomians dichotomians Abr., Pugnas pugnus (Martin), "Camarotoechia" sobrina Stainb., Cyrtospirifer procumbens Simorin, C. latus Abr., C. kindlei Stainb., C. insulsifer lectus Martynova, C. krestovnikovi Nal., Spirifer pseudosuavis Kr. et Karp., S. (?) cf. distans (Sow.), Athyris sulcifera sulcifera Nal., Actinoconchus aff. struniensis (Dehee), Cleiothyridina cf. reticulata Stainb. и др. Из них 12 видов появились впервые в гортунской свите.

Из этих видов Bagrasia chonetiformis (Kr. et Кагр.) распространена в верхах верхнего фамена и в этренских слоях Южного и Северного Урала; B. scabricula (Martin) встречается в верхах девона и низах карбона в Англии, Арденнах и в ряде регионов Азии, в том числе в Афганистане. В отложениях гортунской свиты и в низах аршакиахбюрской свиты встречаются Cyrtospirifer latus Abr. и C. kindlei Stainb.; последний вид установлен в отложениях свиты Перча Северной Америки. C. insulcifer lectus Mart. происходит из верхней части сульциферовых слоев Центрального Казахстана. Виды С. krestovnikovi Nal., Spirifer distans Sow. и S. pseudosuavis Kr. et Karp. известны из этренских ракушняков Урала. Athyris squamigra Kon. и Actinoconchus struniensis (Dehee) происходят из зоны Этрень Франко-Бельгийского бассейна. Таким образом, в отложениях гортунской свиты продолжают существовать многие виды, появившиеся в разрезе еще в среднем фамене. В то же время, вновь появившиеся в рассматриваемой



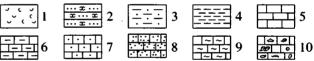


Рис. 4. Разрез верхнефаменских отложений на западном склоне г. Тежгар.

1 – кварциты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – известняки; 6–10 – известняки: 6 – глинистые, 7 – песчанистые, 8 – детритовые, 9 – кремнистые, 10 – органогенные.

свите виды в основном являются характерными для переходных слоев от девона к карбону. В свите обнаружены двустворки Parallelodon cf. subcarinatus (Dehee) и Aviculopecten sp. (опр. В.Ф. Куликовой).

В.А. Аристов (Аристов и др., 1979; Гречишникова и др., 1982) приводит отсюда следующие конодонты: Acodina curvata Stauff., Spathognathodus crassidentatus (Br. et Mehl), Polygnathodus semicostatus Br. et Mehl, P. communis communis Br. et Mehl, Pelekysgnathus nodosus Thomas, Icriodus cornutus Sannem., Bisphathodus stabilis Br. et Mehl, Angulodus walrathi (Hibb.), A. demissus Huddle и др. Отсутствие зональных видов в отложениях гортунской свиты, по указанию В.А. Аристова, не позволяет найти ее эквивалент в стандартной шкале. Однако залегание этой свиты непосредственно на от-

2002

ложениях со Scaphignathus velifer говорит о возможности сопоставления с зоной styriacus.

Здесь обнаружено множество остракод, которые хотя не определены до вида, все же, по мнению В.А. Чижовой, близки к ассоциации зоны Carborimitia turgenevi—Tchizhovaella primula—Marternella hemisphaerica, которая соответствует верхней части зоны Clymenia и зоне Woklumeria и Fa2c—Fa2d Франко-Бельгийского бассейна.

Гортунскую свиту, относимую нами к низам верхнего фамена при его трехчленном расчленении, возможно, следует сопоставить с верхами данковского горизонта, т.е. кудеяровскими слоями Русской платформы, верхнезеленецким горизонтом Тимано-Печорской провинции, усть-карагандинскими слоями и нижней частью симоринского горизонта Казахстана, кушелгинским горизонтом Урала и их аналогами в других регионах.

Во Франко-Бельгийском бассейне гортунская свита, по-видимому, может отвечать аммоноидным зонам Gonioclymenia speciosa, Kalloclymenia subarmata и Woklumeria sphaeroides или верхняя часть слоев Эвье (Fa2c) и слои Комблайн-Пон (Fa2d), по крайней мере нижняя половина этого подразделения. В Эйфельских горах с гортунской свитой синхронны свита Дасберг (Fa2c) и нижняя часть так называемых слоев Воклюм (Fa2d). В Афганистане гортунской свите соответствует так называемая 12-я зона с Paurogastroderhynchus nalivkini (Abr.), Buxtonia scabricula (Sow.) и др. В Северной Америке гортунской свите отвечает свита Перча с Schellwienella percha Stainb., "Camarotoechia" sobrina Stainb., Cyrtospirifer kindlei Stainb. и др., по крайней мере, ее нижняя большая половина.

Аршакиахбюрская свита (Абрамян, 1964) принимается в объеме брахиоподовой зоны Spinocarinifera niger-Hamlingella goergesi-Sphenospira julii. Стратотип свиты расположен в ущелье реки Аршакиахбюр в пределах Кадрлинской антиклинали, на ее юго-западном крыле. Нижняя граница свиты довольно четкая, она соответствует началу трансгрессивного цикла осадконакопления и проводится по появлению песчано-глинистых, несколько комковатых, обычно красновато-бурого цвета известняков с обильными брахиоподами Spinocarinifera niger (Goss.), Mesoplica praelonga (Sow.), Sphenospira julii (Dehee) и другими характерными для этой свиты видами. Верхняя граница проводится в основании пачки аргиллитов с тонкими плитчатыми прослоями песчанистых и песчано-глинистых известняков геранкаласинской свиты с Rhipidomella micheilini (L'Ev.), Unispirifer группы U. tornacensis (Kon.), U. ussuensis Tolm., U. taidonensis Tolm., Camarotoechia panderi (Sem. et Moell.), Syringothyris cf. hannibalensis и др.

Отложения аршакиахбюрской свиты обнаружены в бассейне реки Восточный Арпачай, где они слагают северные склоны г. Геранкаласы,

восточный и северный склоны г. Мюнх-Бала-оглы; в бассейне р. Бираличай – на западном и южном склонах г. Тежгар (парастратотип) и на западном склоне г. Бирали-Кузей. Хорошие выходы этих отложений имеются в районе села Кадрли – в ущельях Шамамидзор и Аршакиахбюр и в районе Багарсых-Дереси – на западном склоне г. Кабахдаг, у ее подножья. Наилучшими по палеонтологической характеристике и хорошо изученными разрезами являются Тежгарский и Геранкаласинский.

Литологически свита представлена, в основном, перемежающимися пачками желтовато-серых, песчанистых известняков и черных глинистых сланцев, содержащих также пласты и пропластки песчаников и кварцитов. Известняки, а иногда и сильно известковистые песчаники переполнены органическими остатками, особенно раковинами брахиопод и скелетами ругоз. Мощность свиты – 60–100 м.

Наиболее богато представлены брахиоподы. Всего определены из этой свиты 93 вида и подвида. Из наиболее характерных отметим Aulacella interlineata (Sow.), Schuchertella planumba planumba (Weller), Mesoplica praelonga (Sow.), Sentosia retiformis (Kr. et Karp.), Hamlingella goorgesi Paeck., Spinocarinifera niger (Goss.), Paruphorhynchus striatocostatum (Meek et Worthen), Syntectirostrum delicatocostatum (Abr.), Araratella dichotomians dichotomians Abr., A. araratica araratica Abr., A. araratica schamamensis Abr., "Camarotoechia" tenisica Martynova, "C." panderi (Sem. et Moell.), "C." quadriplex (Tolm.), Cyrtospirifer latus Abr., C. kindlei Stainb., C. siganensis Kr. et Karp., Eobrachythyris strunianus (Goss.), Sphenospira julii (Dehee), Unispirifer ventricosus (Kon.), U. striatoconvolutus (Benson et Dun), Spirifer pseudosuavis Kr. et Karp., Torynifera cooperensis (Swall.), Cleiothyridina prouti (Swall.), C. tenuilineata (Rowley), Lamellosathyris lamellosus (Ev.), Retzia tykhtensis Besn. и др.

Брахиоподовый комплекс четко определяет этренский возраст аршакиахбюрской свиты. Он близок к комплексу верхней части слоев Комблен-о-Пон и Этрень (Th1a) и самых низов слоев Астье (Th1b) Франко-Бельгийского бассейна, относимых в настоящее время к струнийскому подъярусу фаменского яруса. О распространении многих видов этого комплекса, переходящих из подстилающих отложений, сказано выше. Что касается вновь появившихся в аршакиахбюрской свите многочисленных видов (всего 60), то почти все они в других регионах приурочены к отложениям зоны Этрень и ее аналогов. Совокупность всех данных показывает синхронность отложений аршакиахбюрской свиты с зоной Этрень Динантского бассейна.

Кораллы представлены, в основном, одиночными ругозами. Всего в аршакиахбюрской свите

обнаружены десять видов ругоз (опр. Н.Я. Спасского): Caninia cf. dorlodoti Salee, C. aff. juddi (Thomson), C. cf. coajuncta Gorsky, C. aff. comucopia Hich., Siphonophyllum ex gr. cylindrica Scouler, Siphonella sp., Michelinia tenuisepta (Phillips), Campophyllum sp., Bothrophyllum pater Jvnsky, Syshaelasma sp. В целом совместное нахождение этих видов характерно для турнейского яруса, заключает Н.Я. Спасский.

Комплекс конодонтов, определенный В.Г. Халымбаджой, включает следующие виды: Bispathodus aculeatus plumulus Rhodes et al., Polygnathus communis communis Br. et Mehl, Icriodus costatus (Thomas), Pelekysgnathus cf. inclinatus Thomas, Pseudopolygnathus nodomarginatus (E.R. Brans.), Spathognathodus acidentatus (Br. et Mehl), S. crassidentatus (Br. et Mehl). Этот комплекс В.Г. Халымбаджа считает принадлежащим к средней и верхней подзонам зоны costatus.

В.А. Аристов (Аристов и др., 1979; Овнатанова, Аристов, 1984), ранее изучавший конодонты из аршакиахбюрской свиты, считает, что комплекс конодонтов из этой свиты предположительно отвечает комплексу верхней части зоны соstatus. Он приводит отсюда много видов конодонтов (32).

Из отложений аршакиахбюрской свиты В.А. Чижовой (Аристов и др., 1979; Гречишникова и др., 1982) определены остракоды Armenites quaseitus Tschig., Favorites proprius Tschig., Quasiknoxiella reverenda Tschig., Knoxiella reducta Tschig., K. praeclara Tschig., Kloedenellina aff. indistincta Tschig., Cavellina aolida Tschig., C. munda Tschig., Shishaella ferax Tschig., Armenella intracta Tschig., Bairdia zaninae Posn., Acutiungulata sp., Coryellina dinga Tschig. и др.

Анализируя этот комплекс, В.А. Чижова (Гречишникова и др., 1982) пишет, что состав комплекса остракод рассматриваемой свиты позволяет условно отнести его к зоне Richterina latior—Maternella hemishaerica—Cryptophyllus sp.—Shishaella okeni, которая в свою очередь сопоставляется с чекмагушевскими слоями Русской платформы и Tn1a и, возможно, нижней частью Tn1b Франко-Бельгийского бассейна.

Фораминиферы, кальцисферы и водоросли аршакиахбюрской свиты изучались Н.Б. Гибшман. Отсюда ею определены фораминиферы Tuberetina maljavkini Mikh., Paracaligella antropovi Lip., Septatournayella (Eoseptatournayella) praesegmentata Bog. et Jut., Septaglomospiranella nana Reitl., Bisphaera malevkensis Bir., B. minuta Bir., B. comperra Reitl., Parathurammina cushmani Sal., P. suleimanovi Lip., Earlandia minima Bir., Vicinesphaera squalida Antr.; кальцисферы Calcisphaera plavskensis Reitl., C. transporanta Reitl., Polyderma chovanensis Reitl., Radiospaera basifica Reitl.; водоросли Girvanella maslovi Shuysky, Kamaena delicata Antr., Quasiumbella ex gr. globula Reitl., Lagenumbella lageniformis Reitl.

Эта ассоциация видов близка, по мнению Н.Б. Гибшман, к комплексу заволжского горизонта Русской платформы — слоям с частыми Quasiendothyra konensis и Q. kobeitusana, хотя представители рода Quasiendothyra в Закавказье не обнаружены.

Е.В. Чибриковой из аргиллитов аршакиахбюрской свиты были определены миоспоры зоны lepidophytus-explanatus, что также подтверждает этренский возраст этой свиты.

Трилобиты, встреченные в нижней части аршакиахбюрской свиты, представлены характерным этренским видом Phacops (Omegops) accipitrinus (Phill.). Это последний представитель девонского рода факопид, указывает Я.Н. Спасский, определивший наш материал по трилобитам.

После того, как на совместном пленуме Комиссии МСК по девонской и каменноугольной системам (Минск, 1986 г.) принято решение: аналоги зоны этрень перевести из основания карбона в верхи фаменского яруса, и на основании этого решения девонская комиссия МСК рекомендовала принять в бывшем СССР трехчленное расчленение фаменского яруса, аршакиахбюрская свита относится к верхней части верхнефаменского подъяруса.

аршакиахбюрской свитой, по-видимому, синхронны лытвинский горизонт Южного Урала, рудоносные слои лиманской свиты Днепровско-Донецкой впадины, нижняя и средняя подсвиты тарханской свиты Рудного Алтая, верхняя, большая часть симоринского горизонта Казахстана. На Русской платформе аршакиахбюрской свите отвечает заволжский горизонт. В Кузнецкой котловине с аршакиахбюрской свитой можно сравнить абышевский горизонт. Аршакиахбюрскую свиту можно сопоставить со слоями этрень (Tnla) и самыми низами слоев Астье (Tn1b) Франко-Бельгийского бассейна. В Германии рассматриваемой свите адекватна верхняя половина слоев Воклюм (Tn1a). Аршакиахбюрскую свиту можно сопоставить с отложениями уровня зоны Этрен в Иране и Афганистане; в Афганистане эти отложения входят в состав так называемой 12-й зоны. В Северной Америке с аршакиахбюрской свитой можно сопоставить верхнюю часть свиты Перча, шт. Нью-Мексико, а также нижние слои серии Киндерхук (слои Бушберг и Ганнибал) в бассейне р. Миссури.

На известняках аршакиахбюрской свиты согласно, с постепенным переходом, залегают отложения геранкаласинской свиты карбона, сложенные терригенно-карбонатными породами с богатой и разнообразной фауной, представленной типично турнейскими видами и родами без элементов девона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамян М.С. Брахиоподы верхнефаменских и этренских отложений юго-западной Армении. Ереван: Издво АН. Арм.ССР. 1957. 145 с.

Абрамян М.С. Карбон // Геология Армянской ССР. Т. 11. Стратиграфия. Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1964. С. 96–117.

Аракелян Р.А. Девон // Геология Армянской ССР. Т. 11. Стратиграфия. Ереван: Изд-во АН Арм.ССР. 1964. С. 46–96.

Аристов В.А., Гречишникова И.А., Чижова В.А., Феликс В.П. Расчленение и корреляция фаменских и нижнетурнейских отложений Закавказья. Нахичеванская АССР (по брахиоподам, конодонтам, остракодам) // Serv. Geol. de Belgique. Prof. Pap. 1979. № 161. P. 87–95.

Гречишникова И.А., Аристов В.А., Рейтлингер Е.А., Чижова В.А. Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Закавказья (опорные разрезы). Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. 38 с.

Гречишникова И.А., Аристов В.А., Рейтлингер Е.А., Чижова В.А. Опорный разрез пограничных отложений девона и карбона Закавказья (Нахичеванская АССР) // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и техника, 1988. С. 137–145.

Мамедов А.Б. Стратиграфия и фауна брахиопод данзикской свиты девона Нахичеванской АССР. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Баку: Ин-т нефти и химии им. М.М. Азизбекова, 1962. 16 с.

Мамедов А.Б. Зональное расчленение тернейского яруса нижнего карбона Нахичеванской АССР // Докл. АН А3.ССР. 1980. Т. 36. № 12. С. 53–57.

Мамедов А.Б. Стратиграфия и брахиоподы девона Нахичеванской Автономной Республики (Южное Закавказье). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Ин-т геологии АН Азербайджанской республики. 1992. 57 с.

Мамедов А.Б. Описание опорного разреза верхнего девона по профилю сел. Нижний Яйджи-г. Геранкаласы (разрез 94). Баку: ИГАНА, 1993. 27 с. Рукопись депонирована в ВИНИТИ от 20.04.94, № 966-В94.

Овнатанова Н.С., Аристов В.А. Биостратиграфия верхнедевонских отложений Закавказья по конодонтам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 61–68.

Ржонсницкая М.А. Девонские отложения Закавказья // Докл. АН СССР. 1948. Т. 59. № 8. С. 1477–1480.

Ржонсницкая М.А. Стратиграфия и брахиоподы девона окраин Кузнецкого бассейна. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1964, 48 с.

Ржонсницкая М.А., Чегодаев Л.Д., Мамедов А.Б. и др. Девон Кавказа: Экскурсия 097. 27-й Междунар. геол. конгр. Кавказ и Восточный Донбасс. Сводный путеводитель экскурсий. М.: Наука, 1984. С. 69–91.

Ржонсницкая М.А., Мамедов А.Б. Пограничные отложения девона и карбона Южного Закавказья // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и техника, 1988. С. 124–137.

Biernat G. Ramienionogi z utworow Famenu jablonnej, gory Swietokrzyskie // Biul. Inst. Geol. 1983. T. XIV. № 345. P. 135–153.

Brice D. Etude paleontologique et stratigraphique du Devonien de l'Afghanistan // Notes et Mém. Moyen-Orient. 1970. T. 11. P. 1-364.

Frech F., Arthaber H.B. Uber das Palaozoicum in Hocharmenien und Persien mit einem Anhang uber die Kreide von Sirab in Persien / Beitr. Paläont. Geol. Oster.-Ung. und Orients. 1900. Bd. 12. H. 4. S. 161–208.

