

Том 3, Номер 1

Январь - Февраль 1995

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 3 № 1 1995 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. Берггрэн, Е. В. Бибилова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко,
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией Т. В. Тришкина
Науч. редактор А. С. Тарабанова

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 231-21-64

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 3, номер 1, 1995

Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда
и нижнего кембрия Сибири

*И. М. Горохов, М. А. Семихатов, А. В. Баскаков, Э. П. Кутявин,
Н. Н. Мельников, А. В. Сочава, Т. Л. Турченко*

3

Новое в стратиграфии пермо-триасовой вулканогенной толщи центральной части
Тунгусской синеклизы

Г. Н. Садовников, Э. Ф. Орлова

34

Фитостратиграфия и корреляция юрских отложений Западной Сибири

А. И. Киричкова, Т. А. Травина

43

Возрастные соотношения отложений плиоценовых аллювиальных равнин
междуречья Прут–Южный Буг

Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер, А. С. Тесаков

61

Новые данные по стратиграфии верхнего плиоцена
и эоплейстоцена Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия

Н. Я. Жидовинов, Э. Н. Федкович, Н. Д. Коваленко

73

Геохронология и стратиграфия голоценовых озерно-болотных отложений Северного
и Центрального Казахстана

П. Е. Тарасов, К. В. Кременецкий

81

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Находки мелкораковинных окаменелостей
в нижнем палеозое Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань)

А. М. Мамбетов, Р. А. Максумова

89

Палеоценовые нуммулиты Крыма, Кавказа и Средней Азии

А. А. Ашуров, Г. И. Немков

95

Биостратиграфия опорного разреза хазарских отложений Северного Прикаспия
у села Сероглазовка

А. А. Свиточ, Т. А. Янина, О. Н. Павленко

98

Диаомовые водоросли из отложений севского захоронения мамонтов (Брянская область)

С. С. Габлина

103

ХРОНИКА

Межведомственное совещание по общим вопросам стратиграфии

А. И. Жамойда, Е. Л. Прозоровская

107

CONTENTS

Volume 3, Number 1, 1995

Sr Isotopic Composition in the Riphean, Vendian, and Lower Cambrian Carbonates from Siberia

*I. M. Gorokhov, M. A. Semikhatov, A. V. Baskakov, E. P. Kutyavin,
N. N. Mel'nikov, A. V. Sochava, and T. L. Turchenko* 3

New Data on Stratigraphy of Permian-Triassic Volcanogenic Deposits in Central Part of the Tunguska Syncline

G. N. Sadovnikov and E. F. Orlova 34

Phytostratigraphy and Correlation of the Jurassic Deposits of West Siberia

A. I. Kirichkova and T. A. Travina 43

Chronological Relationship of Pliocene Deposits in Fluvial Plain Between Prut and Southern Bug Rivers

E. A. Vangengeim, M. A. Pevzner, A. S. Tesakov 61

New Data on Stratigraphy of the Upper Pliocene and Eopleistocene of the Lower Volga and Northern Near-Caspian Region

N. Ya. Zhidovinov, Z. N. Fedkovich, and N. D. Kovalenko 73

The Geochronology and Stratigraphy of the Holocene Lacustrine-Bog Deposits in the Northern and Central Kazakhstan

P. E. Tarasov, K. V. Kremenetskii 81

SHORT COMMUNICATIONS

Findings of Small-Shell Fossils in Ancient Sequences of Talas Alatau (the Northern Tien Shan)

A. M. Mambetov and R. A. Maksumova 89

The Paleocene Nummulites from the Southern ISU

A. A. Ashurov and G. I. Nemkov 95

Biostratigraphy of the Khazar Beds in Seroglazovka Reference Section, Northern Near-Caspian Region

A. A. Svitoch, T. A. Yanina and O. N. Pavlenko 98

Diatoms from Deposits of Sevsik Locality of Mammoth Burial (Bryansk region)

S. S. Gablina 103

CHRONICLE

Interdepartmental Conference on General Stratigraphy

A. I. Zhamoida and E. L. Prozorovskaya 107

УДК 546.42:552.54:551.71(57)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ РИФЕЯ, ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ СИБИРИ

© 1995 г. И. М. Горохов*, М. А. Семихатов**, А. В. Баскаков*
Э.П. Кутявин*, Н.Н. Мельников*, А.В. Сочава*, Т.Л. Турченко*

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

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

Поступила в редакцию 12.01.93 г.

Приведены результаты определения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пятидесяти одном образце карбонатных пород нижнего, среднего и верхнего рифея, венда и нижнего кембрия Сибири (Оленекское, Туруханское и Уринское поднятия). Большинство исследованных пород, согласно обычным геохимическим критериям, могут считаться не претерпевшими существенных постседиментационных изменений состава. Тем не менее все образцы содержат карбонатную фазу, которая образовалась в ходе катагенетической перекристаллизации и отличается по изотопному составу Sr от раннедиагенетической фазы. Следовательно, по крайней мере часть имеющихся в литературе результатов измерений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в докембрийских карбонатах отягощена систематической ошибкой, величина которой зависит от различий содержания Sr и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в названных фазах. Предложена методика разделения этих фаз и определены первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах нижнего и нижней части среднего рифея Оленекского поднятия, верхней части среднего рифея и нижней части верхнего рифея Туруханского поднятия, верхней части верхнего рифея, венда и атдабанского яруса нижнего кембрия Уринского поднятия. Величина первичного отношения в породах среднего рифея—нижней части верхнего рифея оказалась значительно более низкой, чем принимается в большинстве современных публикаций, и колеблется от 0.7052 до 0.7062. В образцах из верхней части сибирского верхнего рифея, венда и атдабанского яруса это отношение заметно возрастает и составляет соответственно 0.7081 - 0.7110, 0.7084 - 0.7085 и 0.7081 - 0.7085. Оценен вклад вновь полученных данных в уточнение общей кривой изменения изотопного состава Sr в морской воде рифейского и вендского времени и рассмотрены возможные корреляции переломов этой кривой с некоторыми другими событиями позднего протерозоя.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопный состав Sr в морской воде отражает глобальный баланс вещества, поступающего в океан в виде трех потоков: 1) континентального речного и подземного стока (F_c), представляющего усредненную континентальную кору; 2) мантийного потока (F_m), определяемого взаимодействием между морской водой и океаническими базальтами, главным образом, в гидротермальных ячейках срединно-океанических хребтов; 3) диагенетического потока (F_s), возникающего в результате диагенеза или растворения ранее отложенных карбонатов (Chaudhuri, Clauer, 1986; Goldstein, Jacobsen, 1987; Veizer, 1988; Palmer, Edmond, 1989). Изменение изотопного состава Sr в водах Мирового океана во времени является индикатором перераспределения ролей названных потоков и представляемых ими резервуаров в общем балансе материала, поступавшего в морские бассейны прошлого. Это перераспределение, несомненно, оказывало воздействие на весь химический состав морской воды и отражало крупные изменения палеогеографической и геодинамической обстановок.

Состав морской воды и его вариации во времени определяются, главным образом, соотношением интенсивностей континентального и мантийного потоков, или F_c/F_m (Goldstein, Jacobsen, 1987; Veizer, 1988; Palmer, Edmond, 1989), которые сильно различаются по изотопному составу Sr. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в континентальном речном стоке в настоящее время составляет по разным оценкам 0.7101 - 0.7119 (Wadleigh et al., 1985; Goldstein, Jacobsen, 1987; Palmer, Edmond, 1989), а в современных подводных гидротермальных растворах не превышает 0.7031 - 0.7041 (Albarede et al., 1981; Elderfield, Greaves, 1981; Michard et al., 1984; Piepgras, Wasseburg, 1985; Von Damm et al., 1985). В разные периоды геологической истории это отношение в континентальном стоке могло несколько колебаться под влиянием тектонических причин и изменения состава и возраста питающих провинций (Hodell et al., 1990; Richter et al., 1992; Berner, Rye, 1992), а в мантийном потоке могло быть только еще более низким в связи с общей эволюцией изотопного состава Sr в мантии. Доля Sr, поступающего в океаническую воду в ходе морского диагенеза и растворения карбонатов

(F_s), по-видимому, не превышает одной десятой его общего притока (Elderfield, Gieskes, 1982; Gieskes et al., 1986), а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в диagenетическом потоке близко к отношению в морской воде (Goldstein, Jacobsen, 1987; Kump, 1989; Palmer, Edmond, 1989; Richter, Liang, 1993). Поэтому названный поток не может существенно влиять на характер изменения изотопного состава Sr в океане, хотя и в состоянии оказывать некоторое буферное действие на величину этого изменения.

Для оценки вариаций изотопного состава Sr в морских бассейнах прошлого необходим объект, который отвечал бы следующим условиям: имел бы достаточно низкие содержания Rb и высокие содержания Sr, находился бы в изотопном равновесии со Sr морской воды в момент образования и оставался бы замкнутой системой для Sr в ходе геологической истории. Среди фанерозойских объектов этим условиям в наибольшей степени отвечают карбонатные раковины морских беспозвоночных, а также био- и хемотрогенные карбонатные породы. Изучение большого количества таких образцов позволило установить эпизодические вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, лежащие в пределах 0.7067 - 0.7089, и составить общую кривую изменения этого отношения в фанерозое (обзор и библиографию см. Faure, 1986).

Данные по докембрийским карбонатным породам (Veizer, Compston, 1976; Veizer et al., 1983; Derry, Jacobsen, 1988; Derry et al., 1989; Asmerom et al.,

1991; Покровский, Виноградов, 1991; Kaufman et al., 1993) не столь многочисленны и не всегда надежны, так как скелетный карбонатный материал в докембрии отсутствует, вероятность постседиментационных изменений изотопного состава Sr более высока, чем в фанерозое, а возрастное положение изученных образцов далеко не всегда устанавливается с необходимой точностью. Поэтому эволюция изотопного состава Sr в докембрийских океанах известна лишь в общих чертах и обычно рисуется как в целом восходящая кривая, отражающая общее увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.702 - 0.703 на границе архея и протерозоя до 0.709 в самом конце протерозоя и осложненная значительной депрессией (до 0.7054 - 0.7056) в позднем рифее - 840 - 900 млн. лет назад (Veizer et al., 1983; Asmerom et al., 1991). В противоречии с этими выводами находятся очень низкие (0.7037 - 0.7052) отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах нижнего, среднего и нижней части верхнего рифея Анабарского массива (Покровский, Виноградов, 1991).

В настоящей работе 1) описана усовершенствованная методика оценки первичного изотопного состава Sr в карбонатных породах, основанная на разделении его фаз, разнящихся степенью связанности в породе и изотопным составом (Горохов и др., 1992); 2) рассмотрены геохимическая и изотопная оценки влияния постседиментационных процессов на состав карбонатных пород; 3) определены первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пятидесяти одном образце известняков и доломитов из рифейских, вендских и нижнекембрийских отложений Сибири; 4) рассмотрен вклад вновь полученных данных в уточнение сложившихся представлений об эволюции изотопного состава Sr в протерозойском океане.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Изученные образцы отобраны в трех регионах Сибири: Оленекском, Туруханском и Уринском поднятиях (рис. 1).

Оленекское поднятие представляет собой простую платформенную структуру, в пределах которой рифейские отложения образуют очень пологую (обычно $3^\circ - 5^\circ$) моноклиаль и разбиты сериями небольших по амплитуде разломов (Комар, 1966; Шпунт и др., 1982; Шенфиль и др., 1988). Эти отложения несогласно залегают на дорифейских метаморфических породах и гранитах и трансгрессивно перекрыты субгоризонтально залегающими вендскими толщами, которые в средней части содержат эдиакарскую фауну, а в верхней - древнейшие ассоциации раковинной фауны. Вверх по разрезу вендские отложения сменяются фаунистически охарактеризованными осадками томмотского яруса нижнего кембрия (Хоментовский, 1985; Khomentovsky, Karlova, 1993). Анализ

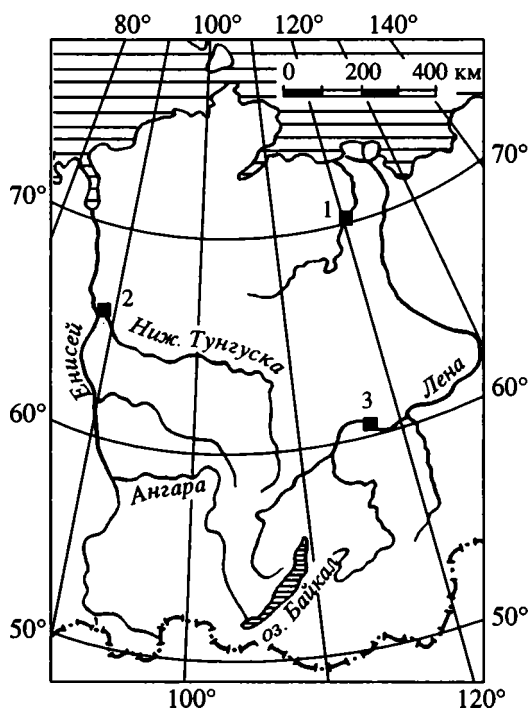


Рис. 1. Схема расположения районов проведенных исследований. Поднятия: 1 - Оленекское, 2 - Туруханское, 3 - Уринское.

цветового индекса дебенгдинских органостенных микрофоссилий позволяет считать, что термальная история развитых здесь рифейских пород была типичной для платформенных областей. Образцы для определения изотопного состава Sr отобраны в верховьях р. Кютингда из нижнерифейской кютингдинской свиты в 10 м от основания (обр. 563/4а), по р. Хорбусуонка из среднерифейских отложений арымасской свиты в основании ее верхней подсвиты (обр. 564/5) и из нижней части дебенгдинской свиты (обр. 563/4).

В Туруханском районе рифейские отложения обнажаются в краевой зоне Сибирской платформы и слагают три ограниченные субмеридиональными надвигами блока, которые смещены к востоку. В их пределах слои либо полого (обычно 15° - 35°) моноклинально падают на запад, либо образуют асимметричную синформу с пологим восточным и вертикальным западным крыльями и нарушены серией мелких поперечных сдвигов. Вендские отложения несогласно перекрывают различные свиты рифея, а вверх по разрезу постепенно сменяются палеонтологически охарактеризованным нижним кембрием (Драгунов, 1963; Серебряков, 1975). Цветовой индекс органостенных микрофоссилий, образующих ряд богатых ассоциаций, свидетельствует о том, что рифейские толщи Туруханского района прогревались не более чем до 70 - 80°C . Образцы карбонатов, использованные в данной работе, отобраны в местах пологого залегания слоев в двух различных блоках по р. Нижняя Тунгуска и в бассейне р. Большая Шориха из всех развитых здесь карбонатных свит (рис. 2). Эти свиты относятся к верхней части среднего и к нижней части верхнего рифея.

Уринское поднятие – это серия пологих брахиформных складок, которые вдаются в пределы Сибирской платформы, отвлекаясь от внешней зоны Патомского складчатого пояса, обрамляющего платформу с юга и юго-востока (Салоп, 1964). Упомянутые брахискладки сложены верхними горизонтами рифея. Постепенно выполаживаясь к периферии поднятия, они погружаются под согласно залегающие вендские и кембрийские отложения платформенного чехла. Образцы карбонатов отобраны по р. Лене около пос. Нохтуйск (рис. 3) из верхнерифейских, вендских и нижнекембрийских отложений.

Точная возрастная привязка изученных образцов встречает определенные трудности. Они связаны с низкой разрешающей способностью биостратиграфического метода в этой части геологической летописи и с недостатком изотопных датировок, в особенности отвечающих современным требованиям. Важным отражением упомянутых трудностей являются существующие разногласия в определении места границы среднего

и верхнего рифея в сибирских разрезах (библиографию см. Комар, 1990; Шенфиль, 1991).

Среди всех рифейских свит, содержащих изученные образцы, кютингдинская, арымасская и дебенгдинская свиты Оленекского поднятия наиболее просто привязываются к общей стратиграфической шкале докембрия, принятой в России (Семихатов и др., 1991). Кютингдинская свита залегает в основании карбонатной части рифейского разреза этого региона, отделяясь от предрифейского несогласия изменчивой по мощности (170 - 230 м) обломочной толщей осор-хатинской и сыгынахтахской свит. Она содержит ряд характерных нижнерифейских строматолитов (Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983), а в средней части и минералогически не изученные глобулярные слоистые силикаты [ГСС], имеющие K-Ar возраст 1350 млн. лет (Казаков и др., 1965). По комплексу литостратиграфических и палеонтологических критериев кютингдинские отложения уверенно коррелируются с близкими по составу отложениями Анабарского массива. Нижние горизонты последних, сравнимые с базальной частью кютингдинской свиты, заключающей обр. 563/4а, содержат глаукониты, изохронный Rb-Sr и K-Ar возрасты которых равны 1483 ± 5 и 1459 ± 10 млн. лет соответственно (Горохов и др., 1991). Вверх по разрезу кютингдинская свита согласно сменяется терригенно-карбонатными толщами арымасской (180 - 270 м) и дебенгдинской (480 - 540 м) свит. Обе эти свиты, помимо северо-сибирских эндемиков, содержат типичные для среднего рифея строматолиты (Комар, 1966; Шпунт и др., 1982). Казаковым и др. (1965) для ГСС из арымасской свиты были получены K-Ar возрасты 1165 и 1220 млн. лет, а из дебенгдинской свиты – 1040 и 1140 млн. лет. Недавно полученные K-Ar (1265 млн. лет, среднее для 8 минеральных фракций) и изохронная Rb-Sr (1245 млн. лет) датировки Al-глауконита и глауконита из нижней части дебенгдинской свиты показали, однако, что возраст этой части разреза близок к 1250 млн. лет (Баскаков и др., 1991). Таким образом, возраст кютингдинского образца (563/4а) близок к 1480 млн. лет, дебенгдинского (563/4) равен 1250 млн. лет, а арымасского (564/5) лежит между этим последним значением и 1350 млн. лет – возрастом нижней границы среднего рифея (Семихатов и др., 1991), которая в оленекском разрезе, по мнению всех исследователей, располагается в основании арымасской свиты.

В Туруханском районе образцы отобраны на ряде уровней в мощном (до 3200 м) почти исключительно карбонатном комплексе (рис. 2). Этот комплекс согласно подстилается силикокластической безыменной свитой (до 920 м), основание которой не вскрыто, несогласно перекрывается вендскими отложениями и по эрозионной поверхности в средней части (в основании деревнинской

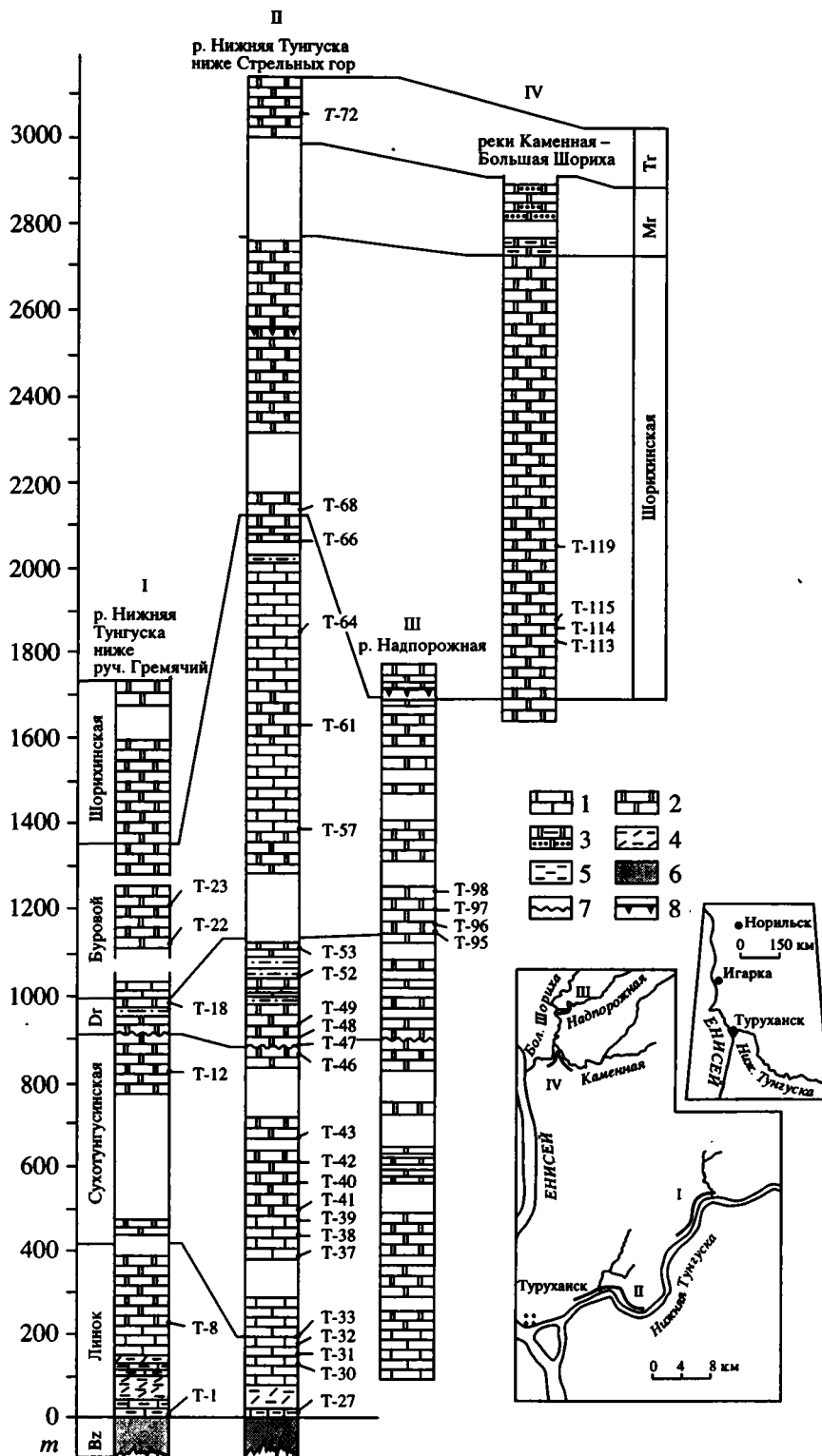


Рис. 2. Схема строения рифейских отложений Туруханского поднятия и расположение в них изученных образцов. 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – глинистые и песчаные известняки; 4 – чередование аргиллитов, известковистых аргиллитов и известняков; 5 – аргиллиты; 6 – алевролиты и песчаники; 7 – поверхность регионального размытия; 8 – разломы. На врезке: I – IV – расположение изученных разрезов. Индексы на колонках – названия свит: Bz – безыменская; Дг – деревнинская; Мг – мироедихинская; Тг – туруханская.

свиты) разделяется на две последовательности, накопившиеся в различных обстановках. С преддеревнинским перерывом совпадают существенные изменения в составе строматолитов (Семихатов, Серебряков, 1983) и органостенных микрофоссилий (Вейс, 1988; Янкаускас и др., 1989).

Данные об изотопном возрасте туруханского рифея до самого последнего времени были ограничены К-Аг датировками ГСС¹, которые для разных горизонтов разреза лежат в интервале 800 - 910 млн. лет (библиографию см. Ивановская и др., 1973; Семихатов, Серебряков, 1983), определяя, вероятно, лишь минимальный возрастной предел вмещающих отложений. Однако недавно для карбонатных пород сухотунгусинской свиты (включая и некоторые проанализированные в настоящей работе образцы) Овчинниковой и др. (в печати) был получен Pb-Pb изохронный возраст, равный 1017 ± 90 млн. лет. Эта изотопно-геохронологическая информация может быть дополнена К-Аг датировками ГСС для аналогов рассматриваемых отложений на юго-востоке Енисейского края и в Учуро-Майском регионе. Корреляция этих отложений опирается на удивительное совпадение последовательности напластования пород, сходство смены строматолитовых ассоциаций и появление характерного комплекса органостенных микрофоссилий на определенных уровнях сравниваемых разрезов (обзор и библиографию см. Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991; Semikhatov, 1991). В данном контексте важны следующие результаты: 1) для аналогов безыменской свиты на Енисейском крае имеются датировки около 1100 млн. лет (погорюйская свита), а в Учуро-Майском регионе – 1000 - 1160 млн. лет (тоттинская свита керпильской серии) (Казаков, Кнорре, 1973; Семихатов и др., 1989); 2) возраст границы керпильской и лахандинской серий Учуро-Майского разреза, которая на Туруханском поднятии отвечает преддеревнинской границе, оценивается 1000 млн. лет (подробнее см. Семихатов, Серебряков, 1983, с. 163 - 164; Шенфиль, 1991); 3) датировки различных горизонтов лахандинской серии лежат в пределах 850 - 950 млн. лет, а аналогов деревнинской свиты на Енисейском крае – 900 - 940 млн. лет (Лебедев и др., 1980).

Положение границы среднего и верхнего рифея в рассматриваемых взаимно скоррелированных сибирских разрезах в настоящее время трактуется двояко. Согласно одной точке зрения, эта граница проходит в основании керпильской серии Учуро-Майского региона, что влечет за собой отнесение всего довендского разреза Туруханского поднятия к верхнему рифею (Хоментов-

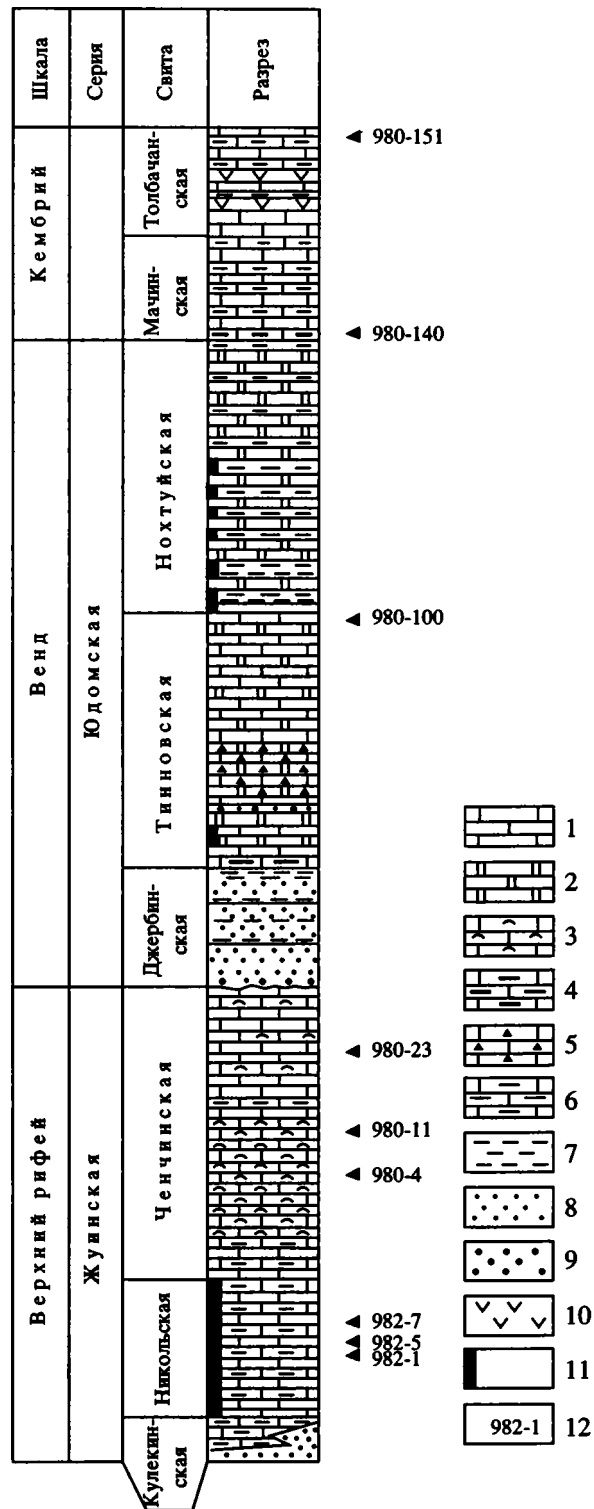


Рис. 3. Схема строения верхнерифейских, вендских и нижнекембрийских отложений Уринского поднятия и расположение в них изученных образцов. 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – строматолитовые известняки; 4 – битуминозные известняки; 5 – брекчированные известняки; 6 – глинистые известняки; 7 – аргиллиты; 8 – алевролиты и песчаники; 9 – гравелиты; 10 – силлы диабазов; 11 – красноцветные отложения; 12 – номера изученных образцов.

¹ Мы не рассматриваем К-Аг данные для валовых проб аргиллитов и относительно крупных размерных фракций иллитов (Ивановская и др., 1973), так как согласно современным представлениям (Bonhomme, 1987) эти материалы не пригодны для определения возраста осадконакопления.

ский и др., 1985; Вейс, 1988; Комар, 1990; Шенфиль, 1991). Такое мнение опирается на историко-геологические критерии и/или на некоторые палеонтологические данные: на появление определенных морфологических и размерных новаций органостенных микрофоссилий в керпыльской серии и ее аналогах и на присутствие в них некоторых форм строматолитов, известных в нижних горизонтах типа верхнего рифея. Однако признание этой точки зрения означает отход от уральской модели границы среднего и верхнего рифея, принятой в докембрийской шкале Северной Евразии в рамках бывшего СССР (Семихатов и др., 1991) и увеличение датировки этой границы от 1000 до 1200 млн. лет. Кроме того, нельзя не отметить, что большинство упомянутых новаций среди микрофоссилий обнаружено в усть-ильинской и котуйканской свитах Анабарского массива (Вейс, Воробьева, 1992), которые относятся к нижнему рифею на основании Rb-Sr и K-Ag датировок глауконита и состава строматолитов (Комар, 1966; Шпунт и др., 1982; Горохов и др., 1991).

Согласно второй точке зрения, принятой в данной работе, граница среднего и верхнего рифея в сибирских разрезах проходит в основании деревнинской свиты Туруханского района и ее аналогов (Решения..., 1983; Семихатов, Серебряков, 1983; Semikhatov, 1991). Такое мнение опирается на появление в деревнинской свите и в лахандинской серии как акантоморфных акритарх рода *Trachyhystrichosphaera*, определяющих нижнюю границу верхнего рифея (= нижней границе неопротерозоя) (Сергеев, 1992; Knoll et al., 1991), так и некоторых таксонов строматолитов, характерных для нижней части типа верхнего рифея (каратавской серии Южного Урала). Эта точка зрения подтверждается и оценками изотопного возраста нижней границы деревнинско-лахандинских отложений и каратавской серии (Семихатов и др., 1991).

Таким образом, изученные образцы свит линок и сухотунгусинской принадлежат верхним горизонтам среднего рифея и ограничены возрастными рамками 1000 - 1100 млн. лет, а образцы деревнинской, буровой, шорихинской и туруханской свит относятся к нижней части верхнего рифея, будучи моложе 1000 и древнее 850 - 800 млн. лет.

Серия образцов, собранная в пределах Уринского поднятия, представляет более молодые отложения. Толбачанская и мачинская свиты, содержащие стратиграфически наиболее высокие из изученных образцов, по фаунистическим данным относятся к атдабанскому ярусу нижнего кембрия (Ярусное расчленение..., 1984; Шенфиль, 1991), а тинновская свита по составу строматолитов и микрофоссилий и по стратиграфическому положению принадлежит средней части венда (Дольник и др., 1990; Шенфиль 1991; Стане-

вич, Файзулина, 1992). Нижнюю границу венда здесь все исследователи проводят в основании джербинской свиты, которая согласно подстилается жуинской серией (рис. 3). Таким образом, эта серия относится к высоким горизонтам рифея, но более точное определение ее возраста осложнено тем, что рифейские отложения Байкало-Патомского региона не датированы изотопными методами, содержат эндемичные наборы строматолитов и бедны микрофоссилиями. Поэтому мнения геологов о возрасте этих отложений резко расходятся.

Одни авторы, в соответствии с традиционными взглядами, полагают, что жуинская серия исчерпывает собою объем верхнего рифея, и относят нижележащую дальнотайгинскую серию к верхней части среднего рифея (Дольник, 1982; Дольник и др., 1990). Другие – основываясь на находках некоторых представительных микрофоссилий, считают дальнотайгинскую серию членом нижней части верхнего рифея (Станевич, Файзулина, 1992), а третьи, используя длинную цепь литостратиграфических корреляций, сопоставляют дальнотайгинскую и жуинскую серии с теми довендскими толщами Енисейского края, которые несогласно налегают на гранитоиды с изотопным возрастом около 850 млн. лет (Хоментовский, 1976; Хоментовский и др., 1985; Шенфиль, 1991). Вся совокупность данных позволяет заключить, что жуинская серия относится к верхней части верхнего рифея и, вероятно, имеет возраст менее 800 млн. лет.

Таким образом, прямые изотопно-геохронологические и палеонтологические данные определяют возраст большинства изученных нами образцов лишь в довольно широких пределах. Более точная привязка конкретных образцов к геохронологической (цифровой) шкале на настоящей стадии изученности верхнего докембрия Сибири возможна лишь на базе тех или иных допущений и основанных на них интерполяциях. Самое простое из таких допущений – это признание прямой линейной зависимости между мощностями отложений и временем их накопления. Ясно, что такое допущение – особенно при чередовании в разрезах литологических различных толщ – не более чем грубое усреднение реально существовавших соотношений. Тем не менее в отсутствие седиментологических данных об относительных скоростях накопления толщ именно такое усреднение представляется более объективным, чем введение каких-либо умозрительных поправок. Оно было принято при оценке возрастов кютингдинского и арымасского образцов (Оленекское поднятие) и серии образцов из жуинской серии и тинновской свиты (Уринское поднятие).

Несколько лучше обстоит дело с образцами Туруханского района. Полученные в последние годы

и лишь частично опубликованные седиментологические данные (Петров, 1993а, б) позволяют считать, что последовательность безыменской, линок и сухотунгусинской свит представляет собой крупный регрессивный цикл, который отражает различные стадии заполнения бассейна на фоне постепенно уменьшавшейся скорости осадконакопления. Учитывая этот вывод и общее тектоническое положение региона, мы, подобно некоторым авторам, изучавшим изотопный состав Sr в докембрийских карбонатных породах (Deery et al., 1989; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993), сочли возможным при расчете возраста образцов из свит линок и сухотунгусинской воспользоваться эмпирической формулой, которая связывает мощности отложений и скорости их накопления на пассивной континентальной окраине Северной Америки (Sleep, 1971). Что же касается более молодых (постсхотунгусинских) рифейских отложений Туруханского района, то они в своем большинстве накопились в условиях активно погружавшейся карбонатной платформы. Исключение составляет лишь мироедихинская свита, которая отражает относительно кратковременный эпизод углубления бассейна и усиления поставки силикокластического материала. Пренебрегая этим эпизодом, мы в первом приближении принимаем постоянную скорость накопления всех послесухотунгусинских рифейских свит Туруханского поднятия. В тех случаях, когда материал для анализа был отобран в двух или трех разрезах одной свиты, использовались литостратиграфические и хемотратиграфические критерии для соотнесения всех принадлежащих этой свите образцов с одним стратиграфически наиболее полным разрезом. Именно по такому разрезу проводились расчеты возраста с использованием рассмотренных выше приемов и допущений. Ясно, что эти приемы и допущения определяют значительную условность детальной привязки материала к геохронологической шкале.

В предлагаемой работе принято традиционное для российских исследователей определение нижней границы кембрия в основании томмотского яруса. В разрезе Уринского антиклинория эта граница проводится в основании мачинской свиты (Дольник, 1982; Дольник и др., 1990; Станевич, Файзулина, 1992). Изотопный возраст названной границы в настоящее время достаточно строго определяется в 535 млн. лет (обзор и оригинальные данные см. Bowring et al., 1993), а возраст границы томмотского и атдабанского ярусов – 530 млн. лет. Оцененные значения возраста изученных образцов приведены в табл. 1. Их реальная точность, конечно, много ниже той, которая определяется числом приведенных значащих цифр. Функция последних состоит лишь в том, чтобы дать представление о возрастных интервалах, разделяющих смежные образцы.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Образцы карбонатных пород исследовались методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре ДРОН-УМ-1 с Со-излучением. Относительные доли кальцита и доломита оценивались по соотношению площадей пиков (112) ($3.03 \text{ \AA}$ – кальцит, $2.88 \text{ \AA}$ – доломит). Для дальнейшего исследования отбирались образцы с резким преобладанием одного из этих минералов. Исключением был образец Т-73, содержащий смесь кальцита и доломита. После растворения образцов в HCl содержания Ca и Mg определялись весовым, а содержания Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом. Соотношения концентраций главных и второстепенных элементов в карбонатной фазе исследованных образцов приведены в табл. 2. Это означает, что все концентрации были пересчитаны с учетом содержания в образцах нерастворимого силикатного остатка. В последнем столбце таблицы представлены результаты определения изотопного состава кислорода, полученные в лаборатории Гарвардского университета (Knoll et al., in press) и Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (неопубликованные данные Д.П. Виноградова и В.Н. Подковырова).

При изучении Rb–Sr систематики растертые в ступке образцы карбонатных пород предварительно обрабатывались раствором ацетата аммония (NH_4OAc) (Горохов и др., 1992). Предполагалось (Walls et al., 1977; Gao, 1990), что такая обработка может способствовать удалению легкорастворимых химических элементов, не входящих в кристаллическую решетку первичных карбонатных минералов. В ходе обработки навеска измельченной породы (около 0.1 г) загружалась в тefлоновую пробирку, заливалась 3 мл 1N NH_4OAc , и пробирка помещалась в ультразвуковой излучатель на 10 мин, после чего раствор отделялся от твердой фазы центрифугированием в течение 30 мин при скорости вращения 8000 об/мин. Эта операция повторялась дважды, а полученные центрифугаты объединялись для последующего анализа. Для определения содержаний Rb и Sr и изотопного состава Sr в остатке к нему по каплям приливалась 5%-ная уксусная кислота (HOAc) до объема 3 мл. При этом основная часть карбонатной фазы при анализе известняков растворялась в течение 30 мин, а при анализе доломитов – в течение суток. Дальнейшие операции ультразвуковой обработки и центрифугирования проводились так же, как и при использовании раствора NH_4OAc .

В обоих случаях (при обработке как NH_4OAc , так и HOAc) из центрифугатов отбирались аликваты для определения содержаний Rb и Sr методом изотопного разбавления. Остатки (после взятия аликвот) центрифугатов упаривались досуха, переводились в хлориды двукратным упариванием с концентрированной HCl, после чего ионооб-

Таблица 1. Стратиграфическая принадлежность изученных образцов и оцененные значения их изотопного возраста

Номер образца	Порода*	Оцененный возраст, млн. лет	Номер образца	Порода*	Оцененный возраст, млн. лет	Номер образца	Порода*	Оцененный возраст, млн. лет
Толбачанская свита			Свита буровой			Сухотунгусинская свита		
980-151	И	530	T-66	И	922	T-46	Д	1004
Мачинская свита			T-64	И	935	T-12	Д	1008
980-140	И	540	T-74	Д	935	T-43	Д	1048
Тинновская свита			T-73	И	938	T-42	Д	1055
980-100	И	590	T-61	Д	950	T-40	Д	1061
Ченчинская свита			T-23	Д	956	T-41	Д	1068
980-23	И	669	T-22	Д	962	T-39	И	1069
980-11	И	697	T-57	Д	968	T-38	И	1072
980-4	И	711	T-98	Д	978	T-37	И	1077
Никольская свита			T-97	Д	981	Свита линок		
982-7	И	761	T-96	И	983	T-33	И	1091
982-5	И	765	T-95	И	984	T-32	И	1091
982-1	И	767				T-31	И	1092
Туруханская свита			Деревнинская свита			T-8	И	1094
T-72	Д	856	T-53	Д	984	T-30	И	1094
Шорихинская свита			T-18	Д	986	T-27	Д	1096
T-119	Д	903	T-52	И	989	T-1	Д	1100
T-115	Д	910	T-49	Д	996	Дебенгдинская свита		
T-114	Д	911	T-48	Д	998	563/4	И	1250
T-113	Д	912	T-47	Д	999	Арымасская свита		
						564/5	И	1300
						Кютингдинская свита		
						563/4a	И	1480

* И – известняк, Д – доломит.

менным методом на катионите Dowex AG50x8 из них выделялся Sr для анализа его изотопного состава.

Масса нерастворимого остатка (после обработки исходной навески растворами NH_4OAc и HOAc) для большинства образцов не превышала 10% и лишь в нескольких случаях (см. табл. 3) поднималась до более высоких значений. Судя по данным рентгеновской дифрактометрии, нерастворимые остатки состоят преимущественно из кварца, иногда со следами полевых шпатов, а в некоторых случаях и доломита.

Измерения изотопного состава Rb и Sr для определения их содержаний проводились на одноколлекторном масс-спектрометре МИ-1320, анализ изотопного состава Sr – на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Среднее значение нормализованного к $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном

карбонате Sr Национального бюро стандартов США SRM-987 в период работы составляло для масс-спектрометра MAT-261 – 0.71026 ± 0.00001 (2σ ср, 23 анализа). Внутренняя погрешность измерения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в проанализированных образцах не превышала 0.00007 и в среднем равнялась 0.00004 (2σ).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ОЦЕНКА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СОСТАВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Изотопный состав Sr в карбонатных минералах морского происхождения может подвергаться различным и порою весьма значительным постседиментационным преобразованиям. Для изученных образцов, которые не показывают следов гидротермальной или метаморфической переработки, среди таких преобразований на пер-

Таблица 2. Аналитические данные для карбонатной составляющей известняков и доломитов

Номер образца	Mg/Ca	Mn/Sr*	Fe/Sr*	Ca/Sr*	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB**
1	2	3	4	5	6
Толбачанская свита					
980/151	0.003	0.72	3.7	2350	—
Мачинская свита					
980/140	0.025	1.93	13.3	2040	—8.9
Тинновская свита					
980/100	0.052	1.31	22.3	2210	—19.7
Ченчинская свита					
980/23	0.02	0.61	2.7	911	—
980/11	0.024	0.04	1.3	229	—
980/4	0.038	0.08	1.9	292	—
Никольская свита					
982/7	0.019	1.32	9.8	1130	—
982/5	0.028	1.37	2.0	1030	—
982/1	0.031	2.18	2.9	1150	—
Туруханская свита					
T-72	0.597	1.57	12.8	5260	—
Шорихинская свита					
T-119	0.635	4.34	59.2	8100	—7.0
T-115	0.597	8.05	91.2	11420	—6.7
T-114	0.595	6.85	34.2	4100	—6.2
T-113	0.622	3.59	35.9	7720	—7.4
Свита буровой					
T-66	0.022	1.79	8.6	2970	—8.2
T-64	0.005	0.02	0.2	371	—6.4
T-74	0.589	10.46	79.8	5940	—4.9
T-73	0.108	0.33	6.0	1400	—7.3
T-61	0.616	8.05	95.2	15320	—10.2
T-23	0.577	1.88	10.8	3800	—6.4
T-22	0.585	1.34	17.6	3980	—6.0
T-57	0.61	3.29	164.5	13640	—11.3
T-98	0.592	5.7	88.7	13740	—8.2
T-97	0.579	8.48	152.7	8520	—8.7
T-96	0.053	0.11	3.0	479	—6.2
T-95	0.052	0.54	12.6	3260	—5.5
Деревнинская свита					
T-53	0.572	6.17	65.3	8000	—8.6
T-18	0.584	16.98	66.6	4790	—8.5
T-52	0.023	4.79	27.7	4660	—9.0
T-49	0.572	6.34	70.4	5140	—7.3
T-48	0.511	19.69	187.0	3830	—5.7
T-47	0.603	4.22	29.3	4050	—6.2
Сухотунгусинская свита					
T-46	0.587	3.0	42.8	4680	—5.1
T-12	0.608	0.97	10.8	3060	—5.3

Таблица 2. Окончание

1	2	3	4	5	6
T-43	0.559	0.59	9.5	2640	-3.5
T-42	0.598	0.66	10.4	2890	-5.4
T-40	0.556	1.49	19.4	5300	-5.9
T-41	0.598	1.76	21.7	11000	-6.7
T-39	0.013	1.1	32.3	10640	-9.2
T-38	0.009	0.05	0.7	993	-9.8
T-37	0.029	0.04	0.8	723	-8.9
Свита линок					
T-33	0.05	0.53	16.6	2720	-8.1
T-32	0.003	2.58	52.6	3000	-8.7
T-31	0.01	0.7	14.4	2140	-7.8
T-8	0.006	1.19	37.9	1250	-9.3
T-30	0.003	0.64	14.1	2380	-8.3
T-27	0.344	82.59	565.7	2130	-9.9
T-1	0.415	157.49	1257.0	3560	-
Дебенгдинская свита					
563/4		11.88	20.0		-
Арымасская свита					
564/5		3.1	52.4		-
Кютюнгинская свита					
563/4a		6.55	15.9		-

* Содержание Sr вычислено как взвешенная сумма "легкорастворимого" и "труднорастворимого" Sr из данных табл. 3.

** Для образцов 980-100 и 980-140 – неопубликованные данные Д.П. Виноградова и В.Н. Подковырова, для остальных образцов – данные из работы Нолла и др. (Knoll et al., in press).

вый план выходят позднедиагенетические (катагенетические) процессы.

Геохимический подход к оценке степени постседиментационных преобразований карбонатных пород представляется в настоящее время одним из наиболее перспективных (Asmerom et al., 1991; Dery et al., 1992), поскольку эти преобразования влекут за собой изменения концентраций ряда второстепенных элементов. Бранд и Вейзер (Brand, Veizer, 1981) показали, что отношение Mn/Sr в карбонатах является чутким индикатором вторичных преобразований, так как в условиях пресноводного позднего диагенеза (катагенеза), очень часто ответственного за нарушение изотопных систем минералов, карбонаты обогащаются Mn и Fe и обедняются Sr. Эти обогащение и обеднение зависят от величин коэффициентов распределения и различий отношений Ca/Mn, Ca/Fe и Ca/Sr в морской воде и в диагенетических флюидах. Рассмотрим геохимические и изотопные оценки степени постседиментационных преобразований изученных известняков и доломитов.

Известняки. Отношения Ca/Sr и Mn/Sr в исследованных известняках (табл. 2) варьируют в достаточно широких пределах и примерно в по-

ловине образцов превышают значения (соответственно ≤ 1000 и ≤ 1), эмпирически намеченные для неизмененных верхнерифейских карбонатов Шпицбергена и Восточной Гренландии (Dery et al., 1992). Однако при изучении верхнерифейских известняков Северной Канады (Asmerom et al., 1991) неизмененными считались образцы, в которых указанные отношения были несколько выше (соответственно ≤ 3200 и ≤ 1.7). Если принять эти последние значения, то преобладающую часть проанализированных известняков следует рассматривать как не претерпевшую значительных вторичных преобразований. Исключение, вероятно, представляют лишь известняки кютюнгинской, арымасской и дебенгдинской свит Оленекского поднятия (образцы 563/4, 563/4a и 564/5) и деревнинской свиты Туруханского поднятия (образец T-52), для которых характерны очень высокие отношения Mn/Sr и достаточно высокие Fe/Sr. Обращают на себя внимание также стойко повышенные отношения Fe/Sr в известняках свиты линок, хотя отношения Mn/Sr в них невелики. Данные об изотопном составе кислорода, полученные для рассматриваемых образцов Туруханского поднятия (Knoll et al., in press),

Таблица 3. Rb-Sr данные для растворимых фаз известняков и доломитов

Номер образца	Преобладающий минерал*	Химическая обработка	Доля вещества, переходящая в раствор, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измерен.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичн.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Толбачанская свита								
980-151	К	NH ₄ OAc	8	3.09	137	0.0651	0.70865	0.70816
		HOAc	88	0.23	171	0.0038	0.70857	0.70854
Мачинская свита								
980-140	К	NH ₄ OAc	6	11.3	246	0.1334	0.70920	0.70818
		HOAc	87	0.27	184	0.0042	0.70858	0.70855
Тинновская свита								
980-100	К	NH ₄ OAc	10	7.92	—	—	0.70984	—
		HOAc	75	0.47	203	0.0067	0.70859	0.70853
	К	NH ₄ OAc	12	5.86	143	0.1183	0.70949	0.70850
		HOAc	81	0.45	167	0.0077	0.70855	0.70849
Ченчинская свита								
980-23	К	NH ₄ OAc	7	1.64	495	0.0096	0.70879	0.70870
		HOAc	91	0.28	417	0.0019	0.70855	0.70853
980-11	К	NH ₄ OAc	10	0.67	1028	0.0019	0.70833	0.70831
		HOAc	88	0.42	1744	0.0007	0.70826	0.70825
980-4	К	NH ₄ OAc	7	1.20	1010	0.0034	0.70824	0.70821
		HOAc	91	0.22	1311	0.0005	0.70812	0.70811
Никольская свита								
982-7	К	NH ₄ OAc	8	2.19	374	0.0169	0.70922	0.70904
		HOAc	86	0.12	340	0.0010	0.70832	0.70831
	К	NH ₄ OAc	9	2.15	278	0.0224	0.70903	0.70879
		HOAc	84	0.13	339	0.0011	0.70837	0.70836
982-5	К	NH ₄ OAc	10	1.59	580	0.0080	0.71066	0.71057
		HOAc	87	0.14	363	0.0011	0.70932	0.70931
982-1	К	NH ₄ OAc	8	0.83	348	0.0068	0.71055	0.71048
		HOAc	90	0.24	330	0.0021	0.70942	0.70940
Туруханская свита								
T-72	Д	NH ₄ OAc	3	1.23	84.2	0.0423	—	—
		HOAc	97	0.03	41.2	0.0023	0.70625	0.70622
Шорихинская свита								
T-119	Д	NH ₄ OAc	2	5.64	83.7	0.1867	0.70798	0.70559
		HOAc	86	0.24	24.2	0.0281	0.70630	0.70594
T-115	Д	NH ₄ OAc	3	2.77	70.2	0.1139	0.70787	0.70640
		HOAc	78	0.09	17.4	0.0157	0.70636	0.70616
T-114	Д	NH ₄ OAc	4	1.67	83.8	0.0585	0.70726	0.70650
		HOAc	96	0.06	52.1	0.0034	0.70574	0.70570
T-113	Д	NH ₄ OAc	4	1.24	59.0	0.0614	0.70704	0.70624
		HOAc	96	0.03	26.9	0.0031	0.70580	0.70576
Свита буровой								
T-66	К	NH ₄ OAc	5	2.20	189	0.0338	0.70734	0.70690
		HOAc	93	0.14	128	0.0031	0.70603	0.70599
T-64	К	NH ₄ OAc	9	0.38	808	0.0014	0.70527	0.70525
		HOAc	91	0.13	1105	0.0003	0.70523	0.70523

Таблица 3. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9
T-74	Д	NH ₄ OAc	2	4.36	110	0.1145	0.71092	0.70940
		HOAc	95	0.06	35.1	0.0050	0.70634	0.70627
T-73	К	NH ₄ OAc	6	3.15	658	0.0146	0.70653	0.70634
		HOAc	93	0.05	219	0.0006	0.70631	0.70630
T-61	Д	NH ₄ OAc	2	5.62	65.0	0.2500	0.71092	0.70755
		HOAc	95	0.10	12.6	0.0230	0.70624	0.70593
T-23	Д	NH ₄ OAc	2	2.83	206	0.0402	0.70730	0.70675
		HOAc	98	0.03	56.4	0.0017	0.70627	0.70625
T-22	Д	NH ₄ OAc	2	4.94	164	0.0884	0.70751	0.70630
		HOAc	98	0.03	52.4	0.0019	0.70609	0.70606
T-57	Д	NH ₄ OAc	3	7.37	53.8	0.3967	0.71139	0.70594
		HOAc	56	0.19	14.2	0.0385	0.70752	0.70699
T-98	Д	NH ₄ OAc	3	1.87	33.8	0.1600	0.70848	0.70626
		HOAc	71	0.05	15.1	0.0102	0.70625	0.70611
T-97	Д	NH ₄ OAc	3	8.77	43.7	0.5799	0.71473	0.70665
		HOAc	57	0.30	24.7	0.0347	0.70647	0.70599
T-96	К	NH ₄ OAc	5	3.24	103	0.0913	0.70773	0.70646
		HOAc	92	0.07	818	0.0024	0.70572	0.70569
T-95	К	NH ₄ OAc	6	7.03	126	0.1615	0.70754	0.70528
		HOAc	90	0.16	114	0.0041	0.70543	0.70537
Деревнинская свита								
T-53	Д	NH ₄ OAc	3	6.14	73.9	0.2411	0.71085	0.70748
		HOAc	96	0.06	27.1	0.0063	0.70610	0.70601
T-18	Д	NH ₄ OAc	3	17.4	586	0.0869	0.71008	0.70886
		HOAc	95	0.16	28.1	0.0452	0.70825	0.70762
T-52	К	NH ₄ OAc	5	1.92	23.1	0.2405	0.70849	0.70511
		HOAc	89	0.25	86.3	0.0084	0.70625	0.70613
T-49	Д	NH ₄ OAc	4	0.94	58.7	0.0461	0.70789	0.70724
		HOAc	94	0.06	42.1	0.0044	0.70590	0.70584
T-48	Д	NH ₄ OAc	9	10.7	89.1	0.3463	0.71225	0.70734
		HOAc	72	0.86	54.1	0.0459	0.70723	0.70658
T-47	Д	NH ₄ OAc	4	1.00	51.0	0.0570	0.70740	0.70659
		HOAc	95	0.03	55.2	0.0014	0.70594	0.70592
Сухотунгусинская свита								
T-46	Д	NH ₄ OAc	3	2.45	67.2	0.1053	0.70660	0.70510
		HOAc	82	0.07	46.5	0.0041	0.70571	0.70565
T-12	Д	NH ₄ OAc	4	1.42	98.0	0.042	0.70682	0.70622
		HOAc	93	0.06	69.0	0.0025	0.70588	0.70584
T-43	Д	NH ₄ OAc	3	1.20	138	0.0249	0.70632	0.70595
		HOAc	97	0.04	84.0	0.0013	0.70584	0.70582
T-42	Д	NH ₄ OAc	8	7.75	81.6	0.2750	0.70613	0.70201
		HOAc	85	0.83	75.1	0.0320	0.70580	0.70532
T-40	Д	NH ₄ OAc	6	0.92	72.0	0.0369	0.70722	0.70666
		HOAc	89	0.06	41.1	0.0041	0.70612	0.70606
T-41	Д	NH ₄ OAc	9	0.16	16.4	0.0272	0.70757	0.70716

Таблица 3. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9
T-39	K	HOAc	89	0.04	20.3	0.0053	0.70587	0.70579
		NH ₄ OAc	6	0.20	43.0	0.0138	0.70645	0.70624
		HOAc	87	0.02	36.2	0.0016	0.70583	0.70581
T-38	K	NH ₄ OAc	37	0.07	41.8	0.0047	0.70652	0.70645
		HOAc	61	0.05	612	0.0002	0.70585	0.70585
T-37	K	NH ₄ OAc	5	0.78	583	0.0039	0.70595	0.70589
		HOAc	94	0.16	530	0.0009	0.70568	0.70567
Свита линок								
T-33	K	NH ₄ OAc	6	1.90	142	0.0386	0.70797	0.70737
		HOAc	88	0.23	139	0.0048	0.70659	0.70652
T-32	K	NH ₄ OAc	6	6.12	160	0.1108	0.71074	0.70902
		HOAc	75	0.32	133	0.0069	0.70708	0.70697
T-31	K	NH ₄ OAc	8	4.26	107	0.1154	0.71033	0.70854
		HOAc	71	0.22	132	0.0047	0.70701	0.70694
		NH ₄ OAc	8	1.84	124	0.0427	0.70756	0.70690
		HOAc	85	0.14	192	0.0021	0.70614	0.70611
T-8	K	NH ₄ OAc	30	4.62	33.6	0.3981	0.70999	0.70381
		HOAc	48	1.58	468	0.0098	0.70636	0.70621
T-30	K	NH ₄ OAc	11	12.4	184	0.1960	0.70889	0.70585
		HOAc	67	0.90	314	0.0083	0.70625	0.70612
		NH ₄ OAc	8	3.32	130	0.0738	0.70747	0.70633
		HOAc	86	0.21	172	0.0036	0.70607	0.70601
T-27	ЖД	NH ₄ OAc	5	31.6	215	0.4263	0.72305	0.71642
		HOAc	64	1.24	102	0.0353	0.71664	0.71609
T-1	ЖД	NH ₄ OAc	4	60.7	203	0.8686	0.72284	0.70927
		HOAc	57	2.84	46.4	0.1772	0.71451	0.71174
Дебенгдинская свита								
563/4	K	NH ₄ OAc	4	7.03	216	0.0944	0.70934	0.70766
		HOAc	90	0.29	157	0.0053	0.70499	0.70490
Арымасская свита								
564/5	K	NH ₄ OAc	4	5.20	157	0.0963	0.71047	0.70869
		HOAc	94	0.57	144	0.0115	0.70634	0.70613
Кютингдинская свита								
563/4а	K	NH ₄ OAc	4	4.95	135	0.1062	0.71381	0.71158
		HOAc	96	0.11	38.1	0.0081	0.70482	0.70465

* K – кальцит, Д – доломит, ЖД – железистый доломит или кальцит + анкерит.

позволяют трактовать большинство этих образцов как не испытавшие существенных изменений. Лишь образцы свиты линок обнаруживают корреляцию величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, что предполагает изменения изотопного состава C в образцах с на более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (T-1, T-27, T-32). Дальнейшие сведения о вторичных преобразованиях образцов дает анализ Rb-Sr систематики в их фазах, растворимых в NH₄OAc и HOAc.

Приведенные в табл. 3 данные показывают, что доля вещества, переходящего в раствор при

обработке известняков раствором NH₄OAc, как правило, не превышает 10%. Увеличение этой доли в двух случаях до 30 - 37% (образцы T-8 и T-38) является артефактом, который связан с тем, что при обработке указанных образцов для отделения раствора от нерастворенного остатка вместо центрифугирования использовалась декантация. В результате часть остатка отделилась вместе с ацетатным раствором в виде взвеси, что и привело к кажущемуся увеличению доли растворенного материала. Таким образом, NH₄OAc обычно удаляет лишь сравнительно небольшую часть

карбонатной составляющей известняков, а основная ее масса растворяется только при последующей обработке НОАс. Эти данные подтверждают выводы Шредера (Schroeder, 1969) и Уоллса и др. (Walls et al., 1977) о существовании в карбонатных породах минеральных составляющих, различающихся по способности к растворению химическими реагентами и по содержанию второстепенных элементов.

Rb-Sr систематика вещества, растворенного в NH_4OAc , с одной стороны, и в НОАс, с другой, оказывается резко различной во всех исследованных образцах. Это позволяет говорить о существовании в известняках двух карбонатных фаз: 1) "легкорастворимой", переходящей в раствор при воздействии NH_4OAc , и 2) "труднорастворимой", которая переходит в раствор только при последующей обработке НОАс (и, естественно, другими более сильными кислотами). Содержания Rb и отношения Rb/Sr в фазе, растворяющейся в NH_4OAc , значительно (иногда в десятки раз) выше, чем в более труднорастворимой (рис. 4а, 4в). Кроме того, изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в материале, растворенном в NH_4OAc , во всех случаях выше соответствующего отношения в основной части образца (рис. 5а). Следовательно, с помощью двухступенчатой обработки образцов ацетатом аммония (NH_4OAc) и уксусной кислотой (НОАс) удастся выделить две изотопные разновидности Sr.

Легкоудаляемый Sr может содержаться как в силикатной, так и в карбонатной составляющих породы в виде ионов: 1) адсорбированных на поверхности кристаллов и в суперкапиллярных интерстициях, 2) входящих в состав флюидных включений и 3) образующих поверхностные либо объемные минеральные включения. Авторы, проводившие предварительную обработку образцов верхнекембрийских и нижнеордовикских доломитов штатов Оклахома и Техас, США, 0.2 N раствором NH_4OAc (Gao, 1990; Kupecz, Land, 1991), связывали эту процедуру с необходимостью удаления легковыщелачиваемого Sr, содержащегося в глинистом материале. Действительно, опыты по обработке нижнекембрийских "синих глин" Северной Эстонии 1 N раствором NH_4OAc (Горохов и др., 1989) показали, что такое воздействие может удалять свыше половины присутствующего в глинах Sr за счет выщелачивания ионов, расположенных на поверхности глинистых минералов, в их разбухающих слоях и, возможно, в межслоевых пространствах. Однако в исследованных в настоящей работе образцах глинистые минералы не обнаруживаются при рентгеноструктурном изучении нерастворимых остатков карбонатных пород. Что же касается кварца и полевых шпатов, составляющих нерастворимую фракцию изученных известняков, то их структура и химический состав, по-видимому,

не допускают возможности выщелачивания сколько-нибудь существенных количеств Sr под воздействием 1 N раствора NH_4OAc с pH 7.0. Действительно, при обработке этим раствором полевого шпата 70а (стандартный образец Национального Бюро Стандартов США), содержащего около 521 мкг/г Rb и около 65.5 мкг/г Sr, в ацетатную фазу переходит лишь 0.9% Rb и 2.1% Sr. В этой связи следует отметить, что нерастворимый остаток в большинстве проанализированных известняков составляет лишь 0.5 - 4.4% от общей массы породы, в трех случаях лежит в пределах 6.9 - 9.3% и только в двух образцах (Т-32 и Т-8) его содержание поднимается до 20.7 и 21.4%, а полевой шпат, в свою очередь, составляет резко подчиненную часть силикатной составляющей. Учитывая эти данные, можно быть уверенным, что главным, если не единственным, источником легкоудаляемого Sr (и Rb) является карбонатная составляющая известняков. Это подтверждается и данными для образцов Т-64 и 563/4а, которые вообще не содержат нерастворимого силикатного остатка.