Mamedov A.B., Rzhonsnitskaya M.A. Devonian of the South Transcaucasus (zonal subdivision, boundaries of series and stages, correlation) // Cour. Forsch-Inst. Senckenberg. 1985. № 75. P. 135–156.

Tien C. Devonian Brachiopoda of Hunan // Palaeontol. Sinica. New ser. 1938. № 4. 192 p.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 563.14:551.763.13(4)

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ РАДИОЛЯРИЙ АЛЬБА БОЛЬШОГО КАВКАЗА, ЕВРОПЫ И СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

© 2002 г. Л. И. Казинцова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского 199106 Санкт-Петербург, Средний просп. 74, Россия
Поступила в редакцию 26.07.99 г., получена после доработки 20.12.99 г.

Обобщены данные о радиоляриях альба Большого Кавказа, позволившие уточнить состав их комплексов: Spongostichomitra elatica (средний альб) и Dictyomitra disparlita—Crolanium triangulare (верхний альб). Произведено сопоставление этих комплексов с одновозрастными (или близкими) ассоциациями Крыма, Русской платформы, Польши, Словакии, Румынии, Югославии, Италии, Испании, Туниса. Сопоставление выявило многочисленные общие виды радиолярий. Полученные данные указывают на связь между бассейнами сравниваемых регионов и на возможность широких корреляций между Большим Кавказом, Крымом, Русской платформой и Средиземноморьем в позднеальбско-сеноманское время. Впервые радиолярии позднего альба Большого Кавказа сняты на сканирующем микроскопе.

Ключевые слова. Большой Кавказ, Европа, Средиземноморье, альб, сеноман, радиолярии, комплекс, ассоциация, сопоставление.

За последнее десятилетие российскими и зарубежными исследователями опубликован ряд работ, в которых приводятся данные о находках в разных регионах многочисленных видов радиолярий альба Большого Кавказа, описанных в свое время Х.Ш. Алиевым (1960–1976 гг.).

Кроме того, Л. О'Догерти (O'Dogherty, 1994) на материале прекрасной сохранности по Испании и Италии произведена ревизия обнаруженных кавказских видов и частично итальянских, известных по публикациям С. Сквинабола (S. Squinabol) и Д. Рюста (D. Rüst). В результате 29 видов Х.Ш. Алиева объединены Л.О'Догерти в 14 видов:

1. Cryptamphorella clivosa (Aliev) = Tricolocapsa clivosa Aliev. 2. Dictyomitra communis (Squin.) = D. orginala Aliev, D. ordinaria Aliev, D. margarita Aliev, D. mutabila Aliev, Lithocampe lipmanae Aliev. 3. Dictyomitra montisserei (Squin.) = D. ornata Aliev, Lithocampe chalilovi Aliev. 4. Thanarla brouweri (Tan) = Dictyomitra momentaria Aliev, Lithocampe strelkovi Aliev. 5. Stichomitra communis Squin. = Dictyomitra ferosia Aliev, D. konachkendensis Aliev, D. albiensis Aliev, D. tekschaensis Aliev, Cyrtocapsa ambifaria Aliev, Stichomitra hemisphaera Aliev, Lithocampe rotunda Aliev, Stichocapsa rusti Aliev. 6. Stichomitra simplex (Smirn. et Aliev) = Theocampe simplex Smirn. et Aliev. 7. Spongostichomitra elatica (Aliev) = Dictyomitra elatica Aliev. 8. Pseudodictyomitra paronai (Aliev) = Stichomitra paronai Aliev. 9. Ps. pseudomacrocephala (Squin.) = Dictyomitra sagitafera Aliev. 10. Xitus clava (Parona) = Dictyomitra clivosa Aliev. 11. Rhopalosyringium mosquense (Smirn. et Aliev) = Sethocyrtis mosquensis Smirn. et Aliev. 12. Trisyringium echitonicum (Aliev) = Tricolocapsa echitonica Aliev. 13. Obeliscoites perspicuus (Squin.) = Dictyomitra producta Aliev, Cyrtocapsa turritica Aliev. 14. Ob. giganteus (Aliev) = Cyrtocapsa gigantea Aliev.

С результатами ревизий мы согласны и уже в данной статье используем новые названия таксонов.

Первые сведения о радиоляриях из альбских отложений Большого Кавказа мы находим в работе Д.И. Джафарова и Д.А. Агаларовой (1949). Авторы, изучая микрофауну северо-восточного Азербайджана, отметили присутствие в кюлюлинской свите (верхний альб) радиолярий в нескольких местонахождениях. Их находки приурочены к районам Юго-Восточного Кавказа: гора Кызыл-Каядаг (сел. Зарат), окрестности сел. Советабад, гора Каменная (сел. Алтыагач), гора Дибрар и северный склон Большого Кавказа (сел. Акуши) (рис. 1).

Ч.А. Таиров (1959) при изучении фораминифер аптских и альбских отложений этих же районов северо-восточного Азербайджана указал на присутствие радиолярий в верхнеальбском интервале (кюлюлинский и ауцеллиновый горизонты). Он отмечает, что встреченные скелеты радиолярий – крупных, средних и мелких размеров, а по форме они сферические, дисковидные и башенковидные. Из них были определены Cenosphaera sp., Porodiscus sp., Spongodiscus sp. и Lithocampe sp.

Начиная с 1960 г. Х.Ш. Алиев публикует результаты исследования радиолярий из нижнемеловых отложений северо-восточного Азербайджана – Прикаспийский район (реки Атачай, Кеш-



Puc. 1. Схема расположения разрезов с радиоляриями альба на Большом Кавказе.

I — сев. окраина Подкумок, 2 — сел. Акуша, 3 — гора Келевудаг (сел. Конахкенд), 4 — гора Дибрар (южный склон), 5 — гора Кызыл-Коядаг (сел. Зарат), 6 — сел. Советабад, 7 — гора Каменная (сел. Алтыгач).

чай, Тегчай, горы Келевудаг и Дибрар). Им впервые монографически описаны радиолярии альба, из которых более 30 видов новые и несколько итальянских форм (Алиев, 1965, 1967, 1968, 1969, 1976), а также выделены две ассоциации радиолярий – средне- и верхнеальбская. Нижнеальбские отложения (нижняя часть алтыагачской свиты) содержат единичные тонкостенные скелеты радиолярий плохой сохранности, определенные только до рода: Cenosphaera, Cenodiscus, Euchitonia, Dictyomitra.

Среднеальбские радиолярии обнаружены в породах верхней части алтыагачской свиты (реки Атачай, Кешчай, Тегчай и сел. Конахкенд), представленной песчанистыми глинами красноватобурого, зеленовато-серого и серого цветов с прослоями различной плотности слоистых мелкозернистых песчаников и алевролитов серого цвета. Мощность свиты 90 м. Совместно с радиоляриями определены фораминиферы зоны Gavelinella biinvoluta (Азизбекова, Аббасов, 1990) и белемниты: Neohibolites minimus (List.), N. pinguis Stoll., N. attenuatus djimiensis Ak. Aliz., N. styloides Renng. (Меловая система..., 1988). Находки радиолярий немногочисленны, только здесь встречены Нехаstylus aculeatus Aliev, Acanthosphaera atatschaica Aliev и Spongostichomitra elatica (Aliev). Другие виды продолжают существование в вышележащем комплексе. Нами данная ассоциация радиолярий для удобного использования названа комплексом с Spongostichomitra elatica (первоначально Dictyomitra elatica) (Казинцова, 1990).

Верхний альб охватывает кюлюлинскую свиту и ауцеллиновый горизонт (сел. Акуши, Зарат, Конахкенд, Советабад и гора Дибрар). Кюлюлинская свита представлена чередованием мелкозернистых песчаников серого, местами светло-зеленовато-серого цветов и темно-серых слабокарбонатных глин (мощность 5–10 м). Ауцеллиновый горизонт состоит из флишевого чередования темно-серых карбонатных глин, аргиллитов и зеле-

новато-серых алевролитов с редкими прослоями белесоватых мергелей. Мощность в разрезе горы Келевудаг 30 м. Совместно с радиоляриями найдены фораминиферы зоны Hedbergella infracretaсеа (Азизбекова, Аббасов, 1990), белемниты: Neohibolites stylioides Renng., N. subtilis Krimh. и двустворчатые моллюски: Aucellina aptiensis (d'Orb.) Pomp., A. pavlovi Sok., A. nassibianzi Sok., A. gryphaeoides Sow., A. renngarteni Sok., A. pompeckyi Pavl., A. anthulai Pavl. (Меловая система..., 1988). Только здесь встречены радиолярии Тгіcolocapsa kelevudacika Aliev, Lithostrobus parvicus Aliev, Pseudodictyomitra paronai (Aliev), Crolanium triangulare (Aliev) и др. Этот комплекс радиолярий назван нами комплексом с Dictyomitra disparlita – Crolanium triangulare (Казинцова, 1990).

Х.Ш. Алиев отмечает, что часть видов верхнеальбского комплекса обнаружены в отложениях кемишдагской свиты сеномана (сел. Конахкенд и гора Дибрар), т.е. их распространение не ограничено только альбом. Свита представлена флишоидной толщей, состоящей из мелкозернистых песчаников серого цвета, известняков, листоватых мергелей и мягких карбонатных глин серого и иногда зеленовато-серого цветов. Мощность свиты в разрезе горы Келевудаг 50 м. Совместно с радиоляриями обнаружены фораминиферы Praeglobotruncana stephani (Gand.), Thalmanninella appenninica (Renz), Guembelitria cenomana (Kell.), Schackoina cenomanica (Schacko) и др.; белемниты Neohibolites ultimus d'Orb. (Алиев, 1965; Меловая система..., 1988). Две указанные выше ассоциации радиолярий альба представлены Х.Ш. Алиевым (1965-1976 годы) на многочисленных палеонтологических таблицах только в рисунках.

В нашем распоряжении находятся радиолярии из ауцеллинового горизонта разреза горы Келевудаг (у сел. Конахкенд), переданные Х.Ш. Алиевым Г.Э. Козловой, которая любезно предоставила их автору статьи. Все имеющиеся у нас экземпляры впервые сняты на сканирующем микроскопе (табл. I и II), многие из них пришлось переопределить, исходя из современной систематики.

Позднее радиолярии из этих же районов северо-восточного Азербайджана изучались А.Б. Аббасовым (1987). Им отмечено, что с позднего альба начинается расцвет радиолярий в этом регионе и что этому времени соответствует комплекс с Crolanium triangulare. В его составе определены Cenosphaera albiensis Aliev, Conosphaera haeckeli Aliev, Porodiscus kavilkinensis Aliev, Crolanium triangulare (Aliev), Cr. cuneatum (Smim. et Aliev), Obeliscoites perspicuus (Squin.), Xitus asymbatos (Foreman) и др. (Азизбекова, Аббасов, 1990).

По данным Ю.В. Агаркова и В.С. Вишневской (Агарков, Вишневская, 1990; Вишневская и др., 1990), альбские радиолярии встречаются не только в отложениях восточных отрогов, но и на

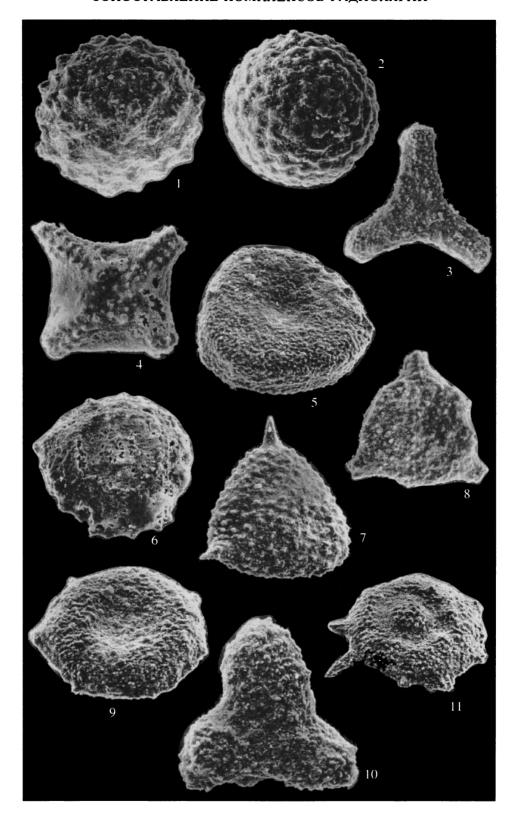


Таблица I. Комплекс с Dictyomitra disparlita—Crolanium triangulare (поздний альб, Большой Кавказ, сел. Конахкенд). 1 – Conosphaera haeckeli Aliev, ×215; 2 – Conosphaera sphaeroconus Rust, ×250; 3 – Pessagnobrachia fabiani (Squin.), ×130; 4 – Crucella aff. espartoensis Pess., ×440; 5 – Orbiculiforma sp., x 140; 6 – Phacodiscus sp.1 Aliev, ×185; 7 – Alievium murphyi Pess., ×185; 8 – Euchitonia sp.1 Aliev, ×220; 9 – Orbiculiforma multangula Pess., ×185; 10 – Patulibracchium ex gr. obesum Pess., ×215; 11 – Pseudoaulophacus lenticulatus (White), ×430.

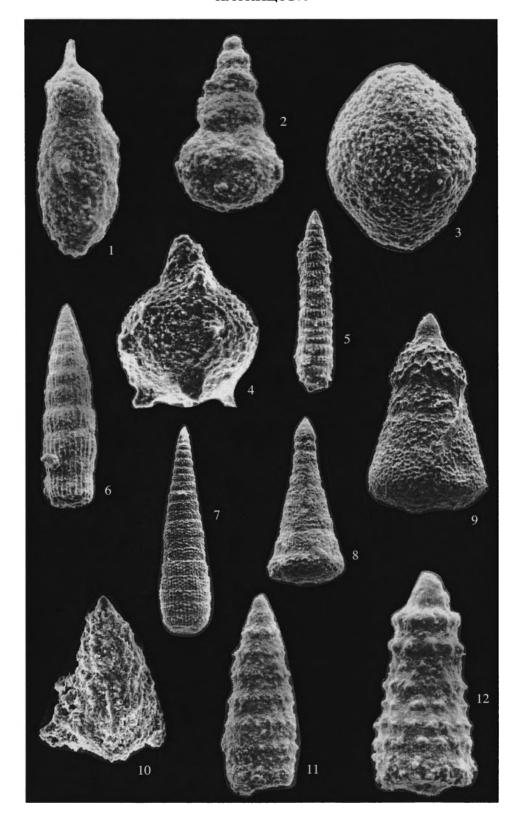


Таблица II. Комплекс с Dictyomitra disparlita—Crolanium triangulare (поздний альб, Большой Кавказ, сел. Конахкенд). 1 – Diacanthocapsa euganea Squin., ×250; 2 – Stichocapsa piriformis (Tan), ×250; 3 – Cenodiscus cenomanicus Aliev, ×215; 4 – Trisyringium echitonicum (Aliev), ×220; 5 – Pseudodictyomitra paronai (Aliev), ×90; 6 – Dictyomitra montisserei (Squin.), ×325; 7 – Obeliscoites perspicuus (Squin.), ×45; 8 – Obeliscoites giganteus (Aliev), ×215; 9 – Spongocapsula (?) zamoraensis (Pess.), ×215; 10 – Crolanium triangulare (Aliev), ×160; 11 – Xitus spicularius (Aliev), ×145; 12 – Xitus mclaughlini (Pess.), ×180.

Западном и Северном Кавказе. Так, единичные скелеты радиолярий альба ими отмыты из светлых известняков юго-восточного склона Боргустанского хребта (северная окраина Подкумок) – западные отроги Большого Кавказа. Здесь же в кремнистых известняках в небольшом количестве встречены позднеальбско-раннесеноманские радиолярии Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squin.), Stichomitra communis Squin., Xitus spicularius (Aliev). Авторы отмечают, что сохранность радиолярий плохая, комплексы малочисленны и значительно уступают комплексам с восточного склона.

Суммируя данные по составам комплексов среднего и верхнего альба Большого Кавказа, мы видим их различия и общность. В комплексе с Spongostichomitra elatica (средний альб) насчитывается 22 вида радиолярий, из них 9 принадлежат спумелляриям, а 13 – насселляриям. Радиолярии единичны, чаще плохой сохранности, большинство из них продолжает свое развитие в вышележащих комплексах. В комплексе с Dictyomitra disparlita-Crolanium triangulare (верхний альб) 45 видов радиолярий, из которых на спумеллярии приходится 16 видов, а на насселлярии 29 видов. Радиолярии комплекса хорошей сохранности и разнообразны. Некоторые виды наследуются из нижележащего комплекса, другие продолжают существовать в сеномане. Общими для среднего и верхнего альба являются 11 видов, для верхнего альба-сеномана 18 видов (таблица).

Кроме наличия общих видов, отложения верхнего альба и сеномана часто литологически сходны (флишевые, кремнистые толщи) и во многих регионах рассматриваются совместно. Исходя из этого, мы привлекаем для сравнения и сеноман. Прослеживая по литературным данным местонахождения радиолярий в отложениях альба и альба-сеномана в близлежащих регионах, мы находим общие виды с кавказскими комплексами в разных районах Европы (рис. 2).

Многочисленные кавказские виды обнаружены в позднеальбском комплексе с Orbiculiforma nevadaensis – Dictyomitra konachkendensis Крыма (юго-восточная окраина г. Симферополь), где радиолярии найдены совместно с фораминиферами. аммонитами и белемнитами (Горбачик, Казинцова, 1998). Общими являются Conosphaera sphaeroconus Rust, C. haeckeli Aliev, Porodiscus kavilkinensis Aliev, Cenodiscus cenomanicus Aliev, Orbiculiforma multangula Pess., Patulibracchium ex gr. obesum Pess., Diacanthocapsa euganea Squin., Tricolocapsa kelevudacika Aliev, Holocryptocanium barbui Dum., Rhopalosyringium mosquense (Smirn. et Aliev), Trisyringium echitonicum (Aliev), Theocampe cylindrica Smirn. et Aliev, Stichomitra communis Squin., Crolanium cuneatum (Smirn, et Aliev), Cr.triangulare (Aliev), Obeliscoites perspicuus (Squin.), Spongocapsula (?) zamoraensis (Pess.).

Также большое количество кавказских видов обнаружено в позднеальбском комплексе с Porodiscus kavilkinensis - Crolanium cuneatum, установленном на территории Русской платформы в отложениях парамоновской свиты, где присутствуют и фораминиферы (Алиев, Смирнова, 1969; Казинцова, Олферьев, 1997). Общими видами радиолярий являются: Cenosphaera adornata Aliev, C. orginala Aliev, Conosphaera haeckeli Aliev, Porodiscus kavilkinensis Aliev, P. inflatus Smirn. et Aliev, Orbiculiforma multangula Pess., Diacanthocapsa euganea Squin., Theocampe cylindrica Smirn. et Aliev, Rhopalosyringium mosquense (Smirn. et Aliev), Dictyomitra disparlita Aliev, D. montisserei (Squin.), Stichomitra communis Squin., S. simplex (Smirn. et Aliev), Crolanium cuneatum (Smirn. et Aliev), Cr. triangulare (Aliev).

На территории **Польши** (южнее г. Краков, у границы со Словакией) в меловых отложениях Пенинской клипповой зоны Карпат в нескольких местонахождениях обнаружены общие с кавказскими виды радиолярий. В разрезе Lipnik (около Bielsko-Biata) в отложениях нижнего альба совместно с фораминиферами (обр. L 50 и L 53 – нижняя часть слоя Lgota) обнаружены единичные радиолярии, среди которых вид Crolanium cuneatum (Smirn. et Aliev) (Gorka, Geroch, 1989).

В составе радиоляриевой ассоциации с Holocryptocanium barbui – H. geysersensis (альб – сеноман), установленной в разрезе Branisco совместно с фораминиферами, имеются общие с кавказскими комплексами виды: Holocryptocanium barbui Dum., Hemicryptocapsa praepolyhedra Dum., Stichomitra communis Squin., Xitus mclaughlini (Pess.), Spongocapsula (?) zamoraensis (Pess.) (Вак, 1995). В составе комплекса радиолярий с Obesacapsula somphedia в интервале верхнего альба – турона в мергелях разреза Niedzica совместно с фораминиферами установлены виды, общие с кавказскими комплексами: Holocryptocanium barbui Dum., Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squin.), Stichomitra communis Squin., Xitus mclaughlini (Pess.) (Bak, 1996).

В составе радиоляриевого комплекса с Асаепіоtyle umbilicata (верхний альб – нижний сеноман) в мергелях разреза Czorsztyn совместно с фораминиферами обнаружены общие с кавказскими комплексами виды: Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squin.), Spongocapsula (?) zamoraensis (Pess.), Stichomitra communis Squin., Holocryptocanium barbui Dum., Xitus mclaughlini (Pes.), (Bak, 1993).

На территории Словакии в буровой скв. Смоленске-17 (Венская впадина) в интервале 1399—1605 м встречены глинистые известняки, мергелистые сланцы и известняки альбского возраста с радиоляриями, остракодами и фораминиферами. Общими с кавказскими радиоляриями являются виды Holocryptocanium barbui Dum. и Xitus spicularius (Aliev) (Ozvoldova, 1990).

Распространение радиолярий в альбе-сеномане Большого Кавказа

Dura a martina remuit	Aı		
Виды радиолярий	средний	верхний	Сеноман
Hexastylus aculeatus Aliev			
Acanthosphaera atatschaica Aliev			
Spongostichomitra elatica (Aliev)			
Cenosphaera albiensis Aliev	·		
Porodiscus kavilkinensis Aliev			
P. inflatus Smirn. et Aliev	ļ		
Trisyringium echitonicum (Aliev)	}		
Rhopalosyringium mosquense (Smirn. et Aliev)			
Theocampe cylindrica Smirn. et Aliev			
Stichomitra simplex (Smirn. et Aliev)			
Dictyomitra disparlita Aliev		-	
D. polycamerata Aliev			
Obeliscoites giganteus (Aliev)			
Crolanium cuneatum (Smirn. et Aliev)			
Pessagnobrachia cf. fabiani (Squinabol)			
Alievium murphyi Pessagno		-	
Pseudoaulophacus lenticulatus (White)			
Orbiculiforma multangula Pessagno			
Patulibracchium ex gr. obesum Pessagno			
Crucella aff. espartoensis Pessagno			
Tricolocapsa kelevudacika Aliev			
Hemicryptocapsa cf. praepolyhedra Dumitrica			
Diacanthocapsa euganea Squinabol			
Lithostrobus parvicus Aliev			
Stichocapsa piriformis (Tan)			
Pseudodictyomitra paronai (Aliev)		 	
Xitus mclaugliti (Pessagno)		 	
Crolanium triangulare (Aliev)			
Amphipyndax alamedaensis (Campb. et Clark)		- -	
Spongocapsula (?) zamoraensis (Pessagno)			
Cenosphaera adornata Aliev		 	
Conosphaera sphaeroconus Rust			
Cenodiscus cenomanicus Aliev			
Holocryptocanium barbui Dumitrica			
Dictyomitra malleola Aliev			
D. costata Aliev			
D. communis (Squinabol)			
Sethocapsa arca (Foreman)			
Xitus spicularius (Aliev)			
X. asymbatos (Foreman)			
Cenosphaera orginala Aliev			
C. konachkendensis Aliev	ļ		
Conosphaera haeckeli Aliev			
Cenodiscaella nummulitica Aliev	ļ		
Dictyomitra montisserei (Squinabol)	ļ		L
Stichomitra communis Squinabol			_
Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squinabol)			
Obeliscoites perspicuus (Squinabol)	į.		
Composition perspicates (Oquinacot)		L	l

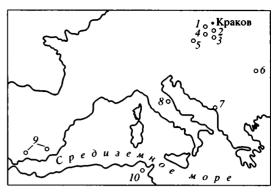
На территории Румынии в разрезе Podul Dimbovitei, обнажающемся вдоль шоссе Рукар-Бран, в мергелистом и аргиллитовом горизонтах сеномана обнаружены многочисленные радиолярии хорошей сохранности. Кроме радиолярий здесь определены фораминиферы и спикулы губок. Общими с кавказскими являются виды Holocryptocanium barbui Dum., Hemicryptocapsa prepolyhedra Dum., Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squin.), Xitus asymbatos (For.) (Dumitrica, 1975).

На территории **Югославии** (юг Черногории – у побережья в Монтенегро) в кремнистых породах зоны Budva (средний альб – низы сеномана) содержатся радиолярии хорошей сохранности. Общие с кавказскими комплексами виды: Holocryptocanium barbui Dum., Stichomitra communis Squin., Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squin.), Xitus mclaughlini (Pess.) (Gorican, 1987, 1994).

Следующими районами, в которых выявлены многочисленные виды радиолярий, общие с кавказскими комплексами, являются Испания и Италия. Радиолярии обнаружены совместно с фораминиферами и наннопланктоном (O'Dogherty, 1994). На территории Испании (юго-восточное побережье) местонахождения радиолярий позднего альба—низов сеномана приурочены к отложениям (белые мергели и мергелистые известняки) формации Сараз Вlancas во внешней зоне Бетских Кордильер (самая западная цепь Европейских Альп).

На территории Италии (район Адриатического мыса) радиолярии позднего альба - низов сеномана описаны из отложений (серовато-белый известняк) формации Scaglia Bianca в зоне Umbria-Marche (самая южная часть дуги Северных Аппенин). Л.О'Догерти (O'Dogherty, 1994) отмечает, что эти две формации эквивалентны. В указанных отложениях Испании и Италии очень многочисленны находки видов Х.Ш. Алиева. Здесь установлена общая радиоляриевая зона Spoletoensis (средний альб – нижний турон) с тремя подзонами Romanus, Missilis, Anisa. В интервале среднего альба - низов сеномана этой радиоляриевой зоны указаны следующие виды, общие с кавказскими комплексами: Pessagnobrachia fabiani (Squin.), Trisyringium echitonicum (Aliev), Rhopalosyringium mosquense (Smirn. et Aliev), Dictyomitra montisserei Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squin.), Ps. paronai (Aliev), Stichomitra communis Squin., St. simplex (Smirn. et Aliev), Xitus spicularius (Aliev), X. mclaughlini (Pess.), Spongostichomitra elatica (Aliev), Obeliscoites perspicuus (Squin.), Ob. giganteus (Aliev), Crolanium cuneatum (Smirn. et Aliev), Cr. triangulare (Aliev).

Кроме того, в распоряжении автора статьи имеются фотографии комплекса радиолярий, присланные А.Орминстоном (А. Orminston) еще в 1987 г. из отложений формации Fahdene (разрез Hammam Mellgue, обр. 12881) с территории Туни-



M-6 1:40600000

Рис. 2. Схема расположения разрезов в Западной Европе, в которых обнаружены общие с кавказскими виды радиолярий.

Польша, разрезы: I – Lipnik, 2 – Czorsztyn, 3 – Niedzica, 4 – Branisco; Словакия: 5 – скв. Смоленске-17; Румыния: 6 – разрез Podul Dimbovitei; Югославия: 7 – разрез Budva; Италия: 8 – формация Scaglia Bianca; Испания: 9 – формация Capas Blancas; Тунис: 10 – разрез Hammam Mellgue.

са. А.Орминстон отнес этот комплекс условно к зоне Obesacapsula somphedia Foreman позднеальбско – сеноманского возраста. Общими с кав-казскими комплексами оказались виды: Crucella espartoensis Pess., Holocryptocanium barbui Dum., Dictyomitra malleola Aliev, D. montisserei (Squin.), Xitus spicularius (Aliev), X. mclaughlini (Pess.), Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squin.), Stichomitra communis Squin., Obeliscoites giganteus (Aliev), Spogocapsula (?) zamoraensis (Pess.).

Итак, приведенное выше сопоставление выявило наличие многих видов радиолярий из альбских комплексов Большого Кавказа, насчитывающих 48 видов, в ассоциациях Крыма — 17 видов, Русской платформы — 15 видов, Средиземноморья — 19 видов, что, безусловно, указывает на широкие связи между бореальными и тетическими морями в позднеальбско-сеноманское время, а также на возможность проведения корреляции между этими регионами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аббасов А.Б. Комплексы радиолярий мела Юго-Востока Большого Кавказа // Радиолярии и биостратиграфия (Информационные материалы). Свердловск: УО АН СССР, 1987. С. 3–5.

Агарков Ю.В., Вишневская В.С. Позднеюрско-меловые радиолярии западного склона Большого Кавказа // Тез. докл. девятого Всесоюзн. семинара по радиоляриям. Уфа: Башкиргеология, 1990. С. 5–8.

Азизбекова А.Р., Аббасов А.Б. Популяции планктонных микроорганизмов на рубеже альба и сеномана на Юго-Восточном Кавказе // Проблемы современной микропалеонтологии. Тр. XXXIV сессии ВПО. Л.: Наука, 1990. С. 179–185.

Алиев Х.Ш. Радиолярии нижнемеловых отложений Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзербССР, 1965. 156 с.

Алиев Х.Ш. Новые виды радиолярий валанжинского и альбского ярусов Северо-Восточного Азербайджана // Меловые отложения Восточного Кавказа и прилегающих областей. М.: Наука, 1967. С. 23–30.

Алиев Х.Ш. Новые виды подсемейства Lithocampinae из альбских и сеноманских отложений Северо-Восточного Азербайджана // Изв. АН АзербССР. Сер. науки о Земле. 1968. № 2. С. 26–32.

Алиев Х.Ш. Характер распределения радиолярий в нижнемеловых отложениях Юго-Восточного Кавказа (Азербайджан) // Ископаемые и современные радиолярии. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1969. С. 45–61.

Алиев Х.Ш. Новые виды радиолярий из нижнего мела Прикаспийского района Азербайджана // Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана. Баку: Элм, 1976. С. 114—122.

Алиев Х.Ш., Смирнова Р.Ф. Новые виды радиолярий из отложений альбского яруса центральных районов Русской платформы // Ископаемые и современные радиолярии. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1969. С. 62–72.

Вишневская В.С., Агарков Ю.В., Закариадзе Г.С., Седаева К.М. Позднеюрско-меловые радиолярии Большого Кавказа как ключ к расшифровке возраста и условий формирования офиолитов Малого Кавказа // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 6. С. 1417–1421.

Горбачик Т.Н., Казинцова Л.И. Радиолярии и фораминиферы верхнего альба с. Марьино (Крым, окрестности г. Симферополя) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 6. С. 44–51.

Джафаров Д.И., Агаларова Д.А. Микрофауна альбских отложений Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1949. 105 с.

Казинцова Л.И. Радиолярии альба СССР // Тез. докл. девятого Всесоюзн. семинара по радиоляриям. Уфа: Башкиргеология, 1990. С. 37–41.

Казинцова Л.И., Олферьев А.Г. Парамоновская свита альба Европейской России и ее возраст по микрофау-

не // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 4. С. 27–34.

Меловая система Азербайджана. Баку: Элм, 1988. 648 с.

Таиров Ч.А. Распространение фораминифер в отложениях аптского и альбского ярусов Северо-Восточного Азербайджана и их стратиграфическое значение // Вопросы палеобиологии и биостратиграфии. Тр. II сессии ВПО. М.: Госгеолиздат, 1959. С. 88–95.

Bak M. Late Albian – Early Cenomanian Radiolaria from the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt, Carpathians // Studia Geol. Polonica (Krakow). 1993. V. 102. P. 177–207. Bak M. Mid Cretaceous Radiolaria from the Pieniny Klippen Belt, Carpathians Poland // Cretaceous Res., 1995. V. 16. № 1. P. 1–23.

Bak M. Cretaceous Radiolaria from Niedzica Succession of the Pieniny Klippen Belt in Polish Carpathians // Acta Paleontologica Polonica. 1996. V. 41. № 1. P. 91–110.

Dumitrica P. Cenomanian Radiolaria at Podul Dimbovitei // 14-th European Micropaleontol. Colloquium, Romania. 1975. P. 87–89.

Gorican S. Jurassic and Cretaceous radiolarians from the Budva Zone (Montenegro, Yugoslavia) // Rev. Micropaleontologie. 1987. V. 30. № 3. P. 177–196.

Gorican S. Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro) // Mem. Geol. (Lausanne). 1994. № 18. 177 p.

Gorka H., Geroch S. Radiolarians from a Lower Cretaceous sections at Lipnik near Bielsko-Biata (Carpathians, Poland) // Ann. Soc. Geol. Poloniae. 1989. V. 59. P. 183–195.

O'Dogherty L. Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Appennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Mem. Geol. (Lausanne). 1994. № 21. 413 p.

Ozvoldova L. Occurrence of Albanian radiolaria in the underlier of the Vienna Basin // Geol. Carpathica. 1990. V. 41. № 2. P. 137–153.

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

УДК 551.781:563.12(477.9)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОГЕНА ВОСТОЧНОГО КРЫМА

© 2002 г. Э. М. Бугрова*, Е. Ю. Закревская**, И. П. Табачникова*

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, 199026 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия
**Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, 103009 Москва, ул. Моховая, 11, корп. 2, Россия Поступила в редакцию 28.12.99 г., получена после доработки 22.11.2000 г.

Приведены новые данные комплексного изучения органических остатков и биостратиграфии палеоцена и низов эоцена типового разреза Индольской структурно-фациальной зоны Восточного Крыма, входящей в состав Индоло-Кубанского прогиба. В нем сменяются фациальные типы фауны от мелководных из зоны накопления карбонатов (характерных для Юго-Западного Крыма) доотносительно глубоководных пелагических (распространенных на Северном Кавказе). Выделены зоны Асагіпіпа acarinata, Morozovella subbotinae (s.l.), Morozovella aragonensis, Acarinina bullbrooki по планктонным фораминиферам, принятые в качестве унифицированных для шкалы палеогена южных регионов бывшего СССР. Подтверждено присутствие дискоциклин в палеоценовой части разреза и выделены зоны SBZ3, SBZ10, SBZ11 Тетисной шкалы по крупным фораминиферам. Выявлены зоны Heliolithus kleinpelli (NP6), Heliolithus riedeli (NP8), Discoaster multiradiatus (NP9), Discoaster lodoensis (NP13) (верхи) и Discoaster sublodoensis (NP 14) (низы) по наннопланктону, ранее здесь неизучавшемуся. Впервые проведено деление по мелким бентосным фораминиферам (местные зоны Anomalina danica, Karreriella zolkaensis, Asterigerina bartoniana kaasschieteri и Pseudogaudryina pseudonavarroana в составе двух подзон), скоррелированные с межрегиональными зонами по этой группе. Приведены краткие сведения об экосистемных преобразованиях бассейна и корреляция с разрезами соседних регионов.

Ключевые слова. Палеоцен, эоцен, нуммулитиды, мелкие фораминиферы, наннопланктон, зональное деление, корреляция, экосистемные преобразования.

ВВЕДЕНИЕ

Разрез в балке Насыпкой (в 6 км западнее г. Феодосия, рис. 1) является наиболее полным разрезом палеогена в восточной части Крыма. Он был принят в качестве типового для Индольской структурно-фациальной зоны (рис. 2), входящей в состав Индоло-Кубанского прогиба (Палеогеновая система, 1975; Шуцкая, 1970). Строение разреза описано в работах З.Л. Маймин (1951), Е.К. Шуцкой (1960, 1970), Г.И. Немкова и Н.Н. Бархатовой (1961), Л.П. Горбач (1972).