Как видно из табл. 3 и рис. 4б, концентрации Sr в фазе, растворимой в NH_4OAc , не отличаются по порядку величины от концентраций Sr в труднорастворимой карбонатной фазе известняков и часто даже превосходят последние. Это позволяет полагать, что легкоудаляемый Sr, хотя и может включать некоторую долю ионов, адсорбированных на поверхностях минеральных зерен, в основной своей части является компонентом флюидных или минеральных включений в карбонатном материале.

Концентрации Sr^{2+} в некоторых природных рассолах могут достигать 1000 - 2000 мкг/г (McNutt et al., 1987, 1990; Russell et al., 1988). Однако изучение интерстициальных вод глубоководных карбонатных осадков (Sayles, Manheim, 1975; Hawkesworth, Elderfield, 1978; Baker et al., 1982; Elderfield et al., 1982; Gieskes et al., 1986, 1990) показало, что они, как правило, содержат не более 100 мкг/г Sr^{2+} . По-видимому, аналогичных концентраций Sr^{2+} во флюидных включениях можно ожидать и для изученных в настоящей работе протерозойских карбонатных пород. В то же время данные табл. 3 показывают, что содержания Sr в легкорастворимой фазе известняков во многих случаях значительно превышают указанные значения. Это заставляет предполагать существование в большинстве образцов некоторого достаточно богатого стронцием легкорастворимого компонента.

Такой компонент, по содержанию Sr сходный с труднорастворимой карбонатной фазой, по-видимому, возникает в результате взаимодействия этой фазы с циркулирующими диагенетическими флюидами. Команс и Миддлбург (Comans, Middel-

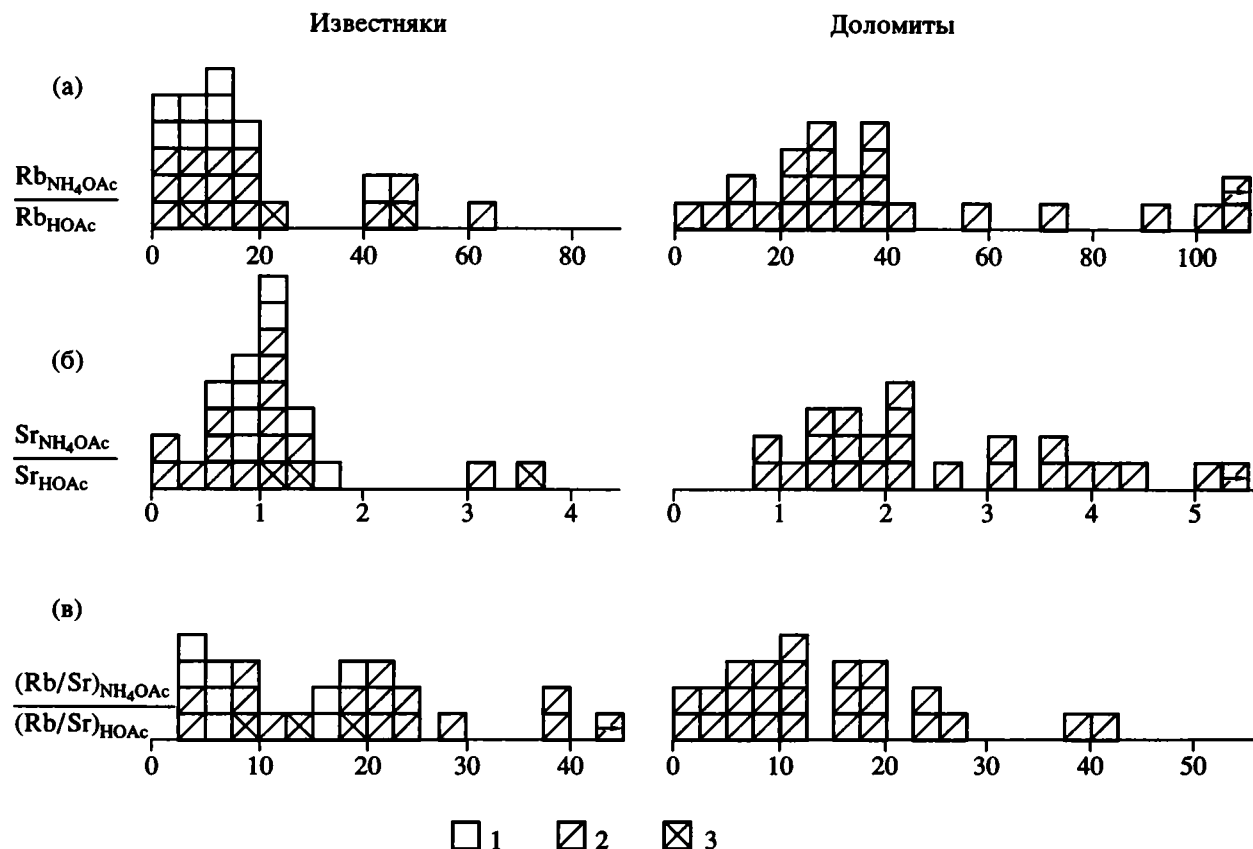


Рис. 4. Соотношение концентраций Rb и Sr в легко- и труднорастворимой фазах карбонатных пород. Индекс (NH₄OAc) обозначает легкорастворимую фазу, индекс (HOAc) – труднорастворимую фазу. 1 - 3 – географическое положение образцов: 1 – Уринское поднятие; 2 – Туруханское поднятие; 3 – Оленекское поднятие.

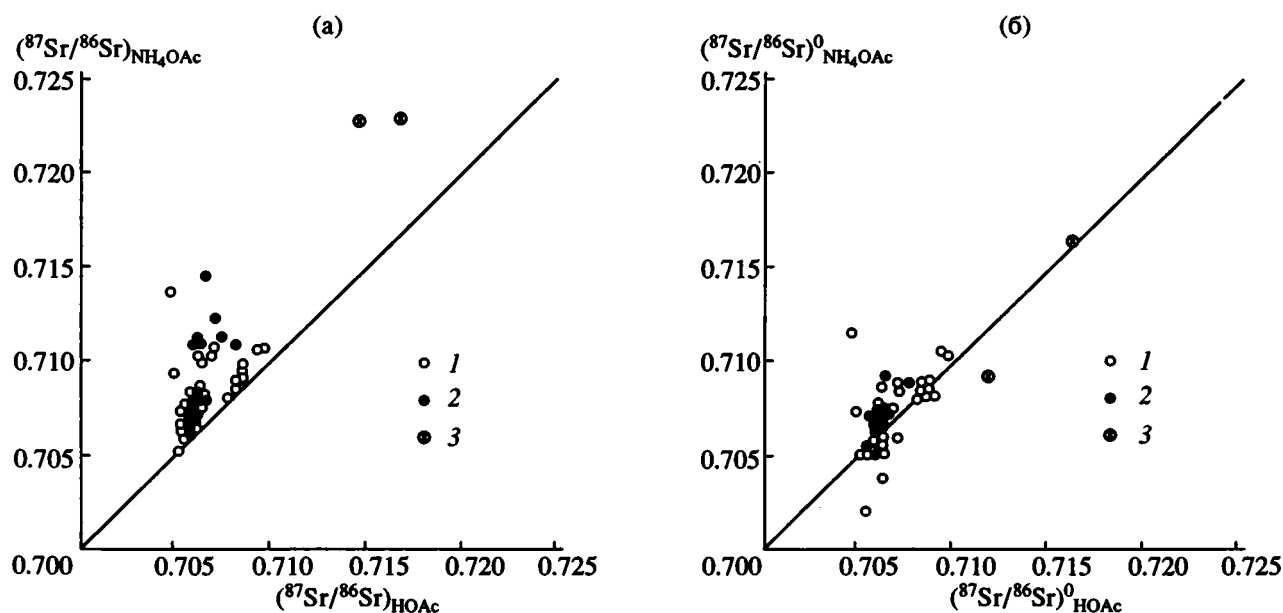


Рис. 5. Измеренные (а) и вычисленные первичные (б) отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в легко- и труднорастворимой фазах изученных образцов. Индекс (NH₄OAc) обозначает легкорастворимую фазу, индекс (HOAc) – труднорастворимую фазу. 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – железистые доломиты.

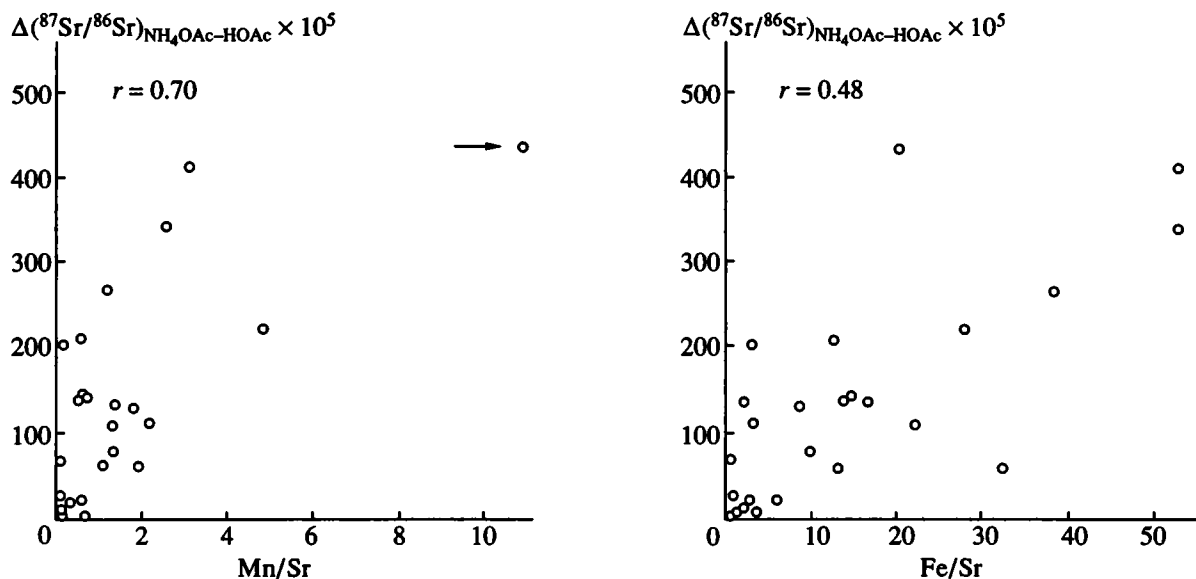


Рис. 6. Связь разности отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в легко- и труднорастворимой карбонатных фазах с отношениями Mn/Sr и Fe/Sr в валовой карбонатной составляющей известняков. r – коэффициент корреляции.

burg, 1987) показали, что процесс осаждения двухвалентных следовых элементов на поверхности кальцита начинается с образования адсорбционного монослоя, под которым затем образуется твердый раствор карбонатов кальция и сорбированного двухвалентного элемента. Недавнее рентгеновское изучение новообразованных кальцитов (Pingitore et al., 1992) подтвердило, что Sr^{2+} входит в эти минералы в качестве компонента твердого раствора, замещая в структуре ионы Ca^{2+} , и не образует самостоятельных фаз, таких, как стронцианит. Таким образом, можно считать, что легкорастворимая фаза известняков, переходящая в раствор под воздействием NH_4OAc , вероятно, представляет собой вторичный кальцит, который образуется в близповерхностных слоях минеральных зерен и (или) слагает самостоятельные скопления в пределах первичных пор (интерстиций).

Обращаясь к изученным образцам, отметим отчетливую положительную корреляцию отношения Mn/Sr в валовой карбонатной составляющей пород и величины $\Delta(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{NH}_4\text{OAc}-\text{HOAc}}$, представляющей собой разность отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в легкорастворимой и труднорастворимой фазах известняков (рис. 6). Коэффициент корреляции для этой зависимости равен 0.70. Несколько слабее выраженная зависимость (с коэффициентом корреляции 0.48) существует для величин Fe/Sr и $\Delta(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{NH}_4\text{OAc}-\text{HOAc}}$ (рис. 6). Обе названные зависимости показывают, что интенсивность преобразования Rb-Sr систем в известняках связана с обогащением последних Mn и Fe – типичными элементами-индикаторами пресноводного позднего диагенеза (катагенеза).

Обогащение легкорастворимой фазы рубидием трудно интерпретировать из-за того, что авторы не располагают информацией о величине коэффициента распределения иона Rb^+ между низкомагнезиальным кальцитом и водной фазой. Однако относительно высокие содержания Rb в диагенетической фазе не кажутся удивительными, так как метеорные воды могут дренировать и частично растворять значительные объемы некарбонатных богатых Rb пород.

Некогенетичность легкорастворимой и труднорастворимой карбонатных фаз подчеркивается тем, что кажущиеся значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, вычисленные на основании содержаний Rb и Sr в этих фазах и возраста пород, как правило, различны для каждого индивидуального образца (рис. 5б). В отличие от измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ср. и рис. 5а), кажущиеся первичные отношения не обнаруживают какой-либо закономерности распределения: в легкорастворимой фазе в одних образцах они выше, а в других ниже, чем в труднорастворимой.

Если предполагать, что наблюдаемая изотопная картина для каждой свиты является результатом не более чем трехстадийного процесса, то самой вероятной последовательностью событий кажется следующая: отложение карбонатных осадков – их ранний диагенез – значительно более поздний катагенез (поздний диагенез).

Катагенетическое возникновение легкорастворимой фазы, вероятно, происходило в присутствии пресноводного флюида с высокими концентрациями Rb, Fe и Mn и с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, превышавшим это отношение в первичном известняке (в труднорастворимой фазе). Последний

вывод подтверждается тем, что: 1) между величиной $\Delta(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{NH}_4\text{OAc}-\text{HOAc}}$, с одной стороны, и отношениями Fe/Sr и Mn/Sr, с другой, существует положительная корреляция и 2) в большинстве известняков первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в легкорастворимой фазе выше, чем в труднорастворимой (см. табл. 3 и рис. 5б). Обратное соотношение этих величин в указанной геохимической ситуации возникает в том случае, когда легкорастворимая фаза образуется значительно позднее, чем первичный карбонатный минерал, и захватывает из поровых вод большое количество Rb. В таком случае использование стратиграфического возраста породы для вычисления кажущегося значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в легкорастворимой фазе будет, естественно, приводить к систематическому занижению результатов в связи с неправильной оценкой времени возникновения Rb-Sr системы в этой фазе. Ясно, что, чем больше разрыв во времени между отложением осадков и моментом катагенетического события и чем выше содержание Rb в легкорастворимой фазе, тем более вероятна ситуация, при которой величина $\Delta(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{NH}_4\text{OAc}-\text{HOAc}}$ будет иметь отрицательный знак.

Доломиты. В проанализированных доломитах отношения Mn/Sr, Fe/Sr и Ca/Sr, как правило, значительно выше, чем в известняках (табл. 2). Этот факт можно объяснить чисто кристаллохимическими причинами, так как ионные радиусы Fe^{2+} (0.65 Å) и Mn^{2+} (0.91 Å) по величине значительно ближе к ионному радиусу Mg^{2+} (0.80 Å), чем Ca^{2+} (1.08 Å). Что же касается Sr^{2+} , то он имеет заметно больший ионный радиус (1.21 Å), чем Ca^{2+} и тем более чем Mg^{2+} . Поэтому доломиты в естественных условиях обогащены Mn и Fe и обеднены Sr по сравнению с кальцитами (Whittaker, Muntus, 1970; Kubanek, Parekh, 1976). Среди исследованных образцов наименьшие отношения Mn/Sr и Fe/Sr имеют доломиты сухотунгусинской свиты, а образцы Т-1 и Т-27 из свиты линок и Т-48 из деревнинской свиты выделяются очень высокими значениями указанных отношений. Состав карбонатных фаз образцов Т-1 и Т-27 соответственно отвечает формулам: $\text{Ca}_{1.02}\text{Fe}_{0.26}\text{Mg}_{0.69}\text{Mn}_{0.03}(\text{CO}_3)_2$ и $\text{Ca}_{1.12}\text{Fe}_{0.21}\text{Mg}_{0.64}\text{Mn}_{0.03}(\text{CO}_3)_2$. Таким образом, они представляют собой либо железистые доломиты, либо смесь кальцита и анкерита.

Образцы Т-1 и Т-27 взяты из основания свиты линок, в 6 и 9 м выше ее границы с подстилающей песчано-глинистой безыменской свитой. Поэтому очевидно, что анкеритизация карбонатов происходила за счет Fe и Mg, поступавших из нижележащих горизонтов, вероятно, в ходе элизионного процесса (Холодов, 1983; Холодов, Шмариович, 1992), приводящего, в частности, к мобилизации Fe^{2+} и Mg^{2+} в ходе дегидратации глин. Одной из

стадий такой дегидратации является иллитизация смектита, которая может быть источником вещества для анкеритизации осадков (Boles, 1978; Boles, Franks, 1979; Холодов, 1983). Поскольку выше по разрезу свиты линок развиты достаточно чистые известняки с низкими содержаниями Mg (MgO обычно менее 2.3%, в редких случаях 3.0 - 3.9%), весьма вероятно, что образцы Т-1 и Т-27 в основании свиты представляют собой продукты изменения известняков, а не являются результатом обогащения железом ранее существовавших доломитов. Данные по изотопному составу кислорода (табл. 2) согласуются с этим выводом. Вероятно, поступавшие из пород безыменской свиты элизионные воды с высоким содержанием Fe^{2+} ответственны за повышенные отношения Fe/Sr и в других линокских известняках (см. выше).

Согласно недавней работе Вейзера и соавторов (Veizer et al., 1992), для раннедиагенетических доломитов в возрастном диапазоне от архея до позднего палеопротерозоя характерны величины $\delta^{18}\text{O}$ в интервале от -2 до -6‰ PDB. Для рифейских доломитов можно ожидать сходных или несколько более высоких значений (Fairchild, Spiro, 1987; Zempolich et al., 1988; Fairchild et al., 1990). Однако данные табл. 2 показывают, что в указанный интервал укладываются лишь результаты для сухотунгусинской свиты. Остальные доломиты в большей или меньшей степени несут следы постседиментационных преобразований. Особенно измененными в этом отношении кажутся образцы свиты буровой.

Доля вещества, переходящего в раствор при обработке доломитов раствором NH_4OAc , как и в случае с известняками, не превышает 10%. Однако общая доля вещества, растворенного под воздействием как NH_4OAc , так и HOAc , у доломитов во многих случаях меньше, чем у известняков. Это является результатом неполного растворения карбонатной фазы доломитов в уксусной кислоте. Соляная кислота в этом отношении более эффективна, и именно она использовалась в большинстве работ, посвященных изучению изотопного состава Sr в карбонатных породах. Однако в связи с тем, что такая обработка может существенно затронуть Rb-Sr системы некарбонатной составляющей образцов, ряд авторов отказался от применения HCl (например, Deppu et al., 1989; Asmerom et al., 1991). Что же касается неполного растворения доломита в уксусной кислоте, оно, по-видимому, не должно существенно сказаться на результатах Rb-Sr анализа труднорастворимой фазы доломитов. Во всяком случае, данные параллельных определений по известнякам (табл. 3) позволяют полагать, что труднорастворимая фаза карбонатов достаточно однородна по составу.

Rb-Sr систематика легкорастворимой (растворимой в NH_4OAc) и труднорастворимой (растворимой в HOAc) фаз доломитов (равно как и известняков) существенно различна. При этом содержания Rb и отношения Rb/Sr в первой из этих фаз у доломитов (точно так же, как у известняков) значительно выше, чем во второй (рис. 4а, 4в). Это же относится и к измеренным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 5а). Однако соотношение концентраций Sr в упомянутых фазах в доломитах иное, чем в известняках: легкорастворимая фаза доломитов, как правило, содержит заметно больше Sr по сравнению с труднорастворимой (рис. 4б). Такое различие может объясняться либо несходством кристаллохимических характеристик (и, следовательно, минералогии) легкорастворимой и труднорастворимой фаз, либо несходством состава и концентрации флюидов, находившихся в контакте с этими фазами во время их образования, либо совместным действием обоих названных факторов. О некогенетичности рассматриваемых фаз свидетельствует и несовпадение кажущихся величин первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, вычисленных на основании содержаний Rb и Sr в этих фазах и возраста пород (рис. 5б). По-видимому, для подавляющего большинства изученных доломитов мы имеем дело с каким-то вариантом процесса дедоломитизации, вызванным изменением состава поровых вод и уменьшением в них отношения $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ (Frank, 1981; Budai et al., 1984; Кашик, Мазилов, 1992).

Участие пресных вод в позднедиагенетических преобразованиях доломитов подтверждается тем, что для них, как и для известняков, существуют корреляционные зависимости между величиной $\Delta(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{NH}_4\text{OAc}-\text{HOAc}}$, с одной стороны, и отношениями Mn/Sr и Fe/Sr – с другой (рис. 7). Для отношения Mn/Sr коэффициент корреляции равен 0.53, а для Fe/Sr – 0.81 (в обоих случаях из расчета исключены данные по образцам Т-1 и Т-27; см. выше).

Возможность использования значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в валовых пробах карбонатных пород для оценки изотопного состава Sr в протерозойской морской воде. Из приведенных выше данных следует, что практически все исследованные породы содержат фазу (или фазы) с Rb-Sr характеристиками, отличающимися от характеристик валовой пробы, образованную, вероятно, значительно позднее времени отложения первичных осадков. Это обстоятельство серьезно ограничивает применимость валовых проб карбонатных пород для определения изотопного состава Sr в среде седиментации. Однако если потенциальные возможности доломитов в этом отношении в связи с неопределенностью их происхождения (см., например, Tucker, 1982, 1983; Braithwaite, 1991) и сравнительно низкими содержаниями Sr рядом ис-

следователей (Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992) оцениваются достаточно низко, то большая часть изученных известняков, согласно обычным геохимическим критериям (Brand, Veizer, 1981; Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992), могла бы считаться не претерпевшей существенных постседиментационных превращений.

Сосуществование в фанерозойских карбонатных породах нескольких некогенетичных генераций карбонатных минералов с несовпадающими химическими и изотопными характеристиками, включающими и различие отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, показано в последние годы в ряде детальных работ (Moldovanyi et al., 1990; Varenkamp et al., 1991; Kupecz, Land, 1991; Montanez, Read, 1992; Barnaby, Read, 1992). Нет оснований сомневаться в том, что подобная ситуация характерна и для многих (если не всех) докембрийских карбонатных пород.

Полученные в настоящей работе данные имеют общее методическое значение. Они показывают, что большинство опубликованных до настоящего времени результатов измерения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в валовых пробах карбонатных пород потенциально отягощены систематической ошибкой, величина которой зависит от различий содержаний Sr и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в некогенетичных фазах. Если изотопные составы Sr в этих фазах существенно различаются, то отличие приводимого для валовой пробы отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от собственного первичному карбонатному материалу может достигать нескольких единиц в четвертой значащей цифре. На современном уровне точности это представляет заметную величину.

Использование методики предварительного выщелачивания карбонатных пород раствором NH_4OAc позволяет не только получить важную информацию о характере постседиментационных преобразований, но и разделить некогенетичные карбонатные фазы. Значительное обогащение рубидием вторичной (легкорастворимой) фазы (рис. 4а) делает возможной статистическую оценку полноты разделения фаз. Очень слабая корреляционная связь содержаний Rb в легко- и труднорастворимой фазах известняков (коэффициент корреляции 0.28) показывает, что двукратное повторение процедуры выщелачивания с применением ультразвуковой обработки приводит к почти полному разделению первичных и вторичных карбонатов. Несомненно, что такая методика значительно уменьшает вероятность искажения реальных значений первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках. Для доломитов соответствующий коэффициент корреляции равен 0.54. Он свидетельствует, что двукратная обработка доломитов раствором NH_4OAc , хотя и позволяет установить наличие в этих породах различных изотопных разновидностей Sr, не доста-

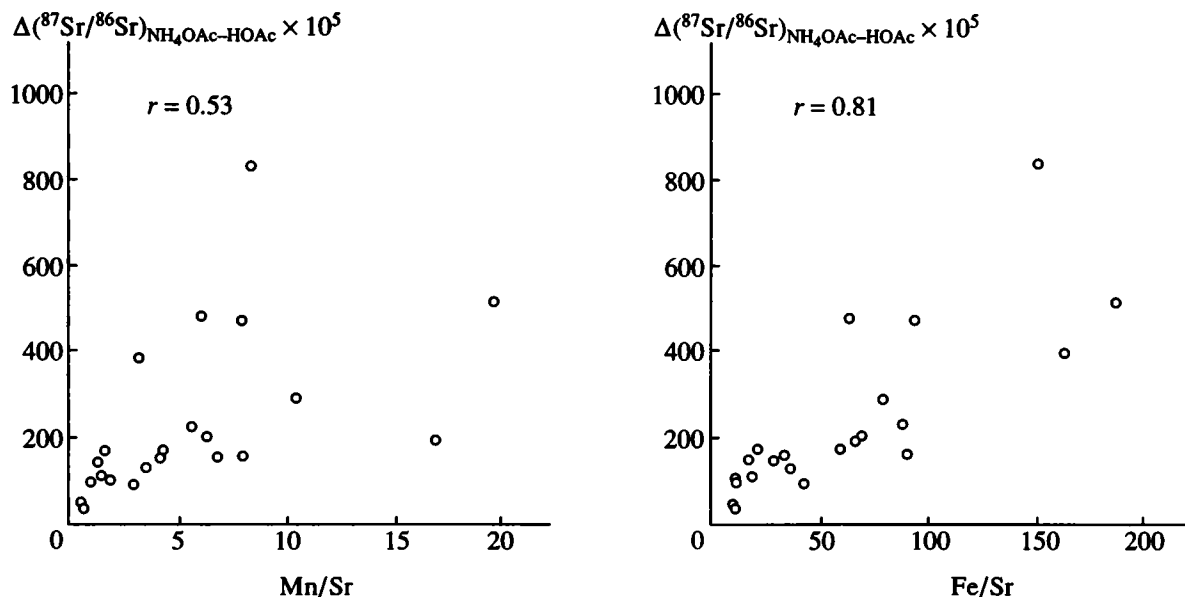


Рис. 7. Связь разности отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в легко- и труднорастворимой карбонатных фазах с отношениями Mn/Sr и Fe/Sr в валовой карбонатной составляющей доломитов. r – коэффициент корреляции.

точна для полного разделения неогенетических карбонатов. Поэтому значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в труднорастворимой фазе доломитов следует использовать в качестве источника информации об изотопном составе Sr в морской воде с большой осторожностью.

ПЕРВИЧНЫЕ ОТНОШЕНИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ РИФЕЯ, ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ СИБИРИ

Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в труднорастворимых фазах изученных карбонатных пород Сибири показаны на рис. 8 и 9. На рис. 9 приведены также данные, полученные в недавних работах (Veizer et al., 1983; Derry et al., 1989; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993), для верхнерифейских и вендских карбонатов ряда других регионов.

Оленекское поднятие. В этом районе проанализированы только три образца, взятые из различных горизонтов разреза. Поэтому результаты трудны для интерпретации. Все три образца имеют высокие отношения Mn/Sr и Fe/Sr (табл. 2), а их легкорастворимые фазы содержат значительные количества Rb и отличаются повышенными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые заметно больше соответствующих значений в труднорастворимых фазах (табл. 3). Это может быть следствием какого-то проявленного здесь процесса, который инициировал миграцию флюидов через доарымасские терригенные толщи, богатые Mn, Fe и Rb. Однако труднорастворимые фазы известняков относительно бедны Rb, и поэтому вычисленные для них значения первичных отношений

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 3) могут, видимо, рассматриваться как минимальные оценки этого отношения в морской воде соответствующего возраста.

Туруханское поднятие. Для этого района изучены 29 образцов (14 известняков, 23 доломита, 2 железистых доломита), которые представляют большую часть вскрытого здесь разреза рифея в возрастном диапазоне от ~1100 до ~850 млн. лет назад.

Выше было показано, что очень высокие значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах Т-1 и Т-27 из свиты линок являются результатом анкеритизации первичных кальцитов под влиянием флюидов, поступавших из терригенных пород нижележащей безыменской свиты. Поэтому результаты для этих образцов не приведены на рис. 8 и 9. Тем не менее диапазон вариаций первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 3) в труднорастворимой фазе остальных пяти известняков этой свиты также достаточно велик (0.70601 - 0.70697). Возможным объяснением высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в осадках свиты линок могло быть их накопление в бассейне, находившемся под интенсивным воздействием континентального стока. Иногда высказываемое мнение об опресненном характере более древнего безыменского бассейна (Баженова и др., 1970) согласуется с таким предположением. Однако существующие различия вычисленных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах свиты линок слишком велики, чтобы быть реальными на протяжении геологически очень небольшого времени формирования этой свиты (около 3 млн. лет, см. табл. 1). Более вероятно, что наблюдаемый разброс отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в по-

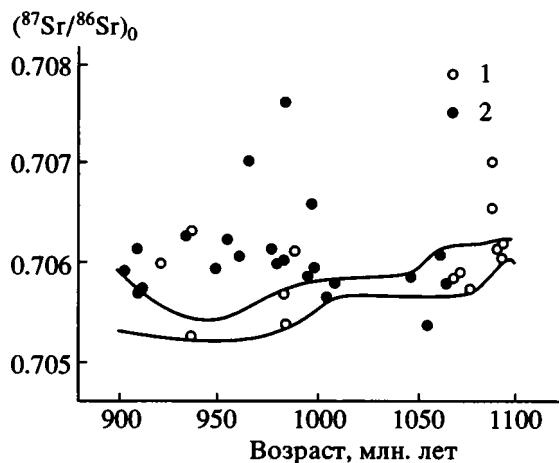


Рис. 8. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рифейских карбонатных породах Туруханского поднятия. 1 — известняки; 2 — доломиты. Верхняя и нижняя линии ограничивают область фигуративных точек для предположительно неизмененных образцов.

родах свиты линкок вызван той же причиной, которая привела к анкеритизации кальцитов в пограничных с безымянской свитой образцах Т-1 и Т-27 и к резкому обогащению их радиогенным ^{87}Sr . В пользу такого вывода свидетельствуют довольно высокие для известняков величины отношений Fe/Sr (табл. 2) и относительно большое различие измеренных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в легкорастворимых и труднорастворимых фазах (табл. 3). Отсюда следует, что в качестве наиболее представительных для этой свиты следует принять самые низкие из первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученных для труднорастворимых фаз, т.е. значения в образцах Т-8, Т-30 и Т-31.

Породы сухотунгусинской свиты обнаруживают очень небольшие вариации первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Как известняки, так и доломиты этой свиты имеют низкие отношения Mn/Sr и Fe/Sr и обычные для соответствующего возраста значения $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 2). Содержания Rb в трудно- и легкорастворимых фазах достаточно низки, и потому различия между измеренными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих фазах невелики. Исключение представляет доломит Т-42, содержащий относительно большие количества Rb в обеих фазах (табл. 3). Неправдоподобно низкая величина вычисленного «первичного» отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для легкорастворимой фазы этого образца свидетельствует о том, что его обогащение рубидием происходило в недавнее время. Труднорастворимая фаза образца Т-42 также резко выделяется из всех сухотунгусинских пород высоким содержанием Rb . Следовательно, обработка NH_4OAc в данном случае не привела к полному разделению первичного и вторичного карбонатов. Если это так, то не корректна и стандартная процедура введения поправки на накопление радиогенного

^{87}Sr в труднорастворимой фазе в течение времени, определяемого стратиграфическим возрастом образца. Иначе говоря, результат, полученный для этого образца, должен быть исключен из рассмотрения.

Породы деревнинской свиты, залегающей в основании верхнего рифея Туруханского поднятия, имеют высокие отношения Mn/Sr и Fe/Sr (табл. 2). Особенно выделяются доломиты Т-18 и Т-48, для легкорастворимых фаз которых характерны также большие содержания Rb (табл. 3). Неудивительно, что в труднорастворимых фазах именно этих образцов первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ много выше, чем в остальных. Это свидетельствует о значительных вторичных изменениях пород.

Геохимические характеристики пород свиты буровой весьма неоднородны (табл. 2 и 3). В доломитах отношения Mn/Sr , Fe/Sr , Ca/Sr и величины $\delta^{18}\text{O}$ изменяются в широких пределах и не коррелированы ни с вариациями первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ни с другими $\text{Rb}-\text{Sr}$ характеристиками. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в труднорастворимой фазе образца Т-57 с самым низким значением $\delta^{18}\text{O}$ значительно выше, чем в других доломитах. Вероятно, это является результатом какого-то вторичного процесса. В других доломитах соответствующие отношения довольно однородны (0.70592 – 0.70627).

Известнякам свиты буровой присущи низкие отношения Mn/Sr и Fe/Sr и сравнительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$. Такие характеристики обычно являются показателем незначительных постседиментационных изменений. Однако вариации вычисленных первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в труднорастворимой фазе известняков слишком велики (0.70522 – 0.70630) и беспорядочны для того, чтобы они могли рассматриваться как свойственные среде осадконакопления. Минимальные нарушения $\text{Rb}-\text{Sr}$ системы можно констатировать для известняка Т-64. Он имеет низкие содержания Rb и высокие содержания Sr в обеих фазах и наименьшие отношения Mn/Sr и Fe/Sr среди всех исследованных в настоящей работе образцов. Поэтому вычисленное для него значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70522) следует рассматривать как лучшее приближение к этому отношению в морской воде соответствующего времени (расчетный возраст 935 млн. лет). Причины и степень нарушения первичных $\text{Rb}-\text{Sr}$ систем в остальных образцах свиты буровой трудно оценить. Можно лишь предполагать, что процесс доломитизации, в той или иной мере затронувший почти весь объем свиты, был значительно оторван во времени от момента осадконакопления.

Доломиты шорихинской свиты имеют высокие отношения Mn/Sr и Fe/Sr , а значения $\delta^{18}\text{O}$ для них лежат в пределах от –6,2 до –7,4‰ (табл. 2). Кроме

того, в труднорастворимых фазах здесь наблюдается отчетливая обратная зависимость между содержаниями Sr и вычисленными первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 3). Очевидно, что доломиты после своего образования были частично перекристаллизованы в среде с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, причем изменение затронуло не только легкорастворимую, но и труднорастворимую фазу. Минимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во флюиде, вызвавшем перекристаллизацию, оценивается по самому высокому современному значению этого отношения в легкорастворимой фазе доломитов (0.70798, образец T-119), а максимальное отношение в среде седиментации (доломитообразования?) – по самому низкому первичному

значению в труднорастворимой фазе (0.70569, образец T-114).

Единственный проанализированный образец туруханской свиты по своим геохимическим характеристикам (табл. 2) кажется менее измененным, чем доломиты шорихинской свиты. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этом образце несколько ниже, чем в близких по возрасту карбонатных породах северо-западной Канады (Asmerom et al., 1991).

Уринское поднятие. Для этого региона получены данные по девяти образцам, из которых шесть относятся к верхней части верхнего рифея (никольская и ченчинская свиты), один – к сред-

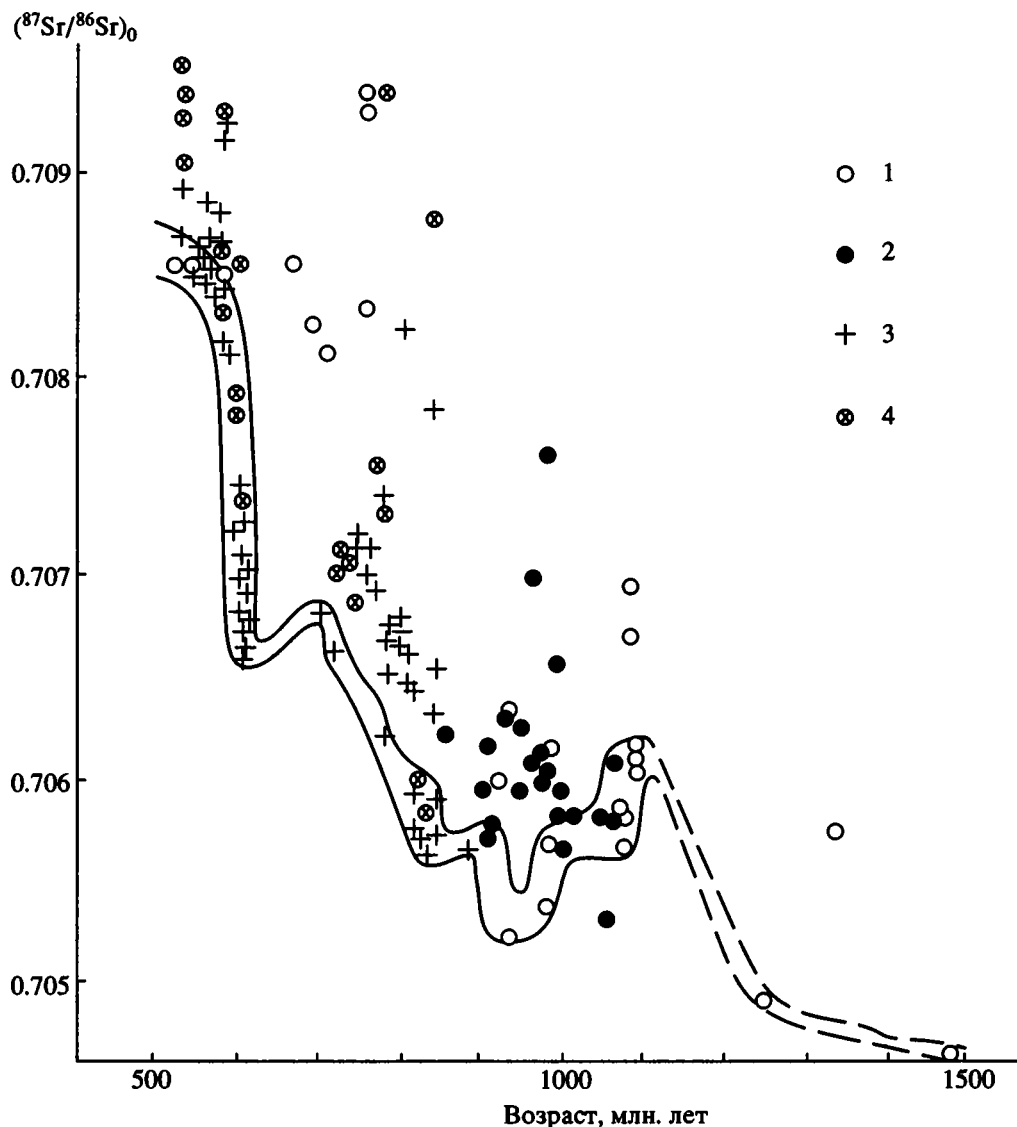


Рис. 9. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднпротерозойской и раннекембрийской морской воде. 1, 2 – данные, полученные в настоящей работе: 1 – известняки, 2 – доломиты; 3, 4 – данные других авторов (Veizer et al., 1983; Derry et al., 1989; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993): 3 – известняки, 4 – доломиты. Для любого заданного времени наиболее вероятное значение изотопного отношения находится в интервале между нижней и верхней ограничивающими линиями.

ней части венда (тинновская свита) и два – к нижней части нижнего кембрия (мачинская и толбачанская свиты). Все они представлены известняками.

В никольской и ченчинской свитах первичные отношения в труднорастворимой фазе известняков варьируют от 0.70811 до 0.70939 (табл. 3) и значительно превышают отношения (0.70662 - 0.70727), полученные для одновозрастных карбонатных пород Шпицбергена и Восточной Гренландии (Derry et al., 1989, 1992). Это обстоятельство и тот факт, что вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанах для одного и того же момента времени не могли превышать 3×10^{-5} (Сапо, DePaolo, 1992), делают совершенно очевидным вывод о том, что Sr, содержащийся в породах никольской и ченчинской свит, не отвечает по изотопному составу Sr позднерифейской океанической воды.

Отношения Mn/Sr в известняках никольской свиты (табл. 2) не слишком велики, хотя в среднем и несколько выше, чем в большинстве других проанализированных известняков. Для карбонатов же ченчинской свиты характерны небольшие значения указанного отношения, хотя возможно, что это – всего лишь отражение высоких содержаний Sr в ченчинских онколитовых и строматолитовых известняках (табл. 3), которые первоначально имели арагонитовый состав (Головенко, 1985).

Изотопный состав кислорода и углерода в проанализированных образцах никольской и ченчинской свит не изучался. Однако в целом этим свитам свойственны аномально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. В никольской свите $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ колеблются соответственно от –7.8 до 12.4‰ PDB и от –5.4 до –12.8‰ PDB, тогда как в ченчинской они меняются от –7.1 до –10.2‰ и от –7.6 до –8.4‰ PDB (Покровский, Герцев, 1993). По мнению указанных авторов, эти значения отражают широкомаштабные катагенетические преобразования осадочных толщ. Об интенсивной циркуляции флюидов в верхнерифейских карбонатных породах Уринского поднятия свидетельствует и вторичный характер цемента ченчинских онколитовых известняков, а также наличие в нем крупных кристаллов целестина (Головенко, 1985).

Единственный проанализированный известняк из средневендской тинновской свиты наряду с довольно высоким отношением Fe/Sr имеет очень низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 2). Согласно данным Покровского и Герцева (1993), карбонаты этой свиты также претерпели катагенетическую перекристаллизацию, хотя, вероятно, и в меньшей степени, чем нижележащие породы жуинской серии. Однако этот процесс, несомненно, затронул образец 980-100. Поэтому изотопный состав Sr в его труднорастворимой фазе может отличаться от такового в вендской морской воде.

В нижнекембрийских известняках мачинской и толбачанской свит содержания Rb в легкорастворимой фазе довольно высоки (табл. 3), однако другие геохимические параметры (табл. 2) не дают явных доказательств вторичных изменений. Можно предполагать поэтому, что изотопный состав Sr в труднорастворимой фазе образцов 980-140 и 980-151 близок к его составу в первичных карбонатных минералах.

Таким образом, результаты комплексного геохимического и изотопного изучения протерозойских и кембрийских карбонатных пород Сибири позволяют, хотя и с оговорками, выбрать из всей совокупности проанализированных образцов те, изотопный состав Sr в которых в наибольшей степени приближается к его изотопному составу в среде осадконакопления. Область соответствующих значений первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 0.5-1.1 млрд. лет с учетом недавно опубликованных данных по другим регионам (Veizer et al., 1983; Derry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993) показана на рис. 8 и 9. Для ограничения упомянутой области во всех случаях использованы образцы, отвечающие рассмотренным выше геохимическим критериям. Не отвечающие им образцы в среднем имеют более высокие значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в труднорастворимой фазе.

Полученные в настоящей работе результаты для отложений нижнего рифея и нижней части среднего рифея Оленекского поднятия слишком фрагментарны для каких-либо широких выводов. Но все же они позволяют говорить, что изотопный состав Sr в морской воде соответствующего возраста был значительно менее радиогенным, чем это обычно принималось ранее (Veizer, Compston, 1976; Veizer et al., 1983; Faure, 1986), и, видимо, обнаруживал ясную тенденцию к увеличению доли радиогенной составляющей во времени. Вывод о низких первичных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нижне- и среднерифейских карбонатах следует и из данных Покровского и Виноградова (1991) по Анабарскому массиву. Эти данные, однако, получены по доломитам без предварительной геохимической оценки степени их вторичных изменений и потому сложны для интерпретации.

Результаты для более молодых горизонтов рифея Туруханского разреза по сравнению с данными для Оленекского поднятия более представительны. Эти результаты в общем согласуются с ранее установленным трендом изменения изотопного состава Sr в морской воде того времени, но смещают соответствующую кривую в область более низких значений. Полученные данные позволяют утверждать, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде около 1080 - 1100 млн. лет назад было не выше 0.70601 - 0.70620 (образцы Т-8 и Т-30 из свиты линок). Образцы из сухотунгусинской свиты, завершающей

разрез среднего рифея Туруханского поднятия, намечают тенденцию к дальнейшему уменьшению этого отношения. Эта тенденция подкрепляется и данными по меньше всего измененному образцу (Т-52) из деревнинской свиты, которая открывает собой верхнерифейскую последовательность региона. Наименее измененные известняки вышележащей свиты буровой (Т-95, Т-96, Т-64) маркируют заметное понижение упомянутого изотопного отношения до 0.70522 - 0.70537. Расчетный возраст образцов этой свиты укладывается в рамки 935 - 984 млн. лет (табл. 1). Таким образом, рассматриваемая депрессия на кривой изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по возрасту близко совпадает с аналогичной депрессией, ранее установленной на северо-африканском материале ("мантийное событие" около 900 млн. лет назад, Veizer et al., 1983), но несколько превосходит ее по амплитуде (0.70522 - 0.70537 против 0.7056 - 0.7074). Учитывая, что в более молодых (850 - 900 млн. лет) отложениях как Туруханского района (данная статья), так и северо-западной Канады (Asmerom et al., 1991) фиксируются более высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, можно говорить о реальности упомянутой депрессии 920 - 980 млн. лет назад (рис. 8 и 9).

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных доломитах из верхних горизонтов туруханского разреза (из шорихинской и туруханской свит) хорошо согласуются по величине с наблюдаемыми в разновозрастных и более молодых отложениях других регионов (Derry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991). Эти данные в своей совокупности рисуют быстрый рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во второй половине позднего рифея.

Образцы никольской и ченчинской свит Уринского поднятия, принадлежащих верхней части верхнего рифея, содержат относительно высоко радиогенный Sr (вероятно, вследствие вторичных изменений пород) и выпадают из общего тренда изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в это время (рис. 7). Что же касается образца из средневендских отложений Уринского поднятия, то отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в его труднорастворимой фазе весьма близко к значениям в вендских образцах других регионов (Kaufman et al., 1993) и показывает, что постседиментационные изменения этого известняка, несмотря на ряд геохимических указаний (см. выше), были все же не слишком велики. В двух нижнекембрийских образцах (мачинская и толбачанская свиты Уринского поднятия) это отношение несколько ниже, чем в близких по возрасту породах Южной Африки (Kaufman et al., 1993). Из-за ограниченности имеющегося материала нельзя сказать, что отражает указанное понижение – общий менее радиогенный изотопный состав Sr в раннекембрийской морской воде, чем это принято сейчас считать, или же некоторые

частные флуктуации на фоне генерального восходящего тренда.

ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Работами последних лет получены отвечающие современным требованиям прецизионные данные о первичном изотопном составе Sr в карбонатах из наиболее молодых горизонтов протерозоя – венда и верхней части верхнего рифея (Derry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993). Настоящая статья впервые представляет такие результаты для следующего более древнего пакета пород, охватывающего нижние горизонты верхнего рифея и верхнюю часть среднего рифея. Моделью для получения этих данных служил разрез Туруханского поднятия. Что же касается результатов по верхней части сибирского верхнего рифея, то они получены на образцах с явными признаками вторичных изменений и потому выпадают из дальнейшего анализа, а данные для венда, нижнего кембрия (Уринское поднятие), нижнего рифея и нижней части среднего рифея (Оленекское поднятие) очень фрагментарны.

Результаты, полученные по Туруханскому поднятию, хорошо стыкуются с данными для более молодых карбонатных пород (Derry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993) и прямо подстраивают вниз, в область более древних отложений, кривую изменения изотопного состава Sr в морской воде (рис. 9). Таким образом, получено еще одно независимое доказательство отсутствия в Туруханском районе верхних горизонтов верхнего рифея (моложе 850 - 800 млн. лет). Этот вывод первоначально был сформулирован на основании межрегиональных корреляций и скудной изотопно-геохронологической информации (анализ и библиографию см. Семихатов, Серебряков, 1983) и недавно был подтвержден изотопно-углеродными данными (Knoll et al., in press).

Общий рост первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах второй половины верхнего рифея-венда соизмерим по величине с ростом этого отношения в морской воде от середины мезозоя до настоящего времени. Средняя скорость его изменения в интервале 930 - 580 млн. лет на основании имеющихся данных оценивается в 1.3×10^{-4} за 10 млн. лет. Поскольку аналитическая погрешность измерения на современных масс-спектрометрах значительно меньше этой величины, метод стронциевой изотопной стратиграфии (DePaolo, Ingram, 1985; Faugé, 1986) мог бы быть использован в позднерифейско-ранневендском отрезке шкалы и обеспечивать неслыханную для

докембрия разрешающую способность ± 5 млн. лет, если бы упомянутый отрезок времени характеризовался монотонным однонаправленным изменением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Однако не приходится сомневаться в том, что на кривой изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в позднем рифее и венде существуют участки с большим или меньшим наклоном, а возможно, и с перегибами (см., например, Derry, Jacobsen, 1988; Asmerom et al., 1991). Поэтому реализация потенциальных возможностей стронциевой изотопной стратиграфии высокого разрешения в позднем докембрии в настоящее время лимитируется отсутствием детальной хорошо калиброванной кривой изменения изотопного состава Sr в протерозойской морской воде. Создание такой кривой потребует получения согласующихся данных по нескольким географически разобленным, хорошо датированным разрезам отложений одного и того же возраста. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что имеющиеся данные об изменении первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в протерозойских карбонатах уже сейчас позволяют привлекать стронциевую изотопную стратиграфию для корреляции отложений второй половины верхнего рифея и венды в рамках существующих хроностратиграфических и хронометрических шкал докембрия.

Учитывая, что изотопный состав Sr морской воды, как и многие другие ее химические и изотопные характеристики, отражает глобальные, а не локальные влияния, вековые вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане представляют значительный интерес для палеогеодинамики. В геологическом прошлом это отношение колебалось между значениями, характерными для континентального (F_c) и мантийного (F_m) потоков. Континентальный речной поток, вероятно, нелинейно пропорционален площади континентов, а мантийный, определяемый интенсивностью циркуляции океанической воды через базальты океанического дна, обычно считается пропорциональным мантийной генерации тепла и его рассеянию (Veizer, 1988; Richter et al., 1992). Поэтому в ранней истории Земли, когда континенты были невелики по размерам, а генерация тепла в мантии высока, мантийный поток должен был быть основным фактором, определяющим величину отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде. В более позднее время в связи с ростом континентов и уменьшением генерации тепла в мантии, доминирующая роль постепенно переходила к континентальному потоку. Протерозой, вероятно, представлял собой переходный этап между этими крайними состояниями (Derry, Jacobsen, 1988).

На долговременный тренд увеличения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, связанный, с одной стороны, с увеличением размеров континентов и старением эродируемой континентальной коры, а с другой – с уменьшением вклада мантий-

ного материала в общий бюджет Sr в океане, накладываются эпизодические вариации, отражающие влияние факторов меньшего масштаба, таких, как обнаженная площадь и рельеф размываемых континентов, различия в литологическом составе коры, подвергающейся выветриванию, вариации климата и степень вулканической активности. Конкретные события и процессы вызывают как рост, так и снижение величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане на протяжении относительно небольших промежутков времени, соизмеримых со временем существования Sr в океанической воде (~ 2.5 млн. лет, Hodell et al., 1990) или превышающих это время.

К повышению скорости поступления радиогенного ^{87}Sr в океан могут приводить: 1) понижение уровня океана, которое обнажает и вводит в зону континентального выветривания новые участки суши, сложенные древними коровыми породами и продуктами их гипергенного изменения, 2) орогенез и вызванное им увеличение объемов разрушаемых в процессе денудации пород континентальной коры и в особенности древних пород, поднятых на высокие гипсометрические уровни, и 3) увеличение интенсивности выветривания на континентах в связи либо с изменениями концентраций CO_2 и O_2 в атмосфере, либо с глобальными вариациями климатических характеристик (такими, как ледниковые эпохи или гумидизация климата). При этом указанное повышение может отражать не только увеличение континентального речного потока Sr, но и возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этом потоке. Рихтер и др. (Richter et al., 1992) показали, что влияние обоих названных факторов на рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в постэоценовом океане было примерно одинаковым.

Мнения относительно влияния морских регрессий на изотопный состав Sr в океанах неоднозначны. Согласно Де Паоло (DePaolo, 1986), регрессии моря приводят к повышению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде. Это обусловлено, с одной стороны, увеличением площади поверхности континентов, подвергающейся выветриванию, а с другой – понижением уровня карбонатной компенсации в океане. Последнее ведет к уменьшению объема растворяющихся морских карбонатов и, как следствие, к уменьшению диагенетического потока нерадиогенного Sr (F_s) в океан. Действительно, Ладвиг и соавторы (Ludwig et al., 1988) показали, что крупные регрессии и связанные с ними стратиграфические перерывы в кайнозой сопровождались увеличением стока континентального Sr и повышением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде. В то же время, по мнению Палмера и Эдмонда (Palmer, Edmond, 1992), реакции выветривания в пределах пойм не являются важным источником Sr, а осаждение почвенных солей в поймах может удалять Sr из речной воды. Эти авторы считают, что регрес-

сии, которые в основном обнажают континентальные шельфы, не должны вызывать значительного увеличения глобального речного потока Sr и даже способны в некоторых случаях приводить к его уменьшению.

Реймо и соавторы (Raymo et al., 1988) предположили, что увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в течение последних 5 млн. лет является результатом высокого поднятия и быстрой эрозии Гималаев и Тибетского плато. Действительно, реки, дренирующие этот район, несут значительную долю всего Sr, поступающего в океан (Palmer, Edmond, 1989; Richter et al., 1992). Рихтер и др. (Richter et al., 1992) доказали, что начало роста потока Sr и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в континентальном стоке совпадает со временем коллизии Индии и Евразии, а количество Sr, эродированного после коллизии, достаточно для объяснения эволюции отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кайнозойском океане. Важно, что скорость глобальной карбонатной седиментации за последние 40 млн. лет увеличивалась точно таким же образом, как и добавочный поток Sr (а следовательно, и Ca) в гималайских реках (Southam, Hay, 1981). Кроме того, период особенно быстрого разрушения Гималаев и Тибетского плато (15 - 20 млн. лет назад) строго соответствует времени резкого изменения изотопного состава Sr в океане (Richter et al., 1992).

Интенсификация континентального выветривания и обусловленное ею повышение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, по мнению многих авторов (Armstrong, 1971; Berner et al., 1983; Berner, Rye, 1992; Сочава, 1992), могут быть связаны с изменениями температуры земной поверхности и состава атмосферы и не зависят от рельефа материков. В частности, ледниковые покровы умеренных широт за счет свободно текущих талых вод и ледниковых потоков создают потенциал для растворения пород, лежащих в подошве ледника (Armstrong, 1971; Hodel et al., 1990). Большое количество осадков, непрерывная аэрация воды при турбулентном перемешивании и механическое измельчение обнаженных кристаллических пород способствуют повышению скорости химического выветривания. Косвенным отражением влияния оледенения на континентальный сток являются гляциоэвстатическое понижение уровня моря и увеличение поверхности суши, подвергаемой эрозии (см. выше). Хотя оба механизма могут влиять на приток вещества континентальной коры в океан, их относительный вклад в общий поток растворенного Sr недостаточно ясен и, возможно, невелик (DePaolo, 1986; Kaufman et al., 1993). Столь же неопределенна ситуация и с масштабом выноса радиогенного ^{87}Sr в океан за счет интенсификации выветривания при гумидизации климата, хотя теоретически такой

механизм кажется вполне допустимым (DePaolo, 1986).

Снижение скорости поступления радиогенного ^{87}Sr в океан может быть связано: 1) с эпохами глобальных трансгрессий и соответствующим сокращением площади суши, подвергающейся выветриванию, 2) с возрастанием скорости спрединга, которое, вероятно, сопровождается увеличением гидротермальной активности, и 3) с интенсификацией процессов формирования молодой континентальной коры на активных континентальных окраинах и связанной с этим эволюцией состава питающих провинций.

Снижение скорости роста отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в эпохи трансгрессий было установлено при анализе неогеновых карбонатов (DePaolo, 1986). Важно, что речь при этом идет именно о снижении скорости роста, а не об абсолютном уменьшении значения упомянутого отношения. Таким образом, повышение уровня моря в кайнозое хотя и уменьшало поступление континентального радиогенного ^{87}Sr в океаническую воду, но, по-видимому, не настолько, чтобы сменить тенденцию резкого возрастания отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане на обратную. Это лишает смысла попытки поиска корреляционных зависимостей между положением уровня моря в различные геологические эпохи и абсолютной величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде (см. Veizer, 1988).

Возникновение океанической коры в зонах спрединга сопровождается интенсивной термально-индуцированной конвективной циркуляцией растворов через новообразованные базальты на глубину до 1 - 2 км (Spooner et al., 1977; Hart, Staudigel, 1982). При этом концентрация Sr в океанической воде практически не меняется (Holland, 1984), и результатом гидротермальной циркуляции является лишь изменение его изотопного состава. Длительность химически активной фазы циркуляции, в ходе которой происходит изотопный обмен Sr с базальтами, составляет не более 5 - 10 млн. лет (Hart, Staudigel, 1982). Можно полагать, что мантийный поток нерадиогенного Sr (F_m) прямо пропорционален скорости спрединга (Holland, 1984).

В реках, дренирующих молодые островные дуги и породы активных континентальных окраин, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0.7045 до 0.7085 (Goldstein, Jacobsen, 1987). Реки Филиппинских островов имеют отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 0.7045 - 0.7063, что отражает изотопный состав Sr в молодых вулканических породах этого региона. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в реках Японии и Восточной Австралии (0.7063 - 0.7084) несколько выше и свидетельствуют о наличии в их дренажных бассейнах более древнего материала континентальной коры.

Переходя к анализу кривой на рис. 9, отметим постепенный рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в раннем и

в начале среднего рифея. Такой рост согласуется с геологическими данными об общем высоком стоянии континентального блока Земли в это время, и особенно в раннем рифее (Семихатов, 1974; Хаин, Божко, 1988). Мало вероятно, что это изменение было монотонным, но более детальное обсуждение требует значительно большего количества экспериментальных данных.

Возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде до 0.7057 - 0.7062 около 1100 - 1070 млн. лет назад, вероятно, связано с увеличением континентальной эрозии в ходе гренвилльской орогении и образованием суперконтинента Родиния (Powell et al., 1993). Отрезок геологической истории 990 - 930 млн. лет назад был отмечен исключительно высоким гидротермальным потоком, в результате которого величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ падала до 0.7052 - 0.7054. Возможно, что этот отрезок времени был несколько шире, если учитывать значение 0.70562 для карбонатных пород формации Адрар (Западная Африка), возраст которых оценивается примерно в 890 млн. лет (Veizer et al., 1983; Derry et al., 1989). Значительные гидротермальные потоки могли быть результатом смены конфигурации дивергентных и трансформных границ между океаническими плитами (Owen, Rea, 1985). Поздний рифей был отмечен также широкой морской трансгрессией (Келлер и др., 1974; Хаин, Божко, 1988), которая могла быть связана с ростом срединно-океанических хребтов и сама по себе, вероятно, также способствовала уменьшению континентального потока радиогенного ^{87}Sr в океан.

Последующее увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде во второй половине позднего рифея можно связать с воздействием дженнинско-раннебайкальской складчатости 850 - 800 млн. лет назад и, возможно, с экстенсивным оледенением африканской гляциоэры 850 - 740 млн. лет назад (Чумаков, 1978). Значительное гляциоэвстатическое понижение уровня Мирового океана и осушение обширных территорий, сложенных ранее накопившимися осадками и подстилающими их древними комплексами, могли быть добавочными факторами, увеличивавшими речной поток радиогенного ^{87}Sr .

Распад суперконтинента Родиния, начавшийся около 700 млн. лет назад (Powell et al., 1993), привел к возникновению более 20000 км новых пассивных континентальных окраин (Bond et al., 1989). Тем не менее в это время наблюдалось некоторое уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде, которое могло быть связано со вскрытием океанической коры в некоторых рифтовых бассейнах. Тектонические процессы того времени привели не только к активному раздвижению блоков континентальной коры с возникновением новых океанов – Центральноазиатского, Япетуса и других (Bond et al., 1984; Хаин, Бож-

ко, 1988), но и к субсинхронным субдукционным процессам, например, в Авалонно-Кадомском поясе (Murphy, Nance, 1991), а также к многочисленным коллизиям, следствием которых было формирование обширного Панафриканского орогенного пояса и нового континента – Гондваны, в состав которого вошли фрагменты бывшего суперконтинента, за исключением Балтики, Сибири и Лаврентии.

Высокая скорость вендского спрединга, следующая из палеомагнитных данных по континенту Балтика (Torsvik et al., 1992), должна была бы привести к увеличению потока нерадиогенного Sr в океаническую воду как за счет гидротермальных источников, так и вследствие размыва основных вулканических пород активных континентальных окраин. В результате можно было бы ожидать понижения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде. Однако вместо этого наблюдается быстрый рост указанного отношения (рис. 9), что свидетельствует о резком увеличении скорости поступления континентального Sr в вендский океан. Сравнение тенденции роста отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вендском океане с аналогичной тенденцией в кайнозойском приводит к выводу, что континентальные коллизии фрагментов Родинии породили Панафриканское горообразование гималайского масштаба. Эта орогения, подобно гималайской, сопровождалась выведением на поверхность большой массы метаморфических и интрузивных пород, образованных из материала древней континентальной коры. Их эрозия, в свою очередь, должна была привести как к увеличению континентального потока Sr, так и к повышению в этом потоке отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Значительный рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде 620 - 550 млн. лет назад свидетельствует о том, что соотношение интенсивностей континентального и мантийного потоков Sr (F_c/F_m) в это время заметно сдвигалось в пользу первого из них. Такой сдвиг тем более примечателен, что мантийный поток нерадиогенного Sr в вендском периоде, как говорилось выше, отличался большой интенсивностью. Поэтому придется признать, что венд характеризовался уникальной в истории Земли величиной притока радиогенного ^{87}Sr в океан. Кроме факторов, связанных с рельефом вендских континентов, на размер континентального потока Sr могли влиять крупное ранневендское оледенение (Чумаков, 1978, Chumakov, 1992) и значительное возрастание интенсивности выветривания в позднем венде. Большие содержания каолинита в глинистых породах верхнего венда Русской платформы (Ронов и др., 1990) являются наглядным отражением действия последнего фактора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все изученные верхнепротерозойские и нижнекембрийские известняки и доломиты содержат легкорастворимую в NH_4OAc карбонатную фазу, которая, вероятно, представляет собой вторичный кальцит, возникший в ходе позднего диагенеза (катагенеза) осадочных пород. Для этой фазы характерны значительные содержания Rb и повышенные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ее образование сопровождается обогащением карбонатных пород Mn и Fe.