Однако состав фауны, распределение ее по разрезу оказались изученными недостаточно и по разным группам неравноценно, что в полной мере относится как к палеоценовой, так и к нижне-эоценовой части. Для терригенно-карбонатной флишеподобной толщи низов разреза (датский ярус) известен состав моллюсков, брахиопод и морских ежей (Макаренко, 1961; Горбач, 1972). Отмечены также редкие роталииды и аномалиниды (Шуцкая, 1960; Горбач, 1972). Биостратиграфическое деление верхней части разреза (верхний палеоцен – эоцен) было проведено только по планктонным фораминиферам, распространенным во всем эоцене и наиболее полно изученным (Шуцкая, 1970). В этой рассматриваемой

нами части разреза нижнюю толщу переслаивания песчаников и глин, внизу бескарбонатных и слабо карбонатных, а выше карбонатных с прослоями известняков Е.К. Шуцкая по планктонным фораминиферам отнесла к зоне Acarinina acarinata. Отсюда ею приведен и комплекс бентосных песчанистых фораминифер того же состава, что в свите Горячего Ключа Северного Кавказа. Из конгломератовидных детритусовых известняков самых низов толщи Г.И. Немковым и Н.Н. Бархатовой (1961) отмечены редкие дискоциклины из группы Discocyclina archiaci, а в ее верхах, наряду с дискоциклинами, - единичные нуммулиты из группы Nummulites planulatus. На этом основании вся толща была отнесена исследователями крупных фораминифер к нижнему эоцену, что противоречило данным по мелким фораминиферам.

Далее из пачки бескарбонатных черных глин указан достаточно разнообразный планктон низов эоцена (зона Globorotalia aequa) и редкие Nummulites planulatus (определения Г.И. Немкова). Вышележащие карбонатные глины с прослоями нуммулитовых известняков по нуммулитам (зона Nummulites planulatus) сопоставлены с верхами бахчисарайской свиты (яруса) Бахчисарайского района. Выше в карбонатных глинах и мергелях



Рис. 1. Схема расположения изученного разреза. 1 – Насыпкойский разрез.

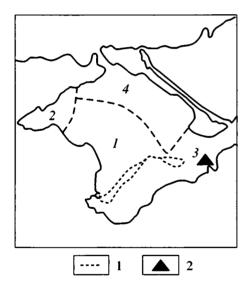


Рис. 2. Схема структурно-фациального районирования Крыма в палеогеновое время (по Е.К.Шуцкой, 1970; с изменениями). Сруктурно-фациальные зоны: 1 — Альминская, 2 — Тарханкутская, 3 — Индольская, 4 — Сивашская; 1 — выход палеоценовых и эоценовых отложений на поверхность; 2 — Насыпкойский разрез.

по обилию планктона выделялись зоны Globorotalia aragonensis и Acarinina bullbrooki (Acarinina crassaformis по Е.К. Шуцкой).

Сведения о мелких бентосных фораминиферах были весьма скудными. Присутствие роталиид рода Cibicides и крупных аномалинид отмечено

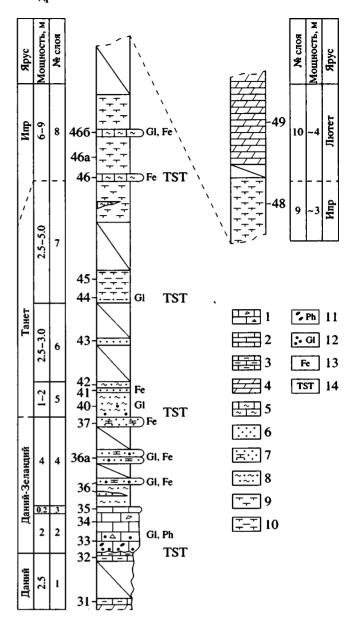


Рис. 3. Схематический разрез верхов палеоцена и низов эоцена в балке Насыпкой. 1–3, 5 – известняки: 1 – брекчированные, крупнодетритусовые, водорослевые; 2 – мелкодетритусовые; 3 – мелкодетритусовые, глинистые; 5 – нуммулитовые; 4 – мергели; 6 – песчаники и алевролиты бескарбонатные; 7 – песчаники известковистые; 8–10 – глины: 8 – песчано-алевритовые, бескарбонатные и слабо карбонатные; 9 – карбонатные; 10 – слабо карбонатные; 11 – фосфориты; 12 – глауконит; 13 – гидроокислы железа; 14 – признаки трансгрессивного тракта. Цифры слева от колонки – номера образцов.

в нижнепалеоценовой части разреза (Шуцкая, 1960; Горбач, 1972). Е.К. Шуцкой приведены некоторые данные для верхов палеоцена с указанием на развитие здесь песчанистой ассоциации северокавказского типа. Из низов эоцена было известно несколько видов, а в более молодых

отложениях отмечено почти полное отсутствие бентоса. Из крупных фораминифер приведено три вида нуммулитид и 11 видов дискоциклин и астероциклин (Немков, Бархатова, 1961; Немков, Портная, 1969; Портная, 1969) раннего эоцена. Более дробного стратиграфического деления по этой группе не было дано. Наннопланктон из разреза Насыпкойской балки не изучался совсем.

По результатам комплексного изучения материала, собранного Е.Ю. Закревской в 1997 г., авторы представляют данные о распространении нуммулитид и дискоциклинид (Е.Ю. Закревская), наннопланктона (И.П. Табачникова), мелких бентосных и планктонных фораминифер, а также краткие сведения, которые могут послужить материалом при изучении экосистемных преобразований бассейна в палеоцене и начале эоцена (Э.М. Бугрова).

Из-за плохой обнаженности трудно представить весь непрерывный разрез палеоцена и эоцена. Поэтому авторы ограничиваются уточнением палеонтологической характеристики последовательных уровней разреза (рис. 3) и на основании смены комплексов фораминифер и наннопланктона выделяют биостратиграфические подразделения. По этим данным с использованием публикаций других исследователей и результатов собственного изучения коллекционных материалов нами проведено сравнение с фауной сопредельных регионов и корреляция разрезов.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ЕГО БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ДЕЛЕНИЕ

Палеоцен

Нижнепалеоценовая часть разреза, представленная флишеподобной терригенно-карбонатной толщей общей мощностью около 130 м, была наиболее полно описана Л.П. Горбач (1972), которая по распространению пелеципод и брахиопод отнесла нижние 30 м к датскому, а верхние 100 м – к монскому ярусу. По нашим наблюдениям, в верхах данной толщи развиты относительно глубоководные фации открытого бассейна, представленные неяснослоистыми мелко- и микродетритусовыми глинистыми известняками с примесью алевритового материала. Детрит состоит из обломков фораминифер, игл морских ежей, спикул губок. Изредка встречаются целые раковины мелких роталиид и глобигерин (обр. 31, 32; здесь и далее ссылка на рис. 3).

Со следами размыва флишеподобная толща перекрыта пачкой карбонатных и карбонатно-терригенных пород мощностью 6м (обр. 33–37). В ее основании залегают брекчированные крупнодетритусовые водорослевые известняки с зернами глауконита и фосфорита, а также крупными (2–8 см)

обломками нижележащих глинистых известняков, обломками и сгустками известковистых глин, которые являются измененными пепловыми туфами.

Органические остатки основной массы представлены литотамниевыми водорослями и мшанками. Кроме них, встречаются остатки морских ежей, морских лилий, двустворок, серпулы и нескульптированные панцири остракод, бентосные и планктонные фораминиферы. Органические остатки обломков известковистой глины представлены многочисленными раковинами Globigerina.

Выше согласно залегает тонкий слой известняка мелкодетритусового, перекристаллизованного, с мелкими бентосными и планктонными фораминиферами (сл. 3, обр. 35).

Верхняя часть пачки представлена чередованием известковистых песчаников и глинистых пород. Песчаники глауконит-кварцевые, мелкозернистые, с обильным органогенным детритом литотамниевых водорослей, мшанок и фораминифер.

Фораминиферы плотных органогенных известняков нижней части пачки, изученные в шлифах, представлены главным образом бентосными видами, среди которых преобладают мелкие гладкостенные роталоидные формы родов Cibicidoides, Gyroidina, Brotzenella (обр. 33–35), а в верхней (терригенной) части появляются и песчанистые формы. Из известковистых песчаников (обр. 37) выделен следующий комплекс мелких фораминифер плохой сохранности: Globigerina sp., G. ex gr. varianta Subb., Gaudryina aff. gigantica (Subb.), Marssonella sp., Ataxophragmium variabile (d'Orb.), Nodosaria sp., N. ex gr. latejugata Gumb., Pseudonodosaria radicula (Linne), Dentalina sp., Robulus sp., Astacolus sp., Globulina sp., Anomalina danica (Brotz.), Cibicidoides sp., C. spiropunctatus (Gall. et Morrey), Buliminella sp. Преобладающими являются представители рода Cibicidoides. Интерес представляет находка единичных милиолид рода Triloculina (обр. 33), характерных для лагунных фаций палеоцена. В основании пачки (обр. 34) появляются первые единичные дискоциклины из группы Discocyclina archiaci, а в ее верхах найдены более многочисленные Discocyclina seunesi (Douv.). В Тетисной зональной шкале по крупным фораминиферам биозона данного вида соответствует зоне SBZ3 и датирована поздним зеландием - ранним танетом (Less, 1987; Serra-Kiel et al., 1998). Этот вид в сходной фации водорослевых известняков отмечен на границе монса-танета в Западных Карпатах (Samuel et al., 1972), в верхнем палеоцене Абхазии (Мревлишвили, 1978). На близлежащей территории в бассейне р. Мокрый Индол (урочище Дереджилга) подобные фации с Discocyclina seunesi относятся к танетскому ярусу (Зернецкий, 1977).

По составу фауны мелких бентосных фораминифер и ее экологическому типу она близка фау-

не датского яруса, местной зоне Anomalina danica и Mississippina binkhorsti Юго-Западного Крыма (Преображенский и др., 1998). Эта зона прослежена не только в разрезах Бахчисарайского района — ее характерные виды Mississippina binkhorsti, Pararotalia tuberculifera и Rosalina brotzeni встречены и на Тарханкутском п-ове (опорная скважина № 1, глуб. 314.95–314.90 м; коллекция В.Г.Морозовой, МГУ).

Видов фораминифер монского или инкерманского "ярусов" в изученном разрезе не обнаружено. Однако Л.П. Горбач (1972, с. 37, рис. 7) отмечает, что в нижележащих известняках с остатками моллюсков Solemya pavlovi Arkh., Phacoides cf. montensis Cossm., Miltha contorta Defr. "изредка встречаются раковины аномалинид размером до 0.5 см". Крупные размеры роталиид, куда относятся и аномалиниды, характерны в Юго-Западном Крыму для комплекса местной зоны Stomatorbina inkermanica верхов датского яруса в ее фациях рифового ряда IV цикла (Преображенский и др., 1998). Кроме того, западнее (Центральный Крым, разрез Ак-Кая, коллекция Е.Ю. Закревской) в верхней части нижнепалеоценовой толщи, в мшанковых известняках, перекрывающих датские песчаники, обнаружены Stomatorbina inkermanica (Schutzk.), Pararotalia sp. (раковина размером до 0.625 мм), Viveja beaumontiana (d'Orb.), Anomalina danica (Brotz.), Ataxophragmoides sp., Rosalina sp., Cibicidoides sp.sp. и др. (всего 10 видов, 10 родов). Так что не исключено присутствие зоны S. inkermanica и в Насыпкойском разрезе. Мелкие фораминиферы зеландского яруса, как и в разрезах Юго-Западного Крыма, здесь не обнаружены.

Таким образом, мнения авторов относительно возраста этой части разреза не совпадают. Э.М. Бугрова полагает, что вся пачка относится к белокаменскому горизонту (Стратиграфическая схема.., 1987), который включает датский ярус и инкерманскую свиту. По мнению Е.Ю. Закревской, она датируется по дискоциклинам поздним палеоценом (вероятно, поздним зеландием—началом танета) и может быть сопоставлена с фациями литотамниевых известняков с Discocyclina seunesi урочища Дереджилга (Центральный Крым, бассейн р. Мокрый Индол). Наконец, отнесение Е.К. Шуцкой пачки водорослевых известняков и песчаников к верхнетанетской зоне Acarinina асагіпата нашими данными не подтверждается.

За исключением хорошо выраженного несогласия между флишеподобной (сл. 1) и мелководной толщами (сл. 2), отмеченного во всех предыдущих работах, визуально в разрезе не были зафиксированы другие несогласия. Литологический анализ позволил установить размывы также внутри карбонатно-глинистой толщи верхнего палеоцена—нижнего эоцена, которые свидетельству-

ют о неустойчивом режиме осадконакопления. Трансгрессивные фазы седиментации отмечены на уровне слоев 2, 5, 7 и 8 (рис. 3). В целом осадочные циклы, выделенные в разрезе Насыпкойской балки, соответствуют таковым в Юго-Западном Крыму.

Известковистые песчаники слоя 4 перекрыты глинами песчано-алевритовыми бескарбонатными и слабо карбонатными мощностью около 5 м (слои 5-6, обр. 40-43). В их основании отмечены тонкие прослои (линзы) рыхлых тонкозернистых кварцевых песчаников и (или) алевролитов с примесью глауконита и гидроокислов железа. Здесь же обнаружены окатанные обломки зубов рыб и (обр. 42, 43) копролиты. Это хорошо выраженный трансгрессивный тракт, аналогичный таковому в начале V (танетского) цикла седиментации в юго-западной части Крымского бассейна. Лишь в нижней части глинистой толщи, в прослое алевролита (обр. 40), содержатся единичные раковины планктонных родов Globigerina и Acarinina, а также наннопланктон зоны Heliolithus kleinpelli (onределение Н.Г. Музылева). Остальная ее часть характеризуется комплексом только бентосных, в основном песчанистых фораминифер. Е.К. Шуцкая (1970) указала отсюда 18 форм. В действительности комплекс гораздо разнообразнее и представлен многими видами 28 родов в основном с раковиной примитивного строения (Rhizammina, Rhabdammina, Saccammina, Bathysiphon, Hyperammina, Proteonella, Caudina, Bogdanowicziella, Spirillina, Glomospirella, Usbekistania, Nodellum, Reophax, Haplophragmoides, Trochammina и др.). Здесь присутствуют Rhizammina indivisa Brady, Rhabdammina cylindrica Glaessn., Bathysiphon nodosariaformis Subb., Lituotuba bucharica Suleim., Repmanina charoides (Jones et Park.), Ammodiscus incertus d'Orb., Ammodiscoides kumaensis Schutzk., Nodellum velascoense Cushm., Trochamminoides irregularis Cushm., T. planulatus Schutzk., Haplophragmoides caucasicus Schutzk., H. kubanensis Schutzk., Kolchidina sp., Textularia plummerae (Lalick.), Bolivinopsis kurtishensis Balakhm., Vulvulina aff. fursenkoi Moroz., Clavulinoides sp., Bigenerina plana Subb., Arenobulimina presli (Reuss), Gaudryina aff. pyramidata Cushm., Martinottiella sp., Marssonella oxycona Reuss, Karreriella kabardinensis (Schutzk.), K. zolkaensis (Schutzk.). Фораминиферы с известковистой раковиной редки: Nodosaria sp., Cibicidoides sp., Stensioeina caucasica (Subb.), Bulimina golubjatnikovi Moroz.

С перерывом в наблюдениях (около 2 м) алевритовые глины слоя 6 сменяются слабо карбонатными пестрыми глинами (слой 7, обр. 44—45). Последние постепенно переходят в карбонатные глины нижнего эоцена с прослоями и линзами нуммулитовых известняков (слой 8). В основании слоя 7 (обр. 44) также фиксируется размыв: появляются зерна глауконита, окатанные зубы рыб,

переотложенные раковины фораминифер рода Stomatorbina. На этой границе резко меняется состав мелких фораминифер. Вероятно, с увеличением карбонатности глин содержание песчанистых форм сокращается, хотя характерные виды и остаются в комплексе. Здесь появляются виды с известковистой раковиной. В бентосной группе представлены роды: Vaginulina, Dentalina, Nodosarіа и виды: Eponides obtusus (Burr. et Holl.), Karreria sp., Osangularia plummerae (Brotz.), Brotzenella ex gr. acuta (Plumm.), Anomalinoides aff. welleri (Plumm.), Intricatus spiropunctatus (Gall. et Morrey), Bulimina midwayensis Plumm., B. golubjatnikovi Moroz., Reussella paleocenica (Brotz.). В кровле (обр. 45) найдены единичные мелкие раковины Asterigerina ex gr. bartoniana ten Dam, широкое распространение которых приурочено уже к более высоким горизонтам. По видовому составу данные отложения относятся к межрегиональной зоне Karreriella zolkaensis танетского яруса (Зональная стратиграфия.., 1991).

В связи с углублением бассейна появляются и планктонные фораминиферы (обр. 44): Acarinina acarinata Subb., A. intermedia Subb., Globigerina velascoensis Cushm., G. nana Chal., G. pileata Chal., а также первые Morozovella aequa (Cushm. et Renz). По планктонным фораминиферам эта часть разреза отнесена к зоне Acarinina acarinata, завершающей палеоцен.

Изучение наннопланктона также свидетельствует о танетском возрасте этих отложений. Так, в низах (обр. 42) распространен обедненный комплекс зон Heliolithus kleinpelli – Heliolithus riedeli, содержащий единичные экземпляры Discoaster cf. lenticularis Br. et Sull. и Heliolithus sp. Выше (обр. 43-44) появляется комплекс зоны Heliolithus riedeli. В нем встречены Heliolithus riedeli Br. et Sull., H. sp., Chiasmolithus bidens Br. et Sull., Discoaster sp., D. cf. lenticularis Br. et Sull., Toweius sp. Выше (обр. 45) встречен обедненный комплекс зоны Discoaster multiradiatus. Кроме зонального вида, в нем присутствуют Discoaster megastypus Br. et Sull., D. delicatus Br. et Sull., D. falcatus Br. et Sull., D. lenticularis Br. et Sull., а также Toweius sp. и Fasciculithus sp. Известно, что отложения зоны Discoaster multiradiatus в бахчисарайском стратотипическом разрезе отсутствуют (Музылев, 1980) и на конец танета приходится перерыв в осадконакоплении.

Нельзя не обратить внимание на появление (обр. 45) вида Morozovella aequa (Cushm. et Renz) в конце палеоцена, в зонах Discoaster multiradiatus (NP9) и Acarinina acarinata совместно с песчанистыми фораминиферами, среди которых присутствует род Kolchidina, пока неизвестный в эоцене.

Кроме того, Morozovella aequa обнаружена и в другом образце темно-серых глин, который был отобран в 50м по простиранию слоя 7 примерно на уровне взятия обр. 45. Среди фораминифер в нем преобладают песчанистые формы зоны Каг-

reriella zolkaensis: Bathysiphon nodosariaformis Subb., Budashevaella sp., Repmanina charoides (Park. et Jones), Spirillina sp., Glomospirella sp., Trochamminoides irregularis Cushm., T. planulatus Schutzk., Haplophragmoides kubanensis Schutzk., Kolchidina sp., Bolivinoides spectabilis Grzyb., Textularia plummerae (Lalick.), Karreriella zolkaensis (Schutz.). Здесь обнаружены и виды с известковистой раковиной: Tappanina selmensis (Cushm.), Osangularia plummerae (Brotz.), Pseudoparrella modica Subb., Nuttallides trumpyi (Nutt.), Loxostomoides applinae (Plumm.), Bulimina golubjatnikovi Moroz., B. midwayensis Plumm., B. aff. aksuatica Moroz., Globocassidulina caucasica (Subb.). Из планктонных фораминифер здесь встречены Globigerina nana Chal. (в значительных количествах), G. bacuana Chal., редкие G. eocaenica Terq., Acarinina intermedia Subb., Morozovella aequa (Cushm. et Renz) (два экземпляра), Pseudohastigerina eocenica (Bergg.), мельчайших размеров Chiloguembelina sp. Здесь же присутствуют остатки сферических радиолярий плохой сохранности (их пиритизированные ядра).

По данным Е.К. Шуцкой (1970), виды Globigerina nana, G. bacuana, Acarinina intermedia появляются в верхах танетского яруса и переходят в эоцен, а Morozovella aequa (=Globorotalia aequa) характеризует только одноименную зону низов эоцена. Это справедливо для мелководных разрезов Юго-Западного Крыма, где данная зона выделена впервые. Однако из мировой литературы известно, что биозона данного вида шире и охватывает верхи палеоцена — низы эоцена. Поэтому появление данного вида без надежного сопровождающего комплекса эоценовых фораминифер и не принято нами в качестве основания для проведения границы эоцена.

Зона Karreriella zolkaensis Насыпкойского разреза трудно сопоставима с одновозрастной местной зоной Апотаlina ferа Юго-Западного Крыма. Там в мергелях качинской свиты распространен комплекс иного экологического типа: многочисленные планктонные и разнообразные секрецирующие бентосные фораминиферы, среди которых доминирующей группой являются аномалиниды. Так, в разрезе опорной скважины № 1 (Бахчисарай) около 15% комплекса составляет планктон. Среди бентоса (23 вида 20 родов) преобладают секрецирующие формы (43.6% – роталииды, 20% – нодозарииды) и лишь 14% представляют песчанистые.

Комплекс песчанистых фораминифер, подобный описанному в Насыпкойском разрезе, присутствует (Волошина, Денега, 1969) на Керченском п-ове (сел. Куйбышево и Мошкарьевка) и более нигде в Крыму неизвестен. По видовому составу насыпкойский комплекс аналогичен известному из слабокарбонатных и бескарбонатных отложений свиты Горячего Ключа Северо-За-

падного Кавказа и Центрального Предкавказья (Субботина, 1950; Шуцкая, 1956; Бугрова и др., 1988 и др.). Так, в разрезах по рекам Кубань и Хеу песчанистые фораминиферы приурочены к отложениям зон Acarinina subsphaerica и Acarinina acarinata. Там они представлены теми же видами 23 родов, а в карбонатных прослоях содержатся известковистые формы (10 родов) того же видового состава. Далее на восток подобная ассоциация встречается лишь в разрезах глубоководной части бассейна - в верхнем палеоцене Малого Балхана и Западного Копетдага. Развитие таких ассоциаций обычно связывают с недостатком кислорода в придонных водах. Очевидно, что изменение гидродинамических условий в начале танета произошли на значительной территории. Вероятно, в дальнейшем особое внимание следует уделить изучению микрофауны из низов глинистой толщи, содержащей наннопланктон зон NP6-9 Heliolithus kleinpelli – Heliolithus riedeli.

Эоцен

Нижнеэоценовые отложения, представленные толщей желтовато-серых карбонатных глин общей мощностью около 15 м с невыдержанными прослоями мощностью 0.2-0.5 м, линзами и глыбами нуммулитовых известняков с размывом залегают на палеоценовой толще. В основании их разреза (слой 8, обр. 46) в прослое известняка с нуммулитами присутствуют переотложенные позднемеловые Stensioeina pomerrana Brotzen и палеоценовые Morozovella cf. angulata (White), встречаются обломки зубов рыб, спикулы губок. Небольшой перемыв можно отметить и в основании следующего прослоя известняка с нуммулитами, (обр. 46б), где обнаружены позднемеловые Globotruncana sp. и Globorotalites michelenianus d'Orb., зубы рыб, обломки мшанок, спикулы губок.

Таким образом, несмотря на то, что в этой части разреза размывы явно не выражены, при изучении фораминифер, других органических остатков и содержащей их породы (в порошках) обнаружены следы переработки и переотложения, что указывает на трансгрессивные моменты в осадконакоплении раннего эоцена. Резко трансгрессивное залегание нуммулитовых известняков, аналогичных описываемым, наблюдается примерно в 0.5 км вверх по балке Насыпкой в правом ее борту (обр. 20-23). Там нуммулитовые известняки с тонким прослоем (0.2 м) онколитового известняка в основании с угловым несогласием перекрывают флишеподобную толщу раннего палеоцена, поднятую относительно описываемой примерно на 50 м.

Нуммулитовые известняки (обр. 46, 46б) представлены органогенно-детритусовыми разностями со структурой грейнстоун. В отличие от нуммулитовых известняков Юго-Западного и Цент-

рального Крыма, в них довольно многочисленны обломки литотамниевых водорослей, мшанок, иглокожих. Особенностью комплекса крупных фораминифер Насыпкойской балки является почти полное отсутствие форм микросферической генерации, низкое видовое разнообразие нуммулитов и дискоциклин, отсутствие рода Assilina и крупных видов нуммулитов, большое разнообразие и широкое распространение астероциклинид, среди которых преобладают вздутые и астероидные формы рода Orbitoclypeus. Подобные черты наблюдаются у северокавказских комплексов нуммулитид и дискоциклинид. Они же резко отличают "Насыпкойский" комплекс от "Бахчисарайского". В нижнем прослое (обр. 46) преобладают Nummulites planulatus (Lam.) (A) и N. aff. laxus Schaub (A,B), реже встречаются N. pustulosus Donc. (A), N. praelucasi Douv. (A), N. escheri Schaub (A), Operculina karreri Pen. (A, B). Редкие дискоциклиниды представлены Discocyclina archiaci (Schlum.) staroseliensis Less., D. archiaci archiaci (Schlum.), D. pseudoaugustae Port., D. dispansa (Sow.) taurica Less, Nemkovella evae Less, более частые астероциклиниды - Orbitoclypeus varians (Kauf.) horsarrieuensis Less, O. varians (Kauf.) angoumensis Less, O. ramaraoi (Sam.) suvlukavensis Less, O. ramaraoi (Sam.) crimensis Less, O. douvillei douvillei (Schlum.), O. bayani (Mun.-Chalm.), O. bayani (Mun.-Chalm.) sp. n., Asterocyclina stella taramellii (Mun.-Chalm.). Приведенный состав характерен для верхней части нижнего ипра (нижнего кюиза в средиземноморской шкале), зоны SBZ10, которой в Юго-Западном Крыму отвечает верхняя часть бахчисарайской свиты - основание симферопольских слоев, зона Assilina plana (Закревская, 1993) или зоны Assilina placentula – Nummulites nemkovi (Немков, Бархатова, 1961).

В образце глин, расположенных между нуммулитовыми известняками (обр. 46а), найдены единичные дискоциклиниды Nemkovella strophiolata (Gumb.) fermonti Less. В верхнем прослое (обр. 46б) состав нуммулитид меняется: появляется Nummulites nitidus de la Harpe (A, B), который преобладает; виды N. pustulosus Donc., N. planulatus (Lam.), N. escheri Schaub встречаются редко; наряду с мелкими оперкулинами Operculina karreri Pen., O. aff. parva Douv. появляются крупные O. escheri Hott., O. marinellii Dain. Среди дискоциклин, кроме D. archiaci archiaci, определены D. fortisi (d'Arch.) simferopolensis Less и D. trabayensis trabayensis Neum., характеризующие более высокий стратиграфический уровень. Астероциклиниды представлены Orbitoclypeus chudeaui chudeaui (Schlum.), O. ramaraoi (Sam.) crimensis Less, O. varians (Kauf.) angoumensis Less, O. bayani (Mun.-Chalm.), O. bayani (Mun.-Chalm.) sp. n., Asterocyclina stella taramellii (Mun.-Chalm.), A. aff. alticostata (Nutt.). Данный комплекс надежно датирует вмещающие его отложения средним кюизом (началом позднего ипра) и соответствует зоне SBZ11. В разрезах Юго-

Сопоставление биостратонов палеогена Насыпкойского разреза с зонами международной, Крымско-Кавказской и Тетисной шкал

Яру	усы	Зоны Биостратоны, выделенные в Насыпкойском разрезе			Зоны				
E (9)				Зоны разного типа				
Международная шкала (Berggren et al., 1995)	Крымско-Кавказская шкала (Решение., 1989)	Наннопланктон (Martini, 1971)	Планктонные фораминиферы (Решение., 1989)	Крупные фораминиферы (Serra-Kiel et al., 1998)	Планктонные фораминиферы	Наннопланктон	Мелкие бентосные фораминиферы Крупные фораминиферы		
Лютет	Лютет	NP14	Acarinina bullbrooki	SBZ13	A. bullbrooki	NP14	Ръсидодаци- тупа ресидо- пауатгоапа В. п. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1.		
		NP13 Moro	Morozovella	SBZ11	M. aragonensis		SBZ11		
			aragonensis			NP13	bartoniana kaasschieteri		
Ипр	Ипр	PP12	-	SBZ10	M. subbotinae (s.l.)		SBZ10		
			Morozovella subbotinae (s.l.)	SBZ9	Пропуск в наблюдениях				
		NP11		SBZ8					
?		NP10		SBZ7					
<u> </u>	-	NP9	Acarinina acarinata	SBZ6 SBZ5	A. acarinata	NP9			
Танет	Танет	NP8	Acarinina	SBZ4 SBZ3	-	NP8	Karreriella 2018		
-		NP7	subsphaerica			NP6-8	ZOTRUCTISTS		
		NP6	Acarinina djanensis			NP6			
Зеландий	Зеландий	Morozovella angulata		SBZ2	_		SBZ3		
Зела				Пер		ерерыв в осадконакоплении			
Даний	Даний	NP4	Morozovella inconstans	SBZ1			Anomalina danica		

Примечание. Заштриховано – отсутствие микрофоссилий или их зональных комплексов; В. п/зона – верхняя подзона, Н. п/зона – нижняя подзона

Западного Крыма этот уровень отвечает зоне Nummulites distans симферопольских слоев. В нижнеэоценовых отложениях в связи с общим углублением бассейна появляются многочисленные планктонные фораминиферы, которые составляют (слой 8, обр. 46, 46а) до 98% от общего числа раковин мелких фораминифер. Кроме них, обнаружены редкие сферические и дискоидальные радиолярии. В основании, в прослое известняка (обр. 46), обильны Pseudohastigerina eocaenica (Bergg.), многочисленны глобигерины - Globigerina compressaeformis Chal., G. velascoensis Cushm., G. ex gr. bacuana Chal., G. zuensis Schutzk., G. incisa Hillebr. Изредка встречаются Acarinina pseudotopilensis Subb., A. camerata Chal., A. acarinata Subb., мелкие раковины Globorotalia perclara Loebl. et Tapp.,

Могоzovella wilcoxensis Cushm. et Pont. и др. По составу комплекса эта часть разреза относится к нижнеэоценовой зоне Morozovella subbotinae s.l. Крымско-Кавказской стратиграфической шкалы. Раковины самого зонального вида, как и по данным Е.К. Шуцкой (1970), здесь не обнаружены. Возможно, на интервал распространения данного вида приходится перерыв в наблюдениях, но не исключено, что здесь сохранилась лишь верхняя часть зоны, где М. subbotinae может отсутствовать (таблица).

В бентосной группе появляются виды, не встреченные ниже. Это Siphotextularia plana Bugr., Asterigerina bartoniana kaasschieteri Tzaneva, Pararotalia rotaliaformis (Davidz.), Euuvigerina praecompac-

ta (Balakhm.), Aragonia aragonensis (Nutt.) и др. Е.К. Шуцкой (1970) обнаружены, кроме того, Pseudogaudryina externa Bugr. (определенная как Gaudryina navarroana Cushm.) и Marginulinopsis eofragaria Balakhm., которые вместе с приведенными выше видами характеризуют межрегиональную зону Pseudogaudryina externa (Зональная стратиграфия..., 1991). По мелким фораминиферам данная часть разреза надежно сопоставляется с бахчисарайской свитой Юго-Западного Крыма, с ее местной зоной Asterigerina kaasschieteri (Бугрова, 1988), которая с тем же наименованием может быть выделена и в Насыпкойском разрезе. Комплекс этой зоны известен еще лишь на юго-востоке Туркмении, в Гаурдак-Кугитангском районе.

Выше по разрезу (обр. 46а) состав планктона меняется: по-прежнему многочисленны Pseudohastigerina eocaenica (Bergg.), присутствуют Асагіпina pseudotopilensis Subb., но появляются Morozovella aragonensis (Nutt.), M. sp., Acarinina interposita Subb. Эта часть разреза принадлежит уже следующей зоне Крымско-Кавказской стратиграфической шкалы – зоне Morozovella aragonensis. Heсколько изменяется на этом уровне и состав бентосных фораминифер, которые, несмотря на их малочисленность, становятся очень разнообразными: они представлены (обр. 46а, 46б) более 30 видами 28 родов. Среди них встречены редкие песчанистые формы (роды Textularia, Spiroplectammina, Clavulinoides, Martinottiella, Haplophragmoides, Trochammina и др., всего 10 родов), но по количеству раковин и числу видов преобладают секрецирующие формы. Внизу (обр. 46а) еще изредка встречаются *Asterigerina bartoniana kaasschieteri Tzaneva, *Pararotalia rotaliaformis (Davidz.), *Euuvigerina praecompacta (Balakhm.), *Sphaerogypsina antiqua Bugr., *Angulogerina wilcoxensis (Cushm. et Pont.), Siphogeneroides elegantus (Plumm.), *Bolivina crenulata Cushm., B. wilcoxensis Cushm., Aragonia aragonensis (Nutt.), Pleurostomella subnodosa Reuss, *Siphonina wilcoxensis Cushm., Osangularia sp., Nuttallides aff. trumpyi (Nutt.), Stilostomella sp., Bulimina aksuatica Moroz., *Globimorphina conica (Cushm. et Todd), а также редкие виды родов Lagena, Dentalina, Globorotalites, Discorbis, Rosalina, Cibicidoides, Pleurostomella, Stilostomella, Fursenkoina.

Знаком * отмечены виды, характерные для бахчисарайской свиты, местной зоны Asterigerina bartoniana kaasschieteri Юго-Западного Крыма (Бугрова, 1988). Следует отметить, что там некоторые из них (Siphotextularia plana, Pararotalia rotaliaformis, Sphaerogypsina antiqua) появляются в верхней части свиты, что может указывать на некоторый перерыв в разрезе Насыпкойской балки. Таким образом, бентосные фораминиферы зоны Asterigerina kaasshieteri в разрезе балки Насыпкой распространены, кроме зоны Morozovella subbotinae s.l., и в низах зоны Morozovella агаgonensis. В Бахчисарайском разрезе в нижней части

симферопольских слоев еще присутствуют некоторые виды зоны Asterigerina kaasschieteri, но там в связи с иными фациальными условиями появляются другие ассоциации, по которым выделены подразделения в ранге слоев (Краева, 1972; Бугрова, 1988).

Наннопланктон на этом уровне (обр. 46а) представлен комплексом зоны Discoaster lodoensis (зона NP 13 по Е. Мартини). Здесь обнаружено около 15 видов, из которых 6 принадлежат роду Discoaster: D. lodoensis Br. et Ried., D. cf. sublodoensis Br. et Sull. (переходные формы), D. binodosus Mart., Rhabdosphaera crebra (Defl.) Br. et Sull., мелкие Reticulofenestra ex gr. umbilica (Lev.) Mart., Ritzk. и др. Верхняя часть глин (около 5 м) задернована.

С перерывом в наблюдениях, на который приходится около 10 м, следуют светло-серые карбонатные алевритистые глины неполной мощностью около 3 м (слой 9, обр. 48). В них состав планктонных фораминифер, на долю которых приходится около 90%, резко изменяется по сравнению с найденным ниже. По количеству раковин преобладают появившиеся Planorotalites: P. planoconica (Subb.), P. elongatus (Glaessn.) и P. pseudoscitula (Glaessn.), многочисленны Globigerina pseudoeocena pseudoeocena Subb., G. transversa Chal., G. ex gr. varianta Subb., Pseudohastigerina eocaenica (Bergg.), более редки Globigerina inaequispira Subb., Acarinina pseudotopilensis Subb. Появляются Acarinina pentacamerata (Subb.), A. marksi (Martin), A. interposita Subb., A. triplex Subb. Встречаются единичные Morozovella caucasica (Glaessn.). В единичных экземплярах найдены и радиолярии. По планктонным фораминиферам эта часть разреза принадлежит к самым верхам зоны Morozovella aragonensis (таблица).