Поскольку отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в первичных и вторичных карбонатных минералах значительно различаются, валовые пробы карбонатных пород не должны использоваться для определения изотопного состава Sr в палеоокеанах. Методика выщелачивания раствором уксуса аммония позволяет лучше понять сущность постседиментационных процессов, влияющих на карбонатные породы и их Rb-Sr системы, и открывает возможность разделения или, по крайней мере, значительного обогащения неогенетических минеральных фаз. Эта методика, по-видимому, более эффективна для известняков, чем для доломитов.

Кривая изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в позднем докембрии имеет четко выраженный минимум 990 - 890 млн. лет назад. Он указывает на резкое увеличение притока нерадиоактивного Sr в океан и значительно расширяет интервал, в котором мантийный поток Sr преобладал над континентальным. Вместе с тем, различие соотношений континентального и мантийного потоков Sr, поступавших в позднерифейский и вендский океаны, свидетельствует о значительном изменении глобальных геодинамических характеристик на рубеже этих двух подразделений позднего протерозоя.

Рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейской и вендской морской воде, сравнимый по диапазону с кайнозойским, устанавливает принципиальную возможность применения метода стронциевой изотопной хеомстратиграфии в широком возрастном интервале позднего докембрия длительностью более 300 млн. лет.

Авторы благодарны Т.А. Ивановской и П.Ю. Петрову, предоставившим часть образцов карбонатных пород. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-09404).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баженова Т.Л., Ивановская А.В., Катаева В.Н. Литологогеохимические особенности накопления осадков стрельногорской свиты // Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 108-117.

Баскаков А.В., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Яковлева О.В. Две стадии формирования аутигенных минералов в рифейских аргиллитах Восточной Сибири // Методы изотопной геологии. Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара, 21 - 25 окт. 1991 г., Звенигород. СПб: ИГД, 1991. С. 23 - 25.

Вейс А.Ф. Микрофоссилии в стратиграфии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47 - 64.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114 - 130.

Головенок В.К. Об аномально высоких содержаниях стронция в рифейских онколитовых известняках Патомского нагорья // Литология и полезн. ископ. 1985. № 1. С. 122 - 127.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П., Бизунок М.Б., Баскаков А.В. Поведение компонентов Rb-Sr систем тонких фракций глинистых минералов при выщелачивании // 12-й Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии, 17 - 19 апр. 1989 г., Москва. Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1989. С. 48 - 49.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р., Ивановская Т.А., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Цитурский С.И., Яковлева О.В. Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17 - 32.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Мельников Н.Н., Кутявин Э.П., Турченко Т.Л. Изотопные разновидности стронция в протерозойских карбонатных породах Сибири // 13-й Симпоз. по геохимии изотопов, 1 - 3 дек. 1992 г., Москва. Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1992. С. 50 - 51.

Дольник Т.А. Строматолиты опорных разрезов докембрия окраин Саяно-Байкальской горной области (справочное руководство). Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1982. 184 с.

Дольник Т.А., Файзулина З.Х., Станевич А.М. и др. Каталог органических остатков позднего докембрия юга Восточной Сибири (Иркутская область, Бурятская АССР, Якутская АССР, север Читинской области). Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1990. Т. 1. 134 с.

Драгунов В.И. Туруханский и Игарский районы // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 318 - 331.

Ивановская А.В., Кольцова Т.В., Мануйлова М.М., Соколова М.Ф. К вопросу о применимости глауконитов, гидрослюд и аргиллитов для возрастного расчленения пород K-Ar методом // Геохимия. 1973. № 11. С. 1620 - 1626.

Казаков Г.А., Кнорре К.Г. Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского региона Сибирской платформы // Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973. С. 192 - 205.

Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Прокофьева Л.Н. Абсолютный возраст докембрийских осадочных пород Оленекского поднятия Сибири // Геохимия. 1965. № 11. С. 1313 - 1317.

Кашик С.А., Мазилев В.Н. Карбонатные породы в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1992. 61 с.

- Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Поздний протерозой (рифей и венд) // Палеогеография СССР. Объяснит. записка к Атласу литолого-палеогеографич. карт СССР. Т. 1. Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. М.: Недра, 1974. С. 80 - 121.
- Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.
- Комар В.А. Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 3 - 15.
- Лебедев Ю.Н., Шенфиль В.Ю., Диденко А.Н. Новые определения абсолютного возраста верхнедокембрийских отложений Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 150 - 152.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Горохов И.М. Pb-Pb возраст карбонатных пород среднего рифея: сухотунгусинская свита Туруханского поднятия // Докл. РАН (в печати).
- Петров П.Ю. Условия накопления нижних свит рифея северной части Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993а. Т. 1. № 2. С. 55 - 66.
- Петров П.Ю. Строение и обстановка осадконакопления безыменской свиты рифея Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993б. Т. 1. № 5. С. 20 - 32.
- 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.
- Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полезн. ископ. 1993. № 1. С. 64 - 80.
- Решение Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1 Верхний протерозой и нижний палеозой. Объяснительная записка к региональным стратиграфическим схемам // Новосибирск: Наука, 1983. 215 с.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хаин В.Е. К вопросу о распространности и вещественном составе глин осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1990. № 4. С. 467 - 482.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя // М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Горохов И.М., Кутявин Э.П. и др. Анализ возможностей осадочных геохронометров на примере тоттинской свиты рифея Восточной Сибири // Литология и полезн. ископ. 1989. № 6. С. 3 - 18.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3 - 13.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 138 с.
- Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Сочава А.В. Квазистационарная модель геохимического цикла эволюции биосферы на рубеже докембрия и фанерозоя // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 41 - 56.
- Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра, 1992. 157 с.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 150 с.
- Холодов В.Н., Шмариович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геол. рудных месторожд. 1992. Т. 34. № 1. С. 3 - 22.
- Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Хоментовский В.В. Венд Сибирской платформы // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 83 - 161.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофиз. 1985. № 7. С. 25 - 33.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (Проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978. 201 с.
- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 184 с.
- Шенфиль В.Ю., Якишин М.С., Кац А.Г., Флерова З.Б. Детализация верхней части разреза рифейских отложений Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 20 - 36.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 234 с.
- Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. и др. Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Ярусное расчленение нижнего кембрия / Ред. А.Ю. Розанов, Б.С. Соколов. М.: Наука, 1984. 186 с.
- Albarede F., Michard A., Minster J.F., Michard G. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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.
- Armstrong R.L. Glacial erosion and the variable isotopic composition of strontium in sea water // Nature. Phys. Sci. 1971. V. 230. № 14. P. 132 - 133.
- Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H., Butterfield N.J., Swett K. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. № 10. P. 2883 - 2894.
- Baker P.A., Gieskes J.M., Elderfield H. Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments - evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr^{2+} data // J. Sediment. Petrol. 1982. V. 52. № 1. P. 71 - 82.
- Barnaby R.J., Read J.F. Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady

- Dolomite, Virginia Appalachians // *J. Sediment. Petrol.* 1992. V. 62. № 6. P. 1023 - 1043.
- Berner R.A., Lasaga A.C., Garrels R.M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years // *Amer. J. Sci.* 1983. V. 283. № 7. P. 641 - 683.
- Berner R.A., Rye D.M. Calculation of the Phanerozoic strontium isotope record of the oceans from a carbon cycle model // *Amer. J. Sci.* 1992. V. 292. № 2. P. 136 - 148.
- Boles J.R. Active ankerite cementation in the subsurface Eocene of southwest Texas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978. V. 68. № 1. P. 13 - 22.
- Boles J.R., Franks S.G. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation // *J. Sediment. Petrol.* 1979. V. 49. № 1. P. 55 - 70.
- Bond G.C., Komins M.A., Devlin W.J. An overview of Late Proterozoic and Earliest Cambrian passive margins: implication for the formation and breakup of a supercontinent // 28th Internat. Geol. Congress. Abstr. 1989. V. 1. P. 171.
- Bond G.C., Nickerson P.A., Komins M.A. Breakup of supercontinent between 625 Ma and 555 Ma. New evidence and implication for continental histories. // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1984. V. 70. № 3. P. 325 - 345.
- Bonhomme M.G. Type of sampling and comparison between K-Ar and Rb-Sr isotopic dating of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events // *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* 1987. V. 65. № 3/4. P. 209 - 222.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al. Calibration rates of Early Cambrian evolution // *Science.* 1993. V. 261. № 5126. P. 1293 - 1298.
- Braithwaite C.J.R. Dolomites, a review of origins, geometry and textures // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 1991. V. 82. № 2. P. 99 - 112.
- Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - II. Stable isotopes // *J. Sediment. Petrol.* 1981. V. 51. № 3. P. 987 - 997.
- Budai J.M., Lohmann K.C., Owen R.M. Burial dedolomite in the Mississippian Madison Limestone, Wyoming and Utah thrust belt // *J. Sediment. Petrol.* 1984. V. 54. № 1. P. 276 - 288.
- Capo R.C., DePaolo D.J. Homogeneity of Sr isotopes in the oceans // *Eos, Trans. AGU, Fall Meeting Suppl.* 1992. V. 73. № 43. P. 272.
- Chaudhury S., Clauer N. Fluctuations of isotopic composition of strontium in seawater during the Phanerozoic Eon // *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* 1986. V. 59. № 4. P. 293 - 303.
- Chumakov N.M. The Problems of Old Glaciations (Pre-Pleistocene Glaciology in the USSR) // *Soviet scientific reviews. Sec. G. Geology. V.I. Pt. 3.* New York: Harwood Acad. Publ., 1992. 208 p.
- Comans R.N.J., Middelburg J.J. Sorption of trace metals on calcite: Applicability of the surface precipitation model // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. № 10. P. 2587 - 2591.
- DePaolo D.J. Detailed record of the Neogene Sr isotopic evolution of seawater from DSDP Site 590B // *Geology.* 1986. V. 14. № 2. P. 103 - 106.
- DePaolo D.J., Ingram B.L. High resolution stratigraphy with strontium isotopes // *Science.* 1985. V. 227. № 4689. P. 938 - 941.
- Derry L.A., Jacobsen S.B. The Nd and Sr evolution of Proterozoic seawater // *Geophys. Res. Lett.* 1988. V. 15. № 4. P. 397 - 400.
- 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., Keto L.S., Jacobsen S.B., Knoll A.H., Swett K. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. № 9. P. 2331 - 2339.
- Elderfield H., Gieskes J.M. Sr isotopes in interstitial waters of marine sediments from Deep Sea Drilling Project cores // *Nature.* 1982. V. 300. № 5892. P. 493 - 497.
- Elderfield H., Gieskes J.M., Baker P.A., Oldfield R.K., Hawkesworth C.J., Miller R. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios, interstitial water chemistry and diagenesis in deep-sea carbonate sediments of the Ontong Java Plateau // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. № 11. P. 2259 - 2268.
- Elderfield H., Greaves M.J. Strontium isotope geochemistry of Icelandic geothermal systems and implications for sea water chemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1981. V. 45. № 11. P. 2201 - 2212.
- Fairchild I.J., Spiro B. Petrological and isotopic implications of some contrasting Late Precambrian carbonates, NE Spitsbergen // *Sedimentol.* 1987. V. 34. № 3. P. 973 - 989.
- Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfati J. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): influences of primary mineralogy and diagenesis // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290A. P. 46 - 79.
- Faure G. Principles of Isotope Geology. 2nd ed. Wiley and Sons. New York. 1986. 589 p. Русский перевод: Фоп Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Frank J.R. Dedolomitization in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), southeast Missouri // *J. Sediment. Petrol.* 1981. V. 51. № 1. P. 7 - 18.
- Gao G. Geochemical and isotopic constraints on the diagenetic history of a massive stratal, late Cambrian (Royer) dolomite, Lower Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma, USA // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. № 7. P. 1979 - 1989.
- Gieskes J.M., Blanc G., Vrolijk P., Elderfield H., Barnes R. Interstitial water chemistry - major constituents / Eds. Moore J.C., Mascle A. et al. // *Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results.* 1990. V. 110. P. 155 - 178.
- Gieskes J.M., Elderfield H., Palmer M.R. Strontium and its isotopic composition in interstitial waters of marine carbonate sediments // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1986. V. 77. № 2. P. 229 - 235.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. The Nd and Sr isotopic systematics of river water-dissolved material: Implications for the sources of Nd and Sr in seawater // *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* 1987. V. 66. № 3/4. P. 245 - 272.
- Hart S.R., Staudigel H. The control of alkalies and uranium in seawater by ocean crust alteration // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1982. V. 58. № 2. P. 202 - 212.
- Hawkesworth C.J., Elderfield H. The strontium isotopic composition of interstitial waters from sites 245 and 336 of the Deep Sea Drilling Project // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1978. V. 40. № 3. P. 423 - 432.
- 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. (Isot. Geosci. Sect.)*. 1990. V. 80. № 4. P. 291 - 307.
- Holland H.D. The chemical evolution of the atmosphere and oceans. Princeton, New Jersey, Princeton University Press. 1984. 582 p. Русский перевод: Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 552 с.
- 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. № 3/4. P. 409 - 430.
- Khomentovskiy V.V., Karlova G.A. Biostratigraphy of the Vendian-Cambrian beds and the lower Cambrian boundary // *Geol. Mag.* 1993. V. 130. № 1. P. 29 - 45.
- Knoll A.H., Svett K., Mark J. Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat/lagoon complex: The Draken Conglomerate Formation, Spitzbergen // *J. Paleontol.* 1991. V. 65. № 4. P. 531 - 570.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from Northern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // *Geol. Mag.* (in press).
- Kubaneck F., Parekh P.P. A study of the trace element distribution in an interlaminated limestone-dolomite // *Geol. Jahrb., Reihe D*. 1976. № 20. P. 23 - 39.
- Kump L.R. Alternative modeling approaches to the geochemical cycles of carbon, sulfur and strontium isotopes // *Amer. J. Sci.* 1989. V. 289. № 4. P. 390 - 410.
- Kupcz J.A., Land L.S. Late-stage dolomitization of the Lower Ordovician Ellenburger Group, West Texas // *J. Sediment. Petrol.* 1991. V. 61. № 4. P. 551 - 574.
- Ludwig K.R., Halley R.B., Simmons K.R., Peterman Z.E. Sr-isotope stratigraphy of Enewetak Atoll // *Geology*. 1988. V. 16. № 2. P. 173 - 177.
- McNutt R.H., Frape S.K., Dollar P. The strontium, oxygen and hydrogen isotopic composition of brines, Michigan and Appalachian basins, USA // *Applied Geochem.* 1987. V. 2. № 5/6. P. 495 - 505.
- McNutt R.H., Frape S.K., Fritz P., Jones M.G., MacDonald I.M. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. № 1. P. 205 - 215.
- Michard G., Michard A., Albarede F., Minster J.F., Charlon J.L. Chemistry of solutions from 13° N East Pacific Rise hydrothermal site // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1984. V. 67. № 3. P. 297 - 307.
- Moldovanyi E.P., Walter L.M., Brannon J.C., Podosek F.A. New constraints of carbonate diagenesis from integrated Sr and S isotopic and rare earth element data, Jurassic Smackover Formation, U.S. Gulf Coast // *Applied Geochem.* 1990. V. 5. № 4. P. 449 - 470.
- Montanez I.P., Read J.F. Eustatic control on early dolomitization of cyclic peritidal carbonates: Evidence from the Early Ordovician Upper Knox Group, Appalachians // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1992. V. 104. № 7. P. 872 - 886.
- Murphy J.B., Nance R.D. Supercontinent model for contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts // *Geology*. 1991. V. 19. № 5. P. 469 - 472.
- Owen R.M., Rea D.K. Sea-floor hydrothermal activity links climate to tectonics: the Eocene carbon dioxide greenhouse // *Science*. 1985. V. 227. № 4683. P. 166 - 169.
- Palmer M.R., Edmond J.M. The strontium isotope budget of the modern ocean // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1989. V. 92. № 1. P. 11 - 26.
- Palmer M.R., Edmond J.M. Controls over the strontium isotope composition of river water // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. № 5. P. 2099 - 2111.
- Piegras D.J., Wasserburg G.J. Strontium and neodymium isotopes in hot springs of the East Pacific Rise and Guaymas Basin // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1985. V. 72. № 4. P. 341 - 356.
- Pingitore N.E., Lytle F.W., Davies B.M., Eastman M.P., Eller P.G., Larson E.M. Mode of incorporation of Sr^{2+} in calcite: Determination by X-ray absorption spectroscopy // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. № 4. P. 1531 - 1538.
- Powell C.McA., Li Z.X., McElhinny M.W., Meert J.G., Park J.K. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana // *Geology*. 1993. V. 21. № 10. P. 889 - 892.
- 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.
- Richter F.M., Liang Y. The rate and consequences of Sr diagenesis in deep-sea carbonates // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1993. V. 117. № 3/4. P. 553 - 565.
- 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.
- Russell C.W., Cowart J.B., Russell G.S. Strontium isotopes in brines and associated rocks from Cretaceous strata in the Mississippi Salt Dome Basin (southeastern Mississippi, USA) // *Chem. Geol.* 1988. V. 74. № 1/2. P. 153 - 171.
- Sayles F.L., Manheim F.T. Interstitial solutions and diagenesis in deeply buried marine sediments: results from the Deep Sea Drilling Project // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1975. V. 39. № 2. P. 103 - 127.
- Schroeder J.H. Experimental dissolution of calcium, magnesium, and strontium from recent biogenic carbonates: A model of diagenesis // *J. Sediment. Petrol.* 1969. V. 39. № 3. P. 1057 - 1073.
- Semikhatov M.A. General Problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR // *Soviet scientific reviews. Sec. G. Geology*. V. 1. Pt. 1. New York: Harwood Acad. Publ., 1991. 189 p.
- Sleep N.H. Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break-up // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1971. V. 4. № 2. P. 325 - 350.
- Southam J.R., Hay W.W. Global sedimentary mass balance and sea level changes // *The Sea. C. Emiliani, ed. Wiley and Sons*. 1981. V. 7. P. 1617 - 1684.
- Spooner E.T.C., Chapman H.J., Smewing J.D. Strontium isotopic contamination and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of the ophiolitic rocks of the Troodos Massif, Cyprus // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1977. V. 41. № 7. P. 873 - 890.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R., Trench A., Abrahamson N., Halvorsen E. Baltica. A synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications // *Earth Sci. Rev.* 1992. V. 33. № 2. P. 133 - 152.
- Tucker M.E. Precambrian dolomites: Petrographic and isotopic evidence that they differed from Phanerozoic dolomites // *Geology*. 1982. V. 10. № 1. P. 7 - 12.

- Tucker M.E.* Diagenesis, geochemistry and origin of a Precambrian dolomite: the Beck Spring Dolomite of eastern California // *J. Sediment. Petrol.* 1983. V. 53. № 4. P. 1097 - 1119.
- Vahrenkamp V.C., Swart P.K., Ruiz J.* Episodic dolomitization of late Cenozoic carbonates in the Bahamas: Evidence from strontium isotopes // *J. Sediment. Petrol.* 1991. V. 61. № 7. P. 1002 - 1014.
- Veizer J.* The Earth and its life: Systems perspective // *Origins of Life and Evolution of the Biosphere.* 1988. V. 18. P. 13 - 39.
- Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. № 8. P. 905 - 914.
- Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: Evidence for a "mantle" event at ~900 Ma ago // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1983. V. 47. № 2. P. 295 - 302.
- Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N., Hinton R.W., Grotzinger J.P.* Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. № 6. P. 2487 - 2501.
- Von Damm K.L., Edmond J.M., Grant B., Measures C.I., Walden B., Weiss R.F.* Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21° N, East Pacific Rise // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. № 11. P. 2197 - 2220.
- 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.
- Walls R.A., Ragland P.C., Crisp E.L.* Experimental and natural early diagenetic mobility of Sr and Mg in biogenic carbonates // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1977. V. 41. № 12. P. 1731 - 1737.
- Whittaker E.J.W., Muntus R.* Ionic radii for use in geochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. № 9. P. 945 - 956.
- Zempolich W.G., Wilkinson B.H., Lohmann K.C.* Diagenesis of late Proterozoic Carbonates: The Beck Springs Dolomite of eastern California // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. № 4. P. 656 - 672.

Рецензенты Е.В. Бибикова, Ю.А. Шуколюков

УДК 551.7:552.313.8.(571.5)

НОВОЕ В СТРАТИГРАФИИ ПЕРМО-ТРИАСОВОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

© 1995 г. Г. Н. Садовников, Э. Ф. Орлова

Космоаэрогеологическая экспедиция № 3, 117292 Москва, ул. Кржижановского, 5, Россия

Поступила в редакцию 23.11.93 г.

Вулканогенные отложения Тунгусской синеклизы содержат многочисленные остатки ископаемых растений и животных. Именно поэтому стратиграфическая схема вулканогенных отложений центральной части Тунгусской синеклизы, первоначально разработанная как литостратиграфическая (Садовников, 1960, 1974), послужила основой для выделения региональных стратонов верхов перми Ангарида (Решения..., 1981). Несвершенство первого варианта стратиграфической схемы сейчас осложняет стратиграфические построения. Авторы переизучили основные разрезы вулканогенных отложений по р. Ниж. Тунгуска, на которых основывалась первоначально стратиграфическая схема. На основе новых данных и анализа материалов предшественников детализирована стратиграфическая схема центральной части Тунгусской синеклизы и дан новый вариант корреляции подразделений корвунчанской серии юго-западного, юго-восточного, восточного крыльев Тунгусской синеклизы и ее осевой части. Наиболее древние части корвунчанской серии, отнесение которых к тутончанскому горизонту возможно, но не бесспорно, распространены только в осевой части синеклизы. Выше лежащие отложения, включавшиеся ранее в двурогинский горизонт, подразделены на лебедевский и хунгтукунский горизонты. Они распространены более широко и на крыльях синеклизы залегают на гагарьеостровском горизонте.

Туфогенные образования Тунгусской синеклизы были выделены в самостоятельное стратиграфическое подразделение = туффитовый отдел = С.В. Обручевым в 1929 г. Л.М. Шорохов в 1935 г. разработал первую схему стратиграфии этих отложений, разделив их на "брекчиевидные туффиты" внизу и "песчаники и глинистые сланцы" вверх (Садовников, 1974). Выделив из корвунчанской свиты, подстилающей брекчиевидные туффиты, ее нижнюю угленосную часть в самостоятельную учамскую свиту (Шорохов, 1974б), он тем самым фактически выделил третье = нижнее = подразделение вулканогенной толщи (между учамской свитой и брекчиевидными туффитами). Кроме того, Л.М. Шорохов (1974а) выделил туринскую свиту, сложенную преимущественно базальтами, но включающую и туфогенно-осадочные образования. Возможность расчленения туфогенных отложений, выделяемых сейчас в корвунчанскую серию, на существенно туфовые и существенно туфогенно-осадочные стратоны в дальнейшем полностью подтвердилась и широко используется при составлении геологических карт разного масштаба на территории Тунгусской синеклизы. Однако оказалось, что строение серии не трехчленное, а более сложное. А.В. Завьялов по данным бурения считал его четырехчленным (Смирнов, 1968). В.П. Белозеров — пятичленным (Геологическая карта..., 1985; Решения..., 1981). В 1987 - 1988 гг. авторы повторно исследовали туфогенные отложения р. Ниж. Тунгу-

ска между устьями рр. Иритка и Ниж. Вугарикта и с учетом новых материалов заново проанализировали результаты буровых работ. Итоги этого исследования излагаются ниже.

Наиболее полон и лучше всего изучен разрез корвунчанской серии внутренней части южного крыла Тунгусской синеклизы близ ее оси между устьями рр. Нидым и Таймура. Нижним ее членом являются туфогенно-осадочные образования (0 - 60 м), палеонтологически не охарактеризованные, которые А.В. Завьялов не выделял как самостоятельное подразделение, а В.П. Белозеров, А.А. Воручинкина и др. сопоставляли с тутончанской свитой (Воручинкина и др., 1974; Геологическая карта..., 1981, 1985). Над этими отложениями или непосредственно на подстилающих их сероцветных угленосных верхнепермских отложениях залегают гравийные ксенотуфы, выделенные А.В. Завьяловым в аллюнскую свиту. Н.К. Могучева (1973) определила из них *Madypenia* sp. Мощность их близ пос. Нидым (скв. 7п) превышает 400 м. В 14 км к западу у пос. Вабкино (скв. 1п) она сокращается до 175 м, у скал Экса (скв. 22п в 66 км к запад-юго-западу от скв. 7п) — до 90 м. В низовьях р. Таймура у порога выше скал Дюкэ аналогичные туфы, залегающие здесь в основании корвунчанской серии на битуминозных алевролитах гагарьеостровского горизонта, имеют мощность всего 20 - 30 м (Воручинкина и др., 1974). Вероятно, далее к югу и западу мощ-

ность аллюонских туфов будет уменьшаться вплоть до полного их выклинивания.

Над аллюонской свитой в низовьях р. Таймура залегают туфогенно-осадочные породы с многочисленными остатками растений и животных, выделенные Боручинкиной в дюкинские слои со стратотипом в скалах Дюкэ. Мы предлагаем придать им ранг свиты. Мощность ее 10 - 100 м. Выше залегают туфы гравийные, преимущественно витрокластические, мощностью 45 - 190 м. Мы предлагаем выделить их в самостоятельную чомчороконскую свиту со стратотипом на правом берегу р. Ниж. Тунгуска напротив устья р. Чомчорокон. Здесь, в скалах Экса, в основании берегового склона в нижней части обнажения вскрыта верхняя их часть, представленная туфами серыми гравийными со столбчатой отдельностью (6 м), а в нижней части бечевника (после перерыва в обнажении около 10 м по мощности) — более низкие горизонты, сложенные туфами серыми пепловыми с редкими крупными обломками и пизолитами. В скв. 22 в средней части обнажения свита вскрыта в интервале 36 - 64 м. На чомчороконской свите в скалах Экса залегают:

1. Туффиты черные пепловые мягкие с пизолитами. Мощность 5 м.

2. Туффиты зелено-серые с пизолитами, со стяжениями (бомбами?) туффитов серых пепловых прочных пизолитовых. Мощность 3.5 м.

3. Туфоалевролиты внизу бурые крупнозернистые до туфопесчаников мелкозернистых с косолинзовидной слоистостью, выше — темно-серые мелкозернистые, сверху — зеленовато-серые крупнозернистые тонкоплитчатые 3.5 м.

4. Туффиты черные алевритовые мелкозернистые с пизолитами. Мощность 3.5 м.

5. Туфоалевролиты темные зеленовато-серые мелкозернистые с прослоями туффитов зеленовато-серых алевритовых и туфоалевролитов зеленовато-серых крупнозернистых. Мощность 3.5 м.

6. Туффиты черные пепловые с пизолитами. Мощность 3.5 м.

7. Туфоалевролиты бурые и вишнево-красные крупнозернистые с прослоями мелкозернистых. Мощность 6 м.

8. Туффиты зеленовато-черные алевритовые мелкозернистые с пизолитами, переслаивающиеся с туфоалевролитами буро-красными мелко-, иногда крупнозернистыми. Мощность 8 м.

9. Туфоалевролиты буро-красные мелкозернистые. Мощность 1.5 - 5 м.

Эти отложения, содержащие многочисленные *Parajacutiella angusta* Mog., В.П. Велозеров выделил в эксинскую толщу (Боручинкина и др., 1974; Геологическая карта..., 1981; Решения..., 1981). Мы предлагаем придать ей ранг свиты. Отметим, что чомчороконские туфы ранее прикле-

няли к аллюонской свите. При этом дюкинскую толщу либо считали линзой внутри аллюонских туфов, либо необоснованно сопоставляли с эксинской свитой (Боручинкина и др., 1974; Геологическая карта, 1981).

Над эксинской свитой в стратотипе (скалы Экса) залегает покров базальтов, а выше по р. Ниж. Тунгуска над этим покровом имеется еще один аналогичный покров, отделенный от первого пачкой псаммитовых, алевритовых и пелитовых туфов и туффитов. Общая мощность этих туфолавовых образований, которые Велозеров считал нижней частью выделенной им холокитской толщи, составляет около 30 м. Мы предлагаем рассматривать ее как самостоятельную хеночангдинскую свиту, выбрав стратотипом обнажения по берегам р. Ниж. Тунгуска между устьями рр. Ямбукан и Хеночангда, где обнажены:

1. Базальты темно-серые мелкозернистые. Мощность 1 - 6 м.

2. Туфоалевролиты темные зеленовато-серые и черные. Мощность 6 - 12 м.

3. Туфы темные зеленовато-серые среднеобломочные. Мощность 0 - 1.5 м.

4. Базальты темно-серые мелкозернистые, внизу массивные, выше с вертикальной грубо-столбчатой, сверху с наклонной тонкостолбчатой отдельностью. Мощность 8 - 12 м.

Следующим членом разреза являются туфы и (в меньшей степени) ксенотуфы псефитовые песчаные мощностью около 100 м. Предлагается выделить их в самостоятельную свиту и сохранить за ней предложенное В.П. Велозеровым название "холокитская". Однако из ее объема, принимавшегося Велозеровым, следует исключить хеночангдинские базальты (которые в стратотипе холокитской свиты не обнажаются).

Корвунчанская серия внутренней части юго-западного крыла синеклизы венчается туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами, преимущественно алевритовыми, мощностью около 40 м, которые Велозеров выделил в иргактинскую толщу (Геологическая карта..., 1985; Решения..., 1981) и которой мы предлагаем придать ранг свиты. В стратотипе ее на правом берегу р. Ниж. Тунгуска у о-ва Иргакта в 8 - 10 км ниже устья р. Нидым обнажены:

1. Туфоалевролиты темные зеленовато-серые и черные мелкозернистые с прослоями туфоаргиллитов тонкоплитчатых с мелкими лепешковидными конкрециями алевролитов карбонатизированных и известняков глинистых с многочисленными остатками конхострах: *Falaises zavajovi* (Nov.), *F. turaica* (Nov.), *Lioestheria evenkensis* (Lutk.), *Limnadia vana* Nov. и реже остракод. Мощность 0 - 1 м.

2. Туфоалевролиты серые и темные зеленовато-серые мелко- и крупнозернистые тонкоплитчатые, с многочисленными лепешковидными и неправильными конкрециями карбонатизированных туфоалевролитов, иногда сливающимися в линзы и прослои с многочисленными остатками остракод и редкими – конхострак. Мощность 4 м.

3. Туфопесчаники темные зеленовато-серые, на выветрелой поверхности зеленые, более светлые мелкозернистые с тонкой косолинзовидной слоистостью с довольно частыми остатками остракод и редкими плохой сохранности – конхострак. Мощность 2 - 3 м.

4. Туфы гравийные витрокластические (с черными обломками стекла в более светлой основной массе) зеленовато-серые и бурые с обломками (до крупных глыб) туфоалевролитов и туффитов, то немногочисленными, то переполняющими породу, которая становится туфобрекчией или глыбовой брекчией. Подошва и кровля слоя обнажаются в разных частях обнажения, разделенных логом. Поэтому мощность точно не может быть определена. Она приблизительно около 10 м.

5. Туфопесчаники мелкозернистые и туфоалевролиты крупнозернистые серо- и буро-зеленые с тонкими прослоями туфогравелитов, косолинзовидные, с остатками конхострак очень плохой сохранности. Мощность 1 - 2 м.

6. Туфы гравийные из обломков пепельно-серой пемзы, сцементированных вишнево-красной основной массой. Мощность 3 м.

7. Базальты (?) внизу (0.5 - 2 м) светло-серые пятнистые автометаморфизованные (?), сверху – красные, измененные, туфовидные. Мощность 7 м.

8. Туффиты алевритовые серо-розовые пятнистые мелкозернистые, часто с пизолитами, с многочисленными остатками корней, близ кровли сменяющиеся туфоалевролитами светло-серыми мелкозернистыми. Мощность 4 м.

Таким образом, во внутренней части южного крыла Тунгусской синеклизы корвунчанская серия имеет восьмичленное строение. На корвунчанской серии залегают лавовые образования, сложенные в нижней части маломощными покровами с хорошо развитыми миндалекаменными частями, которые Л.М. Шорохов выделил в туринскую свиту (Шорохов, 1974а), а позднее их стали называть нидымской свитой (Боручинкина и др., 1974; Геологическая карта..., 1985; Садовников, 1974). Над нидымской свитой залегают агитканская (Садовников, 1981) (чуваканская, Боручинкина и др., 1974) свита туффитов и туфогенно-осадочных пород, а выше – кочечумская свита, сложенная мощными слабоминерализованными покровами базальтов.

Ниже по р. Ниж. Тунгуска в 20 км ниже устья р. Таймура находится известное обнажение у о-ва Гагарий. В средней его части имеется небольшой

лог, который, вероятно, заложен по тектоническому нарушению. Выше по реке в бечевнике вскрываются внизу – светло-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники и темно-серые алевролиты, выше – зеленовато-серые туфоалевролиты с многочисленными остатками кордаитантовых и папоротников, которые являются стратотипом гагарьеостровской свиты и одноименного горизонта (Маловещкая и др., 1976). В нижней (по реке) части обнажения (ниже лога) обнажаются внизу серые, выше зеленые, реже вишнево-красные туфоалевролиты, которые Г.Н. Садовников в 1960 г. отнес к тутончанской свите (Белозеров, Садовников, 1962) и которые большинство исследователей продолжают относить к тутончанской свите, а некоторые даже необоснованно предлагают считать лектостратотипом тутончанской свиты. Между тем оснований для этого нет. Сопоставляя эту толщу с тутончанской свитой, Садовников исходил из того, что, во-первых, располагаясь дальше от оси синеклизы, чем скалы Экса, она, скорее всего, должна была быть более древней, чем эксинская толща. Во-вторых, можно было предположить налегание этих отложений на гагарьеостровский горизонт, что в те годы считалось доказательством тутончанского возраста отложений. Очевидно, это обоснование очень ненадежно и может быть принято только в том случае, если нет противоречащих ему данных. Между тем сейчас такие данные есть.

Во-первых, в основании вулканогенной толщи у о-ва Гагарий в большом количестве встречаются крупные гальки (до 6 см в поперечнике), сложенные серыми гравийными туфами. Очевидно, ниже по разрезу располагается (или располагалась, но размыва) толща туфов. Во-вторых, в нижнем по реке конце обнажения породы воздымаются к северо-востоку, а в 3 км ниже по р. Ниж. Тунгуска у о-ва Ирякта обнажается похожая туфогенно-осадочная толща (около 20 м), падающая на юго-запад и подстилающаяся серыми гравийными туфами (около 15 м), похожими на туфы из галек у о-ва Гагарий. Под этими туфами у о-ва Ирякта выходят туфогенно-осадочные породы (25 м). Из этого следует, что туфогенно-осадочные породы у о-ва Гагарий не являются базальными горизонтами корвунчанской серии. Наконец, палеонтологическая характеристика туфоалевролитов о-ва Гагарий также позволяет говорить о более молодом, чем тутончанский, их возрасте.

Во внешней части юго-западного крыла Тунгусской синеклизы корвунчанская серия имеет иное строение. На р. Ниж. Тунгуска от о-ва Гагарий до устья р. Чискова обнажений мало, и они вскрывают гравийные туфы и ксенотуфы. Похожие туфы и ксенотуфы обнажаются и в низовьях притоков, в том числе на р. Учам в 10 км от устья. Если принимать диагноз учамской свиты таким, как дал его В.П. Тебенков и как принято сейчас в унифицированной стратиграфической

схеме (Белозеров, Садовников, 1962; Геологическая карта..., 1981, 1985; Решения..., 1981), то именно это обнажение должно рассматриваться как стратотип. Отметим, что Л.М. Шорохов (1974б) назвал учамской свитой более древние отложения, которые сейчас включают в гагарьеостровскую свиту (Маловецкая и др., 1976). В верхней части Учамского яра над туфами залегают характерные гравийные туффиты с разноцветными остроугольными обломками.

В низовьях р. Корбунчана (Корвунчана) в 3.2 км от устья на правом берегу обнажаются битуминозные алевролиты гагарьеостровской свиты, аналогичные породам основания подпорожного обнажения на р. Таймура. Над ними залегают зеленовато-серые туфоалевролиты и алевроитовые и пелитовые туфы и туффиты, которые А.И. и Н.И. Емельяновы в 1956 г. выделили в самостоятельное стратиграфическое подразделение, называвшееся тогда нижней подсвитой корвунчанской свиты (из четырех выделявшихся). В 1957 г. авторы показали, что этот стратон, несмотря на небольшую мощность (около 30 м), прослеживается на значительной площади (на всем междуречье рр. Дегали и Учамы) и может считаться самостоятельной свитой (Садовников, 1960). В 1958 г. эта свита была названа тутончанской. Было установлено, что она перекрывается гравийными ксенотуфами "второй подсвиты корвунчанской свиты". В средней части этой новой свиты отмечался небольшой размыв. Позднее под размывом были найдены кордаитантовые, и эта часть была переведена в гагарьеостровскую свиту. Туфогенно-осадочная толща в низовьях р. Корбунчана перекрывается гравийными туфами, которые прослеживаются в многочисленных низких обнажениях на бечевнике р. Ниж. Тунгуска ниже устья р. Корбунчана и имеют мощность 100 - 150 м. Между устьями рр. Бол. и Мал. Семенова под ними снова вскрываются туфогенно-осадочные породы:

1. Песчаники (туфопесчаники?) светло-серые крапчатые мелкозернистые. Мощность 0.5 м.

После перерыва в обнажении (вероятно 1 - 2 м по мощности) ниже по реке обнажены:

2. Туфоалевролиты зеленовато-серые и серо-зеленые мелкозернистые плитчатые. Мощность 0.5 м.

Ниже по реке после перерыва в обнажении около 2 м по мощности в верхней части бечевника над аналогичными туфоалевролитами залегают:

3. Конгломераты из галек размером 1 - 10 см, сложенных в основном туфоалевролитами светло-серыми, к периферии и с поверхности галек - серо- и желто-зелеными крупнозернистыми. Кроме того, встречаются гальки и крупные (до 0.2 м) угловатые щебенки известняков серых и коричневатых мелкозернистых, редкие глыбы (до 0.5 м) туфов гравийных. Заполнителем являются

алевролиты темные зеленовато-серые мелко- и крупнозернистые. Мощность 2 м.

4. Туфоалевролиты зеленовато-, буровато-серые, бурые мелко- и крупнозернистые, грубо-плитчатые, с линзами туфопесчаников и конгломератов. Мощность 4 - 6 м.

5. Туфоалевролиты светлые розово-серые мелкозернистые, в верхней части с пестрыми обломками, с остатками *Voltzia* (?), с прослоями туфоалевролитов зеленовато-серых мелкозернистых с редкими остатками *Madygenia*, *Lepidopteris* (?), *Filices* в нижней части, песчаников и гравелитов дресвянистых с пестрыми обломками в средней части, туфоалевролитов вишнево-красных мелкозернистых в верхней части. Мощность 3 м.

6. Туфоалевролиты серые, светло-серые, в основании и иногда других прослоях - белесые, мелкозернистые, иногда с пизолитами, в основании с многочисленными остатками корней и редкими *Madygenia*. Мощность 0.5 м.

7. Туфоалевролиты розово-серые мелкозернистые. Мощность 2 м.

Поскольку однозначно сопоставить эту туфогенно-осадочную толщу со стратотипом тутончанской свиты нельзя (Садовников, 1989), мы предлагаем выделить ее в самостоятельную семеновскую свиту, выбрав стратотипом описанное выше обнажение.

На правобережье р. Ниж. Тунгуска между устьями рр. Чискова и Тутончана на абс. отм. около 400 м залегает мощное тело анамезитов. В нижнем течении р. Тутончана в 1 км от устья ее левого притока р. Бугарикта под анамезитами обнажена толща, сложенная сверху (около 200 м) преимущественно туфами, а внизу - туфогенно-осадочными породами (около 50 м), выделенная в бугариктинскую свиту (Белозеров, Садовников, 1962). Над анамезитами залегают туфы преимущественно гравийные (около 200 м), а затем - агитканская и кочечумская свиты. Вулканогенно-осадочные образования, аналогичные бугариктинским, вскрываются в низовьях р. Ниж. Бугарикта и близ ее устья на бечевнике р. Ниж. Тунгуска. Здесь же, в нижней части бечевника, Н.И. Емельянов, В.А. Федотова и др. отмечали выходы сероцветных терригенных отложений гагарьеостровской свиты (Геологическая карта..., 1985). Таким образом, не исключено, что бугариктинская свита здесь залегает непосредственно на гагарьеостровской свите, хотя считать доказанным это нельзя, так как не исключен тектонический контакт между отложениями. Но даже если бугариктинская свита залегает здесь на гагарьеостровской, она отнюдь не может быть сопоставлена, как иногда полагают, с тутончанской свитой. Залегая под телом анамезитов, она, безусловно, моложе, чем семеновская свита и перекрывающие ее туфы.

В среднем течении р. Кочумдек, по А.А. Боручинкиной (Бетехтина, Могучева, 1984; Боручинкина и др., 1974), в основании корвунчанской серии залегают вулканогенно-осадочные образования, содержащие наряду с мезофитными папоротниками и членистостебельными остатками хвойных *Voltzia* (?) *avamica* Mog. В среднем течении р. Дэтэктэ из вулканогенно-осадочных образований основания корвунчанской серии Н.К. Могучева также указывает *Voltzia* (?) *avamica* Mog.

Таким образом, во внешней части юго-западного крыла Тунгусской синеклизы на участке между устьями рр. Чискова и Ниж. Бугарикта корвунчанская серия имеет трехчленное строение. Семеновская свита, содержащая *Madygenia* и *Voltzia* (?), может быть сопоставлена с дюкинской свитой. Туфы, залегающие между семеновской и бугариктинской свитами, картировались как учамские. Однако упомянутое выше сходство специфических пестрых гравелистов семеновской свиты и пород, перекрывающих учамскую свиту в ее стратотипе, позволяет думать, что учамские туфы соответствуют аллюнской свите. Тогда туфы, подстилающие бугариктинскую свиту, отвечают чомчороконской, а бугариктинская свита – хеночангдинской – иргактинской свитам.

В осевой части Тунгусской синеклизы между устьями рр. Нидым и Кирамки корвунчанская серия на поверхность не выходит. В скважинах (7п - 11п) между пос. Бабкино и Тура наряду с отмечавшимся выше резким увеличением мощности аллюнских туфов происходит сокращение (до 0 - 30 м) мощности чомчороконских туфов, а мощность вулканогенно-осадочных свит меняется мало.

На восточном крыле Тунгусской синеклизы в пределах Центральной структурно-фациальной зоны (Решения..., 1981) на участке между устьем р. Ховоркили и перекатом Ястребок под базальтами нидымской свиты в серии легко увязывающихся друг с другом обнажений вскрываются туфогенно-осадочные породы (до 60 м), пестрые грубообломочные туфы (до 60 м), базальты (несколько покровов резко меняющейся мощности) с прослоями туфогенно-осадочных пород (до 45 м), туфогенно-осадочные породы (до 60 м), туфы гравийные (до 50 м). Эти толщи легко увязываются соответственно с иргактинской – чомчороконской свитами осевой части синеклизы.

На большей части Южной структурно-фациальной зоны (Решения..., 1981) корвунчанская серия расчленяется на южночунскую (туфогенно-осадочную, до 120 м), чичиканскую (туфовую, до 430 м), лимптеконскую (существенно туфогенно-осадочную, до 300 м) свиты (Геологическая карта..., 1991; Орлова, Садовников, 1974). В бассейне р. Пирда в верхней из этих свит содержится несколько (обычно два) покровов базальтов, что позволяет выделять здесь самостоятельную пир-

динскую свиту мощностью около 180 м. В верховьях р. Пирда и на смежных территориях выше залегает мощная (до 350 м), преимущественно туфовая, игодектитская свита, а на ней – кочечумские базальты. Ранее большинство исследователей сопоставляли южночунскую свиту с тутончанской (Геологическая карта..., 1981; 1985; Решения..., 1981), а авторы – с дюкинской и эксинской (которые они считали разновозрастными) (Геологическая карта..., 1991; Орлова, Садовников, 1974). Изложенные данные дают возможность скорректировать эти корреляции, сопоставив южночунскую свиту с дюкинской (но не эксинской) и семеновской (которая ранее рассматривалась как тутончанская) свитами.

Из сказанного следует, что по юго-западной, южной и юго-восточной перифериям Тунгусской синеклизы корвунчанская серия начинается отложениями, отвечающими нижнедвурогинским, которые могут выделяться в самостоятельный горизонт. Авторы предложили назвать его лебедевским (Орлова, 1990; Орлова, 1991; Садовников, 1987) по местонахождению стратотипа в логе Лебедева, впадающем слева в руч. Дезертгир – первый снизу правый приток р. Авам (басс. р. Курейка), где над базальтами, анамезитами и алевролитами верминской свиты залегают:

1. Туффиты зеленовато-серые гравийные (иногда псаммитовые) грубоплитчатые. Мощность 1 - 2 м.
2. Туфы зеленовато-серые гравийные с прослоями и линзами туффитов гравийных и пепловых. Мощность 9 - 14 м.
3. Туффиты зеленовато-серые алевроитовые и туфоалевролиты. Мощность 1.5 - 2 м.
4. Туфы зеленовато-серые гравийные с прослоями туффитов гравийных. Мощность 3 - 4.5 м.
5. Туфоалевролиты зеленовато-серые мелкозернистые. Мощность 0.5 - 1 м.
6. Туфы (ксенотуфы ?) зеленовато-серые с обломками стекла разного цвета (темными и светлыми), гравийные. Мощность 26 - 32 м. В нижней их части (9 м от подошвы) – прослой (3 м) туфоалевролитов зеленовато-серых мелкозернистых, в отдельных слоях – крупнозернистых. В нижней части прослоя (0.5 м от подошвы) многочисленные *Madygenia borealis* Radcz., редкие *Radicites* (?) sp., *Peltaspernum* sp., единичные *Voltzia* (?) cf. *avamica* Mog. Выше (в 1.5 м от подошвы) – частые *Voltzia* (?) *avamica* Mog., редкие *Parajacutiella* (?) *angusta* Mog.
7. Туфоалевролиты зеленовато- и желтовато-серые с прослоями туфоалевролитов крупнозернистых, туффитов гравийных и пепловых. Мощность 13 м.
8. Туфы серо-зеленые гравийные. Мощность 3.5 - 7 м.

9. Туффиты зеленовато-серые алевроитовые и псаммитовые, переслаивающиеся с туфоалевролитами, с прослоями туффитов гравийных. Мощность 68 м. На руч. Дезертир выше середины слоя (приблизительно в 42 м от его подошвы) – частые *Voltzia* (?) *avamica* Mog., редкие *Cladophlebis* cf. *kirjamkensis* Pryn., в 46 м от подошвы – частые *Cladophlebis* sp., редкие *Sphenopteris* typ. *trisecta* Schved., единичные *Pecopteris* sp., в 48 м от подошвы – единичные *Rhipidopsis* cf. *lobata* Halle. В логе Лебедева в нижней части слоя (8 м от подошвы) в нижней части линзы (0.1 - 0.8 м) коричнево-желтых мелкозернистых туфоалевролитов – частые *Elatocladus pachyphyllus* Pryn., редкие *Cladophlebis* sp., единичные *Pecopteris* (vel *Acrostichides*) typ. *polymorphum* Halle, а непосредственно выше в средней и верхней частях этой линзы – частые *Carpolithes* aff. *zwetkoviensis* Mog., cf. *Boweria* (vel *Acrostichides*) sp., *Quadrocladus* (?) *sibiricus* (Neub.), редкие *Acrostichides* (?) sp., *Todites* (?) sp., cf. *Mertensides* sp., единичные *Glossophyllum* sp., *Madygenia* sp. В левом верховье руч. Дезертир в нижней части слоя (1 м от подошвы) единичные *Neokoretrophyllites annularioides* Radcz., а несколько выше – редкие *Katasiopteris lebedevii* Radcz. f. *lata* (Mog.), *Rhizomopteris* sp.

10. Туфы зеленовато-серые гравийные. Мощность 4 м.

11. Туфоалевролиты светлые зеленовато-серые мелкозернистые с прослоями туффитов пепловых. Мощность 16 - 23 м. На руч. Дезертир в 3 м от подошвы в прослое (0.2 м) пизолитовых туффитов внизу псаммитовых, вверху алевроитовых содержатся: внизу многочисленные *Voltzia* (?) *avamica* Mog., *V.* (?) *angusta* Mog., частые *Pecopteris* aff. *zaurionica* Pryn., вверху многочисленные *Sphenopteris* typ. *microphylla* Neub. in coll., единичные *Voltzia* (?) *angusta* Mog., cf. *Cladophlebis* (?) *sewardii* Johanss.

В левом верховье руч. Дезертир выше залегают:

12. Туффиты светло-серые алевроитовые, внизу – крупнозернистые с редкими гравийными обломками, выше – мелкозернистые. Мощность 8 см. Близ кровли в прослое (5 м) туфоалевролитов желтых тонкозернистых – многочисленные *Madygenia borealis* Radcz., единичные *Rhizomopteris* sp.

13. Туфоалевролиты зеленовато-серые и серые мелко- и крупнозернистые слоистые плитчатые. Мощность 10 м.

14. Туфы черные алевроитовые скорлуповатые. Мощность 3 м.

15. Туфоалевролиты серые и зеленовато-серые мелко- и крупнозернистые слоистые плитчатые. Мощность 18 м.

По Н.К. Могучевой (1973), на западном крыле Тунгусской синеклизы под двурогинской свитой (т.е. под лебедевским горизонтом) залегают от-

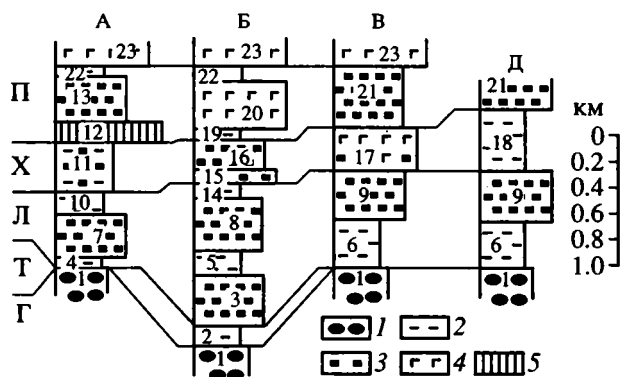


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов пермо-триасовых вулканогенных образований центральной части Тунгусской синеклизы.

1 – песчаники, алевролиты, аргиллиты; 2 – пепловые туфы, туффиты, туфогенно-осадочные породы; 3 – гравийные туфы и ксенотуфы; 4 – базальты; 5 – анамезиты.

Буквы на рисунке – районы (А – юго-западный: р. Корбунчана – р. Кочумдек; Б – центральный, пос. Бабкино – пгт. Тура; В – восточный, р. Пирда; Д – юго-восточный, рр. Ейка, Илимпея). Г, Л–Х – горизонты (Г – гагарьеостровский, Т – тутончанский, Л – лебедевский, Х – хунгтукунский, П – пудоранский).

Цифры на рисунке – свиты: 1 – гагарьеостровская; 2 – тутончанская (?); 3 – аллюнская; 4 – семеновская ("тутончанская"); 5 – дюкинская; 6 – южночунская; 7 – "учамская"; 8 – чомчороконская; 9 – чичиканская; 10 – 13 – бугариктинская; 14 – экинская; 15 – хеночангинская; 16 – холокитская; 17 – пирдинская; 18 – лимптеконская; 19 – иргактинская; 20 – нидымская; 21 – игодекитская; 22 – агитканская (чуваканская); 23 – кочечумская.

ложения с иным комплексом растений, аналогичным описанному в стратотипе тутончанской свиты. Если это действительно так, то они могут быть выделены в тутончанский горизонт. Однако из сказанного выше следует, что в бассейне р. Ниж. Тунгуска он имеется только в осевой части синеклизы в скважинах. Другие отложения, относившиеся здесь ранее к тутончанской свите (семеновская и южночунская свиты), не принадлежат этому горизонту. Если же в дальнейшем удастся доказать, что семеновская свита соответствует стратотипу тутончанской свиты, то из этого будет следовать невозможность разделения тутончанского и лебедевского горизонтов, необходимость их объединения и в этом случае – восстановления для этого горизонта имеющего приоритет названия "корвунчанский" (Маловецкая и др., 1976; Садовников, 1979).

Поскольку аянская свита, перекрывающая двурогинскую, отвечает нидымской свите (Садовников, 1981), аналогами верхнедвурогинских отложений являются экинская – иргактинская свиты. Эти отложения по флористическим данным практически неотличимы от вышележащих

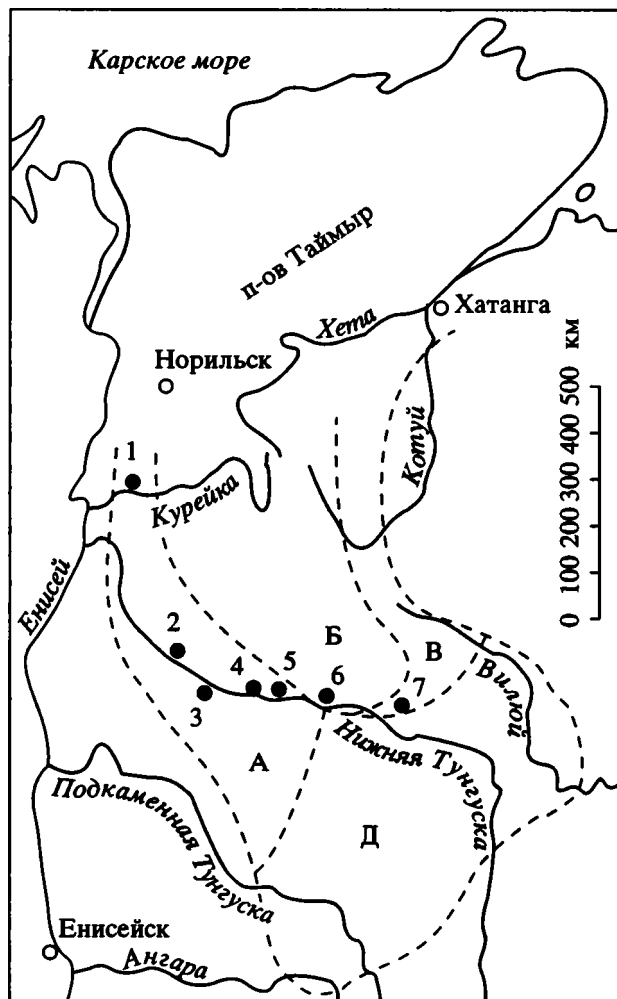


Рис. 2. Схема расположения основных разрезов.

Буквы на рисунке – районы (усл. обозн. см. рис. 1)

Цифры на рисунке – разрезы: 1 – Авам; 2 – Большая и Малая Семеновы; 3 – Гагарий; 4 – Экса; 5 – Хеночангда; 6 – Иргакта; 7 – Хунгтукун, Анакит.

путоранских, что давало основание Г.Н. Садовникову включать их в путоранский горизонт (Садовников, 1987). Но комплексы конхострак в эксинских и пирдинских отложениях совершенно иные, чем в путоранских (Орлова, 1991). Поэтому их следует рассматривать как самостоятельный горизонт. Авторы предложили назвать его хунгтукунским (Орлова, 1991; Садовников, Орлова, 1990; Садовников, 1991), выбрав в качестве стратотипа обнажения на правом берегу р. Ниж. Тунгуска между устьями рр. Анакит и Хунгтукун, где в 1936 г. Л.М. Шорохов, С.М. Флейшман и Е.Н. Фрейберг впервые в Тунгусском бассейне собрали остатки конхострак, которые описаны в 1937 г. Е.М. Люткевичем. На правом берегу р. Ниж. Тунгуска в 4.5 - 5.3 км (по прямой) ниже устья р. Анакит выходят:

1. Базальты зеленовато-серые мелкозернистые такситовые. Мощность 10 м.

Покров постепенно погружается сверху вниз по реке. В 6.3 км ниже устья р. Анакит в основании склона (по-видимому, выше по разрезу) обнажаются:

2. Туффы зеленовато-серые. Мощность 2 м.

В 1.5 км ниже по реке в 5 км по прямой выше устья р. Хунгтукун в нижней части бечевника обнажаются, по-видимому, вышележащие:

3. Алевролиты горохово-желтые крупно- и мелкозернистые плитчатые. Мощность 1 м. В прослое тонкоплитчатых алевролитов (0.1 м) – многочисленные остатки конхострак плохой сохранности: *Falsisca* sp., *Limnadia* sp.

После перерыва в обнажении около 4 м по мощности в верхней части бечевника обнажены:

4. Туффы горохово-желтые алевритовые. Мощность 5 м.

5. Базальты темно-серые мелкозернистые такситовые. Мощность 10 м. Вверх по реке базальты сначала опускаются вниз по бечевнику и сокращаются в мощности до 3 м, затем мощность их увеличивается до 20 м, и они слагают весь бечевник, а далее вниз по реке они снова погружаются и уменьшаются в мощности до 3 м.

Поскольку обнаженность в верхней части обнажения плохая, нельзя исключить, что нижним членом разреза является сл. 3, базальты, описанные как сл. 1, отвечают сл. 5, а сл. 2 может лежать как над, так и под базальтами. В 3 км выше устья р. Хунгтукун над базальтами после небольшого перерыва в обнажении залегают:

6. Туфоалевролиты горохово-желтые мелкозернистые. Мощность 3 м. В 2 м от подошвы слоя в прослое коричневых известковых алевролитов содержатся раковины конхострак: *Limnadia vana* Nov., *L. aff. vana* Nov. (много), *Lioestheria evenkiensis* (Lutk.) (мало), *Eulimnadia* sp., *Falsisca aff. zavjalovi* (Nov.), *Rohdendorffium* (*Bipemphigus*) *gennisi* (Nov.) (единично). В известковых конкрециях в этом слое также преобладают *Limnadia vana* Nov., нередко встречаются *Echinolimnadia mattoxi* Nov., редки *Limnadia aff. vana* Nov., *Lioestheria evenkiensis* (Lutk.), *Eulimnadia* sp., единичны *Rohdendorffium* (*Bipemphigus*) *gennisi* (Nov.). Ниже по реке в 3 км выше устья р. Хунгтукун в этом слое, обнажающемся на бечевнике и в основании крутой части склона, встречаются: *Limnadia vana* Nov. (многочисленные), *L. aff. vana* Nov. (частые), *Lioestheria evenkiensis* (Lutk.), *Ragozinia leonidi* Nov., *Cyclotunguzites gazimuri* Nov. (редкие), *Echinolimnadia mattoxi* Nov., *Eulimnadia aff. shorokhovi* Nov., *Falsisca zavjalovi* (Nov.), *Rohdendorffium* (*Bipemphigus*) *gennisi* (Nov.) (единичные).