Состав бентосной группы на рассмотренной границе также изменяется. Он становится разнообразнее и представлен 38 родами, из которых 13 относятся к группе песчанистых фораминифер. На этом уровне исчезают мелководные виды: орнаментированные Pararotalia rotaliaformis, группа гранулированных астеригерин, Sphaerogypsina antiqua. Некоторые виды известны и ниже по разре-3y (Siphogeneroides elegantus, Angulogerina wilcoxensis, Siphonina wilcoxensis, Aragonia aragonensis, Bulimina aksuatica, Loxostomoides applinae, Globimorphina conica), но появляется и группа новых: Pseudogaudryina sp., P. pseudonavarroana (Balakhm.), Fursenkoina aff. dibollensis (Cushm. et Appl.), Spiroplectammina aff. carinatiformis Moroz., Vulvulina sp., Dorothia postbulletta Balakhm., Silicosigmoilina sp., Robulus laticostatus (Tutkow.), Gyroidina aff. depressaeformis N.Byk., Anomalina aff. calymene (Gumb.), Brotzenella aff. discoidea (Balakhm.), Cibicidoides aff. hadjibulakensis (N. Byk.), Asterigerina sp. n., Hopkinsina compacta Balakhm., Sporobulimina eocena N. Byk., Bulimina mitgarziana Balakhm., B. aff.

vermiformis N. Byk., Uvigerina muralis (Terq.), Kolesnikovella elongata (Halk.) и др. Многочисленны нодозарииды — виды родов Lagena, Robulus, Dentalina. Кроме того, встречены инфузории Aubertianella taurica Bugr., описанные из верхов бахчисарайской свиты и низов симферопольских слоев Бахчисарайского района, а также новый вид этого рода. Комплекс бентоса такого состава не известен в разрезах Юго-Западного Крыма, где на этом уровне развиты мелководные фации с нуммулитами.

Обнаруженные в Насыпкойском разрезе виды Pseudogaudryina pseudonavarroana, Bulimina mitgarziana, Hopkinsina compacta, Kolesnikovella elongata, Sporobulimina eocena и др. характеризуют нижнюю подзону межрегиональной зоны Pseudogaudryina pseudonavarroana, видом-индексом которой является Bulimina mitgarziana (Зональная стратиграфия... 1991). Присутствие здесь видов, обычно распространенных в верхней подзоне, заставляет предполагать, что эта часть разреза относится к самым верхам нижней подзоны. Здесь же распространена разнообразная и обильная наннофлора: Discoaster lodoensis Br. et Ried., D. cf. sublodoensis Br. et Sull., D. bifax Bukry, D. wemmelensis Ach. et Strad., D. binodosus Mart., D. barbadiensis Tan, D. kuepperi Strad., D. cruciformis Mart., Micrantholithus pinguis Br. et Sull., Cruciplacolithus delus (Br. et Sull.) P.-N., Sphenolithus radians Defl., Helicosphaera lophota (Br. et Sull.) Haq, H. seminulum (Br. et Sull.) Roth., Chiasmolithus grandis (Br. et Sull.) Rad., Zigrhablithus crassus Strad., Z. bijugatus (Defl.) Defl., Reticulofenestra ex gr. umbilica (Lev.) Mart., Ritzk., Rhabdosphaera crebra P.-N., Rh. vitrea (Defl.) Br.et Sull. и др.

Такой комплекс присущ нижней подзоне зоны NP14 Discoaster sublodoensis по шкале Martini, (1971) или XI интразональному подразделению Шторбанта (Steurbant,1988). Наиболее характерными видами этого подразделения являются Discoaster wemmelensis, D. bifax, Zighrablithus crassus. Оно представляет собой нижнюю часть зоны NP14 и завершает ипр в Международной стратиграфической шкале. В Крымско-Кавказской области (Решение...,1989) зона NP14 полностью относится к среднему эоцену. Встреченные в единичных экземплярах сферические и дискоидные радиолярии неизвестны на этом уровне ни в разрезах Юго-Западного Крыма, ни на Северном Кавказе.

Глины перекрыты светло-серыми мергелями неполной мощностью около 4 м (обр. 49) с обилием остатков пелагической фауны. Среди них преобладают планктонные фораминиферы (51% от общего числа раковин в комплексе), обильны и радиолярии (37%), остальную часть составляет бентос (11–13%). Примерно половина планктонных фораминифер приходится на два рода: Globigerina и Acarinina. Постоянно присутствуют Globigerina

рѕеиdоеосаепа Subb., G. inaequispira Subb., G. karabo-gasica Kopev., Acarinina pѕeudotopilensis Subb., A. intermedia Subb., Planorotalites pѕeudoscitula (Glaessn.), более редки А. pеntacamerata (Subb.), А. aff. gravelli (Вгопп.), А. bullbrooki (Bolli), в единичных экземплярах найдены Могоzovella caucasica (Glaessn.). По составу планктона эта часть разреза относится к низам зоны Acarinina bullbrooki Международной шкалы. Таким образом, нижняя граница лютетского яруса, проводимая по планктонным фораминиферам и наннопланктону, несколько не совпадает, как и в Международной шкале.

Бентосная ассоциация, несмотря на свою малочисленность, очень разнообразна и представлена 36 родами. Песчанистые формы редки (роды Spiroplectammina, Textularia, Vulvulina, Dorothia), преобладают секрецирующие довольно своеобразного состава. Видовая принадлежность многих из них не была определена. Здесь присутствуют Dorothia postbulletta Balakhm., Spiroplectammina carinatiformis Moroz., Chrysalogonium eocenicum Cushm. et Todd, мелкая тонкостенная уплощенная Asterigerina sp. n., Osangularia pteromphalus Hagn, Valvulineria filiaeprincipes Hagn, Cibicidina dampelae (N. Byk. et Chram.), Sporobulimina eocena N. Byk., Uvigerina muralis Terq., Hopkinsina aff. compacta Balakhm., Kolesnikovella elongata (Halk.), Pleurostomella aff. acuta Hantk., Fursenkoina aff. dibollensis (Cushm. et Appl.) и др. Несмотря на отсутствие зонального вида, этот комплекс относится к верхней подзоне межрегиональной зоны Pseudogaudryina pseudonavarroana низов лютетского яруса, представляя ее глубоководную ассоциацию. Среди радиолярий, помимо форм сферических и дискоидных, впервые появились представители семейства Sponguridae, а также отряда Nassellaria.

Обращает на себя внимание изменение не только видового состава бентосных фораминифер, но и преобладающего морфотипа. Вместо распространенных ранее двояко- и плосковыпуклых, часто скульптированных раковин роталоидных фораминифер, широкое распространение получили тонкостенные неорнаментированные формы. Стали многочисленными виды с субцилиндрической раковиной (роды Dentalina, Chrysalogonium, Kolesnikovella, Stilostomella, Pleurostomella, Cuneus, Trifarina, Bolivina, Fursenkoina). Подобная морфогруппа часто характеризует условия с недостаточным содержанием кислорода в придонном слое (Kaiho, 1990) и, вероятно, в илистом осадке. Судя по нахождению радиолярий и спикул губок, несколько изменился и химизм вод, которые обогатились кремнеземом. Заканчивается изученная часть разреза светлыми мергелями зоны Hantkenina alabamensis.

выводы

В результате комплексного изучения микрофауны в палеоцене и низах эоцена разреза балки Насыпкой выделены биостратиграфические подразделения по фораминиферам и наннопланктону. По планктонным фораминиферам установлены зоны, принятые в качестве унифицированных для палеогена южных районов бывшего СССР. Это зоны Acarinina acarinata, Morozovella subbotinae (s.l.), M. aragonensis, Acarinina bullbrooki, известные здесь и ранее по работам Е.К. Шуцкой. Однако в качестве самостоятельного подразделения в низах эоцена не выделяется зона "Globorotalia aequa", поскольку этот вид-индекс встречен в палеоцене, в зонах Acarinina acarinata и Discoaster multiradiatus вместе с комплексом песчанистых фораминифер, аналогичным фауне верхов палеоцена Северного Кавказа. По наннопланктону, ранее здесь не изучавшемуся, выделены зоны Heliolithus kleinpelli, Heliolhitus riedeli, Discoaster multiradiatus, верхи зоны Discoaster Iodoensis и низы зоны Discoaster sublodoensis. В отличие от разрезов Юго-Западного Крыма, по планктонным фораминиферам и наннопланктону обосновано наличие самых верхов танета. Отмечено несовпадение нижних границ зон Acarinina bullbrooki и Discoaster sublodoensis, в отличие от принятого соотношения этих зон в Крымско-Кавказской шкале.

Впервые детально изучен состав мелких бентосных фораминифер и проведено деление разреза по этой группе. По мелким бентосным фораминиферам выделены подразделения разного ранга. Это местная зона Anomalina danica, известная также в датском ярусе Юго-Западного Крыма; межрегиональная зона Karreriella zolkaensis, комплекс которой распространен в верхах палеоцена (танетский ярус) Северного Кавказа, юга Восточно-Европейской платформы, Средней Азии; местная зона Asterigerina bartoniana kaasschieteri низов эоцена, выделенная ранее в Юго-Западном Крыму; межрегиональная зона Pseudogaudryina pseudonavarroana в составе двух подзон, между которыми проходит граница ипрского и лютетского ярусов. Отражая фациальную зависимость, эта фауна по своему составу на разных уровнях была близка то комплексам Юго-Западного Крыма, то Северного Кавказа, что важно для детальной корреляции палеогена не только этих, но и более отдаленных регионов.

Определение видовой принадлежности наиболее древних дискоциклин, находимых здесь и ранее, позволило датировать вмещающие их отложения началом позднего палеоцена (поздний зеландий, время зоны SBZ3). Впервые для данного разреза в нижнем эоцене по нуммулитидам и дискоциклинидам выделены два уровня: нижнекюизский (зона SBZ10), соответствущий верхней части бахчисарайской свиты, и среднекюизский (зона

SBZ11), соответствующий средней части симферопольских слоев. Установлено сходство родового и видового состава эоценовых крупных фораминифер Восточного Крыма и Северо-Западного Кавказа. Отмечена неустойчивость режима осадконакопления и высокая гидродинамика вод в позднепалеоценовое — раннеэоценовое время, вызванные тектонической активностью региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бугрова Э.М. Зональное деление эоцена Бахчисарайского района Крыма по мелким фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 82–91.

Бугрова Э.М., Николаева И.А., Панова Л.А., Табачникова И.П. К зональному делению палеогена южных районов СССР // Сов. геология. 1988. № 4. С. 96–107.

Волошина А.М., Денега Б.І. Стратиграфічне розчленування палеоценових та еоценових відкладів Керченьского півострова // Доп. АН УРСР. Сер. Б. Геол., геофиз., хімія, біол. 1969. № 4. С. 294–298.

Горбач Л.П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. М.: Недра, 1972. 115 с.

Закревская Е.Ю. Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1993. 112 с.

Зернецкий Б.Ф. Перші знахідки дискоциклін в палеоцені Криму // Матеріали до палеонтологіі кайнозою Украіни. Киів: Наукова думка, 1977. С. 55–59.

Зональная стратиграфия фанерозоя СССР (справочное пособие) / Ред. Корень Т.Н. М.: Недра, 1991. 160 с.

Краева Е.Я. Стратиграфическое распределение бентосных фораминифер в эоценовых и олигоценовых отложениях Крымских стратотипических скважин // Тектоника и стратиграфия. 1972. Вып. 4. С. 91–106.

Маймин З.Л. Третичные отложения Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1951. 232 с.

Макаренко Д.Е. Моллюски палеоценових відкладів в Криму // Тр. ін-ту геол. наук АН УРСР. Сер. стратигр. і палеонтол. 1961. Вып. 40. 156 с.

Мревлишвили Н.И. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1978. 216 с.

Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. 83 с.

Немков Г.И., Бархатова Н.Н. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма. М.-Л.: Музей Карпинского, 1961. 125 с.

Немков Г.И., Портная Е.Л. Астероциклины из нижнеэоценовых отложений юго-восточного Крыма // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1969. № 4. С. 33–40. Палеогеновая система // Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1975. С. 5–524.

Портная В.Л. Дискоциклиниды эоценовых отложений Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Изд-во МГУ, 1974. 174 с.

Преображенский М.Б., Бугрова Э.М., Николаева И.А. Экосистемные преобразования в зоне карбонатного осадконакопления палеоценового бассейна Крыма по

данным микрофациального анализа // Тез. докл. XLIV сессии Палеонт. общества. СПб. 1998. С. 80-82.

Решение XVI пленарного заседания палеогеновой комиссии, ВСЕГЕИ, 6-8 апр. 1987 г. // Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. Вып. 24. С. 51-54.

Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). Киев: Наукова думка, 1987. 115 с.

Субботина Н.Н. Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта и горизонта Горячего Ключа // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1950. Вып. 51. С. 5–112.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия нижних горизонтов палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1956. Вып. 164. Геол. сер. (№ 71). С. 3–119.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия нижнего палеогена Северного Предкавказья и Крыма // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 207–229.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 256 с. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy // Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation / Eds Berggren W.A. et al. SEPM Special publ. 1995. V. 54. P. 129-212.

Kaiho K. Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1991. V. 83. № 1–3. P. 65–85.

Less G. Az Europai Orthophragminak oslenytana es retegtana. Budapest, Geol. Hung. Ser. Paleontologica. Fasc. 511. 1987. 373 p.

Martini E. Standard Tertiary and Quatenary Calcareous Nannoplankton Zonation. Proc. II Plank. Confer. (Roma, 1970). V.II. Roma. 1971. P. 739–785.

Samuel O., Borza K., Kohler E. Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Van Valley (West Carpathian). Geol. Ust. D. Stura. Bratislava. 1972. 246 p.

Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E. et al. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene // Bull. Soc geol. France. 1998. V. 169. № 2. P. 281–299.

Steurbant E. New early and middle Eocene calcareous-nannoplankton events and correlation in middle to high latitudes of the northern hemisphere // Newsl. Stratigr. 1988. V. 18. № 2. P. 99–115.

Рецензенты В.А. Крашенинников, И.А. Басов

УДК 58:551.796(571.54)

динамика растительности бурятии в голоцене

© 2002 г. П. Е. Тарасов*, Н. И. Дорофеюк**, П. Б. Виппер **

* Московский государственный университет. Географический факультет, 119899 Москва, Воробьевы горы, Россия

** Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 117071 Москва, Ленинский просп., 33, Россия

Поступила в редакцию 15.03.99 г., получена после доработки 29.10.99 г.

Результаты пыльцевого и радиоуглеродного анализов донных отложений четырех озер центральной части Бурятии (51–54° с.ш., 106–112° в.д.) позволяют реконструировать региональные и местные особенности развития растительности в голоцене и увязать реконструированные события с изменениями климата. В котловине озера Котокель растительность типа лесотундры или холодной лесостепи существовала 10000–10600 лет назад. В условиях повышения летних температур и некоторого иссушения климата 9000–10000 лет назад в регионе широко распространились степи. Древесная растительность начала расселяться быстрыми темпами после 9000 лет назад. Интервай между 8500 и 8000 лет назад характеризуется максимальным распространением еловых лесов на территории Бурятии. Широкое участие в составе лесов березы и ели характерно вплоть до 6000 лет назад. Распространение ели позволяет предположить улучшение условий увлажненности и ослабление континентальности климата, имевшее место в середине голоцена. Оптимальные условия для расселения пихты на склонах хребтов, обращенных к Байкалу, имели место 3000–6000 лет назад. На протяжении последних 3000 лет сосновые и лиственничные леса прочно заняли ключевые позиции в растительном покрове, отражая ухудшение условий увлажненности и усиление континентальности климата.

Ключевые слова. Озера, донные отложения, пыльцевой анализ, радиоуглеродные датировки, пыльцевые диаграммы, изменения растительности, палеоклимат, голоцен.

ВВЕДЕНИЕ

Данные пыльцевого анализа озерно-болотных отложений представляют собой наиболее распространенный источник информации о региональных и глобальных изменениях растительности и климата в плейстоцене—голоцене и широко используются для целей палеогеографии, геологической корреляции и при тестировании глобальных климатических и биологических моделей.

Отметим, что вплоть до настоящего времени сведения о голоценовой растительности Забайкалья, и в частности – Бурятии, датированные методами абсолютной геохронологии, весьма немногочисленны (Виппер, 1968; Виппер, Голубева, 1976; Савина, 1982). В настоящей публикации мы попытались частично восполнить недостаток информации по региону, проанализировав неопубликованные материалы пыльцевого и радиоуглеродного анализов донных отложений озер Черное, Большое Еравное и Духовое.

Колонка донных отложений озера Котокель, изученная комплексом методов (Виппер, 1968; Кордэ, 1968), является наиболее полным разрезом Бурятии, дающим возможность проследить динамику растительности с конца позднего плейстоцена до настоящего времени. Анализ публикаций, содержащих интерпретацию полученных матери-

алов (Виппер, 1968; Кордэ, 1968; Хотинский, 1977; Савина, 1982), выявил довольно существенные расхождения во взглядах разных авторов на хронологию реконструированных изменений растительного покрова и причины их обусловившие. Мы попытались разрешить имеющиеся противоречия, сравнив полученные результаты с современными данными по палинологии и геохронологии Забайкалья и северной Монголии (Кулагина, Трофимов, 1992; Tarasov et al., 1994; Дорофеюк, Тарасов, 1998; Gunin et al., 1999). Для удобства и облегчения корреляции реконструированных событий пыльцевая диаграмма озера Котокель была перестроена по той же методике, что и остальные диаграммы, приводимые в статье.

Проведение полевых работ, описание растительности в точках бурения, отбор образцов и их последующая лабораторная обработка осуществлялись под руководством и при непосредственном участии П.Б. Виппера, в память о котором подготовлена эта статья.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА РАБОТ

Озера, результаты анализа донных отложений которых излагаются в статье, расположены в центральной части Бурятии между 106 и 112° в.д. (рис. 1). Район работ ограничен с севера и северо-

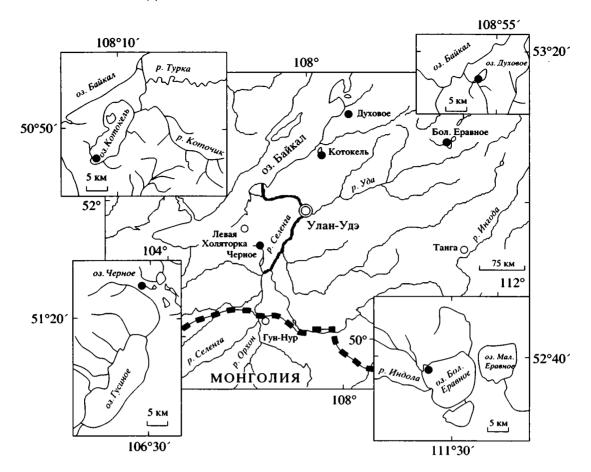


Рис. 1. Схематическая карта региона с указанием расположения озер, упоминаемых в тексте. Черные точки обозначают местоположение разрезов, представленных в настоящей работе, кружки – местоположение других опубликованных разрезов, используемых при обсуждении.

запада озером Байкал, а с юга – государственной границей России с Монголией. В рельефе доминируют горные хребты, поднимающиеся до 1700 м над уровнем моря, и разделяющие их котловины, ориентированные с юго-запада на северо-восток.

Климат района - континентальный, с холодной зимой и сравнительно теплым летом. Средние температуры января опускаются до -27°C, а средние температуры июля составляют 18-20°C (Ногина, 1964). В котловинах в среднем выпадает 250-350 мм осадков в год, а в привершинных частях горных хребтов до 700 и более мм (Жуков, 1965). Наиболее влажными являются июль и август, когда на фоне некоторого ослабления западного переноса активизируются меридиональная циркуляция воздушных масс и циклоническая деятельность на полярном фронте. Циклоны обеспечивают вынос с юго-востока на северо-запад теплого и относительно влажного тропического воздуха и вызывают выпадение сильных и затяжных дождей. Таким образом, в летнее время осадки в Забайкалье связаны, в основном, с циркуляцией муссонного типа (Жуков, 1965). Осенью и зимой осадков мало и выпадают они на арктическом фронте из воздушных масс, поступающих с Атлантического океана.

Суровые климатические условия региона ограничивают распространение наиболее требовательных к теплу и влаге растений. Темнохвойная тайга (сибирская кедровая сосна, ель, пихта) сохраняется, главным образом, на склонах хребтов, обращенных к Байкалу. Наиболее широко распространены сосновые, лиственничные и березовые леса. Лесостепные участки встречаются на юге и юго-востоке. Степная растительность, в основном, покрывает плоские днища межгорных котловин.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Бурение озерных осадков, представленных, в основном, сапропелями, осуществлялось с помощью поршневого и трубчатого механических буров. Отбор образцов для пыльцевого и радиоуглеродного анализов производился в полевых условиях. Стандартная методика с применением ацетолиза (Гричук, Заклинская, 1948) использовалась для извлечения пыльцы и спор, идентификация которых выполнена А.К. Недосеевой. При

построении пыльцевых диаграмм сумма пыльцы древесных и травянистых растений в каждом спектре принималась за 100% и использовалась для расчета относительного содержания отдельных таксонов.

Для хронологической привязки выделяемых на диаграммах пыльцевых зон в работе используются 12 радиоуглеродных датировок. Датирование пыльцевой диаграммы озера Духовое осуществлено путем корреляции с диаграммой озера Котокель, расположенного в 62 км к юго-западу. Все расчеты, связанные с определением возраста пыльцевых зон и построением пыльцевых диаграмм, выполнены с использованием пакета программ Tilia-Tilia. graph.

При интерпретации результатов пыльцевого анализа мы руководствовались следующими основными закономерностями, установленными при анализе поверхностных пыльцевых спектров с территории Северной Евразии и Монголии (Peterson, 1993; Tarasov et al., 1998).

1). В пробах из лесостепной зоны, отобранных за пределами лесных участков, содержание пыльцы деревьев обычно не превышает 50%. 2). Присутствие пыльцы Picea и Abies в количествах, превышающих 5% от общей суммы пыльцы в спектре, можно считать надежным показателем произрастания еловых и пихтовых лесов в непосредственной близости от места отбора пробы. 3). Пыльца Larix легко разрушается при фоссилизации, а ее разнос от дерева-производителя обычно не превышает 200-350 м (Савина, Буренина, 1981), поэтому присутствие даже единичных пыльцевых зерен лиственницы в озерно-болотных или аллювиальных отложениях может свидетельствовать в пользу ее местного происхождения. Аналогичное заключение справедливо и в отношении пыльцы Salix (Сладков, 1967). 4). Незначительное (менее 5%) присутствие в спектрах пыльцы Pinus может быть следствием ветрового заноса, что необходимо учитывать при реконструкции растительности по пыльцевым данным.

Палеоклиматическая интерпретация реконструированных изменений растительного покрова Бурятии выполнена с учетом экологической оценки соотношений между современными растительностью и климатом (Prentice et al., 1992).

ДАННЫЕ АНАЛИЗОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ

Озеро Котокель (52°46′ с.ш., 108°06′ в.д., 458 м) расположено в 2 км от озера Байкал (рис. 1) и отделено от него невысоким горным хребтом (максимальная отметка – 729 м). Озеро имеет площадь 67 км² и максимальную глубину – 12.5 м (Тагаsov et al., 1994). Берега покрыты сосновым лесом с примесью лиственницы, березы и осины.

К востоку от озера встречаются леса из сибирской кедровой сосны с примесью лиственницы и горные леса из ели, сибирской кедровой сосны и пихты (Растительность, 1967). В верхнем поясе гор тундровая растительность сочетается с зарослями кедрового стланика и березовыми или лиственничными редколесьями. В районе озера средняя температура января составляет –18.5°С, а июля 14.3°С, среднегодовое количество осадков достигает 450 мм.

Скважина пробурена в южной части озера в 1 км от берега (рис. 1) на глубине 2.6 м. Вскрытая 565-сантиметровая толща донных осадков представлена, главным образом, сапропелем. Лишь у основания скважины (555–565 и 494–499 см) вскрыты прослои тонкозернистого песка с большим количеством органики и прослой торфянистого сапропеля (499–555 см).

На пыльцевой диаграмме (рис. 2) хорошо выделяются пять зон, соответствующих основным этапам развития растительности в окрестностях озера, начиная с конца позднего плейстоцена.

Зона Ко5 (540–565 см) характеризуется умеренным содержанием (35–50%) пыльцы деревьев и кустарников, главным образом — Pinus sylvestris L. (10–35%), Betula (15–20%) и Alnus (1–5%). В травяно-кустарничковой группе доминирует пыльца Роасеае (35–50%), а содержание пыльцы Artemisia, Chenopodiaceae и разнотравья в сумме не превышает 25%. Расчетный возраст отложений, определенный методом линейной экстраполяции скорости осадконакопления, составляет 10000–10600 лет назал.

В пределах зоны Ko4 (500–540 см; 9000–10000 лет назад) содержание пыльцы деревьев и кустарников снижается до 5–15%. К числу местных таксонов в этой группе можно отнести лишь Betula (7–10%) и Salix (1–5%). Среди травянистых таксонов доминирует Poaceae (55–75%), а содержание пыльцы Artemisia возрастает до 11–15%.

Спектры зоны КоЗ (395–500 см; 6000–9000 лет назад) отличаются от нижележащих образцов увеличением содержания пыльцы деревьев и кустарников до 75–85%. Доминирует пыльца Betula (35–70%) и Рісеа, максимальное содержание которой (около 60%) фиксируется на глубине 475–480 см (8000–8500 лет назад). В спектрах постоянно встречается пыльца Alnus, Salix и единично – Larix. Содержание пыльцы Роасеае снижается до 10–17%.

В спектрах зоны Ko2 (290–395 см; 3000–6000 лет назад) по-прежнему доминирует пыльца Betula, однако доля Рісеа уже не превышает 5–15%. На этом фоне происходит увеличение содержания пыльцы Abies (до 5–8%) и Pinus sylvestris (10–22%).

В зоне Ко1 (0–290 см; 0–3000 лет назад) содержание пыльцы деревьев и кустарников достигает максимума (90–95%). На фоне постепенного сокращения доли пыльцы Betula (до 15–20%) возрас-

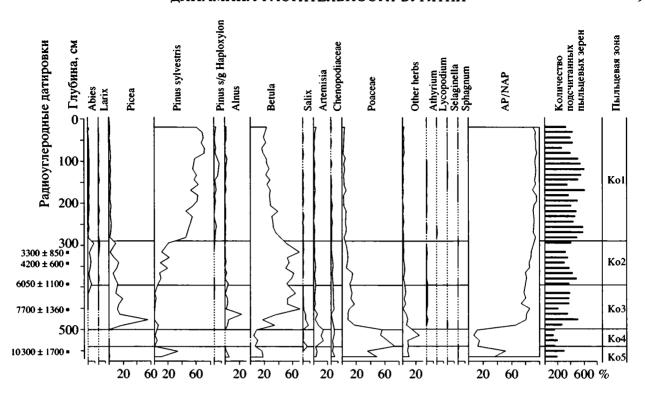


Рис. 2. Пыльцевая диаграмма колонки донных отложений озера Котокель. На всех диаграммах AP/NAP отражает относительное содержание древесных и травянистых растений в спектрах, выраженное в процентах.

тает содержание Pinus sylvestris (до 60–73%) и Pinus s/g Haploxylon (до 5–7% на глубине 100–140 см). Пыльца Picea, Abies, Larix и Alnus встречается хотя и постепенно, но в небольших количествах.

Анализируя перечисленные изменения состава спектров, можно реконструировать основные черты растительного покрова в бассейне озера Котокель. На рубеже позднего плейстоцена и голоцена (10000-10600 лет назад) растительность, вероятнее всего, была близка к современной лесотундре или холодной лесостепи. В пользу такого заключения свидетельствует присутствие в спектрах пыльцы березы, ольхи, большая часть которой принадлежит кустарниковым формам (Виппер, 1968; Кордэ, 1968), и спор сфагновых мхов, наряду с ведущей ролью злаков. Древесная растительность, представленная березовыми и сосновыми редколесьями, играла подчиненную роль. Ель, если и присутствовала в растительном покрове, то лишь единично, ввиду крайне незначительного содержания ее пыльцы. Перечисленные особенности растительности позволяют интерпретировать климатические условия того времени, как холодные и относительно засушливые.

В начале голоцена (9000–10000 лет назад) облик растительности заметно изменился. Незначительное содержание пыльцы сосны в спектрах заставляет полагать, что лесная растительность в бассейне озера практически отсутствовала. Кус-

тарниковые формы березы и ивы, пыльца которых в небольших количествах присутствует в спектрах, могли произрастать на заболоченных участках в прибрежной зоне озера. Увеличение доли злаков, полыней и разнотравья отражает распространение в котловине озера степных ценозов. С палеоклиматической точки зрения описанные изменения могли произойти в условиях повышения летних температур и связанного с этим иссушения климата. На сухость климата указывает незначительное содержание пыльцы деревьев и кустарников при практически полном отсутствии пыльцы хвойных.

Приблизительно с 9000 лет назад начинается быстрое распространение древесной растительности в котловине озера. В период между 6000 и 8500 лет назад березовые и еловые леса играли заметную роль в растительном покрове. Максимальное распространение ели имело место около 8000-8500 лет назад. С этого времени лиственница тоже начинает играть более заметную роль, судя по постоянному присутствию ее пыльцы в отложениях. Реконструированные изменения растительности в первую очередь свидетельствуют об улучшении условий увлажненности. В то же время быстрое распространение ели предполагает известное смягчение климата, то есть зима не должна была быть слишком холодной, а лето слишком жарким.

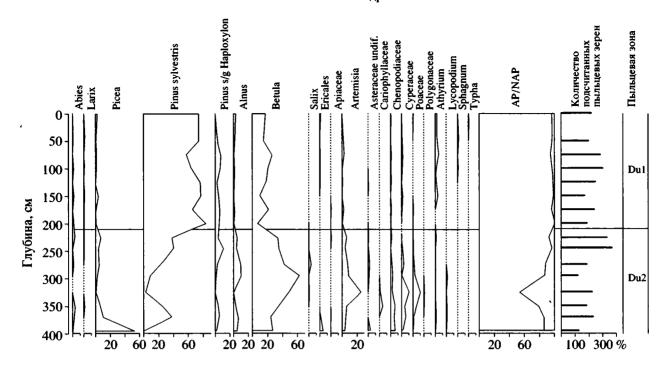


Рис. 3. Пыльцевая диаграмма колонки донных отложений озера Духовое.

Около 3000-6000 лет назад в составе темнохвойных таежных лесов наиболее прочные за голоцен позиции занимает пихта. Последняя отличается более высокими, чем ель, требованиями к температурному режиму (Prentice et al., 1992), влагообеспеченности и плодородию почв (Gunin et al., 1999), что дает основание считать указанный интервал времени оптимальным с точки зрения сочетания перечисленных показателей. Начиная с 6000 лет назад, отмечается направленное усиление позиций сосны обыкновенной – породы, неприхотливой и обладающей высокой конкурентоспособностью.

Участие сосны в составе лесов региона становится наиболее заметным в последние 3000 лет. В это время ель и пихта значительно сокращают свое присутствие в бассейне озера, уступая место сосновым, кедровым и лиственничным лесам. Деградация еловых и пихтовых лесов и экспансия сосны, пришедшиеся на поздний голоцен, могут быть обусловлены климатическими причинами и в первую очередь ухудшением увлажненности и усилением континентальности климата. Дополнительную роль в ослаблении позиций темнохвойной таежной растительности могли сыграть сильные лесные пожары, в современных условиях представляющие собой достаточно частое явление на территории Забайкалья (Дылис и др., 1965). Пожары уничтожают моховую подстилку и увеличивают мощность слоя сезонного протаивания, что создает благоприятные возможности для расселения сосны, имеющей мощные стержневые, а не только

поверхностные корни. Л.Н. Савина (1982) основной причиной, вызвавшей угнетение и деградацию долинных еловых лесов в районе озера Байкал 7000–8000 лет назад и их замещение сосняками и лиственничниками, называет подъем уровня грунтовых вод, связанный с ростом увлажненности в бассейне озера и специфическое развитие болотообразовательного процесса.

Палеоклиматическая интерпретация изменений растительного покрова Котокельской котловины хорошо согласуется с реконструированными уровнями озера (Тагаsov et al., 1994), отражающими соотношение осадков и испарения в его бассейне. Фаза с низкими уровнями (8500–10600 лет назад) совпадает с интервалом времени, когда облесенность котловины была минимальной за голоцен. Высокие и средние уровни озера, наоборот, имели место в среднем и позднем голоцене, когда таежная растительность широко распространилась в исследуемом регионе.

Озеро Духовое (53°18′ с.ш., 108°53′ в.д., 514 м) расположено в 3-х км от озера Байкал (рис. 1) и отделено от него невысоким (843 м) хребтом. Низменные берега озера покрыты осиновым лесом и лиственничным редколесьем с незначительной примесью ели. Горные склоны заняты разреженными сосняками с отдельными лиственничными деревьями и обильным участием березы и осины. На побережье Байкала встречаются сибирская кедровая сосна и пихта, а на песчаных дюнах – кедровый стланик. По данным метеостанции Баргузин, расположенной, правда, в бо-

лее засушливых условиях, температура января составляет -26.7°C, а июля -18.3°C (Ногина, 1964).

Пыльцевым анализом исследованы две колонки донных отложений озера. Построенные пыльцевые диаграммы очень похожи, что позволяет ограничиться рассмотрением одной из них (рис. 3), характеризующей более длинную колонку. Бурение произведено на расстоянии 1 км от южного берега озера на глубине воды 1.8 м. Скважина вскрыла 395-сантиметровую толщу сапропеля, подстилаемую песком. Отсутствие радиоуглеродных датировок вынуждает использовать коррелюцию с данными по озеру Котокель (рис. 2) ближайшему из датированных разрезов (рис. 1). Сопоставление пыльцевых диаграмм позволяет отнести максимум пыльцы ели в отложениях озера Духовое к интервалу 8000-8500 лет назад. Рост содержания пыльцы сосны на глубине 200 см, по всей видимости, синхронен аналогичному событию на диаграмме озера Котокель, имевшему место около 3000 лет назад. Эти два хроностратиграфических репера позволяют датировать границы зон, выделяемых на пыльцевой диаграмме колонки донных отложений озера Духовое.

В зоне Du2 (210–400 см; 3000–8500 лет назад) пыльца деревьев и кустарников составляет 75–85% от общего количества подсчитанных микрофоссилий. Доминирует пыльца Betula (25–65%) и Pinus sylvestris (до 45%). Постоянно присутствует пыльца Pinus s/g Haploxylon (до 10%), Alnus (до 10%), Abies и Larix (1–30%). Содержание пыльцы Picea достигает 55% в нижнем образце, но вверх по разрезу сокращается до 5–7%. Лишь в одном спектре на глубине 325 см содержание пыльцы трав и кустарничков (в основном Artemisia, Poaceae и Сурегасеае) возрастает до 45%.

В спектрах зоны Du1 (0–210 см) пыльца деревьев и кустарников составляет 95–100%. При этом содержание пыльцы сосны достигает 85%, а значение всех остальных таксонов, за исключением лиственницы и сибирской кедровой сосны, падает.

Развитие растительности в окрестностях озера Духовое в общих чертах повторяет реконструкцию, выполненную для котловины озера Котокель. Максимальное распространение еловых лесов в котловине озера, судя по всему, приходится на период 8000–8500 лет назад. Однако в бассейне озера Духовое 3000–8000 лет назад распространение наиболее тепло- и влаголюбивых темнохвойных пород – ели и, в особенности, пихты – было не столь значительным. В середине голоцена в бассейне озера были довольно широко распространены леса из березы, сосны, ели, пихты, сибирской кедровой сосны и лиственницы. Более заметное, чем в настоящее время, участие темнохвойных пород свидетельствует о более влажном

и менее континентальном климате. Резкое ослабление позиций древесной растительности (падение содержания пыльцы сосны) и рост содержания пыльцы полыни, злаков и осок в образце с глубины 320–330 см может означать временное наступление степи на лес в окрестностях озера. Это событие прослеживается в обеих колонках, взятых из озера Духовое и, на наш взгляд, отражает действие скорее локальных (например, сильный пожар), нежели региональных климатических факторов. Современные исследования (Дылис и др., 1965) подтверждают, что сосняки весьма подвержены пожарам и медленно и неравномерно восстанавливаются по гарям.