Таким образом, в вулканогенных образованиях Тунгусской синеклизы могут быть выделены тутончанский, лебедевский, хунгтукунский и путоранский горизонты. Тутончанскому горизонту принадлежат базальные туфогенно-осадочные образования корвунчанской серии, установленные только в осевой части Тунгусской синеклизы. Эти отложения содержат только макроостатки растений, среди которых наиболее характерны папоротники (*Todites*, *Acrostichides*, *Cladophlebis*, *Katasiorteris*), более редки членистостебельные (*Neokoretrophyllites* и др.) и голосеменные (*Tersiella*, *Yavorskyia*). Они могут быть сопоставлены с вятским горизонтом Восточно-Европейской платформы и отнесены к татарскому ярусу. Лебедевский горизонт представлен туфами и туфогенно-осадочными образованиями. В осевой части синеклизы (аллюнская – эксинская свиты) он залегает на тутончанском или гагарьеостровском горизонтах, на крыльях синеклизы (двурогинская, южночунская, чичиканская свиты) – на гагарьеостровских или более древних отложениях. Основными компонентами флористических ассоциаций являются *Madygenia*, *Voltzia* (?), *Rhipidopsis*, но в некоторых случаях многочисленны папоротники, мало отличающиеся от тутончанских. Палиноассоциации всегда палеофитные, крайне сходные с гагарьеостровскими или более древними. Ассоциации конхострак почти всегда моновидовые, представленные *Rohdendorffium* (*Bipemphigus*) *genipi* (Nov.), т.е. совершенно неотличимые от гагарьеостровских (Орлова, 1990). Это дает основание считать лебедевский горизонт пермским, отвечающим на Восточно-Европейской платформе части предветлужского перерыва. Хунгтукунский горизонт залегает на лебедевском, сложен туфами, туфогенно-осадочными породами с покровами базальтов в осевой части синеклизы. К нему относятся хеночангдинская, пирдинская, верхи двурогинской, низы бугариктинской и лимптэконской свит. Остатки растений принадлежат преимущественно хвойным (*Quadrocladus*), папоротникам (*Mertensides*, *Voreopteris*, *Acrostichides*, *Cladophlebis*), реже членистостебельным, в нескольких местонахождениях встречаются плаунообразные (*Takhtajanodoxa*, *Tomiostrabus* (?)). Спорово-пыльцевые ассоциации преимущественно мезофитные, часто с *Lueckisporites*, внизу иногда палеофитные. Среди конхострак преобладают *Leaioides*, *Echinolimnadia*, *Lioestheria*, *Cyclotunguzites*, *Limnadia*, изредка встречаются *Falsisca* и *Rohdendorffium* (*Bipemphigus*). Остракоды в одних прослоях представлены пермскими дарвинидами, в других – *Gerdalia* (Орлова, Садовников, 1974; Садовников, Орлова, 1990). Хунгтукунский горизонт также принадлежит перми, отвечая на Восточно-Европейской платформе части предветлужского перерыва. Путоранскому горизонту помимо существенно базальтовой путоранской

серии в осевой части Тунгусской синеклизы принадлежит туфогенно-осадочная иргактинская свита, а на крыльях – туфы верхней части бугариктинской и игодекитской свиты, являющиеся возрастными аналогами низов путоранской серии (нидымская свита) осевой части синеклизы. Флористические ассоциации путоранского горизонта весьма сходны с хунгтукунскими. Палиноассоциации всегда мезофитные, с *Lueckisporites*, часто обильными. Конхостраки представлены почти исключительно *Falsisca*, остракоды – *Gerdalia*. Возраст дискусионен, поскольку путоранские растения принадлежат родам, характерным для перми, а конхостраки и остракоды – триасовым (Садовников, 1991).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белозеров В.П., Садовников Г.Н. Стратиграфия корвунчанской серии в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски // Тр. Всес. аэрогеол. треста. 1962. Вып. 8. С. 24 - 42.
- Бетехтина О.А., Могучева Н.К. К вопросу о возрасте вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1984. Вып. 600. С. 4 - 8.
- Боручинкина А.А., Кичкина С.С., Григорьев В.В. Стратиграфия вулканогенных отложений центральной части Тунгусской синеклизы // Тр. Томск. гос. ун-та. 1974. Т. 232. С. 74 - 79.
- Геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-46, 47 (Байкит). Л.: Недра, 1981. 198 с.
- Геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-46, 47 (Тура). Л.: Недра, 1985. 91 с.
- Геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-48, 49 (Айхал). Л.: Недра, 1991. (Комплек карт).
- Маловецкая И.М., Новожилов Н.И., Садовников Г.Н. Этапы развития флоры и пресноводной фауны Тунгусского бассейна в поздней перми и раннем триасе // Тр. XIII и XIV сессий Всес. палеонтолог. о-ва. Л.: Наука, 1976 с. С. 296 - 302.
- Могучева Н.К. Раннетриасовая флора Тунгусского бассейна // Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минерального сырья. 1973. Вып. 154. 160 с.
- Орлова Э.Ф. Новые данные о конхостраках *Rohdendorffium* и *Bipemphigus* из вулканогенных пермтриасовых отложений Тунгусской синеклизы // Палеонтол. журн. 1990. № 1. С. 66 - 75.
- Орлова Э.Ф. Первые результаты изучения микроскульптуры раковин конхострак севера Сибирской платформы с помощью сканирующего электронного микроскопа // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 6. С. 1476 - 1478.
- Орлова Э.Ф., Садовников Г.Н. Стратиграфия верхнепермских и триасовых отложений юго-восточной части Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 125 - 133.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: МСК, 1981. 91 с.

Садовников Г.Н. О границе угленосных и туфогенных отложений тунгусского комплекса в нижнем течении р. Нижней Тунгуски // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 8. С. 16 - 20.

Садовников Г.Н. К стратиграфии пермотриасовых отложений Тунгусского бассейна // Сов. геология. 1987. № 2. С. 84 - 89.

Садовников Г.Н. О тутончанском горизонте в вулканогенных пермотриасовых отложениях Тунгусского бассейна // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1989. Вып. 732. С. 13 - 19.

Садовников Г.Н. Стратиграфия верхних горизонтов перми и граница перми и триаса в континентальных отложениях Сибири // Тез. докл. Междунар. геол. конгресса "Пермская система Земного шара". Свердловск: Уральск. отд-ние АН СССР, 1991. С. 74.

Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Возраст континентальных вулканогенных отложений севера Средней Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 58 - 60.

Смирнов Н.Ф. Триасовая система // Геология и перспективы нефтегазоносности Тунгусской синеклизы и ее обрамления. Тр. Всес. науч.-исслед. нефт. геолого-разведочного ин-та. 1968. Вып. 262. С. 49 - 54.

Шорохов Л.М. Новые данные по стратиграфии ангарской серии р. Н. Тунгуски // Тр. Томск. гос. ун-та. 1974а. Т. 232. С. 25 - 40.

Шорохов Л.М. Предварительный отчет о работе стратиграфического отряда Нижне-Тунгусской геологической экспедиции ВАИ летом 1937 г. // Тр. Томск. гос. ун-та. 1974б. Т. 232. С. 20 - 24.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 56(11):551.762(571.1)

ФИТОСТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 1995 г. А. И. Киричкова, Т. А. Травина

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

Поступила в редакцию 14.10.93 г.

Рассмотрена возможность разработки фитостратиграфии континентальных отложений закрытых территорий Западной Сибири. В результате детального изучения систематической принадлежности остатков растений, главным образом групп, доминирующих во флористическом комплексе юрской палеофлоры региона, проведена конкретизация тафофлор, приуроченных к соответствующим уровням стратиграфического разреза. Прослежено изменение систематического состава тафофлор по разрезу, выявлены крупные этапы в развитии палеофлоры в течение юрской эпохи. Это послужило основой для выделения в мощной толще юры Западной Сибири региональных фитогоризонтов с последующим расчленением их на слои с флорой. Выделено три горизонта: уренгойский (ранняя юра), томский (средняя юра) и наунакский (конец средней—начало поздней юры, келловей—оксфорд), прослежено распространение их по площади. Возраст горизонтов обосновывается уровнем развития соответствующих им стратофлор и редкими находками микрофауны в морских прослоях континентального разреза юры Широкого Приобья и севера Томской области. Обосновано проведение возрастной границы нижней и средней юры в основании томского горизонта, т.е. в основании пачки 2 (радомская) котухтинской свиты. Томский и наунакский горизонты подразделены на слои с флорой, корреляция по площади которых выявила неполноту нижнеюрской части разреза на территории Томской области, верхней половины среднеюрской части разреза и низов васюганской свиты, разновременность начала и конца юрской седиментации на территории Западной Сибири.

Юрские отложения Западной Сибири, континентальная часть которых традиционно выделяется в тюменскую свиту (Стратиграфический словарь..., 1978), до сих пор остаются недостаточно изученными, особенно биостратиграфия нижней и средней юры. Это связано в первую очередь с тем, что они выражены, главным образом, континентальными осадками, полифациальность которых и невыдержанность по простиранию очевидны. Кроме того, именно эта часть юрского разреза, по сравнению с верхнеюрской и нижнемеловой, менее всего изучена бурением и имеет не столь обильную палеонтологическую характеристику. Тем не менее в последние годы стратиграфии нижне-среднеюрских отложений Западной Сибири посвящено немалое количество работ, касающихся литологии, циклостратиграфии, маркирующих горизонтов, геофизической характеристики, возрастных датировок по палинологии. Результатом этого явилось обнародование разных точек зрения на посвитное расчленение разрезов, вскрытых одними и теми же скважинами (Гурари и др., 1988; Казаков, Девятов, 1990; Гурари, Девятов и др., 1992; Брадучан, 1985; Брадучан и др., 1968; Нежданов, Огигенин, 1987; Даненберг, Маркова и др., 1979; Ровнина и др., 1978; Кабанова, Костина и др., 1989; Егорова,

1989; и др.), было предложено несколько стратиграфических схем для юрских отложений Западной Сибири, неоднократно и значительным образом корректировался возраст выделенных стратонов, определяемый в основном по палинологии и редким находкам фораминифер (Булыньникова, Ясович, 1972; Татьяна, 1979; Комиссаренко, 1987, 1989; Тылкина, Комиссаренко, 1977; Ровнина, 1976; Ровнина и др., 1985; Пуртова, 1989; Ильина, 1985; и др.). Все эти публикации значительно уточнили геологическое строение юрской толщи, но не решили основных вопросов биостратиграфии — обоснования выделения региональных стратонов, детальной корреляции отложений, особенно континентальных, по площади, поскольку палеофлористическая характеристика континентальных отложений юры Западной Сибири по макроостаткам растений до сих пор остается недостаточно полной. Это связано не только с ограниченным бурением этой части разреза, небольшим выходом керна, отсутствием достаточного количества фактического материала для разработки биостратиграфической основы. До последнего времени не проводилось детального изучения уже имеющихся коллекций ископаемых растений как из скважин, так и из опорных разрезов по обрамлению Западной Сибири, не уточне-

на и не проведена ревизия таксономической принадлежности большинства остатков растений. Особенно это касается группы голосеменных, являющейся доминирующей в составе большинства западно-сибирских тафофлор. Более того, появляющиеся в литературе обобщенные списки растений по разрезам скважин (Могучева, 1990), различные представления авторов о посвитном расчленении континентальной юры региона делают зачастую несопоставимыми и трудно используемыми имеющиеся данные по палеофлористической характеристике юрских отложений региона.

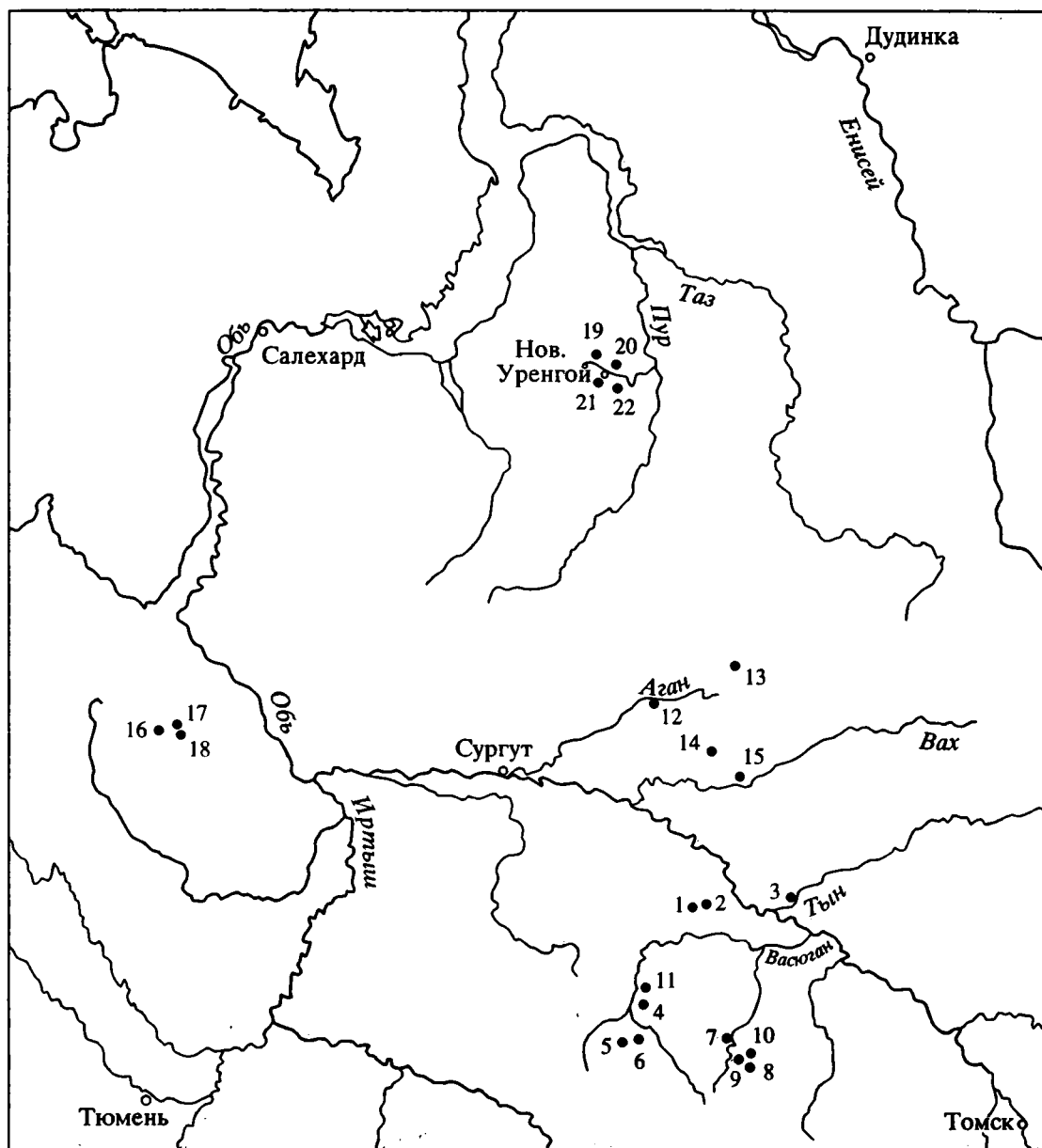
Для разработки основ фитостратиграфического расчленения, корреляции и возрастной датировки континентальной юры Западной Сибири нами в 1986 г. было начато изучение остатков ископаемых растений из стратотипических и опорных разрезов юга и юго-востока Западной Сибири. Была разработана фитостратиграфия юры Кузнецкого (Киричкова и др., 1992), Канского угленосных бассейнов (Киричкова, Травина, 1990), Томской области (Быстрицкая, 1992; Быстрицкая и др., 1992), и детальное биостратиграфическое расчленение и корреляция юрских континентальных отложений обоснованы конкретными тафофлорами с четкой дифференциацией таксонов и четкой их стратиграфической привязкой. Изучение оригинального палеофлористического материала по отдельным районам закрытой территории Западной Сибири, собранного нами за этот период из многочисленных скважин, решение ряда вопросов систематики характерных групп западносибирской палеофлоры (чекановских, гинкговых, некоторых хвойных) с применением эпидермально-кутикулярного анализа (Самылина, Киричкова, 1991; Киричкова, Самылина, 1979, 1983; Киричкова, Москвин, 1989; Самылина, Маркович, 1991) позволяет впервые подойти к решению вопросов детальной фитостратиграфии юрских толщ на этой территории.

Наиболее полные разрезы континентальной юры на территории Западной Сибири вскрыты скважинами на площади Уренгой, расположенной в наиболее прогнутой части севера Западно-Сибирской плиты (рис. 1). Развитые здесь отложения юры прибрежно-морского и континентального генезиса представлены в наиболее полном стратиграфическом объеме и максимальной мощности. По схеме, принятой на Межведомственном стратиграфическом совещании в Тюмени в 1990 г., отложения нижнего мезозоя Уренгойского района подразделены на (снизу вверх) тампейскую серию (поздний триас) с двумя свитами – варенгяхинской и витютинской – и береговую, ягельную, котухтинскую (ранняя юра), тюменскую (средняя юра) и абалакскую (келловей-оксфорд) свиты. Разрез скв. 414 (рис. 1, 2) для свит тампейской серии и береговой свиты ранней юры

предложен в качестве стратотипического (Бочкарев и др., 1989), а для ягельной – в качестве опорного.

Тампейская серия, выделенная в скв. 414 в интервале 5130 - 5287 м (мощность 157 м), несогласно залегает на палеозое (рис. 2). Серия подразделена на две свиты: варенгяхинскую, представленную однородными слабо слоистыми аргиллитами с пластами песчаников и прослоями конгломератов, и витютинскую. Последняя согласно перекрывает варенгяхинскую и сложена песчаниками с пачками аргиллитов и конгломератов (интервал 5130 - 5188 м). Ладинско-карнийский возраст тампейской серии в целом устанавливается по палинологии (Бочкарев и др., 1989). В нижней половине серии (скв. 414), видимо в варенгяхинской свите, нами найдены остатки стеблей хвощовых из рода *Neocalamites* (табл. 1). Тампейская серия в скв. 673 вскрыта на глубине 5330 - 5526 м. В нижней ее части, соответствующей, вероятно, также варенгяхинской свите (гл. 5399 - 5526 м), в аргиллитовых прослоях присутствуют остатки стеблей *Neocalamites cf. carcinoides* Haggis (табл. 1), а на глубине 5469 м этой же скважины обнаружены остатки конхострак. В скважинах 410 и 411 вскрыта лишь верхняя половина тампейской серии (витютинская свита?), представленная здесь песчаниками с прослоями алевролитов и конгломератов (рис. 2) с остатками *Neocalamites sp.* Вероятные аналоги тампейской серии вскрыты на Черничном месторождении (север Западной Сибири – Бочкарев и др., 1989), палеофлористическая характеристика которых дана лишь по палинологическим данным.

Тампейская серия на площади Уренгой несогласно перекрывается береговой свитой, гипостратотипом которой является разрез скв. 414, инт. 4928 - 5130 м (рис. 2). Свита представлена грубозернистыми серыми, зеленовато-серыми песчаниками с редкими конгломератами и линзовидными алевроито-глинистыми прослоями (Бочкарев и др., 1989). Возраст свиты по палинологии определяется в пределах геттангсинемюра – низов плинсбаха. Остатки растений очень редки. В скв. 414 на глубине 5075 м обнаружены побеги хвощовых – *Neocalamites sp.* Эта же свита в скв. 673 вскрыта на глубине 5060 - 5330 м в виде грубозернистых песчаников (рис. 2), лишенных остатков растений. Остатки стеблей хвощовых *Neocalamites sp.* и часть перистого листа *Todites cf. princeps* Racib. найдены в береговой свите, вскрытой скважиной 410 на глубине 5190 - 5347 м. Береговая свита является континентальным аналогом зимней свиты Усть-Енисейского района, охарактеризованной фауной фораминифер (Гурари и др., 1988). Южнее Уренгойского месторождения аналоги береговой свиты пока не известны.



М 1:8000000

Рис. 1. Карта расположения основных скважин в Западной Сибири. 1 – Приколтогорская Р-2; 2 – Южноколтогорская Р-1; 3 – Толпаровская Р-1; 4 – Южно-Поселковская Р-1; 5 – Федюшкинская Р-2; 6 – Северо-Черталинская Р-400; 7 – Западно-Лугинецкая Р-180; 8 – Герасимовская Р-8; 9 – Южно-Тамбаевская Р-76; 10 – Западно-Останинская Р-447; 11 – Верхне-Заячья Р-80; 12 – Варь-Еган п-952; 13 – Бахилевская Р-127; 14 – Южно-Энитурская Р-165; 15 – Кошильская Р-304; 16 – Яхлинская Р-49; 17 – Талинская Р-2797; 18 – Талинская Р-129; 19 – Уренгойская 673; 20 – Уренгойская 411; 21 – Уренгойская 414; 22 – Уренгойская 410.

Ягельная свита, по схеме, принятой на Тюменском совещании в 1990 г., или таркосалинская, в понимании геологов СНИИГГиМС (Казаков, Девятов, 1990), в скв. 414 выделена в интервале 4854 - 4928 м: это глины с тонкими прослоями алевролитов, мелкозернистых песчаников (Бочкарев и др., 1989). Она согласно перекрывает береговую, бедна остатками растений, которые встречены лишь в скв. 673 (инт. 4974 - 4993 м) – стебли *Neocalamites* sp. и *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew. (табл. 1). В скважинах 410 и 411 свите соот-

ветствуют, по-видимому, отложения в интервале: 5290 - 5325 м – в скв. 411, и 5010 - 5180 м – в скв. 410. Здесь они представлены с большим объемом песчаных образований, местами с прослоями конгломератов (рис. 2). Лишь в скв. 411 на глубине 5300 м найдены остатки стеблей *Neocalamites* sp.

Возрастными аналогами ягельной свиты на севере Сибири является морская левинская свита (табл. 2) с фауной фораминифер слоев с *Trochammina lapidosa* позднеплинсбахского возраста (Комиссаренко, 1987; Стратиграфия..., 1976).

Таблица 1. Комплекс растений из нижней части юрской толщи площади Уренгой

Стратиграфическая привязка (серия, свита, скважина, глубина, м) Виды	Тампейская серия						Свиты												
							береговая		ягель- ная		котухтинская								
	673				5258	5430	410		673, 4974 - 4993	411, 5300 - 5317	673		414		411			410, 4671 - 4687	
	5399 - 5417	5417 - 5469	5487 - 5503	5515 - 5526	414, 5190 - 5258	410, 5415 - 5430	414, 5057 - 5075	5270 - 5278			5293 - 5300	4690 - 4709	4860 - 4870	4250 - 4267	4464 - 4498	4815 - 4830	4990 - 5005		5273 - 5290
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Algites sp.																+			
Neocalamites cf. carcinoides Harris	+																		
Neocalamites sp.		+		+	+	+	+	+	+	+	+								
Paracalamites sp.		+	+																
Equisetites beanii (Bunb.) Sew.										+							+		
Equisetites sp.								+						+					
Phlebopteris polypodioides Brongn.												+				+			
Coniopteris cf. latifolia Brick													+			+			
Coniopteris sp.												+				+			
Todites cf. princeps Racib.								+											
Cladophlebia sp.																	+		+
Sphenobaiera magnifolia Aksarin																			+
Czekanowskia ex. gr. rigida Heer														+					
Florinia (?) sp.																+			+
Schizolepis cf. moelleri Heer														+					
Pityospermum cf. nanseni Nath.														+					

В более южных районах Западной Сибири аналоги ягельной свиты, по всей видимости, отсутствуют. На некоторых площадях Нюрельской впадины Томской области плинсбахские отложения выделяются по палинологическим и геофизическим данным (Кабанова и др., 1989; Егорова, 1989) и не подтверждены комплексами по макроостаткам растений.

Отложения нижней юры месторождения Уренгой по принятой в Тюмени в 1990 г. схеме завершаются котухтинской свитой. Стратотип свиты выделен на Большекотухтинской площади (скв. 105-Р, инт. 3552 - 3705 м), где свита выражена чередованием глин, алевролитов и песчаников с прослоями гравелитов (Нежданов, Огибенин, 1987). На площади Уренгой свита вскрыта рядом скважин и содержит остатки растений, хотя и в небольшом количестве (рис. 2). В скв. 673 свита выделена в интервале 4690 - 4870 м; в нижней ее части обнаружены семена древних сосновых - *Pityospermum* и *Schizolepis* (табл. 1). В средней части свиты в карне этой же скважины (рис. 2) определены *Phlebopteris polypodioides* Brongn. и *Coniopteris* sp., а в верхах свиты (возможно, анало-

ге радомской пачки более южных районов Западной Сибири) - *Equisetites* sp., *Nilssonia* cf. *kendall* Harris, *Sphenobalera* ex. gr. *czekanowskiana* (Heer) Flor., *Czekanowskia* ex. gr. *rigida* Heer, *Pityophyllum* sp. (инт. 4097 - 4489 м). Остатки листьев *Phlebopteris* и *Florinia* найдены в скважинах 411 и 410, в нижней и средней частях котухтинской свиты (рис. 2, табл. 1).

Нижний возрастной уровень котухтинской свиты в пределах площади Уренгой контролируется редкими находками (в средней и нижней ее частях) фораминифер, определенных на Тюменском совещании в пределах тоара (рис. 2). Морскими аналогами котухтинской свиты на севере Сибири являются джангодекая и лайдинская свиты (табл. 2) с фауной тоара и раннего аалана (Булыгинкова, 1972; Комиссаренко, 1987).

Полученные из котухтинской свиты комплексы растений хотя и немногочисленны, но показательны. В нижней и средней ее частях в разрезах скважин площади Уренгой присутствуют *Equisetites* cf. *beanii* (Bunb.) Sew., *Phlebopteris polypodioides* Brongn., *Sphenobalera magnifolia* Aksarin,

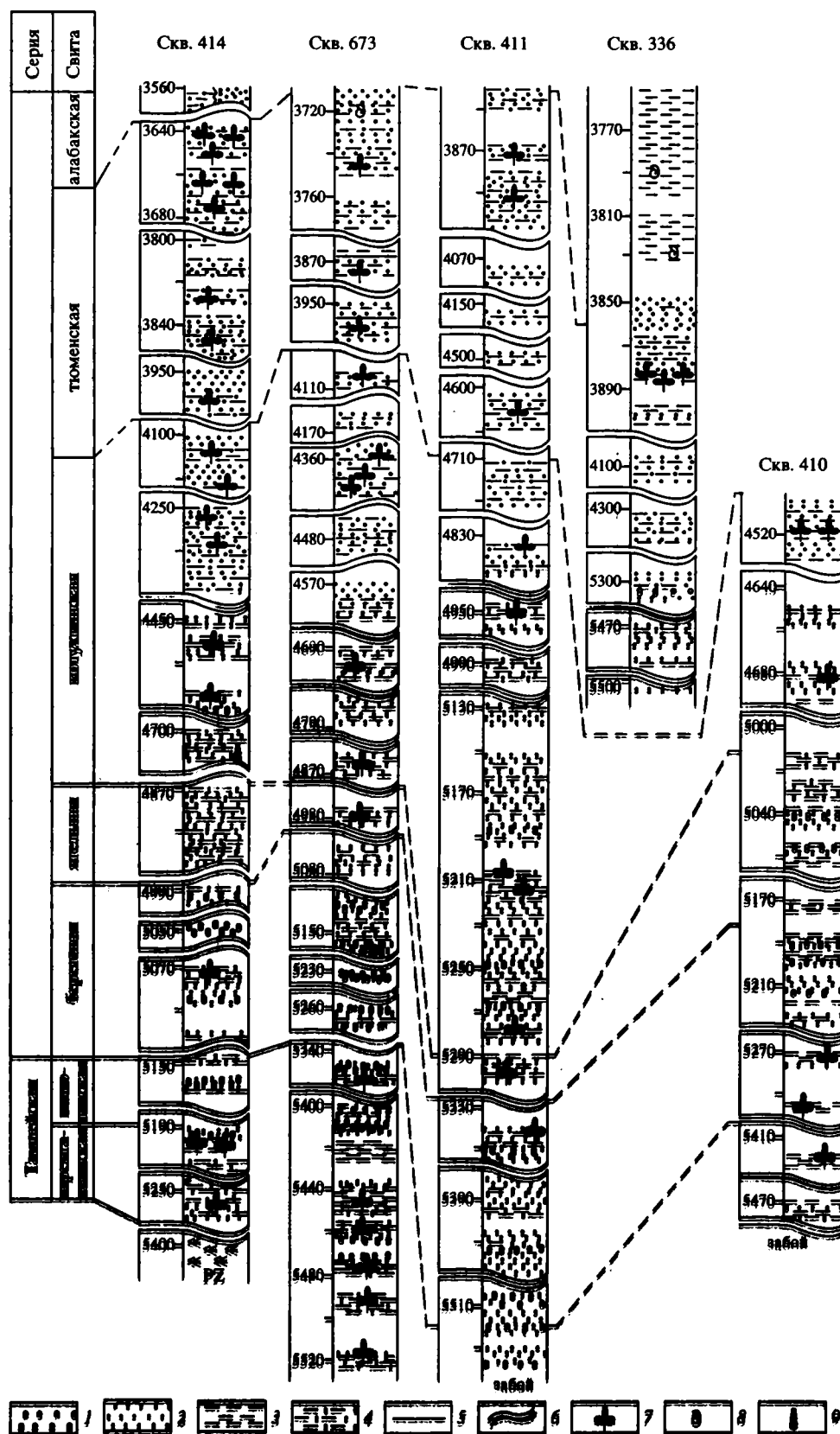


Рис. 2. Корреляция разрезов опорных скважин Уренгойской площади по данным изучения остатков растений. 1 - конгломераты; 2 - песчанники; 3 - аргиллиты; 4 - алевроиты; 5 - уголь; 6 - отсутствие керна; 7 - остатки растений; 8 - остатки аммонитов; 9 - фораминиферы.

Таблица 2. Схема корреляции юрских отложений Западной Сибири

Отдел	Ярус	Горизонт	Слои по фораминиферам	Слои с флорой	Комплексы растений
Верхний	киме-ридж	наунакский			
	оксфорд		<i>Recurvoides disputabilis</i>	Слои с <i>Coniopteris latilobus</i> , <i>Czekanowskia tomskiensis</i> , <i>Phoenicopsis sibirica</i>	<i>Coniopteris latilobus</i> Bystr., <i>C. vialovae</i> Tur.-Ket., <i>Nilssonina urmanica</i> Bystr., <i>Czekanowskia tomskiensis</i> Kiritch. et Samyl., <i>Cz. vera</i> Kiritch. et Samyl., <i>Phoenicopsis sibirica</i> Kiritch. et Trav.
Средний	келловей	томский	<i>Recurvoides scherkalyensis</i> , <i>Globulina paalzovi</i>		
	бат		<i>Recurvoides anabarensis</i> , <i>Globulina praecircumplia</i>	Слои с <i>Equisetites lateralis</i> , <i>Coniopteris dependens</i> , <i>C. simplex</i>	<i>Equisetites lateralis</i> (Phill.) Phill., <i>Coniopteris dependens</i> E. Leb., <i>C. simplex</i> (L. et H.) Harris, <i>Czekanowskia jenisejensis</i> Kiritch. et Samyl.
	байос		<i>Trochammina praequamata</i>		<i>Coniopteris hymenophylloides</i> (Brong.) Brong., <i>Raphaelia diamensis</i> Sew., <i>Nilssonina baranovae</i> Burak., <i>Phoenicopsis samylinae</i> Kiritch. et Moskv.
	зален			Слои с <i>Coniopteris maakiana</i> , <i>Lepidotoma sibirica</i> , <i>Phoenicopsis irkutensis</i>	<i>Coniopteris maakiana</i> (Heer) Pryn., <i>C. cf. embensis</i> Brick, <i>Cladophlebis haiburnensis</i> (L. et H.) Sew., <i>Leptotoma sibirica</i> Kiritch. et Bat., <i>Ginkgo ananievii</i> Bystr., <i>Czekanowskia irkutensis</i> Kiritch. et Samyl., <i>Phoenicopsis irkutensis</i> Dolud. et Rasskaz.
Нижний	тоар	уренгойский	<i>Riyadhella syndascoensis</i> , <i>Saccamina inanis</i> , <i>Amoboculus lobus</i>		<i>Neocalamites</i> sp., <i>Coniopteris</i> sp., <i>Phlebopteris poly-podioides</i> Brongn., <i>Todites princeps</i> (Presl.) Goth., <i>Pityospermum nanseni</i> Nath., <i>Florinia</i> sp.
	плинсбах		<i>Trochammina lapidosa</i>		<i>Neocalamites</i> sp., <i>Cladophlebis</i> sp.
			<i>Textularia areoplecta</i>		

Florinia (?) sp., *Schizolepis* cf. *moelleri* Sew., *Pityospermum* cf. *nanseni* Nath., более всего соответствующие по уровню развития палеофлорам второй половины ранней юры Сибирской палеофлористической провинции (Вахрамеев и др., 1972; Вахрамеев, 1988). Аналогичный комплекс растений нами обнаружен в шеркалинской свите (на уровне пласта Ю₁₀) Красноленинского свода, в

скв. 129 (Талинская площадь), инт. 2667 - 2705 м, где встречен *Todites princeps* (Presl.) Goth., *Lobifolia* sp., *Czekanowskia irkutensis* Samyl. et Kiritch., *Ginkgo ananievii* Bystr.

Более молодой облик имеет комплекс растений из верхней части котухтинской свиты площади Уренгой; в его составе, несмотря на малочисленность, уже более заметную роль играет род

Таблица 2. Окончание.

Томская область	Широтное Приобье	Уренгойский район	Усть-Енисейский район
Наунакская свита	Васюганская свита	Абалакская свита	Яновстанская свита 700 м
			Сиговская свита 323 м
			Точинская свита 228 м
			Малышевская свита 520 м
Верхняя подсвита 150 м	Верхняя подсвита 140 м	Верхняя подсвита 250 м	Леонтьевская свита 300 м
Средняя подсвита 150 м	Средняя подсвита 130 м	Средняя подсвита 150 м	Вымская свита 320 м
Нижняя подсвита 140 м	Нижняя подсвита 170 м	Нижняя подсвита 200 м	Лайдинская свита 95 м
Худосейская свита	Худосейская свита	Котухтинская свита	Верхняя подсвита 140 м
Верхняя подсвита	Верхняя подсвита	Верхняя подсвита	Пачка 1 130 м
Пачка 2 25 м	Пачка 2 60 м	Пачка 2 140 м	Нижняя подсвита 300 м
Пачка 1 170 м	Пачка 1 120 м	Пачка 1 130 м	Ягельная свита 150 м
	Нижняя п/св. 260 м	Нижняя подсвита 300 м	Береговая свита 270 м
			Зимняя свита 600 м
			Джангодская свита
			Верхняя подсвита 55 м
			Нижняя и средняя подсвиты 210 м
			Левинская свита

Coniopteris, выраженный двумя видами – *C. cf. latifolia* Brick и *C. aff. vsevolodii* E. Leb. (табл. 3).

В Широтном Приобье и Томской области аналогом котухтинской свиты является континентальная или прибрежно-континентальная худосейская свита (Нежданов, Огибенин, 1987). В верхней части свиты, вскрытой скв. 962 на площади ВарьЕган, инт. 3220 - 3420 м определен комплекс расте-

ний – *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill., *Coniopteris cf. maakiana* (Heer) Pryn., *Coniopteris* sp., который сопоставим с таковым из верхней части котухтинской свиты площади Уренгой.

На территории Томской области худосейская свита широко развита и вскрыта рядом скважин, но представлена зачастую не в полном объеме (рис. 3). Обычно это верхняя часть свиты, пред-

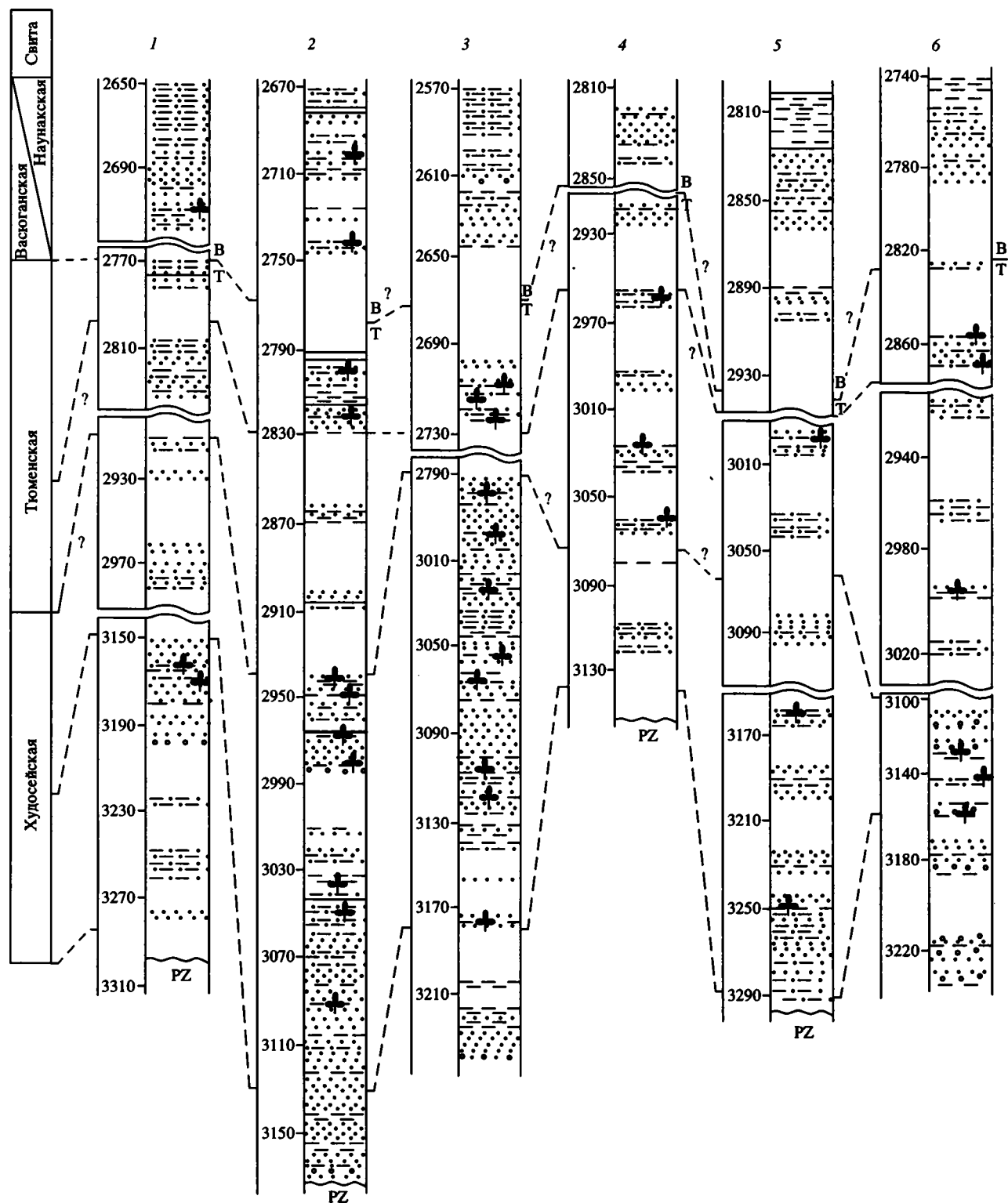


Рис. 3. Корреляция разрезов основных скважин Широного Приобья и Томской области по данным изучения остатков растений.

Скважины: 1 – Приколтогорская Р-2; 2 – Южноколтогорская Р-1; 3 – Толпаровская Р-1; 4 – Южно-Поселковая Р-1; 5 – Федюшкинская Р-2; 6 – Северо-Черталинская Р-400; 7 – Западно-Лугинецкая Р-180; 8 – Герасимовская Р-8; 9 – Южно-

Тамбаевская Р-76; 10 – Варь-Еган п-952; $\frac{B}{T}$ – граница свит по геофизическим данным (усл. обознач. см. рис. 2).

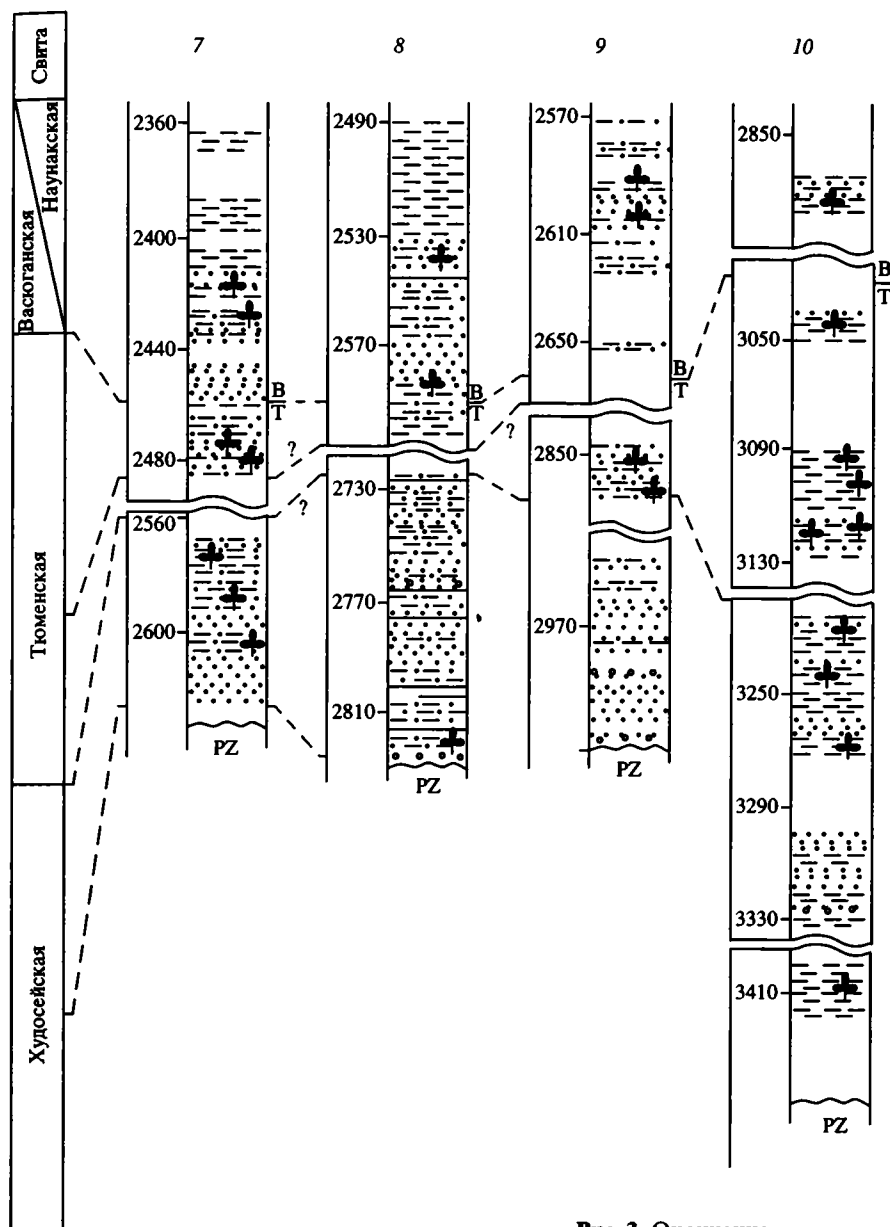


Рис. 3. Окончание.

ставленная здесь переслаиванием песчаников и алевролитов, местами с преобладанием грубо- и среднезернистых песчаников, почти черных аргиллитов, углистых алевролитов. Тафофлоры из этой части разреза объединены нами в 1-й томский комплекс (табл. 3) тюменской свиты (Быстрицкая и др., 1992). Наиболее полно верхи худосейской свиты в Томской области представлены в разрезах скважин 1-Р Южно-Приколтогорской площади, 1-Р – Толпаровской площади, 180 – Западно-Лугинецкой площади и 8 – Герасимовской площади (рис. 3). На Западно-Лугинецкой и Герасимовской площадях верхняя часть худосейской свиты с несогласием залегает на палеозое или коре выветривания.

Котухтинская свита на площади Уренгой с некоторым несогласием перекрывается тюменской свитой (рис. 2). К сожалению, из-за очень небольшого объема кернового материала свита на всей территории Западной Сибири, в том числе на Уренгое, недостаточно охарактеризована остатками растений. Свита в целом представлена чередованием алевролитов, глин, песчаников, часто замусоренных детритом (Стратиграфический словарь..., 1978). По принятой схеме свита подразделена на три подсвиты – нижнюю, среднюю и верхнюю. В нижней части свиты (нижняя и средняя подсвиты?) в скважинах площади Уренгой (табл. 1, рис. 2) встречаются довольно частые остатки стеблей *Equisetites* sp., листьев *Raphaelia*,

Таблица 3. Комплекс растений из верхней части худосейской и котухтинской свит

Местонахождение, скважина, глубина, м	Томская область							Широтное Приобье, Варь-Еган, 952, 3220 - 3420	Уренгой				
	Герасимовская, 8, 2815 - 2825	З.-Лугинская, 180, 2560 - 2610	Ю.-Колтогорская, 1-Р, 2944 - 3110	Толпаровская, 1-Р, 2972 - 3179	Приколтогорская, 2-Р, 3160 - 3168	С.-Черталинская, 400, 3120 - 3160	Федюшкинская, 2-Р, 3260 - 3280		414, 4106 - 4267	673			410, 4541 - 4556
										4097 - 4113	4350 - 4367	4470 - 4489	
Виды	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Alghites sp.								+					
Equisetites lateralis (Phill.) Phill.		+		+				+					
E. cf. beanii (Bunb.) Sew.													+
Equisetites sp.									+	+	+		
Coniopteris maakiana (Heer) Pryn.	+	+		+			+	sp.	sp.			sp.	
C. cf. embensis Pryn.				+									
C. hymenophylloides (Brongn.) Sew.		+						+					
C. cf. latifolia Brick									+				
C. cf. nerifolia Genk.							+						
Cladophlebis haiburnensis (L. et H.) Sew.	+												
Raphaelia sp.			+										
Nilssonia cf. kendalli Harris											+		
Leptotoma sibirica Kiritch. et Bat.	+	+											
Sphenobaiera ex gr. czeka- nowskiana (Heer) Flor.	sp.				sp.							+	
Ginkgo aff. sibirica Heer					+								
G. cf. ananievii Bystr.				+		+							
G. ex. gr. sibirica Heer	+												
Czekanowskia rigida Heer	+	cf.								ex. gr.	ex. gr.		
Cz. baicalica Kiritch. et Samyl.						+							
Cz. jennissejensis Kiritch. et Samyl.			+	+		+		+					
Cz. cf. ferganensis Kiritch. et Samyl.			+										
Cz. obiensis Kiritch. et Samyl.					+								
Cz. irkutensis Kiritch. et Samyl.				+			+						
Cz. kanensis Kiritch. et Samyl.								+					
Phoenicopsis irkutensis Dolud. et Rasskaz.				+	+		+						
Phoenicopsis angustifolia Heer			+										
Ph. samylinae Kiritch. et Moskv.			+										

Таблица 3. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ph. markovitchiae Kiritch. et Shishkina						+							
Phoenicopsis sp.		+											
Leptostrobus laxiflora Heer				+	sp.								
L. crassipes Heer	+												
Brachyphyllum sp.								+					
Pseudotorellia cf. abaniensis Kiritch.			+										
Schizolepidium gracile Heer	+												
Sorossacus sibiricus Heer	+												
Elatides ovalis Heer			+										
Samaropsis sp.	+		+										

редкие Coniopteris, Czekanowskia. В верхней части тюменской свиты, соответствующей, по-видимому, верхней подсвите, собран более разнообразный комплекс растений с более частыми Coniopteris и многочисленными Equisetites lateralis (Phill.) Phill. (табл. 1).

Аналогами тюменской свиты Уренгоя в более северных районах Западной Сибири являются морские и прибрежно-морские вымская, леонтьевская и малышевская свиты (Булыникова, Ясочич, 1972; Комиссаренко, 1987) с фауной фораминифер байоса и бата (табл. 2). Кроме того, малышевская свита охарактеризована остатками растений (Могучева, 1990). Однако в работе Н.К. Могучевой приведены обобщенные списки растений не по местонахождениям, из-за чего использовать их в биостратиграфических целях не представляется возможным.

На территории Красноленинского свода шеркалинская, а в Томской области – худосейская свиты с небольшим несогласием перекрываются также тюменской. Свита сложена чередующимися прослоями сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими и маломощными прослойками углей и конгломератов. По схеме свита также подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты (табл. 7). К сожалению, нижняя и средняя подсвиты очень слабо охарактеризованы керном (рис. 3), а следовательно, и палеофлористически (табл. 4).

На Красноленинском своде аналогичный комплекс растений получен нами из скв. 49 на Яхлинской площади (инт. 2347 - 2445 м), откуда собраны Coniopteris cf. simplex (L. et H.) Harris, Nilssonina cf. gracillima Pryn., Czekanowskia cf. jenssejensis Kiritch. et Samyl., Cz. rigida Heer, Cz. ferganensis Kiritch. et Samyl., Phoenicopsis aff. angustifolia Heer, Pseudotorellia abaniensis Kiritch., Elatocladus sp., и из

скв. 2797 Талинской площади (инт. 2537 - 2586 м), где найдены Equisetites beanii (Bunb.) Sew., Coniopteris sp., Czekanowskia cf. jenssejensis Kiritch. et Samyl., Cz. kanensis Kiritch. et Samyl., Cz. rigida Heer, Phoenicopsis dentata Pryn., Leptotoma sp., Ginkgo sp.

Верхняя часть тюменской свиты (верхняя ее подсвита) прослежена в большем количестве скважин. В пределах Томской области верхняя подсвита представлена тонким переслаиванием алевролитов, глини и песчаников (рис. 3) и охарактеризована остатками растений в скважинах Толпаровской, Северо-Черталинской, Южно-Колтогорской и Западно-Лугинецкой площадей (табл. 5).

Тюменская свита на площади Уренгой несогласно перекрывается морской абалакской, представленной здесь в нижней части алевролитистыми буровато-черными аргиллитами; в верхней – темно-серыми тонкоотмученными известковистыми аргиллитами. Свита детально охарактеризована аммонитами келловей-кимериджского возраста (Месежников и др., 1984; Брадучан, 1985). В абалакской свите, вскрытой скважиной № 673 (инт. 3678 - 3708 м), нами найдены аммониты Longaviceras ex. gr. filarum Meled., Camptonectes (Camptonectes) ex. gr. lens (Sow.), Pleuromya sp. позднего келловей (определения Н.И. Шульгиной, М.Н. Вавилова).

В Широком Приобье и севере Томской области абалакская свита замещается прибрежно-морской васюганской или континентальной наунакской свитами. Васюганская свита представлена аргиллитами и аргиллитоподобными темно-серыми, иногда битуминозными глинами, песчаниками, алевролитами. Свита охарактеризована келловей-нижнекимериджскими фораминиферами, редкими находками аммонитов, а континентальная часть разреза – остатками растений

Таблица 4. Комплекс растений из нижней и средней подсвит тюменской свиты

Местонахождение, скважина, глубина, м Виды	Томская область					Широтное Приобье, Варь-Еган, 952, гл. 3090 - 3110
	Ю.-Тамбаевская, 76, гл. 2848 - 2862	З.-Останинская, 447, гл. 2748 - 2793	С.-Черталинская, 400, гл. 2998 - 3003	Ю.-Поселковая, 1-Р, гл. 2956 - 3063	В.-Заячья, Р-80, гл. 2808 - 2873	
<i>Coniopteris simplex</i> (L. et H.) Harris				+		
<i>C. hymenophylloides</i> (Brongn.) Sew.			+	+		
<i>Coniopteris</i> sp.		+		+		+
<i>Cladophlebis suluctensis</i> Brick						+
<i>C. ex gr. whitbiensis</i> (Brongn.) Brongn.	+					
<i>Raphaelia diamensis</i> Sew.				+		+
<i>Nilssonia baranovae</i> Burak.			+			
<i>Sphenobaiera aff. uninervis</i> Samyl.					+	
<i>Sphenobaiera</i> sp.		+				
<i>Leptotoma</i> sp.		+				
<i>Czekanowskia cf. obiensis</i> Kiritch. et Samyl.				sp.	+	
<i>Phoenicopsis angustifolia</i> Heer		+				
<i>Ph. varia</i> Kiritch. et Trav.		+				+
<i>Ph. samylinae</i> Kiritch. et Moskv.	+				+	
<i>Ph. cf. taschkessiensis</i> Krasser						+
<i>Phoenicopsis</i> sp.				+		
<i>Pseudotorellia</i> sp.					+	

(Месежников и др., 1984; Татьянин, Волков, 1982). Наунакская свита, сугубо континентальный аналог васюганской, также в основном глинистая толща с частыми включениями углистого детрита и остатками растений (Стратиграфический словарь..., 1978). Последние впервые были изучены Л.И. Быстрицкой (Быстрицкая, Татьянин, 1983; Быстрицкая и др., 1992). Нами наиболее полно васюганская свита и ее аналоги палеофлористически охарактеризованы в скважинах Широтного Приобья и Томской области (рис. 3). Тафофлоры из этой части разреза значительно отличаются от таковых тюменской свиты другим видовым составом всех групп растений (табл. 6).

Таким образом, проведенные исследования по уточнению систематического состава западно-сибирских тафофлор, их конкретизации и стратиграфической приуроченности позволяют подойти к обоснованию биостратиграфического расчленения и корреляции юрских отложений по площади и предпринять попытку датировки их по макроостаткам растений. Несмотря на всю трудность поставленной задачи, ее решение, на наш взгляд, возможно лишь путем выявления этапности развития западно-сибирской палеофлоры во

времени и восстановления палеосукцессионного ее ряда. Это позволит сравнивать западно-сибирские тафофлоры как между собой, так и с тафофлорами смежных регионов не столько по систематическому составу, сколько по уровню их развития.

Анализ стратиграфической приуроченности комплексов растений в юрской толще Западной Сибири позволил выявить определенную закономерность распространения их в разрезе и, таким образом, определить общую тенденцию развития палеофлоры во времени. В развитии западно-сибирской палеофлоры намечаются три крупных этапа, тафофлоры которых объединены нами в соответствующие стратофлоры (Киричкова, 1982). Это дает возможность расчленения юрской толщи Западной Сибири на три региональных горизонта – уренгойский (ранняя юра), томский (средняя юра) и наунакский (средняя–поздняя юра), охарактеризованных одноименными стратофлорами. Томский и наунакский горизонты подразделены на слои с флорой с характерными для них фитостратиграфическими комплексами, обосновывающими детальную корреляцию разнофациальных отложений по площади.

Уренгойский горизонт выделен нами в основании юрской толщи. Горизонт с несогласием залегает на тампейской серии, комплекс растений которой по преобладанию хвощовых из родов *Neocalamites* и *Parascalamites* сравним с таковым из зауральского горизонта верхнего триаса (буланашские слои) Восточного Урала (Киричкова, 1990). Уренгойский горизонт объединяет береговую, ягельную и большую часть (без верхней пачки) котухтинской или худосейской свит (табл. 2). Опорными разрезами горизонта являются разрез скв. 673 на площади Уренгой (инт. 4590 - 5060 м) и скв. 2-Р Приколтогорской площади (инт. 3150 - 3300 м) Томской области. Горизонт сложен переслаиванием грубых песчаников (пласты Ю₉,₁₃) с пачками переслаивания песчаников, глин, угли-

стых песчанистых пород и имеет неповсеместное распространение. В наибольшем объеме он вскрыт в Уренгойском районе. В более южных районах – Широтное Приобье, Томская область – горизонт представлен зачастую только верхней своей половиной (табл. 2), несогласно залегая на палеозое или палеозойской коре выветривания, или отсутствует, как, например, на Герасимовской и Западно-Лугинецкой площадях Томской области (рис. 3). Уренгойская стратофлора характеризуется хвощовыми из родов *Neocalamites*, *Equisetites*, редкими папоротниками – *Cladophlebis* sp., *Coniopteris* sp., *Todites princeps* (Presl.) Goth., *Phlebopteris polypodioides* Brongn. Группа голосеменных более разнообразна. Это – *Ginkgo ananievii* Bystr., *Sphenobaiera magnifolia* Aksarin, Cze-

Таблица 5. Комплекс растений из верхней подсвиты тюменской свиты

Местонахождение, скважина, глубина, м	Томская область					Уренгой				
	Толпаровская, 1-Р 2710 - 2724	З.-Лугинецкая, 180, 2468 - 2485	С.-Черталинская, 400, 2858 - 2866	Ю.-Колтогорская, 1-Р, 2800 - 2817	Широтное Приобье, Лесная, Р-285, 2630 - 2745	673		414, 3638 - 3681	411, 3858 - 3886	336, 3680 - 4600
						3741 - 3876	3950 - 4016			
Виды										
<i>Hepaticites</i> sp.		+			+					
<i>Neocalamites</i> sp.						+				+
<i>Equisetites asiaticus</i> Pryn.	+				+				+	
<i>E. beanii</i> (Bunb.) Sew.				+		cf.				
<i>E. lateralis</i> (Phill.) Phill.		+				sp.			sp.	+
<i>Phyllothea sibirica</i> Heer								+		
<i>Coniopteris</i> cf. <i>maakiana</i> (Heer) Pryn.	+	+			+					
<i>C. cf. depensis</i> E. Leb.		+					+	+	+	+
<i>C. cf. burejensis</i> (Zall.) Sew.					+					
<i>C. hymenophylloides</i> (Brongn.) Sew.	+			+			+			
<i>C. cf. snigirevskiae</i> Tesl.		+								
<i>C. simplex</i> (L. et H.) Harris					+				+	
<i>C. vialovae</i> Tur.-Ket.			+							
<i>C. cf. spectabilis</i> Brick							sp.	sp.	sp.	+
<i>Cladophlebis denticulata</i> (Brongn.) Brongn.			+					sp.		
<i>C. haiburnensis</i> (L. et H.) Sew.				+						
<i>Raphaelia stricta</i> Vachr.				sp.		sp.	sp.	+		+
<i>Czekanowskia jennissejensis</i> Kiritch. et Samyl.		+	sp.		+					
<i>Cz. cf. obiensis</i> Kiritch. et Samyl.					+					
<i>Phoenicopsis angustifolia</i> Heer	+									
<i>Phoenicopsis</i> sp.		+		+						
<i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) Schimp.	+									
<i>Schizolepis</i> sp.		+						+		

Таблица 6. Комплекс растений из васюганской свиты

Местонахождение, скважина, глубина, м Виды	Томская область							Широтное Приобье			
	Весенняя, 251	Ю.-Тамбаевская, 76, 2592 - 2606	З.-Останинская 447, 2526 - 2560	Герасимовская, 8, 2540 - 2588	З.-Лугинская, 180, 2424 - 2438	В.-Заячья, 80, 2688 - 2727	Ю.-Колтугорская, 1, 2703 - 2710	Варь-Еган, 952, 2865 - 2879	Ю.-Энитурская, 165, 2638 - 2648	Кошльская, 304, 2304 - 2340	Бахилавская , 127, 2645 - 2655
Lycopodites sp.				+							
Equisetites beanii (Bunb.) Sew.		sp.	+								sp.
E. lateralis (Phill.) Phill.				+					+		
Coniopteris latilobus Bystr.		sp.	+						sp.	sp.	
C. cf. furssenkoi Pryn.				+							
C. hymenophylloides (Brongn.) Sew.	+						+				
C. vialovae Tur.-Ket.											+
C. simplex (L. et H.) Harris	+										+
C. aff. maakiana (Heer) Pryn.	+				+						
C. cf. depensis E. Leb.							+				
C. whitbiensis (Brongn.) Brongn.							+				
Raphaelia sp.										+	+
Nilssonia majskaja Bystr.	+		+	+							
N. urmanica Bystr.			+								
Nilssonia sp.			+								
Cycadolepis sp.								+			
Erethmophyllum sp.								+			
Leptotoma borealis Kiritch. et Trav. sp. nov.			+			sp.				sp.	sp.
Czekanowskia cf. auliensis Dolud.						sp.		sp.		+	
Cz. tomskiensis Kiritch. et Samyl.			+	+	+				+		
Cz. vera Kiritch. et Samyl.											+
Phoenicopsis atrichomus sp. nov.						+					
Ph. sibirica Kiritch. et Trav.		+	+			+					
Ph. aff. taschkessiensis Krasser		+									
Ph. cf. dentata Pryn.										+	
Podozamites eichwaldii Schimp.			+	+	sp.	sp.					
Brachyphyllum sp.											+

kanowskia irkutensis Samyl. et Kiritch., *Florinia* (?) sp., *Schizolepis* cf. *moelleri* Sew., *Pityospermum* cf. *panseni* Nath. Возраст уренгойского горизонта – ранняя юра – определяется отсутствием в составе характерного комплекса уренгойской стратифлоры форм, присущих среднеюрским флорам Сибирской палеофлористической области (Вахрамеев и др., 1970), редкими находками фораминифер плинсбах-тоарского возраста (табл. 2) и стратиграфическим положением горизонта, коррелируемого с морскими зимней, левинской и

частично джангодской свитами Усть-Енисейского района. Более того, по уровню развития уренгойская стратифлора соответствует бунгарапской стратифлоре Кузбасса (Киричкова и др., 1992), возраст которой нами условно принимается в пределах второй половины ранней юры.

Томский горизонт, обычно согласно перекрывающий уренгойский или несогласно залегающий на палеозое, выделен в объеме верхней (радомской) пачки худосейской или котухтинской свит и тюменской свиты (табл. 2). Горизонт

в основании представлен битуминозными аргиллитами, выше – чередующимися прослоями сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими маломощными прослоями углей и конгломератов. Мощность горизонта около 500 м, в Уренгое – более 800 м. Опорными для горизонта являются разрезы Уренгойской скважины 673 (инт. 3740 - 4590 м), Южно-Колтогорской скважины Р-1 (инт. 2770 - 3120 м) и Толпаровской скважины 1 (инт. 2670 - 3170 м). Горизонт имеет повсеместное распространение. Аналогами его в морском разрезе севера Западной Сибири являются верхняя часть джангодской свиты, вымская, леонтьевская и малышевская свиты (Стратиграфия..., 1976).

Томская стратофлора, характеризующая горизонт, уже значительно отличается от уренгойской. В ее составе по-прежнему преобладают голосеменные, но все группы представлены более разнообразно в систематическом отношении. Особенно это касается группы чекановских – около 15 видов из родов *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Leptostrobus* (табл. 3, 4, 5), гинкговых из родов *Ginkgo*, *Leptotoma*, *Sphenobaiera*, разнообразных фруктификаций древних сосновых – *Elatides*, *Sorogassus*, *Samaropsis* и др. Резко возросла среди папоротников роль рода *Coniopteris*, в составе которого появились типично среднеюрские виды – *C. maakiana* (Heer) Phyn., *C. nerifolia* Genk., *C. embensis* Pryn., *C. simplex* (L. et H.) Harris и др.

Резкое изменение систематического состава тафофлор уже из нижней части томского горизонта, в которых заметную роль играют род *Coniopteris* (4 вида!) и разнообразные гинкгофиты (до 19 видов), позволяют обосновать, опираясь на принятую нами концепцию о развитии флоры на рубеже нижней и средней юры (Вахрамеев, 1969, 1982; Киричкова и др., 1992), проведение возрастной границы между нижней–средней юрой в основании томского горизонта, т.е. в основании радомской пачки худосейской или котухтинской свит. Более того, приуроченность тафофлор с разнообразными чекановскими, *Coniopteris maakiana*, *Pseudotorellia abaniensis* Kiritch., *Leptotoma sibirica* Kiritch. et Bat. (табл. 3) к нижней части горизонта обосновывает выделение этой части разреза в слои с *Coniopteris maakiana*, *Leptotoma sibirica*, *Phoenicopsis irkutensis*. Мощность слоев 25 - 140 м. Слои широко прослежены на территории Томской области, вскрыты скважинами Широкого Приобья и в Уренгое (табл. 2).

Средняя часть томского горизонта, соответствующая нижней и средней подсвитам тюменской свиты, слабо охарактеризована остатками растений, что связано, как правило, с отсутствием керн. Здесь нами найдены редкие *Coniopteris simplex* (L. et H.) Harris, *Cladophlebis suluctensis* Brick,

Raphaelia, *Nilssonina*, значительно менее разнообразные *Czekanowskia* (1 вид) и *Phoenicopsis* (табл. 4).

Тафофлоры верхней части томского горизонта более разнообразны и получены из большего количества скважин (табл. 5). Они происходят из верхней подсвиты тюменской свиты и ее аналогов – малышевской свиты северных районов Западной Сибири. В таксономическом отношении тафофлоры этой части разреза характеризуются преобладанием мелкоперышковых папоротников из рода *Coniopteris* – *C. vialovae* Tur.-Ket., *C. simplex* (L. et H.) Harris, *C. snigirevskiae* Tesl., меньшим разнообразием родов *Czekanowskia*, *Phoenicopsis* (табл. 5). В целом ядро тафофлор верхней части томского горизонта составляют многочисленные *Equisetites* и *Coniopteris* – 7 видов, *Raphaelia* и *Czekanowskia jenssejensis* Samyl. et Kiritch. Приуроченность этих тафофлор к верхней части томского горизонта и выдержанность их состава дают основание выделить эту часть разреза в слои с *Coniopteris simplex*, *Raphaelia stricta*. Мощность слоев 80 - 150 м, в северо-западных районах – до 400 м. Слои хорошо прослеживаются во многих скважинах Западной Сибири (рис. 2, 3); в Томской области они местами могут отсутствовать (Герасимовская, Федюшкинская площади, рис. 2, 3).

Возраст томского горизонта – средняя юра – уверенно определяется по характерному комплексу томской стратофлоры, отвечающему среднеюрским флорам Сибирской палеофлористической области (Вахрамеев, 1988), и контролируется находками байос-батских фораминифер в леонтьевской и малышевской свитах севера (Булыникова, Ясович, 1972) Западной Сибири (табл. 2), а также батских фораминифер в верхах тюменской свиты Уренгоя и Широкого Приобья (Тылкина, Комиссаренко, 1977). С другой стороны, по уровню развития томская стратофлора может быть поставлена на один уровень с итатской стратофлорой Канско-Ачинского и черноэтапской стратофлорой Кузнецкого угленосных бассейнов (Киричкова, Травина, 1990; Киричкова и др., 1992). Наибольшее сходство стратофлор проявляется на уровне слоев с *Coniopteris maakiana*, *Leptotoma sibirica*, *Phoenicopsis irkutensis* с этапскими тафофлорами Кузбасса и рыбинскими – Канского бассейна, возраст которых принят нами условно как аален. Следует лишь отметить, что развитие томской стратофлоры, по сравнению с итатской и черноэтапской стратофлорами, происходило более длительное время, охватывая и батское время, в течение которого существовали более молодые ценозы с мелкоперышковыми *Coniopteris*, *Raphaelia*, *Nilssonina*, другим видовым составом чекановских.

Наунакский горизонт, местами несогласно перекрывающий томский (табл. 2), выделен в объеме

абалакской свиты севера Западной Сибири, васюганской – Широкого Приобья и наунакской – юга Томской области. Мощность горизонта до 115 м. Опорными для горизонта разрезами являются разрезы скважин на Первомайской (скв. 272, инт. 2525 - 2570 м), Западно-Останинской (скв. 447, инт. 2510 - 2590 м), Герасимовской (скв. 8, инт. 2490 - 2590 м) площадях Томской области, Бахилловской скважины 127 (инт. 2645 - 2655 м) в Широтном Приобье, стратотипические разрезы васюганской и абалакской свит (Стратиграфический словарь..., 1978).

Одноименная наунакская стратофлора, сведения о которой впервые появились в работе Л.И. Быстрицкой (Быстрицкая, Татьянин, 1983), значительно отличается от томской другим видовым составом всех групп растений, хотя соотношение их остается прежним (табл. 6). Среди папоротников представлены другие виды *Coniopteris* – *C. latilobus* Bystr., *C. vialovae* Tur.-Ket., *C. vsevolodii* E. Leb., новые виды *Nilssonina* – *N. majskaya* Bystr., *N. urmanica* Bystr.; а главное – обновляется видовой состав родов *Czekanowskia* и *Phoenicopsis*, представленных видами, неизвестными в подстилающих отложениях. В целом, тафофлоры наунакской стратофлоры отражают уже другой, следующий этап в развитии сибирской палеофлоры. Обычная приуроченность наунакских тафофлор к нижней половине горизонта позволяет выделять здесь слои с *Coniopteris latilobus*, *Czekanowskia tomskensis* и *Phoenicopsis sibirica*. Мощность слоев 20 - 50 м.

Келловей-кимериджский возраст горизонта в целом определяется находками фауны фораминифер и аммонитов в разрезах васюганской и абалакской свит (Месежников и др., 1984). Возраст слоев с *Coniopteris latilobus*, *Czekanowskia tomskensis*, *Phoenicopsis sibirica* – келловей-оксфорд – устанавливается по наличию фораминифер в васюганской и наунакской свитах Томской области (Татьянин, Волков, 1982; Быстрицкая, Татьянин, 1983). Среди сибирских палеофлор пока трудно представить аналога наунакской стратофлоры. По уровню развития она соответствует чечумской стратофлоре Западной Якутии. Но по систематическому составу эти флоры резко различны и не сопоставимы.

Таким образом, результатом детальных исследований по систематической принадлежности остатков растений из юрских отложений Западной Сибири с уточнением их стратиграфической приуроченности явилось.

1. Значительно уточнен флористический комплекс (Киричкова, 1989) западно-сибирской флоры для юрского времени. Установлено, что доминирующими в его составе были голосеменные, главным образом, чекановские, хвойные и гинкговые; роль папоротников становится бо-

лее ощутимой лишь в конце средней – начале поздней юры. Основными компонентами комплекса были роды *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Leptotoma*, *Ginkgo*, *Sphenobaiera*; из хвойных – разнообразные древние сосновые, представленные фруктификациями и листьями; папоротники выражены родами *Coniopteris*, *Raphaelia* и в меньшей степени – *Cladophlebis*.

2. Выявленное поэтапное развитие западно-сибирской флоры в течение юрского времени позволяет впервые решать вопросы флостратиграфии континентальных и прибрежно-континентальных юрских отложений, выделить региональные горизонты – уренгойский (ранняя юра), томский (средняя юра), наунакский (конец средней – нижняя половина поздней юры), обосновать их возрастную датировку и проследить распространение по площади. Особенности развития палеофлоры в течение одного этапа позволили обосновать расчленение горизонтов на слои с флорой и тем самым провести детальную корреляцию разнофациальных отложений в пределах горизонта на значительные расстояния Западной Сибири.

3. Выявленные заметные изменения в систематическом составе уренгойской и томской стратофлор, проявляемые в видовом разнообразии рода *Coniopteris* в тафофлорах низов томского горизонта со среднеюрскими видами – *C. latifolia* Brick, *C. perifolia* Genk., *C. maakiana* (Heer) Prun., позволяют обосновать проведение границы между нижней и средней юрой в основании томского горизонта, т.е. в основании радомской пачки.

4. Корреляция по площади слоев с флорой выявила неполноту нижнеюрской части разреза на территории Томской области, верхней половины среднеюрской части разреза и васюганской свиты (ее низов), разновременность начала и конца юрской седиментации на территории Западной Сибири.

5. Подтверждена особая стратиграфическая значимость чекановских, позволяющих уверенно обосновывать межрегиональную корреляцию в пределах развития палеофлоры единой фитоценозы. Это еще раз подчеркивает, что только детальные исследования по систематике ведущих групп сибирской палеофлоры могут создать надежную основу детальной флостратиграфии и проведения широких хроностратиграфических корреляций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.С., Брадучан Ю.В., Глушко Н.К. и др. Триас северных районов Западной Сибири // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 4 - 13.
- Брадучан Ю.В. Региональные стратиграфические подразделения мезозоя Западной Сибири // Основные

проблемы геологии Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 11 - 21.

Брадучан Ю.В., Нестеров И.И., Соколовский А.П. Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений Средне-Обской нефтегазоносной области // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1968. С. 11 - 57.

Булыникова А.А., Ясевич Г.С. Стратиграфия юрских и меловых отложений. Юрская система // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. 37 с.

Быстрицкая Л.И. Новые виды растений из юрских отложений Западно-Сибирской равнины // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Томский университет, 1992. С. 58 - 60.

Быстрицкая Л.И., Киричкова А.И., Тимошина Н.А. Фитостратиграфия тюменской свиты (Томская область) // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Томский университет, 1992. С. 61 - 71.

Быстрицкая Л.И., Татьяна Г.М. Новые данные по стратиграфии юрских отложений на юго-востоке Западной Сибири (Томск) // Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. Томск: Томский университет, 1983. С. 93 - 97.

Вахрамеев В.А. Ярусное расчленение средней юры южных районов СССР по данным палеоботаники // Сов. геология. 1969. № 6. С. 8 - 18.

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

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 209 с.

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

Гурари Ф.Г., Будников И.В., Девятков В.П. и др. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. С. 60 - 75.

Гурари Ф.Г., Девятков В.П., Казаков А.М. и др. Пролои морских отложений в континентальной тюменской серии Западной Сибири // Сов. геология. 1992. № 8. С. 81 - 85.

Даненберг Е.Е., Маркович Л.Г., Белозеров В.Б. и др. Расчленение и типы разрезов юрских отложений западной части Тюменской области. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1979. С. 77 - 83.

Егорова Л.И. Особенности геологического строения верхнетриасово-нижнеюрских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область) и перспективы нефтегазоносности // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 66 - 73.

Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 233 с.

Кабанова В.М., Костина О.Н., Ткачева Л.Г. и др. Пермь, триас и нижняя юра Нюрольской впадины // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-вос-

тока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 58 - 66.

Казаков А.М., Девятков В.П. Стратиграфия нижней и средней юры севера Западной Сибири // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 111 - 118.

Киричкова А.И. Современная таксономия ископаемых растений и палеофлористические сукцессии - основа детальных фитостратиграфических исследований // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 95 - 114.

Киричкова А.И. Палеофлоры юры и раннего мела Сибирской палеофлористической области и детальная фитостратиграфия // Ярусные и зональные шкалы Борейного мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 145 - 157.

Киричкова А.И. Триасово-раннеюрская флора Восточного Урала // Палеонтол. журнал. 1990. № 1. С. 110 - 119.

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

Киричкова А.И., Москвин А.Г. Новые виды *Phoenicopsis* из среднеюрских отложений Средней Сибири // Фитостратиграфия и морфология спор древних растений нефтегазоносных провинций СССР. Л.: ВНИГРИ, 1989. С. 47 - 51.

Киричкова А.И., Самылина В.А. Об особенностях листьев некоторых мезозойских гинкговых и чекановских // Ботан. журнал. 1979. Т. 64. № 11. С. 1529 - 1537.

Киричкова А.И., Самылина В.А. О некоторых спорных вопросах систематики мезозойских гинкгофитов // Ботан. журнал. 1983. Т. 68. № 3. С. 302 - 310.

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

Комиссаренко В.К. Биостратиграфия ниже-среднеюрских отложений полуострова Ямал // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 5 - 12.

Комиссаренко В.К. Микрофаунистические реперы заводовской серии // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 13 - 18.

Месежников М.С., Захаров В.Н., Брадучан Ю.В. и др. Зональное расчленение верхнеюрских отложений Западной Сибири // Геология и геофизика. 1984. № 8. С. 40 - 52.

Мозучева Н.К. Фитостратиграфия нижней и средней юры Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 35 - 44.

Нежданов А.А., Огибенин В.В. Материалы к региональной стратиграфической схеме нижней-средней юры Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 17 - 27.

Пуртова С.И. Палинокомплексы из раннеюрских отложений Губкинского и Вартовского литолого-фацальных районов // Биостратиграфия осадочного чехла

Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 30 - 35.

Ровнина Л.В. Палинологическая характеристика и обоснование возраста тюменской свиты в стратотипическом разрезе // Применение палинологии в нефтяной геологии. М.: Наука, 1976. С. 24 - 26.

Ровнина Л.В., Мазур В.М., Родионова М.К. и др. Комплексные исследования стратиграфии юры и нижнего мела Западной Сибири. М.: Наука, 1978. 138 с.

Ровнина Л.В., Родионова М.К., Мазур В.М. и др. Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири (уточненные стратиграфические схемы). М.: Наука, 1985. 104 с.

Самылина В.С., Киричкова А.И. Род *Czekanowskia* (систематика, история, распространение, стратиграфическое значение). Л.: Наука, 1991. 144 с.

Самылина В.А., Маркович Е.М. О юрской флоре Назаровского угольного месторождения (Западная Сибирь) // Ботан. журнал. 1991. Т. 76. № 3. С. 322 - 333.

Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности / Под. ред. Ростовцева Н.Н. Л.: Недра, 1978. 131 с.

Стратиграфия юрской системы севера СССР / Под. ред. Сакса В.Н. М.: Наука, 1976. 414 с.

Татьянин Г.М. Новые сведения о распространении верхнеюрских фораминифер на юго-востоке Западно-Сибирской равнины (Томская область) // Материалы по геологии и стратиграфии Сибири. Томск: Томский университет, 1979. С. 57 - 66.

Татьянин Г.М., Волков В.М. Стратиграфия и особенности распространения продуктивных пластов васюганской свиты на юго-востоке Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 75 - 86.

Тылкина К.Ф., Комиссаренко В.К. Находки батского комплекса фораминифер в тюменской свите // Биостратиграфическая характеристика юрских и меловых нефтегазоносных отложений Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1977. С. 1 - 3.

Рецензент А.Б. Герман



Эволюция биосферы

УДК 551.78.2.2:551.796(477 + 478.9)

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛИОЦЕНОВЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РАВНИН МЕЖДУРЕЧЬЯ ПРУТ-ЮЖНЫЙ БУГ

© 1995 г. Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер, А. С. Тесаков

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

Поступила в редакцию 26.02.93 г.

Проведены комплексные исследования отложений трех аллювиальных плиоценовых равнин, развитых в междуречье Прут-Южный Буг, датировка и возрастные соотношения которых являлись предметом многолетней дискуссии. Установлена их разновозрастность, проведена корреляция этих отложений со стратиграфической шкалой Восточного Паратетиса, магнитохронологической шкалой и шкалой континентальных отложений Западной Европы. Наиболее древние отложения – стольниченская свита – датируются низами киммерия (эпоха магнитной полярности 5); в континентальной шкале они располагаются вблизи границы туролий/русциний. Кучурганский аллювий датируется концом раннего - средним киммерием (середина эпохи Гильберт) и концом раннего русциния (зоны MN 14). Карболийские слои соответствуют верхнему киммерию (конец эпохи Гильберт) и позднему русцинию (зона MN 15).

В междуречье Прут-Днестр-Южный Буг в неогене широко развиты континентальные отложения. Они начали образовываться в конце среднего сармата, когда море отступило из Галицийского залива далеко на юг, оставив после себя широкую ложбину, покрытую песчано-глинистыми осадками морского среднего сармата. С этого момента здесь возникла аллювиальная равнина, которая по мере сокращения морского бассейна со временем продвигалась все дальше на юг.

В середине понта эта равнина охватила уже всю территорию Молдовы и юго-западной Украины. Она слагалась ритмично построенными гравийно-песчано-глинистыми отложениями речного, озерного и дельтового генезиса. Эта континентальная толща расчленяется на две крупные части – миоценовую (балтская свита) и плиоценовую. К плиоцену относятся отложения древних аллювиальных равнин, содержащие “карпатскую гальку” – яшмы, окремненные глинистые сланцы и пр., и аллювия наиболее высоких террас Прута, Днестра и Дуная (Хубка, 1981; Букатчук и др., 1983).

Отложения плиоценовых аллювиальных равнин сохранились на наиболее высоких участках водоразделов, и лишь на юге Припутья они погружаются ниже уровня моря. Выделяются три поля распространения древнего аллювия (рис. 1): на междуречье Южный Буг-Днестр – “кучурган-

ский гравий”, между Днестром и Прутом – стольниченская толща и в междуречье Прут-Дунай-Ялпуг – отложения с фауной млекопитающих “молдавского руссильона” (Билинчис, 1987), последние в работах разных авторов имеют различные названия – нижнепоратский аллювий (Константинова, 1967), карболийские слои (Рошка, Хубка, 1964) и др. Далее нами будет употребляться название “карболийские слои”. Степень изученности древнего аллювия неодинакова. Наиболее слабо пока изучен стольниченский аллювий. О возрастных соотношениях этих трех толщ существуют различные представления. По-разному они коррелируются с регионарусами Восточного Паратетиса и с зонами континентальной шкалы П. Мэна.

Относительно стратиграфических соотношений кучурганского аллювия и карболийских слоев имеется две точки зрения: 1) кучурганский аллювий древнее карболийских слоев (Шевченко, 1965; Константинова, 1967; Короткевич, 1988; Топачевский, Несин, 1989); 2) эти отложения разновозрастны (Лунгерсгаузен, 1938; Чепалыга, 1967; Хубка, 1982; Габуня и др., 1986; Букатчук, 1986; Билинчис, 1987; и др.).

Стольниченский аллювий по отношению к кучурганскому и карболийским слоям считается более древним (Габуня и др., 1986; Хубка, 1987) или разновозрастным с ними (Билинчис, 1987).

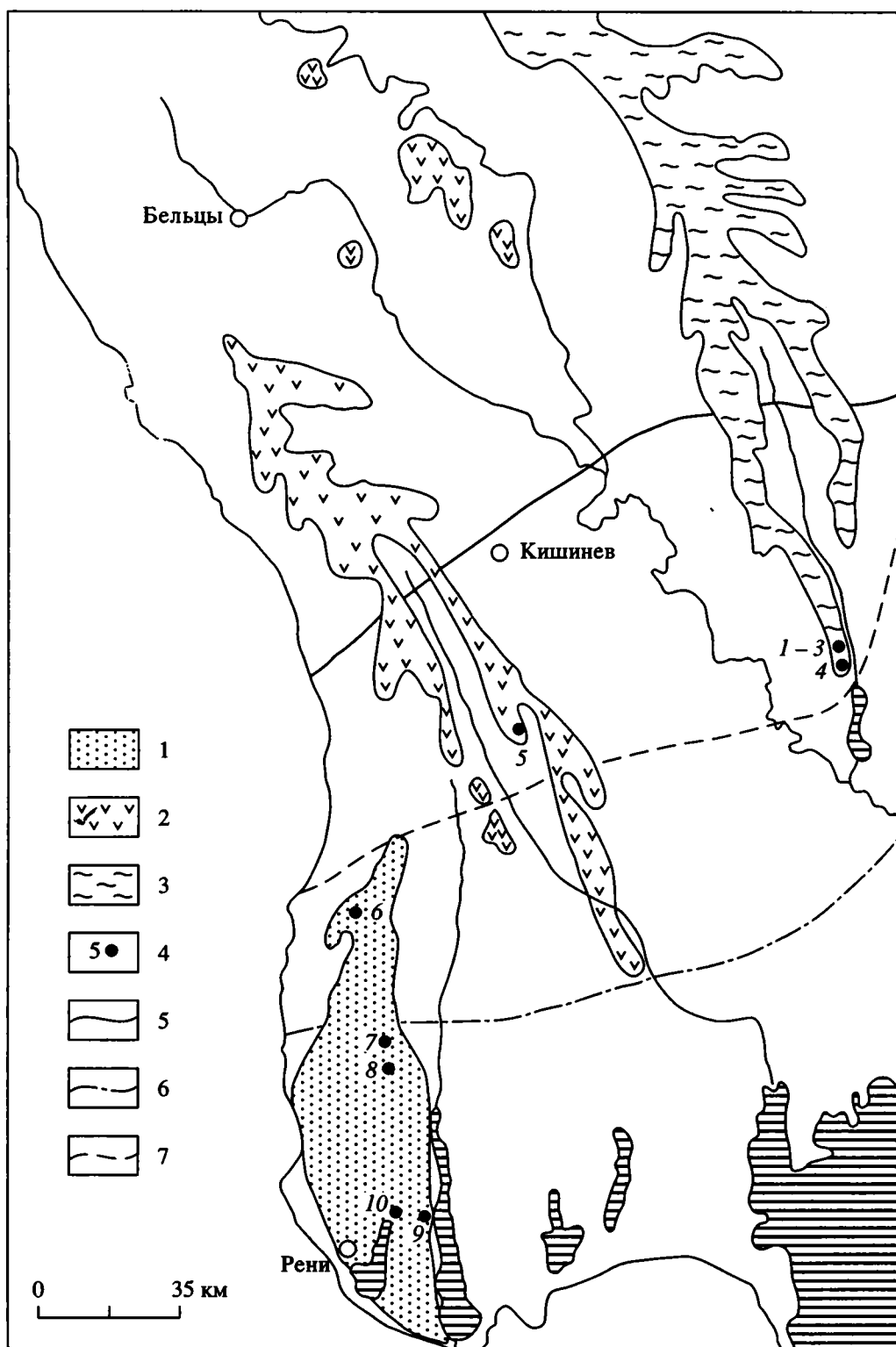


Рис. 1. Схема распространения отложений плиоценовых аллювиальных равнин на междуречье Прут–Южный Буг.

1 – карболийские слои; 2 – стольницкий аллювий; 3 – “кучурганский гравий”; 4 – местонахождения остатков млекопитающих; цифры на схеме: 1 – Гребеники 2, 2 – Никольское, 3 – Уютное; 4 – Новая Андриашевка, 5 – Мугурены, 6 – Лучешты, 7 – Будей, 8 – Мусаит, 9 – Котловина, 10 – Новая Этулия.

Предполагаемые береговые линии: 5 – позднесарматского моря; 6 – мезотического моря; 7 – раннепонтического моря. Распространение аллювиальных свит по Г.М. Билинксиу (1987).

Целью настоящей работы явилась попытка установить стратиграфическое положение трех рассматриваемых аллювиальных толщ.

КУЧУРГАНСКИЙ АЛЛЮВИЙ

Отложения кучурганского аллювия мы изучали по правому борту долины р. Кучурган, в естественных обнажениях и карьерах у сел Новая Андриашевка, Уютное (Константиновка), Никольское, Гребеники, Славяно-Сербская, Великая Плоская, Анастасьевка, Новопетровка (стратотип кучурганского фаунистического комплекса), Стояново, и по левому борту долины р. Кучурган, в карьерах у сел Савченское, Войничево, Ивановка.

Во всех перечисленных пунктах кучурганский аллювий залегает на отложениях разных горизонтов балтской свиты. Мощность его составляет 10 - 15 м. Он представлен средне- и мелкозернистыми песками с большим количеством линз гравия и галечника, в которых содержится высокий процент карпатского материала, и редкими линзами глин. В этих отложениях часто находят остатки крупных и мелких млекопитающих. Изредка встречаются раковины пресноводных моллюсков.

Остатки мелких млекопитающих были собраны в карьерах у сел Новая Андриашевка, Гребеники, и небольшие материалы были получены из карьеров у сел Никольское и Уютное (Константиновка) (таблица).

Гребеники 2. Песчаный карьер на правом борту долины р. Кучурган, на юго-восточной окраине с. Гребеники Одесской области, в 2 км от центра села, у животноводческой фермы. Кучурганский аллювий, представленный среднезернистыми песками и гравелитами, залегает на тонкозернистых глинистых песках балтской свиты. Его вскрытая мощность составляет 14 м. Дно карьера практически совпадает с кровлей отложений балтской свиты, однако непосредственный контакт кучурганских и балтских отложений наблюдать не удалось. Остатки млекопитающих собраны из метровой линзы плохо промытых гравелитов в нижней части разреза, в 1 - 2 м от дна карьера.

Новая Андриашевка. Старый сильно задернованный песчаный карьер на правом борту долины р. Кучурган (между селами Фрунзе и Первомайск, в 0.5 км к югу от спуска дороги с плато в с. Новая Андриашевка). Здесь обнажается 4 - 5 м мелко- и среднезернистых кварцевых песков с линзами гравия. Контакт с нижележащими песками балтской свиты задернован. Остатки мелких млекопитающих собраны из линзы гравия в средней части разреза.

Никольское. Песчаный карьер на восточной окраине с. Никольское. Кучурганский аллювий представлен мелко- и среднезернистыми кварце-

выми песками с редкими линзами гравия. Вскрытая мощность 5 - 6 м. Контакта с подстилающими отложениями балтской свиты не видно. В овраге, расположенном южнее, наблюдается налегание песков балтской свиты на отложения верхнего сармата с морской фауной моллюсков. Остатки млекопитающих собраны из линзы гравия в 2 м от дна карьера.

Уютное (Константиновка). Песчаный карьер с. Уютное располагается в 2 км южнее карьера у с. Никольское на поверхности плато, между селами Уютное и Константиновка. Здесь вскрыто около 3 м средне- и крупнозернистых песков с линзами гравия и галечника. Остатки мелких млекопитающих собраны из средней части разреза. Здесь же была найдена тазовая кость мастодонта.

СТОЛЬНИЧЕНСКИЙ АЛЛЮВИЙ

Детальная характеристика этих отложений приведена в работах А.Н. Хубки (1982) и П.Д. Букатчука (1985).

С отложениями стольниченского аллювия (свиты) мы ознакомились при совместном осмотре с молдавскими геологами (П.Д. Букатчуком, И.В. Блюком, П.Е. Гуйван и А.Н. Лунгу) ряда обнажений и карьеров в северной и центральных частях основного поля его распространения: у сел Веверица, Леордое, Питушка, Гаурены, Кабаешты, Селиште, Стольничены, Новые Киркаешты, Сагайдак, Мугурены (Сурик), Троицкое и станции Злоти. Эти отложения представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками с линзами глин, алевроитов, гравия и галечников, содержащих карпатский материал. Стольниченский аллювий залегает на разных горизонтах балтской свиты и лишь на юге - на морских отложениях нижнего понта. Наибольшая мощность его 40 - 50 м (Букатчук, 1985).

П.Д. Букатчук (1985) выделяет несколько уровней, сложенных стольниченским аллювием, представляющих разновозрастные (в пределах киммерийского регионаруса) террасы палео-Прута и палео-Днестра. Г.М. Билинкис (Букатчук и др., 1983) считает все эти отложения одновозрастными, но "выведенными на различные гипсометрические уровни неотектоническими движениями плейстоцена" (с. 39).

Остатки млекопитающих в отложениях стольниченской свиты встречаются крайне редко, что затрудняет решение спорных вопросов о возрасте отдельных ее частей, залегающих на разных гипсометрических уровнях.

Нам удалось собрать небольшой материал по мелким млекопитающим из разреза *Мугурены* (таблица). Это старый, слегка подновляемый песчаный карьер на правом борту р. Скуноса, левого притока р. Когильник, между селами Мугурены

(Сурик) и Сагайдак. Видимая мощность отложений – 5 - 6 м. Остатки млекопитающих собраны из линзы гравия в средней части разреза.

КАРБОЛИЙСКИЕ СЛОИ

История изучения, условия залегания, литологический состав, фаунистическая характеристика (пресноводные моллюски и млекопитающие) карболийских слоев подробно рассмотрены в ряде работ (Хубка, 1982, 1987; Белинкис, 1987; и др.), поэтому мы ограничимся лишь краткой характеристикой этих отложений.

Карболийские слои залегают на красноцветной коре выветривания, развитой по песчано-глинистым отложениям нижнего понта. Местами кора выветривания размыта и карболийские слои ложатся непосредственно на отложения понта. Вся толща погружается на юго-запад. Так, в районе с. Татарешты кровля понта имеет абсолютную отметку +158 ... +160 м, в районе с. Лучешты +140 м, в районе с. Мусаит +80 ... +85 м (Белинкис, 1987), а в районе с. Этулия минус 20 м (Хубка и др., 1983).

Залегание карболийских слоев на коре выветривания понта можно наблюдать в районе сел Дерменжи (16-й км шоссе Чумай–Татарешты),

Список мелких млекопитающих из изученных местонахождений

Список форм	Мугурены	Н. Андриашевка	Гребеники 2	Никольское	Уютное	Мусаит 7	Будей	Список форм	Мугурены	Н. Андриашевка	Гребеники 2	Никольское	Уютное	Мусаит 7	Будей
RODENTIA								RODENTIA							
Promimomys sp. 1	1							Tamini indet.		2	3				
Promimomys sp. 2		1						Pliopetaurista sp.	3	6	1				2
Promimomys insuliferus (Kowalski)		45						Blackia polonica Mein		2					
P. moldavicus (Kormos)			20	2	1	31		Miomimus sp.		2					
P. sp. n.						12		Glis minor Kowalski		1					
P. ex gr. occitanus (Thaler)							2	Eliomys cf. intermedius Friant						1	2
Trilophomys sp.						1		Castor ex gr. fiber L.					1		1
Epimeriones sp.			1					Trogonthierium cf. minus Newton	3	1	4	4			
Pseudomeriones sp.		1						LAGOMORPHA							
Kowalskia polonica Fahlbusch		6	1					Ochotona antiqua (Argiropulo et Pidoplitschka)	1	60	65	5	2	1	9
Kowalskia cf. magna Fahlbusch		5						Ochotona cf. eximia Chomenko		16	8	1	1		4
Kowalskia sp.	1							Pliolagomys cf. gigas (Argiropulo et Pidoplitschka)						2	
"Cricetus" aff. kormosi Schaub		12	7					Prolagus cf. michauxi Lopez	1	3	8				
"Cricetus" sp. (крупная форма)							7	Leporidae indet.							1
Odessamys simionescui (Kormos)						1	27	Alilepus sp.		1			1		
Prospalax sp.	4	8	3					Trischizolagus dumitrescuae Radulescu et Samson		4	12	4	1		2
Nannospalax macovei (Kormos)	5	25	13	1	3	4	47	Hypolagus sp.	2						
Occitanomys adroveri (Thaler)		10						INSECTIVORA							
Occitanomys sp.							1	Soricidae indet.	1		7	1			5
Apodemus cf. dominans Kretzoi		5	1			4	1	Blarini indet.		2					
Apodemus sp. 1		2	2					Soriculini indet.		2					
Apodemus sp. 2		8						Amblicoptus sp.	1	2					
Muridae indet.	1							Talpa sp.	4	2	2			2	
								Всего остатков	28	233	158	18	10	28	143

Будей (11 - 13-й км шоссе), Мусаит (5 - 6-й км шоссе).

На севере карболийские слои перекрываются молодыми лёссовидными покровами или красными и бурными разновозрастными ископаемыми почвами. На юге на них залегают более молодые отложения аллювиальной равнины, содержащие раковины скульптированных унионид (верхнепоратские – по Н.А. Константиновой, поратские – по А.Н. Хубке), или аллювиальные отложения плиоценовых и четвертичных террас Прута и Дуная. Максимальная мощность карболийских слоев на севере – до 60 м, на юго-западе (с. Вальны) – до 110 м (Хубка, 1982).

Карболийские слои – это констративно построенный аллювий, местами включающий озерные фации. В их составе выделяют до восьми аллювиальных ритмов (Хубка, 1982, 1987; и др.).

В разрезах по долине р. Большой Салчи карболийские слои могут быть разделены на две части: нижняя – песчано-глинистая, с редкими прослоями гравелитов, в основном состоящих из глинистых окатышей и карбонатных конкреций, преимущественно горизонтально-слоистая; верхняя – существенно песчаная, косослоистая, с большим количеством прослоев и линз галечников и гравелитов, содержащих значительное количество карпатского материала. Использовать аллювиальные ритмы для корреляции удаленных разрезов, что делают некоторые исследователи, не представляется возможным, так как даже в разных стенках одного и того же оврага количество таких ритмов разное.

Фауна пресноводных моллюсков в этих отложениях довольно редка, но распределяется практически по всей толще. Здесь найдены гладкораковинные и пloidчатые униониды: *Potomida saratae* (Teiss.), *P. pannonica* (Neum.), *P. sibirica* Pen., *P. stoliczkai* (Neum.), *P. sandbergeri* (Neum.), *P. bogatschevi* (Gr.-Beres.), *Eulymnium sturdzae* (Cob.), *Plicatibaphia flabellatiformis* (Mikh.) (Хубка, 1987). Эта фауна дала основание И. Андрееску (Andreescu, 1975), А.Н. Хубке (1982) и другим исследователям сопоставить карболийские слои с отложениями нижнего румыния (зоной NSM₁₀ – *Viviparus bifarsinatus*), развитыми на правобережье Прута в Дакском бассейне.

Остатки млекопитающих также отмечаются по всему разрезу, однако основные находки происходят из верхней части.

Мы изучали карболийские слои по долине р. Б. Салчи. Они обнажаются в серии оврагов по правому борту долины между селами Виноградовка Вулканештского района и Татарешты Кагульского района Молдовы. Остатки млекопитающих (преимущественно мелких) нами были собраны у сел Будей и Мусаит.

Будей. Овраг на правом борту долины р. Б. Салча у северной окраины с. Будей. Шоссе Чумай–Татарешты пересекает его на 13-м км. Здесь, на отложениях нижнего понта видимой мощностью около 50 м развита красноцветная кора выветривания, имеющая мощность до 3 м. Выше залегают карболийские слои (нижняя толща), представленные белыми и светло-желтыми мелкозернистыми кварцевыми песками с редкими линзами гравия. Видимая мощность их около 17 - 18 м. Верх разреза задернован. Остатки мелких млекопитающих были собраны из гравийных линз на высоте 1.5 и 5 м от подошвы карболийских слоев.

В аналогичных геологических условиях остатки грызунов были обнаружены Л.П. Александровой (Садчикова и др., 1986) у южной окраины с. Мусаит, на 5-м км шоссе Чумай–Татарешты (Мусаит 5).

Мусаит 7. В районе с. Мусаит правый борт долины р. Б. Салча прорезается сложной разветвленной сетью оврагов. В центре села (на 7-м км шоссе Чумай–Татарешты) сливаются три крупных оврага.

Карболийские слои представлены здесь более полно, чем в разрезах у с. Будей и у южной окраины с. Мусаит (5 - 6-й км шоссе). Они залегают на размытой поверхности отложений нижнего понта и перекрываются красно-бурой ископаемой почвой. Наиболее мощный разрез карболийских слоев обнажается в правом из указанных выше оврагов. Нижняя толща имеет мощность 25 - 30 м, верхняя – 15 - 17 м. Их разделяет местами размытая красно-бурая ископаемая почва. Остатки мелких млекопитающих были собраны из линзы гравийника в средней части верхней толщи, в 10 м ниже кровли карболийских слоев.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Списки форм мелких млекопитающих из изученных местонахождений приведены в таблице.

Для решения стратиграфических задач особое внимание уделялось изучению полевок. Наиболее важными при оценке стадии эволюционного развития форм полевок являются дифференциация переднего отдела М₁ и заднего отдела М₃, степень развития эмалевых островков и количество корней у моляров, а также степень гипсодонтии, с которой непосредственно коррелируется высота дентиновых трактов.

Для сравнения использовались материалы коллекций Л.П. Александровой (1989) по местонахождениям Мусаит 5, Лучешты VII¹, К.И. Шупанова (1985) по Этулии, В.А. Топачевского и

¹ Имеется в виду костеносный горизонт из седьмого аллювиального цикла разреза Лучешты по Л.П. Александровой (1989).

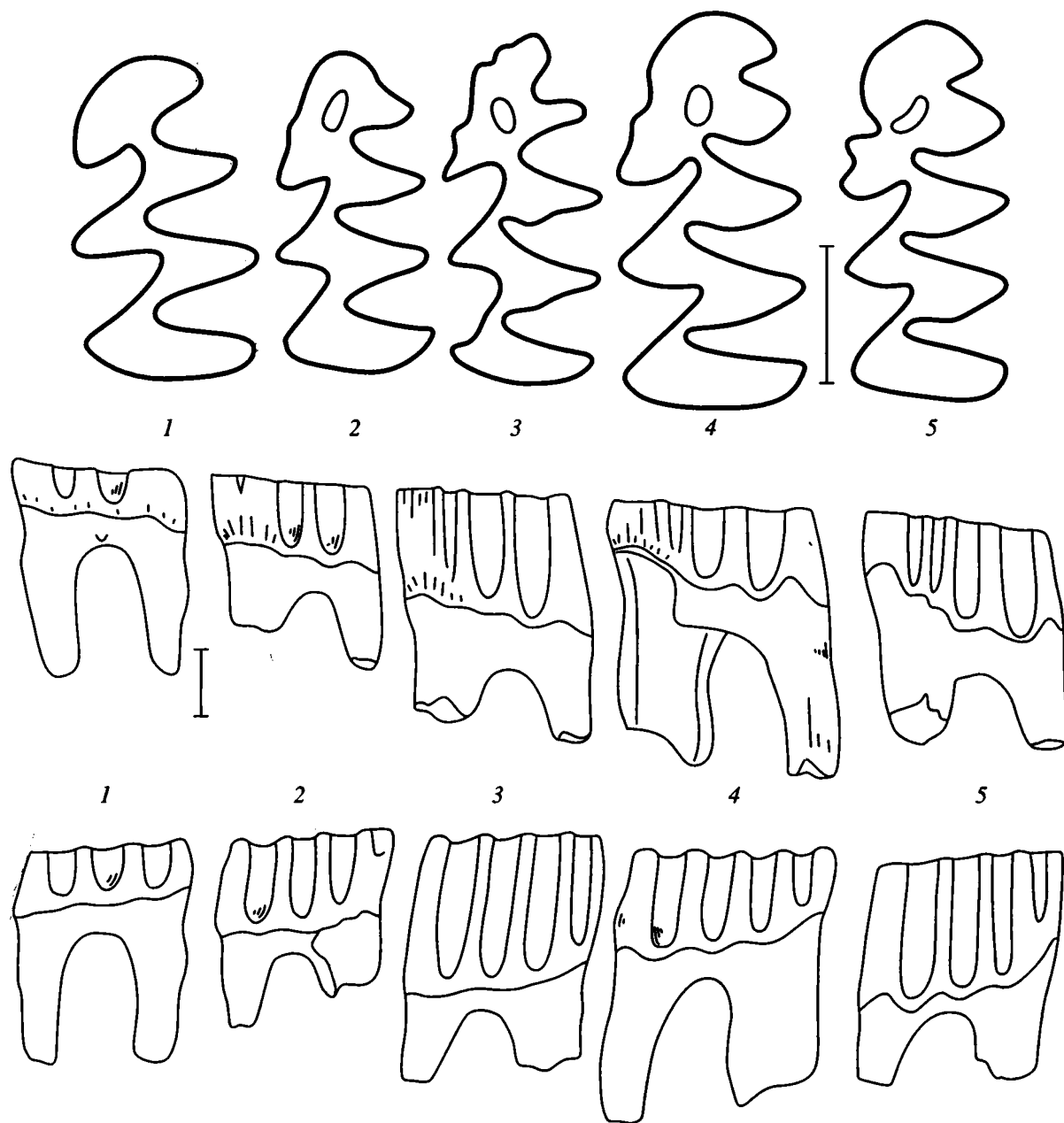


Рис. 2. Строение коренных зубов полевок рода *Promimomys*. 1 – *P. sp.*, Мугурены; 2 – *P. insuliferus*, Новая Андриашевка; 3 – *P. moldavicus*, Гребеники 2; 4 – *P. moldavicus*, Будей; 5 – *P. sp. nov.*, Лучешты VII. Верхний ряд – жевательная поверхность; средний ряд – вид с наружной стороны; нижний ряд – вид с внутренней стороны. Масштаб 1 мм.

В.А. Несина (1989) по нижнему горизонту местонахождения Котловина, а также небольшая коллекция, собранная нами из нижнепонтических отложений в местонахождении Виноградовка Болградского района Одесской области Украины (кол. ГИН № 1093).

Ниже приведена характеристика полевок из изученных местонахождений.

Мугурены. Единственный M_1 *Promimomys sp.* (рис. 2, 1) из этого местонахождения – достаточно стертый зуб, уже утративший островок эмали,

с чрезвычайно низкими дентиновыми трактами². Сумма трех трактов (С) – наружного тракта антероконида и наружного и внутреннего трактов задней призмы равна 0.23 мм. По степени гипсодонтии эта форма более прогрессивна по сравнению с *Promimomys sp.* из Виноградовки (С = 0.1 мм).

Новая Андриашевка. *Promimomys insuliferus* (Kow.) (рис. 2, 2) из этого местонахождения замет-

² Измерение высоты дентиновых трактов производилось от условной линии, проводимой в основании коронки зуба, перпендикулярно длинным осям входящих углов через нижнюю точку эмали заднего наружного входящего угла.

но прогрессивнее, чем мугуренская форма, и, по видимому, отделена от нее значительным временным интервалом. Сумма трактов первого нижнего моляра составляет 0.52 - 0.70 мм ($n = 5$) при среднем значении 0.62 мм (против 0.23 мм у полевки из Мугурен). Эта форма обладает несколько более дифференцированным передним отделом M_1 , чем типовая форма из Подлещиц (Польша) и южно-русских местонахождений Антиповка и Чугуновка (Agadjanian, Kowalski, 1978), что может свидетельствовать о ее несколько более позднем возрасте.

Важно отметить, что помимо достаточно многочисленных остатков *P. insuliferus* в этом местонахождении встречен один M_3 более крупной полевки, размеры которого находятся за пределами вариации размеров соответствующих зубов *P. insuliferus*, а дентиновые тракты также очень низкие.

Гребеники 2. Здесь были встречены остатки двух форм полевок. Более мелкая из них, *Promimomys* sp., сопоставима по размерам с *P. insuliferus*, но, к сожалению, представлена очень фрагментарным материалом. Она несколько более гипсодонтна, чем форма из Новой Андриашевки. Другая – более крупная полевка – *P. moldavicus* (Kotmos) (рис. 2, 3) имеет уже хорошо дифференцированный передний отдел M_1 , но еще низкие тракты ($C = 0.7; 1.0; 1.2$). Эта форма наиболее близка к *P. moldavicus* из румынского местонахождения Малуштени. Полевка из местонахождений Никольское и Уютное представляет такую же стадию эволюционного развития.

Будей. Материал из этого местонахождения содержит остатки двух форм полевок. Более мелкая из них принадлежит *Promimomys moldavicus* (рис. 2, 4). Она несколько более гипсодонтна ($C = 1.2; 1.3$), чем *P. moldavicus* из Гребеников 2, близка к форме из Птолемайс 3, Греция (Van de Weerd, 1979; Fejfar et al., 1990), и Чалты, Турция (Sen, 1977). Близкая форма описана Л.П. Александровой (1986) из местонахождения Мусаит 5. Остатки более крупной полевки фрагментарны. Они условно отнесены к *P. ex gr. occitanus*.

Мусаит 7 содержит остатки *Promimomys* sp. n. (рис. 2, 5), более гипсодонтной, чем будейская, и тождественной полевке из нижнего и среднего горизонтов местонахождения Этулия (Шушпанов, 1985), нижнего слоя Котловины (Топачевский, Нессин, 1989) и Лучешты VII (Александрова, 1989). Сумма трактов на M_1 варьирует от 1.5 до 2.1 мм. По степени эволюционного развития эта форма наиболее близка к полевым из Венже, Польша (Sulimski, 1964), Чарнота 2, Венгрия (Kretzoi, 1962), Орриос 3 и 7, Испания (Fejfar et al., 1990).

СИСТЕМАТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В последнее время предложено проводить границу между ранним и поздним русцинием по смене *Promimomys moldavicus* (Sem.) на *Mimomys davakosi* Van de Weerd (Fejfar, Heinrich, 1990). Предполагается, что они представляют единую филетическую линию. К. Радулеску и П. Самсон (Radulescu et al., 1989) считают эти формы идентичными, сводя *Mimomys davakosi* в синонимию к *Promimomys moldavicus*.

По нашему мнению, типовые материалы по обоим видам, а также *Mimomys occitanus* Thaler принадлежат одному и тому же роду брахиодонтных корнезубых бесцементных полевок *Promimomys*, имеющих передний островок эмали на M_3 . Более того, принадлежность *P. moldavicus* и *P. davakosi* к разным видовым таксонам сомнительна и требует специальных доказательств. В настоящее время этому препятствует невозможность тщательного сравнения стадии гипсодонтии обеих форм: несмотря на хорошие переописания (Radulescu et al., 1989; Fejfar et al., 1990), несопоставимость используемых разными исследователями систем промеров, а также неизбежные искажения размеров при публикации затрудняют сравнение высот дентиновых трактов. Тем не менее анализ структуры антероконида M_1 подтверждает вывод о несколько большей продвинутости "*Mimomys*" *davakosi* по сравнению с *Promimomys moldavicus*. В то же время рассчитанные по рисункам суммы высот дентиновых трактов M_1 *M. davakosi* (Van de Weerd, 1979; Fejfar et al., 1990) и *P. moldavicus* (Radulescu et al., 1989) находятся в пределах 0.8 - 1.2 мм. Эти значения близки к таковым для *P. moldavicus* из местонахождения Гребеники 2. Таким образом, мы сталкиваемся с невозможностью на данном этапе формализации различий *P. moldavicus* и *P. davakosi*, возможно, они принадлежат одному виду. Наиболее позднее звено в развитии линии *P. moldavicus* представляет форма из местонахождений Мусаит 7, Лучешты VII, Этулия (нижний и средний горизонты) и Котловина (нижний слой). Она, очевидно, заслуживает самостоятельного видового названия.

Подводя итоги обзору полевок из рассмотренных местонахождений, можно констатировать присутствие следующих эволюционных стадий, последовательно сменяющих одна другую: архаичная *Promimomys* sp. – Мугурены; *P. insuliferus* – Новая Андриашевка; *P. moldavicus* – Гребеники 2; *P. moldavicus* – несколько более прогрессивная – Мусаит 5, Будей; *P. sp. n.* – Лучешты VII, Этулия (нижний и средний горизонты), Котловина (нижний слой), Мусаит 7. Всем этим формам предшествует полевка из раннепонтического местонахождения Виноградовка.

Следует подчеркнуть, что уже на уровне Новой Андриашевки наряду с *Promimomys insuliferus*

присутствует вторая форма *Promimomys*, а одновременно с *P. moldavicus* (Будей) отмечается и *P. ex gr. occitanus*, что свидетельствует о существовании нескольких линий полевок с довольно раннего отрезка истории этой группы.

ФАУНИСТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ

Фаунистические группировки, сопутствующие различным формам рода *Promimomys*, испытывают во времени определенные изменения, выражающиеся как в изменениях количественных соотношений разных групп, так и в появлении новых и исчезновении отдельных видов, а иногда и родов.

О количественных соотношениях мелких млекопитающих в местонахождении Мугурены из-за малочисленности материала судить трудно. Наибольшее количество остатков принадлежит слепышам, а остальные формы представлены примерно в равных количествах. Следует отметить присутствие остатков рода *Kowalskia*.

В достаточно богатой фауне местонахождения Новая Андриашевка насчитывается 26 видов, принадлежащих 22 родам и 12 семействам. Как указывалось, судя по степени эволюционного развития *Promimomys*, эта ассоциация отделена от мугуренской достаточно большим интервалом времени, который в наших материалах фаунистически не охарактеризован. На этом стратиграфическом уровне обращает на себя внимание доминирование рода *Ochotona* (34%). Второе место по численности занимает род *Promimomys* (19%). Значительная роль принадлежит слепышам (14%). Среди хомяков присутствуют *Pseudomeriones* и два вида рода *Kowalskia*. *Muridae* (10%) представлены по крайней мере четырьмя видами, в том числе *Occitanomys adroveri*.

Фауна местонахождений Гребеники 2, Никольское и Уютное с *Promimomys moldavicus* по систематическому составу близка к фауне Новой Андриашевки, но несколько беднее. Отмечено присутствие *Epimeriones*. По количественным соотношениям видов эти фауны также близки между собой, но в Гребениках, Никольском и Уютном увеличивается роль пищух (51%) и уменьшаются численность *Muridae* (6%) и их видовое разнообразие (всего два вида).

Фауна местонахождений Будей и Мусаит 5 по количественным соотношениям форм существенно отличается от предшествующих. Пищухи перестают быть доминирующими (9%). Их место занимают слепыши *Nannospalax masovei* (33%) и полевки *Promimomys* (23%). Имеются некоторые отличия и в систематическом составе – не встречено остатков *Kowalskia*, наряду с крупными “*Cricetus*” присутствуют остатки мелкого хомяка *Odessamys simionescui*.

Наиболее поздняя фауна карболийских слоев с очень прогрессивным видом *Promimomys* известна из местонахождений Мусаит 7, Лучешты VII, Этулия (нижний и средний горизонты) и Котловина (нижний слой). Наряду с численным преобладанием *Promimomys* ее характеризует появление родов *Pliomys* и *Dolomys*. В ассоциации Мусаит 7 впервые встречены *Pliolagomys* и *Trilophomys*.

Анализ количественных соотношений форм и систематического состава мелких млекопитающих показывает, что в истории фауны рассматриваемого интервала времени можно выделить три этапа. Самый ранний из них, выделяемый условно по одному местонахождению (Мугурены), соответствует времени формирования стольниченско-го аллювия и характеризуется примерно равным соотношением различных групп, за исключением *Spalacidae*. Для определения границ этого этапа необходимы дополнительные данные. Второй этап совпадает со временем накопления кучурганского аллювия (местонахождения Новая Андриашевка, Гребеники 2, Никольское и Уютное). Для него характерно большое участие в составе ассоциаций пищух, преимущественно рода *Ochotona* достигающих абсолютного доминирования к самому концу этапа.

Третий этап (время накопления карболийских слоев – местонахождения Будей, Мусаит 5, 7, Лучешты VII, Этулия, Котловина) начинается с инверсии количественных соотношений *Lagomorpha* и *Arvicolidae*. К концу его последние достигают полного доминирования. На нижней границе третьего этапа исчезают такие роды, как *Kowalskia*, *Prolagus*, *Epimeriones*. В середине этапа намечается еще один четкий рубеж, на котором появляются новые роды полевок – *Pliomys* и *Dolomys*.

ПОЛОЖЕНИЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ТОЛЩ В МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ

В вопросе о положении карболийского аллювия в магнитохронологической шкале у различных специалистов нет крупных разногласий. Его сопоставляют с верхней частью эпохи Гильберт. Различия заключаются в том, что одни исследователи его нижнюю границу проводят по кровле эпизода Кочити (Александрова, 1989), другие – внутри этого эпизода (Хубка и др., 1983); верхнюю границу или совмещают с границей Гильберт/Гаусс (Александрова, 1989), или проводят в самых низах эпохи Гаусс (Садчикова и др., 1986; Хубка и др., 1983).

Палеомагнитные характеристики имеются для пяти разрезов карболийского аллювия. В трех из них – Татарешты, Баймаклия и Новая Этулия – в нижней части карболийских слоев зафиксирована зона прямой полярности, сопоставляемая со второй половиной эпизода Кочити, что послужило основанием проводить нижнюю границу карбо-

решты (Хубка и др., 1983) выделена зона прямой полярности, сопоставляемая с началом эпохи Гаусс. Однако эти нормально намагниченные отложения палеонтологически не охарактеризованы, и принадлежность их к карболийским слоям или к



вышележащим – верхнепоратским, по Н.А. Константиновой, или поратским, по А.Н. Хубке, – требует уточнения.

Таким образом, карболийский аллювий в палеомагнитной шкале может занимать интервал от середины эпизода Кочити до конца эпохи Гильберт (рис. 3).

Для стольниченского и кучурганского аллювия палеомагнитные характеристики отсутствуют. О положении этих толщ в магнитохронологической шкале можно судить лишь по косвенным данным – по сравнению эволюционных стадий форм *Promimomys* из местонахождений, привязанных к магнитохронологической шкале.

Полевка из Гребеников 2 – верхняя часть кучурганского гравия – очень близка к типовой форме *Promimomys moldavicus*, описанной из румынского местонахождения Малуштени. Последнее относится к самым низам румыния и сопоставляется с началом эпизода Кочити (Radulescu, Samson, 1989). Следовательно, верхняя граница кучурганского аллювия с определенной долей условности может быть проведена вблизи нижней границы эпизода Кочити.

Положение в магнитохронологической шкале местонахождений Новая Андриашевка и Мугурены было определено путем интерполяции величин суммы трактов на M_1 полевков между соответствующими значениями гипсодонтии форм из Гребеников 2 и Виноградовки (последнее местонахождение датируется началом эпохи магнитной полярности 6). При этом учитывалась экспоненциальная зависимость увеличения гипсодонтии зубов полевков рода *Promimomys* от более древних форм к более молодым. В результате этих построений местонахождение Новая Андриашевка, т.е. нижняя граница кучурганского аллювия, помещается в середину эпохи Гильберт (между эпизодами Нунивак и Сидуфиалл), а местонахождение Мугурены (стольниченский аллювий) – внутри эпохи магнитной полярности 5.

ПОЛОЖЕНИЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ТОЛЩ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Как показывает анализ опубликованных работ, существует множество вариантов корреляции рассматриваемых аллювиальных толщ с регионами Восточного Паратетиса. Стольниченский аллювий помещается на различные стратиграфические уровни в интервале от среднего понта по поздний киммерий включительно; кучурганский аллювий – от раннего киммерия по ранний акчагыл; карболийский аллювий – от раннего киммерия по средний акчагыл.

Исходя из привязки рассматриваемых отложений к магнитохронологической шкале и того, что

киммерий сопоставляется с интервалом этой шкалы от конца эпохи 6 до конца эпохи Гильберт (Семененко, Певзнер, 1979), можно заключить, что стольниченский аллювий в районе с. Мугурены отлагался в раннем киммерии, кучурганский аллювий формировался в среднем, а карболийские слои – в позднем киммерии (рис. 3).

Следует подчеркнуть, что вывод о возрасте стольниченского и кучурганского аллювия мы не распространяем на всю территорию развития этих отложений. Не исключено, что в более северных районах к ним относятся значительно более древние образования, чем киммерийские.

Как указывалось, одним из основных критериев расчленения надсарматских континентальных отложений на миоценовую и плиоценовую толщ считалось появление в разрезе “карпатской” гальки. Вопрос о времени появления карпатского материала в континентальных отложениях Молдовы и юга Украины дискутируется уже несколько десятилетий. Ряд молдавских геологов пришли к выводу о послепонтическом времени его появления (Букатчук, Бурденко, 1969). Однако имеющиеся пока немногочисленные данные свидетельствуют о том, что карпатская галька появилась в пределах Молдовы еще в докиммерийское время. Так, в отложениях стольниченского аллювия (с “карпатской” галькой) в районе с. Лозово найдена нижняя челюсть *Choerolophodon* sp. (Габуния и др., 1986) – формы мастодонта, дожившего только до конца мэотиса (Короткевич, 1988), а соответственно вмещающие кости отложения заведомо древнее понта.

ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ШКАЛЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

По эволюционному уровню полевки из местонахождения Мугурены (стольниченский аллювий) можно определенно утверждать, что фауна этого местонахождения не моложе первой половины раннего руссиния, поскольку она архаичнее *Promimomys insuliferus*, характерной для второй половины зоны MN 14 (Mein, 1990). Нижний возрастной предел этой фауны определить пока трудно. Однако, если сопоставление местонахождения Мугурены с магнитохронологической шкалой внутри палеомагнитной эпохи 5 верно, что эта фауна близка к границе турий/руссиний (Певзнер, Вангенгейм, 1986).

Присутствие *Promimomys insuliferus* и *P. moldavicus*, близкой к типовой форме, в местонахождениях, приуроченных к кучурганскому гравию, позволяет датировать их второй половиной раннего руссиния (зоны MN 14).

Граница зон MN 14/15 в Западной Европе проводится по смене *Promimomys moldavicus* на

"*Miomys*" *davakosi* (Fejfar, Heinrich, 1990). Как указывалось, морфологическое разделение этих форм крайне затруднено. Поэтому мы не можем использовать палеонтологический критерий для корреляции фаун позднего русциния Восточной и Западной Европы. Для этой цели следует привлечь независимые от фауны методы, и в частности магнитостратиграфический.

Карболийские слои в магнитохронологической шкале занимают положение, аналогичное верхнему альфамбрию Испании, зоне MN 15 – между эпизодом Кочити и границей Гильберт/Гаусс (Moissenet et al., 1990), т.е. фауна из карболийских слоев соответствует зоне MN 15 в том временном объеме, как его понимают Э. Муассене и др. К низам зоны MN 15 могут быть отнесены местонахождения Мусаит 5 и Будей, к верхней половине этой зоны (чарнотию схемы М. Кретцоя – по появлению родов *Pliomys* и *Dolomys*) – местонахождения Мусаит 7, Лучешты VII, нижний и средний горизонты Этулии и нижний слой Котловины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили установить разновозрастность отложений трех аллювиальных равнин, развитых на междуречьях Южный Буг–Днестр и Днестр–Прут. Отложения стольниченского аллювия на изученной территории формировались в раннем киммерии; в шкале континентальных отложений они соответствуют интервалу, пограничному между туролием и русцинием; в магнитохронологической шкале сопоставляются со средней частью эпохи магнитной полярности 5. Кучурганский гравий откладывался, вероятно, в самом конце раннего и среднем киммерии; в континентальной шкале относится ко второй половине раннего русциния (зоны MN 14), в магнитохронологической шкале соответствует середине эпохи Гильберт. Карболийский аллювий накапливался в позднем киммерии; в континентальной шкале сопоставляется с поздним русцинием (зоной MN 15); в магнитохронологической шкале помещается в интервале эпохи Гильберт от эпизода Кочити до ее верхней границы.

Следует подчеркнуть, что необходимы дополнительные исследования для выработки палеонтологических критериев нижней и верхней границ раннего русциния, так как существующие критерии не могут быть использованы для корреляции фаун Восточной и Западной Европы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научного фонда (грант MQD 000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Л.П. Позднекиммерийские полевки южной Молдавии (*Microtinae*) и их значение для систематики и стратиграфии // Континентальный верхний

плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: ГИН АН СССР, ротапринт, 1986. С. 107 - 114.

Александрова Л.П. О дробном стратиграфическом расчленении средне-верхнеплиоценовых аллювиальных отложений южной Молдавии (по мелким млекопитающим) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1989. № 58. С. 97 - 104.

Билинкус Г.М. Стратиграфия древнеаллювиальных толщ среднего плиоцена междуречья Прут–Южный Буг // Стратиграфия верхнего фанерозоя Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1987. С. 64 - 81.

Букаччук П.Д. О среднеплиоценовых аллювиальных отложениях Палео-Днестра и Палео-Прута // Тектоника и стратиграфия. Киев: Наук. думка, 1985. Вып. 26. С. 81 - 87.

Букаччук П.Д. О геолого-геоморфологическом строении средне-верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых террас Прута и Днестра на территории Молдавии // Континентальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: ГИН АН СССР, ротапринт, 1986. С. 25 - 35.

Букаччук П.Д., Бурденко Б.В. Стратиграфическое положение так называемой "карпатской" гальки в разрезах междуречья Прута, Днестра и Южного Буга // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 8. С. 142 - 144.

Букаччук П.Д., Гожик П.Ф., Билинкус Г.М. О корреляции аллювиальных отложений Днестра, Прута и Нижнего Дуная // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 35 - 70.

Габуня Л.К., Векуа А.К., Алексеева Л.И. О наземных териокомплексах плиоцена Черноморско-Каспийской области // Континентальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: ГИН АН СССР, ротапринт, 1986. С. 90 - 106.

Константинова Н.А. Антропоген южной Молдавии и юго-западной Украины. М.: Наука, 1967. 137 с.

Короткевич Е.Л. История формирования гиппарионовой фауны Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1988. 160 с.

Лангерсгаузен Л.Ф. Террасы Днестра // Докл. АН СССР. 1938. Т. XIX. № 4. С. 263 - 265.

Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Соотношение континентальной шкалы плиоцена Западной Европы со стратиграфическими шкалами Средиземноморья и Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3. 1986. С. 3 - 17.

Рошка В.Х., Хубка А.Н. Об условиях формирования и возрасте континентальных отложений неогена юго-запада Молдавской ССР // Изв. АН МССР. Сер. биол. и хим. наук. 1964. № 7. С. 52 - 60.

Садчикова Т.А., Александрова Л.П., Трубихин В.М., Чепалыга А.Л. Условия образования, палеонтологическая и палеомагнитная характеристика древнеаллювиальных отложений южной Молдавии (разрез Лучешты) // Континентальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: ГИН АН СССР, ротапринт, 1986. С. 50 - 58.

Семененко В.Н., Певзнер М.А. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 5 - 15.

Топачевский В.А., Несин В.А. Грызуны молдавского и хабровского фаунистических комплексов Котловинского разреза. Киев: Наук. думка, 1989. 133 с.

Хубка А.Н. Стратиграфическое положение стольниченско-ананьевских слоев // Биостратиграфия антропогена и неогена юго-запада СССР. Кишинев: Штиинца, 1981. С. 48 - 59.

Хубка А.Н. Характеристика карболийских слоев и их стратотипического района // Проблемы антропогена Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1982. С. 36 - 75.

Хубка А.Н. К стратиграфии континентальных средневерхнеплиоценовых отложений юго-запада МССР // Стратиграфия верхнего фанерозоя Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1987. С. 81 - 98.

Хубка А.Н., Третьяк А.Н., Волок З.Е. Стратиграфическое положение карболийских слоев (по палеомагнитным данным) // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 82 - 89.

Чепалыга А.Л. Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 95 с.

Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. К VII конгрессу ИНКВА в США. М.: Наука, 1965. С. 7 - 59.

Шушпанов К.И. Полевки (Microtinae, Rodentia) из плиоценового местонахождения у с. Етулия // Фауна и флора позднего кайнозоя Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1985. С. 22 - 49.

Agadjanian A.K., Kowalski K. *Prosomys insuliferus* (Kowalski, 1958) (Rodentia, Mammalia) from the Pliocene of Poland and of the European Part of the USSR // Acta zool. Cracov. 1978. V. 23. № 3. P. 29 - 54.

Andreescu I. Romanian // Stratotypes of Mediterranean Neogene stages. Bratislava. 1975. V. 2. P. 131 - 138.

Fejfar O., Heinrich W.-D. Muroid rodent biochronology of the Neogene and Quaternary in Europe // European Neogene Mammal Chronology. / Eds. E.H. Lindsay, V. Fahlbusch, P. Mein edit. New York, London: Plenum Press, 1990. P. 91 - 117.

Fejfar O., Mein P., Miossenet E. Early arvicolids from the Ruscinian (Early Pliocene) of the Teruel Basin, Spain // Intern. Sympos. Evol. Phyl. Biostr. Arvicolids. Praha: Pfei-Verlag, 1990. P. 133 - 164.

Kretzoi M. A csarnotia Fauna és Faunaszint (Fauna und Faunenhorizont von Csarnota) // M. All. Földt. Int. Evi. Jel., 1959. Budapest, 1962. P. 297 - 395.

Mein P. Updating of MN Zones // European Neogene Mammal chronology / Eds. Lindsay E.H. et al. New York: Plenum Press, 1990. P. 73 - 90.

Moissent E., Lindsay E., Mein P. et al. The Alfambrian: a new continental stage for the Pliocene formations of Teruel Basin. Biostratigraphy, magnetostratigraphy, referenced sections // Global events and Neogene evolution of the Mediterranean. Abst. IX Congress R.C.M.N.S., Sabadell, 1990. P. 245 - 247.

Radulescu C., Samson P., Stiuca E. Pliocene (Lower Romanian) micromammals in the Dacic basin // Misc. speol. Rom., 1989. Bucuresti, 1989. T. 1. P. 313 - 328.

Sen S. La faune de Rongeurs pliocenes de Calta (Ankara, Turquie) // Bull. Mus. Nat. Hist. Natur. 3 ser., 1977. № 465. P. 90 - 139.

Sulimski A. Pliocene lagomorpha and rodentia from Weze 1 (Poland) // Acta palaeontologica polon. 1964. V. 9. № 2. P. 149 - 261.

Van de Weerd A. Early Ruscinian rodents and lagomorphs (Mammalia) from the lignites near Ptolemais (Macedonia, Greece) // Proc. Koninkl. nederl. Acad. wet., Ser. B. 1979. V. 82. № 2. P. 127 - 170.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 551.7:551.722.2/791(470.44/47+574.22)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА И ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ И СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

© 1995 г. Н. Я. Жидовинов*, З. Н. Федкович**, Н. Д. Коваленко**

*Саратовский госуниверситет, 410071, Саратов, ул. Астраханская, 83, Россия

**Научно-исследовательский институт геологии при Саратовском госуниверситете, 410750, Саратов, ул. Московская, 161, Россия

Поступила в редакцию 04.10.93 г.

Рассматривается детальная региональная стратиграфическая схема плиоцена и эоплейстоцена, дается ее обоснование характерными комплексами фауны и флоры для каждого дробного стратона, приводятся палеомагнитные данные.

В течение ряда лет авторами проводилось изучение комплексом методов (биостратиграфический, литолого-минералогический, палеомагнитный и др.) опорных разрезов акчагыльских и апшеронских отложений Нижнего Поволжья и Прикаспия. Детально были изучены моллюски, остракоды, фораминиферы, спорово-пыльцевые комплексы, литолого-минералогический состав и палеомагнитные свойства. Результатом этих исследований явилась региональная стратиграфическая схема (Жидовинов и др., 1982).

Дальнейшее изучение рассматриваемых отложений, анализ и обобщение материалов, как новых, так и прежних лет, позволили провести детализацию стратиграфической схемы плиоцена и эоплейстоцена и выделить несколько самостоятельных биостратиграфических подразделений в ранге слоев, в частности в акчагыле – нижне- и верхнепалласовские, нижне- и верхнеурдинские и нижне- и верхнеузенские, а в апшероне – нижне- и верхнецубукские.

Соотношение стратиграфических подразделений схем приводится в таблице.

Нижнепалласовские слои установлены в разрезах многих скважин (скв. 25, 39, 40, 53, 100, 106 и др.), пробуренных в Нижнем Поволжье и Северном Прикаспии (рис. 1, 2). Стратотип их описан по разрезу скв. 40 у пос. Харьковка Палласовского района Волгоградской области в инт. 521 - 537 м (Жидовинов и др., 1987, 1990). Слои залегают на породах разного возраста – от среднего плиоцена до нижнемеловых.

Выделение нижнепалласовских слоев основано на литологических признаках пород и фаунистических данных. Они сложены глинами, преимущественно ленточного типа с прослоями алевроитов и песков. Из моллюсков в них содержатся пресноводные ассоциации из родов *Pisidium*, *Unio*,

Valvata, *Planorbis* и др. Кроме того, в нижнепалласовских слоях отмечается массовое появление акчагыльских солоноватоводных клессиниол (*C. utvensis*, *C. polejaevi*, *C. intermedia* и др.), единичных представителей морского эвригалинного вида *Aktschagyia subcaspia* (Andrus.). В составе микрофаунистических комплексов наблюдались преимущественно пресноводные формы, число которых вверх по разрезу сокращается (*Surgia*, *Candona*, *Cytherissa* и др.), и первое появление единичных морских эвригалинных фораминифер.

В пределах центральных участков Прикаспия (Урдинская, Аралсорская, Новоказанковская и др. площади) нижнепалласовские слои охарактеризованы солоноватоводными клессиниолами и единичными морскими эвригалинными мактридами. В Саратовском Заволжье (Мокроусовская, Ершовская и др. площади) и в западных районах Прикаспия (Ленинская, Иловатско-Николаевская и др. площади) преобладают пресноводные брюхоногие моллюски из родов *Planorbis*, *Valvata*, *Bythinia* и др., реже – двусторчатые моллюски *Dreissena polymorpha* Pall., из остракод – *Surgia*, *Pyosurgis*. Изменяется комплекс фауны и по разрезу: в самой нижней части нижнепалласовских слоев моллюски представлены солоноватоводными дрейссенами, клессиниолами и частыми пресноводными формами. Единичные мелкие мактриды *A. subcaspia* (Andrus.) появляются лишь в верхней части разреза.

Верхнепалласовские слои установлены в разрезах тех же скважин, что и нижнепалласовские (скв. 25, 39, 40, 53, 100 и др.). Стратотип их описан в разрезе скв. 40 в интервале 492 - 526 м (Жидовинов и др., 1990). Слои сложены глинами с прослоями алевроитов. Мощность их от 12 - 15 до 25 - 30 м.

Они выделены по преобладанию солоноватоводных элементов фауны и появлению морских

Сопоставление схем верхнего плиоцена Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия

Стратиграфические подразделения		Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Федкович З.Н., Коваленко Н.Д., 1982	Жидовинов Н.Я., Федкович З.Н., Коваленко Н.Д., Коростелева Т.А., 1990
Регионарус	Подъярус	Слои	
Апшеронский	верхний средний	замьянские сероглазовские цубукские	замьянские сероглазовские верхнецубукские нижнецубукские
Акчагыльский	нижний	новоказанковские	новоказанковские
	верхний	аралсорские	аралсорские
	средний	узенские	верхнеузенские нижнеузенские
		урдинские	верхнеурдинские нижнеурдинские
	нижний	ерусланские палласовские	ерусланские верхнепалласовские нижнепалласовские

эвригалинных моллюсков *Cerastoderma dombra* (Andrus.), *Aktschagylia ossoskovi* (Andrus.), *Kirghizella inostranzevi* (Andrus.) и остракод *Cyprideis*, *Cypria*, *Pyocypris* и др. В пределах Урдинской (скв. 53), Аралсорской (скв. 100, 106) и других площадей Центрального Прикаспия комплекс моллюсков состоит из морских эвригалинных и солоноватоводных представителей родов *Cerastoderma*, *Aktschagylia*, *Classiniola*. В Саратовском Заволжье в верхнепалласовских слоях наблюдается обеднение видового состава моллюсков, появляются пресноводные гастроподы *Planorbis*, *Bithynia*. На юго-востоке Прикаспия (Саурбайская пл., скв. 402, 388 и др.) верхнепалласовский комплекс представлен многочисленными двустворчатками: *Aktschagylia subcaspia* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.), *Cerastoderma dombra* (Andrus.), гастроподами *Clessiniola utvensis* (Andrus.) и др.

Нижне- и верхнепалласовские слои охарактеризованы палинокомплексом степного типа, с господством травянистых (66.2%), главным образом, сем. *Cyperopodiaceae*. Разнообразна пыльца лугово-степного разнотравья. Среди древесных (23%) преобладают *Pinus*, встречаются *Picea*, *Abies*, *Tsuga* и представители широколиственных (*Carpinus*, *Quercus*, *Acer*). Среди споровых присутствуют папоротники и сфагновые мхи. Состав палинокомплексов свидетельствует об умеренно-прохладном климате. Температура, определенная по методу В.П. Гричука (1969), в январе изменялась от -2 до -8°C , а в июле от $+15$ до $+21^{\circ}\text{C}$. О похолодании свидетельствуют представители холодолюбивой фауны остракод: *Cytherissa*, *Candona*, *Pyocypris* – обитатели палеоарктической области.

Ерусланские слои заканчивают разрез нижнего акчагыла. Стратотип слоев описан по разрезу скв. 40 у пос. Харьковка в инт. 404 - 492 м. Они сложены глинами с прослоями алевроитов, иногда

песков с разнообразной фауной солоноватоводных и морских эвригалинных моллюсков, остракод и фораминифер. Из двустворчатых моллюсков наиболее распространенными являются *Cerastoderma vogdti* (Andrus.), *C. pseudoedule* (Andrus.), из брюхоногих – *Potamides caspius* Andrus., из остракод – *Polimnocythere tenuireticulata* (Suz.), *P. alveolata* (Suz.), *Loxoconcha eichwaldi* Liv., из фораминифер – *Elphidium incertum* (Chutz.), *Ammonia beccarii* (L.). На участках развития прибрежно-мелководных фаций преобладают пресноводные и солоноватоводные элементы фауны, морские эвригалинные формы единичны. Обычно это представители двустворчатых моллюсков из родов *Dreissena*, *Unio*, реже – *Rugunio*, из гастропод – *Valvata*, из остракод – мелководные *Cyprideis* и из фораминифер – *Ammonia*. Редко встречаются представители родов *Cerastoderma*, *Aktschagylia*.

Слои содержат спорово-пыльцевой комплекс лесного типа с господством древесных (79.6%), при доминировании *Picea*, *Pinus*, присутствуют *Abies*, *Tsuga*. Среди лиственных значительна роль пыльцы мелколиственных (*Betula*, *Alnus*, *Salix*), из широколиственных – *Corylus*. Пыльца травянистых единична. Среди споровых заметно увеличивается содержание (6.2%) мхов и снижается – папоротников. Видовой состав палинокомплекса отражает умеренно-прохладный климат с температурами в январе от $+1$ до -16°C и в июле от $+16$ до $+20^{\circ}\text{C}$. В палеомагнитном отношении охарактеризована только верхняя часть слоев, породы которой имеют прямую полярность и отвечают фрагменту п-ортозоны Гаусс (Жидовинов и др., 1989). Подчиненный интервал обратной полярности в этой части слоев может являться аналогом эпизода Каена (2.8 - 2.9 млн. лет). Мощность слоев от 30 - 36 до 60 - 70 м, на куполах – до 10 - 15 м.

Нижнеурдинские слои среднего акчагыла в Нижнем Поволжье и Северном Прикаспии имеют повсеместное распространение. Стратотип их описан по разрезу скв. 55 у пос. Урда Уральской области в инт. 376 - 480 м (рис. 1, 2). Слои представлены монтмориллонитовыми глинами с прослоями алевроитов в центральных участках и гидрослюдистыми глинами с прослоями песков и алевроитов на периферийных. Мощность их изменяется от 14 до 80 м.

Слои охарактеризованы богатым комплексом эвригалинных и солоноватоводных умеренно-теплолюбивых моллюсков, остракод и фораминифер. Среди политаксонных ассоциаций двусторчатых и брюхоногих моллюсков встречаются многочисленные представители морских эвригалинных родов *Cerastoderma*, *Aktschagylia*, *Avimacra*, *Kirghizella*, *Potamides* и др. Появляются новые таксоны различного ранга: родового – *Avicardium*, *Caspimacra*, *Andrusovicardium*, *Avardaria*; видового – *Aktschagylia striata* (Fedk.), *A. gedroitzii volkovae*

(Fedk.), *Kirghizella pisum* (Andrus.) и др. Богатый в видовом и количественном отношении нижнеурдинский комплекс моллюсков прослеживается почти повсеместно и лишь на отдельных окраинных участках наблюдаются пресноводные формы (Кошели, скв. 3 и др.). По данным Кармишиной Г.И. (1982), нижняя часть урдинских слоев характеризуется морскими и солоноватоводными эвригалинными остракодами и фораминиферами с максимальным таксономическим разнообразием.

Слои содержат палинокомплекс лесного типа, в котором пыльца древесных составляет до 78.8%, травянистых – до 22% и спор – до 10%. Характерным является доминирование пыльцы хвойных: *Pinus* (33.7%), *Picea* (28.3%), *Abies* (7.9%), при участии *Tsuga* (2.9%), лиственных (4%). Спорадически отмечены единичные зерна пыльцы реликтовых растений. Несколько увеличивается содержание пыльцы *Ericaceae* (4.5%), а среди спор – мхов.

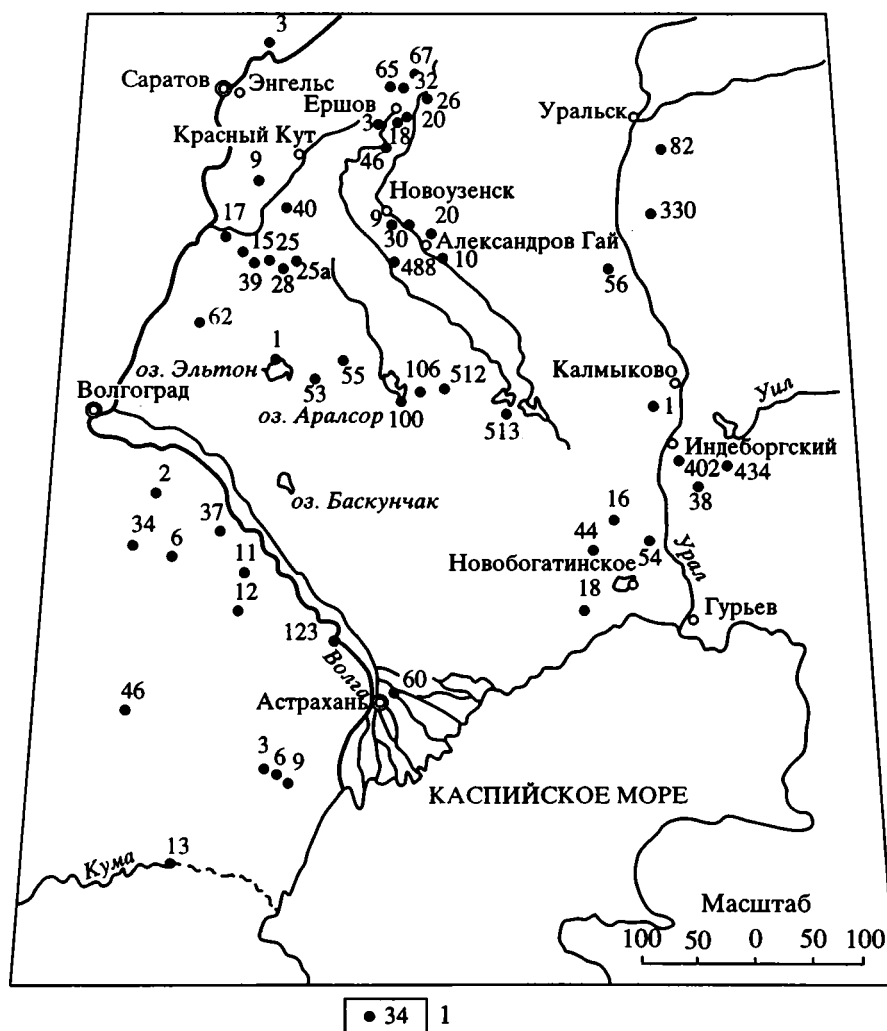


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

1 – разрез скважины и ее номер.

Породы нижнеурдинских слоев имеют прямую полярность. Граница магнитозон прямой и обратной полярности Гаусс–Матуяма (2.43 млн. лет) совпадает с границей между ниже- и вышеурдинскими слоями.

Верхнеурдинские слои установлены в разрезах тех же скважин, что и нижеурдинские. Стратотип их описан по разрезу скв. 55 у пос. Урда в инт. 316 - 376 м. Они сложены глинами с прослоями песков и алевроитов. Мощность слоев от 10 - 12 до 45 - 70 м.

Слои содержат битаксонные сообщества морских эвригалинных и солоноватоводных моллюсков, остракод и фораминифер, отмечается некото-

рое сокращение родового и видового состава, возрастает роль пресноводных элементов фауны. Среди двустворчатых моллюсков исчезают представители рода *Avardaria*, подвиды *Cerastoderma azerbaijanicum borealis* (Fedk.) и некоторые другие. Наибольшим распространением в верхнеурдинских слоях пользуются двустворчатые моллюски *Aktschagylia venjukovi* (Andrus.), *A. ossoskovi* (Andrus.), *Kirghizella inostranzevi* (Andrus.), реже отмечаются *Cerastoderma novakovskii* (Andrus.), *C. abreki* (Usp.), *Aktschagylia agalarovae* (A.A.-Z.), *A. kolesnikovii* (A.A.-Z.) и др. В разрезах периферийных участков максимально представлены двустворчатые моллюски *Dreissena polymorpha* Pall. и

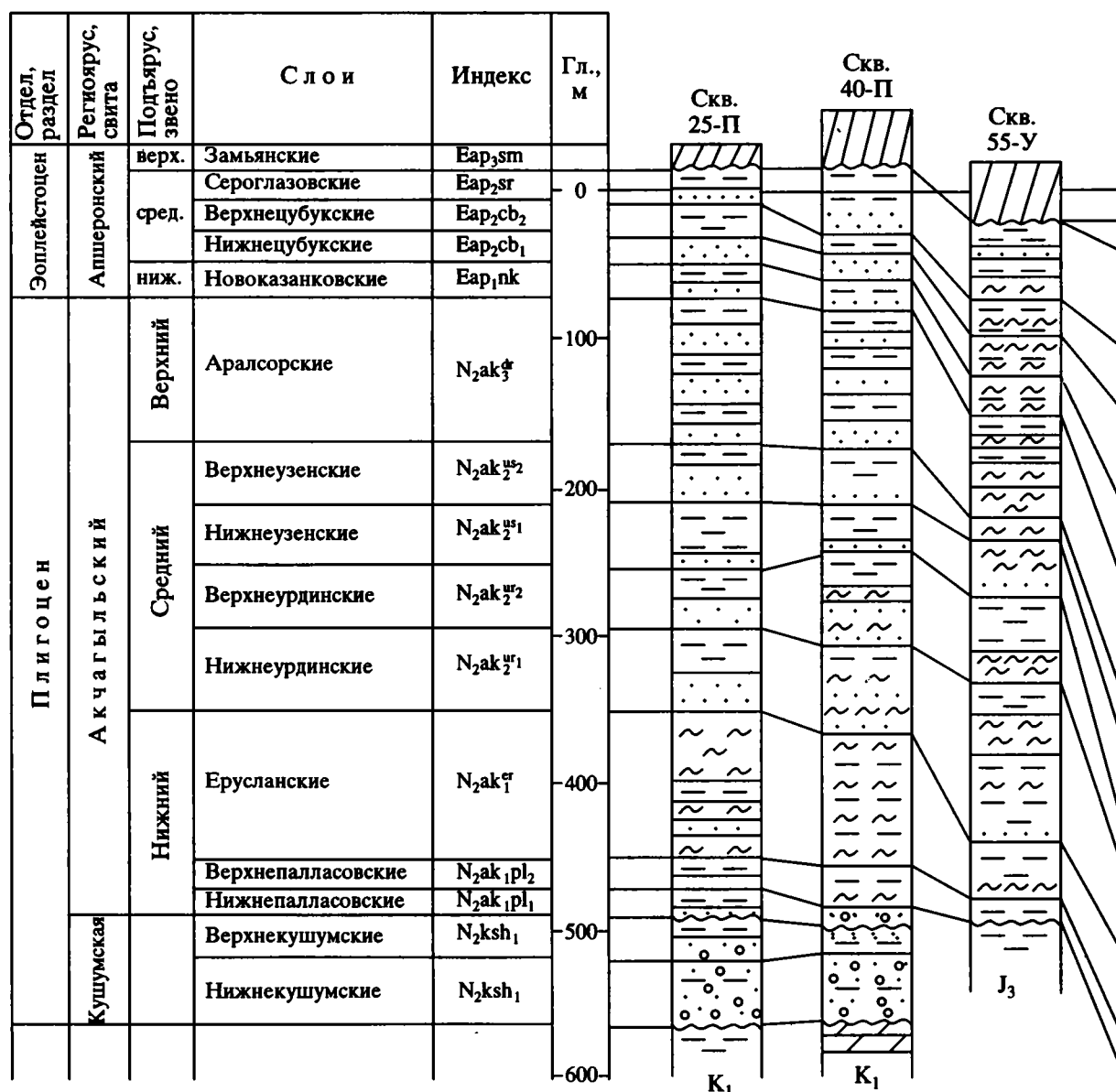


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов акчагыльских и апшеронских отложений Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия.

1 – суглинки; 2 – пески; 3 – песок с гравием и галькой; 4 – алевроиты и алевролиты; 5 – глины; 6 – мергели; 7 – мел; 8 – поверхности размыва; 9 – намагниченность пород: а – прямая; б – обратная.

гастроподы *Valvata piscinalis* Müll, *Planorbis Planorbis* L. и др. Из остракод и фораминифер наблюдаются единичные *Loxococona varia* Suz., *Leptocythere gubkini* Liv., *Elphidium incertum* (Will.).

Из верхнеурдинских слоев определен палинокомплекс лесного типа, по составу флоры аналогичный нижнеурдинскому. Отличительной чертой его является максимальное содержание пыльцы *Tsuga* (до 10%), сокращение пыльцы древесных (до 60%) и увеличение пыльцы травянистых (до 23%), среди которых преобладает пыльца *Egicaseae* (9.5%) и споры сфагновых мхов (7.2%). Слои имеют обратную полярность.

Урдинское время ознаменовалось общим потеплением климата, это фаза оптимума для акагыльского века. Климат был умеренно теплым, периодически влажным или сухим. Температурные колебания в раннеурдинское время составля-

ли в январе от 0 до -12° и в июле от $+15$ до $+21^{\circ}\text{C}$, а в позднеурдинское – в январе от $+3$ до -2°C , в июле от $+19$ до $+22^{\circ}\text{C}$.

Нижнеурдинские слои широко распространены в Нижнем Поволжье и Северном Прикаспии. Стратотип их описан по разрезу скв. 55 в инт. 278 - 316 м, а гипостратотип – по разрезу скв. 40 в инт. 245 - 278 м (рис. 1, 2). Слои сложены глинами с прослоями алевритов и песков. Мощность их от 20 - 30 до 50 - 60 м. Они выделены по сообществу морских крайне эвригалинных и солоноватоводных моллюсков, остракод и лесному таежного типа палинокомплексу. Комплекс двустворчатых моллюсков представлен частыми *Cerastoderma pseudoedule* (Andrus.), *Aktschagylia subcaspia* (Andrus.), *A. venjukovi* (Andrus.), *Avicardium nikitini* (Andrus.), единичными *Cerastoderma konschini* (Andrus.), *Aktschagylia striata* (Fedk.) и другими видами.

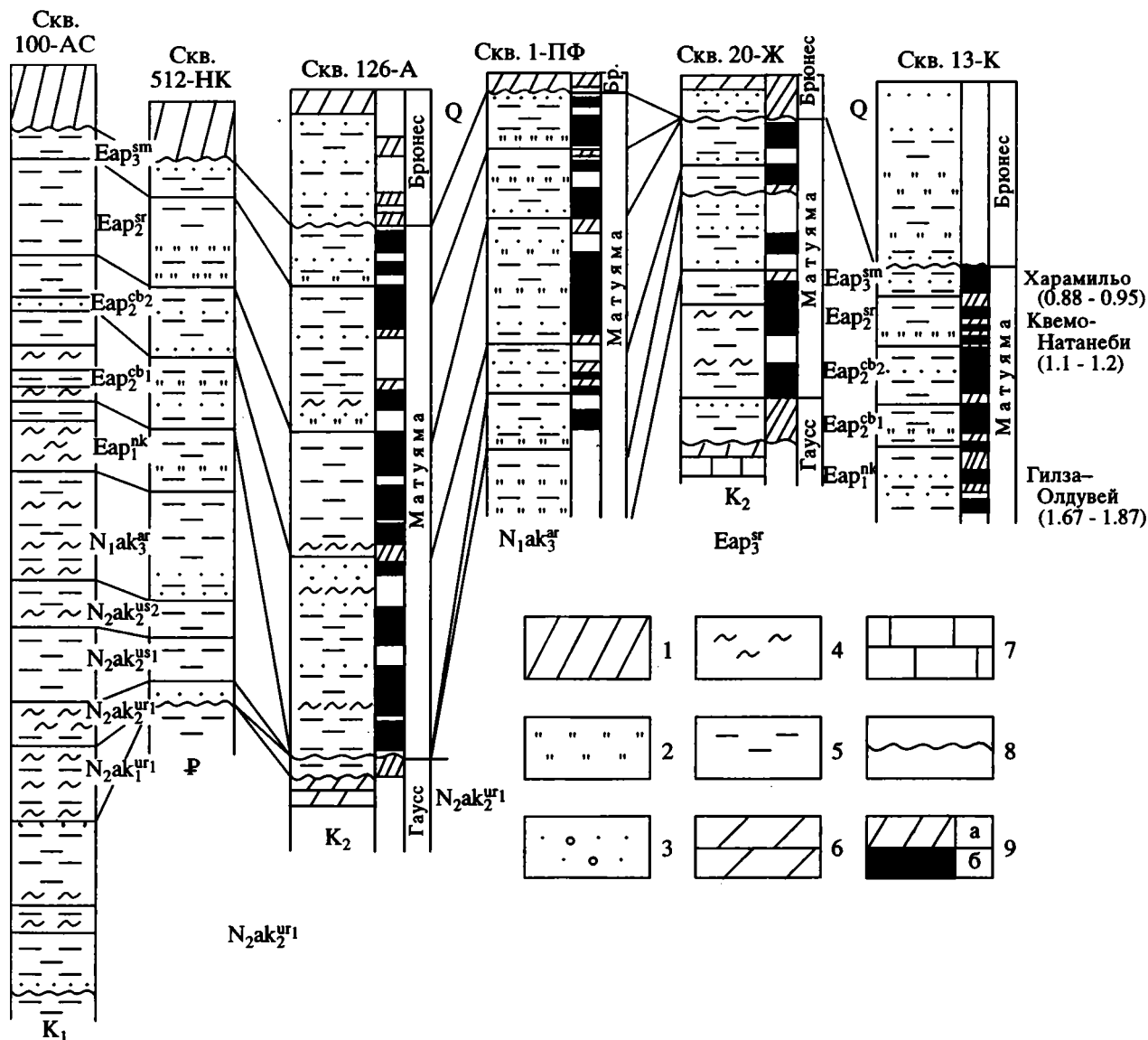


Рис. 2. Окончание.

В пределах Ершовской и Клинецкой площадей появляются пресноводные гастроподы *Valvata piscinalis* Müll., единичные левантинские унии Potomida concentricosculptus (G. Pop.), двустворчатые *Dreissena polymorpha* Pall. Из остракод в нижеузенских слоях встречаются единичные *Loxosconcha varia* Suz., *Leptocythere gubkini* (Liv.), *Prolimnocythere tenuireticulata* (Suz.), появляются *Paracyprideis naphtatscholana* (Liv.) и др.

В палинокомплексе таежного типа отмечается значительное преобладание пыльцы хвойных: *Pinus* (62 - 87%), *Picea* (10 - 20%) при участии *Tsuga*. Отличительной чертой является почти полное отсутствие пыльцы лиственных древесных пород, травянистых и споровых растений. Состав флоры свидетельствует о развитии сосново-еловых и елово-сосновых лесов, о прохладном климате с температурами января от -2 до -12°C и июля — от $+16$ до $+20^{\circ}\text{C}$.

Верхнеузенские слои завершают разрез среднего акчагыла. Стратотип их описан по разрезу скв. 55 в инт. 260 - 278 м. Слои сложены чередованием глин, алевроитов и песков. Мощность от 10 - 15 до 50 м. Они выделяются по комплексу фауны, в котором преобладают мелководные пресноводные формы, единичные морские эвригалинные и солоноватоводные моллюски и остракоды. Двустворчатые представлены видами *Kirghizella inostranzevi* (Andrus.), *Aktschagyliia vinjukovi* (Andrus.), (Саурбайская площадь, скв. 388 и др.), *Cerastoderma vogdti* (Andrus.) (Новоузенская пл., скв. 20), мелководными обитателями *Dreissena polymorpha* Ball. (Аралсорская пл., скв. 106 и др.). Микрофаунистические ассоциации состоят из мелководных *Cyprideis torosa* (Jones) и пресноводных *Cypria kurlaevi* Karm., *Cytherissa lacustriformis* Popova.

Слои охарактеризованы палинокомплексом степного типа, в котором доминируют травянистые (58 - 92%), особенно ксерофиты *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Artemisiidites*, *Ephedra*. Господство представителей степных элементов флоры, резкое сокращение содержания пыльцы древесных отражает дальнейшее похолодание и аридизацию климата. Климат позднеузенского времени был более прохладным с температурами в январе — от -2 до -15°C , -16°C , а в июле от $+17$ до $+18^{\circ}\text{C}$. Породы нижне- и верхнеузенских слоев имеют обратную полярность.

Аралсорские слои верхнего акчагыла завершают разрез акчагыльского регионаруса. Стратотип их описан по скв. 100 Аралсорской площади в инт. 316 - 268 м (рис. 1, 2). Они сложены глинами и прослоями алевроитов. Мощность слоев от 40 - 50 до 120 м.

Слои выделены по обедненному сообществу морских эвригалинных солоноватоводных моллюсков, среди которых доминируют мелкие дрейссены, возрастает роль пресноводных форм,

появляются представители солоноватоводных холодолюбивых остракод. Для аралсорских слоев характерны сообщества мелких эвригалинных дрейссен: *Dreissena distincta* Andrus., *D. polymorpha* Pall., *D. rostriformis utvensis* (Koles.), *D. hircania* Alz., пресноводных двустворчатых моллюсков *Pisidium amnicum* Müll., гастропод *Valvata piscinalis* Müll., *Viviparus* sp. и др. В нижней части слоев присутствуют двустворчатые моллюски *Cerastoderma pseudoedule* (Andrus.), *Aktschagyliia subcaspia* (Andrus.), гастроподы *Clessiniola utvensis* Andrus. В прибрежно-мелководных фациях встречаются крайне эвригалинные и пресноводные обитатели, а иногда лишь одни дрейссены (Лиман, скв. 4, Кошели, скв. 3; Мартыши, скв. К-21 и др.). В верхней части слоев обычно содержатся мелкие дрейссены.

Для остракод характерно исчезновение большинства среднеакчагыльских видов и появление *Loxosconcha eichwaldi* Liv., *Leptocythere andrussovi* (Liv.) и др., присутствие мелководных *Cyprideis torosa* (Jones) и фораминифер *Ammonia*.

В аралсорских слоях установлен палинокомплекс лесного типа (березово-елово-сосновое редколесье) со значительным развитием сфагновых спор и пыльцы верескоцветных. Состав флоры указывает на дальнейшее похолодание и гумидизацию климата, с температурами в январе от -10 до -16°C и в июле — от $+15$ до $+17^{\circ}\text{C}$. Породы имеют обратную полярность с интервалом прямой полярности, который может быть сопоставлен в первом приближении с эпизодом Реюньон (2.1 млн. лет).

Новоказанковские слои нижнего апшерона распространены в Нижнем Поволжье и Северном Прикаспии до широты ж/д ст. Джаныбек. Стратотип их описан по разрезу скв. 512 у пос. Ново-Казанка в инт. 222 - 275 м (рис. 1, 2). Они сложены песками, алевроитами и глинами. Мощность слоев изменяется от 40 до 130 м. Выделение новоказанковских слоев проведено по обедненному сообществу солоноватоводной и пресноводной фауны. Из моллюсков преобладали крупные экземпляры *Dreissena carinatoscurvata* Sinz., *D. polymorpha* Pall., *D. bakwana* Andrus. и др. В редких случаях отмечались мелкорослые *Pseudocatillus* и *Monodacna*. Из остракод новоказанковским слоям свойственны своеобразные сообщества *Paracyprideis naphtatscholana* (Liv.), *Caspiocypris candida* (Liv.), *Leptocythere andrussovi* (Liv.), единичные *Cryptocyprideis bogatschovi* (Liv.) и др.

Слои содержат спорово-пыльцевой комплекс лесного типа, сходный по составу с аралсорским. Характерная особенность его состоит в полном отсутствии пыльцы *Tsuga* и резком увеличении пыльцы верескоцветных сем. *Ericaceae* (до 61%). Породы имеют прямую полярность, в первом приближении этот п-интервал может быть сопоставлен с эпизодом Олдувей (1.67 - 1.87 млн. лет). Климат умеренно холодный с температурами в январе от -2 до -18°C , а в июле от $+16$ до $+20^{\circ}\text{C}$.

Нижнецубукские слои среднего апшерона имеют широкое распространение в Нижнем Поволжье и Северном Прикаспии. Стратотип их выделен по разрезу скв. 123 у пос. Замьяны Астраханской области в инт. 326 - 478 м, а гипостратотип – по скв. 512 у с. Ново-Казанка в инт. 180 - 251 м (рис. 1, 2). Слои сложены глинами с прослоями песков и алевроитов. Мощность слоев изменяется от 25 до 80 м. Слои выделяются по обедненному и однообразному сообществу солоноватоводных моллюсков, остракод и палинокомплекса лесостепного типа. Широко распространены солоноватоводные *Parapscheronia garicostata* (Sjoegr.), *Pseudocatillus isseli* (Andrus.), *Didacnoides bakuanus* (Andrus.) и др. (Урдинская пл., скв. 55, Аралсорская пл., скв. 106 и др.). Для участков развития мелководных фаций характерными являются виды эвригалинных родов *Dreissena*, *Adacna*, *Monodacna*, *Micromelania* и др., единичные *Pseudocatillus isseli* (Andrus.), *P. catilloides* (Andrus.).

Из остракод в нижнецубукских слоях встречаются солоноватоводные представители *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Caspiocypris candida* (Liv.), *Paracyprideis naphtatscholana* (Liv.), *Leptocythere andrusovi* (Liv.), *Loxococoncha eichwaldi* Liv., *Mediocythereideis* и др.

Нижнецубукские слои охарактеризованы палинокомплексом лесостепного типа. Среди древесных преобладает пыльца *Pinus*, *Betula* (5.6%). Вновь появляется пыльца представителей широколиственных пород (1.9%): *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Acer*, *Fraxinus* и единичные зерна реликтовой флоры, что является показателем некоторого потепления климата. Отмечается резкое сокращение пыльцы *Ericaceae* (до 6.6%), возрастает количество степных представителей (до 36%): *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Ephedra*, разнотравья (4.9%) и злаковых (4.3%). Среди спор преобладают мхи (10.4%) и папоротники (5%).

Верхнецубукские слои распространены на тех же площадях, что и нижнецубукские. Стратотип описан по разрезу скважины 123 в инт. 246 - 326 м. Они сложены глинами с прослоями песков и песчаников. Мощность их от 50 до 100 м. Слои охарактеризованы богатым и разнообразным сообществом моллюсков и остракод из представителей почти всех родов и видов, известных в апшероне Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия. В разрезах Центрального Прикаспия преобладают такие виды, как *Parapscheronia garicostata* (Sjoegr.), *P. eurydesma* (Andrus.), *Pseudocatillus isseli* (Andrus.), *Monodacna laevigata* Andrus., *M. sjoegreni* Andrus., *Nurcania intermedia* (Eichw.) и др. Аналогичные сообщества двустворчатых моллюсков присутствуют и в периферийных участках (Новоузенская пл., с. Парфиль, пос. Кумский и др.).

Слои содержат богатый комплекс остракод из многочисленных теплолюбивых родов *Leptocythere*, *Loxococoncha*, *Aurila* и редких эвритермных

Caspiolla acronasuta (Liv.), *Paracyprideis naphtatscholana* (Liv.), *Criptocyprideis bogatschovi* (Liv.) и др. В верхней части разреза слоев возрастает число пресноводных форм.

В верхнецубукских слоях установлен палинокомплекс лесостепного типа, аналогичный по составу комплексу нижнецубукских слоев. Он отличается повышенным содержанием степных представителей (до 54.7%), разнообразием разнотравья (5.9%). Одновременно сокращается роль *Ericaceae* (1.2%), споровых и мелколиственных *Betula* (3%). Нижне- и верхнецубукские слои имеют обратную полярность (ортозона Матуяма). Климат цубукского времени умеренно теплый с температурами в январе от -4 до -10°C и в июле от +22 до +24°C. В конце позднецубукского времени отмечалась аридизация, на что указывает возрастание содержания маревых и обеднение состава древесных.

Сероглазовские слои заканчивают разрез среднего апшерона. Их стратотип описан по скв. 55 у пос. Урда в инт. 41 - 98 м (рис. 1, 2). Слои сложены глинами с прослоями песков и алевроитов. Мощность слоев от 60 - 70 до 100 - 140 м. Слои содержат моно- и битаксонные сообщества солоноватоводных и пресноводных моллюсков и остракод. Большинство среднеапшеронских форм вымерло, получили широкое развитие двустворчатые моллюски – дрейссены и брюхоногие – вальваты. Продолжают встречаться *Parapscheronia eurydesma* (Andrus.), *Monodacna laevigata* Andrus., *Pseudocatillus dubius* Andrus. и др., остракоды из родов *Caspiocypris*, *Caspiolla* и др.

Слои охарактеризованы палинокомплексом степного типа с преобладанием травянистых (67 - 84%). Доминирует пыльца маревых – сем. *Chenopodiaceae*, разнообразна пыльца разнотравья, злаковых. Количество пыльцы древесных и споровых незначительно. Сероглазовские слои имеют в основном обратную полярность, нарушенную двумя аналогами эпизодов Квемо-Натанеби (≈ 1.1 млн. лет) и Харамильо (0.89 - 0.95 млн. лет). Климат в сероглазовское время сохраняется умеренно теплым с тенденцией к аридизации и континентальности. Температуры в январе от -2 до -16°C, в июле – от +14 до +20°C, что подтверждается присутствием как теплолюбивых (*Corbicula*, *Valvata*, *Unio*), так и умеренно холодолюбивых (*Cyprina*, *Pyocypris*) форм.

Замьянские слои эоплейстоцена заканчивают разрез апшеронского регионаруса. Стратотип их описан по скв. 123 в инт. 110 - 140 м. Слои сложены глинами с прослоями песков и алевроитов. Мощность их от 30 до 150 м. Выделение слоев проведено по однообразному комплексу солоноватоводных и пресноводных моллюсков и остракод. Среди моллюсков преобладают солоноватоводные формы родов: *Dreissena*, *Micromelania*, *Caspia*, *Valvata* (Аралсорская пл., скв. 100,

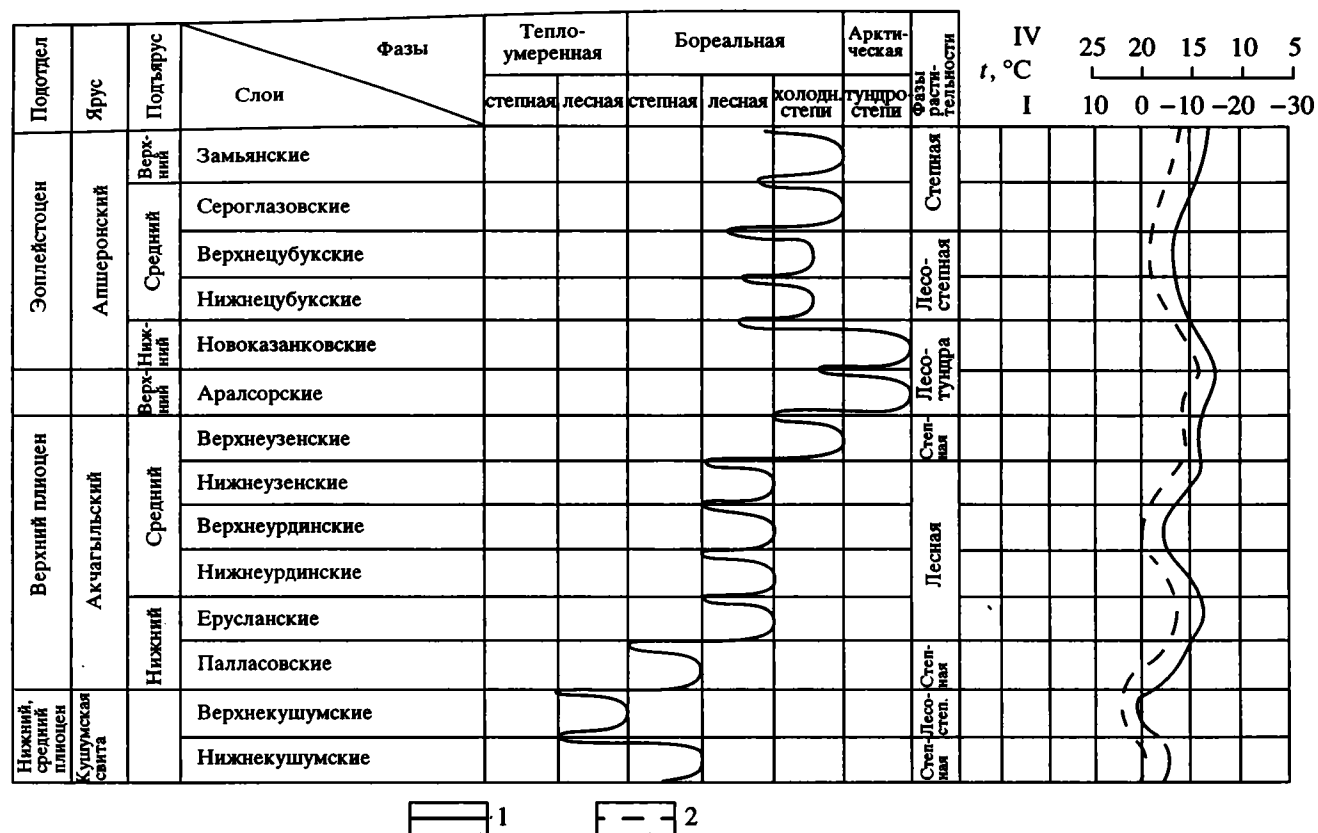


Рис. 3. Кривая цикличности развития растительности и температурных колебаний в плиоцене и эоплейстоцене Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия.

1 – температура января, 2 – температура июля.

106; Новоказанковская пл., скв. 512; р. Урал, скв. 2, 13, 14 и др.) В разрезах слоев Астраханской пл. (скв. 60, 123 и др.) встречаются двусторчатые моллюски *Arscheronia rproinqua* Eichw., характерные для верхнего апшерона Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия. В комплексе содержатся единичные солоноватоводные *Leptocypris reniformis* (Liv.), *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *C. gracilis* (Liv.), *Caspiocypris filona* (Liv.), *C. mandelstami* (Liv.), *Leptocythere bakuana* (Liv.), появляются стеномерно-холодолобивые *Cytherissa lacustris* Sars.

В замьянских слоях выделен спорово-пыльцевой комплекс степного типа с господством мелкой однотипной пыльцы сем. *Chenopodiaceae* (50 - 98%). Встречается пыльца *Artemisia*, злаковых, сокращается роль разнотравья. Пыльца древесных и споровых незначительна. Состав флоры свидетельствует о дальнейшей аридизации и континентальности климата, что привело к обеднению флоры и почти полному исчезновению древесных пород. Климат сохраняется прохладным с температурами в январе от -2 до -16°C , в июле от $+14$ до $+21^{\circ}\text{C}$.

Климат позднего плиоцена и эоплейстоцена бореальный с прогрессирующим похолоданием к концу эоплейстоцена. В акчагыле он был более теплым и влажным, чем в апшероне, о чем свиде-

тельствует присутствие в палинофлорах акчагыла пихты, тсуги, ели и таксодиевых (рис. 3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария. Голоцен. М.: Наука, 1969. 41 с.
- Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Федкович З.Н. и др. Биостратиграфия и корреляция плиоценовых отложений юго-востока Европейской части СССР. Плиоценовые и плейстоценовые отложения Поволжья и Южного Урала. Саратов: СГУ, 1982. С. 7 - 31.
- Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Федкович З.Н. и др. Описание стратотипов слоев акчагыла и апшерона Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя (Межвузовский научный сборник). Саратов: СГУ, 1987. С. 84 - 96.
- Жидовинов Н.Я., Федкович З.Н. Характеристика комплексов фауны и флоры акчагыльских и апшеронских отложений Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия. Деп. в ВИНТИ. 1989. № 6331 - В89. 23 с.
- Жидовинов Н.Я., Федкович З.Н., Коваленко Н.Д. и др. К вопросу о стратотипах слоев верхнего плиоцена Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия. Деп. в ВИНТИ. 28.02.90. № 1199 - В90. 11 с.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК (550.93+551.7):551.796(574)

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

© 1995 г. П. Е. Тарасов*, К. В. Кременецкий**

* Московский государственный университет

119899 Москва, Ленинские горы, Россия

** Институт географии РАН

109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

Поступила в редакцию 15.09.93 г.

На основе детального палинологического изучения и радиоуглеродного датирования озерно-болотных отложений пяти разрезов Северного и Центрального Казахстана произведено их детальное стратиграфическое расчленение. Впервые для рассматриваемого региона радиоуглеродным методом сделаны определения возраста климатических периодов и пыльцевых зон с аллереда до настоящего времени. Установлено, что фазы развития растительности и климата согласуются со схемой периодизации голоцена Блитта-Сернандера в модификации Н.А. Хотинского (1977, 1989). Обосновывается существование в голоцене двух приблизительно равноценных климатических оптимумов: раннеатлантического (8000 - 7000 лет назад) и среднесубатлантического (1800 - 800 лет назад). Установлено, что начало массового накопления сапропеля в пресноводных озерах степной зоны Казахстана (около 10000 лет назад) синхронно с аналогичным явлением во многих озерах умеренного пояса Северной Евразии и может служить стратиграфическим рубежом для разделения позднего- и послеледниковья и при проведении дальних корреляций.

Исследования голоценовой истории развития природы степной зоны Северного и Центрального Казахстана представляют большой интерес для разработки многих палеогеографических, стратиграфических и корреляционных проблем. Особый интерес вызывает изучение отложений, накопившихся в послеледниковое время, методами радиоуглеродного датирования и палинологии. Первый позволяет с максимальной для настоящего времени точностью устанавливать возраст голоценовых и верхнеплейстоценовых осадков, а также строить корреляционные связи между палеогеографическими схемами любого района земного шара. Второй метод – важное связующее звено между радиоуглеродной хронологией и палеогеографическими данными (Хотинский, 1977). Пыльцевые диаграммы содержат обширную информацию о былом характере растительности, являющейся чутким индикатором изменений комплекса природных условий, в первую очередь – колебаний климата.

Наиболее благоприятными для климатостратиграфических и палеогеографических исследований на территории Казахстана являются отложения пресноводных озер и болот, в которых сосредоточены запасы торфа и сапропеля. Для них характерны правильность напластования, обогащенность биогенными остатками, в том числе пыльцой и спорами высших растений. Менее благоприятными являются аллювиальные отложе-

ния пойм и террас, радиоуглеродное датирование которых затруднительно вследствие бедности органикой, а доля переотложенной пыльцы и спор бывает довольно велика (Чупина, 1974).

На территории степной зоны Казахстана палинологический метод был впервые применен для изучения торфяников Боровского заповедника в Кокчетавской области (Жаркова, 1930). В отложениях определялась лишь пыльца древесных растений. Сенсацией стало обнаружение в нижних горизонтах исследованных разрезов пыльцы широколиственных: дуба, липы и вяза, современные ареалы которых находятся значительно севернее и не заходят в пределы Казахстана (Горчаковский, 1987). Начало образования торфяников, по мнению А.М. Жарковой (1930), относится к началу голоцена, когда в условиях послеледникового потепления возросла сухость климата. В дальнейшем взгляды автора на историю развития ландшафтов района и время начала торфообразования несколько изменились. На основе палинологического исследования торфяника, расположенного на берегу оз. Светлого в этом же районе, были выделены (Жаркова, 1967) три фазы развития ландшафтов и климата, имевшие место с момента начала торфообразования. Нижние слои (2.7 - 3.5 м) отражают фазу "более влажного климата, когда в окружающих озерах лесах преобладали береза и сосна, а в спектрах отмечается пыльца широколиственных и темно-

хвойных пород". Средний горизонт торфяника (1.5 - 2.7 м), в котором исчезает пыльца темнохвойных и широколиственных деревьев и несколько возрастает роль ольхи, характеризует "ксеротермическую фазу с более засушливым климатом". Верхняя часть торфяника (0.0 - 1.5 м), в составе спектров которой абсолютно доминирует сосна, накапливалась в "фазу современного климата, характеризующегося некоторым увлажнением и похолоданием". Начало торфонакопления в пределах Кокчетавского низкогорного массива относится А.М. Жарковой (1967) уже к среднему голоцену.

В 40-е годы, в связи с активизацией торфопоисковых работ в Северном Казахстане, интерес к изучению стратиграфии торфяных залежей не ослабевает. На основании палинологического исследования 1.2 м торфяника, расположенного в окрестностях Наурзумского заповедника в Кустанайской области, И.А. Крупеников (1941) предполагает наличие в голоцене более влажных эпох, а время начала торфообразования отнесено им к бореальному периоду голоцена. Показательным для целей палиностратиграфии является тот факт, что в спектрах из нижних слоев торфа пыльца сосны составляет всего лишь несколько процентов в составе древесной пыльцы, тогда как в верхней части разреза она доминирует. Существенно, что и в основании Боровских торфяников содержание пыльцы сосны намного ниже современного.

В.В. Лавровым (1945, 1946) исследовались отложения торфяников Сухое Займище (мощность 1.2 м) и Шайтомар (1.4 м), расположенных вблизи г. Кустаная. Палинологический анализ образцов торфа показал присутствие в спектрах пыльцы многих древесных пород – сосны, березы, ели, пихты, сибирского кедра, ольхи и липы. Столь разнообразный состав пылевых спектров объясняется автором дальним заносом. Им также отмечены снижение содержания пыльцы сосны в нижних частях разрезов и появление там же единичных пылевых зерен липы. Возраст торфяников определен им сперва в 2000 лет (Лавров, 1945), а в более поздней публикации (Лавров, 1948) – увеличен до 4500 лет.

В обобщающей работе по палеогеографии территории СССР в голоцене М.И. Нейштадт (1957) сделал вывод о том, что торфяники Казахстана формировались в условиях степного ландшафта с островными сосновыми и березовыми лесами. Присутствие же в нижних частях некоторых разрезов пыльцы широколиственных пород, по его мнению, не случайно и представляет особый ботанико-географический и палиностратиграфический интерес. Отсутствие радиоуглеродных датировок, редкий отбор проб для палинологического анализа, исключение из рассмот-

рения травянистой пыльцы и спор не позволяют однозначно определить возраст торфяников и ответить на вопрос, являются ли слой торфа, содержащие пыльцу широколиственных пород, голоценовыми или это сохранившиеся остатки более древних эпох (Нейштадт, 1957). В этой же работе указывается на еще один существенный недостаток палеогеографических реконструкций по Казахстану, выполненных по палинологическим данным до 1950 г. В этот период пыльца полыней, непременных участников степных ценозов, ошибочно принималась за пыльцу ив, на основании изменения количества которой в спектрах делались неверные выводы о смене сухих и влажных условий.

В дальнейшем основной акцент при исследовании позднего плейстоцена и голоцена Северного и Центрального Казахстана был сделан на изучение аллювиальных отложений террас и пойм рр. Тобола, Ишима, Иртыша и их притоков (Клапчук, 1968; Чупина, 1974; и др.).

Результаты многолетних палеогеографических исследований в степной части Казахстана в поздне- и послеледниковое время, основанные главным образом на палинологических данных из пойменных разрезов (Аубекеров и др., 1989; Нурмамбетов и др., 1989), позволяют нарисовать следующую картину ландшафтно-климатических изменений. Спектры с абсолютным доминированием пыльцы травянистых растений, среди которых ведущая роль принадлежит пыльце маревых, эфедры, сложноцветных, полыней, сопоставляются авторами с фазой сухого и холодного климата позднего дриаса.

Палинокомплексы, отнесенные к пребореальному и бореальному периодам голоцена, характеризуются небольшим увеличением пыльцы древесных пород и разнообразия их видового состава. Увеличивается количество мезофильных элементов в составе травянистых растений, появляются споры, что отвечает росту тепло- и влагообеспеченности по сравнению с предыдущим этапом. По мнению авторов (Аубекеров и др., 1989), послеледниковые и начало голоцена характеризовались более сухим и холодным резко континентальным климатом по сравнению с современным.

Атлантический этап характеризуется увеличением доли мезофильной растительности. В спорово-пылевых спектрах значительно возрастают количество и разнообразие пыльцы древесных пород. Обращает на себя внимание появление пыльцы широколиственных пород (липа, клен), а также ольхи и ели, что увязывается с наиболее теплыми и влажными климатическими условиями. Средняя часть атлантического периода принимается за климатический оптимум голоцена (Аубекеров и др., 1989).

Суббореальный период характеризуется палинокомплексами, состав которых указывает на

снижение увлажненности климата, по сравнению со среднеатлантической фазой. Доминирующее положение в составе древесной растительности занимает сосна, а травянистая часть спектров характеризует преобладание степных ассоциаций.

Тип спектров, отнесенных Б.Ж. Аубекеровым с соавторами (1989) к субатлантическому периоду голоцена, характеризует ландшафтно-климатическую обстановку, близкую к современной. Разнотравно-злаковые ассоциации сменяются злаково-полынными степями, увеличивается роль марево-полынных ассоциаций, что объясняется некоторым ростом сухости климата и понижением температур.

Отмечая несомненный прогресс в изучении палеогеографии Казахстана, следует указать на определенную схематичность имеющихся построений. Отсутствие данных радиоуглеродного датирования вынуждает использовать дальнюю корреляцию для привязки выделенных палинозон к хронологическим рубежам и затрудняет разрешение многих дискуссионных вопросов, а также сопоставление данных разных исследователей между собой.

С 1989 г. были предприняты исследования по уточнению возраста пыльцевых зон позднеледникового и голоцена Северного и Центрального Казахстана с применением радиоуглеродного метода. В качестве наиболее подходящих объектов для этой цели были выбраны озерно-болотные отложения, представленные главным образом сапропелем и торфом. Отбор проб для палинологического анализа осуществлялся с помощью торфяного бура послойно, через каждые 10 см, а в некоторых случаях – через 5 см. Параллельно с большой частотой отбирались образцы для радиоуглеродного датирования и ботанического анализа состава торфа и сапропеля. К настоящему времени составлены детальные спорово-пыльцевые диаграммы и получено 35 радиоуглеродных датировок из пяти разрезов (Тарасов, 1991; Тарасов, 1992), местоположение которых показано на рис. 1. Несмотря на некоторые локальные особенности состава спорово-пыльцевых спектров, обусловленные различием геолого-геоморфологических и микроклиматических условий в окрестностях разрезов, полученные данные хорошо коррелируются между собой и позволяют представлять целостную картину развития растительности и климата региона с аллереда до настоящего времени.

Наиболее представительным из всех изученных нами является разрез донных отложений оз. Пашенное (49°22' с.ш., 75°24' в.д., абс. отм. уреза –871 м), расположенного на юге степной зоны в пределах Каркаралинского низкогорного массива. Озеро, площадью около 30 га, с трех сторон окружено гранитными сопками, достигающими абсолютных отметок 1000 м. В южной части, где

низкогорное обрамление отсутствует, из него вытекает ручей Куруузек. Больше половины водной поверхности покрыто плавающей водной растительностью, подчас образующей довольно большие островки, с упругой кочковатой поверхностью, заросшей кустами ивы, березой и осиной, со слабо развитым мохово-травянистым ярусом.

Неширокая полоса берега вокруг озера покрыта разнообразной водно-болотной растительностью (осоки, хвощи, тростник), местами идет процесс накопления торфа. Торфяник в северной части озера зарос березовым лесом. Каркаралинский массив – один из самых южных в степной зоне Казахстана участков распространения сосновых боров, с которыми связан целый комплекс бореальных реликтов (Горчаковский, 1987). Гребни хребтов и крутые, расчлененные эрозией, склоны гранитных сопкок покрыты редколесьем, состоящим из сосны обыкновенной с небольшой примесью березы бородавчатой. Сомкнутость древостоя и разнообразие растительного покрова возрастают в нижней части склонов. Растительность окружающих мелкосопочных равнин представлена различными вариантами караганово-типчаково-ковыльных степей с участием эфедры.

Современный климат района – континентальный. Средние температуры июля в окрестностях г. Каракалинска составляют +18 - 19°C, января – –14 - 15°C, года – около +2°C, а среднегодовое количество осадков составляет 300 мм/год (Агроклиматический справочник по Карагандинской области, 1962).

Скважина пробуренная с одного из плавающих островков, сложенного осоковым слабо разложившимся торфом, прошла 2.25-м толщу воды и вскрыла следующие слои озерных отложений (рис. 2):

0.0 - 2.5 м – органо-глинистый сапропель бурокоричневого цвета с включениями растительных остатков, а в нижних горизонтах – раковин моллюсков (*Pisidium* (*Eupisidium*) *annicum*, *Radix lagotis*, *Gyraulus gredleri*). Органическая часть сапропеля состоит преимущественно из остатков диатомей, лишь в нижнем 30-сантиметровом слое преобладают хлорококковые водоросли и остатки высших растений;

2.5 - 3.3 м – озерные глины сизового цвета, с включениями гранитной дресвы и раковин пресноводных моллюсков (кроме уже упоминавшихся обнаружены остатки *Planorbis* и *Limnaea*). Содержание органики в верхних горизонтах глин заметно возрастает.

Обилие гранитной дресвы в нижнем слое глин, вероятно, связано с близостью коренного ложа.

Начало осадконакопления в озере относится к позднеплейстоценовому времени – около 12 тыс. лет назад. Этот рубеж был установлен с учетом радиоуглеродной даты 11710 ± 100 лет назад (ТО-3026) из основания скважины, пробуренной в

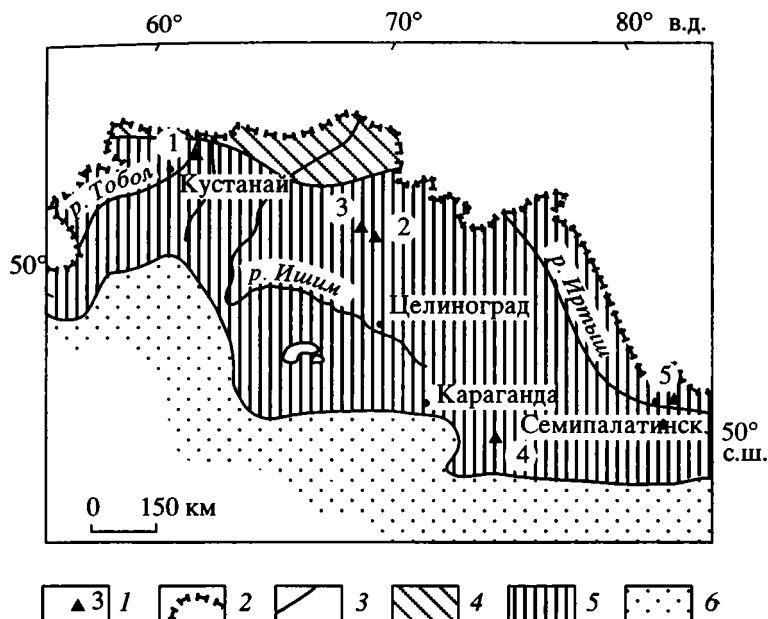


Рис. 1. Схема расположения исследованных разрезов озерных и озерно-болотных отложений. 1 – местоположение разрезов (1 – Моховое, 2 – Котырколь, 3 – Карасье, 4 – Пашенное, 5 – Озерки); 2 – граница Казахстана; 3 – границы природных зон; 4 – лесостепь; 5 – степь; 6 – полупустыня.

болотном массиве Озерки, в окрестностях г. Семипалатинска (рис. 1). Состав спорово-пыльцевых спектров из основания разреза Озерки прекрасно коррелируется с аналогичными спектрами донных отложений оз. Пашенное.

В слое глин на глубине 2.95 - 3.3 м (рис. 2) состав палинокомплексов, отнесенных нами к аллереде, отличается разнообразием пыльцы древесных и кустарниковых пород, на фоне доминирования – пыльцы трав и кустарничков. Показательно максимальное содержание в спектрах ели, облепихи и жимолости, пыльца которых выше по разрезу встречается лишь sporadически. Судя по составу пыльцевых спектров, в растительном покрове были широко распространены злаково-полынные и полынные степи с участием маревых и разнотравных группировок. Редкостойные лесные сообщества с участием березы, ели, сосны и сибирского кедра существовали лишь в наиболее благоприятных местообитаниях по долинам рек и озер. В подлеске были довольно широко распространены ива и жимолость, а на хорошо освещенных, слабозадернованных склонах – облепиха. Климат этого времени был холоднее современного, а увлажненность – выше за счет более низких летних температур и испарения. Озеро находилось в трансгрессивной фазе, о чем свидетельствуют состав пыльцы макрофитов и довольно разнообразный комплекс моллюсков.

Переход к позднему дриасу – 11000 лет назад – отчетливо проявляется в составе спектров резким сокращением содержания пыльцы хвойных пород, исчезновением ели, сибирского кедра, об-

лепихи и жимолости и некоторым увеличением абсолютного содержания пыльцы березы. В составе травяно-кустарничковой группы заметно возрастает роль полыни и сокращается доля разнотравья. Указанные изменения связаны, на наш взгляд, с похолоданием и усилением континентальности и сухости климата, повлекшими за собой редукцию лесных сообществ (за исключением березняков и ивняков по берегам рек и озер) в Северном и Центральном Казахстане и ксерофитизацию степной растительности. Ландшафтно-климатические условия позднего дриаса (11000 - 10200 лет назад) имели, по-видимому, много общих черт с природной обстановкой эпохи сартанского оледенения Западной Сибири, когда на территории Северного Казахстана развивались тундростепи (Аубекеров и др., 1989). Об иссушении климата и снижении уровня оз. Пашенное свидетельствуют также изменения в составе пыльцы макрофитов (рис. 2), в частности появление болотных видов.

Интерполяция радиоуглеродных датировок по разрезу с учетом скоростей осадконакопления позволяет довольно уверенно отнести слой на глубине 2.4 - 2.75 м к пребореальному периоду голоцена – около 10200 - 9200 лет назад. Палинокомплексы этого времени отличаются некоторым обогащением состава древесной растительности, снижением доли пыльцы полыней и повышенным содержанием злаков и разнотравья. Климатические условия изменились в сторону потепления и некоторого снижения континентальности. Повышение температур повлекло за собой

активную эвтрофикацию озера, в котором начинают отлагаться органо-глинистые сапропели.

Смена типа осадков в озере является, по сути дела, важным стратиграфическим рубежом, знаменующим переход от позднеледниковья к голоцену. В разрезе Озерки возраст слоя торфянистого сапропеля в 10 см выше границы раздела – озерные глины/сапропель составляет 9280 ± 380 лет назад (МГУ-1320). Радиоуглеродная датировка 9610 ± 100 лет назад, полученная из основания толщи сапропеля, залегающего на сизых глинах (Бердовская, 1989) в оз. Боровое, расположенном в пределах Кокчетавской возвышенности, в непосредственной близости от разреза Карасье (рис. 1), подтверждает, что этот процесс имел отнюдь не локальный характер. Тот факт, что начало отложения сапропеля в озерах может служить основной и для дальних стратиграфических и палеогеографических корреляций, подтверждается анализом литературы по другим регионам Северной Евразии (Хотинский, 1977; Андреев и др., 1989).

Пребореально-бореальный рубеж в отложениях оз. Пашенное фиксируется нами на уровне 2.4 м по относительному кратковременному увеличению роли сосны в составе пыльцевых спектров на фоне общего снижения содержания пыльцы древесно-кустарниковой растительности. Палинокомплексы, отнесенные к бореальному периоду (1.95 - 2.4 м), характеризуются максимально высоким содержанием пыльцы травянистых растений и практически полным исчезновением сосны. В отложениях разреза Озерки это проявилось наиболее ярко: в некоторых образцах отсутствуют даже единичные находки пыльцы сосны. Состав спектров позволяет предположить значительное остепнение территории Северного и Центрального Казахстана 8 - 9 тыс. лет назад, связанное с аридизацией климата. Ареал сосны сокращался, а береза занимала осушенные участки по берегам регрессировавших озер.

Граница между бореальным и атлантическим периодами проводится на уровне 1.95 м с учетом изменений в составе древесно-кустарниковой части пыльцевых спектров. Ее возраст надежно устанавливается благодаря радиоуглеродной датировке из слоя 1.85 - 1.95 м – 7895 ± 160 лет назад (ИГАН-1278). Общим для палиноспектров атлантического периода является возрастание доли пыльцы сосны, появление ольхи, а затем вяза, дуба и липы. Роль пыльцы степной растительности, наоборот, падает, что, несомненно, свидетельствует об увлажнении климата и снижении его континентальности. Анализ современных климатических показателей на южной и юго-восточной границах ареалов дуба, вяза и липы (Тарасов, 1992) показывает, что для проникновения широколиственных пород в лесостепную и степную зоны Казахстана количество атмосферных осадков должно

было превышать современное на 100 - 120 мм/год, средняя температура июля – снижаться на 1 - 2°C, а температура января – возрастать на 1 - 1.5°C.

Вместе с тем анализ пыльцевых спектров позволяет предполагать, что климатические условия атлантического периода голоцена испытали ряд колебаний, что оказывало влияние и на ландшафтную обстановку. По спорово-пыльцевым данным устанавливается наличие трех плювиальных фаз и трех фаз относительного ухудшения климата. Радиоуглеродные датировки: 7895 ± 160 (ИГАН-1278), 7360 ± 225 (ИГАН-1187), 5810 ± 230 (ИГАН-1279) и 5100 ± 125 лет назад (ИГАН-1185), из слоя 1.05 - 1.95 м, отнесенного нами к атлантическому периоду, дают возможность определить их возраст. Так, наиболее благоприятные климатические условия имели место около 7500, 5500 и 4800 лет назад, причем раннеатлантическая фаза (8000 - 7000 лет назад) соответствует атлантическому оптимуму голоцена.

Атлантико-суббореальный рубеж проводится на уровне 1.05 м по резкому спаду кривой сосны, исчезновению пыльцы широколиственных пород и общему снижению содержания древесной пыльцы в составе спектров. Интерполяция радиоуглеродных датировок 5100 ± 125 лет назад (ИГАН-1185) и 3560 ± 130 лет назад (ИГАН-1280) позволяет датировать его около 4600 лет назад. Состав палинокомплексов суббореального периода характеризует его как довольно неблагоприятный для произрастания древесной растительности. В пределах Северного и Центрального Казахстана 2.5 - 4.5 тыс. лет назад территория значительно остепнялась. В составе травянистой растительности доминировали полынные группировки с примесью злаков и разнотравья. Площадь лесов сокращалась по сравнению с предыдущим периодом, а широколиственные породы могли сохраняться лишь в наиболее благоприятных местообитаниях. Аридизация климата в раннесуббореальное время привела к снижению уровней озер, активизации процессов их заболачивания и заторфовывания. Радиоуглеродные датировки, полученные из основания торфяных горизонтов разрезов Моховое – 2760 ± 130 лет назад (МГУ-1313) и Котырколь – 3485 ± 110 лет назад (МГУ-1263), позволяют сделать вывод, что образование большинства торфяников степной зоны Северного и Центрального Казахстана началось около 3500 лет назад. Анализ результатов палинологического анализа по разрезам Карасье, Котырколь и Моховое (рис. 1) согласуется с данными по оз. Пашенное. Лишь в пределах Кокчетавской возвышенности Северного Казахстана указанные изменения были значительно слабее выражены, что объясняется более благоприятными микроклиматическими условиями: низкогорный массив Кокчетау как бы “притягивает” атмосферные осадки (Климат Казахстана, 1959).

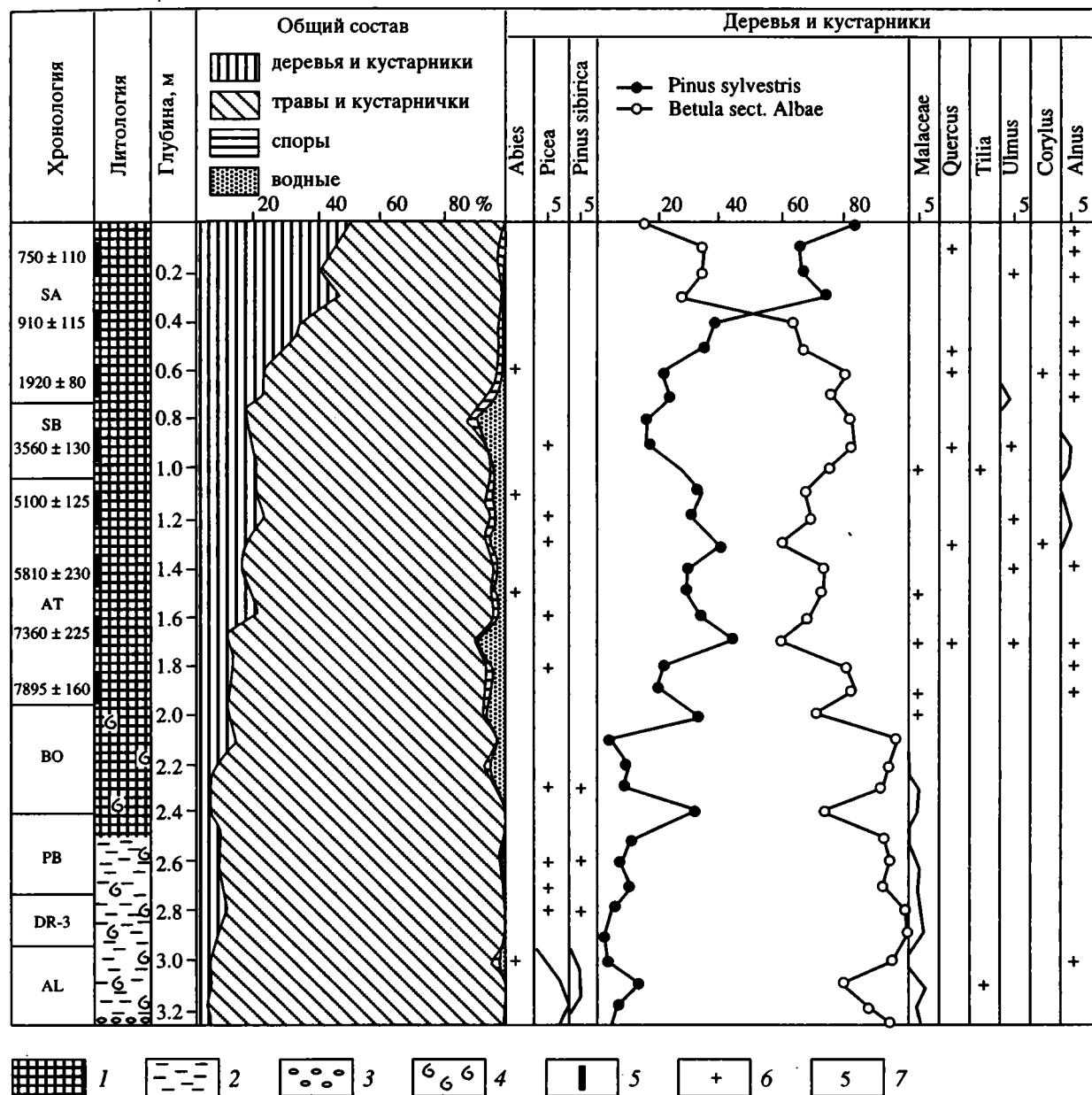
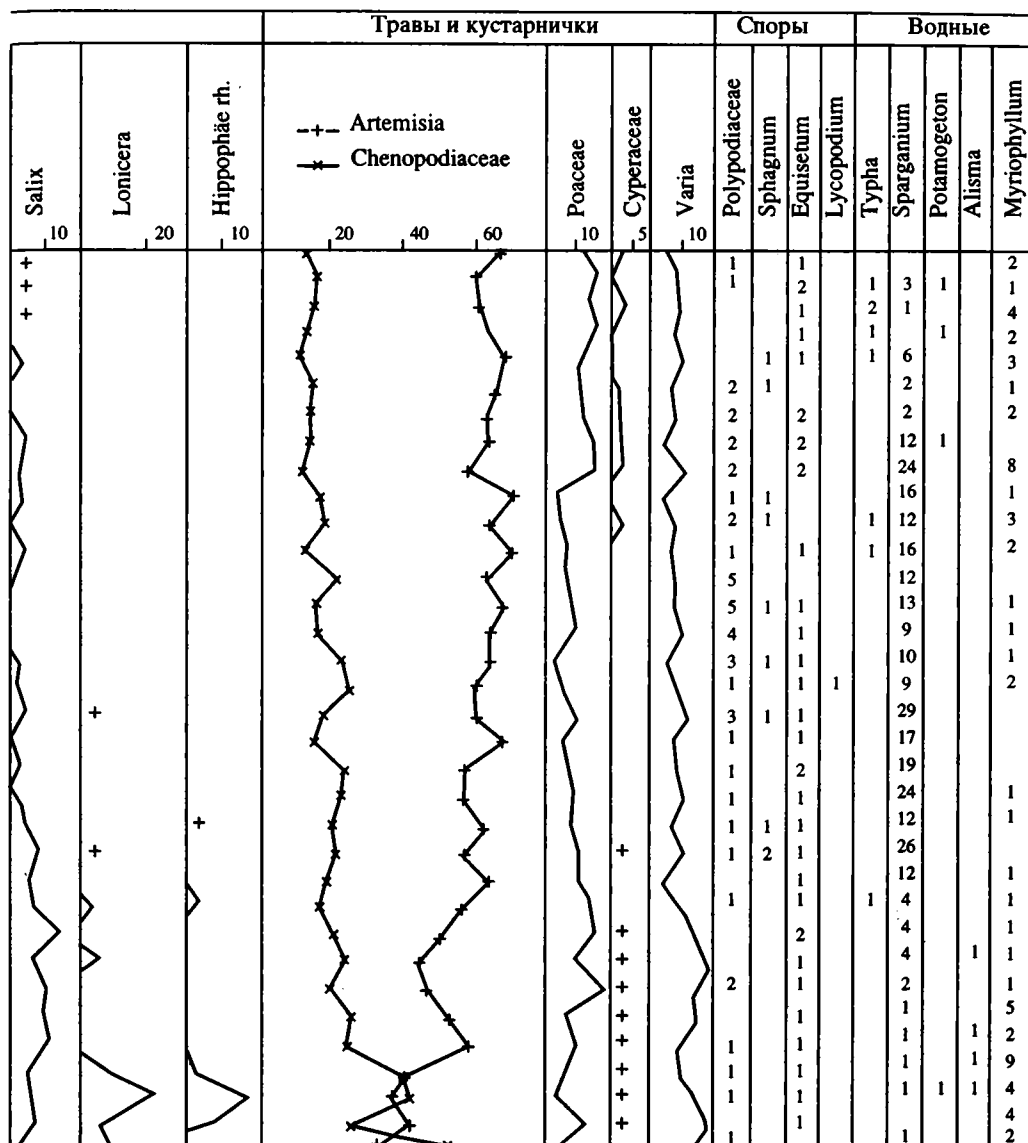


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений оз. Пашенное. 1 – органо-глинистый сапропель; 2 – глина; 3 – дресва; 4 – раковины моллюсков; 5 – места отбора образцов для радиоуглеродного датирования; 6 – присутствие пыльцы в количестве менее 2% при расчете внутригрупповых соотношений; 7 – абсолютное количество пыльцевых зерен и спор в тех случаях, когда внутригрупповые соотношения не рассчитывались (менее 50 микрофоссилий в группе). Климатические периоды позднеледниковья–голоцена (по схеме Блитта–Сернандера в модификации Н.А. Хотинского): AL – аллеред, DR-3 – поздний дриас, PB – пребореальный, BO – бореальный, AT – атлантический, SB – суббореальный, SA – субатлантический.

Начало субатлантического периода голоцена фиксируется по резкому возрастанию содержания пыльцы сосны, что сразу же сказалось на изменении соотношения между древесной и травянистой частями спорово-пыльцевых спектров. Возраст этого рубежа – около 2500 лет – устанавливается по интерполяции радиоуглеродных датировок 3560 ± 130 лет назад (ИГАН-1280) и 1920 ± 80 лет назад (ИГАН-1183) (рис. 2). Можно назвать субатлантический период временем по-

бедного расселения сосны в пределах степной зоны Казахстана, где она в настоящее время произрастает в виде островных и ленточных боров на песчаных террасах Тобола, Убагана, Ишима и Иртыша и на гранитных и метаморфических породах низкогорных массивов и Кокчетавской возвышенности (Грибанов, 1960). Если исходить из климатической природы этого явления, можно сделать вывод о том, что наиболее оптимальное за голоцен сочетание тепло- и влагообеспеченности



на рассматриваемой территории сложилось в среднесубатлантическую фазу (около 1800 - 800 лет назад). Это находит выражение не только в составе палиноспектров, но и в резком увеличении скоростей осадконакопления во всех изученных нами разрезах озерных и болотных осадков. Радиоуглеродные датировки из субатлантического слоя отложений оз. Пашенное (0.0 - 0.75 м): 1920 ± 80 лет назад (ИГАН-1183), 910 ± 115 лет назад (ИГАН-1281) и 750 ± 110 лет назад (ИГАН-1188) – подтверждают этот вывод. К сожалению, из-за малой мощности позднесубатлантических отложений и отсутствия для них радиоуглеродных датировок не удалось провести детальное палеоботаническое изучение этих слоев. Отметим лишь, что палинокомплексы позднесубатлантического времени характеризуются неко-

торым снижением роли сосны и исчезновением пыльцы широколиственных пород, что, возможно, связано не только с климатическими изменениями, но и с усилением антропогенного воздействия на степную зону в последнее тысячелетие.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные по палинологическому и радиоуглеродному исследованию озерно-болотных отложений позволили увязать фазы развития растительности и климата Северного и Центрального Казахстана с модифицированной схемой Блитта–Сернандера (Хотинский, 1989), широко используемой в палеогеографии голоцена Евразии.

Для рассматриваемого региона впервые удалось проследить историю развития ландшафтно-

климатической обстановки в позднеледниковое время, четко выделив интерстадиал аллеред и стадию похолодания поздний дриас. Развитие растительности шло от почти безлесных "холодных" степей позднеледниковья к лесостепным ландшафтам атлантического периода, включающим разнотравно-злаково-полынные и разнотравно-злаковые степи, с участками сосновых и березовых лесов с примесью широколиственных пород, проникших в Северный Казахстан с Южного Урала и из Западной Сибири. Сосновые боры получили максимальное развитие в субатлантическом периоде голоцена. В заключительную фазу голоцена растительность приобрела современный облик, а из состава лесов исчезли широколиственные породы.

Переход от холодного климата позднеледниковья к значительно более теплым условиям голоцена фиксируется не только палинологическими данными, но и изменением литологического состава озерных отложений и началом массового накопления сапропеля в пресных водоемах.

Соотношение тепло-влагообеспеченности на рассматриваемой территории менялось следующим образом: от резкоконтинентального холодного и сухого климата позднего дриаса, пришедшего на смену более мягким условиям аллереда, к значительно более теплому и довольно засушливому климату пребореального и бореального периодов голоцена. Снижение континентальности и, как следствие, увеличение увлажненности климата, характерное для атлантического периода, достигало максимума около 7500 лет назад, после чего отмечается слабый тренд к аридизации. Усиление сухости климата наиболее заметно проявилось в суббореальном периоде, с которым связана активизация процессов заболачивания озер и накопления торфа. Второй ярко выраженный голоценовый оптимум, проявившийся в увеличении количества атмосферных осадков, снижении летних и повышении зимних температур, приходится на среднесубатлантическую фазу (1800 - 800 лет назад), вслед за которой произошло снижение увлажненности и климатические условия приблизились к современным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агроклиматический справочник по Карагандинской области. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 171 с.

Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д., Хотинский Н.А. Хронология ландшафтно-климатических изменений Центральной Якутии в голоцене // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 116 - 121.

Аубекеров Б.Ж., Чалыхьян Э.В., Жакупова Ш.А. Изменение климата и палеогеографических условий Центрального Казахстана в позднеледниковье и голо-

цене // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 98 - 102.

Бердовская Г.Н. История озера Боровое (Северный Казахстан) по палинологическим данным // История озер. Рациональное использование и охрана озерных водоемов. Тез. докл. 8 Всес. симпозиуму по истории озер. Минск: Репринт. 1989. С. 14 - 15.

Горчаковский П.Л. Лесные оазисы Казахского мелкосопочника. М.: Наука, 1987. 159 с.

Грибанов Л.Н. Степные боры Алтайского края и Казахстана. М.; Л.: Гослесбумиздат, 1960. 156 с.

Жаркова А.М. К изучению торфяников Боровской лесной дачи бывшего Кокчетавского уезда Акмолинской области (предварительное сообщение) // Изв. Зап.-Сиб. отдела Русск. геогр. об-ва. Омск. 1930. Т. 7. С. 121 - 131.

Жаркова А.М. О возрасте торфяников Северного Казахстана // Учен. зап. Омского пед. ин-та. 1967. Вып. 24. С. 58 - 63.

Клапчук М.Н. К вопросу о палеоклиматических условиях в Центральном Казахстане в верхнем плейстоцене и голоцене // Тез. докл. научно-техн. конференции, март 1968 г. Караганда: Мингео КазССР, Центр.-Каз. геолог. упр-е, 1968. С. 95 - 98.

Климат Казахстана. Л.: Гидрометеиздат, 1959. 367 с.

Крупеников И.А. К истории островных лесов Кустанайской области // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1941. Т. 30. № 7. С. 664 - 665.

Лавров В.В. О составе ископаемой пылицы одного торфяника в северной части Тургайского пролива // Вестн. Казахского филиала АН СССР. 1945. № 1(4). С. 24 - 26.

Лавров В.В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины в связи с изучением условий торфонакопления: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: Ин-т геол. АН КазССР, 1946. 19 с.

Лавров В.В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1948. 126 с.

Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.

Нурмамбетов Э.И., Чупина Л.Н., Акиянова Ф.Ж. К позднеплейстоцен-голоценовой истории Северного Казахстана // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 102 - 109.

Тарасов П.Е. Особенности позднего голоцена Кокчетавской возвышенности // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1991. № 6. С. 54 - 60.

Тарасов П.Е. Палеогеография степной зоны Северного и Центрального Казахстана в голоцене. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1992. 25 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 199 с.

Хотинский Н.А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 12 - 17.

Чупина Л.Н. Палеогеографические условия северо-запада Центрального Казахстана в позднем плейстоцене и голоцене. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Алма-Ата: Ин-т геогр. АН КазССР, 1974. 23 с.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 564:561.73 (235.216)

НАХОДКИ МЕЛКОРАКОВИННЫХ ОКАМЕНЕЛОСТЕЙ В НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ ТАЛАССКОГО АЛА-ТОО (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

© 1995 г. А. М. Мамбетов, Р. А. Максумова

*Институт геологии АН Республики Кыргызстан,
720481 Бишкек, бульв. Эркиндик, 30, Республика Кыргызстан*

Поступила в редакцию 21.04.93 г.

Полученные в последние годы палеонтологические данные по древним толщам Таласского Ала-Тоо приходят в противоречие с устоявшимися взглядами по их стратиграфическому расчленению. На основании детальных биостратиграфических работ среди флишевой толщи карагаинской серии, чаткарагайской подсерии северных склонов Таласского Ала-Тоо при химическом препарировании проб получены мелкораковинные окаменелости (хиолиты, хиолителминты, губки), а также водоросли. По этим находкам возраст вмещающих их карбонатов урмаральской свиты чаткарагайской подсерии рассматривается как нижнепалеозойский (нерасчлененный кембро-ордовик). Ранее эти толщи были отнесены к верхнему рифею.

Применение химических методов дезинтеграции пород, вовлечение в практику палеонтологических работ мелкораковинных окаменелостей значительно расширили возможности палеонтологической характеристики древних "немых" толщ Тянь-Шаня.

В 60 - 70-е годы биостратиграфические работы в Тянь-Шане привели к находкам органических остатков нижнего кембрия (Келлер, Покровская, 1965; Миссаржевский, Мамбетов, 1981) в фосфоритовых слоях Малого Каратау, северо-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Толщи, подстилающие слои с нижнекембрийскими органическими остатками, были отнесены к докембрию (Королев, 1962; Келлер и др., 1965; Королев, Максумова, 1964, 1968). Привлечение к датированию докембрийских толщ строматолитов, онколитов, изотопных данных позволили создать стратиграфические схемы расчленения и корреляции с выделением рифея с тремя подразделениями и двучленного венда (Королев и др., 1974) в Тянь-Шане.

Однако в последние годы стали появляться данные о находках фаунистических остатков в некоторых толщах, относимых ранее к докембрию (Митрофанов и др., 1983; Максумова и др., 1987).

Новые данные по стратиграфии некоторых "докембрийских" толщ, формационный анализ с использованием фациально-генетических построений, переинтерпретация характера контактов между докембрийскими и палеозойскими толщами привели к выводу о сложном покровно-чешуйчатом строении горного сооружения Тянь-Шаня (Максумова и др., 1988, Худолей, Семилеткин, 1992; Алексеев, 1993).

Одним из таких районов является Таласо-Каратауский регион, разрезы древних толщ которого

являются до сих пор опорными для верхнедокембрийских и нижнепалеозойских образований Северного Тянь-Шаня.

В Таласском хребте выделялись два типа разреза позднего докембрия: так называемый сокращенный курганский и полный кумыштагский (Королев, Максумова, 1964). Площади развития их разделялись Бешташ-Терекским разломом (рис. 1). Верхние части этих двух типов разрезов представлены очень сходными комплексами малокаройской, джетымской и тамдинской серий, корреляция которых не вызывала сомнений. Этого нельзя сказать о подстилающих толщах. Колонка последних сокращенного типа разреза составлена внизу массивными кварц-полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками, относимыми к сарыджонской свите (700 м), известняками и доломитовыми известняками светло-розоватой окраски чаткарагайской свиты (200 - 300 м) и вверх красной и зеленоцветными алевролитами, аргиллитами, тонкоплитчатыми известняками кызылбельской (50 - 200 м) свиты (Додонова, 1957, 1960). В известняках чаткарагайской свиты Л.Б. Дядюченко, В.Г. Королевым и В.В. Киселевым были обнаружены строматолиты, отнесенные И.Н. Крыловым (1967) к верхнерифейскому миньярскому комплексу.

К полному кумыштагскому типу разреза были отнесены районы, где наблюдалась сходная последовательность толщ, но иной формационной характеристики. Мощные толщи терригенно-грауваккового в верхней части карбонатно-терригенного флиша сопоставлялись с толщей песчаников сокращенного типа разреза и были отнесены Т.А. Додоновой к сарыджонской свите. Суммарная мощность ее составляла около 3000 м. Позд-

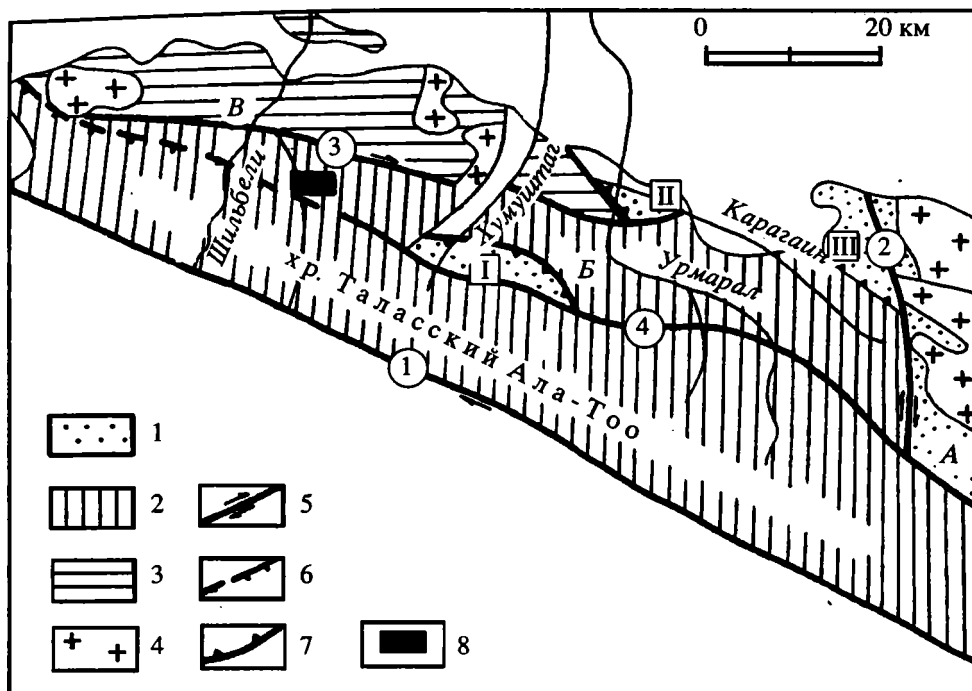


Рис. 1. Тектоническая схема Таласского Ала-Тоо.

Районы развития: 1 – “сокращенного” Курганского типа разреза верхнего докембрия; 2 – Кумыштагского типа разреза мощного терригенно-карбонатного и карбонатного флиша; 3 – терригенного флиша; 4 – гранитоидные интрузии. 5 – 7 – разломы (5 – сдвиги; 6 – надвиги, 7 – аллохтоны), 8 – место составления разреза.

Цифры в кружке – разломы: 1 – Талассо-Ферганский, 2 – Бешташ-Терекский, 3 – Джолсайский, 4 – Узунахмат-Кумыштагский.

Блоки: А – Бешташ-Колбинский, Б – Кумыштагский, В – Тагыртауский, Г – Узунахматский.

Аллохтоны: I – Кумыштагский, II – Майлибулакский, III – Карагаинский.

нее Р.А. Максумовой она была разделена на тагыртаускую и сарыджонскую свиты (Королев, Максумова, 1964), а геологами-съемщиками (Беккер и др., 1988) – на чонджолскую, тагыртаускую и чидыголоскую свиты. Мощные (также до 3000 м) толщи карбонатного флиша Т.А. Додоновой были отнесены к чаткарагайской свите и сопоставлялись с маломощными массивными строматолитовыми известняками сокращенного курганского типа разреза.

И наконец, завершающая эту колонну терригенного и карбонатного флиша пестроцветная нижняя морская моласса (до 2000 м) Т.А. Додоновой параллелизовалась с кызылбельской свитой.

Позднее Р.А. Максумовой (1980) этот интервал разреза был расчленен на чаткарагайскую и сагызганскую свиты (составляющие единую чаткарагайскую свиту Т.А. Додоновой), и ввиду существенных формационных отличий верхняя завершающая пестроцветная часть разреза была переименована в постунбулакскую свиту. Стратиграфическое положение последней определялось более высоким, чем кызылбельская курганского типа разреза. С последней коррелировалась сагызганская свита.

В последние годы геологи-съемщики более решительно отказались от наименований “сарыджонская” и “чаткарагайская” свиты в этом районе и мощную толщу карбонатного флиша расчленили на бирбулакскую, урмаральскую, чокуташскую (= сагызганской) свиты, оставив, правда, эти наименования для подсерий единой карагоинской серии.

Палеонтологической характеристики мощных флишевых толщ кумыштагского типа разреза не было. Имелись сведения о находке непредставительных верхнерифейских онколотов в известняках р. Ур-Марала. Верхнерифейский возраст флишевых толщ определялся стратиграфическим положением под малокаройской серией, возраст которой считался вендским (Королев, Максумова, 1968), и корреляцией с разрезом сокращенного курганского типа, охарактеризованного верхнерифейскими строматолитами. Позднее, в 1979 - 1980 гг., в шлифах Р.А. Максумовой и А.Г. Малюжинца (МГУ) из известняков урмаральской свиты по р. Тайты, правого притока р. Кара-Буура, Б.Ш. Крингер (ЦКГЭ, г. Караганда) обнаружили обломки раковин брахиопод, трилобитов и многочисленных водорослей, свидетельствующих о палеозойском возрасте вмещающих пород.

В 1985 г. Л.Н. Краськов описал находки из этого же места проблематичных остатков *Sagaburina*, выделенных методом химического препарирования. Он отмечал их сходство с верхнерифейскими микрофоссилиями ряда районов мира. В то же время необходимо отметить и неоднозначность трактовки остатков *Sagaburina*. Так, в частности в монографии "Микрофоссилии докембрия СССР" (1989) эти остатки описаны как микрофоссилии фаунистического происхождения, но в то же время отмечается их сходство с низшими растениями и водорослями.

З.М. Абдуазимова (ОМЭ САИГИМС, г. Ташкент) в шлифах по всему разрезу рифея Таласского хребта обнаружила раннепалеозойские (ордовикские) хитинозоа (1986). Из этих же проб Л.Н. Ильченко (ПО Севморгеология, г. Ленинград) дала довольно большой список растительных микрофоссилий с выделением всех рифейских фитем (1985).

Как видно, данные по палеонтологической характеристике древних толщ Таласского Ала-Тоо противоречивы и не могут служить основанием для однозначного определения возраста этих отложений.

В последние годы были снова предприняты попытки обнаружения органических остатков среди пород мощных флишевых образований. Естественно, что объектом тщательного изучения был избран разрез урмаральской (низов чаткарагайской) свиты в низовьях руч. Тайты (правый приток р. Кара-Буура, в его среднем течении), где ранее (Краськов, 1985) были обнаружены остатки микрофоссилий и обломки раковинной фауны. Описываемый ниже разрез расположен в устьевой части руч. Тайты (рис. 2), правого притока р. Кара-Буура (левый приток р. Талас), в северных отрогах Таласского Ала-Тоо.

По обоим бортам ручья в 200 м выше его устья составлен нижеследующий разрез по нижней карбонатной подсвите урмаральской свиты (рис. 3).

1. Известняки толсто- и среднеслоистые, слабovolнистослоистые темно-серой окраски, пелитоморфные и тонкозернистые. Имеются прослои тонкоплитчатых их разновидностей и глинистых сланцев. В основании слоя – находки водорослей родов *Girvanella*, *Epiphyton* (определение В.А. Лучининой, ИГ и ГСО РАН). Мощность 24.5 - 25 м.

2. По неровному контакту на подстилающие породы ложатся конгломератобрекчии, гравелиты, песчаники, представляющие собой отложения выноса дебрисных потоков. Обломочный материал представлен обломками известняков удлиненно-таблитчатой формы в глинисто-карбонатном матриксе, с контактным типом цементации. Имеются прослои (до 0.5 м) тонкозернистых известняков, аргиллитов и сланцев. Цементирующая масса не содержит зерна кварц-полевошпатового состава песчано-алевритовой размерности. В осно-

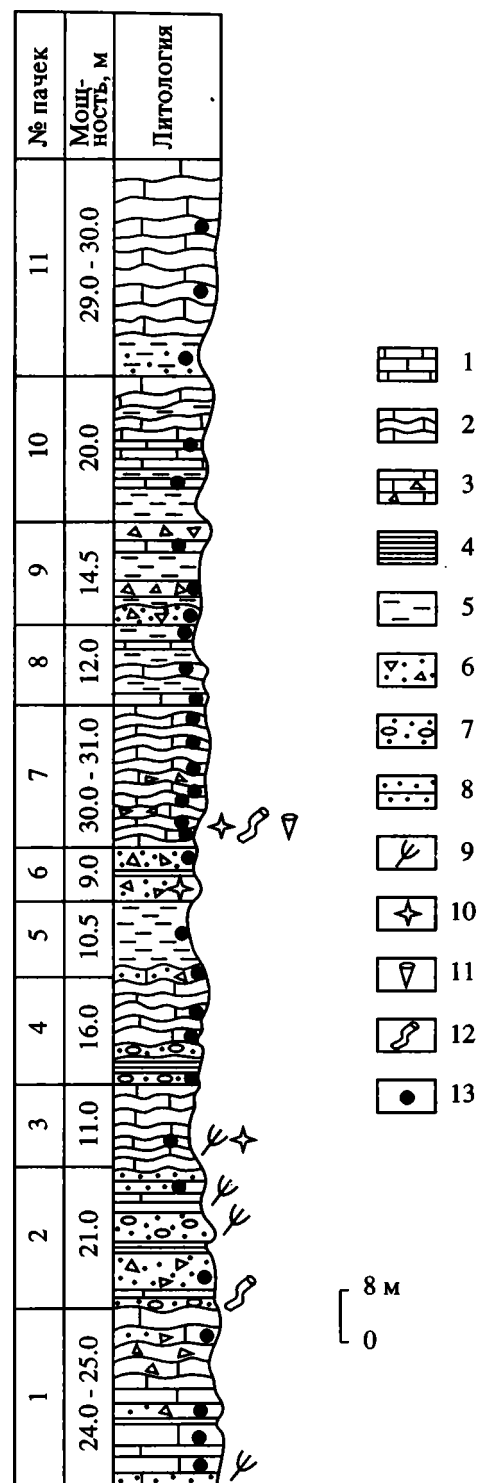


Рис. 2. Геологический разрез по урмаральской свите чаткарагайской подсерии р. Кара-Буура (устье руч. Тайты).

1 – известняки плитчатые; 2 – известняки неровно- и волнистослоистые; 3 – известняки обломочно-брекчиевидные; 4 – сланцы; 5 – аргиллиты; 6 – конгломерато-брекчии; 7 – конгломераты; 8 – песчаники.

Органические остатки: 9 – водоросли; 10 – спикулы губок; 11 – хиолиты; 12 – хиолительминты; 13 – интервалы отбора проб на растворение.

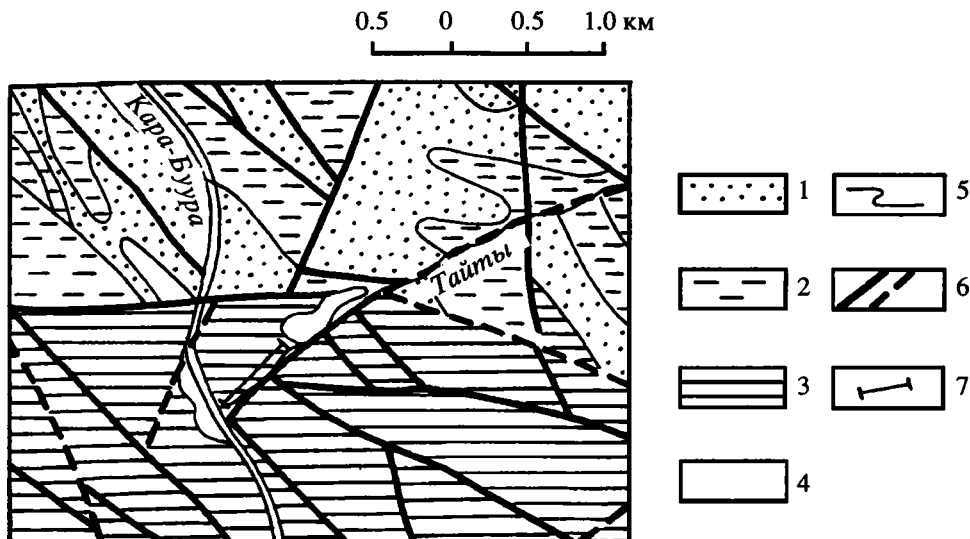


Рис. 3. Геологическая карта среднего течения р. Кара-Буура. М-б 1:50000 (составил А.А. Конюхов, 1992).

1 – тагыртауская свита; 2 – чидыголотская свита; 3 – урмаральская свита; 4 – четвертичные отложения; 5 – стратиграфические контакты; 6 – тектонические контакты; 7 – линия разреза.

вании пачки в прослое тонкозернистых известняков выявлены единичные остатки трубок червей, определенных как *Hyolithellus* sp. В средней части и в верхах имеются многочисленные водоросли родов *Girvanella*, *Eriphyton*. Мощность 21 м.

3. Известняки темно-серые, средне- и слабо-волнистослоистые, тонкозернистые. В низах пачки находки водорослей *Girvanella* (неопределимые до формы из-за сильной перекристаллизации) кембрийского облика, а химическим препарированием отсюда же извлечены остатки губок класса *Hexactinellida*. Мощность 11 м.

4. Со следами слабо выраженного размыва стратиграфически выше залегает пласт конгломератобрекчии карбонатного состава. Он сменяется тонкоплитчатыми аргиллитами и сланцами зеленовато-серой окраски. Выше появляются известняки средне- и неровнослоистые, темно-серые и тонкозернистые. Мощность 16 м.

5. По неровной поверхности размыва выше залегают песчано-алевритистые обломочные известняки (калькарениды) буровато-серого цвета. Отмечаются включения редких, слабо окатанных галек и гравийного размера обломков темно-серых известняков. Они постепенно переходят в тонкозернистые карбонатные песчаники с примесью обломков кварц-полевошпатового состава. Выше залегают карбонатные аргиллиты со множеством чешуек биотита по плоскостям напластования. Мощность 10.5 м.

6. Конгломератобрекчии карбонатные, неяснослоистые, рыжевато-бурые. Обломки представлены шестовато-таблитчатой формы известняками в сильно запесоченном карбонатном цементе. Выше они становятся слоистыми (пре-

имущественно среднеслоистыми) с прослоями аргиллитов. Мощность 8.5 - 9 м.

7. Известняки средне- и неровнослоистые, тонко- и мелкозернистые. Имеются интервалы, подверженные сильному послойному окремнению. Многочисленны прослои (до 0.7 м) калькарениды и обломочно-онколитовых разностей карбонатов. В низах пачки отмечены единичные остатки плохой сохранности хиолитов, определенных как *Allathecidae* gen. et sp. indet., трубок червей *Hyolithellus* sp. indet., а также кремнистые губки класса *Hexactinellida*. Мощность 30 - 31 м.

8. Ритмичное чередование плитчатых аргиллитов с толсто- и волнистослоистыми известняками. Верхняя половина пачки представлена аргиллитами с прослоями тонкозернистых известняков. Мощность 11.5 - 12 м.

9. По неровному контакту залегают карбонатные песчаники и алевролиты тонкоплитчатые, переходящие выше в обломочно-брекчиевидные известняки темно-коричневой окраски. Обломки представлены удлиненно-шестоватыми и таблитчатой формы известняками и аргиллитами. Цемент – тонкозернистый карбонатный с редкими гравийно-песчаными включениями. Выше по разрезу они переходят в сильно рассланцованные аргиллиты. Затем отмечается пласт (до 4 м) конгломератобрекчий с редкими неокатанными валунами. Выше появляются тонкоплитчатые аргиллиты в чередовании с мелкозернистыми известняками. Пачка завершается обломочно-брекчиевидными известняками, обломки которых имеют удлиненно-шестоватую форму. Мощность 14.2 - 14.5 м.

10. Аргиллиты зеленовато-серой окраски, изредка с тонкими прослоями известняков, песчаников и алевролитов. Выше появляются равно-слоистые тонко- и мелкозернистые известняки буровато-серого цвета. Имеются прослои обломочно-брекчиевидных их разностей. Описываемая пачка завершается чередованием аргиллитов и известняков. Мощность 19.7 - 20 м.

11. Алевролиты и аргиллиты тонкослоистые с редкими прослоями известняков. Пачка завершается монотонными слоистыми буровато-серыми известняками. Мощность 29.0 - 30 м.

В результате растворения значительного количества образцов (более сотни), отобранных по всему вышеописанному разрезу урмаральской свиты, на нескольких стратиграфических уровнях выявлены остатки мелких раковинчатых окаменелостей (рис. 3). Они представлены редкими и плохой сохранности остатками различных групп организмов как животного, так и растительного происхождения. Это остатки хиолитов семейства *Allathecidae* (слои "7, 6" на рис. 3), трубок червей рода *Hyolithellus* Bill. (слои "2, 7"), губок класса *Hexactinellida* (слои "3, 7"). Кроме них, многочисленны остатки водорослей родов *Girvanella*, *Eriphyton*, обнаруженных в низах разреза (слои "1, 2, 3" на рис. 3). Последние обнаружены в петрографических шлифах, а также получены при химической дезинтеграции пород.

По мнению В.А. Лучининой (ИГиГ СО РАН), просмотревшей нашу коллекцию, водоросли рода *Girvanella* представлены новыми, пока не описанными в литературе формами, близкими к таковым из кембрия Алтае-Саянской области и Сибири. Из-за плохой сохранности (сильная перекристаллизация) водоросли из группы эпифитонов не поддаются определению до вида.

Для подтверждения полученных данных детально была изучена эта же часть разреза по левому борту руч. Тайты. Поскольку он не отличается даже в деталях от вышеприведенного, отпадает необходимость его описания. Отметим лишь только то, что и по данному разрезу были выявлены мелкораковинные окаменелости, начиная с его основания. Здесь отмечаются значительное количество губок из класса гексактинелл и единичные хиолигельминты рода хиолигеллус.

Остатки мелкораковинных окаменелостей носят явные следы переотложения (представлены только обломками): это объясняет редкость их находок.

По вновь сделанным находкам хиолигов, хиолигельминтов, губок, а также водорослей, возраст нижней, карбонатной подсвиты "чаткарагайской свиты" (урмаральская по А.Б. Беккеру и др.), описанной нами выше, может быть с увереннос-

тью определен как нижнепалеозойский, а не позднеперифейский, как считалось ранее.

Исходя из анализа вертикального распространения мелкораковинных окаменелостей (хиолигеллы семейства *Allathecidae*, хиолигельминты рода *Hyolithellus*, губки класса *Hexactinellida*), на основании имеющихся литературных данных (Миссаржевский, 1989; Bengtson et al., 1990) можно уверенно датировать их возраст как нерасчлененный кембрий-ордовик. Редкость находок органических остатков в породах объясняется, по-видимому, плохой сохранностью их в отложениях турбидных и дебрисных потоков. Такой спецификой характеризуются и более молодые флишевые формации.

Первые находки органических остатков из палеонтологически "немых" толщ Северного Тянь-Шаня, ранее относимых к докембрию, с настоящей необходимостью ставят задачу постановки детальных биостратиграфических работ по поиску в них мелкораковинных окаменелостей и переоценке их возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Д.В. Тектоника Малого Каратау. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1993. 19 с.
- Беккер А.Ю., Макаров В.А., Разбойников А.Г. Новые данные по стратиграфии карагаинской серии Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 100 - 126.
- Додонова Т.А. К стратиграфии нижнекембрийских и докембрийских отложений Таласского Алатау // Тр. Ин-та геологии АН КиргССР. 1957. Вып. IX. С. 207 - 213.
- Додонова Т.А. Новые данные к стратиграфии нижнепалеозойских отложений Таласского Алатау // Тр. Упр. геол. и охр. недр при Сов. Мин. КиргССР. 1960. Кн. 1. С. 6 - 20.
- Келлер Б.М., Королев А.Г., Крылов И.Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 4. С. 101 - 115.
- Келлер Б.М., Покровская Н.В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 6. С. 78 - 91.
- Королев В.Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня // Материалы по допалеозою Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1962. Вып. 3. С. 3 - 23.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Поздний докембрий Таласского Алатау // Тр. Фрунзенского политехнического института. Геология, горное дело. 1964. Вып. 19. С. 48 - 55.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Аналоги вендского комплекса в Малом Каратау (Юж. Казахстан) // Тр. Фрунзенского политехнического института. Геология, горное дело. 1968. Вып. 24. С. 20 - 27.
- Королев В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. Венд и томмотский ярус нижнего кембрия в Средней Азии и

Южном Казахстане // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. Т. 1. С. 52 - 56.

Краськов Л.Н. Находка проблематичных организмов в отложениях чаткарагайской свиты (Таласский хребет) // Проблематики позднего докембрия и палеозоя. Тр. ИГиГ СО АН СССР. М.: Наука, 1985. Вып. 632. С. 149 - 152.

Крылов И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967. 78 с.

Максумова Р.А. Формации позднего докембрия Таласского хребта // Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967. С. 31 - 53.

Максумова Р.А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе: Илим, 1980. 151 с.

Максумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 43 - 64.

Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б., Христова М.П., Чернышук В.П. Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ //

Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 144 - 152.

Микрофоссилии докембрия СССР / Отв. ред. Янкаускас Т.В. Л.: Наука, 1989. 187 с.

Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия // Тр. ГИН АН СССР, 1989. Вып. 443. 237 с.

Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Каратау // Тр. ГИН АН СССР, 1981. Вып. 326. 90 с.

Митрофанов К.В., Васильев Д.Г., Клишевич В.Л., Квятковский А.Р. Раннегеосинклинальные вулканогенные серии Киргизского хребта // Сов. геология. 1983. № 8. С. 95 - 102.

Худолей А.К., Семилеткин С.А. Флишевый бассейн Таласского Алатау (палеотечения и строение) // Литология и полезн. ископаемые. 1992. № 4. С. 51 - 62.

Bengtson S., Conway Morris S., Cooper B.I., Jell P.A., Runnegar B.N. Early Cambrian fossils from South Australia. Brisbane, 1990. 364 p.

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК 56.118

ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ НУММУЛИТЫ КРЫМА, КАВКАЗА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

© 1995 г. А. А. Ашуров*, Г. И. Немков**

*Институт геологии АН Республики Таджикистан, 734063 Душанбе, ул. Айни, 267

**Московский геологоразведочный институт, 117873 Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23, Россия

Поступила в редакцию 20.05.92 г., получена после доработки 20.05.93 г.

Настоящая статья написана по желанию академика В.В. Меннера, который при жизни интересовался палеоценовыми нуммулитами и в особенности их находками в нашей стране.

Долгое время считалось, что нуммулиты на юге бывшей территории СССР появились в начале эоценовой эпохи. Однако детальное изучение этих крупных фораминифер, проведенное начиная с конца сороковых годов во многих участках рассматриваемого региона, позволило обнаружить их и в более древних палеоценовых отложениях. В настоящее время на юге СНГ нуммулиты найдены во всех стратиграфических подразделениях палеоцена: в датском, монском и танетском ярусах (рис. 1).

В датском ярусе (нижний палеоцен) нуммулиты были найдены А.А. Ашуровым в 1989 г. в двух разрезах в Бахчисарайском районе юго-западного Крыма: у с. Танковое по р. Бельбек и у с. Скалистое на горе Беш-Кош. В обоих разрезах нуммулиты были обнаружены в крепких мшанково-криноидных известняках, залегающих в верхней части датского яруса и содержащих раковины беззамковых брахиопод *Ancistrocrania tuberculata* (Nills.) и *A. ignabergensis* (Retz.), а также многочисленные членики стеблей морских лилий *Bourgueticrinus* sp. Среди единичных очень мелких раковин нуммулитов были установлены три новых вида: *Nummulites danicus* Ashurov and Nemkov, *N. belbekensis* Ashurov and Nemkov и *N.(?) unicalis* Ashurov and Nemkov (Ашуров, Немков 1991). До этого о находках нуммулитов в отложениях датского яруса никем не сообщалось ни в нашей стране, ни за рубежом.

В монском ярусе (нижний палеоцен) единичные раковины нуммулитов найдены на Северном Кавказе, в Закавказье и Средней Азии. На Северном Кавказе в бассейне р. Кубань Э.М. Бугрова в 1984 г. обнаружила единичные примитивные формы *Nummulites* aff. *deserti* de la Harpe в кровле эльбурганской свиты вместе с мелкими фораминиферами зоны *Globorotalia conicotruncata*, а также в средней части свиты Горячего Ключа с комплексом мелких фораминифер зоны *Acarinina djanensis* (Бугрова, 1984). При осмотре ее коллекции в музее

им. Чернышова во ВСЕГЕИ мы установили, что найденные раковины принадлежат к нуммулитам, видовое название которых трудно определить.

Ранее, в 1964 г. И.В. Качарава и М.В. Качарава в Аджаро-Триалетской области Грузии, в бассейне р. Алгети, в глинистых слоях, согласно покрывающих пестроцветную свиту датского яруса, установили присутствие *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. solitarius* de la Harpe, *Discocyclus seunesi* Douvillé, *D. douvillei* (Schlumb.), *Operculina* sp. На основании этих данных Н.И. Мревлишвили отнесла породы к нижнему палеоцену. Отдельные нуммулиты найдены также в отложениях акджарского горизонта (нижний палеоцен) Таджикской депрессии (Мревлишвили, 1978). Отсюда А.А. Ашуровым определены: *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. deserti* de la Harpe, *N. solitarius* de la Harpe (Ашуров, Немков, 1978).

В отложениях верхнего палеоцена нуммулиты широко распространены. Наиболее обильный комплекс их видов встречен в Таджикской депрессии. Здесь в породах табакчинского горизонта А.А. Ашуровым найдены: *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. fraasi densispira* de la Harpe, *N. deserti* de la Harpe, *N. solitarius* de la Harpe, *N. silvanus* Schaub, *N. praecursor alpinus* Schaub, *N. soerenbergensis* Schaub, *N. bolcensis* Mun.-Chalm., *N. spileccensis* Mun.-Chalm., *N. panteleevi* Nemkov, *N. subplanulatus* Hant. et Mad. и др. Всего установлено 25 видов и разновидностей нуммулитов и 3 вида оперкулин (Ашуров, Немков, 1978).

Вторым регионом, где установлен достаточно большой комплекс верхнепалеоценовых нуммулитов, является Закавказье. В Грузии Н.И. Мревлишвили (1978) определены *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. solitarius* de la Harpe, *N. silvanus* Schaub, *N. soerenbergensis* Schaub, *N. praecursor* de la Harpe, *N. pernotus* Schaub, *Discocyclus seunesi* Douvillé. Большинство из этих видов встречены в бассейне р. Алгети. Довольно много видов верхнепалеоценовых нуммулитов выявлено в Азербайджане. Т.А. Мамедовым (1967) здесь определены *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. deserti* de la Harpe, *N. subplanulatus* Hant. et Madar., *N. bolcensis* Mun.-Chalm., *N. spileccensis* Mun.-Chalm., *N. exilis* Dou-

villé, N. nitidus de la Harpe, N. praexilis Mamedov, N. djulfensis Mam.

Единичные экземпляры нуммулитов описаны из верхнепалеоценовых отложений Украинских Карпат, Крыма, Армении, Мангышлака, Центральных Кызылкумов, Восточного Копет-Дага, Гяур-Дага и Бадхыза (Голев, 1980; Григорян, 1986; Немков, 1967).

Изложенное выше свидетельствует о том, что в пределах описываемой территории в палеоценовых отложениях нуммулиты распространены

неравномерно. Регионом их наибольшего развития является юго-восточная часть Средней Азии – Таджикская депрессия, где местами нуммулиты являются пороодообразующими организмами. Это лишний раз подтверждает, что на территории Таджикской депрессии в палеоцене, особенно в позднем, существовал морской бассейн с благоприятными условиями для обитания нуммулитов. Таким образом опровергается ранее высказанное мнение некоторых исследователей о том, что восточнее Бадхыза нуммулиты в палеоценовых отложениях не встречаются.

Массовые находки нуммулитов в палеоценовых отложениях Таджикской депрессии представляют большой научный интерес, так как подобное богатое развитие палеоценовых нуммулитов ранее нигде не было отмечено.

Важно отметить, что на юге СНГ, как и в более западных и южных участках Средиземноморского геосинклинального пояса, встречаются давно установленные типично палеоценовые виды нуммулитов: N. fraasi de la Harpe, N. fraasi densispira de la Harpe, N. deserti de la Harpe, N. solitarius de la Harpe, которые играют важную роль как для корреляции разрезов, содержащих подобные формы, так и для решения вопросов стратиграфии палеоценовых отложений.

В палеоценовых отложениях совместно с указанными видами встречаются также субтранзитные (Голев, 1980), которые по всей Средиземноморской области получили основное развитие в раннем эоцене. Эти и ряд других форм, по данным Г. Шауба (Schaub, 1981), являются характерными для илердского яруса (верхней палеоцен – нижний эоцен). Кстати, Г. Шауб считает, что нуммулиты появились с позднего палеоцена, точнее с илердского века.

Анализ вертикального распространения видов ряда групп нуммулитов, появившихся в начале илердского века, позволяет отнести к верхам верхнего палеоцена нижнюю часть илердского яруса. При этом граница между палеоценом и эоценом проходит внутри илердского яруса, между горизонтами “моуен-1” и “моуен-2” по Шаубу (Schaub, 1981). Именно с этого рубежа отмечается развитие основных масс раннеэоценовых нуммулитов (Schaub, 1981, с. 28 - 20, рис. 23 - 25). По известковому нанопланктону здесь проходит граница между зонами Discoaster multiradiatus и D. binodosus (Андреева-Григоревич, 1980).

Находки нуммулитов на юге СНГ и в ряде участков Восточного Средиземноморья свидетельствуют о том, что эти палеогеновые крупные фораминиферы обитали не только в начале палеоцена, но и еще раньше, в позднем маастрихте (Ашуров и др., 1987; Григорян, 1986; Джалилова и др., 1988).

В течение последних 25 лет палеоценовые нуммулиты используются для зонального деления.

Регионы	Стратиграфические подразделения									
	Таджикская депрессия	Центр. Кызылкумы	Бадхыз	Гяур-Даг	Вост. Копет-Даг	Мангышлак	Кубань	Азербайджан	Армения	Грузия
Виды нуммулитид	Акджарский горизонт	Табакчинский горизонт	Аруктауский горизонт	Верхний палеоцен			Сулукапская свита	Эльбурганская свита	Свита Горячего Ключа	Верхний палеоцен
	Нижний палеоцен	Нижний палеоцен	Нижний палеоцен	Нижний палеоцен	Нижний палеоцен	Нижний палеоцен	Нижний палеоцен	Нижний палеоцен	Нижний палеоцен	Нижний палеоцен
N. fraasi	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. fraasi densispira	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. solitarius	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. deserti	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. silvanus	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. panteleevi	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. bolcensis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. pemotus	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. spileccensis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. spileccensis regulata	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. praecursor alpinus	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. praecursor	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. praexilis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. exilis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. soerenbergensis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. globulus	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. subplanulatus	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. nitidus	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. aff. mouratovi	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. akkuurdanensis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. istimtauensis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. tadjikistanensis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. barkhatovae	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. salibaevi	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. (?) guliensis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. (?) babkovi	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. djulfensis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. danicus	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. belbekensis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
N. (?) unicalis	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
O. parva	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
O. ex gr. heberti	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
O. ex gr. canalifera	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Discocyclus seunsi	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
D. douvillei	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Рис. 1. Распространение нуммулитид в палеоценовых отложениях на юге СНГ.

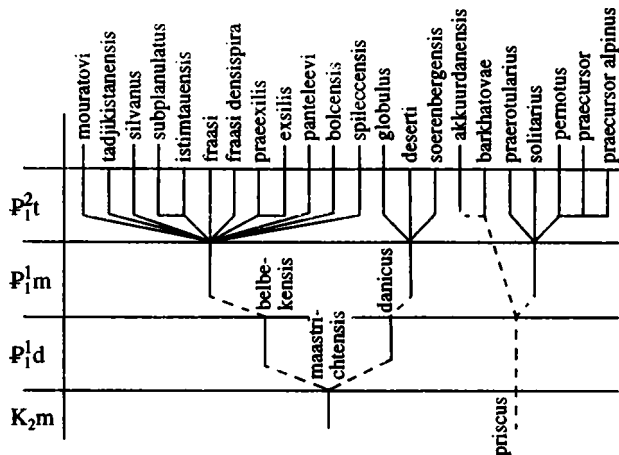


Рис. 2. Предварительная филогенетическая схема позднемеловых и раннепалеогеновых нуммулитов, распространенных на юге СНГ.

Согласно решению комиссии МСК по палеогеновой системе (Постановление ..., 1967, с. 51 - 54) для верхней части палеоцена принята зона *Nummulites fraasi*. Эта зона была выделена в Крыму, Армении и на Мангышлаке. В палеоцене Грузии Н.И. Мревлишвили (1978) выделила две зоны: внизу – зону *Nummulites fraasi* и сверху – зону *Nummulites silvanus*.

По богатому комплексу видов палеоценовых нуммулитов в Таджикской депрессии нами (Ашу-ров, Немков, 1978) выделены две зоны: для нижнего палеоцена – зона *Nummulites fraasi* с ассоциацией видов *N. fraasi*, *N. fraasi densispira*, *N. deserti*, *N. solitarius* и зона *Nummulites silvanus*–*N. fraasi* с ассоциацией видов *N. silvanus*, *N. soerenbergensis*, *N. pernotus*, *N. bolcensis*, *N. subplanulatus*, *N. spileccensis*, *N. praecursor alpinus*, *N. solitarius*, *N. deserti*, *N. fraasi* – для верхнего палеоцена.

В отложениях верхнего палеоцена зона *N. silvanus*–*N. fraasi* с большим комплексом видов нуммулитов была выделена Т.А. Мамедовым (1967) и в Азербайджане. В Украинских Карпатах, Крыму, Армении, на Мангышлаке и в ряде других районов нуммулиты в нижнепалеоценовых отложениях пока не найдены, что, естественно, осложняет корреляцию разновозрастных пород.

Суммируя изложенное выше, можно констатировать, что на огромной по протяженности территории юга СНГ имеется много участков местонахождения палеоценовых нуммулитов. Детальное изучение этих крупных фораминифер даст возможность провести корреляцию разрезов палеоцена юга СНГ и Восточного Средиземноморья.

В заключение приводим схему филогенетических взаимоотношений видов нуммулитов для палеоценовой эпохи. Она составлена на наших материалах из палеоценовых отложений, является предположительной и требует дальнейшего обоснования (рис. 2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева-Григорович А.С. Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетровск. ун-та, 1980. С. 52 - 60.
- Ашу-ров А.А., Немков Г.И. Палеоценовые нуммулиты Таджикской депрессии, их палеоэкология и стратиграфическое распределение. Душанбе: Ирфон, 1978. 170 с.
- Ашу-ров А.А., Немков Г.И. Первые находки нуммулитов в датских отложениях Крыма // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 464 - 467.
- Ашу-ров А.А., Найдин Д.П., Немков Г.И. Нуммулиты и орбитониды верхнего маастрихта Мангышлака // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 5. С. 1184 - 1187.
- Бугрова Э.М. Нуммулитиды в палеогеновом разрезе р. Кубань (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 5. С. 376 - 379.
- Голев Б.Т. Стандартная зональная шкала на примере нуммулитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 51 - 56.
- Григорян С.М. Нуммулиты и орбитониды Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. 216 с.
- Джалилов М.Р., Ашу-ров А.А., Гольтман Э.В., Хаки-мов Ф.Х. Стратиграфия и крупные фораминиферы кампана и маастрихта Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1988. 108 с.
- Зернецкий Б.Ф., Люльева С.А. Зональная биостратиграфия эоцена Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1990. 104 с.
- Мамедов Т.А. Нуммулитиды и орбитониды эоценовых отложений Азербайджана и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Баку: Ин-т Азнефтехим, 1967. 48 с.
- Мревлишвили Н.И. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Изд-во Тбилис. ун-та, 1978. 240 с.
- Немков Г.И. Нуммулитиды Советского Союза и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 318 с.
- Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. М.: ВСЕГЕИ, 1989. Вып. 24. С. 51 - 54.
- Schaub H. *Nummulites et Assilines de la Tétis paléogène. Taxonomie, phylogénese et biostratigraphie*. Bâle: Birkhäuser. Mém. Suisse Paléontol. 1981. V. 104. 236 p.

Рецензент А.Л. Яншин

УДК 56(11):551.79(470.44/47)

**БИОСТРАТИГРАФИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ХАЗАРСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ У СЕЛА СЕРОГЛАЗОВКА**

© 1995 г. А. А. Свиточ, Т. А. Янина, О. Н. Павленко

Московский государственный университет
119899 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 27.04.93 г.

Общепризнано деление морских хазарских отложений Каспийской области на нижние и верхние слои. Впервые это показано П.А. Православлевым (1926), а в дальнейшем М.М. Жуковым (1935) и П.В. Федоровым (1957). Однако разрезы, в которых отмечалось бы совместное залегание фаунистически охарактеризованных нижних и верхних хазарских осадков, крайне редки и биостратиграфически почти не изучены. Один из представительных разрезов хазарских отложений Северного Прикаспия вскрывается в обрыве правого берега Нижней Волги, в 1 км выше села Сероглазовка. Здесь на протяжении двух километров прослеживается строение многослойной полифациальной толщи морских осадков, охарактеризованных разнообразной фауной моллюсков и остракод (рис. 1).

В разрезе выделяются (сверху вниз): 1. Песок пылеватый, желто-серый, мелко- и тонкозернистый, мощностью 0.5 - 7.0 м. Нижняя граница резкая, размыв. В западной части обнажения, где мощность песков наибольшая, в них отмечается четыре культурных ископаемых слоя, выраженных в виде остатков угля, битой керамики и других хозяйственных отходов. Радиологические датировки по углю дали возраст 505 ± 68 лет (МГУ-1755).

2. Песок пылеватый, уплотненный, коричнево- и желто-бурый, тонкополосчато-слоистый, диагонально- и горизонтально-косослоистый в кровле со слабогумусированным почвенным горизонтом. В наиболее полных частях в слое выделяются две пачки, разделенные следами слабого выветривания: верхняя – более светлая, желто-бурая и нижняя – более темная, коричнево-бурая. В отложениях собраны раковины моллюсков *Didacna protracta*, *Dreissena rostriformis*, единичные *Sphaerium* и определены солоноватоводные и пресноводные остракоды: *Cypripideis torosa*, *Caspiolla gracilis*, *Aurilla azerbaijanica*, *Leptocythere bacuana*, *Iliocypris bradyi*. Мощность до 5 м. Нижняя граница резкая, местами с глубокими клиньями, секущими нижележащий слой.

3. Супесь буро-серая, в нижней части прослоями бурая, в кровле со следами почвообразова-

ния, с редким детритом раковин моллюсков, мощностью до 1.5 м.

4. Слой имеет сложное строение, особенно это выражено в восточной части обнажения (рис. 2), где он состоит из нескольких литофациальных пачек. В основании (пачка а) это пески серые, тонкозернистые, хорошо сортированные, с мелкой диагонально-косой слоистостью, с многочисленными раковинами *Didacna surachanica*, *D. nalivekini*, *D. cf. pontocaspia* и более редкими *D. schuraosenica*, *D. aff. pallasii*, *D. zhukovi*, *Dreissena caspia*, *Dr. rostriformis*, *Micromelania caspia*, *Monodacna caspia*, лежащие со следами размыва на нижележащих отложениях. Выше пески зеленовато-серые, неслоистые, слабожелезненные (пачка б), увенчанные пачкой (в) супеси темно-сизой, илстой, затронутой процессами гидроморфного почвообразования. По простираанию пачка переходит в ряд крупных прослоев коричневых глин, разделенных серыми песками (пачка г). Пачки а - в образуют погребенный останец рельефа, с размывом перекрытый песками (пачка д) серыми, диагонально-косослоистыми, с многочисленными раковинами моллюсков *Dreissena rostriformis*, *Monodacna caspia*, *Didacna ex gr. trigonoides*, *D. cf. pontocaspia*, более редкими *Didacna surachanica*, *D. nalivekini*, *D. subcrassa*, *D. pallasii*, *Dreissena caspia*, *Dr. polymorpha*, *Hypanis plicata*, *Micromelania caspia*, *Corbicula fluminalis*, *Sphaerium*, единичными *Didacna schuraosenica*, *D. zhukovi*, *Theodoxus*, *Unio*. Выше они постепенно сменяются песками серо-желтыми, горизонтально-тонкослоистыми. В отложениях врезана линза песка светло-бурого и грязно-желтого (пачка ж) с прослоями супеси, с крупной диагонально-косой и линзовидной слоистостью, с базальными прослоями глинистых окатышей и карбонатных конкреций, с массой раковин пресноводных и солоноватоводных моллюсков: *Unio pictorum*, *Corbicula fluminalis*, *Sphaerium rivicola*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. celekenica*, *Didacna pallasii*, *D. ex gr. trigonoides*, *Micromelania caspia*, редких *Didacna surachanica*, *D. schuraosenica*. В осадках слоя 4 установлена обильная фауна солоноватоводных и пресноводных остракод: *Caspiolla gracilis*, *Iliocypris bradyi*, *Il. bella*, *Limnocythere braevis*, *Cypria candonaeformis*, *Bacunculina dorsoarcurata*, *Paracyprideis*

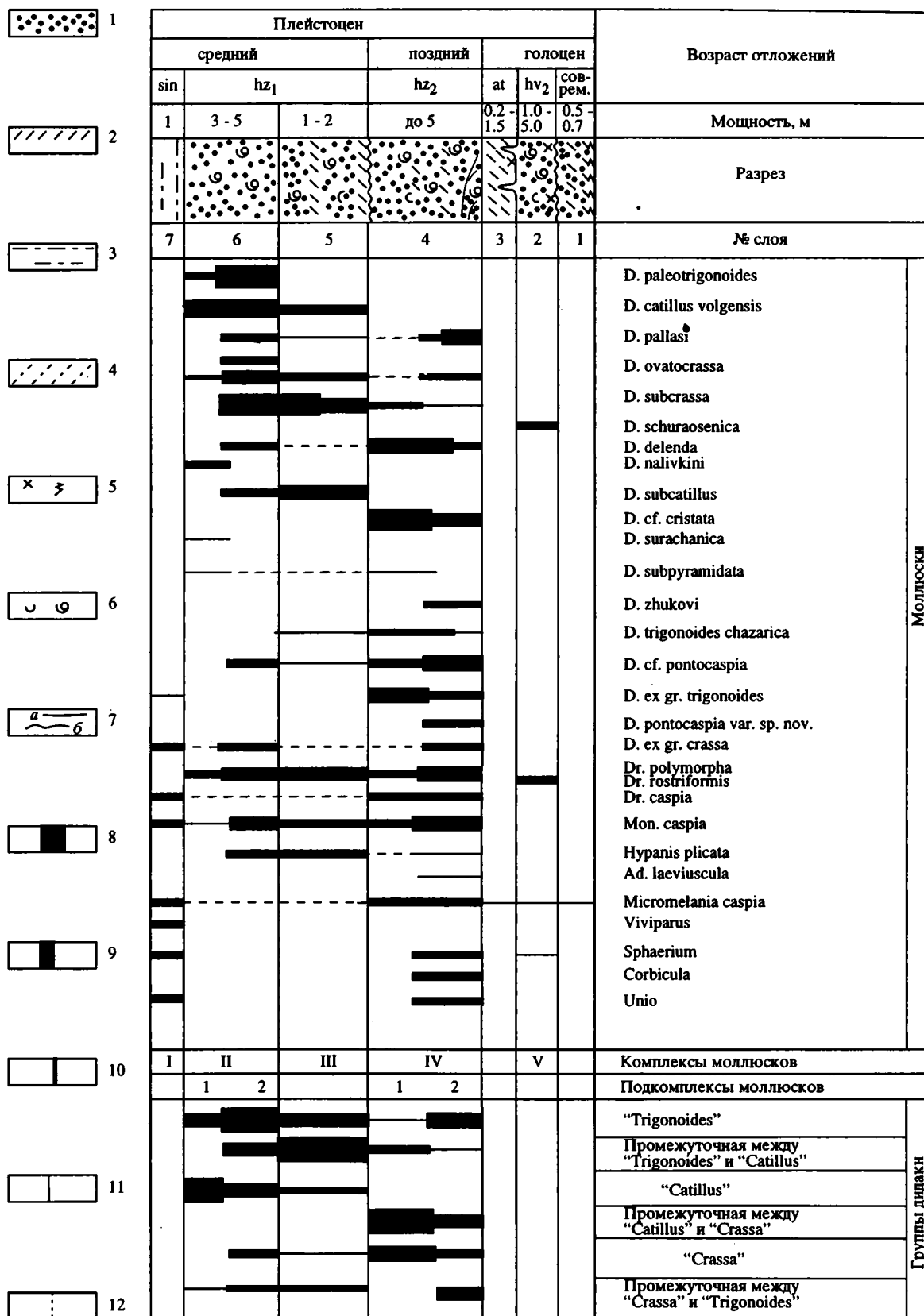


Рис. 1. Разрез с. Сероглазовка. 1 – песок; 2 – суглинок; 3 – алеврит; 4 – супесь; 5 – ископаемая и современная почвы; 6 – находки раковин моллюсков и раковинного детрита; 7 – граница: а) ровная, б) размыв; 8 – раковины вида (группы) преобладают; 9 – многочисленны; 10 – редки; 11 – единичны; 12 – предполагаемое существование.

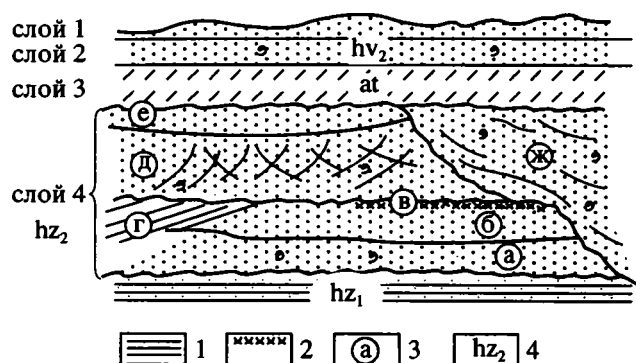


Рис. 2. Фрагмент строения слоя 4 восточной части разреза с. Сероглазовка. 1 – глина; 2 – гидроморфная почва; 3 – номера литологических пачек; 4 – геологические индексы: hz – хазарские, at – ательские, hv₂ – позднихвалыинские отложения. Остальные условные обозначения – на рис. 1 и в тексте.

naphatatscholana, P. enucleata, P. astrachanensis, Tyrhenocythere pseudoconvexa, T. tenera, Aurilla azerbaijanica, A. papillosa, Leptocythere bacuana. Суммарная мощность слоя достигает 5 м.

5. Горизонтальное переслаивание глин–суглинков коричневых и коричнево-серых с песком и алевроитом серым, мелкозернистым, хорошо сортированным. Слоистость в верхней части слоя часто деформирована в складки и глубокие котлы. Верхняя граница слоя резкая, со следами глубокого размыва, нижняя литологически четкая, без видимого перерыва. В отложениях многочисленны раковины моллюсков *Didacna schuraosonica*, *D. cf. cristata*, *Dreissena rostriformis* и более редки *Didacna catillus volgensis*, *D. subcrassa*, *D. cf. pontocaspia*, *D. ex gr. trigonoides*, *D. pallasi*, *Hypanis*, *Monodacna*. В нижней части слоя доминируют *Didacna schuraosonica*, выше наряду с *D. schuraosonica* многочисленны *D. cf. cristata*, *Dreissena rostriformis*. Среди ископаемых остракод слоя установлены *Cyprideis torosa*, *Bacunculina dorsoarcurata*, *Caspiolla gracilis*, *Cryptocyprideis bogatschovi*, *Paracyprideis naphatatscholana*, *P. enucleata*, *Tyrhenocythere pseudoconvexa*, *Aurilla azerbaijanica*, *A. papillosa*, *Leptocythere bacuana*, *L. martha*, *L. arevina*.

6. Песок желто- и светло-серый, мелкозернистый, тонко- и полосчато-слоистый, с прослоями песка илистого, коричнево-серого, в основании плотного, местами сцементированного карбонатами в плитчатый песчаник, с прослоями и линзами ракушки. В верхней части слоя установлены *Didacna paleotrigonoides*, *D. schuraosonica* (преобладают), многочисленны *D. catillus volgensis*, *D. subcrassa*, *D. cf. cristata*, *Monodacna*, *Hypanis*, *Micromelania caspia*, *Dreissena rostriformis*, довольно часто встречаются *Didacna ovato-crassa*, сравнительно редки *D. pallasi*, *D. ex gr. trigonoides*, *D. nalivkini*, *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus*. В середине слоя многочисленны *Didacna catillus vol-*

gensis, более редки *D. paleotrigonoides*, *D. subcatillus*, *Dreissena rostriformis*, единичны *Didacna subpyramidata*, *D. subcrassa*, *D. zhukovi*, *Monodacna*. В отложениях многочисленны солоноватоводные остракоды *Cyprideis torosa*, *Caspiolla gracilis*, *Paracyprideis naphatatscholana*, *Tyrhenocythere pseudoconvexa*, *Leptocythere bacuana*, *L. arevina*, *L. quinque-tuberculata*, *L. pirsagatica*, *L. cellula*. Пески слоя слагают речной пляж, нижняя граница литологически резкая, участками деформированная, с затеками песка в нижний слой. Мощность слоя до 3–4 м.

7. Алевроит плотный, илистый, коричневый и темно-бурый, иногда песчаный, с раковинами *Didacna cf. pontocaspia*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. caspia*, *Micromelania caspia*, *Unio*, *Viviparus*, *Sphaerium*, причем дидакны сильно угнетены. Видимая мощность около 1 м.

Судя по литологическому строению, положению в разрезе и ископаемым остаткам, отложения слоя 1 представляют собой эоловые образования, слагающие частично развееванные мелкогрядовые формы рельефа. Осадки слоя 2 являются отложениями позднихвалыинского моря. Нижележащие образования слоя 3 могут быть отнесены к нижнихвалыинским либо ательским отложениям. Учитывая, что в Нижнем Поволжье первые обычно представлены фацией шоколадных глин, а в кровле вторых отмечаются клиновидные деформации (Васильев, 1961), возраст отложений, по-видимому, скорее ательский. В отложениях слоя 4 установлена обратная палеомагнитная полярность (Еремич и др., 1981), отнесенная к эпизоду “Блейк”. Судя по строению, в накоплении слагающих слой отложений отмечается три этапа, разделенных глубокими эрозионными врезами. Первый – образование осадков погребенного останца, сначала морских (пачка а), далее озерно-лиманных (пачка б) и озерно-болотных (пачка в). Второй после небольшого эрозионного вреза – накопление прибрежно-морских и дельтовых и мелководно-морских осадков (пачки г, д) и, наконец, после глубокого вреза – заполнение эрозионной бороздины аллювиальными и дельтовыми образованиями (пачка ж). Фауна моллюсков слоя 5 свидетельствует, что он относится к раннему хазару. Г.И. Поповым (1983) эти отложения отнесены к гирканским, В.М. Седайкиным (1988) – к нижнехазарским, а В.К. Шкатовой (1973) алевроиты слоя 5 совместно с песками слоя 4 выделяют как стратотип верхнехазарского сероглазовского мариния. Пески слоя 6, судя по фауне ископаемых моллюсков, представляют собой морские нижнехазарские отложения, а подстилающие их отложения, судя по находкам пресноводной малакофауны, по-видимому, являются сингильскими наземноводными образованиями.

Малакофауна слоев 6–4 по составу типично хазарская (Федоров, 1957) и содержит многочис-

ленные руководящие формы раннехазарских (*Didacna paleotrigonoides*, *D. schuraosenica*, *D. subpyramidata*) и позднехазарских (*D. surachanica*) залегающих *in situ* моллюсков. Однако по разрезу осадков отмечается дифференцированное распределение разных групп малакофауны руководящих и показательных видов. Особенно значительны различия в составе моллюсков слоев 6 - 5 и 4, образующих раннехазарскую и позднехазарскую фауны.

Раннехазарская фауна представлена комплексами II и III, состоящими из моллюсков 20 видов. Сообщество моллюсков слоя 6 составляет комплекс (II) *Didacna paleotrigonoides*—*D. schuraosenica*—*D. catillus volgensis*. В нем помимо доминирующих видов многочисленны *Didacna subcrassa*, *D. cf. cristata*, *Monodacna caspia*, *Micromelania caspia*, *Dreissena rostriformis*, встречаются *Didacna subcatillus*, *D. subpyramidata*, *D. ovato-crassa*, *D. pallasi*, *D. ex gr. trigonoides*, *D. nalivkini*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena polymorpha*. Интересно, что для нижней части слоя типичны *Didacna catillus volgensis*, характерные для бакинских отложений Нижней Волги (Свиточ, 1966). Для верхней части слоя господствующее значение имеют *D. paleotrigonoides* и *D. schuraosenica*. Эти изменения в составе фауны слоя 6 позволяют разделить комплекс II на два подкомплекса: *Didacna catillus volgensis* и *Didacna schuraosenica*—*D. paleotrigonoides*.

В осадках слоя 5 развит комплекс (III) *Didacna schuraosenica* также с многочисленными *D. cf. cristata*, *Dreissena rostriformis*, редкими *Didacna catillus volgensis*, *D. subcrassa*, *D. cf. pontocaspia*, *D. ex gr. trigonoides*, *Monodacna caspia*, *Hypanis plicata*. В целом сообщества моллюсков слоев 6 и 5 различаются между собой на уровне комплексов в пределах единой раннехазарской фауны.

Фауна моллюсков слоя 4 позднехазарская. Она представлена 25 видами. В ней наряду с руководящей позднехазарской формой *Didacna surachanica* многочисленны *D. pallasi*, *D. ex gr. trigonoides*, *D. cf. pontocaspia*, *D. nalivkini*, *Monodacna caspia*, *Dreissena rostriformis*, встречаются *Didacna subcrassa*, *D. trigonoides chazarica*, *D. schuraosenica*, *D. zhukovi*, *Dreissena caspia*, *Dr. polymorpha*, *Hypanis*, *Adacna*, *Micromelania*, *Sphaerium*, *Corbicula*, *Unio*. Для верхней части слоя характерно резкое сокращение количества *D. surachanica*, увеличение содержания видов, предпочитающих опресненную обстановку, а также пресноводных элементов. Это служит основанием для разделения позднехазарского комплекса (IV) на два подкомплекса: нижний *Didacna surachanica* и верхний *Didacna ex gr. trigonoides*—*Monodacna*—*Dreissena*, отражающие смену солоноватоводной обстановки на сильноопресненные условия лимана — дельты.

Таким образом, хазарская малакофауна разреза Сероглазовка представлена двумя раннехазар-

скими (II и III) и одним позднехазарским (IV) комплексами. В нижнем (II) господствуют дидакны группы "catillus" (нижний подкомплекс) и "trigonoides" (верхний подкомплекс), в среднем (III) — дидакны промежуточной группы между тригоноидными и катиллоидными формами. В верхнем (IV) моллюски группы "crassa" и близкие к ним формы вверх по разрезу сменяются многочисленными тригоноидными дидакнами. Отмеченное строение хазарской фауны почти аналогично распределению дидакн в разрезах морских террас дагестанского побережья Каспия (Свиточ, Янина, 1986). Там только в верхней части нижнего хазара присутствует комплекс *Didacna crassa nalivkini*, отсутствующий в разрезе Сероглазовка. В Северном Прикаспии этот комплекс широко развит в более северных разрезах, куда не проникало позднехазарское море, а его отсутствие в Сероглазовке, по-видимому, связано с размывом верхней части нижнехазарских отложений водами позднехазарского бассейна.

Ископаемые остракоды хазарских отложений разреза Сероглазовка представлены тремя комплексами. Они состоят в основном из видов, характерных для всего морского плейстоцена Каспия, и в значительной степени отражают экофациальную обстановку накопления осадков. В слое 6 развит комплекс *Caspiolla gracilis*—*Leptocythere* с господством лептоцитер бакинско-хазарского возраста. В слое 5 обнаружена наиболее богатая в видовом и количественном отношении фауна ракушковых *Xestoleberis*—*Loxosconcha*—*Leptocythere*, по-видимому, отвечающая максимуму трансгрессии и в значительной степени состоящая из видов, появившихся в хазарское время: *Loxosconcha unodensis*, *L. immodulata*, *L. abundata*, *L. lepida*, *L. lanta*, *Leptocythere bacinica*, *L. lunata*, *L. vermita* и др. Для слоя 4 характерен комплекс солоноватоводных и пресноводных остракод *Caspiolla gracilis*—*Limnocythere* — *Pliocypis*. От фауны нижнехазарских отложений слоев 6 и 5 он отличается резким сокращением представителей родов *Leptocythere* и *Loxosconcha* и массовым развитием пресноводных ракушковых *Pliocypis bradyi*, *P. bella*, *Limnocythere braevis* и др.

Изложенное позволяет заключить.

1. По материалам изучения ископаемой фауны и микрофауны в разрезе Сероглазовка выделяются нижнехазарские (слои 6 и 5) и верхнехазарские (слой 4) отложения, охарактеризованные комплексами моллюсков и остракод и разделенные четкими литологическими границами со следами перерыва. Нижнехазарские морские образования имеют двучленное строение, что отражает последовательность осадконакопления от начального этапа (слой 6) до максимума трансгрессии (слой 5). Верхняя, регрессивная часть разреза, по-видимому, размывта. Для верхнехазарских отложений характерен полифациальный состав от морских

до дельтовых осадков и наличие следов многочисленных размывов.

2. Не представляется возможным согласиться с отнесением алевроитов слоя 5 к гирканским осадкам (Попов, 1983), так как они перекрыты более древними образованиями с *Didasna surachanica*. Также, по-видимому, неправомерно и отнесение этих отложений к верхнехазарским (Шкатова, 1973).

3. По представительности палеонтологического материала разрез Сероглазовка на Нижней Волге наиболее полный в Северном Прикаспии, его можно считать опорным для хазарских морских отложений не только этого региона, но и всей Каспийской области.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код 93-05-9820).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1961. Вып. 49. 128 с.

Еремин В.П., Молостовский Э.А. Палеомагнитный разрез плейстоцена Нижнего Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 7. С. 71 - 74.

Жуков М.М. К стратиграфии каспийских осадков Низового Поволжья // Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода АН СССР. М., 1935. Вып. 4. С. 227 - 272.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 215 с.

Православлев П.А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Изв. центрального гидрометбюро. Л., 1926. Вып. 6. С. 1 - 77.

Седайкин В.М. Опорные разрезы четвертичных отложений северо-западного Прикаспия. Деп. ВИНТИ, № 1594. 13 - 1988. 177 с.

Свиточ А.А. Атлас-определитель моллюсков рода *Didasna* Eichwald из четвертичных отложений Центрального Прикаспия. М.: Недра, 1966. 87 с.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Биостратиграфия морских плейстоценовых отложений Дагестана // Вестн. МГУ. Сер. Б. География. 1986. № 5. С. 52 - 59.

Шкатова В.К. О возрасте осадков хазарского комплекса на Нижней Волге // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: Географ. об-во СССР, 1973. С. 203 - 223.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 298 с.

Рецензент М.Н. Алексеев



Эволюция биосферы

КРАТКИЕ
СООБЩЕНИЯ

УДК 551.79+561.26

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВСКОГО ЗАХОРОНЕНИЯ МАМОНТОВ (БРЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 1995 г. С. С. Габлина

Геологический институт РАН, 109017

Москва, Пыжевский пер, 7, Россия

Поступила в редакцию 31.03.93 г.

Местонахождение мамонтов, открытое в 1988 г., расположено на Юго-Востоке Брянской области (рисунок), в расширенной части долины р. Сев, в одном из останцов обтекания, бровка которого соответствует восьмиметровой террасе.

Большой интерес к этому местонахождению связан с тем, что оно оказалось крупнейшим захоронением мамонтов в Европе (Лавров, Машенко, 1991). Здесь были собраны 4 тысячи костей, принадлежащие 30 - 35 особям (в то время как в кондоверском, Великобритания, - 3 - 4 особи). И хотя это местонахождение уступает берелехскому в Якутии (где было обнаружено более 8 тысяч костей от 156 животных), оно интересно тем, что здесь больше доля неполовозрелых животных - 60%, среди которых были обнаружены полные скелеты мамонтов от двухмесячного до пятилетнего возраста. Кроме того, севские мамонты - самые низкорослые из известных в настоящее время. Очевидно, это одна из наиболее поздних популяций в Европе (возраст по ^{14}C - 13950 ± 70 лет и 13680 ± 60 лет).

Уникальность этого захоронения дала толчок к его всестороннему комплексному изучению.

Костеносная линза была вскрыта при разработке песчаного карьера, в разрезе которого сверху вниз выделяются 5 пачек (рисунок):

Мощность, м

- | | |
|--|------------|
| 1. Пески слоистые серые мелкозернистые с бурыми суглинистыми прослоями | До 2.8 |
| 2. Суглинок темно-бурый с отдельными тонкими супесчаными прослоями | 0.15 - 0.7 |
| 3. Переслаивание песков светло-серых мелкозернистых, супесей, заиленных песков и суглинков. Содержит большое количество костей млекопитающих, залегает линзовидно на неровной размытой поверхности нижележащих отложений | До 0.7 |

4. Пески светло-серые тонкослоистые, мелкозернистые, хорошо сортированные горизонтально-слоистые. Выклиниваются в западном направлении. В пачке наблюдаются локальные криогенные нарушения

До 3.5

5. Супеси серые горизонтально-слоистые с прослоями светло-серого песка и сизых глин, вниз по разрезу переходящие в плотные серые глины

1.6

Для восстановления климатических и других палеогеографических условий формирования местонахождения подстилающих и перекрывающих костеносную линзу отложений привлекались данные различных методов: археологического, радиоуглеродного, спорово-пыльцевого, диатомового, микробиологического.

Для предварительного изучения ископаемой диатомовой флоры было отобрано 8 образцов из всех слоев этого разреза. Образцы были подвергнуты кипячению в пергидроли (для удаления органики) и обогащению в тяжелой жидкости по стандартной методике (Диатомовые водоросли СССР, 1974). В исследованных образцах были обнаружены диатомовые водоросли 58 видов и разновидностей, относящихся к 18 родам классов *Centrophyceae* и *Pennatophyceae* (рисунок). Все формы имеют индекс обилия "единично", т.е. встречаются от 1 до 10 створок на препарат. Однако при достаточно представительном комплексе такое количество является приемлемым для проведения аналитической работы, поскольку специфичная экологическая приуроченность видов диатомей позволяет выделить группы, характерные для определенных биотопов, даже при небольшой насыщенности препаратов. Наибольшего разнообразия видов достигают роды *Eunotia*, *Pinnularia*, *Symbella*, *Gomphonema* (Определитель..., 1951).

Диатомовые водоросли подразделяются на две главные экологические группы: планктонную и бентосную.

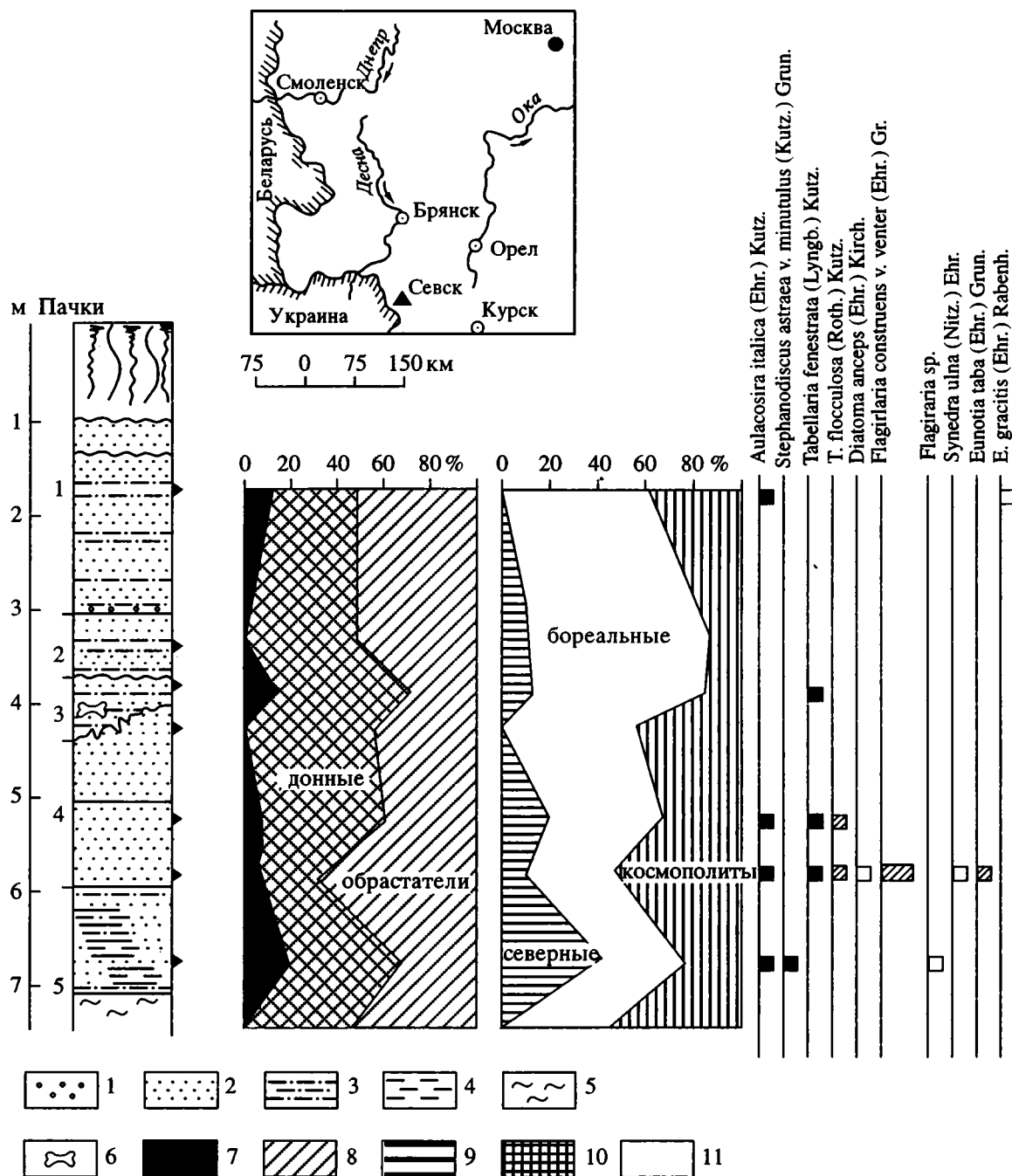


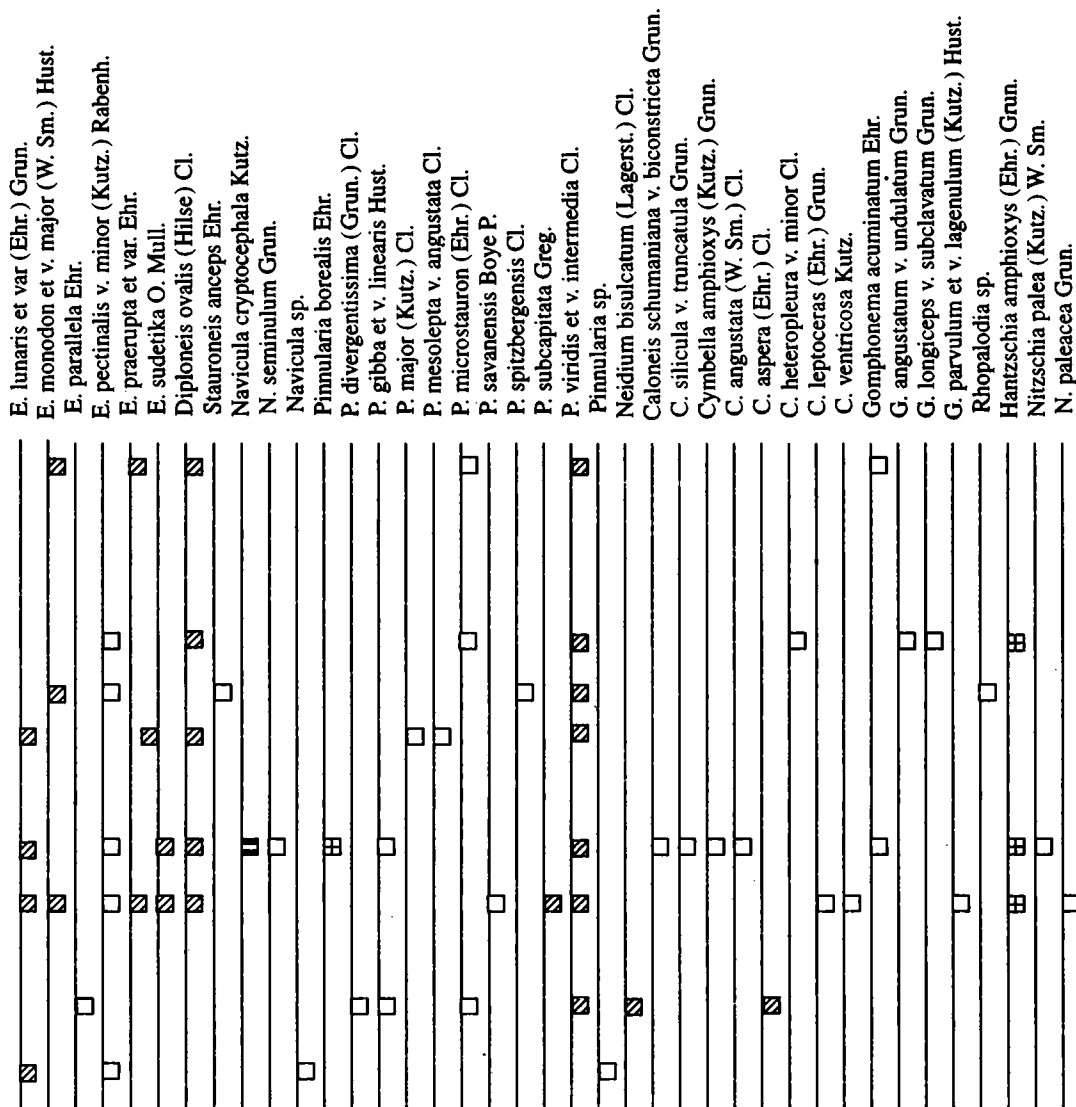
Диаграмма распространения диатомовых водорослей в разрезе Севского местонахождения мамонтов.

1 – галька, гравий; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – алевроит; 5 – ил; 6 – костеносная линза; 7 – планктон; 8 – болотные и озерно-болотные; 9 – речные; 10 – почвенные; 11 – прочий бентос.

В данном комплексе планктонных видов очень мало (всего 3), что составляет 5.2% от общего числа видов. Это *Aulacosira italica*, *Stephanodiscus astraea* v. *minutulus* и *Tabellaria fenestrata*, встречающиеся на протяжении всего разреза, но несколько преобладающие в его нижней части.

Большая часть комплексов представлена бентосными видами, разделяющимися на группы дон-

ных и обрастателей. Донные формы, составляющие 43.9% от общего числа видов, представлены 25 таксонами, относимыми к 9 родам. Наибольшим видовым разнообразием обладает род *Pinnularia*, представители которого встречены в каждом образце. Виды родов *Navicula*, *Caloneis* и *Nitzschia* обнаружены только в нижней части разреза на глубине 5.25 - 5.80 м.



Окончание рисунка

Виды-обрастатели, или эпифиты, в комплексе играют значительную роль. Выделено 6 родов, включающих 29 видов и вариантов, что в целом составляет 50.9%. Наибольшее значение имеет род *Eunotia*, встречаемый по всему разрезу, но более разнообразный на глубинах 3.90 - 5.80 м, т.е. в костеносной линзе и нижележащих слоях.

Среди диатомовых водорослей выделяются виды-индикаторы различных водоемов. В исследованном комплексе наибольший процент составляют болотные и озерно-болотные формы, такие, как *Tabellaria flocculosa*, *Fragilaria construens* v. *venter*, многие виды рода *Eunotia*, *Diploneis ovalis*, *Pinnularia subcapitata*, *P. viridis*, *Neidium bisulcatum*, *Cymbella aspera*, встречаемые в различных сочетаниях по всему разрезу. Обнаружен только один вид-рео-

фил, т.е. характерный для текучих вод, – *Navicula cryptocephala* – на глубине 5.25 м (нижняя часть разреза). Почвенные виды *Pinnularia borealis* и *Hantzschia amphioxys* встречаются на глубине 3.40 - 5.80 м.

Изученная диатомовая флора является типично пресноводной, олигогалообной (т.е. обитающей при солености 0 - 5‰). Преимущество составляют виды-индифференты (0.2 - 0.3‰) – 80.8%. Присутствуют также виды-галофобы (не более 0.2‰). Это *Tabellaria fenestrata*, *T. flocculosa*, *Diatoma anceps*, *Eunotia faba*, *E. monodon* et v. *major*, *E. pectinalis* v. *minor*, *E. praerupta* et var. Виды-галофилы (0.6 - 0.3‰) полностью отсутствуют.

По отношению к pH воды выделяются четыре группы диатомей: ацидофилы (встречаются в водоемах с кислой реакцией воды) – 28.7%, алкали-

бионты (щелочная реакция) – 6.7%, алкалифилы (встречаются при pH 7, т.е. при нейтральной реакции, но оптимальные условия развития получают в щелочной среде) – 24.4% и индифференты (обитают и в кислых, и в щелочных водах) – 40.2%. Ацидофильные виды составляют довольно большой процент от общего числа видов, а на глубинах 3.90 - 5.80 м (костеносная линза и подстилающие отложения) являются ведущим элементом комплекса. Основными показателями кислой среды являются виды рода *Eunotia*, а также *Tabelaria fenestrata*, *T. flocculosa*, *Pinnularia major* (Диатомовые водоросли СССР, 1974).

По географическому распространению выделяются виды-космополиты (39.6%), виды, характерные для бореальной области (39.6%) и североальпийские формы (20.8%). Такое количество холодолюбивых элементов достаточно велико для умеренной зоны, причем наблюдается тенденция постепенного уменьшения их процентного содержания вверх по разрезу.

Таким образом, на основании проведенного анализа можно сделать следующие выводы.

Комплекс диатомей с глубины 5.95 - 7.50 м (пачка 5) отвечает условиям неглубокого спокойного водоема типа старицы. Литологический состав осадков (сизые глины) также свидетельствует об озерном генезисе. На основании литологических изменений и смены диатомового комплекса вверх по разрезу (глубина 5.05 - 5.95 – пачка 4) можно сделать вывод об изменении гидрологической обстановки со старичной на пойменную. Такие особенности комплекса, как малое количество планктона, обилие донных видов, особенно обрастателей, присутствие реофильных и почвенных элементов, являются характерными особенностями пойменных условий (Жузе, 1939). Довольно большое количество болотных форм, а также таких типичных для застойных водоемов видов, как *Caloneis silicula* v. *truncatula*, *Cymbella leptoceras*, *Gomphonema acuminatum*, свидетельствует о некотором заболачивании поймы. Отложения этого времени представляют собой горизонтально-слоистые мелкозернистые пески, что подтверждает вывод об их фациальной принадлежности.

Дальнейшее зарастание поймы способствовало, по-видимому, ее осушению и перерыву в осадконакоплении, о чем свидетельствует неровная, с карманами и кротовинами, граница между костеносным (пачка 3) и нижележащим слоями. На этой поверхности формировался, судя по изменению комплекса диатомей, сильно заболоченный мелководный водоем дистрофного типа, т.е. с кислой реакцией воды, что характерно для болот, и почти полным отсутствием планктона. Этот водоем и стал коллектором для туш мамонтов, переносимых по течению реки.

Комплекс диатомовых водорослей из отложений, перекрывающих костеносную линзу (пачки 1, 2), сохраняет черты, присущие дистрофному водоему.

В целом флора имеет бореальный облик, т.е. характерный для умеренных широт (Хурсевич, 1986). Однако относительно высокое содержание североальпийских элементов в комплексе, особенно во время, предшествовавшее образованию захоронения мамонтов, и во время его формирования, свидетельствует о более холодном, чем современный, климате, существовавшем в перигляциальной зоне последнего оледенения.

Аналогичные результаты, отражающие общую тенденцию в развитии палеогеографической среды, получены по данным микротериологического и спорово-пыльцевого анализов.

Как уже упоминалось, радиоуглеродные датировки, выполненные Л.Д. Сулержицким, дали возраст костных остатков из костеносной линзы – 13950 ± 70 лет (ГИН № 5778), а из перекрывающего горизонта – 13680 ± 60 лет (ГИН № 6209) (Сулержицкий, Лавров, 1993), т.е. это конец поздневалдайского времени, для которого характерны зоны холодных тундростепей. Постепенное потепление климата и связанное с ним изменение ландшафта и растительности в переходное к голоцену время привело к вымиранию мамонтовой фауны. Эти колебания климата и смена палеогеографической обстановки и были зафиксированы ископаемыми диатомовыми водорослями. Захоронение мамонтов, по данным диатомового анализа, приурочено к существовавшему ранее на этом месте мелководному заболоченному водоему.

Исследования поддержаны стипендией Джорджа Сороса (Международный научный фонд) и Академией естественных наук.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л.: Наука, 1974. 403 с.
- Жузе А.П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа // Тр. Верхневолжской экспедиции Геогр.-эконом. ин-та. 1939. Вып. 4. 86 с.
- Лавров А.В., Мащенко Е.Н. Крупнейшее захоронение мамонтов в Европе // Природа. 1991. № 1. С. 52 - 55.
- Лавров А.В., Сулержицкий Л.Д. Мамонты: радиоуглеродные датировки о времени существования // Чтения памяти акад. В.Н. Сукачева. М.: Наука, 1992. Вып. 10. С. 36 - 52.
- Определитель пресноводных водорослей СССР. М.: Сов. наука, 1951. Вып. 4. 619 с.
- Хурсевич Г.К. Основные этапы развития озер Белоруссии в плейстоцене по данным диатомового анализа // История древних озер: Тез. докл. Л.: ГО СССР, 1986. С. 124, 125.

Рецензенты Т.А. Орешкина, Е.В. Девяткин

УДК (0.63):551.7

МЕЖВЕДОМСТВЕННОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ОБЩИМ ВОПРОСАМ СТРАТИГРАФИИ

© 1995 г. А. И. Жамойда, Е. Л. Прозоровская

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199026, Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия*

Поступила в редакцию 15.04.94 г.

Совещание, состоявшееся 28 - 30 января 1994 г. в Санкт-Петербурге, было организовано Межведомственным стратиграфическим комитетом России и Всероссийским научно-исследовательским геологическим институтом. В нем приняли участие более 100 специалистов, работающих в организациях Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр, Российской Академии Наук, вузах и других ведомствах из различных городов России: Санкт-Петербурга, Москвы, Апатитов, Екатеринбурга, Краснодара, Ленинска-Кузнецкого, Нижнего Новгорода, Новосибирска, Охи, Перми, Сыктывкара, Тюмени, Уфы, а также из Вильнюса, Киева и Минска.

Объявленная тематика совещания охватила широкий круг вопросов современной стратиграфии, включая объект и предмет науки, принципы и критерии определения границ стратонамов, стратиграфическую классификацию и пространственно-временные аспекты стратиграфии, новые направления и методы исследований, а также стратиграфическое обеспечение региональных геологических работ.

Первое (Всесоюзное) совещание с подобным перечнем вопросов состоялось во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте в 1955 г. (Решение..., 1955). На нем были заслушаны и обсуждены два основных доклада: Л.С. Либровича "Стратиграфические и геохронологические подразделения (их принципы, содержание, терминология и правила применения)" и А.П. Ротая о проекте стратиграфической классификации, а также доклады по отдельным вопросам - В.В. Меннера, Г.П. Леонова, Б.П. Жижченко, В.И. Бодылевского, Д.М. Раузер-Черноусовой, Д.В. Наливкина, Б.М. Келлера, О.С. Вялова, Е.И. Тихвинской, Л.Л. Халфина и др. Совещание приняло ряд конкретных решений по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре, о стратотипах, стратиграфических и геохронологических шкалах, об отношении к классификации, предложенной Х. Хэдбергом. Совещание посчитало необходимым усиление работ лабораторий

по определению "абсолютного" возраста пород, создание стратиграфической картотеки, составление "Стратиграфического словаря" и учреждение "Палеонтологического журнала".

Важнейшим было обращение совещания в Министерство геологии СССР, Президиум АН СССР, Министерство нефтяной промышленности и Министерство высшего образования СССР с просьбой организовать Межведомственный стратиграфический комитет под председательством академика Д.В. Наливкина. В том же 1955 г. МСК был учрежден и занялся как реализацией решений совещания, так и организацией создания стратиграфической основы для развернувшегося с 1954 г. составления Государственной геологической карты страны масштаба 1 : 200 000 (Жамойда, Прозоровская, 1985).

Принимая в начале 1992 г. решение о созыве нового стратиграфического совещания, Межведомственный стратиграфический комитет СССР рассчитывал не только подытожить достижения отечественных стратиграфов почти за 40 лет, не только развернуть дискуссию по ключевым проблемам, но и выработать определенные рекомендации как в области теоретической, так и в области практической стратиграфии. Однако происшедшие в стране события привели к значительному сужению задач совещания, к сокращению числа его участников и невозможности непосредственно на нем выработать определенные рекомендации. Тем не менее совещание оказалось исключительно полезным, что будет видно из дальнейшего изложения.

Совещание началось Седьмыми чтениями памяти академика А.П. Карпинского. Заместитель директора Всероссийского научно-исследовательского геологического института В.К. Путинцев во вступительном слове охарактеризовал значение упомянутого выше первого Всесоюзного совещания по общим вопросам стратиграфии и кратко осветил дальнейшую целеустремленную деятельность Межведомственного стратиграфического комитета. Председатель Комитета

А.И. Жамойда (1994) прочел доклад: “Стратиграфическое пространство или мир стратиграфии”.

На совещании было заслушано 22 доклада, которые по своей тематике были объединены в четыре группы: 1. Стратиграфия и ее структура; границы стратонтов; 2. Стратиграфия докембрия; 3. Новые методы стратиграфии; 4. Стратиграфическая практика.

К первой группе относится уже упомянутый доклад А.И. Жамойды, доклады В.Л. Егояна, С.В. Тихомирова, В.В. Черных и Б.И. Чувашова, В.И. Краснова, К.О. Ростовцева, А.Х. Кагарманова и Ю.П. Ненашева, В.С. Цыганко, М.Н. Соловьевой.

В.А. Егоян (Краснодарский научно-исследовательский и проектный институт “Термнефть”) в докладе “Стратиграфия – описание слоев земных” называет эту науку сугубо фактографической, в задачу которой входит описание стратонтов, являющихся объемными геологическими телами в пределах определенного региона. Все стратиграфические выводы должны основываться на фактах, реально наблюдаемых в разрезах. Различные стратиграфические категории, шкалы, “золотые гвозди” и т.п. – это только интерпретация фактического материала. Докладчик считает, что отечественный Стратиграфический кодекс (а следовательно, вообще действующие другие национальные кодексы) должен быть переработан. В дискуссии В.Л. Егоян дал свои определения основных стратиграфических понятий, указал на необходимость анализа стратиграфических ошибок.

С.В. Тихомиров (Московский геологоразведочный институт) считает стратиграфию наукой о ритмических закономерностях строения стратисферы, отражающих в своем формировании этапность различного ранга в развитии планеты и органического мира. Границы стратонтов являются отражением пульсирующих вертикальных изменений уровня Мирового океана с учетом изменений биоты.

В.В. Черных и Б.И. Чувашов (Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН) в докладе “Стратиграфические и геохронологические подразделения” подчеркивают необходимость четкого разграничения понятий “хронон” (подразделение хронологических шкал) и “стратон” (подразделение конкретного разреза), критерии установления границ которых существенно различны. Второй доклад Б.И. Чувашова был посвящен лито- и биостратиграфическим границам в стратотипическом разрезе пермской системы, их корреляционным возможностям и значению стратотипа. Биостратиграфические границы автор подразделяет на экостратиграфические и филогенетические.

Структуру стратиграфической классификации рассматривали В.И. Краснов и К.О. Ростовцев.

В.И. Краснов (Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья) считает, что при построении любой классификации противопоставлено использование множественности признаков, и поэтому он является сторонником выделения категорий стратонтов, основанных на одном признаке – по автору, являющемуся генетическим. Основные стратиграфические подразделения представлены биостратиграфическими (планетарные и корреляционные) и литостратиграфическими (местные).

К.О. Ростовцев (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт) предлагает два класса стратиграфических подразделений: литический, характеризующийся вещественным составом стратонтов, и эволютический, который охватывает подразделения, выделенные на основе изучения необратимой эволюции органического мира.

В.С. Цыганко (Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН) различает три типа границ стратиграфических подразделений: собственно стратиграфические – изохронные и потенциально планетарные; парастратиграфические – региональных подразделений в непрерывных разрезах (скользящие, диахронные) и аллостратиграфические – региональных подразделений в разрезах, содержащих перерывы.

В тезисах доклада М.Н. Соловьевой (Геологический институт РАН) “К вопросу о принципах выделения стратонтов и критерии определения стратиграфических границ” утверждается, что только первоначально установленный объем стратиграфического подразделения может определять его границы и что основной задачей стратиграфии на данном этапе является корреляция региональных подразделений с подразделениями исторически сложившейся общей шкалы.

Четыре доклада были посвящены различным проблемам стратиграфии докембрия.

В докладе “Хронометрические системы. Иллюзия или реальность докембрия?” Ю.Р. Беккер (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт) рассмотрел соотношение стратиграфических и геохронологических подразделений общей шкалы докембрия. В отличие от фанерозоя, где подразделения строго ранжированы, в докембрии они приобретают большую независимость. “Шкала докембрийского времени”, предложенная Международной комиссией по стратиграфии, содержит в протерозое 10 периодов, границы и объемы которых из-за отсутствия стратотипов могут претерпеть значительные изменения в процессе выделения в будущем геологических систем. На примере терминальной системы докембрия сформулированы критерии выделения стратонтов этого ранга в протерозое.

В.З. Негруца и Т.Ф. Негруца (Геологический институт Кольского научного центра РАН) подчеркивали особое значение местных подразделений докембрия, роли стратотипов. Недостатки общей, региональных и межрегиональных шкал докембрия являются отражением совокупности недостатков построения и корреляции местных стратиграфических схем. Докладчики считают, что в стратиграфии докембрия применимы принципы и критерии, используемые для фанерозоя. В докладе В.З. Негруцы "Опыт циклолитмостратиграфии докембрия" цикличность и ритмичность признаются наиболее яркими характеристиками строения докембрия. Автором предложена сводная циклолитмометрическая шкала истории Земли, позволяющая устанавливать значение перерывов в стратиграфии.

Ю.В. Богданов и В.И. Шульдинер (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт) обратили внимание на необходимость усовершенствования региональных стратиграфических шкал докембрия, поскольку с их помощью осуществляется корреляция местных разрезов и увязка последних с общей шкалой. Докладчики предлагают выделять в докембрии не комплексы, а синемы, сериалы (2 - 3 серии) и горизонты.

Некоторые методы стратиграфии были освещены или затронуты в шести докладах.

Ю.Б. Гладенков (Геологический институт РАН) в докладе "Переход к инфразональному расчленению осадочных толщ - веление времени" показал на примере неогеновых отложений возможности выделения дробных стратон (зон, подзон, слоев, циклитов, пачек), временной интервал которых близок по продолжительности к подразделениям четвертичной системы.

На примере девона и карбона Урала О.А. Щербаков, М.В. Щербакова, О.Г. Кочнева, Т.И. Степанова, Н.А. Кучева (Пермский государственный технический университет) обосновывают сверхдетальное расчленение отложений и их корреляцию на основе биоритмостратиграфического метода, который заключается в объединении биостратиграфических построений с циклическим анализом осадочных толщ, в привязке циклитов к биостратиграфическим границам. Показано региональное значение циклитов.

Биостратиграфические границы, критерии их определения были рассмотрены в докладе М.Х. Махлиной (Центральное производственное геологическое объединение), подчеркивающей, что одной из важнейших задач при разработке и обосновании региональных и местных стратиграфических схем является выделение и прослеживание разнофациальных ритмично построенных стратон.

О проблемах флоростратиграфии, критериях выделения фитохронов и причинах смены по-

следних доложил М.А. Ахметьев (Геологический институт РАН).

Б.А. Сальников (Сахалинский научно-исследовательский и проектный институт нефтяной и газовой промышленности) посвятил свой доклад о местных стратонах проблеме неоднородности их границ, что затрудняет структурные и другие построения для поисково-разведочных работ, но не препятствует картированию этих подразделений в любых масштабах. Докладчик относит слой к основным местным подразделениям.

Проблемы популярной в настоящее время секвенс-стратиграфии осветили в своем докладе А.В. Дронов и Ю.В. Савицкий (Санкт-Петербургский университет). Они показали эффективность метода расчленения осадочного чехла седиментационного бассейна на секвенции.

Завершающие доклады совещания были посвящены стратиграфической практике. Были рассмотрены следующие вопросы: значение убедительно обоснованных детальных стратиграфических схем, опорных легенд и выполнение требований к выделению свит (С.М. Шик, Центральное производственное геологическое объединение); необходимость отражения в легендах карт пределов изменений стратиграфического объема свит (А.Х. Кагарманов, Санкт-Петербургский горный институт; Ю.П. Ненашев, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт); неоднозначность понятия "геологический регион" и предпочтительность составления стратиграфических схем для стратиграфических регионов (А.Х. Кагарманов); важность соблюдения наглядности, конкретности и компактности схем подчеркнул В.А. Прозоровский (Санкт-Петербургский университет), предложив изменить форму их представления: корреляционная часть передает особенности распространения местных стратон в пространстве, унифицированная часть составляет только из региональных биостратиграфических и выдержанных литостратиграфических подразделений; вся текстовая информация помещается в объяснительную записку. О трудностях, возникающих при корреляции местных и общих стратон, и путях их преодоления доложил Б.А. Борисов (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт) на примере континентального кайнозоя Алтае-Саянской области.

Ряд проблемных вопросов был затронут в выступлениях участников на заключительном заседании.

Ю.Б. Гладенков выступил с предложением по организации подобных совещаний в будущем, а также подчеркнул значение некоторых направлений исследований в современной стратиграфии.

А.Г. Рублев обратил внимание на необходимость выбора надежных реперов для совершенст-

вождения общей изотопно-геохронологической шкалы, поскольку в настоящее время их насчитывается всего 8 на весь фанерозой. В.К. Шкатова проиллюстрировала возможность использования палеомагнитного метода для контроля оценки геологического возраста пород. Л.Н. Дорофеева сообщила о применении разработанного во ВСЕГЕИ метода карбонатного термометра в паре с методом кислородного термометра к расчленению и корреляции отложений. М.А. Семихатов остановился на сущности хроностратиграфии, определении нижних границ общих стратонов с помощью глобальных событий, на критериях синхронности и изохронности стратиграфических границ разного вида. В дискуссии приняли участие также М.Б. Преображенский, В.К. Головенко, А.П. Никольский, Ю.Б. Богданов, В.З. Негруца, Т.Ф. Негруца, А.И. Лежнин, В.И. Краснов и другие.

А.И. Жамойда в заключительном слове дал общую оценку Совещания, остановился на соотношении объема стратона и его границ, геологического тела и его разреза, на необходимости детализации расчленения отложений и в то же время на опасности увлечения зоно- или циклотворчеством, на важности анализа стратиграфических ошибок. Он ответил на ряд замечаний и предложений к Стратиграфическому кодексу, прозвучавших в некоторых докладах.

Заслушав и обсудив доклады, Совещание отметило большое значение 2-го, дополненного издания Стратиграфического кодекса России в решении ряда актуальных проблем общей стратиграфии, в достижении единообразия понимания основных стратиграфических понятий и процедур и в уточнении классификации стратиграфических подразделений. Совещание с удовлетворением отметило, что в последнее время отечественные стратиграфы стали уделять особое внимание границам стратиграфических подразделений, их комплексному (событийному, экосистемному, магнитостратиграфическому, сейсмостратиграфическому, а в отдельных случаях и хемотратиграфическому) обоснованию и использованию широкого набора палеонтологических, историко-геологических и физических методов в их корреляции.

Однако ряд положений общей стратиграфии нуждается в дальнейшей углубленной разработке и в широком обсуждении. К их числу, по мнению участников Совещания, в первую очередь относятся:

- уточнение главнейших понятий, используемых в стратиграфии, включая объект и предмет исследований;

- обсуждение проблемы так называемых литодемических подразделений, в особенности актуальной применительно к докембрию;

- усовершенствование классификации стратиграфических подразделений основных категорий с учетом использования новых, дополнительных (специальных) категорий;

- соотношение стратиграфических подразделений различных категорий и геологического времени; совершенствование общей геохронологической шкалы;

- разработка классификации границ стратиграфических подразделений;

- усовершенствование общей (международной) стратиграфической шкалы; комплексное обоснование установления и корреляции стратиграфических границ общих стратонов с выбором точек глобальных стратотипов границ (Стратиграфический кодекс, 1992. Приложение 2);

- совершенствование, в том числе детализация региональных и местных стратиграфических схем с учетом палеогеографического и (или) палеобиогеографического районирования (бассейновая стратиграфия);

- разработка и внедрение в практику новых (в том числе инфразонального и физических) методов стратиграфического расчленения и корреляции.

Совещание пришло к следующим выводам.

1. Предложить Бюро Межведомственного стратиграфического комитета обратиться в Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр и в Российскую академию наук с настоятельной просьбой стимулировать стратиграфические исследования, являющиеся прежде всего основой геолого-съемочных, поисковых и разведочных работ, а также общегеологических знаний; принять все возможные меры к обобщению и сохранению (в том числе с использованием компьютерной техники) накопленных стратиграфических материалов и постановке тем, направленных на разработку новых эффективных методов и приемов расчленения и корреляции стратонов и их границ. Отметить острую необходимость полноценного обеспечения и современного оснащения стратиграфических работ и обратить внимание на обязательность продолжения организации межведомственных региональных стратиграфических совещаний.

2. Считать необходимым регулярное проведение межведомственных совещаний по общим вопросам стратиграфии, заранее определяя основную тему или две-три темы для обсуждения и выработки соответствующих рекомендаций. Межведомственному стратиграфическому комитету принять роль организатора таких совещаний и проводить их не реже одного раза в три года.

3. Просить редколлегию журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция" рассмотреть вопрос о возможности объявления в журнале "Сим-

позиума по переписке” с обсуждением кардинальных проблем общей стратиграфии.

4. Учитывая важность корректного определения изотопного возраста стратиграфических границ общей шкалы фанерозоя, совещание отмечает настоятельную необходимость ревизии существующих шкал геологического времени и считает необходимым возобновить с этой целью работу изотопно-геохронологической комиссии МСК.

5. Рекомендовать участникам Совещания направлять подготовленные к публикации доклады в редколлегию журнала “Стратиграфия. Геологическая корреляция”, изложив в них конкретные предложения по стратиграфической классификации и терминологии, по понятийной базе стратиграфии, а предложения по организации стратиграфической службы в современных условиях, кроме того, высылать в Бюро МСК.

Участники дискуссии единодушно признали полезность и необходимость проведенного Совещания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Жамойда А.И. Стратиграфическое пространство или мир стратиграфии. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. № 2. С. 3 - 11.

Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л. Межведомственному стратиграфическому комитету 30 лет // Советская геология. 1985. № 9. С. 122 - 126.

Стратиграфический кодекс. 2-е изд., доп. Санкт-Петербург: Межведомственный стратиграфический комитет, 1992. 120 с.

Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам стратиграфической классификации, состоявшегося во ВСЕГЕИ 17 - 22 января 1955 г., Ленинград: ВСЕГЕИ. 9 с.

Рецензент Б.С. Соколов

Сдано в набор 17.10.94 г.

Подписано к печати 19.12.94 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 4.3 тыс.

Уч.-изд. л. 13.8

Бум. л. 7.0

Тираж 298 экз.

Зак. 2098

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 геосторическим 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, 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 десяти 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 и номера телефонов автора (авторов).

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: один экземпляр монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17), другой (чистый) прилагается отдельно. 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: а) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; б) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; в) 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.

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 (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., 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;
- 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).

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

**Журналы Российской академии наук выходят в свет одновременно
на русском и английском языках**

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биоорганическая химия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии*
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал физической химии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Физика атмосферы и океана*
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Неорганические материалы
Океанология*
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение*
Прикладная биохимия и микробиология
Стратиграфия. Геологическая
корреляция
Теоретические основы
химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Физика Земли*
Физика плазмы
Физиология растений
Химия высоких энергий
Электрохимия
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources

Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Physics—Doklady
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Protection of Metals
Biology Bulletin

Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials

Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Applied Biochemistry and Microbiology

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical
Engineering
High Temperature
Thermal Engineering

Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Electrochemistry
Physics of Atomic Nuclei
*Glass Physics and Chemistry***
*Laser Physics***
*Pattern Recognition and Image Analysis***
*Programming and Computer Software***
*Radiochemistry***
*Russian Journal of Ecology***
*Russian Journal of Marine Biology***
*Russian Journal of Organic Chemistry***
*Studies on Russian Economic Development***
*The Physics of Metals and Metallography***

* В 1995 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

** В 1995 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой"
только на английском языке.