В последние 3000 лет состав растительности был близок к современному. Именно на этот отрезок времени приходится чрезвычайно быстрое распространение сосновых лесов в регионе.

Озеро Черное (51°24′30″ с.ш., 106°29′20″ в.д., 550 м) расположено у левого борта общирной линейно-ориентированной котловины (рис. 1). С северо-запада в оз. Черное впадает небольшая речка, берущая начало на хребте Солдатском, и соединяет его с оз. Круглое. Береговые валы, достигающие высоты 15 м, покрыты кустиками караганы, злаками и полынью. В котловине встречаются береза, изредка лиственница и ель. Сосняки, покрывающие склоны Солдатского хребта, вплотную подходят к озеру. Встречаются отдельные массивы сибирской кедровой сосны с примесью лиственницы (Растительность, 1967). По данным метеостанции Ново-Селенгинск (Ногина, 1964), средняя температура января –26.2°C, июля +19.9°C, а годовая сумма осадков – 255 мм.

Скважина была пробурена в центре озера на расстоянии 250 м от берега на глубине воды 2.15 м. Скважина вскрыла 265-сантиметровый слой сапропеля, насыщенного мелкими раковинами моллюсков и растительным детритом. На диаграмме (рис. 4) довольно уверенно выделяются две пыльцевые зоны. Зона Ch2 (225-270 см; 6000-7400 лет назад) характеризуется относительно невысоким участием в пыльцевых спектрах пыльцы деревьев и кустарников (55-65%). Доминантом в этой группе является Betula sect. Albae (35%), а пыльца Ріnus sylvestris (5–15%) и Picea (7–12%) играет подчиненную роль. Пыльца других древесных таксонов (Pinus s/g Haploxylon, Abies, Larix, Alnus, Salix) встречается единично. В группе трав и кустарничков наиболее заметную роль играют Artemisia (22-25%), Chenopodiaceae (10-13%) и Cyperaceae (3-11%).

Зона Ch1 (0–225 см; 0–6000 лет назад) характеризуется абсолютным преобладанием древесной пыльцы (до 95%). В роли доминанта выступает Pinus sylvestris (60–68%), а содержание пыльцы березы (12–25%) и ели (1–2%) заметно снижается. Состав пыльцы трав и кустарничков остается неиз-

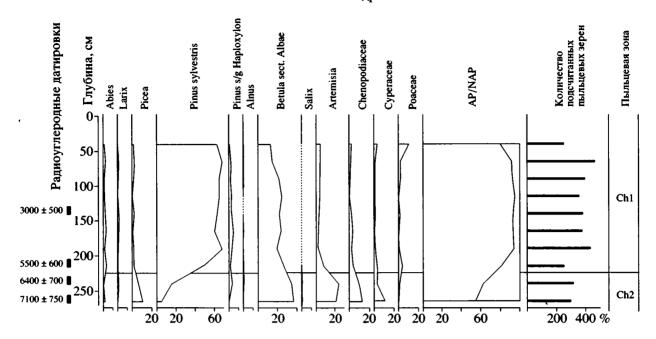


Рис. 4. Пыльцевая диаграмма колонки донных отложений озера Черное.

менным, однако, содержание каждого таксона, как правило, не превышает нескольких процентов.

Исходя из состава спектров (довольно высокое содержание пыльцы полыней и маревых), можно достаточно уверенно говорить о том, что растительность котловины имела лесостепной облик в период 6000-7400 лет назад. Елово-березовые и лиственничные леса занимали ведущие позиции. Участие в составе лесов сосны и пихты было довольно ограниченным. Климат все же был более благоприятным для существования темнохвойной таежной растительности. Присутствие в спектрах того времени пыльцы ив и повышенное содержание Сурегасеае могут свидетельствовать о заболоченности берегов озера вследствие подъема уровня грунтовых вод или более значительной увлажненности климата, что служит косвенным подтверждением предыдущего положения. Альтернативным объяснением может служить обмеление озера и заселение литоральной зоны болотной растительностью.

В период после 6000 лет назад в районе озера устанавливается господство эвритермных сосновых, березовых и лиственничных лесов. Роль лиственницы в растительном покрове региона, судя по результатам пыльцевого анализа, не уменьшилась, чего нельзя сказать о ели. Последняя отличается более высокими требованиями к увлажнению, чем сосна и береза, и, следовательно, ослабление ее позиций в регионе может быть связано с иссушением климата. Более высокое содержание пыльцы древесных пород в спектрах позднего голоцена отнюдь не означает, что облесенность бассейна озера была выше, чем в среднем голоцене.

Основную долю составляет пыльца сосны, продуктивность и аэродинамические свойства которой гораздо выше, чем у других пород.

Озеро Большое Еравное (52°40′ с.ш., 111°32′ в.д., 948 м) расположено в пределах Витимского плоскогорья (рис. 1). В котловине озера степные участки соседствуют с лиственничными, сосново-лиственничными и березовыми лесами. По данным метеостанции г. Читы (Ногина, 1964), расположенной неподалеку от озера, средняя температура января –26.8°С, июля +18.5°С, осадков выпадает до 300 мм.

Скважина, пробуренная в 500 м от ССЗ берега (рис. 1) на глубине воды 2.57 м, вскрыла 285-см толщу сапропеля. Пыльцевая диаграмма (рис. 5) обнаруживает большое сходство с диаграммой озера Черное (рис. 4).

В зоне Be2 (225–285 см; 6000–7600 лет назад) древесная пыльца составляет около 65–70%, преобладает пыльца Betula sect. Albae (45–55%), а содержание пыльцы Pinus sylvestris увеличивается вверх по колонке с 4 до 25%. В нижнем образце содержание пыльцы Picea (4%) является максимальным для рассматриваемой диаграммы. Среди травянистых таксонов доминирует пыльца Artemisia (30%).

Зона Be1 (0–225 см) характеризуется ростом содержания древесной пыльцы до 85% и доминирующей ролью Pinus sylvestris. Содержание пыльцы Betula sect. Albae снижается до 30–35%, а пыльца темнохвойных пород – Abies, Picea, Pinus s/g Haploxylon – встречается единично. На фоне

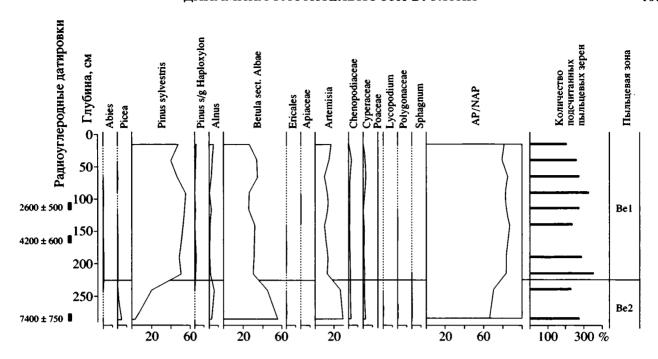


Рис. 5. Пыльцевая диаграмма колонки донных отложений озера Большое Еравное.

неизменно низкого содержания в спектрах пыльцы Chenopodiceae и Cyperaceae, доля Artemisia сокращается до 10–15%.

Учитывая состав пыльцевых спектров, можно сделать вывод о том, что лесные формации господствовали в бассейне озера в течение последних 7600 лет, хотя состав лесов не оставался неизменным. После 6000 лет назад к широко распространенным березовым лесам добавились леса из сосны обыкновенной. Отсутствие в спектрах пыльцы лиственницы не является доказательством ее отсутствия в составе лесов, учитывая значительные размеры озера и удаленность точки бурения от берега. Стабильное присутствие в спектрах второй половины голоцена единичных пыльцевых зерен ели, пихты и сосны сибирской говорит о произрастании перечисленных древесных пород в регионе. Относительно высокое содержание пыльцы ели в нижнем образце подтверждает усиление позиций ели в регионе около 7500 лет назад, что хорошо согласуется с данными, полученными по другим озерам (рис. 2-4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Одним из способов оценки надежности наших построений является сравнение их с опубликованными реконструкциями голоценовой растительности и климата Забайкалья и прилегающих районов Монголии. Данные пыльцевого анализа отложений оз. Гун-Нур (рис. 1), в бассейне которого распространена сосново-лиственничная лесостепь, указывают на господство степных ассоциаций и

крайне незначительное участие древесной растительности (в основном березы) 8700–9600 лет назад (Дорофеюк, Тарасов, 1998). Однако уже 8000 лет назад площадь лесов в указанном районе заметно увеличилась в связи с активным расселением Pinus sylvestris и территория сохраняла лесостепной облик, сравнимый с современным, на протяжении всего среднего и позднего голоцена. Значительное остепнение территории совпало по времени с низкими уровнями озера Гун-Нур, установленными по результатам литологического и диатомового анализов (Дорофеюк, Тарасов, 1998). В интервале 3300–8300 лет назад озеро имело высокие уровни, а в заключительную фазу голоцена – преимущественно средние уровни.

Из нескольких озер Читинской области, исследованных пыльцевым методом (Виппер, Голубева, 1976), радиоуглеродные датировки получены лишь по озеру Танга (рис. 1), расположенному в поясе горной лесостепи с участием сосны, березы и лиственницы. На пыльцевой диаграмме ниже радиоуглеродной датировки 7560 ± 250 лет назад выделяется зона, в которой пыльца травянистых растений (главным образом Artemisia) составляет 50-70%. Состав спектров позволяет реконструировать лесостепь с участием лесов из березы и ели, существовавшую в котловине озера до 8000 лет назад. Содоминантом березы с этого времени становится ель, содержание пыльцы которой достаточно высоко вплоть до 7000 лет назад (ниже датировки 6500 ± 200 лет назад), а затем довольно резко снижается. Во второй половине голоцена в спектрах начинает преобладать пыльца сосны и сибирского кедра и возрастает содержание пыльцы лиственницы. По нашему мнению, эта фаза началась около 6000 лет назад, то есть одновременно с аналогичными изменениями в Бурятии.

Интерпретируя пыльцевую диаграмму озера Котокель, Н.А. Хотинский (1977) посчитал, что на предбореальный период (9000–10200 лет назад) приходится перерыв в осадконакоплении, а безлесный интервал отнес к позднему дриасу, не доверяя радиоуглеродным датировкам с большой погрешностью. Анализ более современных пыльцевых и радиоуглеродных данных по долине реки Верхняя Ангара (Кулагина, Трофимов, 1992), озерам Гун-Нур (Дорофеюк, Тарасов, 1998) и Хотон-Hyp (Gunin et al., 1999) подтверждает широкое распространение безлесных ландшафтов в начале голоцена, между 10000 и 9000 лет назад, на обширной территории Забайкалья, северо-западной и северной Монголии. Вслед за фазой остепнения во всех случаях выделяется фаза активного расселения древесной растительности, охватывающая практически весь голоцен. Наши реконструкции, выполненные по Бурятии, хорошо укладываются в эту схему, что позволяет говорить о сходных тенденциях развития растительности и климата, проявившихся в синхронности фаз остепнения-иссушения и облесения-увлажнения рассматриваемой территории в голоцене.

Говоря об общих чертах развития природы Забайкалья и северной Монголии, следует подчеркнуть наличие внутрирегиональных различий, связанных с географическим положением, особенностями орографии и климата. Так, в бассейне озера Гун-Нур, на границе с Монголией, сосна занимала позиции, близкие к современным уже около 8000 лет назад, в центральных районах Бурятии и на западе Читинской области – около 5000-6000 лет назад, а в непосредственной близости к озеру Байкал - 3000 лет назад. Бореальный максимум ели, выделяемый по пыльцевым материалам из разных районов Сибири (Хотинский, 1977) и северной Монголии (Gunin et al., 1999), прослеживается и на территории Бурятии, свидетельствуя о значительном улучшении климата Северной Азии в тот период. В то же время точка зрения Н.А. Хотинского (1977) об ухудшении климата Забайкалья на рубеже атлантического и суббореального периодов голоцена (около 4500 лет назад) не всегда подтверждается пыльцевыми и радиоуглеродными данными. В частности материалы по озеру Котокель и по долине реки Левая Холяторка (Савина, 1982; рис. 1) свидетельствуют о максимальном распространении пихты в лесах береговых хребтов озера Байкал в период между 5500 и 3500 лет назад. Повышение роли пихты в регионе оценивается с позиций экологии растений (Виппер, 1962; Виппер, Голубева, 1976; Савина, 1982; Prentice et al., 1992) как свидетельство увлажнения и смягчения зимних температур.

В то же время в разрезах, расположенных на некотором удалении от Байкальской котловины (Черное, Большое Еравное, Танга) следы увлажнения климата в позднем голоцене не прослеживаются. Причины такого расхождения могут скрываться в изменении механизма атмосферной циркуляции, в частности, в усилении или ослаблении влияния Атлантического — широтного и муссонного — субмеридионального переноса воздушных масс на климат региона.

выводы

Результаты анализа донных отложений озер Бурятии, расположенных на относительно низких гипсометрических уровнях (до 1000 м), свидетельствуют о синхронности основных фаз развития лесных и степных формаций в Забайкалье и на севере Монголии и о ведущей роли климатического фактора в формировании растительности.

Набор основных лесообразующих пород, их роль в составе растительности и динамика довольно заметно меняются при движении с севера на юг и с запада на восток. Это позволяет подчеркнуть опасность проведения корреляций в Забайкалье и Монголии только по пыльцевым данным, без привлечения радиоуглеродных датировок, даже на внутрирегиональном уровне.

Представленные в работе материалы и их анализ позволяют уточнить или пересмотреть некоторые ранее сделанные выводы о развитии растительности и климата западного Забайкалья в голоцене. Вместе с тем требуется постановка специальных исследований, возможно, с использованием моделей общей циркуляции атмосферы, чтобы объяснить механизм реконструированных изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Виппер П.Б. Послеледниковая история ландшафтов в Забайкалье // Докл. АН СССР. 1962. Т. 146. № 4. С. 871–874.

Виппер П.Б. Взаимоотношения леса и степи в горных условиях юго-западного Забайкалья // Ботан. журн. 1968. Т. 53. № 4. С. 491–504.

Виппер П.Б., Голубева Л.В. К истории растительности юго-западного Забайкалья в голоцене // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1976. № 45. С. 45–55.

Гринчук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палинологии. М.: Географгиз, 1948. 224 с.

Дорофеюк Н.И., Тарасов П.Е. Растительность и уровни озер севера Монголии за последние 12 500 лет, по данным палинологического и диатомового анализов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 1. С. 73–87.

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). К рукописи должна быть приложена дискета с текстом статьи и таблицами (в точности аналогичным напечатанным), набранными в редакторе MS Word.

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, О, К 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).

"НАУКА" •••• МАИК "НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Агрохимия

Автоматика и телемеханика*

Акустический журнал*

Астрономический вестник*

Астрономический журнал*

Биологические мембраны

Биология внутренних вод

Биология моря*

Биоорганическая химия*

Биофизика* Биохимия* Вестник РАН*

Вестник древней истории

Водные ресурсы* Вопросы ихтиологии* Вопросы философии Вопросы языкознания

Восток

Вулканология и сейсмология

Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*

Генетика*

Геология рудных месторождений*

Геомагнетизм и аэрономия*

Геоморфология Геотектоника* Геохимия*

Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология,

геокриология Государство и право Дефектоскопия*

Дифференциальные уравнения* Доклады Академии наук*

Журнал аналитической химии*

Журнал высшей нервной деятельности

имени И.П. Павлова

Журнал вычислительной математики

и математической физики*

Журнал научной и прикладной фотографии

Журнал неорганической химии* Журнал общей биологии Журнал общей химии* Журӊал органической химии*

Журнал прикладной химии* Журнал технической физики*

Журнал физической химии*

Журнал эволюционной биохимии и физиологии*

Журнал экспериментальной и теоретической физики*

Защита металлов*
Земля и Вселенная
Зоологический журнал

Известия АН. Механика жидкости и газа Известия АН. Механика твердого тела Известия АН. Серия биологическая* Известия АН. Серия географическая Известия АН. Серия литературы и языка

Известия АН. Серия физическая

Известия АН. Теория и системы управления* Известия АН. Физика атмосферы и океана*

Известия АН. Энергетика Исследование Земли из космоса

Кинетика и катализ*
Коллоидный журнал*
Координационная химия*
Космические исследования*

Кристаллография*

Лесоведение

Литология и полезные ископаемые*

Микробиология* Микроэлектроника*

Мировая экономика и международные отношения

Молекулярная биология*

Нейрохимия

Неорганические материалы*

Нефтехимия*

Новая и новейшая история

Общественные науки и современность

Океанология* Онтогенез*

Оптика и спектроскопия* Отечественная история Палеонтологический журнал*

Петрология*

Письма в Астрономический журнал* Письма в Журнал технической физики* Письма в Журнал экспериментальной и

теоретической физики*

Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и

нейтронные исследования

Почвоведение*

Приборы и техника эксперимента* Прикладная биохимия и микробиология* Прикладная математика и механика

Проблемы машиностроения и надежности машин

Проблемы передачи информации*

Программирование* Психологический журнал

Радиационная биология и радиоэкология

Радиотехника и электроника*

Радиохимия* Расплавы

Российская археология

Русская речь Сенсорные системы Славяноведение

Социологические исследования

Стратиграфия. Геологическая корреляция*
Теоретические основы химической технологии*

Теплофизика высоких температур*

Труды Математического института им. В.А. Стеклова*

Успехи современной биологии Успехи физиологических наук

Физика Земли*

Физика и техника полупроводников*

Физика и химия стекла³

Физика металлов и металловедение*

Физика плазмы* Физика твердого тела* Физиология растений* Физиология человека* Химическая физика Химия высоких энергий* Химия твердого топлива

Человек Экология*

Экономика и математические методы

Электрохимия*

Энергия, экономика, техника, экология

Этнографическое обозрение Энтомологическое обозрение*

Ядерная физика*

^{*} Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке