

И. В. Брашнев

ISSN 0869-592X

Том 14, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2006



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



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



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 14 № 6 2006 Ноябрь–Декабрь

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

**А. С. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов, Е. В. Бибилова,
В. С. Вишневская, А. Б. Герман, Ю. Б. Гладенков, А. Е. Додонов,
А. И. Жамойда, В. А. Захаров (ответственный секретарь),
Ю. А. Лаврушин, М. Г. Леонов, Л. А. Невеская,
А. Г. Пономаренко, А. Ю. Розанов,
М. А. Семихатов (заместитель главного редактора),
М. А. Федонкин, В. Е. Хаин, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

*Адрес редакции: 119017 Москва, Старомонетный пер., 22,
ГИН РАН, комн. 2, тел. 951-21-64*

**Москва
Научно-производственное объединение
«Издательство “Наука”»**

© Российская академия наук, 2006 г.
© Редакция журнала “Стратиграфия.
Геологическая корреляция”
(составитель), 2006 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 14, номер 6, 2006

Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона:
изотопное датирование Анабарской коллизионной системы

*О. М. Розен, Л. К. Левский, Д. З. Журавлев, А. Я. Ротман, З. В. Специус,
А. Ф. Макеев, Н. Н. Зинчук, А. В. Манаков, В. П. Серенко*

3

Sr- и С-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея
(Южный Урал): новые данные

*А. Б. Кузнецов, М. А. Семихатов, А. В. Маслов, И. М. Горохов,
Э. М. Прасолов, М. Т. Крупенин, И. В. Кислова*

25

Биохронология триаса: современное состояние и основные проблемы

А. А. Шевырев

54

Комплексы брахиопод берриаса Крыма

С. В. Лобачева, Т. Н. Смирнова

68

Возраст нижней границы валлезия (континентальный миоцен Европы)

Э. А. Вангенгейм, А. Н. Лунгу, А. С. Тесаков

81

Органикостенный фитопланктон палеогена разрезов Западной Камчатки

Н. И. Запорожец, В. Н. Синельникова, М. А. Ахметьев

94

Критика и дискуссии

К оценке новых методических приемов секвенс-стратиграфического анализа

А. Е. Шлезингер, Ю. Б. Гладенков, В. А. Захаров

117

Хроника

Стратиграфия архея на I Российской конференции по проблемам геологии
и геодинамики докембрия

В. З. Негруца

121

Персоналии

Памяти Артура Хасенбековича Кагарманова (1934–2005)

125

Правила для авторов

127

Contents

Vol. 14, No. 6, 2006

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

Paleoproterozoic Accretion in the Northeast Siberian Craton: Isotopic Dating of the Anabar Collision System

O. M. Rosen, L. K. Levskii, D. Z. Zhuravlev, A. Ya. Rotman, Z. V. Spetsius, A. F. Makeev, N. N. Zinchuk, A. V. Manakov, and V. P. Serenko

3

New Data on Sr- and C-Isotopic Chemostratigraphy of the Upper Riphean Type Section (Southern Urals)

A. B. Kuznetsov, M. A. Semikhatov, A. V. Maslov, I. M. Gorokhov, E. M. Prasolov, M. T. Krupenin, and I. V. Kislova

25

Triassic Biochronology: State of the Art and Main Problems

A. A. Shevyrev

54

Brachiopods of the Berriasian (Lower Cretaceous) from the Crimea

S. V. Lobatscheva and T. N. Smirnova

68

Age of the Vallesian Lower Boundary (Continental Miocene of Europe)

E. A. Vangengeim, A. N. Lungu, and A. S. Tesakov

81

Organic-walled Phytoplankton from Paleogene Sections of Kamchatka

N. I. Zaporozhets, V. N. Sinel'nikova, and M. A. Akhmet'ev

94

Critics and Discussions

To Evaluation of New Methodical Approaches in the Sequence Stratigraphy Analysis

A. E. Shlezinger, Yu. B. Gladenkov, and V. A. Zakharov

117

Chronicle

Archean Stratigraphy at the First Russian Conference on Problems of Precambrian Geology and Geodynamics

V. Z. Negrutsa

121

In Memorial

Artur Khasenbekovich Kagarmanov (1934–2005)

125

For the Authors of the Journal

127

УДК 551.24+546.79:553.81

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АККРЕЦИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ АНАБАРСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ

© 2006 г. О. М. Розен*, Л. К. Левский**, Д. З. Журавлев***, А. Я. Ротман****,
З. В. Спецус****, А. Ф. Макеев**, Н. Н. Зинчук*****, А. В. Манаков*****, В. П. Серенко*****

*Геологический институт РАН, Москва

**Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург

***Институт минералогии и геохимии редких элементов, МПР, Москва

****Якутский проалмаз, АК АЛРОСА, Мирный

*****Якутское научно-исследовательское и геологоразведочное предприятие, АК АЛРОСА, Мирный

Поступила в редакцию 02.08.2005 г., получена после доработки 10.02.2006 г.

Изотопное датирование образцов из коровых ксенолитов в кимберлитах, керн глубоких скважин и коренных выходов позволило представить согласованную совокупность геохронологических данных, полученных Sm-Nd и Rb-Sr методами для Анабарской коллизионной системы на северо-востоке Сибирского кратона. Процесс коллизии проходил в три эпохи в интервалах 2200–2100, 1940–1760 и 1710–1630 млн. лет. Зафиксированы мафиты с возрастом субстрата 2000–1960 млн. лет, вероятно выплавившиеся при соприкосновении нижней коры и астеносферы во время локального коллапса (обрушения) коллизионной призмы. Сопоставление Sm-Nd и Rb-Sr изохронных датировок показало, что охлаждение системы от $\approx 700^\circ\text{C}$ до $\approx 300^\circ\text{C}$ проходило в течение примерно 300 млн. лет, т.е. значительно отставало от коллизионного метаморфизма и гранитообразования. Предполагается, что в результате аккреции Сибирского кратона возникло гигантское коллизионное горное сооружение гималайского типа, эродированное ко времени 1.65 млрд. лет назад, когда начал накапливаться полого залегающий мезо- и неопротерозойский (рифейский) платформенный чехол.

Ключевые слова. Изотопное Sm-Nd и Rb-Sr датирование, ранний докембрий, земная кора, аккреция, коллизия, кимберлит, алмаз, Сибирский кратон.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопно-геохронологическое изучение коллизионных систем раннего докембрия обычно ограничивается датировками гранитоидов, и полученные величины расцениваются как возраст континентальной коллизии. На самом деле это не совсем правильно. Выплавление гранитоидов наступает только спустя 25 млн. лет после вступления блоков коры в непосредственное столкновение и может происходить длительными импульсами, разделенными во времени на десятки миллионов лет. Не менее длительно может проходить остывание коллизионной призмы. Проведенное исследование преследует цель определить временные параметры метаморфизма и охлаждения Анабарской палеопротерозойской коллизионной системы в сопоставлении с Сибирским кратоном в целом, а также выявить некоторые особенности эволюции этой системы, являющиеся неотъемлемой частью коллизионных систем фанерозоя, такие как локальный коллапс и связанные с ним специфические проявления магматизма. Расположение

здесь Якутской алмазонасной провинции определяет повышенный интерес к строению и эволюции региона. Стратиграфическая и временная терминология выдержана в соответствии с современными представлениями (Ахмедов и др., 2001; Семихатов, 1993; Gradstein et al., 2004).

СИБИРСКИЙ КРАТОН И АНАБАРСКАЯ КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА

Сибирский кратон, площадью около 4×10^6 км², большей частью (70%), перекрыт рифей – фанерозойскими отложениями чехла мощностью 1–8 км, в среднем – около 4 км. С севера и востока кратон обрамлен складчатыми, существенно осадочными поясами фанерозойского форланда (Таймырский и Верхоянский пояса), а с запада и юга, соответственно, располагаются вулканические орогенные пояса: палеозойский – Центрально-Азиатский и мезозойский – Монголо-Охотский. Анабарская коллизионная система занимает примерно треть площади Сибирского кратона, простираясь с се-

вера на юг на 1500 км, а с востока на запад – на 600–900 км. Мощность консолидированной коры здесь больше, чем по древним кратонам в среднем (≈ 40 км) и достигает 58 км (Манаков, 1999). Такая аномалия обычно рассматривается как реликт древней коллизионной призмы (Парфенюк, 2004; Parfenuk and Mareschal, 1997). В этом разделе рассматриваются изотопно-геохронологические данные, известные до проведения настоящего исследования.

Террейны и сутуры (коллизионные зоны) – основные единицы историко-геологического анализа. Изотопно-возрастные данные позволили представить историко-геологические модели эволюции кратона (Попов, Смелов; 1996; Розен и др., 2000; Frost et al., 1998; Rosen et al., 1994, и др.). Современная структура кратона в целом рассматривается как результат столкновения и слипания (амальгамации, аккреции) разновозрастных микроконтинентов, превращенных в процессе коллизии в разнородные тектонические блоки-террейны (Розен, 2003; Смелов и др., 1998а; Rosen et al., 1994), что соответствует существующему пониманию аккреционной тектоники (Соколов, 2003). Этот процесс, как ранее было показано, по возрасту $\approx 1.8\text{--}1.9$ млрд. лет, совпадает с амальгамацией других кратонов, что указывает на участие Сибирского кратона в составе суперконтинента Пангея-1 (Rosen, 2002). Разломы, разделяющие террейны, обнаруживают структурные признаки тектонического сдвигания и надвигания и относятся к категории зон столкновения (сутур, коллизионных зон). Установлена синхронность локального метаморфизма и гранитообразования в сутурах и ареального гранулитового метаморфизма в прилегающих террейнах. Такая синхронность может возникнуть только в результате самопроизвольного разогрева (термальной релаксации) внутри утолщенной коры коллизионной призмы, что вытекает из теоретического моделирования (England, Thompson, 1984; Le Pichon et al., 1997) и геологических наблюдений (Розен, Федоровский, 2001; Diaconescu, Knapp, 2002). Выплав-

ление гранитоидов наступает только спустя 25 млн. лет после вступления блоков коры в непосредственное столкновение и может происходить длительными импульсами, разделенными во времени десятками миллионов лет. Не менее длительно может проходить остывание коллизионной призмы (England, Thompson, 1984; Nironen et al., 2000).

В составе кратона давно выделены гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные ареалы (Петров и др., 1985), которые по современным данным являются разновозрастными и слагают соответствующие по составу террейны. Различия между террейнами определяются вариациями в ассоциациях пород, а на закрытых территориях – также и особенностями магнитных и гравитационных полей (Розен, 2003). Гранулит-гнейсовые ассоциации, предположительно островодужно-вулканогенные (Rosen, 1992), сложены преимущественно изоклинально складчатыми ортопироксеновыми плагиогнейсами и метамифитами и характеризуются повышенными линейными аномалиями магнитного и гравитационного полей. Они представляют собой нижнекоровые образования. Гранит-зеленокаменные ассоциации, где на площади резко преобладают амебообразные ареалы гранитоидов (80–90%), между которыми зажаты синформы, сложенные мафическими вулканитами и интрузиями, а также граувакками, – это верхнекоровые комплексы. Хотя теоретически обе ассоциации могут быть совмещены в пределах эрозионной поверхности одного террейна, принятое бинарное разделение террейнов соответствует современным наблюдениям и представляется пока необходимым рабочим упрощением и полезным инструментом исследования.

Структура Сибирского кратона. По-видимому, прежде чем объединиться в структуру кратона, террейны группировались в тектонические провинции (супертеррейны, составные террейны в соответствии с современной терминологией (Соколов, 2003)), а уже столкновение и слипание последних привело к возникновению единого кра-

Рис. 1. Геологическое строение исследованного региона.

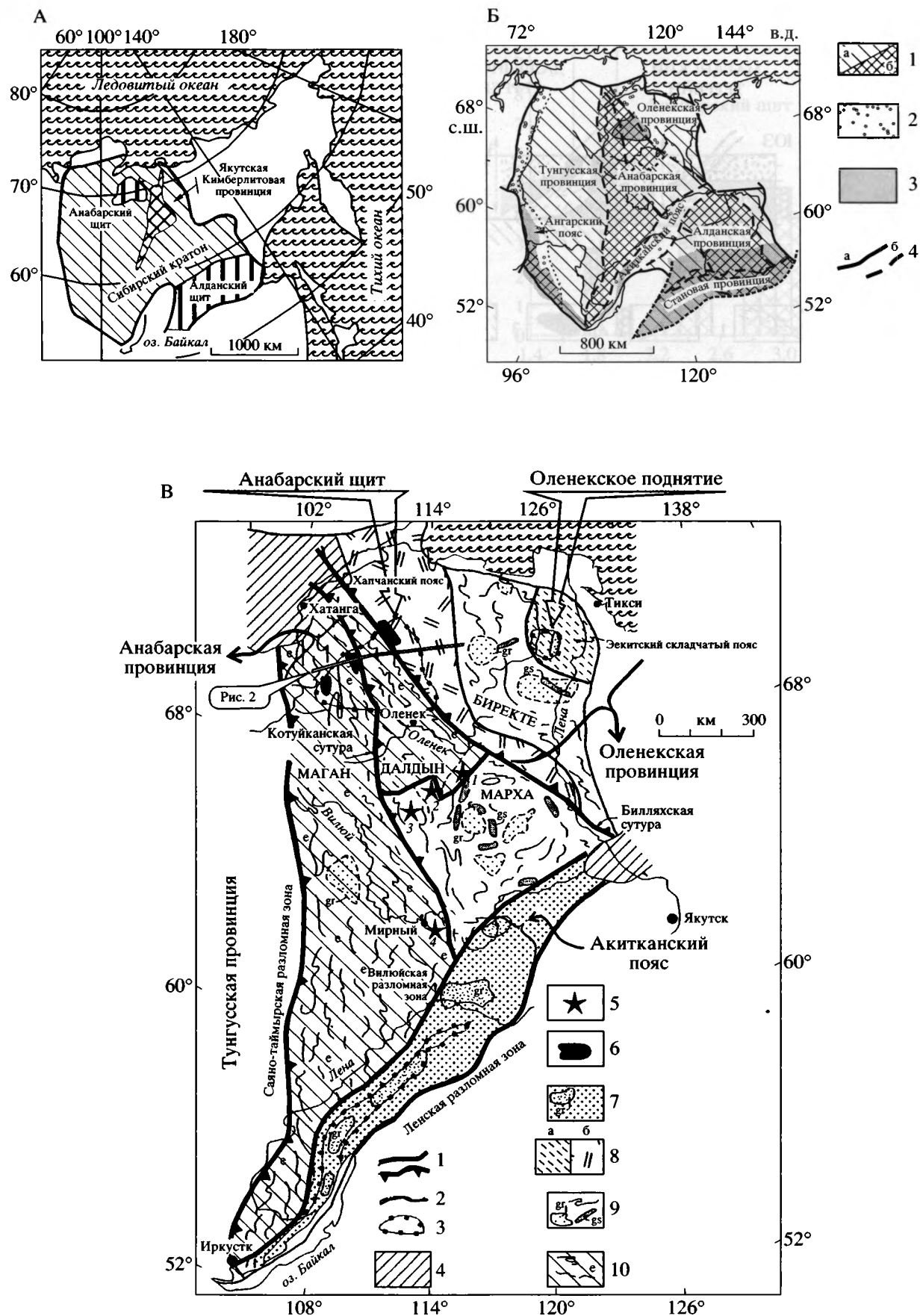
А – положение Сибирского кратона в пределах северо-востока Евразии; Б – основные тектонические элементы Сибирского кратона.

1 – архейские террейны, 3.5–2.5 млрд. лет, гранит-зеленокаменные – а, гранулит-гнейсовые – б; 2 – протерозойские складчатые пояса, 2.4–2.0 млрд. лет; 3 – обнаженные площади фундамента; 4 – разломные зоны ограничения кратона – а, сутуры в пределах кратона – б.

В – строение Анабарской коллизионной системы и ее обрамления (Розен, 2003).

1 – главные разломные зоны (коллизионные зоны, сутуры); 2 – прочие разломы; 3 – граница обнаженных регионов; 4 – платформенный чехол, мощность более 8 км; 5 – кимберлитовые поля с датированными коровыми ксенолитами: 1 – Муна; 2 – Далдын; 3 – Алакит; 4 – Мирный; 6 – габбро-анортозитовый комплекс, 2.55 млрд. лет; 7 – известково-щелочные вулканиты, осадки, гт – А-граниты, 2.0–1.9 млрд. лет; 8 – фельзитические вулканиты, силициты, граниты – 1.85 млрд. лет – а; парагнейсы и метакarbonаты, 2.4–2.0 млрд. лет – б; 9 – гранит-зеленокаменный комплекс: gs – зеленокаменные пояса и мафические интрузии (Гафаров и др., 1978); гт – крупные плутоны гранитоидов (Карта метаморфических..., 1987), 2.5–2.9 млрд. лет; 10 – комплекс плагиогнейсов, эндербитов и мафических гранулитов, 3.1–3.0 млрд. лет.

Террейны: Марха, Биректе – гранит-зеленокаменные, Маган, Далдын – гранулит-гнейсовые.



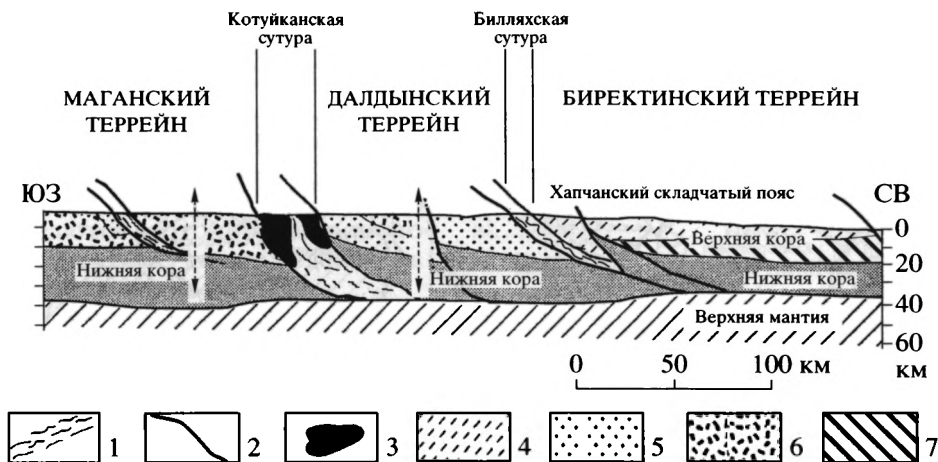


Рис. 2. Схематический профиль Анабарской коллизионной системы (Rosen et al., 1994; Розен, 2003).

1 – главные разломные зоны (сутуры): тектонический меланж с апомилонитовым мигматитовым матриксом, 1.9–1.8 млрд. лет; 2 – поверхности надвигов; 3 – анортозиты и габбро, 2.55 млрд. лет; 4 – гранулитовые метакварцы и метакarbonate, 2.4–2.0 млрд. лет; 5 – плагиогнейсы, эндрбиты и мафические гранулиты, 3.1–3.0 млрд. лет; 6 – плагиогнейсы, эндрбиты и чарнокиты, 3.0–2.9 млрд. лет; 7 – гранит-зеленокаменная ассоциация, 2.5 млрд. лет. Положение нижней и верхней коры показано для визуальной оценки глубины эрозии коллизионной системы.

тона. Выделяются Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая провинции (рис. 1). Они состоят из разнородных террейнов (тектонических блоков), на кровле которых иногда залегают раннепротерозойские складчатые и орогенные пояса. Между террейнами выявляются палеопротерозойские островодужные фрагменты (Смелов и др., 2002), наиболее крупным из которых является орогенный Аkitканский пояс, представляющий собой палеопротерозойскую островодужную систему, зажатую между Анабарским и Алданским супертеррейнами, развитие которой завершилось коллапсом коллизионной призмы 1.8 млрд. лет назад. В это время внедрились граниты специфического геохимического типа – А-граниты (Неймарк и др., 1998). Центральную и северо-восточную части кратона занимает Анабарская коллизионная система, включающая Анабарскую и Оленекскую тектонические провинции.

Анабарская провинция включает Маганский и Далдынский гранулит-гнейсовые террейны, выходящие на поверхность в пределах Анабарского щита с возрастом формирования вещества 2.9; 3.1 млрд. лет, соответственно. Гранулитовый метаморфизм и выплавление гранитоидов датируются в 1.8 и 1.9 млрд. лет. К Анабарской провинции также относится Мархинский гранит-зеленокаменный террейн в бассейне р. Марха, перекрытый отложениями чехла и изученный по скважинам. Возраст формирования его субстрата оценивается в 2.5 млрд.лет, а метаморфизма – в 1.76 млрд.лет (Неймарк и др., 1992, Розен и др., 2002).

Котуйканская сутура (коллизионная зона) расположена между Далдынским и Маганским террейнами (рис. 2). При ширине от первых километров и до 30 км она представляет собой тектонический бластомилонитовый макромеланж. В гнейсово-мигматитовом апомилонитовом матриксе (амфиболитовая фация метаморфизма), содержащем согласные и секущие жиллообразные тела автохтонных гранитов с возрастом 1.8–2.0 млрд. лет, заключены тектонические блоки анортозитов и крупные, до десятков километров в длину, отторженцы гранулитов из прилегающих террейнов, подвергшиеся регрессивному амфиболитовому метаморфизму (Рачков, 1988; Лутц, Оксман, 1990). Характерным элементом этого меланжа являются согласные с расслоенностью тектонитов лентовидные прослои седиментогенных кварцитов, карбонатов и аповулканогенных высокомагнезиальных амфиболитов, возможно представляющие разобщенные фрагменты отложений межконтинентальных бассейнов, затянута в зону коллизии, и на фронте столкновения микроконтинентов, игравших роль субстанции пониженной вязкости (аккреционного клина в понимании (Добрецов и др., 2001), а также фрагменты островодужных вулканитов (Смелов и др., 2002).

Биляхская сутура отделяет Анабарскую провинцию от Оленекской. Возраст метаморфизма приуроченных к ней гранулитов Хапчанского пояса составляет 1.97 млрд. лет, а коллизионных мигматитов и гранитоидов – 1.8 млрд. лет (Розен и др., 2000).

Более древние коллизионные процессы вероятно проявлялись на границе Мархинского (воз-

раст вещества 2.5 млрд. лет) и Далдынского (3.1 млрд. лет) террейнов. Возраст коллизионной сuture можно приблизительно оценить в 2.2–2.3 млрд. лет, поскольку, судя по геологическим соотношениям, она должна быть древнее, чем отсекающие ее с востока и запада Билляхская и Котуйканская сuture. Другой случай связан с интерпретацией реликтов архейского гранулитового метаморфизма (2.76 млрд. лет) внутри Далдынского террейна (Розен и др., 2000). Учитывая связь между гранулитовым метаморфизмом террейнов и процессами гранитообразования и метаморфизма в сопряженных коллизионных зонах, можно предполагать, что значение 2.76 млрд. лет характеризует наиболее ранний процесс коллизии в регионе, хотя геологическая конфигурация объектов этого возраста в настоящее время неизвестна. В целом намечаются три эпохи коллизии: поздняя – в конце палеопротерозоя; промежуточная – примерно 2.1–2.2 млрд. лет, – в середине палеопротерозоя; и ранняя эпоха, – 2.8 млрд. лет, – в неоархее (Розен, 2003). Котуйканская и Билляхская сuture маркируют центральную часть Анабарской коллизионной системы.

Оленекская провинция включает разнородные тектонические элементы. На западе провинции, в пределах Анабарского щита, на поверхность выходят гранулитовые метагравиты (гранатовые гнейсы) и метакarbonate (известково-силикатные породы и кальцифиры) *Хапчанского складчатого пояса*. Возраст источника обломочного материала составляет 2.4 млрд. лет, а гранулитового метаморфизма – 1.97 млрд. лет (Розен и др., 2000). Размывался, вероятно, фундамент Биректинского гранит-зеленокаменного террейна (полностью перекрытого чехлом в настоящее время), а отложения Хапчанского пояса предположительно накапливались на его пассивной (западной в современной структуре) окраине. На Оленекском поднятии, где располагалась восточная, активная окраина террейна, накапливались кислые вулканиты и углеродистые силициты *Экитского складчатого пояса*, метаморфизованные 1.98 млрд. лет назад в зеленосланцевой фации, и прорванные гранитоидами около 1.85 млрд. лет назад (Розен и др., 2000).

Предшествующие изотопно-геохронологические исследования. Почти все известные до начала данного исследования датировки консолидированной коры Сибирского кратона (всего 224) были суммированы (Rosen, 2002) по многочисленным оригинальным источникам и обзорам (Ковач, 1994; Ковач и др., 1999; Котов и др., 1999; Неймарк и др., 1998; 1992; Ризванова и др., 1994; Розен и др., 2000; Шемякин и др., 1998; Frost et al., 1998; Jahn et al., 1998; Rosen et al., 1994; и др.) и показаны на рис. 3, где учтены также и более поздние работы (Донская и др., 2005; Ларин и др., 2003; Левицкий и др., 2004; Сальникова и др., 2004; Туркина,

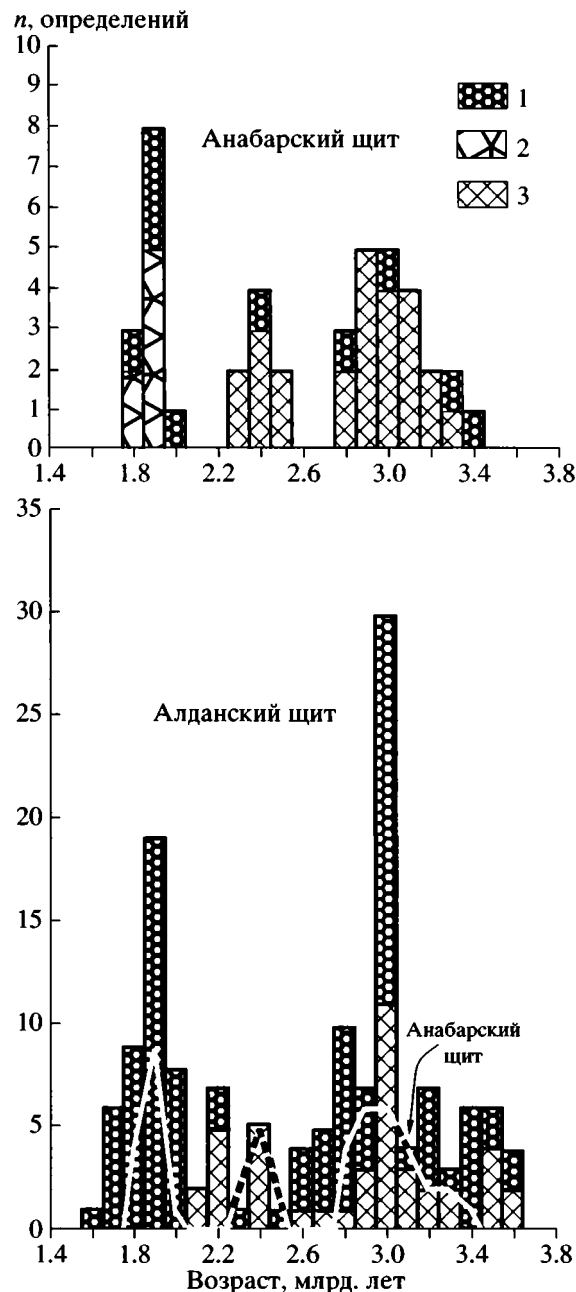


Рис. 3. Гистограммы распределения значений изотопного возраста основных структур Сибирского кратона.

1 – U-Pb метод, циркон, верхнее пересечение; 2, 3 – Sm-Nd метод: 2 – минеральная изохрона, 3 – модельный возраст, T(Nd)DM.

2004 и ряд других). Модельные возрасты, полученные Sm-Nd методом, в совокупности с U-Pb данными по магматогенным цирконам, позволяют предположить, что ювенильное вещество гранулит-гнейсовых террейнов отделилось от истощенной мантии ≈ 3.3 и ≈ 3.0 млрд. лет назад, а гранит-зеленокаменных ≈ 3.5 и ≈ 2.5 млрд. лет назад.

Датировки цирконов и модельные величины $T(\text{DM})\text{Nd}$ в 2.2–2.4 млрд. лет характеризуют складчатые пояса. Их осадочные и вулканогенные комплексы накапливались на кровле микроконтинентов еще до аккреции (осадки Хапчанского пояса Анабара, Унгринские мафиты и зеленокаменные образования Холодниканского пояса Алдана и ряд других). Коллизионные граниты и чарнокиты по цирконам имеют возраст 1.7–2.0 млрд. лет. На Анабарском щите выявлено, что значения U-Pb метода по цирконам из мигматитов и гранитов совпадают с возрастом гранулитового метаморфизма по Sm-Nd минеральным изохронам (1.8–1.9 млрд. лет). Такое совпадение двух термально обусловленных петрогенетических процессов во времени является необходимым свойством теплового режима в утолщенной коре коллизионной призмы (саморазогрев). Поступления нового вещества из мантии в период аккреции по-видимому не было, поскольку модельные Sm-Nd датировки моложе 2.1 млрд. лет отсутствуют, а следовательно коллизионные гранитоиды выплавлялись из сиалического вещества древних микроконтинентов. Однако показателем активизации литосферной мантии при коллапсе коллизионной призмы в это время являются датировки источника вещества лампроитов $T(\text{DM})\text{Nd} = 2.1\text{--}2.2$ млрд. лет, внедрившихся 1.3 млрд. лет назад в Урикско-Ийском складчатом поясе Бирюсинского террейна в Присаянье (Егоров и др., 2005).

ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ

Эволюция коллизионной системы состоит из отдельных эпизодов (стадий), которые могут повторяться. Вначале кора утолщается вследствие подтягивания и торошения (надвигания) континентальных блоков на кровле конвектирующей мантийной ячейки. Вступает в действие механизм саморазогрева вследствие сложения тепловых потоков и через 25 млн. лет температура достигает уровня выплавления гранитного расплава-минимум, локализующегося синкинематически – послойно в сопровождении мигматитов. Это расчетная цифра времени, основанная на теплопроводности коры, величинах теплового потока и других параметрах (England, Thompson, 1984) и подтвержденная в Гималаях, где коллизия началась 50, а первые лейкограниты выплавлились 25–28 млн. лет назад (Розен, Федоровский, 2001). Сжатие может сменяться растяжением и оба процесса могут чередоваться в течение десятков миллионов лет (Selverstone, 2005). Растяжение возникает, когда кора достигает некоторой критической мощности и, при продолжающемся росте температуры, резко снижается вязкость. Происходит расползание (растяжение) нижней коры и обвал (коллапс) горного сооружения. Когда кол-

лизионное сжатие временно (локально) прекращается, нарушается термальная граница кора – мантия, и в контакт с корой приходит горячая астеносфера (Searle, 1999). Из нижней коры выплавляются посткинематические, секущие граниты, лишенные мигматитов и обладающие специфическими геохимическими характеристиками (А-граниты), сопровождаемые различными мафитами. Эти петрологические наблюдения получили объяснения в гипотезах базальтового андерплэйтинга (Kay and Kay, 1993), и отрыва субдукционного слэба (Davies and von Blanckenburg, 1995), что с фактологической точки зрения не представляет различий, как явствует из общего анализа петрологии коллизионных орогенов (Владимиров и др. 2003).

Приведенный выше обзор геохронологической эволюции Сибирского кратона очевидно демонстрирует лишь наметившиеся основные вехи в истории кратона и его коллизионных систем. Спорадически отобранные из обнажений единичные образцы, хотя и датированы с высокой аналитической точностью, не позволяют провести системный анализ датированных событий. Вследствие крайне ограниченного числа датировок, распространяемых на обширные объекты, возникает тенденция датировать коллизионное событие с точностью до первых миллионов лет по возрасту выплавленных из коры гранитоидов (например, Донская и др., 2005; Диденко и др., 2003 и цитируемые источники). По-видимому, это не всегда правильно.

Системное датирование конкретных объектов показывает, что коллизионное гранитообразование – это процесс возобновляемый и состоящий из ряда импульсов, растянутый во времени на 50–100 млн. лет. Например, при коллизии в Южной Финляндии выплавленные вначале синкинематические микроклиновые гранитоиды и мигматиты через 25 млн. лет были интродуцированы посткинематическими гранитоидами с геохимическими характеристикам А-гранитов, в сопровождении габброидов, что обусловлено коллапсом коллизионной призмы. Дальнейшее продолжение аккреционного процесса привело к приращению дополнительной континентальной массы и через 40 млн. лет выплавилось следующее поколение синкинематических микроклиновых гранитов и мигматитов. Весь процесс длился примерно 65–80 млн. лет, начиная с 1.91–1.89 млрд. лет, и завершился 1.84–1.83 млрд. лет назад (Nironen et al., 2000).

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ АНАБАРСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ

Материал, использованный для исследования. Проведено датирование исходного субстрата,

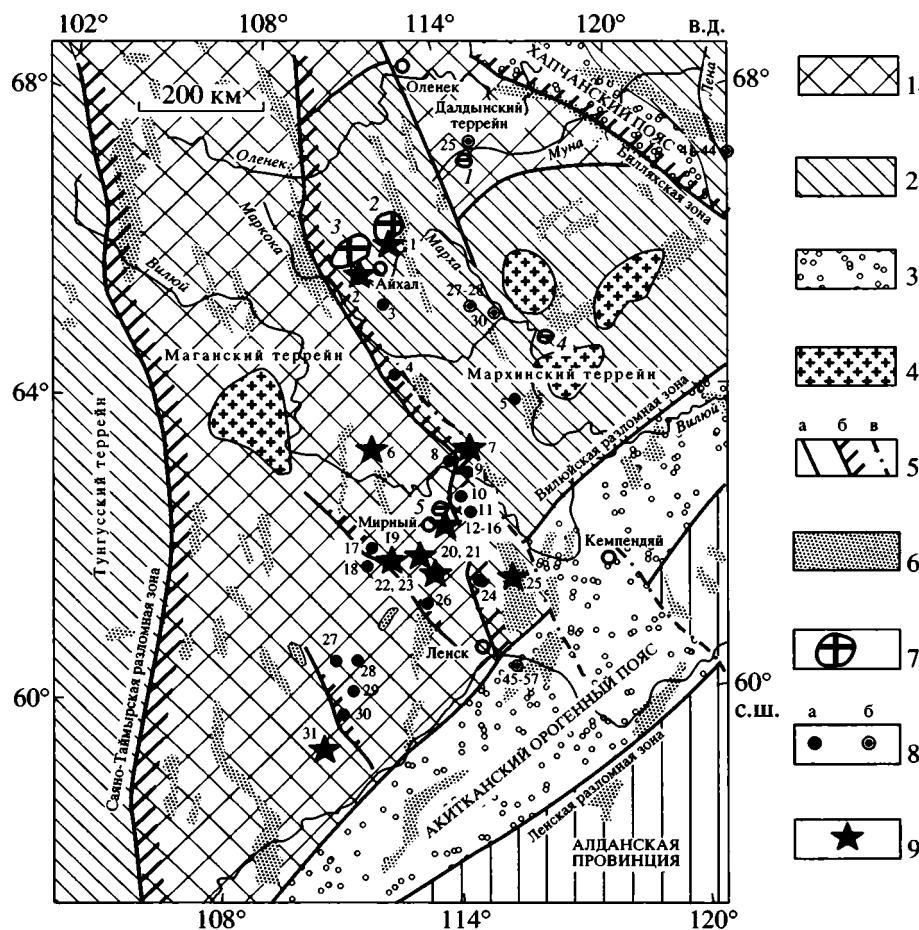


Рис. 4. Схема геологического строения фундамента и расположения скважин в центральной части Анабарской коллизионной системы (Розен и др., 2002).

1 – гранулит-гнейсовые террейны; 2 – гранит-зеленокаменные террейны; 3 – метаморфизованные вулканы, осадки, гранитоиды складчатых поясов; 4 – гранитные батолиты (Карта метаморфических ..., 1987); 5 – раннепротерозойские сuture – а, то же, надвиги с наклоном на СВ – б, фанерозойским разломы-сдвиги – в; 6 – положительные аномалии магнитного поля ΔT_a , более +5 мЗ (Литвинова и др., 1978), отражающие структуру фундамента; 7 – кимберлитовые поля: 1 – Муна, 2 – Далдын, 3 – Алакит, 4 – Накын, 5 – Мирный. 8 – скважины и их номера – а (Розен и др., 2002); номера отдельных образцов из скважин – б (Смелов и др., 1998б); 9 – скважины, в керне которых проведены изотопно-геохронологические исследования, данная работа.

гранулитового метаморфизма и последующих процессов охлаждения с помощью Sm-Nd и Rb-Sr (по валовым пробам и минеральным изохронам) методов. При рассмотрении использованы анализы из образцов коровых включений в кимберлитах и керна скважин с глубин 2–4 км Анабарской коллизионной системы (рис. 4) и опубликованные данные по обнажениям Анабарского щита. Это позволяет рассмотреть процессы порообразования не только в коренных выходах, но и в породах, скрытых под платформенным чехлом и залегающих на различных глубинах континентальной коры, т.е. охарактеризовать весь объем коллизионной призмы.

Исследованные образцы представлены метаморфическими породами (за исключением дайки долерита) и подразделяются на кварцсодержа-

щие гнейсы и бескварцевые кристаллические сланцы, амфиболиты – в соответствии с систематикой (Классификация и номенклатура ..., 1992), а эклогитоподобные породы отличаются повышенным содержанием граната. Характерные минералы показаны в таблицах символами в порядке возрастания содержаний. Образцы, отобранные из обнажений Анабарского щита в террейнах Далдын и Биректе (Хапчанский складчатый пояс) представлены гранулитами. В керне скважин преобладают гнейсы амфиболитовой фации в террейне Марха, а в террейне Маган они являются диафторированными гранулитами. Также изучены биотитовые граниты и их катаклазиты. Петрография и химизм этих образцов из скважин описаны ранее (Розен и др., 2002). Среди коровых ксенолитов в кимберлитах преобладают кристал-

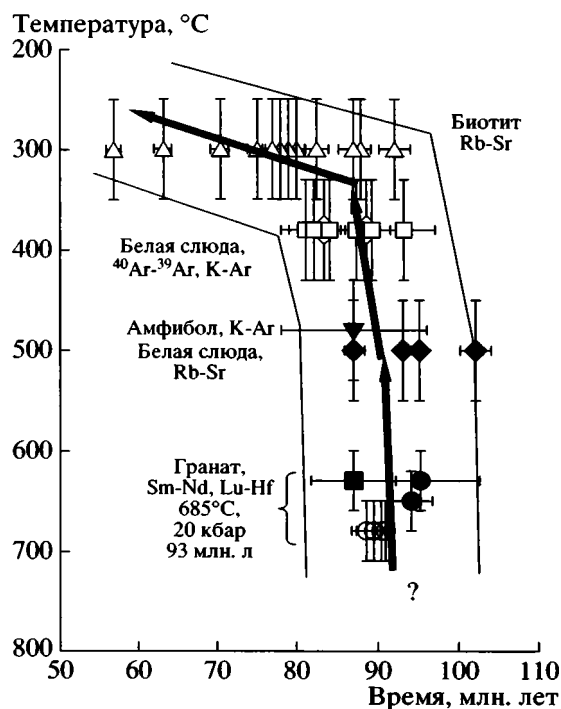


Рис. 5. Соотношение время – температура для уравнивания изотопных систем в минералах коллизионной призмы Восточных Альп (Thöni, 2003).

лосланцы, которые по составу, в % мас. – SiO_2 49–52; Al_2O_3 14–22; MgO 4–12; $\text{Na}_2\text{O} \geq \text{K}_2\text{O}$ (сумма до 5.5 % мас.) – соответствуют метабазальтам, как и эклогитоподобные породы. Кордиеритсодержащие разновидности, по-видимому, относятся к метапелитам. Долерит, слагающий дайку в анортозитах Котуйканской сутуры, мощностью в первые метры, большей частью не обнаруживает признаков метаморфизма (Розен и др., 2000). При отборе образцов соблюдались необходимые меры для выделения неизмененных участков породы, поэтому наложенные изменения в образцах предположительно являются незначительными, также как и в мономинеральных фракциях.

Методы изотопных исследований. Измерения изотопного состава и концентраций Sm, Nd, Rb, Sr в образцах произведены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) методом изотопного разбавления на твердофазном 8-коллекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-261” в режиме одновременной регистрации ионных токов всеми коллекторами. Изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ измерялись с точностью не хуже $\pm 0.3\%$ (2s) и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ не хуже, чем $\pm 0.5\%$ (2s), а концентрации элементов с точностью $\pm 0.5\%$ (2s). В период работы значение стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ было 0.511879 ± 14 ($n = 45$), значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ BCR – 0.512673 ± 15 ($n = 10$), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ BCR-1 составляло 0.705037 ± 50 ($n = 4$), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ SRM-987 – 0.710249 ± 18 . Уровень холостого опыта составлял для Nd – 0.5 нг, для Rb

и Sr, соответственно, 0.3 и 0.6 нг. Значения модельного возраста вычислены по линейной модели для деплетированной мантии с параметрами: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (0) = 513149$.

Результаты, полученные Sm-Nd методом, и их интерпретация. Аналитические данные приведены в табл. 1, где наряду с оригинальными, использованы также и опубликованные ранее данные: обр. № 6, 7, 16, 19, 20–22, 23, 24 (Неймарк и др., 1992); 25–27 – (Богатиков и др., 2004); 31–35 – (Розен и др., 2000). При определении возраста метаморфизма (табл. 2) отдавалось предпочтение полиминеральным изохронам, однако они не всегда давали удовлетворительный результат вследствие контаминации кимберлитовым веществом или аллохимического метаморфизма, по разному влиявшего на отдельные минералы. В таких случаях предпочтительнее были биминеральные изохроны с использованием валового состава. Последний кажется весьма представительным, поскольку дает обобщенную характеристику породы, хотя и подвергается иногда контаминации кимберлитовым расплавом. Наиболее часто использовалась пара валовый состав – гранат. Такая оценка отвечает специфическому метаморфическому событию – росту граната, в отличие от “среднего” возраста метаморфизма, получаемого из мультиминеральных изохрон, включающих минералы, которые росли и изотопно закрывались в разное время в течение метаморфизма (Baxter et al., 2002; Thöni, 2003). При метаморфизме изотопное уравнивание в разных минералах длится около 30 млн. лет (рис. 5). Гранаты образуются на пике метаморфизма и опережают амфибол на 7–9 млн. лет, а магнезиальные слюды – на 20 млн. лет. Искажения могут возникать при наличии в гранате включений таких минералов, как апатит, монацит, ортит, ксенотим, циркон, изменяющих оценки возраста (Thöni, 2003; Prince et al., 2000), поэтому мономинеральные фракции для анализа отбирались с особой тщательностью.

Sm-Nd изохронные построения (вал-минералы) для представительных анализов коровых включений в кимберлитах (рис. 6) показывают, что во всех террейнах выявляются группы датировок около 1.65; 1.75; 1.85 млрд. лет, по-видимому, соответствующие термальным событиям, которые, вероятно, были вызваны пароксизмами надвигания террейнов. Наиболее интенсивные искажения (Мирнинское и Далдынское поля) обусловлены, по всей видимости, внедрением кимберлитового расплава по спайности и микротрещиноватости минералов, не выявленным под микроскопом при отборе монофракций. Например, диаграмма Д (см. рис. 6) показывает, что контаминирован валовый состав эклогитоподобной породы и поэтому возраст определен по минералам, которые, очевидно, не затронуты контаминацией. На диаграмме М видно, что конта-

Таблица 1. Результаты Sm-Nd изотопного анализа образцов из коровых ксенолитов в кимберлитах, керны скважин и обнажений

№	№ обр. аналитический (оригинальный), порода	Материал	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T^{DM} , млн. лет	$T^{\text{DM 2st}}$, млн. лет	eNd (T2)	eNd (T1)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	8-BK4, Pl-Grt-SCH	WR Grt Pl	1.057 0.984 0.742	5.188 2.620 5.208	0.1232 0.2269 0.0862	0.511410 ± 12 0.512612 ± 22 0.510985 ± 25	2917	2903	-7.4	-0.3
2	12-BK4, Amp-Pl-Grt-SCH	WR Grt Pl Amp	1.087 1.886 0.129 1.129	4.143 1.652 1.349 5.393	0.1587 0.6906 0.0576 0.1265	0.511807 ± 3 0.518214 ± 25 0.510590 ± 14 0.511470 ± 19	3698	3204	-0.3	-4.0
3	13-BK4, Bt-Cpx-Pl-Grt-SCH	WR Grt Pl Cpx Bt	2.111 1.757 0.554 2.024 0.480	7.771 1.362 3.740 8.755 2.160	0.1642 0.7798 0.0895 0.1398 0.1342	0.512037 ± 3 0.519470 ± 18 0.511139 ± 12 0.512292 ± 18 0.511909 ± 25	3410	2980	-4.0	-1.3
4	14-BK4, Bt-Pl-Grt-SCH	WR Grt Pl Bt	2.100 3.231 4.984 1.274	10.50 3.695 29.84 7.738	0.1209 0.5291 0.1009 0.0995	0.511409 ± 8 0.516176 ± 6 0.511275 ± 20 0.511110 ± 15	2847	2843	-6.7	0.4
5	1-K11 (У-2295), Grt-Cpx-Pl-ECR	WR Grt Pl Cpx	1.420 1.144 0.333 2.340	8.107 2.031 6.495 24.28	0.1059 0.3405 0.0309 0.0583	0.511305 ± 10 0.513393 ± 17 0.510079 ± 5 0.510302 ± 5	2600	2613	-6.6	3.2
6	(У-2030a), Grt-Hb-Cpx-Орх-Pl-ECR	WR Grt Cpx Pl	3.21 3.04 4.27 0.212	12.2 3.15 16.0 2.02	0.1588 0.5850 0.1610 0.0634	0.512234^* 0.517137^* 0.512214^* 0.511171^*	2537	2522	0.7	4.3
7	(У-2295-1), Ky-Grт-Cpx-Pl-ECR	WR	1.311	7.76	0.1021	0.511322^*	2488	2486		4.8
8	2-K11 (Д-40), Grт-Cpx-Phl-SCH	WR Grt Cpx Phl Ap	10.95 5.650 15.78 2.105 228.1	59.84 9.806 70.25 13.92 1188	0.1106 0.3482 0.1358 0.0914 0.1160	0.511322 ± 9 0.513993 ± 11 0.511580 ± 11 0.511165 ± 19 0.511319 ± 10	2691	2711	-6.8	2.0
9	7-K11 (Зр-14), Grт-Pl-ECR	WR Grt Pl	8.899 6.175 1.713	35.95 8.151 10.45	0.1496 0.4583 0.0991	0.512005 ± 11 0.515319 ± 17 0.511483 ± 11	2714	2646	-2.5	2.8
10	8-K11 (С-45), Phl-Grт-Pl-GNS	WR Grt Pl Phl	7.375 14.81 4.405 9.276	44.56 29.92 30.86 57.89	0.1000 0.2993 0.0863 0.0969	0.511614 ± 7 0.513821 ± 12 0.511215 ± 8 0.511375 ± 8	2055	1960	0.9	11.2
11	9-K11 (С-84), Grт-Pl-Phl-GNS	WR Grt Pl Phl	7.922 11.21 2.641 6.677	47.64 29.22 19.37 45.88	0.1005 0.2320 0.0824 0.0880	0.511394 ± 7 0.512995 ± 8 0.511220 ± 10 0.511223 ± 3	2357	2327	-1.3	6.7

Таблица 1. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
12	10-K11 (C-86), Grt-Pl-Phl-SCH	WR Grt Pl Phl	11.11 14.44 8.682 11.43	58.84 50.02 56.32 67.30	0.1142 0.1745 0.0932 0.1026	0.511550 ± 8 0.512289 ± 5 0.511310 ± 9 0.511389 ± 5	2442	2440	-1.7	5.3
13	11-K11 (C-99/463), Grt-Pl-Amp-Phl-GNS	WR Grt Pl Phl Amp	4.589 9.846 3.324 5.619 1.995	23.29 22.93 27.41 33.77 11.00	0.1191 0.2596 0.0733 0.1006 0.1095	0.511555 ± 11 0.513281 ± 5 0.510981 ± 6 0.511295 ± 22 0.511427 ± 9	2561	2561	-2.5	3.9
14	3-K11 (M-2017), Cpx-Pl-Phl-SCH	WR Pl Cpx Phl Ap	5.743 1.808 15.52 5.335 26.13	35.23 12.41 88.26 44.88 147.5	0.0985 0.0881 0.1063 0.0718 0.1071	0.511164 ± 5 0.511173 ± 6 0.511031 ± 8 0.510767 ± 5 0.511080 ± 6	2617	2575	1.6	6.7
15	4-K11 (M-2018), Cpx-Pl-SCH	WR Pl Amp	8.954 3.715 9.093	44.21 22.15 38.64	0.1224 0.1014 0.1422	0.512642 ± 9 0.512620 ± 15 0.512712 ± 9	850	900	23.1	27.1
16	(M-4), Grt-Amp-Cpx-Pl-AMT	WR	12.8	69.3	0.1118	0.511126*	3010	3030		1.1
17	5-K11 (3-12/260), Cpx-Pl-Phl-SCH	WR Pl Cpx Phl	4.729 1.249 16.57 5.734	25.00 10.56 65.12 30.41	0.1143 0.0715 0.1538 0.1140	0.511050 ± 5 0.510392 ± 8 0.511604 ± 7 0.510981 ± 4	3200	3208	-7.4	2.0
18	6-K11 (3-15/340), Grt-Cpx-Pl-ECR	WR Grt Pl CPx	6.506 8.786 0.459 16.29	40.82 8.726 3.575 76.87	0.0963 0.6085 0.0776 0.1281	0.510879 ± 7 0.516890 ± 9 0.510695 ± 14 0.511229 ± 2	2933	2890	-11.3	5.8
19	(ЗП-12/230), Grt-Cpx-Pl-ECR	WR	2.52	15.1	0.1008	0.510819*	3129	3135	-14.6	2.9
20	(ЗП-12/289), Grt-Cpx-Pl-ECR	WR	21.1	95.2	0.1340	0.511422*	3286	3258	-10.1	1.3
21	(ЗП-15-340), Grt-Cpx-Pl-SCH	WR	8.76	67.0	0.0789	0.510566*	2907	2822	-14.8	6.7
22	(H-2/113), Grt-Amp-Cpx-Pl-AMT	WR Grt Pl-1 Pl-2 Amp	7.82 2.14 0.452 0.394 10.7	34.9 1.92 4.01 2.57 43.5	0.1356 0.6740 0.0681 0.0890 0.1490	0.511638^* 0.518231^* 0.510723^* 0.511042^* 0.511719^*	2938	2965	-4.8	4.9
23	(Уд-78/88)	WR	5.28	37.2	0.0857	0.512552*	710	—	—	-0.3
24	(Уд-78/190)	WR	6.79	54.3	0.0755	0.512526*	690	—	—	-0.6
25	11-230	WR	10.07	75.24	0.0809	0.512619 ± 2	600	—	—	1.1
26	13	WR	6.25	46.68	0.0808	0.512551 ± 12	700	—	—	-0.2
27	16/4-270	WR	2.95	14.75	0.1211	0.512550 ± 12	990	—	—	-0.8

Таблица 1. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
28	1-C12 (10/3008) 6**, Cpx-Amp-Bt-GNS	WR Pl Cpx Bt Ap	5.424 0.925 21.395 11.055 124.266	38.717 9.021 116.121 62.352 395.468	0.0847 0.0620 0.1114 0.1072 0.1900	0.510648 ± 17 0.510210 ± 15 0.511081 ± 12 0.510807 ± 17 0.511900 ± 14	2940	3100	-12.9	-2.8
29	11-C12 (2323/2073) 15**, Amp-GNS	WR Pl Bt Amp Ap	2.402 1.924 4.402 11.281 86.823	12.402 10.133 18.906 46.463 268.551	0.1171 0.1148 0.1407 0.1468 0.1954	0.511212 ± 14 0.511289 ± 19 0.511785 ± 18 0.512244 ± 12 0.512315 ± 6	3041	3048	-6.0	0.9
30	6-C12 (622/2744) 25**, Crd-Grt-Bt-GNS	WR Grt Pl Phl Ttn	4.268 2.302 0.398 1.678 0.241	23.436 12.602 2.620 10.906 0.995	0.1101 0.1104 0.0919 0.0930 0.1466	0.511411 ± 13 0.511720 ± 18 0.511467 ± 16 0.511442 ± 13 0.512552 ± 25	2549	2523	-0.2	7.3
31	(AH-14), Grt-Bi-GNS	WR Grt Pl Mnz1 Mnz2 Mnz3 Mnz4	11.47 6.626 2.297 1.653(%) 1.984(%) 1.754(%) 1.895(%)	75.20 18.95 16.80 10.57(%) 13.48(%) 11.83(%) 12.40(%)	0.09221 0.21137 0.08265 0.09451 0.08901 0.08965 0.09239	0.510744 ± 10 0.512276 ± 9 0.510643 ± 9 0.510787 ± 8 0.510724 ± 9 0.510724 ± 7 0.510741 ± 7	3000	2973	-11.0	4.8
32	(AH-61), Opx-Cpx-Pl-GNS	WR Pl Cpx Ap Ilm	1.518 0.466 3.691 321.9 1.365	10.83 5.679 21.28 1775.4 9.393	0.08471 0.04961 0.10486 0.10961 0.08787	0.511212 ± 9 0.510773 ± 6 0.511455 ± 5 0.511533 ± 8 0.511267 ± 9	2274	1990	-0.2	16.9
33	(885-2), DDY	WR	4.86	19.4	0.15194	0.512336 ± 9	2007	2004		
34	(AH-82), Bi-Cpx-GNS	WR Grt Pl	5.942 9.227 5.048	34.52 11.58 44.76	0.10405 0.48163 0.07798	0.511481 ± 10 0.516245 ± 10 0.511156 ± 8	2313	2316	0.2	4.8
35	(AH-91), Bi-Cpx-GNS	WR Grt Pl Ap Mnz	6.226 11.84 2.720 450.7 2.640(%)	34.08 38.01 19.05 1111.9 16.58(%)	0.11043 0.18825 0.08631 0.24503 0.09626	0.511517 ± 10 0.512498 ± 11 0.511229 ± 11 0.513216 ± 17 0.511348 ± 8	2410	2300	-0.6	1.4

Примечания. * Ошибка определения не указана в источнике (Неймарк и др., 1992.). ** В скобках – номер скважины/глубина отбора пробы, последняя цифра – географический номер скважины на рис. 4. Время T_2 принято по датам гранулитового метаморфизма (Sm-Nd минеральные изохроны, принятые значения, табл. 2). Время T_1 для Далдынского террейна принято 3.1 млрд. лет – Sm-Nd изохрона по валовым пробам (Спиридонов и др., 1993), U-Pb метод по циркону, верхнее пересечение дискордии, обр. 6K11(3-15/340) данная работа, табл. 4, и в (Розен и др., 2000); для Маганского и Мархинского – 2.8 и 2.5 млрд. лет, U-Pb метод по циркону, данная работа, соответственно, обр. 10-C12(1002/2703) и 8-C12(706/3100), табл. 4; для Биректинского – 2.3 по соотношению данных 1.97 млрд. лет – U-Pb метода по циркону, и 2.32 млрд. лет – T(Nd)DM (Розен и др., 2000).

Символы здесь и далее: Amp, Ap, Bt, Cord, Cpx, Grt, Ilm, Mic, Mnz, Opx, Phl, Pl, Sil, Ttn, WR, AMT, DDY, ECR, GNS, GRN, SCH – соответственно амфибол, апатит, биотит, кордиерит, клинопироксен, ильменит, слюды, гранат, монацит, ортопироксен, флогопит, плагиоклаз, силлиманит, титанит, валовая проба, амфиболит, долерит из дайки, эклогитоподобная порода, гнейс, гранит, кристалло-сланец; их сочетание определяет название породы, например кордиерит-гранат-биотитовый гнейс обозначен как Crd-Grt-Bt-GNS.

Места отбора образцов. **Коровые ксенолиты в кимберлитах** (№ 1–22). **Террейн Марха**, 1–4 – поле Накын, тр. Ботуобинская; 5–9 – поле Далдын, 5–7 – тр. Удачная, 8 – тр. Дальняя, 9 – тр. Зарница; 10–13 – поле Алаakit, тр. Сытыканская; 14–16. **Террейн Маган**, поле Мир, тр. Мир; 17–22. **Террейн Далдын**, поле Муна, 17–21 – тр. Заполярная, 22 – тр. Новинка. **Вмещающие кимберлиты** (№ 23–27): 23, 24 – тр. “Удачная”, поле Далдын, 25 – тр. Интер, поле Мир, 26 – тр. Зарница, поле Далдын, 27 – тр. Ботуобинская, поле Накын. **Скважины** (№ 28–30): 28 – террейн Марха, 29, 30 Маган. **Обнажения на Анабарском щите** (№ 31–34): 31–33 – террейн Далдын, 34–35 – террейн Биректе.

Таблица 2. Интерпретация результатов Sm-Nd изотопного анализа образцов из коровых ксенолитов в кимберлитах, керн скважин и обнажений

№	№ обр. аналитический (оригинальный)	Возможные изохроны по сочетаниям минералов			
		минералы	возраст, млн. лет	$\epsilon\text{Nd}(0)$	СКВО
1	8-ВК4	WR-Grt-Pl	1760 ± 40*	-24.0	0.03
2	12-ВК4	WR-Grt-Pl WR-Grt-Pl-Amp	1831 ± 13 1827 ± 44	-16.2	0.0014 4.8
3	13-ВК4	WR-Grt-Pl WR-Grt-Pl-Bt-Cpx	1834 ± 13 1790 ± 220	-11.7	0.037 379
4	14 –ВК4	WR-Grt-Bt WR-Grt-Pl-Bt WR-Grt	1785 ± 200 1769 ± 140 1775 ± 17	-24.0	6.54 33.3 –
5	1-K11 (У-2295)	WR-Grt-Pl-Cpx WR-Grt WR-Cpx Pl-Grt Grt-Cpx	1612 ± 730 1355 ± 25 2190 ± 120 1628 ± 19 1666 ± 21	-26.0	443 – – – –
6	У-2030а	Grt-Cpx	1756 ± 6	-7.9	–
7	2-K11 (Д-40)	Все точки Wr-Grt-Cpx WR-Gar	1707 ± 120 1716 ± 210 1709 ± 19	-25.7	15.4 2.01 –
8	7-K11 (Зр-14)	WR-Grt-Pl	1627 ± 18	-12.3	0.964
9	8-K11 (С-45)	WR-Grt-Pl-Fl WR-Grt Grt-Pl-Fl	1802 ± 470 1684 ± 30 1850 ± 260	-20.0	95.3 – 2.82
10	9-K11 (С-84)	WR-Grt-Pl-Fl WR-Grt-Fl WR-Grt	1837 ± 180 1862 ± 37 1850 ± 44	-24.3	6.47 0.932 –
11	10-K11 (С-86)	WR-Grt-Pl-Fl WR-Grt-Pl	1860 ± 190 1840 ± 70	-21.2	1.88 0.585
12	11-K11 (С-99/463)	WR-Grt-Pl-Am-Phl	1881 ± 30	-21.1	1.03
13	5-K11 (З-12/260)	WR-Pl-Fl-Cpx	2233 ± 360	-31.0	5.82
14	6-K11 (З-15/340)	WR-Grt-Pl-Cpx WR-Grt-Cpx Grt-Pl-Cpx	1781 ± 49 1787 ± 14 1781 ± 200	-34.3	4.92 1.63 9.57
15	Н-2/113	Grt-(Pl-1)-Amp	1884 ± 5	-19.5	0.61
16	1-С12 (10/3008) 6	Все точки WR-Pl-Bt-Ap WR-Ap Pl-Bt-Ap	1949 ± 570 1948 ± 540 1808 ± 54 2006 ± 44	-38.8	76.5 38 – 0.0001
17	11-С12 (2323/2073) 15	Все точки WR-Ap WR-Pl-Ap WR-Pl-Bt-Ap	2092 ± 2200 2137 ± 75 2029 ± 2300 2020 ± 1300	-27.8	450 – 32.5 98.4
18	6-С12 (622/2744) 25	Все точки Pl-Phl-Ti	3077 ± 2200 3067 ± 1500	-23.9	208 6.27
19	(АН-14)	Все точки	1938 ± 30	-36.9	0.97
20	(АН-61)	WR-Pl-Cpx-Ap-Ilm	1905 ± 70	-26.7	0.98
21	(АН-82)	WR-Grt-Pl	1916 ± 3	-22.6	0.06
22	(АН-91)	WR-Grt-Pl-Ap-Mnz	1906 ± 14	-21.9	0.34

Примечания. * Выделены значения, принятые для дальнейшего обсуждения. Остальные пояснения в табл. 1.

Места отбора образцов. **Коровые ксенолиты из кимберлитов** (№ 1–15). **Террейн Марха**, 1–4 – поле Накын, тр. Ботубинская; 5–8 – поле Далдын, 5, 6 – тр. Дальняя, 7 – тр. Удачная, 7 – тр. Дальняя, 8 – тр. Зарица; 9–12 – поле Алакит, тр. Сытыканская; 13–15. **Террейн Далдын**, поле Муна, 13, 14 – тр. Заполярная, 15 – тр. Новинка. **Скважины** (№ 16–18): 16 – террейн Марха, 17, 15 – террейн Маган. **Обнажения на Анабарском щите** (№ 18–21): 18, 19 – террейн Далдын, 20, 21 – террейн Биректе.

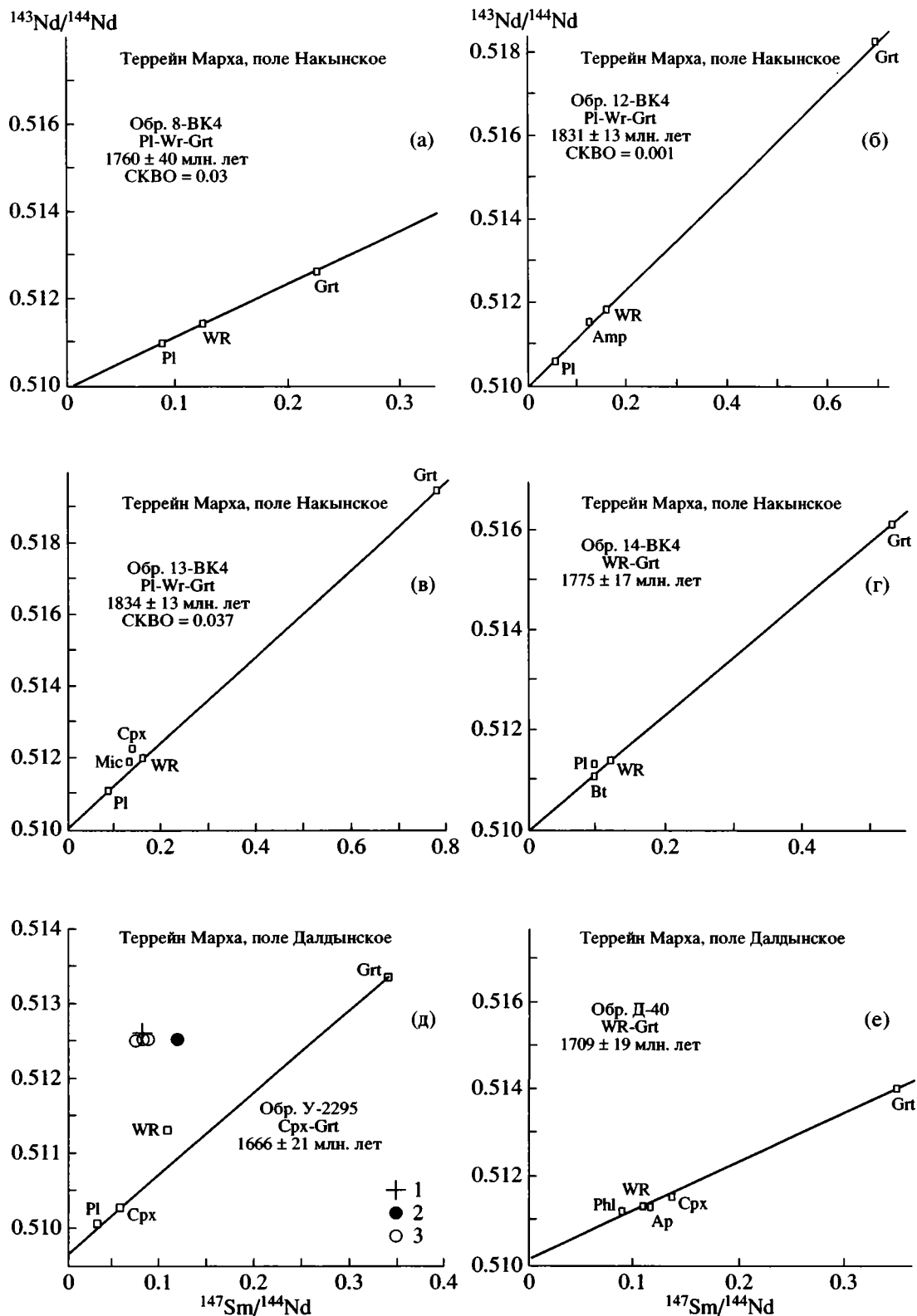


Рис. 6. Sm-Nd изохронные диаграммы А-М (вал-минералы) для представительных анализов коровых включений в кимберлитах (табл. 2, принятые значения).

1–3 – состав кимберлитов (табл. 1) из полей: 1 – Мирнинского, 2 – Накынского, 3 – Далдынского. Размер значка значительно превышает ошибку измерений.

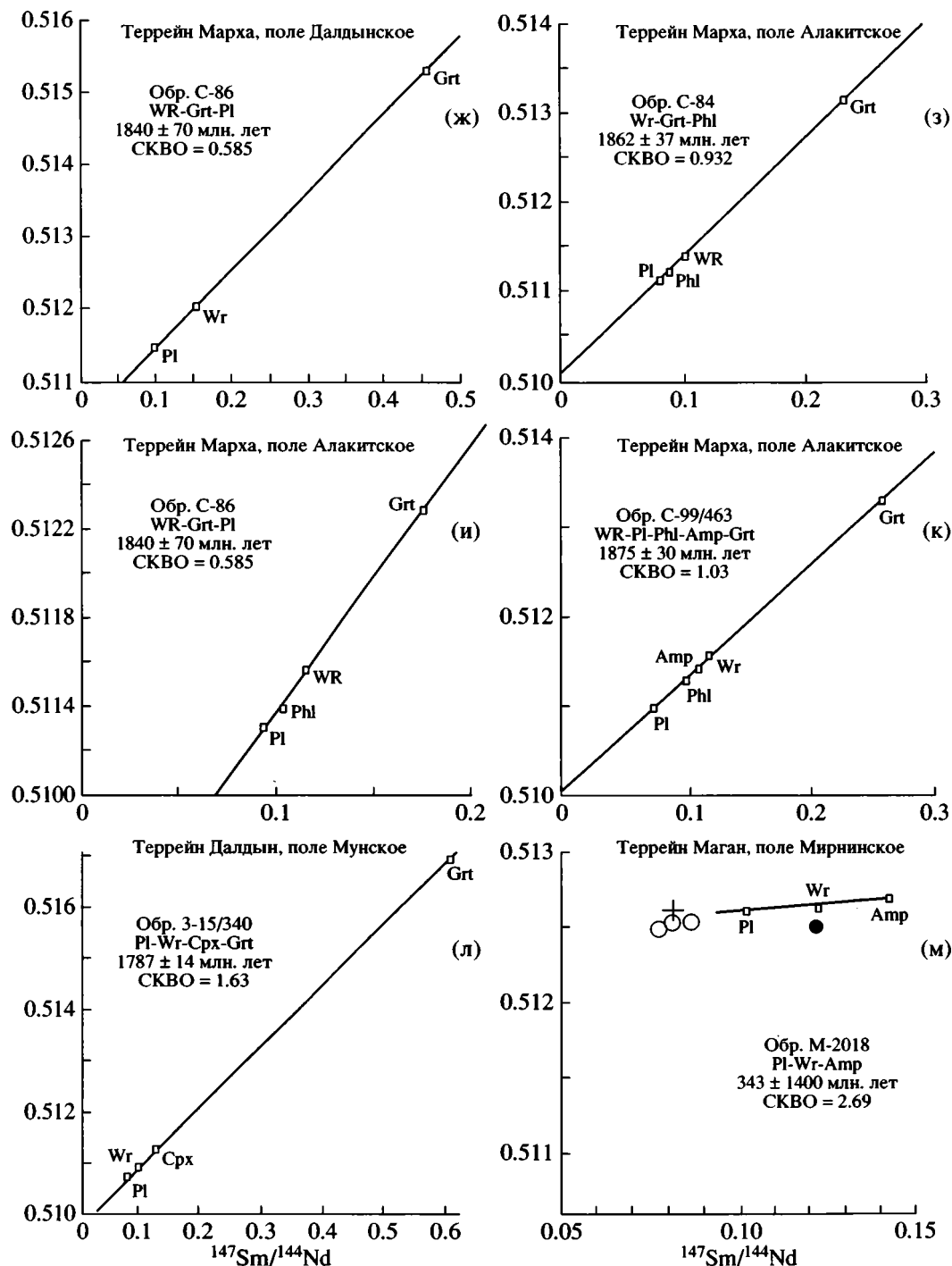


Рис. 6. Окончание.

минирован не только валовый состав, но и минералы амфиболита, поэтому возраст не соответствует первичному субстрату, а отвечает времени внедрения кимберлита.

Диаграмма Sm-Nd изотопной эволюции пород северо-востока Сибирского кратона (рис. 7) показывает, что эволюционные линии террейна Дал-

дын упираются в область мантийного источника с возрастом около 3.1 млрд. лет. Вещество Маганского террейна отделилось от мантии несколько позднее. Гранит-зеленокаменные террейны Марха и Биректе обнаруживают значительный разброс, что можно объяснить их гетерогенностью: на площади преобладают плагиограниты, ло-

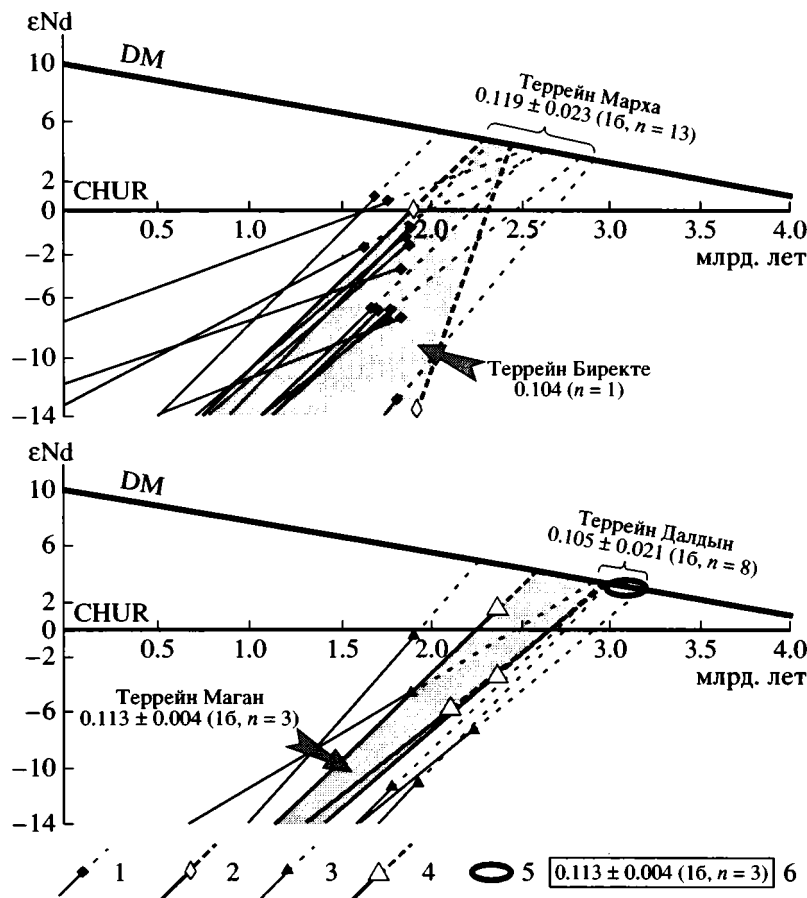


Рис. 7. Диаграмма Sm-Nd изотопной эволюции пород северо-востока Сибирского кратона.

1–4 – эволюционные кривые и время закрытия метаморфической системы по данным Sm-Nd минеральных изохрон, частично по цирконам, для террейнов: 1 – Марха, 2 – Биректе, 3 – Далдын, 4 – Маган; 5 – возраст источника метавулканитов террейна Далдын, Sm-Nd изохрона по валовым пробам (Спиридонов и др., 1993). 6 – отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$: среднее, стандартное отклонение, количество анализов (исключены 2 значения, превышающие 0.16 – близкие к значению, принятому для однородного хондритового резервуара). DM – эволюционная линия деплетированной мантии, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

кально развиваются зеленокаменные пояса, а их временные соотношения не вполне ясны. Отделение от мантийного источника вероятно происходило в интервале 2.90–2.25 млрд. лет, причем для террейна Биректе – в конце этого интервала. Средние значения отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляют 0.104–0.119 в изученных породах и характеризуют комплексы террейнов как зрелую континентальную кору, для которой принимается величина 0.112 (Taylor, McLennan, 1985).

Периодичность гранулитового метаморфизма в процессе континентальной коллизии выявляется по распределению изохронных датировок (рис. 8). Набор изученных минералов, включающий гранат, два пироксена, флогопит и плагиоклаз, в подавляющем большинстве случаев соответствует гранулитовой фации. Изохроны с использованием этих минералов позволяют выделить 3 события гранулитового метаморфизма в интервале 2.2–1.6 млрд. лет, предположительно обусловлен-

ные эпизодами утолщения коры при периодически возобновлявшемся надвигании террейнов в процессе коллизии. Вероятно такие эпизоды разделялись процессами локального коллапса коллизийной призмы.

Соотношение модельных Sm-Nd значений возраста (по валовым пробам) и значений, полученных по минеральным изохронам, позволяет соотнести возраст вещества террейнов и время наложенного метаморфизма, отвечающего пароксизмам коллизийного сжатия и утолщения коры (рис. 9). Повидимому, наращивание коллизийной призмы происходило поэтапно, с востока на запад (в современной структуре). Сначала Далдынский террейн столкнулся с Мархинским, а затем они вместе надвинулись к западу, на Маганский террейн. Позднее их перекрыл Биректинский террейн. Во время локального коллапса после первого этапа коллизии, 2.2–2.1 млрд. лет назад, в Далдынском и Мархинском террейнах вероятно внедрились



Рис. 8. Диаграмма распределения датировок, полученных по Sm-Nd минеральным изохронам, и периодичность гранулитового метаморфизма в процессе континентальной коллизии.

А – усредненные значения по Sm-Nd минеральным изохронам. Цифры – средние значения возраста в млн. лет и стандартные отклонения, ширина основания треугольников соответствует разбросу наблюдаемых значений; Б – кривая, качественно отражающая эпизоды гранулитового метаморфизма, когда происходило изотопное уравнивание изученных минералов.

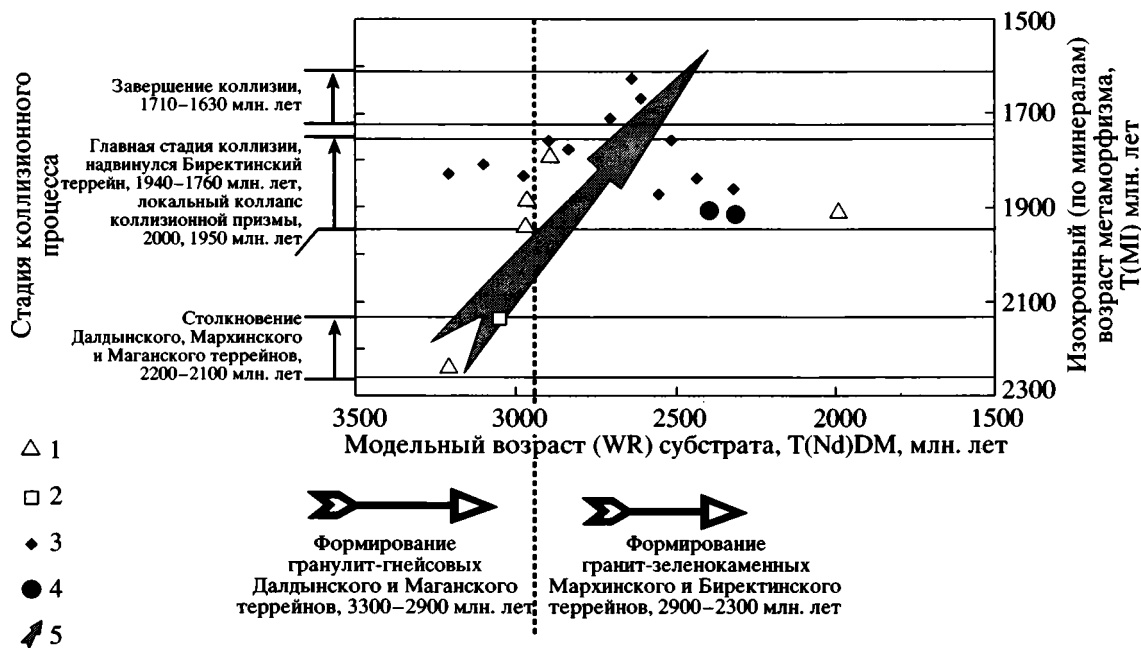


Рис. 9. Соотношение модельных Sm-Nd значений возраста (по валовым пробам) и значений, полученных по минеральным изохронам.

1–4 – террейны, в пределах которых отобраны пробы: 1 – Далдынский, 2 – Маганский, 3 – Мархинский, 4 – Биректинский; 5 – возрастной тренд коллизионного метаморфизма.

мафические породы (теперь – кристаллосланцы) с модельным возрастом $T(Nd)DM(2st)$, соответственно, в 1990 и 1960 млн. лет, а также долеритовая дайка в Котуйканской сuture с возрастом $T(Nd)DM(2st)$ 2004 млн. лет. Аномально большие значения в

Мархинском террейне $T(Nd)DM(2st)$ 3204 и 3100 млн. лет, по-видимому, обусловлены гетерогенностью террейна, о которой сказано выше.

Результаты, полученные Rb-Sr методом, и их интерпретация. Аналитические данные приведе-

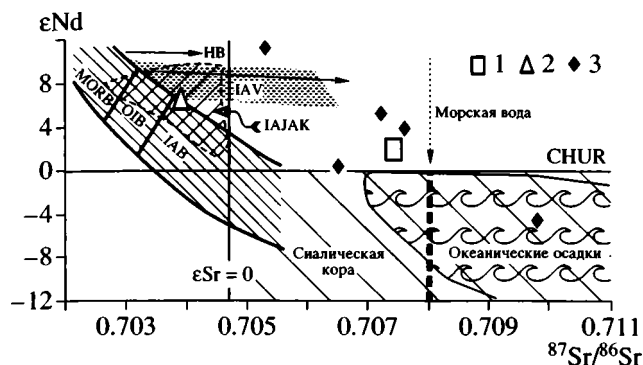


Рис. 10. Диаграмма соотношений изотопов Nd и Sr (De Paolo, Wasserburg, 1979, Anderson, 1989; Rollinson, 1994, с изменениями), отражающая эволюцию мантийных выплавов и влияние морской воды.

1–3 – места отбора образцов, террейны: 1 – Далдын, 2 – Малан, 3 – Марха (мафические кристаллосланцы, только два максимальных значения по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – фельзические гнейсы). MORB, IAB, IAV, OIB, NB, IAIAK – соответственно – базальты океанических хребтов, островодужные базальты, островодужные вулканы, базальты океанических островов, гидратированные базальты и островодужные магматиты Японии, Аляски и Курил по (Говоров и др., 2005).

ны в табл. 3. Первичные отношения изотопов стронция (IR) обнаруживают значительные вариации в интервале от 0.6975 до 0.7195, а средние значения составляют для метамифитов (кристаллосланцев) 0.70612 ± 0.00143 (1σ , $n = 5$), для фельзических пород (гнейсов) 0.7074 ± 0.0087 (1σ , $n = 10$), что формально указывает на значительную коровую эволюцию. Эволюционная диаграмма соотношений изотопов Nd и Sr показывает, что исходные породы, предположительно метабазальты,

возможно испытывали интенсивное взаимодействие с морской водой, а некоторые фельзические гнейсы соответствуют характеристикам континентальной коры (рис. 10).

Для целей геохронологии при проведении анализов и интерпретации изотопных данных предпочтение отдавалось биминеральным изохронам валовая проба – магнезиальная слюда, как наиболее представительным по распределению соответствующих элементов. Сопоставление с изохронными данными, полученными Sm-Nd методом для одних и тех же проб (рис. 11) показывает, что интервал Rb-Sr датировок расширяется в сторону более молодых значений. Это, по-видимому, обусловлено закрытием Rb-Sr изотопной системы при более низких температурах кристаллизации ($\approx 300^\circ\text{C}$) соответствующих минералов при постепенном охлаждении коллизионной призмы. Совпадение датировок 1850 млн. лет в пределах ошибки измерений установлено для одной пробы 10-K11 (C-86), что возможно указывает на быстрое охлаждение при интенсивном подъеме и эрозии локального участка. В 5-ти случаях (из 7) Rb-Sr значения возраста составляют ≈ 0.8 от Sm-Nd при коэффициенте корреляции до $R \approx 0.90$, что свидетельствует, очевидно, о закономерном, более позднем (примерно на 300 млн. лет), закрытии изотопной Rb-Sr системы при постепенном охлаждении. В одном образце, 8-K11 (C-45), Sm-Nd и Rb-Sr значения составляют соответственно 1684 и 2000. Удвение, возможно, объясняется выносом рубидия в расплаве при парциальном выплавлении анатектических гранитов. Наблюдаемое отставание Rb-Sr изотопных систем связано с разными температурами закрытия, а наблюдаемый на северо-востоке Сибирского кратона временной разрыв в 300 млн. лет вероятно обу-

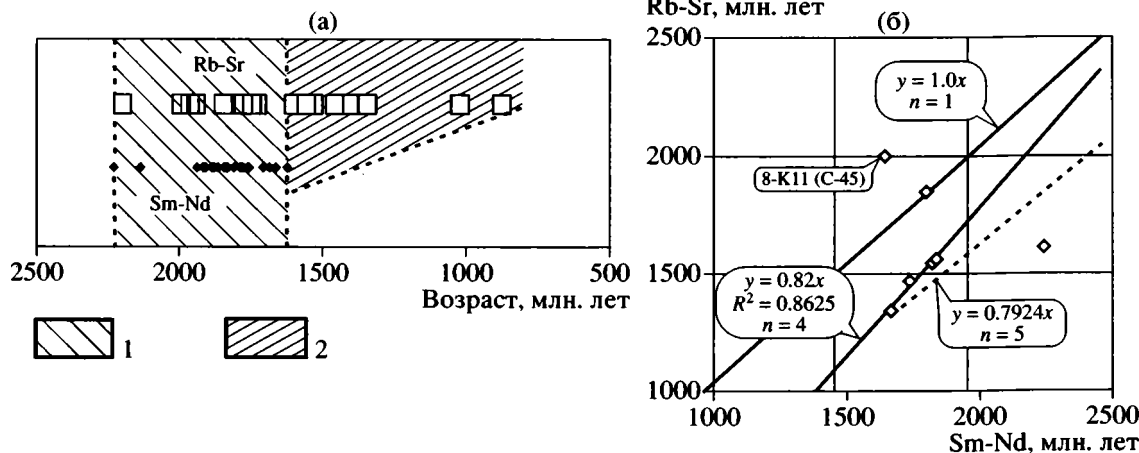


Рис. 11. Соотношение Rb-Sr и Sm-Nd минерально-изохронных датировок.

А – сводная диаграмма всех данных. 1 – область совпадений, 2 – область уменьшенных значений, полученных Rb-Sr методом; Б – Сопоставление Rb-Sr и Sm-Nd данных, полученных для одних и тех же проб. Размер значков превышает значения аналитической ошибки.

Таблица 3. Результаты Rb-Sr изотопного анализа образцов из коровых ксенолитов в кимберлитах и керна скважин

№	№ образца аналитический (оригинальный), порода	Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Изохронная интерпретация, T, млн. лет	IR	СКВО
1	14-BK4, Bt-Pl-Grt-SCH	WR	23.45	167.8	0.4043	0.715019 ± 18	WR-Bt: $1466 \pm 8^{**}$	0.7065 ± 2	
		Bt	169.7	59.64	8.3657	0.882510 ± 7			
2	2-K11 (Д-40), Grt-Cpx-Phl-SCH	WR	46.63	319.0	0.4227	0.713770 ± 6	WR-Phl: 1347 ± 7	0.7056 ± 2	
		Phl	518.2	117.7	13.03	0.957223 ± 6			
3	8-K11 (С-45), Phl-Grt-Pl-GNS	WR	128.0	661.4	0.5601	0.721403 ± 10	WR-Phl: 2000 ± 12	0.7053 ± 4	
		Phl	685.1	306.7	6.572	0.894635 ± 11			
4	9-K11 (С-84), Grt-Pl-Phl-GNS	WR	200.7	1161	0.5001	0.720873 ± 9	WR-Phl: 1541 ± 10	0.7098 ± 2	
		Phl	730.6	315.8	6.784	0.859881 ± 8			
5	10-K11 (С-86), Grt-Pl-Phl-SCH	WR	166.3	1436	0.3350	0.716157 ± 6	WR-Phl: 1850 ± 13	0.7072 ± 2	
		Phl	575.7	598.7	2.7991	0.781761 ± 6			
6	11-K11 (С-99/463), Grt-Pl-Amp-Phl-GNS	WR	40.64	1112	0.1055	0.709959 ± 9	WR-Phl: 1563 ± 9	0.7076 ± 4	
		Phl	455.4	242.7	5.496	0.845554 ± 7			
7	3-K11 (М-2017), Cpx-Pl-Ph-SCH	WR	25.39	202.3	0.3628	0.712893 ± 9	WR-Phl: 1732 ± 11	0.7039 ± 4	
		Phl	123.3	64.69	5.585	0.842964 ± 12			
8	5-K11 (3-12/260), Cpx-Pl-Phl-SCH	WR	37.86	2000	0.0547	0.708693 ± 5	WR-Phl: 1608 ± 39	0.7074 ± 2	
		Phl	94.33	455.0	0.5999	0.721287 ± 12			
9	7-C12 (703/2590) 1*, Bt-Amp-GNS	WR	10.1	158.7	0.1902	0.71069 ± 11	WR-Amp: 628 ± 39	0.7089 ± 4	194
		Pl	2.7	427.4	0.0189	0.70529 ± 15	Pl-Amp: 880 ± 32	0.7050 ± 3	
		Amp	16.4	45	1.090	0.71875 ± 16	WR-Pl-Amp: 797 ± 2700	0.7066 ± 246	
10	8-C12 (706/3100) 2, Crd-Opx-GNS	WR	92.8	394	0.7008	0.71979 ± 29	WR-Bt: 2204 ± 11	0.6975 ± 4	
		Pl	86.7	295.4	0.8743	0.73413 ± 14	WR-Pl-Bt: 2195 ± 230	0.7017 ± 634	
		Bt	378.3	36.5	31.294	1.6926 ± 4			

Таблица 3. Окончание

№	№ образца аналитический (оригинальный), порода	Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Изохронная интерпретация, T, млн. лет	IR	СКВО
11	5-C12 (622/2742) 25, Crd-Ga-Bt-GNS	WR Pl Bt	140.4 61.3 315.8	108.5 117.6 21.9	3.852 1.555 43.15	0.82675 ± 33 $0.75699 \pm \text{C12}$ $1.92977 \pm \text{C12}$	WR-Bt: 1948 ± 11 WR-Pl-Bt: 1954 ± 130	0.7195 ± 9 0.714 ± 3	180
12	10-C12 (1002/2703) 7, Bt-GRN-CTC	WR	63.6	836	0.2265	0.71068 ± 3	1420	0.706***	
13	12-C12 (15502/2199) 12, Bt-Opx-Pl-GNS	WR Pl Phl Amp	58.2 24.7 571.2 362.5	685.4 429 98 109.4	0.2530 0.1717 17.37 9.899	0.71315 ± 13 0.70894 ± 13 1.1326 ± 2 0.70340 ± 7	WR-Phl: 1753 ± 9 WR-Pl = Phl: 1733 ± 430	0.6949 ± 3 0.699 ± 62	1490
14	2-C12 (100/2020) 20, Sil-2Mic-Pl-GNS	WR Pl Phl	28.3 2.8 447.1	95.2 11.5 11.5	0.8882 0.7362 56.69	0.74539 ± 9 0.73088 ± 29 2.1761 ± 7	WR-Phl: 1783 ± 8.8 Pl-Phl: 1796 ± 8.9 WR-Pl-Phl: 1789 ± 150	0.7226 ± 4 0.7119 ± 4 0.717 ± 73	1520
15	3-C12 (100/2022) 20, Bt-Pl-GNS	WR Pl Phl	21.8 9.5 247.9	762.6 672 58.8	0.0850 0.0423 12.61	0.70448 ± 5 0.70302 ± 8 1.0594 ± 4	WR-Phl: 1967 ± 9.8 WR-Pl-Phl: 1968 ± 64	0.70207 ± 21 0.7019 ± 16	
16	4-C12 (576/2033) 23, Mic-Pl-GNS	WR Pl Amp Bt	21.8 0.37 186.3 359.2	443.5 21.6 197.7 119.7	0.1464 0.0514 2.807 8.945	0.70837 ± 9 0.70469 ± 30 0.78962 ± 21 0.83725 ± 37	WR-Bt: 1024 ± 6.2 WR-Pl-Bt: 1033 ± 200	0.7062 ± 2 0.7056 ± 10	123
17	13-C12 (20702/2201) 31, Amp-GRN	Pl Amp	35.3 9	1670 211.7	0.0628 0.1264	0.70376 ± 8 0.70505 ± 12	Pl-Amp: 1414 ± 320	0.70248 ± 46	

Примечания. * В скобках – номер скважины/глубина отбора пробы, последняя цифра – географический номер скважины на рис. 4. ** Выделены значения, принятые для дальнейшего обсуждения. *** Наиболее вероятное значение. Расшифровка символов в табл. 1.

Места отбора образцов. **Коровые ксенолиты в кимберлитах** (№ 1–8). 1–6 – **Террейн Марха**: 1 – поле Накын, трубка (тр.) Ботуобинская; 2 – поле Далдын, тр. Дальняя; 3–6 – поле Алакит, тр. Сытыканская. 7 – Террейн Маган, поле Мир, тр. Мир. 8 – Террейн Далдын, поле Муна, тр. Заполярная. **Скважины** (№ 9–16). 9–11 – террейн Марха; 12–16 – террейн Маган.

словлен длительным стоянием реликта горного сооружения, когда температура в средней коре составляла около 300°C, что примерно равно современным температурам в низах коры древних платформ.

Таким образом, полученные возрастные данные образуют внутренне согласованную совокупность, которая может быть использована для сопоставлений датированных событий в пределах всего Сибирского кратона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Строение Анабарской коллизионной системы определяют Котуйканская и Билляхская сутуры (зоны столкновения, коллизионные зоны), в которых заключены фрагменты островодужных комплексов. Последние до начала аккреции кратона, по-видимому, формировались в условиях океанического бассейна. Предполагается, что существовавшие в этом бассейне микроконтиненты в процессе коллизии объединились и образовали наблюдаемую рельефную (мозаичную) структуру кратона. Сохранились реликты земной коры, утолщенной при надвигании во время коллизии.

Датирование кристаллических сланцев, гнейсов и гранитоидов осуществлено Sm-Nd и Rb-Sr методами. Полученные результаты характеризуют возраст метаморфизма и последующего охлаждения (по минеральным изохронам) и предположительно время отделения вещества от деплетированной мантии (возраст субстрата, модельные оценки Sm-Nd методом). Выделяется три группы возрастных значений для коллизионного метаморфизма и выплавления мафитов, которые предположительно характеризуют три эпохи процесса коллизии, происходившие 2200–2100, 1940–1760 и 1710–1630 млн. лет назад. Зафиксированы мафиты с возрастом субстрата 2000–1960 млн. лет назад, адиабатически выплавленные при подъеме астеносферы до уровня нижней коры во время локального коллапса (обрушения) коллизионной призмы. Сопоставление Sm-Nd и Rb-Sr изохронных датировок метаморфизма в одних и тех же образцах показало, что охлаждение системы от ≈700°C до ≈300°C большей частью проходило в течение примерно 300 млн. лет, т.е. значительно отставало от коллизионного метаморфизма и гранитообразования.

Коллизионные события в пределах всего Сибирского кратона, рассмотренные по опубликованным ранее датировкам в первой части статьи, очевидно в определенной мере синхронны формированию Анабарской коллизионной призмы. Представленные материалы позволяют предполагать, что они протекали значительно многооб-

разнее и длительнее, чем это предполагалось до сих пор.

Анабарская коллизионная система сформировалась в течение трех разновременных периодов (эпизодов) коллизии продолжительностью около 100 млн. лет каждый. Здесь последовательно наложались три таких коллизионных этапа, каждый из которых по длительности и совокупности петрогенетических процессов приблизительно соответствовал одному этапу, детально описанному в южной Финляндии (Nirönen et al., 2000). Столь длительно развивавшиеся коллизионные системы до сих пор не были известны.

По-видимому, в результате аккреции Сибирского кратона возникло гигантское коллизионное горное сооружение Гималайского типа. Подпираемая корой повышенной мощности, эта горная область была эродирована настолько, что гранитный слой коры был местами полностью смыт, как это вполне очевидно по крайней мере в пределах Анабарского щита (Розен, Федоровский, 2001). На образовавшемся пенеплене 1.65 млрд. лет назад начал накапливаться полого залегающий мезо- и неопротерозойский (рифейский) платформенный чехол.

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам, Е.В. Бибиковой и Е.В. Складову, за внимательное прочтение текста и ценные замечания, потребовавшие переработки статьи и способствовавшие ее улучшению.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 03-05-64736, 02-05-64779.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахмедов А.М., Бибикова Е.В., Богданов Ю.Б. и др. Решение III Всероссийского совещания "Общие вопросы расчленения докембрия" // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 101–106.
- Богатилов О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
- Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и последовательность формирования континентальной коры // Геотектоника. 1978. № 1. С. 43–58.
- Говоров Г.И., Сахно В.Г., Журавлев Д.З. Nd-Sr-изотопия и геодинамика альб-четвертичного магматизма южных Курильских островов // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 88–92.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кра-

- тона и геодинамические следствия // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 368–373.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: ГЕО, 2001. 409 с.
- Докембрийская геология СССР / Ред. Рундквист Д.В., Митрофанов Ф.П. Л.: Наука, 1988. 443 с.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
- Егоров К.Н., Соловьева Л.В., Ковач В.П. и др. Минералогические и изотопно-геохимические характеристики алмазоносных лампроитов Присяня // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 3. С. 373–377.
- Карта метаморфических и гранитных формаций СССР, 1:10000000 / Ред. Хорева Б.Я. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1987.
- Классификация и номенклатура метаморфических пород, справочное пособие / Ред. Добрецов Н.Л., Богатилов О.А., Розен О.М. Новосибирск: ОИГГМ. 1992. 205 с.
- Ковач В.П. Гранитоидные комплексы центральной части Алданского гранулитогнейсовой области (геология и петрология). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, СПб.: ИГГД РАН. 1994, 24 с.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракrustальных комплексов центральной части Алданского щита, Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 3–17.
- Котов А.Б., Шемякин И.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 6. С. 809–812.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
- Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возраст формирования апокарбонатных метасоматитов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы (юго-западное Прибайкалье): U-Pb-данные по бадделиту и циркону // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 5. С. 650–654.
- Литвинова Т.П., Шмиряева Н.П., Ермошко Л.В. Карта аномального магнитного поля СССР и соседних территорий, 1:10000000. Л.: Картфабрика Аэрогеология, 1978.
- Лутц Б.Г., Оксман В.К. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990, 260 с.
- Мананов А.В. Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1999. 58 с.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
- Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М. и др. Sm-Nd изотопные системы в нижнекоревых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 3. С. 374–378.
- Парфенюк О.И. Эволюция континентальной литосферы в зонах коллизии докембрия (по результатам численного моделирования). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ. 2004. 42 с.
- Петров А.Ф., Гусев Г.С., Третьяков Ф.Ф., Оксман В.С. Архейский (алданский) и нижнепротерозойский (карельский) мегакомплексы / Ред. Ковальский В.В.. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. С. 9–39.
- Попов Н.В., Смелов А.П. Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 148–161.
- Ранний докембрий Южной Якутии / Ред. Добрецов Н.Л. М.: Наука, 1986. 276 с.
- Рачков В.С. Зоны глубинных разломов / Ред. Марков М.С. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. С. 146–176.
- Ризванова Н.Г., Левченко О.А., Богомолов И.С. и др. Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей // Геохимия. 1994. № 7. С. 1076–1086.
- Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные неоднородности раннепротерозойских террейнов, коллизийных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–179.
- Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры (по данным изучения керна скважин и включений в кимберлитах) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизийных систем). М.: Научный мир, 2001. 186 с.
- Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др. Метаморфическая история гранулитов Курультинского блока (Алданский щит): результаты U-Pb-датирования единичных зерен циркона // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 2. С. 239–243.
- Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 6–16.
- Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н. и др. Новые данные о составе, строении и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 45–49.
- Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Парфенов Л.М., Тимофеев В.Ф. Докембрийские террейны Алдано-Станового щита / Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: Сантай, 1998а. 120 с.
- Смелов А.П., Ковач В.П., Габьшиев В.Д. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной ча-

сти Северо-Азиатского кратона // *Отечеств. геология*. 1998. № 6. С. 6–10.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: понятийная база, проблемы и перспективы / Ред. Рундквист Д.В.. Проблемы глобальной геодинамики, М.: ОГГН РАН. 2003. Вып. 2. С. 32–56.

Спиридонов В.Г., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // *Геохимия*. 1993. № 10. С. 1412–1427.

Туркина О.М. Амфиболит-плагиогнейсовый комплекс Онотского блока, Шарыжалгайский выступ: изотопные и геохимические свидетельства эволюции континентальной коры в раннем архее // *Докл. РАН*. 2004. Т. 399. № 5. С. 678–682.

Шемакин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока // *Докл. РАН*. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.

Anderson D.L. *Theory of the Earth*. Blackwell, Brookline, 1989. 379 p.

Baxter E.F., Ague J.J., DePaolo D.J. Prograde temperature-time evolution in the Barrovian type-locality constrained by Sm / Nd garnet ages from Glen Clova, Scotland // *J. Geol. Soc., London*. 2002. V. 159. P. 71–82.

Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab break off: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1995. V. 129. P. 85–102.

De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Petrogenic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1979. V. 43. P. 615–627.

Diaconescu C.C., Knapp J.H. Role of a phase: change Moho in stabilization and preservation of the southern Uralide orogen, Russia // *Geophys. Monograph*. 2002. V. 132. P. 67–82.

England P.C., Thompson B. Pressure-temperature – time paths of regional metamorphism // *J. Petrol.* 1984. V. 25. Pt. 4. P. 894–955.

Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // *Precamb. Res.* 1998. V. 89. № 1–2. P. 1–23.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V. 27. № 2. P. 83–100.

Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R., et al. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia, geochemical and isotopic constraints // *Precamb. Res.* 1998. V. 91. P. 333–363.

Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V. 219. P. 177–189.

Le Pichon X., Henry P., Goffe B. Uplift of Tibet: from eclogites to granulites – implications for the Andean Plateau and the Variscan belt // *Tectonophysics*. 1997. V. 273. P. 57–76.

Nironen M., Elliott B.A., Ramo O.T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos*. 2000. V. 53. P. 37–58.

Parfenuk O.I., Mareschal J.-C. Therm-mechanical model of evolution of layered lithosphere in continental collision zones. XXII EGA general Assembly // *Ann. Geophys.* 1997. V. 15. 19 p.

Prince C.I., Kosler J., Vance D., Gunther D. Comparison of laser ablation ICP-MS and isotope dilution REE analyses – implications for Sm-Nd garnet geochronology // *Chemical Geology*. 2000. V. 168. P. 255–274.

Rollinson H.R. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Sci., Techn., Singapore, 1994. 352 p.

Rosen O.M. Geochemistry of granulites and the Archean sialic crust formation in the Anabar shield (Northern Siberia). High grade metamorphics // *Theophrastus publications* S.A. Athens, Greece. 1992. P. 69–102.

Rosen O.M. Siberian craton a fragment of a Paleoproterozoic Supercontinent // *Russian Journal of Earth sci.* 2002. V. 4. № 2. P. 103119.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton, a preliminary assessment / Ed. Condie K.C.. *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, 1994. P. 411–459.

Searle M.P. Extensional and compressional faults in the Everest-Lhotse massif, Khumbu Himalaya, Nepal // *J. Geol. Soc., London*. V. 156. 1999. P. 227–240.

Selverstone J. Are the Alps collapsing? // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2005. V. 33:2. P. 2.1–2.20.

Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.

Thöni M. Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry (erratum) // *Chemical Geology*. 2003. V. 194. P. 353–379.

Рецензенты Е.В. Бибикова, Е.В. Складов

УДК 550.93:551.72 (470.5)

SR- И C-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

© 2006 г. А. Б. Кузнецов*, М. А. Семихатов**, А. В. Маслов***, И. М. Горохов*,
Э. М. Прасолов****, М. Т. Крупенин***, И. В. Кислова**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

**Геологический институт РАН, Москва

***Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

****Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 07.02.2006 г.

Новые данные о Sr- и C-изотопной систематике карбонатных пород типового разреза верхнего рифея (каратавской серии Южного Урала), полученные при исследовании образцов из нескольких ранее не изученных разрезов на юго-западе Башкирского мегантиклинория, восполняют существовавший дефицит Sr- и C-изотопной информации для верхних горизонтов серии и детализируют ее хемотратиграфическую характеристику. Образцы известняков и доломитов, в которых измерялся изотопный состав Sr, отвечали жестким значениям геохимических критериев сохранности и предварительно обрабатывались раствором ацетата аммония для удаления вторичных карбонатных фаз. Анализ 255 (в том числе 171 новых) образцов карбонатных пород показал, что величина $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе каратавской серии изменяется от -2.8 до $+5.9\text{‰}$ V-PDB с несколькими синфазными вариациями во всех изученных последовательностях на площади 90×130 км. Конфигурация сводной кривой изменения $\delta^{13}\text{C}$ позволяет выделить в карбонатных отложениях каратавской серии несколько уровней, пригодных как для целей местной стратиграфии, так и в качестве возможной основы для C-изотопного расчленения верхнего рифея. Итоги Sr-изотопного изучения 121 образца (в том числе 51 нового) каратавских пород показывают, что нижняя часть карбонатного разреза серии (катавская свита и базальный горизонт инзерской свиты) подверглась значительным вторичным изменениям, тогда как в вышележащих горизонтах серии часто встречаются неизменные известняки и доломиты. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в “лучших” образцах, удовлетворяющих геохимическим критериям сохранности, повышается от 0.70521–0.70532 в раннеинзерских отложениях до 0.70611 в позднеминьярских, а у кровли последних понижается до <0.70600 . После регионального перерыва, разделяющего миньярскую и укскую свиты, это отношение растёт от 0.70533 в раннеукских известняках до 0.70605–0.70609 в позднеукских.

Ключевые слова. Южный Урал, верхний рифей, каратавская серия, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в палеоокеане, Sr- и C-изотопная хемотратиграфия.

ВВЕДЕНИЕ

За минувшее десятилетие Sr- и C-изотопная хемотратиграфия верхнего протерозоя расширила свою аналитическую базу и стала применяться как для межрегиональной корреляции отложений, так и для палеогеодинамических построений. Однако эффективность использования хемотратиграфии в протерозое сдерживается рядом причин, главные из которых следующие. 1) Отсутствие единых критериев отбора наименее измененных карбонатных образцов, пригодных для оценки изотопного состава Sr и C в морской воде геологического прошлого, что особенно важно для Rb-Sr изотопных систем, которые гораздо менее устойчивы к эпигенетическим воздействиям, чем C-изотопные. 2) Значительно меньшее в сравнении с фанерозоем количество на-

дежных C- и особенно Sr-изотопных данных для докембрийских карбонатных пород. 3) Недостаток изотопно-геохронологических и биостратиграфических сведений, необходимых для “сборки” в единую последовательность тех Sr- и C-изотопных характеристик, которые получены в разобщенных регионах для дискретных интервалов разреза. В результате даже для лучше всего изученной верхнерифейско-вендской части докембрия существует несколько противоречивых вариантов кривых, отражающих вариации $\delta^{13}\text{C}$ и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане (Derry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991; Kaufman, Knoll, 1995; Горохов и др., 1995; Gorokhov et al., 1996; Saylor et al., 1998; Walter et al., 2000; Bartley et al., 2001; Melezhik et al., 2001; Кузнецов и др., 2003; Семихатов и др., 2004).

Многолетний опыт исследований рифейских отложений Сибири и Урала позволил авторам на-

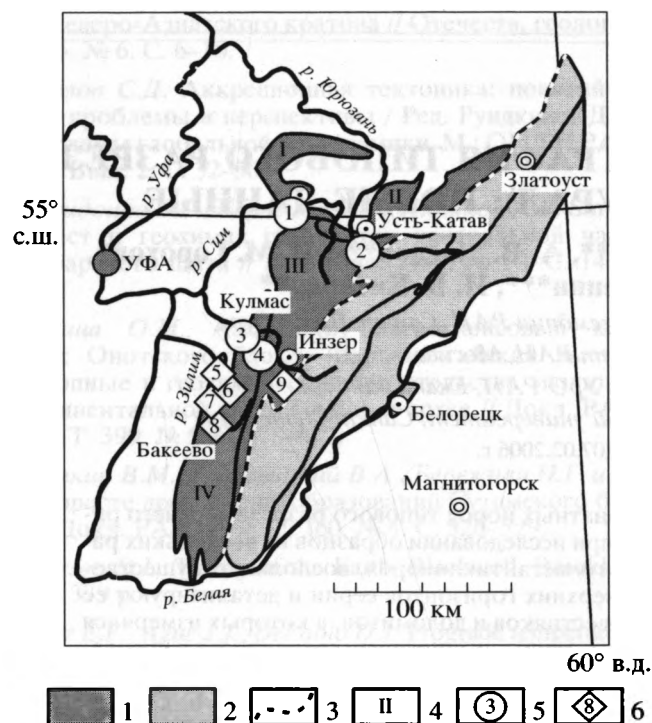


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов каратавской серии на юго-западе Башкирского мегантиклинория.

1 – внешняя фациальная зона; 2 – внутренняя фациальная зона; 3 – граница между внешней и внутренней зонами; 4 – структурные единицы внешней зоны; 5 – положение ранее изученных разрезов (В.Н. Подковыров и др., 1998; А.Б. Кузнецов и др., 2003); 6 – положение вновь изученных разрезов. Структурные единицы внешней фациальной зоны: I – Каратавский структурный комплекс, II – Сулеймановская антиклинорий, III – Инзерский синклиний, IV – Алатауский антиклинорий. 1–9 изученные разрезы: 1 – Миньяр, 2 – Шубино, 3 – Кулмас, 4 – Манайсу, 5 – Толпарово-1, 6 – Толпарово-2, 7 – Бакеево, 8 – Куртаза, 9 – Усмангали.

мом, распространением на обширной территории в различных фациальных зонах, слабой степенью изменения пород, хорошей литолого-фациальной изученностью и представительной изотопно-геохронологической и палеонтологической характеристикой. Первые С- и Sr-хемостратиграфические данные для этой серии были получены на западе Башкирского мегантиклинория при изучении ее фрагментов в четырех разобренных разрезах (рис. 1): в районе города Миньяр, около дер. Шубино, вблизи пос. Кулмас и в нижнем течении р. Манайсу (Semikhatov et al., 1995; Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997; Подковыров и др., 1998). Однако при объединении этих фрагментов в единую последовательность была допущена ошибка в корреляции первых двух из названных разрезов между собой (Раабен, 2001). В результате в С- и Sr-изотопной характеристике верхней части серии появился пробел неопределенной продолжительности, а полученные позднее данные позволили выявить значительный перерыв вблизи ее кровли (Овчинникова и др., 1998, 2000; Зайцева и др., 2000; Кузнецов и др., 2003). Для уточнения хемостратиграфической характеристики типа верхнего рифея мы изучили карбонатные породы каратавской серии в пяти ранее не опробованных ее разрезах на юго-западе Башкирского мегантиклинория (рис. 1). В результате база данных для типа верхнего рифея была значительно расширена, а сравнение вновь полученных результатов с опубликованными ранее позволило установить латеральную выдержанность величин $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на значительной площади (90 × 130 км), подтвердив тем самым их достоверность, расчленить каратавские отложения на ряд подразделений (хемохронов), различающихся по значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, и уточнить вариации изотопного состава Sr в морской воде позднекаратавского времени.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ РАМКИ КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ

Мощная (3.5–5.5 км) терригенно-карбонатная каратавская серия развита на западном крыле Башкирского мегантиклинория – обширной складчато-надвиговой структуры западного склона Южного Урала. На подстилающей юрматинской серии (типе среднего рифея) каратавские отложения залегают несогласно и несогласно же перекрыты вендскими тиллитами и терригенной ашинской серией (Гарань, 1963; Стратотип рифея, 1983; Маслов и др., 2001). В составе серии выделяются шесть свит (снизу вверх): силикокластическая зильмердакская (1200–3300 м), пестроцветная известняковая катавская (150–350 м), терригенно-карбонатная инзерская (300–800 м), карбонатная, преимущественно доломитовая ми-

стоящей статьи сформулировать методологические требования, необходимые для преодоления отмеченных сложностей (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997, 2003; Melezhik et al., 2001; Семихатов и др., 2002). Главные из них: 1) изучение мощных существенно карбонатных последовательностей, имеющих надежную возрастную привязку к хрестратиграфической шкале, 2) отбор образцов из нескольких разновозрастных разрезов, расположенных в разных структурах одного региона и 3) использование жестких геохимических критериев для оценки сохранности С- и Sr-изотопных систем карбонатного материала.

Одним из приоритетных объектов наших исследований служили карбонатные отложения типового разреза верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала. Преимущества этой серии определяются ее значительным возрастным объе-

ньярская (350–800 м), терригенно-карбонатная укская (160–300 м), венчающая разрез серии на западном крыле Башкирского мегантиклинория, и терригенная криволукская (до 560 м), сохранившаяся от предвендского размыва только на восточном крыле структуры. Три нижние свиты связаны постепенными переходами, а в основании укской и местами в основании миньярской свиты наблюдаются стратиграфические несогласия (Беккер, 1961, 1988; Раабен, 1975; Козлов и др., 1991; Маслов и др., 2001, 2002; Маслов, 2002). Предукское несогласие является региональным, а предминьярское проявлено локально и отражает краткие эпизоды субаэральной экспозиции на отдельных конседиментационных поднятиях.

Современные представления о возрастных рамках серии складывались на основании различных по своей надежности изотопных датировок и палеонтологических данных. Среди первых выделяется изохронный Pb-Pb возраст известняков нижней подсвиты инзерской свиты, равный 836 ± 25 млн. лет (Овчинникова и др., 1998). Он определяет время раннего диагенеза этих отложений и поддерживается Rb-Sr датировками $835\text{--}805$ млн. лет, которые получены по аутигенным IM иллита из глинистых пород той же подсвиты и фиксируют возраст диагенеза погружения (Gorokhov et al., 1995). Pb-Pb возраст доломитов средней части вышележащей миньярской свиты определен со значительной погрешностью (780 ± 85 млн. лет) в связи с изменениями пород в ходе эпигенетической сульфидной минерализации (Овчинникова и др., 2000). Методически надежные значения изохронного Rb-Sr и K-Ar возраста, равные соответственно 664 ± 11 и 669 ± 16 млн. лет, получены по глаукониту из нижней подсвиты укской свиты. Данные мессбауэровской спектроскопии свидетельствуют об отсутствии эпигенетических нарушений тонкой структуры этих глауконитов и, соответственно, о сохранности их изотопно-геохронологических систем (Зайцева и др., 2000). Менее достоверны полученные в 1960–1980-е годы K-Ar и редкие Rb-Sr датировки минералогически не изученных каратавских глауконитов (млн. лет): пограничные горизонты катавской и инзерской свит – 938, нижняя часть инзерской свиты – 896–853, верхняя пачка последней – 790–740, нижняя часть миньярской свиты – 713–680 и нижняя подсвита укской – 658–630 (K-Ar) и 688 ± 10 (Rb-Sr) (Стратотип рифея, 1983; Горожанин, Кутявин, 1986). При оценке минимального возраста каратавских отложений используют изохронную Rb-Sr датировку Al-глауконита из нижней части ашинской серии, равную 618 ± 13 млн. лет (Козлов, Горожанин, 1993), и K-Ar возрастные значения для глауконита из ее вышележащей части, лежащие в интервале 600–557 млн. лет (Стратотип рифея, 1983). Попытки привлечь к оценке изотопного возраста каратавской серии K-Ar данные для ва-

ловых проб габбро-диабазов нельзя признать удачными, во-первых, из-за лабильности K-Ar изотопных систем в этих породах, а во-вторых, из-за отсутствия строгих данных о соотношениях большинства датированных габбро-диабазов с отложениями серии.

Палеонтологические данные свидетельствуют о том, что в верхней части зильмердакской свиты, в основании ее терминальной бедерышинской подсвиты в наборе органотенных микрофоссилий произошли важные изменения. Здесь на фоне поднимающихся из более низких горизонтов разреза *Chuaria*, *Navifusa*, *Simia nerujenica*, *Ostiana*, *Polyspheroides contextus*, *Asperatofilum*, *Taenitrichoides*, *Plicatidium*, *Rectia*, *Botuobia*, *Majaphyton*, *Lakhandinia* и других появляются типичные для верхнего рифея акантоморфные акритархи *Trachyhystrichosphaera stricta*, *T. truncata*, *Tortunema*, *Glomovertella*, *Arctacellularia* и другие (Вейс и др., 2003). В Сибири названные виды рода *Trachyhystrichosphaera* определяют лицо широко известных лахандинской микробиоты Учуро-Майского региона и одновозрастной (Семихатов и др., 2002) деревнинской микробиоты Туруханского поднятия, которым в разрезах предшествуют иные наборы микрофоссилий, подобные развитым в добедерышинской части зильмердакской свиты (Герман, 1990; Вейс и др., 1998). Максимальный возрастной предел лахандинской и деревнинской микробиот на основании изохронных Pb-Pb датировок карбонатных пород оценивается в 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000; Овчинникова и др., 2001). В средней части миньярской свиты содержатся остатки *Melanocerillum* (Маслов и др., 1994), которые, к сожалению, не были изображены и описаны. Представители данного рода, трактуемые как остатки панцирных амёб, появились в геологической летописи около 800 млн. лет назад (Porter, Knoll, 2000). Строматолиты, описанные в катавской свите (Крылов, 1963, 1975; Стратотип рифея, 1982), в Сибири известны в отложениях, имеющих возраст 1030–900 млн. лет, тогда как в верхней части каратавской серии обычны те формы, которые в Сибири тяготеют к более высоким горизонтам верхнего рифея (Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов, Раабен, 1994). Таким образом, существенно карбонатная часть каратавской серии моложе 1030 млн. лет и древнее 618 ± 13 млн. лет.

На западе Башкирского мегантиклинория каратавская серия развита в двух фациальных зонах – внутренней и внешней, разделенных Зильмердакским надвигом (Гарань, 1963; Сенченко, 1976; Стратотип рифея, 1983). Эти зоны различаются характером складчатости, степенью изменений пород и долей карбонатных отложений в надзильмердакской части серии: во внутренней (восточной) зоне она составляет ~50%, а во внешней увеличивается до 85–90%. Одновременно снижается

степень изменения пород. Во внутренней зоне они испытали глубинный катагенез и низкотемпературное динамо-термальное воздействие, а во внешней глубинный и местами начальный катагенез (Анфимов, 1997; Маслов и др., 2001). Разрезы, послужившие основой для данной работы и изученные нами ранее, размещены в четырех структурах западной фациальной зоны (рис. 1). Краткое их описание приведено ниже (рис. 2).

Катавская свита, изученная в разрезах Миньяр, Кулмас, Манайсу, Толпарово-1 и Толпарово-2, расчленяется на две подсвиты. В нижней преобладают пестроцветные тонкоплитчатые глинистые известняки с редкими прослоями мергелей, а в разрезе Манайсу базальные 50 м подсвиты сложены строматолитами *Inzeria tjomusi* и *Jurusania cylindrica*. Отношение Mg/Ca в породах подсвиты обычно не превышает 0.009, но в разрезе Толпарово-1 и в основании разреза Манайсу появляются более магнезиальные разности ($Mg/Ca = 0.020-0.027$). Силикокластическая примесь (СП) представлена глинистой и тонкоалевритовой фракциями, доля которых в породах составляет в среднем около 13–15%, достигая максимума в основании разреза Толпарово-1 (31.4–31.8%) и минимума в верхней части разреза Манайсу (6.3–9.2%). Мощность подсвиты в разрезах Миньяр и Манайсу 120–125 м, в Толпарово-1 170 м. В Кулмase и Толпарово-2 вскрыты только верхние 45 и 20 м подсвиты.

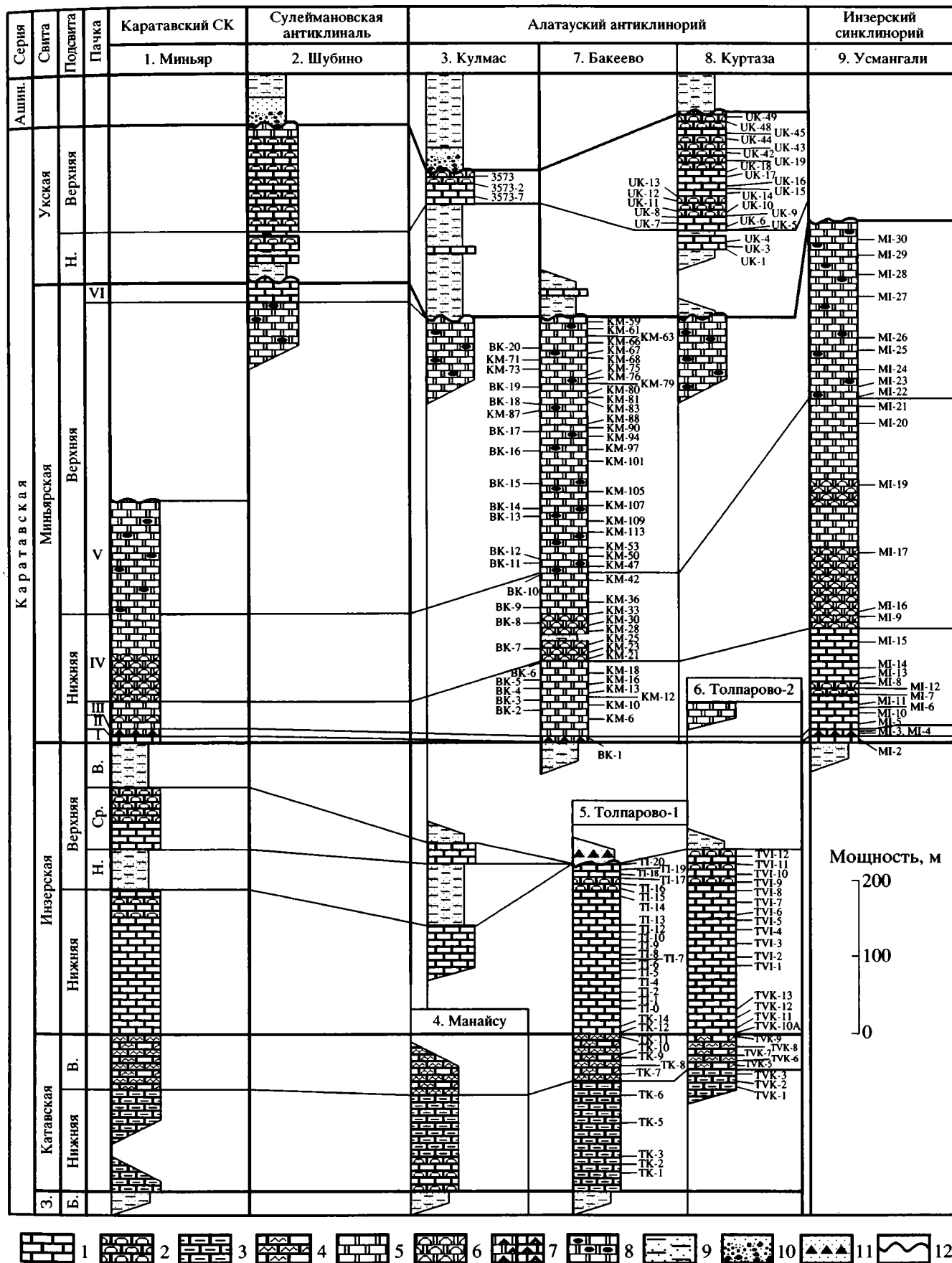
Верхнекатавская подсвита – это палевые и зеленовато-серые тонкоплитчатые глинистые известняки с ленточной, а в терминальной части микробиальной слоистостью. Известняки представлены микритом с тончайшими линзами микропарита, которые местами содержат обособления спарита, а иногда и долоспарита. Отношение Mg/Ca в большинстве пород колеблется от 0.001 до 0.019, но повышается до 0.037 вблизи основания подсвиты в Толпарово-1, а также вблизи кровли в Толпарово-2, и до 0.054–0.076 в 20-метровом пакете в середине подсвиты в Миньярском разрезе. Содержание СП в разрезе Миньяр сокращается к кровле подсвиты от 13.5 до 10.2%, в Кулмase остается постоянным по всему ее разрезу (13.2–13.5%), а в Толпарово-1 и Толпарово-2 варьирует соответственно от 5.5 до 16.6% и от 9.0 до 15.8%, достигая пика в небольшой пачке ниже середины подсвиты и сокращаясь у ее кровли. Силикатная составляющая представлена кварцем и

слюдистыми минералами, реже встречаются полевые шпаты и хлорит. Мощность подсвиты в Миньярском разрезе – 60 м, в Толпаровских – 40–50 м. В разрезах Манайсу и Кулмас изучены только хорошо обнаженные нижние 20 и 40 м подсвиты. В последнем разрезе породы отличаются интенсивной трещиноватостью и обилием тонких (0.2–2.0 мм) жилок позднего кальцита.

Инзерская свита, состоящая из двух подсвит, изучена в разрезах Миньяр, Толпарово-1, Толпарово-2 и фрагментарно в разрезе Кулмас. Нижнеинзерская подсвита составлена темно-серыми до черных известняками, подчиненными доломитизированными известняками, а в верхней части прослоями строматолитовых известняков и линзами флейкстоунов. Отношение Mg/Ca в нижнеинзерских образцах варьирует в широких пределах по разрезам и на площади. В разрезах Миньяр и Кулмас оно обычно составляет 0.002–0.013, но изредка поднимается до 0.029–0.030, в Толпарово-1 в 70% изученных образцов не превосходит 0.018, но спорадически встречаются пласты с величинами 0.026–0.072, а в одном случае 0.291. Разрез Толпарово-2 начинается с сильно доломитизированных известняков ($Mg/Ca = 0.215$), а выше отношение Mg/Ca колеблется от 0.005 до 0.072. Количество СП в названных породах обычно очень мало (0.1–1.9%) и лишь изредка поднимается до 2.9–3.0% в Толпарово-1, до 3.5–4.4% в Кулмase и до 2.8–6.5% в Толпарово-2. Наибольшая доля этой примеси отмечена в базальных горизонтах подсвиты. Состав обломков в основании подсвиты не отличается от характерного для катавской свиты, а выше присутствует только кварц. Для нижнеинзерских пород характерно чередование тонких слоев микрита и микропарита, на фоне которых иногда видны прослойки (1–3 мм) микропарита, сохраняющего реликты обломочных текстур, и следы рассеянной раннедиагенетической доломитизации. В ряде мест развиты тонкие линзочки мелкокристаллического кальцита. Мощность подсвиты в разрезе Миньяр 190 м, в Толпарово-2 230–240 м, а в Толпарово-1 от предвендского размыва сохранилось 210–220 м ее пород.

Верхнеинзерская подсвита в разрезах Миньяр и Кулмас состоит из двух пачек зеленовато-серых кварцевых глауконитовых песчаников и алевролитов и разделяющей их карбонатной пачки. В последней преобладают массивные микрофитолитовые, микритовые, а в верхней части строма-

Рис. 2. Строение надзильмердакской части каратавской серии и схема отбора образцов во вновь изученных разрезах. 1–4 – известняки: 1 – тонкозернистые, 2 – строматолитовые, 3 – глинистые, 4 – микробиальные “струйчатые”; 5 – доломиты; 6 – строматолитовые доломиты; 7 – доломиты и известняки со строматолитами *Conophyton miloradovici*; 8 – доломиты с конкрециями кремней; 9 – песчано-глинистые отложения; 10 – песчаники и гравелиты; 11 – тиллиты ашинской серии венда; 12 – стратиграфические несогласия. Ашин. – ашинская, Н. – нижняя, Ср. – средняя, В. – верхняя, З. – зильмердакская, Б – бедерышинская, СК – структурный комплекс; I–VI – пачки миньярской свиты (см. текст). Положение образцов в разрезах Миньяр, Шубино и Манайсу см. В.Н. Подковыров и др. (1998) и А.Б. Кузнецов и др. (2003).



толитовые и обломочные известняки. Отношение Mg/Ca в карбонатных породах обычно ≤ 0.020 , но иногда повышается до $0.031-0.038$. Доля СП в породах в основании подсвиты $2.4-7.0\%$, а у кровли сокращается до $1.3-1.8\%$. В разрезе Миньяр при мощности подсвиты 200 м терригенные пачки составляют 70 и 50 м, а карбонатная 80 м. В Кулмаше мощность подсвиты сокращается до 180 м за счет редукции карбонатной пачки до 33 м. В более восточных разрезах эта пачка выклинивается.

Миньярская свита – это наиболее мощный практически чистый карбонатный член каратавской серии, изученный в разрезах Миньяр, Шубино, Бакеево и Усмангали. В литературе известны две сходные схемы разделения свиты на подчиненные единицы, специфичные по составу осадков и набору строматолитов, но единой номенклатуры для этих единиц нет (Раабен, 1975, 1981, 1985; Крылов, 1983; Стратотип рифея, 1983). Ниже они описаны как пачки I–VI (Маслов и др., 2001; Маслов, 2002).

Пачка I налегает на верхнеинзерские породы с постепенным переходом (разрез Миньяр) или отделяется от них резкой границей (разрез Усмангали). Пачку слагают пестро- и сероцветные известняки с прослоями и линзами флейкстоунов, калькаренитов, микрофитолитовых и строматолитовых разностей. Известняки ($Mg/Ca = 0.009-0.035$) сложены микритом и микроспаритом. Содержание СП убывает к кровле пачки от $7.4-10$ до $4.7-4.8\%$. В разрезе Миньяр мощность пачки достигает 12 м, а в Усмангали обнажены лишь ее нижние 3 м. В районе Бакеево пачка I отсутствует, и на верхнеинзерские терригенные породы по резкой границе налегает пачка II. В Толпарово контакт инзерской и миньярской свит не обнажен.

Пачка II – это серые биостромы строматолитов *Sophrhyton miloradovici* и ассоциированные микробиально-слоистые карбонаты. В разрезах Миньяр и Бакеево пачка имеет доломитовый состав ($Mg/Ca = 0.607-0.614$), а в Усмангали известковый состав ($Mg/Ca = 0.010-0.050$). Количество СП в породах $2.5-4.8\%$. В Миньяре и Бакеево мощность пачки 5 м, а в Усмангали вскрыты верхние 13.5 м ее пород, которые отделяются от пачки I необнаженным промежутком мощностью 8 м и согласно подстилают пачку III.

Пачка III объединяет микрофитолитовые, строматолитовые и мергелистые карбонаты, более редкие калькаренисты, интракластиты, а также микриты с трещинами синерезиса. Подобно породам пачки II, эти карбонаты в разрезах Миньяр и Бакеево имеют доломитовый состав ($Mg/Ca = 0.578-0.647$), а в разрезе Усмангали доминируют известняки ($Mg/Ca = 0.001-0.007$), содержащие тонкие прослои доломитизированных

разностей ($Mg/Ca = 0.050-0.185$). Доля СП в породах обычно составляет $0.3-4.3\%$, а в пакете калькаренитов в нижней части пачки возрастает до $10.2-16.5\%$. Мощности пачки в разрезах Миньяр, Бакеево и Усмангали составляют соответственно 40–45, 95–100 и 115–120 м.

Пачка IV сложена серыми и розовато-серыми преимущественно строматолитовыми доломитами, которые содержат редкие тонкие прослои аргиллитов и алевролитов. Строматолиты *Minjaria uralica* образуют крупные биогермы и биостромы, которые ассоциируют с флейкстоунами и редкими микрофитолитовыми доломитами. Отношение Mg/Ca в доломитах обычно варьирует от 0.528 до 0.637, но местами выходит за эти пределы. Содержание СП, как правило, колеблется от 0.9 до 4.7%, но иногда повышается до 5.0–6.9%, а в разрезе Миньяр и до 17–40% за счет примеси гидрослюды и алевролита. Мощность пачки в разрезах Миньяр и Бакеево 100–110 м, в Усмангали достигает 300 м, но ее отложения здесь вскрыты фрагментарно.

Пачка V отвечает интервалу развития массивных или толстослоистых сероцветных доломитов, содержащих многочисленные прослои и линзы черных кремней, а в нижней части биогермы *Minjaria uralica*. Отношение Mg/Ca в породах обычно лежит в пределах $0.601-0.664$, но иногда уменьшается до 0.573–0.595. Доля СП составляет около 4% и только вблизи кремневых конкреций увеличивается до 7–12%. В разрезе Миньяр опробована нижняя лучше всего обнаженная часть пачки (120 м). В разрезах Бакеево и Усмангали ее видимая мощность увеличивается до 330 и 210 м и она несогласно перекрыта укской свитой.

Пачка VI, завершающая разрез миньярской свиты и известная как “шубинская”, в изученных разрезах сохранилась от предукского размыва только в окрестностях Шубино. Пачку слагают серые плитчатые известняки с прослоями строматолитовых и микрофитолитовых разностей. Отношение Mg/Ca в породах обычно не превышает 0.019, но в основании пачки возрастает до 0.156. Известняки заключают незначительную (0.3–3.4 %) примесь обломочного кварца, содержат редкие трещины усыхания и включают полукатанные обломки микрита, замещенные спаритом. Мощность пачки около 15 м.

Укская свита со следами размыва залегает на двух верхних пачках миньярской свиты и в основании содержит пласты и линзы гравелитов с гальками карбонатных пород (Маслов и др., 2001). Свита включает две подсвиты, которые изучались в разрезах Шубино, Кулмас и Куртаза. Нижняя подсвита сложена зеленовато-серыми глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями (0.2–0.4 м), а в верхней половине разрезов Шубино и Куртаза па-

кетами (2–4 м) микритовых известняков ($Mg/Ca = 0.006–0.012$), содержащих от 3 до 8% СП. Мощность подсквиты в разрезах Куртаза и Шубино соответственно 90 и 60 м, а в Кулмасы, где подсквита почти не содержит карбонатных пород, возрастает до 150 м.

Верхнеукская подсквита – это светло-серые строматолитовые, обломочные и редкие микрофитолитовые известняки ($Mg/Ca = 0.002–0.028$, в одном случае 0.042), которые в разрезе Куртаза содержат прослои доломитизированных разностей ($Mg/Ca = 0.296–0.299$), а в разрезе Шубино завершаются 20-метровым пакетом известковистых доломитов ($Mg/Ca = 0.350$). Доля СП в карбонатах обычно составляет 0.6–4.1%, но в разрезе Шубино в нижней половине подсквиты иногда возрастает до 11.4–13.6%, а в верхней половине варьирует от 0.6 до 6.0%. Строматолитовые известняки представлены микритом и микроспаритом с мелкими обособлениями спарита, а обломочные преимущественно микритом. Реже встречаются породы, содержащие зерна пойкилитового кальцита, рассеянные окислы и гидроокислы железа и/или ромбоэдры доломита с железистой каемкой. Верхнеукские известковистые доломиты представлены доломитом с линзами крупнокристаллического доломита, сохраняющего реликты мелких (0.1–0.3 мм) обломков микрита и корродированных кристаллов пойкилитового кальцита. Мощность подсквиты в зависимости от глубины предашинского среза меняется от 150 и 170 м в разрезах Шубино и Куртаза до 35–40 м в разрезе Кулмасы.

Обстановки накопления каратавских осадков в литературе трактуются неоднозначно (Стратотип рифея, 1982; Крылов, 1983; Хабаров, 1985; Маслов и др., 2001, 2002). Анализ структурно-текстурных особенностей пород послезильмердакской части серии и рассмотрение морфотипов строматолитов позволяют предполагать, что главная часть катавских, нижеинзерских и нижеминьярских осадков накопилась в пределах нижней сублиторали выше базиса действия штормовых волн, а строматолиты и ассоциированные осадки верхней части инзерской, миньярской и укской свит представляют осадки открытого шельфа. Наиболее мелководными отложениями сублиторали и частично литорали являются микрофитолитовые породы инзерской и укской свит, косослоистые калькариниты и микрофитолитовые известняки пачки III миньярской свиты в разрезе Усмангали, а также несущие признаки субаэральных экспозиций пакеты среднеминьярских и укских карбонатов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Новые данные о вариациях величин $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в каратавских карбонатных породах, полученные в результате изучения образцов из раз-

резов Бакеево, Куртаза, Усмангали, Толпарово-1 и Толпарово-2 в 2004–2005 гг., существенно восполнили результаты ранее проведенных нами работ в разрезах Миньяр, Шубино, Манайсу и Кулмасы (Semikhatov et al., 1995; Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997, 2003; Подковыров и др., 1998). Образцы в разрезах обычно отбирались через 5–10 м, более редкое опробование определялось характером обнаженности. Образцы с минимальными признаками вторичных изменений при камеральной обработке делились на две части, одна из которых использовалась для петрографического, а другая для химического и изотопного изучения. Содержания Ca и Mg в карбонатной составляющей определялись весовым, а Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН после растворения образца в 1N HCl при комнатной температуре. Минеральный состав силикокластической примеси определялся методом рентгеновской дифрактометрии в ИГГД РАН.

Изотопный состав C и O изучался в лабораториях СПбГУ, ВСЕГИНГЕО и ИГГД РАН с использованием единой методики (Гостенбергер, Херман, 1984). Для выделения CO_2 растертые в пудру микронавески (около 20 мг) образцов карбонатных пород растворялись в концентрированной ортофосфорной кислоте с плотностью 1.89 г/мл в течение 2 часов (известняки) или 72 часов (доломиты) при температуре 25°C. Изотопный состав C и O измерялся в образовавшемся объеме CO_2 на масс-спектрометрах MS-20 (СПбГУ), MI-1201 (ИГГД РАН) и модернизированном MI-1201B (ВСЕГИНГЕО). В качестве рабочего стандарта использовался образец MCA-7 ($\delta^{13}C + 2.2\text{‰}$; $\delta^{18}O - 8.8\text{‰}$), аттестованный ЦНИГРИ и ВИМС и привязанный к шкале V-PDB с помощью международных стандартов NBS-18, KH-2 и TKL. Аналитическая погрешность измерений изотопного состава C и O на уровне одного стандартного отклонения (1σ) не превышала соответственно $\pm 0.2\text{‰}$ и $\pm 0.4\text{‰}$. Результаты C- и O-изотопных анализов в статье даны по отношению к стандарту V-PDB (табл. 1).

Rb-Sr систематика карбонатных пород изучалась с помощью ступенчатого растворения, которое включало обработку навески измельченного образца (около 100 мг) 1N раствором ацетата аммония (NH_4OAc) при комнатной температуре и последующее растворение остатка в 10%-ной уксусной кислоте (Горохов и др., 1995; Montanez et al., 1996; Кузнецов и др., 1997, 2003; Bailey et al., 2000; Bartley et al., 2001). Растворенная в NH_4OAc фаза (в дальнейшем называемая АА-фазой) представляет собой позднюю эпигенетическую генерацию карбонатных минералов, а растворенная в уксусной кислоте фаза (в дальнейшем УК-фаза), хотя и может быть затронута эпигенетическими процессами, но обогащена первичным кар-

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

Номер образца	Подсвита и пачка ¹	Положение образца в разрезе ²	Тип породы ³	Доля СП ⁴ , %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>Укская свита, разрез Куртаза</i>												
UK-49	B	165	И	1.5	28	445	155	0.014	0.18	2.9	1.2	-6.1
UK-48	B	162	И	1.1	18	140	123	0.007	0.15	1.1	1.3	-5.7
UK-45	B	142	И	1.2	32	200	110	0.006	0.29	1.8	1.4	-5.5
UK-44	B	137	И	1.2	34	220	118	0.005	0.29	1.9	1.4	-5.8
UK-43	B	125	И	1.4	35	130	182	0.006	0.19	0.71	1.6	-5.5
UK-42	B	120	И	0.9	31	305	154	0.005	0.20	2.0	1.5	-5.3
UK-19	B	112	И	1.3	38	170	159	0.005	0.24	1.1	1.9	-5.8
UK-18	B	92	И	4.1	41	515	202	0.042	0.20	2.6	1.7	-5.6
UK-17	B	87	И	1.1	790	4010	83	0.296	9.5	48.3	1.3	-7.0
UK-16	B	77	И	1.1	49	375	214	0.007	0.28	1.8	2.6	-7.6
UK-15	B	72	И	2.1	22	165	207	0.004	0.11	0.80	2.6	-7.2
UK-14	B	62	И	1.5	230	1610	80	0.299	2.9	20.1	2.1	-6.0
UK-13	B	60	И	1.8	78	195	123	0.004	0.63	1.6	1.9	-5.4
UK-12	B	47	И	0.7	105	270	83	0.003	1.3	3.3	1.3	-5.8
UK-11	B	44	И	1.2	75	170	75	0.005	1.0	2.3	1.4	-5.1
UK-10	B	41	И	1.1	110	250	90	0.003	1.2	2.8	1.3	-5.7
UK-9	B	38	И	1.7	55	325	314	0.005	0.18	1.0	1.7	-7.2
UK-8	B	33	И	2.1	60	385	727	0.006	0.08	0.53	2.7	-6.2
UK-7	B	27	И	1.8	140	505	440	0.007	0.32	1.2	2.6	-5.0
UK-6	B	26	И	2.1	50	275	512	0.008	0.10	0.54	3.2	-5.4
UK-5	B	23	И	3.6	45	330	330	0.008	0.14	1.0	1.4	-5.2
UK-4	H	10	И	3.1	32	225	755	0.006	0.04	0.30	3.4	-4.4
UK-3	H	8	И	7.1	63	1790	170	0.007	0.37	10.5	1.4	-4.7
UK-1	H	3	И	5.5	76	1010	305	0.012	0.25	3.3	1.8	-6.1
<i>Укская свита, разрез Кулмас</i>												
3573-1	B	30	И	0.8	66	410	90	0.006	0.73	4.6	1.5	-4.2
3573-2	B	23	И	1.1	64	260	146	0.002	0.44	1.8	2.1	-4.3
3573-7	B	7	И	3.1	27	470	437	0.008	0.06	1.1	2.5	-4.0
<i>Миньярская свита, разрез Бакеево</i>												
KM-59	B-V	560	Д	6.7	650	2000	96	0.601	6.8	20.8	-1.1	-6.2
KM-61	B-V	550	Д	8.8	665	2150	90	0.643	7.4	23.9	-1.3	-5.3
KM-63	B-V	545	Д	3.9	565	2060	99	0.621	5.6	20.6	-1.6	-5.5
KM-66	B-V	535	Д	5.5	250	1240	91	0.609	2.8	13.6	-1.4	-5.6
BK-20	B-V	526	Д	12.1	320	1540	99	0.623	3.2	15.5	-1.5	-5.4
KM-67	B-V	520	Д	2.4	180	990	82	0.595	2.2	12.1	-1.4	-5.0
KM-68	B-V	515	Д	5.5	115	1030	98	0.604	1.2	10.5	-1.3	-5.0
KM-71	B-V	500	Д	90.4	76	1090	—	0.573	—	—	-1.4	-8.9
KM-73	B-V	490	Д	2.6	31	315	118	0.609	0.26	2.7	-1.6	-4.0
KM-75	B-V	485	Д	0.8	95	700	99	0.606	0.96	7.1	-0.7	-4.6
KM-76	B-V	480	Д	0.9	105	660	92	0.619	1.1	7.2	-0.9	-4.7
BK-19	B-V	477	Д	1.0	130	825	103	0.623	1.3	8.0	-0.9	-5.8
KM-79	B-V	465	Д	1.7	110	750	88	0.632	1.2	8.5	-1.1	-5.8
KM-80	B-V	460	Д	2.9	115	770	82	0.634	1.4	9.3	-1.5	-5.9

Таблица 1. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
КМ-81	B-V	455	Д	1.1	90	630	84	0.639	1.1	7.5	-1.6	-5.5
ВК-18	B-V	451	Д	2.0	76	710	85	0.601	0.89	8.3	-2.8	-5.7
КМ-83	B-V	445	Д	2.7	115	750	146	0.664	0.79	5.1	-0.4	-3.4
КМ-87	B-V	425	Д	1.2	85	550	81	0.611	1.1	6.8	-2.5	-4.2
КМ-88	B-V	420	Д	4.3	105	620	77	0.648	1.4	8.0	-1.7	-5.6
ВК-17	B-V	414	Д	1.5	48	170	80	0.604	0.60	2.1	-1.3	-7.6
КМ-90	B-V	410	Д	1.8	140	430	99	0.633	1.4	4.3	-1.7	-5.9
КМ-94	B-V	390	Д	2.1	66	495	65	0.645	1.0	7.6	-2.3	-5.3
ВК-16	B-V	389	Д	1.4	64	165	75	0.626	0.85	2.2	-2.4	-5.7
КМ-97	B-V	375	Д	2.5	50	255	87	0.616	0.58	3.0	-1.9	-5.3
ВК-15	B-V	344	Д	2.6	70	115	68	0.644	1.0	1.7	-2.1	-7.0
КМ-101	B-V	335	Д	7.4	68	460	72	0.641	0.95	6.4	-2.0	-5.8
КМ-105	B-V	315	Д	1.4	55	180	72	0.646	0.76	2.5	-1.4	-4.8
ВК-14	B-V	311	Д	3.5	46	155	153	0.624	0.30	1.0	-2.2	-7.8
КМ-107	B-V	305	Д	2.3	48	110	72	0.622	0.67	1.5	-1.7	-6.5
ВК-13	B-V	302	Д	5.0	45	260	69	0.609	0.66	3.8	-1.6	-7.2
КМ-109	B-V	295	Д	6.1	46	180	103	0.636	0.45	1.8	-0.4	-4.9
КМ-113	B-V	280	Д	6.8	40	265	92	0.612	0.43	2.9	-0.6	-5.3
КМ-53	B-V	260	Д	1.3	30	280	82	0.601	0.37	3.4	0.0	-5.9
КМ-50	B-V	250	Д	2.0	30	260	78	0.606	0.38	3.3	1.1	-5.5
ВК-12	B-V	248	Д	4.9	53	510	66	0.645	0.80	7.7	2.3	-5.5
ВК-11	B-V	237	Д	7.5	45	550	51	0.629	0.89	11.0	0.9	-6.2
КМ-47	B-V	235	Д	1.2	43	520	74	0.606	0.58	7.1	0.9	-6.8
ВК-10	H-IV	218	Д	0.9	70	790	58	0.620	1.2	13.6	1.8	-6.3
КМ-42	H-IV	210	Д	1.2	55	570	69	0.596	0.80	8.3	0.9	-6.6
КМ-36	H-IV	180	Д	2.8	30	340	59	0.607	0.51	5.7	1.2	-6.4
ВК-9	H-IV	174	Д	2.5	70	600	64	0.627	1.1	9.4	-0.6	-7.0
КМ-33	H-IV	165	Д	6.9	33	375	104	0.617	0.32	3.6	1.4	-5.3
ВК-8	H-IV	154	Д	1.5	75	480	50	0.637	1.5	9.6	0.2	-7.2
КМ-30	H-IV	150	Д	5.0	95	1760	47	0.617	2.0	37.4	0.5	-5.9
КМ-28	H-IV	140	Д	4.5	47	1440	53	0.579	0.88	27.2	0.5	-5.5
КМ-25	H-IV	125	Д	3.4	153	4690	60	0.528	2.6	78.2	0.5	-6.3
ВК-7	H-IV	122	Д	3.9	65	1440	65	0.635	1.0	22.2	0.3	-5.9
КМ-23	H-IV	115	Д	3.4	-	-	-	0.165	-	-	-0.3	-7.9
КМ-21	H-IV	105	Д	4.6	72	2660	58	0.616	1.2	45.8	-0.6	-6.0
ВК-6	H-III	102	Д	2.6	95	2390	63	0.594	1.5	37.8	0.2	-5.8
КМ-18	H-III	90	Д	0.3	110	580	40	0.617	2.8	14.5	0.7	-7.7
ВК-5	H-III	81	Д	4.3	55	595	81	0.647	0.68	7.4	0.3	-6.5
КМ-16	H-III	80	Д	0.3	95	695	35	0.598	2.7	19.9	0.9	-7.4
ВК-4	H-III	70	Д	0.5	95	520	35	0.643	2.6	14.9	1.0	-9.0
КМ-13	H-III	65	Д	1.4	110	720	136	0.601	0.81	5.3	1.5	-6.8
КМ-12	H-III	60	Д	0.5	120	330	37	0.615	3.2	8.9	1.0	-7.6
ВК-3	H-III	56	Д	0.3	98	560	58	0.628	1.7	9.7	1.4	-7.8
КМ-10	H-III	50	Д	2.2	75	860	71	0.614	1.1	12.1	0.5	-6.9
ВК-2	H-III	41	Д	0.5	70	335	38	0.626	1.8	8.7	1.0	-8.0
КМ-6	H-III	30	Д	3.3	155	1830	62	0.578	2.5	29.5	0.5	-6.5
ВК-1	H-II	4	Д	2.8	145	1230	50	0.614	2.9	24.6	0.2	-6.5

Таблица 1. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>Миньярская свита, разрез Усмангали</i>												
MI-30	B-V	660	Д	2.2	40	165	93	0.601	0.43	1.8	-1.0	-5.0
MI-29	B-V	640	Д	4.1	45	135	92	0.620	0.49	1.5	-1.7	-5.3
MI-28	B-V	620	Д	10.8	30	330	96	0.611	0.31	3.4	-2.4	-5.0
MI-27	B-V	585	Д	3.4	35	175	125	0.578	0.28	1.4	-1.5	-5.8
MI-26	B-V	535	Д	1.7	39	85	95	0.616	0.41	0.89	0.4	-8.3
MI-25	B-V	515	Д	1.3	19	74	58	0.526	0.33	1.3	2.7	-5.7
MI-24	B-V	490	Д	6.0	37	210	50	0.606	0.74	4.2	0.8	-6.2
MI-23	B-V	470	Д	11.3	42	445	65	0.606	0.64	6.8	0.6	-7.0
MI-22	B-V	450	Д	1.4	37	545	57	0.609	0.65	9.5	1.2	-7.2
MI-21	H-IV	440	Д	1.2	29	425	62	0.606	0.47	6.9	2.6	-7.9
MI-20	H-IV	420	Д	1.0	37	515	75	0.691	0.49	6.8	3.0	-7.3
MI-19	H-IV	340	Д	5.7	50	1480	65	0.615	0.77	22.7	0.1	-7.2
MI-17	H-IV	250	Д	1.7	49	820	76	0.587	0.65	10.8	0.9	-7.2
MI-16	H-IV	175	Д	3.2	36	1030	67	0.614	0.54	15.4	0.7	-6.5
MI-9	H-IV	165	Д	4.7	31	815	50	0.603	0.62	16.3	-0.5	-6.5
MI-15	H-III	130	И	0.8	17	170	301	0.050	0.06	0.56	2.8	-8.3
MI-14	H-III	98	И	2.2	48	1120	115	0.185	0.42	9.7	0.4	-8.7
MI-13	H-III	85	И	1.2	31	680	168	0.053	0.18	4.1	-0.3	-8.4
MI-8	H-III	80	И	0.8	20	150	473	0.014	0.04	0.32	-0.2	-8.9
MI-12	H-III	72	И	3.2	17	1030	655	0.127	0.03	1.6	1.7	-7.8
MI-7	H-III	62	И	3.0	12	165	1060	0.007	0.01	0.16	0.1	-7.3
MI-11	H-III	50	И	1.1	20	1710	290	0.126	0.07	5.9	0.1	-8.5
MI-6	H-III	46	И	16.5	27	1990	410	0.183	0.07	4.9	1.4	-8.1
MI-10	H-III	40	И	10.2	27	2720	365	0.181	0.07	7.5	1.4	-8.2
MI-5	H-III	27	И	1.1	14	385	2450	0.006	0.01	0.16	1.1	-8.6
MI-4	H-II	15	И	4.1	730	815	380	0.050	1.9	2.1	-0.2	-8.8
MI-3	H-II	10	И	2.5	65	505	1086	0.010	0.06	0.47	0.2	-8.3
MI-2	H-I	2	И	7.4	750	1585	165	0.016	4.6	9.6	-0.9	-12.2
<i>Инзерская свита, разрез Толпарово-1</i>												
TI-20	H	225	И	0.2	35	65	205	0.008	0.17	0.32	0.2	-9.6
TI-19	H	220	И	0.1	45	300	225	0.033	0.20	1.3	0.7	-9.3
TI-18	H	215	И	0.4	140	1290	290	0.291	0.48	4.5	2.0	-7.7
TI-17	H	205	И	0.3	25	120	555	0.005	0.05	0.22	1.2	-8.9
TI-16	H	200	И	1.2	30	370	561	0.011	0.05	0.66	1.7	-8.8
TI-15	H	195	И	2.9	34	910	345	0.039	0.10	2.6	2.4	-8.5
TI-14	H	185	И	0.9	28	240	605	0.004	0.05	0.40	2.9	-8.7
TI-13	H	145	И	1.0	47	460	450	0.016	0.10	1.0	2.9	-9.1
TI-12	H	135	И	0.6	30	310	415	0.015	0.07	0.75	2.1	-9.5
TI-10	H	125	И	1.0	15	160	384	0.003	0.04	0.42	2.8	-8.9
TI-9	H	115	И	3.0	105	110	300	0.024	0.35	0.37	3.6	-9.2
TI-8	H	105	И	0.9	25	345	440	0.005	0.06	0.78	2.9	-9.0
TI-7	H	99	И	0.8	19	240	445	0.003	0.04	0.54	2.3	-9.3
TI-6	H	95	И	1.5	33	605	340	0.026	0.10	1.8	2.8	-8.7
TI-5	H	85	И	1.2	26	460	200	0.047	0.13	2.3	2.5	-8.4

Таблица 1. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
TI-4	Н	75	И	0.9	13	170	510	0.003	0.03	0.33	2.0	-8.6
TI-2	Н	55	И	0.5	31	90	490	0.001	0.06	0.18	2.4	-8.7
TI-1	Н	45	И	0.9	44	520	532	0.003	0.08	0.98	1.8	-8.7
TI-0	Н	35	И	1.1	21	570	495	0.011	0.04	1.2	3.4	-8.6
TK-14	Н	10	И	4.8	70	1650	396	0.018	0.18	4.2	2.6	-8.8
TK-12	Н	0	И	4.4	115	4620	350	0.072	0.33	13.2	2.9	-7.9
<i>Инзертская свита, разрез Толпарово-2</i>												
TVI-12	Н	230	И	2.8	39	730	210	0.047	0.19	3.5	0.8	-7.5
TVI-11	Н	220	И	0.3	12	45	225	0.005	0.05	0.20	1.3	-7.6
TVI-10	Н	205	И	6.5	23	1060	255	0.055	0.09	4.2	1.7	-7.8
TVI-9	Н	195	И	1.6	30	940	440	0.059	0.07	2.1	2.1	-8.1
TVI-8	Н	185	И	1.9	26	605	460	0.045	0.06	1.3	3.3	-7.8
TVI-7	Н	170	И	1.3	27	510	450	0.032	0.06	1.1	4.0	-7.2
TVI-6	Н	155	И	3.3	33	1030	505	0.049	0.07	2.0	3.8	-7.6
TVI-5	Н	145	И	4.5	60	1450	250	0.072	0.24	5.8	2.6	-7.4
TVI-4	Н	135	И	0.3	13	290	405	0.036	0.03	0.72	2.2	-7.7
TVI-3	Н	120	И	1.4	23	1010	310	0.031	0.07	3.3	3.1	-8.1
TVI-2	Н	99	И	1.6	10	335	315	0.010	0.03	1.1	2.7	-7.5
TVI-1	Н	90	И	0.7	17	330	320	0.014	0.05	1.0	2.4	-7.4
TVK-13	Н	19	И	9.5	105	2470	370	0.017	0.28	6.7	2.4	-7.4
TVK-12	Н	4	И	8.8	170	1610	390	0.014	0.44	4.1	2.1	-7.6
TVK-11	Н	1	И	10.2	240	1640	463	0.014	0.52	3.5	3.0	-8.8
TVK-10A	Н	0.2	И	3.2	355	6180	350	0.215	1.0	17.7	2.7	-7.0
<i>Катавская свита, разрез Толпарово-1</i>												
TK-11	В	180	И	5.5	245	1540	210	0.006	1.2	7.3	1.5	-8.2
TK-10	В	155	И	16.6	195	1710	190	0.009	1.0	9.0	0.3	-8.5
TK-9	В	150	И	15.9	205	2750	185	0.037	1.1	14.9	0.6	-7.2
TK-8	В	140	И	13.7	190	1790	223	0.016	0.85	8.0	0.4	-7.5
TK-7	В	130	И	13.1	245	2220	180	0.019	1.36	12.3	0.2	-7.1
TK-6	Н	99	И	13.6	200	2230	173	0.025	1.2	12.9	3.1	-7.2
TK-5	Н	60	И	14.8	590	2240	205	0.009	2.9	10.9	2.8	-7.9
TK-3	Н	16	И	9.3	355	3320	180	0.004	1.9	18.4	2.1	-8.5
TK-2	Н	10	И	31.8	635	8190	145	0.020	4.4	56.4	2.0	-8.7
TK-1	Н	4	И	31.4	680	7610	150	0.027	4.5	50.7	1.8	-8.5
<i>Катавская свита, разрез Толпарово-2</i>												
TVK-9	В	68	И	9.0	310	1720	190	0.037	1.6	9.1	1.8	-7.3
TVK-8	В	56	И	14.8	315	1580	180	0.009	1.8	8.8	0.4	-7.8
TVK-7	В	45	И	15.8	195	1720	160	0.004	1.2	10.8	0.3	-7.7
TVK-6	В	36	И	12.5	165	1670	205	0.001	0.80	8.2	0.1	-8.5
TVK-5	В	30	И	11.0	155	1540	221	0.006	0.70	7.0	0.7	-7.1
TVK-3	Н	20	И	20.0	190	1170	190	0.009	1.0	6.2	0.2	-6.8
TVK-2	Н	10	И	–	150	1400	145	–	1.0	9.7	2.1	-6.9
TVK-1	Н	3	И	–	350	810	115	–	3.0	7.0	1.7	-7.3

Примечания. ¹ Подсвита: Н – нижняя, В – верхняя; римские цифры – номер пачки. ² Положение образца указано в метрах от основания вскрытой части карбонатной толщи свиты в соответствующем разрезе. ³ Тип породы: И – известняк, Д – доломит. ⁴ СП – силикокластическая примесь.

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

Номер образца	Пачки миньярской свиты	Порода ¹	Карбонатная фаза ²	Доля фазы в породе, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, измер.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, перв. ³
<i>Укская свита, разрез Куртаза</i>									
UK-48		И	АА	5.8	0.60	114	0.0154	0.70672	0.70657
			УК	93.4	0.08	124	0.0019	0.70611	0.70609
UK-43		И	УК	–	0.19	182	0.0030	0.70607	0.70605
UK-19		И	АА	5.0	0.76	165	0.0136	0.70697	0.70684
			УК	93.9	0.32	159	0.0058	0.70615	0.70610
UK-17		И	УК	–	0.05	83.0	0.0016	0.70711	0.70709
UK-16		И	АА	7.8	0.52	255	0.0059	0.70680	0.70674
			УК	90.9	0.18	212	0.0025	0.70638	0.70636
UK-9		И	АА	5.1	1.09	348	0.0092	0.70653	0.70644
			УК	93.4	0.21	312	0.0019	0.70588	0.70586
UK-8		И	УК	–	0.27	727	0.0011	0.70543	0.70542
UK-6		И	АА	7.6	0.78	548	0.0042	0.70604	0.70600
			УК	90.4	0.11	509	0.0006	0.70563	0.70562
UK-4		И	УК	–	0.59	755	0.0023	0.70535	0.70533
<i>Миньярская свита, разрез Усмангали</i>									
MI-30	V	Д	АА	2.5	2.75	133	0.0605	0.70699	0.70630
			УК	95.9	0.23	90.9	0.0073	0.70606	0.70598
MI-28	V	Д	АА	4.3	–	–	–	0.70779	–
			УК	95.4	0.22	123	0.0050	0.70603	0.70597
MI-27	V	Д	УК	–	0.22	125	0.0051	0.70670	0.70664
MI-25	V	Д	УК	–	0.08	58.3	0.0039	0.70633	0.70629
MI-23	V	Д	УК	–	0.18	65.2	0.0080	0.70609	0.70600
MI-21	IV	Д	АА	1.9	1.60	92.6	0.0506	0.70665	0.70607
			УК	97.7	0.16	60.6	0.0075	0.70608	0.70599
MI-20	IV	Д	УК	–	0.30	75.2	0.0078	0.70582	0.70573
MI-19	IV	Д	УК	–	0.56	65.1	0.0251	0.70632	0.70604
MI-17	IV	Д	АА	3.3	1.01	92.1	0.0321	0.70722	0.70685
			УК	95.8	0.12	74.7	0.0049	0.70604	0.70598
MI-16	IV	Д	УК	–	0.42	67.0	0.0183	0.70648	0.70628
MI-15	III	И	АА	5.0	0.52	274	0.0055	0.70646	0.70646
			УК	89.4	0.33	305	0.0031	0.70588	0.70584
MI-13	III	И	АА	6.1	0.61	257	0.0069	0.70610	0.70602
			УК	88.2	0.10	162	0.0022	0.70577	0.70574
MI-8	III	И	АА	4.4	0.69	491	0.0041	0.70580	0.70575
			УК	95.0	0.69	568	0.0036	0.70562	0.70558
MI-7	III	И	АА	5.4	0.33	830	0.0012	0.70562	0.70561
			УК	92.4	0.12	1120	0.0003	0.70554	0.70554
MI-5	III	И	АА	6.2	0.83	1670	0.0015	0.70578	0.70576
			УК	93.3	0.34	2610	0.0004	0.70550	0.70550
MI-3	II	И	АА	6.4	0.85	1160	0.0021	0.70577	0.70575
			УК	90.9	0.10	1080	0.0003	0.70552	0.70552

Таблица 2. Окончание

Номер образца	Пачки миньяр- ской свиты	Порода ¹	Карбо- натная фаза ²	Доля фазы в породе, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, измер.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, перв. ³
Миньярская свита, разрез Бакеево									
ВК-20	V	Д	УК	—	0.15	99.6	0.0045	0.70649	0.70644
КМ-73	V	Д	УК	—	0.12	118	0.0030	0.70585	0.70582
ВК-19	V	Д	УК	—	0.06	103	0.0017	0.70639	0.70637
ВК-18	V	Д	УК	—	0.06	85.2	0.0021	0.70595	0.70593
КМ-87	V	Д	УК	—	0.08	81.0	0.0029	0.70590	0.70587
ВК-17	V	Д	УК	—	0.15	80.0	0.0055	0.70585	0.70579
ВК-16	V	Д	УК	—	0.05	75.4	0.0020	0.70622	0.70620
ВК-15	V	Д	УК	—	0.04	68.1	0.0020	0.70682	0.70680
ВК-12	V	Д	УК	—	0.11	66.3	0.0050	0.70610	0.70604
ВК-9	IV	Д	УК	—	0.06	64.2	0.0028	0.70625	0.70622
ВК-6	III	Д	АА	2.1	3.56	107	0.0978	0.70849	0.70740
			УК	95.7	0.18	62.3	0.0086	0.70625	0.70615
ВК-5	III	Д	АА	2.0	0.30	114	0.0077	0.70847	0.70838
			УК	94.5	0.12	79.6	0.0045	0.70649	0.70644
ВК-2	III	Д	АА	2.2	1.37	26.4	0.1520	0.71008	0.70849
			УК	98.2	0.14	38.4	0.0106	0.70870	0.70858
Инзерская свита, разрез Толпарово-1									
П-19		И	АА	6.2	0.06	53.6	0.0034	0.70677	0.70673
			УК	97.6	0.09	225	0.0012	0.70628	0.70627
П-17		И	УК	—	0.20	555	0.0011	0.70537	0.70536
П-16		И	АА	4.3	0.57	561	0.0030	0.70599	0.70595
			УК	94.9	0.07	573	0.0004	0.70547	0.70547
П-14		И	УК	—	0.05	605	0.0002	0.70540	0.70540
П-12		И	УК	—	0.04	415	0.0003	0.70550	0.70550
П-10		И	АА	4.0	0.54	403	0.0039	0.70573	0.70568
			УК	95.6	0.04	383	0.0003	0.70555	0.70555
П-7		И	УК	—	0.25	445	0.0016	0.70545	0.70543
П-4		И	УК	—	0.10	510	0.0006	0.70536	0.70535
П-1		И	АА	5.3	0.43	513	0.0025	0.70554	0.70551
			УК	94.0	0.08	533	0.0004	0.70522	0.70521
П-0		И	УК	—	0.05	495	0.0003	0.70537	0.70537
ТК-14		И	АА	5.7	3.11	334	0.0273	0.70896	0.70861
			УК	89.6	0.10	400	0.0007	0.70586	0.70585
Катавская свита, разрез Толпарово-1									
ТК-8		И	АА	5.4	4.80	291	0.0483	0.71236	0.71174
			УК	81.2	0.24	218	0.0032	0.70888	0.70884
ТК-6		И	АА	4.7	2.19	233	0.0275	0.71250	0.71215
			УК	81.6	0.70	169	0.0121	0.70973	0.70957

Примечания. ¹ И – известняк, Д – доломит; ² АА-фаза – карбонатный материал, растворенный в 1N NH₄OAc. УК-фаза – карбонатный материал, оставшийся после обработки образца 1N NH₄OAc и растворенный затем в 10% CH₃COOH. ³ При вычислении первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr возраст пород катавской свиты принимался равным 870, инзерской – 835, миньярской – 780, а уксской – 650 млн. лет.

бонатным материалом. Концентрации Rb и Sr в АА- и УК-фазах определялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ^{87}Rb - ^{84}Sr . Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартных образцах NIST SRM-987 и EN-1, нормализованные к отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, составляли в период работы соответственно $0.71025 \pm \pm 0.00001$ ($2\sigma_{\text{средн}}, n = 19$) и $0.70921 \pm \pm 0.00001$ ($2\sigma_{\text{средн}}, n = 11$). Различие между измеренными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в АА- и УК-фазах ($\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в известняках варьирует от 0.0008 до 0.0035, а в доломитах от 0.0006 до 0.0022 (табл. 2). При этом величины $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ коррелированы с отношениями Mn/Sr (коэффициент корреляции $r = 0.61$, $n = 25$) и Fe/Sr ($r = 0.50$, $n = 25$). Таким образом, результаты ступенчатого растворения не только свидетельствуют о неогенетичности Sr-изотопных систем в АА- и УК-фазах, но и позволяют использовать величину $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ как дополнительный критерий степени нарушения Rb-Sr систем.

Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ имеют хемотратиграфический смысл лишь тогда, когда выявлена степень нарушения первичных изотопных систем в изученных породах и выделены те образцы, которые сохраняют метку среды седиментации. Ранее для каратавской серии установлено (Анфимов, 1997; Кузнецов и др., 1997, 2003; Подковыров и др., 1998; Маслов и др., 2001), что главным фактором, нарушавшим первичный изотопный сигнал, были эпигенетические растворы, которые формировались в песчано-глинистых зильмердакских и глинисто-карбонатных катавских толщах в результате низкотемпературных диа- (эпи)генетических преобразований алюмосиликатных минералов. Обогащение известняков и доломитов Mn и особенно Fe происходило на стадии погружения осадка за счет заимствования этих элементов из упомянутых терригенных пород и силикокластической составляющей карбонатных отложений. Кроме того, вклад в нарушение первичного изотопного сигнала вносило взаимодействие карбонатных пород с метеорными водами, проникавшими в серию во время подъема осадочных толщ (Кузнецов и др., 1997, 2003).

Подземные растворы и метеорные воды обычно обеднены ^{13}C и ^{18}O и обогащены Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr по сравнению с морской водой (Drever, 1982; Chaudhuri, Clauer, 1993). В результате отношения Mn/Sr и Fe/Sr, величина $\delta^{18}\text{O}$, а также ковариации между этими величинами, с одной стороны, и значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$, с другой, являются хорошими геохимическими критериями выбора наименее измененных ("лучших") карбонатных образцов (Brand, Veizer, 1980; Veizer, 1983; Banner, Hanson, 1990; Fairchild et al., 1990; Горохов и др., 1995; Горохов, 1996; Кузнецов и др.,

1997, 2003). При этом различие концентраций Sr и C в карбонатах и воздействующих флюидах определяет гораздо меньшую устойчивость Rb-Sr изотопных систем к упомянутым процессам по сравнению с C-изотопными. Поэтому критические значения отношений Mn/Sr и Fe/Sr для названных систем в большинстве случаев значительно различаются. К сожалению, в литературе нет единого взгляда на величины упомянутых отношений, разделяющих измененные и "лучшие" образцы в рамках Rb-Sr и C-изотопной систематики (Melezhik et al., 2001).

Эмпирические данные, полученные при изучении протерозойских карбонатных пород Урала и Сибири, позволили нам установить жесткие значения упомянутых геохимических критериев (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997, 2003; Подковыров и др., 1998; Семихатов и др., 2002, 2004). В настоящее время авторы данной работы при исследовании Rb-Sr систематики протерозойских известняков принимают, что величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ считается исходной (первичной) и пригодной для хемотратиграфических построений, если элементные отношения в изученных образцах не выходят за следующие пределы: $\text{Mn/Sr} \leq 0.2$, $\text{Fe/Sr} \leq \leq 5.0$ и $\text{Mg/Ca} \leq 0.024$. Для доломитов эти пределы устанавливаются для каждой свиты индивидуально и только в тех случаях, когда между упомянутыми отношениями, с одной стороны, и величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, с другой, существуют корреляционные зависимости. Так, для доломитов миньярской свиты приняты следующие критические рамки: $\text{Mn/Sr} \leq 1.2$, $\text{Fe/Sr} \leq 3.0$ и $\text{Mg/Ca} \geq 0.608$. Используя такой подход к отбору наименее измененных образцов, авторы данной статьи заметно изменили существовавшие ранее представления о величинах изотопного состава Sr в водах Мирового океана в среднем и позднем рифее (Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997, 2003; Семихатов и др., 2000, 2002). При работе с C-изотопными системами благополучными значениями критериев сохранности в ряде наших статей принимались следующие величины: для известняков $\text{Mn/Sr} \leq 4$ и $\text{Fe/Sr} \leq 10$, а для доломитов $\text{Mn/Sr} \leq 6$ и $\text{Fe/Sr} \leq 15$. Повышенные значения элементных отношений в доломитах связаны с тем, что Sr предпочтительнее входит в кристаллическую решетку кальцита по сравнению с доломитом (Veizer, 1983), а процессы диагенетической доломитизации осадка сопровождаются захватом Mn (Brand, Veizer, 1980; Fairchild et al., 1990). Нижеследующий материал свидетельствует, что принятые нами значения критериев сохранности C-изотопных систем оказались слишком жесткими. При интерпретации O-изотопных характеристик протерозойских морских карбонатов, значения $\delta^{18}\text{O}$ менее -10‰ V-PDB предполагают значительную эпигенетическую перекристаллизацию пород (Veizer, 1983; Kaufman, Knoll, 1995; Горохов и др., 1995).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Новая информация о С- и О-изотопной систематике каратавских пород основана на изучении 171 образца (110 известняков и 61 доломит), а о Rb-Sr систематике – 51 образца (28 известняков и 23 доломита) (рис. 2). При этом в 25 образцах Rb-Sr систематика изучалась в АА- и УК-фазах, чтобы иметь возможность оценить вероятную степень эпигенетической перекристаллизации. В остальных 26 образцах анализировалась только обогащенная первичным материалом УК-фаза.

Катавская свита. Типичные для нижнекатавской подсвиты глинистые известняки с редкими прослоями мергелей в разрезах Толпарово-1 и Толпарово-2 отличаются низким отношением $Mg/Ca = 0.004–0.009$ и лишь в двух образцах, взятых у основания и вблизи кровли подсвиты, это отношение возрастает до $0.020–0.027$ (табл. 1). В разрезе Толпарово-1, в котором вскрыта главная по мощности (100 м) часть подсвиты, максимальное содержание СП (31.4–31.8%) отмечено в базальных 10–15 м подразделения, а выше по разрезу оно снижается до 9.3–14.8%. В Толпарово-2, в котором обнажены задернованные в Толпарово-1 верхние горизонты подсвиты, доля СП колеблется от 16.8% до 20.0%. Максимальные содержания Mn (635–680 мкг/г) и Fe (7610–8190 мкг/г) отмечены в упомянутом базальном горизонте разреза Толпарово-1. Выше содержания Mn и Fe уменьшаются здесь до 200–590 и 2230–3320 мкг/г, а в верхних горизонтах подсвиты, вскрытых в Толпарово-2, до 115–190 и 810–1400 мкг/г соответственно. В результате средние содержания Mn и Fe резко (в 2.1 и 3.7 раза) падают от основания нижнекатавской подсвиты к ее кровле. Вместе с тем, средние содержания Mn и Fe в этой подсвите в разрезе Толпарово-1 заметно выше, чем в Толпарово-2: Mn 490 против 230 мкг/г и Fe 4720 против 1130 мкг/г. Распределение этих элементов по разрезам нижнекатавской подсвиты не коррелировано ни с долей СП, ни с отношением Mg/Ca и поэтому, вероятно, отражает влияние локальных факторов. Концентрация Sr в известняках Толпарово-1 варьирует в пределах 145–205 мкг/г (в среднем 170 мкг/г), а в Толпарово-2 понижается до 115–190 мкг/г (в среднем 150 мкг/г). Отношение Mn/Sr в базальном горизонте подсвиты равно 4.4–4.5, а выше уменьшается до 1.0–3.0, при этом отношение Fe/Sr падает от 50.7–56.4 до 6.2–12.9.

Для пестроцветных известняков верхнекатавской подсвиты отношение Mg/Ca обычно сходно с наблюдаемым в нижней подсвите (от 0.001 до 0.019), но в верхней трети разреза Толпарово-1 и в кровле Толпарово-2 появляются более доломитизированные разности ($Mg/Ca = 0.037$). Вместе с тем, верхнекатавские породы уступают нижнекатавским по среднему содержанию СП (13% против 19%) при вариациях этой величины от 5.5 до

16.6% в разрезе Толпарово-1 и от 9.0 до 15.8% в Толпарово-2. Содержание Mn в верхней подсвите также несколько меньше наблюдаемого в подстилающих породах. В Толпарово-1 оно составляет 190–245 мкг/г, а в Толпарово-2 155–315 мкг/г и не обнаруживает корреляции с долей СП и отношением Mg/Ca . Средняя концентрация Mn в обоих разрезах подсвиты практически одинакова (215 и 228 мкг/г, соответственно). В отличие от этого, среднее содержание Fe в известняках Толпарово-1 несколько больше, чем в Толпарово-2 (2000 против 1650 мкг/г), а повышенные его содержания тяготеют к доломитизированным известнякам. Средние концентрации Sr в верхнекатавских известняках в том и другом разрезах почти одинаковы (190 и 198 мкг/г) и в 1.2 раза выше, чем в среднем известняке нижней подсвиты. Отношение Mn/Sr варьирует от 0.85 до 1.36 в породах Толпарово-1 и от 0.7 до 1.8 в Толпарово-2, тогда как величина Fe/Sr подвержена более значительным колебаниям: 8.0–14.9 и 7.0–10.8 соответственно.

Значение $\delta^{18}O$ в известняках базальных 16 м нижнекатавской подсвиты в разрезе Толпарово-1 составляет $-8.6 \pm 0.1\text{‰}$, выше в том же разрезе увеличивается до $-7.6 \pm 0.3\text{‰}$, а в верхней части подсвиты, вскрытой в Толпарово-2, достигает $-6.9 \pm 0.1\text{‰}$. В терминальных 30–35 м разреза Толпарово-1 $\delta^{18}O$ в известняках уменьшается до $-8.5\text{‰}–8.2\text{‰}$, а в Толпарово-2 до $-8.5\text{‰}–7.1\text{‰}$. Значение $\delta^{13}C$ в обоих разрезах варьирует от +0.1 до +3.1‰ с минимумом вблизи границы нижней и верхней подсвит. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках убывает от основания свиты к ее кровле от 0.70957 до 0.70884 (табл. 2). Таким образом, на фоне уменьшения вверх по разрезу свиты доли СП, а также отношений Mn/Sr, Fe/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$, содержание Sr и величина $\delta^{18}O$ варьируют незначительно.

Инзерская свита. Новые данные о Rb-Sr и С-изотопной систематике инзерской свиты получены в разрезах Толпарово-1 и Толпарово-2 и касаются только ее нижней подсвиты. В Толпарово-1 верхняя часть последней срезана предвентским размывом, а в Толпарово-2 не обнажена. Рассматриваемые отложения входят в состав регионального геохимического уровня (Анфимов и др., 1987; Гареев, 1988), который отличается повышенной концентрацией Sr в карбонатах, и за пределами 15–20-метрового базального горизонта, связывающего его с катавской свитой, выделяется низкими содержаниями Mn, Fe и силикокластической примеси.

Базальный горизонт, представленный известняками (отношение $Mg/Ca = 0.014–0.017$) и двумя образцами доломитизированных разностей ($Mg/Ca = 0.072–0.215$), включает в среднем около 7% СП при вариациях от 3.2 до 10.2%, содержит от 70 до 355 мкг/г Mn и особенно много Fe – от

1610 до 6180 мкг/г (при средних значениях соответственно 93 и 3135 мкг/г в разрезе Толпарово-1 и 218 и 2975 мкг/г в Толпарово-2). Концентрация Sr в породах варьирует в пределах 350–463 мкг/г (табл. 1). Как следствие, отношение Mn/Sr в базальных известняках невелико и составляет 0.18–0.33 в Толпарово-1 и 0.28–2.0 в Толпарово-2, тогда как отношение Fe/Sr заметно повышено и достигает соответственно 4.2–13.2 и 3.5–17.7.

В главной массе нижнеинзерских отложений, мощность которых в изученных разрезах достигает 230–240 м, наблюдаются латеральные вариации химического состава карбонатных пород. В разрезе Толпарово-1 в подсвите господствуют чистые и более редкие доломитизированные известняки (отношение Mg/Ca соответственно 0.001–0.016 и 0.024–0.047, а в одном образце вблизи кровли подсвиты 0.291). В отличие от этого, в Толпарово-2, кроме чистых известняков (Mg/Ca = 0.005–0.014), в верхней части подсвиты появляются довольно частые пласты доломитизированных разностей (Mg/Ca = 0.031–0.072), а доля СП несколько возрастает по сравнению с Толпарово-1 (в среднем 2.2% против 1.0%). Среднее содержание Mn в разрезе Толпарово-1 составляет 39 мкг/г (при вариациях 13–140 мкг/г), тогда как в Толпарово-2 уменьшается до 26 мкг/г (при вариациях от 10 до 60 мкг/г). В отличие от этого, концентрация Fe в Толпарово-1 в среднем ниже, чем в Толпарово-2 (385 против 670 мкг/г), хотя пределы вариаций в обоих разрезах близки (65–1290 и 45–1450 мкг/г). Среднее содержание Sr в разрезе Толпарово-1 несколько выше, чем в Толпарово-2, 410 против 345 мкг/г, что объясняется наличием большего количества доломитизированных разностей в последнем разрезе. Концентрация Sr в известняках Толпарово-1 уменьшается по мере возрастания доли доломитовой фазы: в чистых известняках (Mg/Ca < 0.016) она варьирует от 384 до 605 мкг/г, а в доломитистых образцах (Mg/Ca = 0.024–0.291) понижается до 200–345 мкг/г. Однако в разрезе Толпарово-2 наблюдается обратная зависимость: концентрация Sr в чистых (Mg/Ca < 0.014) известняках ниже, чем в доломитизированных (225–320 против 250–505 мкг/г). Вероятно, такие соотношения отражают различия обстановок доломитизации на стадии раннего диагенеза. Известняки в нижнеинзерской подсвите, залегающие выше базального горизонта, отличаются очень низкими отношениями Mn/Sr и Fe/Sr. Отношение Mn/Sr в известняках Толпарово-1 варьирует от 0.04 до 0.48 (в среднем 1.1), а в Толпарово-2 от 0.03 до 0.24 (в среднем 0.08). Отношение Fe/Sr колеблется соответственно в пределах 0.18–4.5 и 0.20–5.8 (в среднем 1.1 и 2.2).

Значение $\delta^{18}\text{O}$ в известняках Толпарово-1 находится в пределах -9.5‰ – -7.9‰ , а в Толпарово-2 -8.8‰ – -7.2‰ (табл. 1). Доломитизированные разности (Mg/Ca = 0.215–0.291) демонстрируют повы-

шенное значение $\delta^{18}\text{O}$: -7.7‰ в Толпарово-1 и -7.0‰ в Толпарово-2, что характерно для раннедиагенетической доломитизации известкового осадка (McKenzie, 1981). Самое низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ (-9.6‰ – -9.3‰) отмечено в двух образцах, взятых в кровле разреза Толпарово-1. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в известняках обоих разрезов устойчиво положительное ($+1.2\text{‰}$ – $+4.0\text{‰}$), хотя и уменьшается в кровле подсвиты до $+0.2\text{‰}$ – $+0.8\text{‰}$. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в большинстве изученных известняков свиты низкое и варьирует в пределах 0.70521–0.70555 (табл. 2). В образце из базального горизонта оно увеличивается до 0.70585, а в 5-ти метрах от кровли свиты в разрезе Толпарово-1 возрастает до 0.70627. Отношения Mn/Sr и Fe/Sr, а также значения $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образцов коррелированы с величиной Mg/Ca.

Миньярская свита. В зависимости от литологического состава пачек и различной степени доломитизации отложений (Mg/Ca от 0.01–0.18 до 0.53–0.66), карбонатные породы демонстрируют вариации содержаний малых элементов.

Пачка I изучена только в разрезе Усмангали, где обнажены базальные 3 м подразделения. Породы представлены чистыми известняками (Mg/Ca = 0.016) с повышенными содержаниями СП (7.4%), Mn (750 мкг/г) и Fe (1585 мкг/г) и пониженной концентрацией Sr (165 мкг/г). Отношения Mn/Sr и Fe/Sr в этих породах высокие и достигают соответственно 4.6 и 9.6. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в известняке пачки составляет -0.9‰ , а величина $\delta^{18}\text{O}$ (-12.2‰) является самой низкой во всей изученной выборки.

Пачка II, представленная маркирующим пластом строматолитовых пород, в разрезе Бакеево имеет доломитовый (Mg/Ca = 0.614), а в Усмангали – известковый состав (Mg/Ca = 0.010–0.050). При близкой доле СП (2.8 и 2.5–4.1%) доломитовые и известняковые разности пачки II существенно различаются по ряду других показателей. Доломиты в разрезе Бакеево обогащены Fe (1230 мкг/г), содержат умеренное количество Mn (145 мкг/г) и резко обеднены Sr (50 мкг/г), тогда как известняки в разрезе Усмангали содержат от 505 до 815 мкг/г Fe, неравномерно обогащены Mn (от 65 до 730 мкг/г) и включают много Sr (1086 и 380 мкг/г), концентрация которого отрицательно коррелирована с отношением Mg/Ca. В результате в доломитах отношения Mn/Sr и Fe/Sr составляют соответственно 2.9 и 24.6, а в известняках – 0.06–1.9 и 0.47–2.1. Значение $\delta^{18}\text{O}$ в известняках варьирует от -8.8‰ до -8.3‰ , а в доломитах поднимается до -6.5‰ . Пределы вариаций величины $\delta^{13}\text{C}$ в известняках и доломитах обоих разрезов совпадают: -0.2‰ – $+0.2\text{‰}$. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в “лучшем” известняке, который отличается самыми низкими отношениями Mg/Ca

(0.010), Mn/Sr (0.06) и Fe/Sr (0.47), составляет 0.70552.

Пачка III в разрезе Бакеево сложена доломитами ($Mg/Ca = 0.578\text{--}0.647$, в среднем 0.614), а в разрезе Усмангали представлена чередованием пакетов доломитизированных известняков, в которых по величине отношения Mg/Ca выделяются две разновидности. Известняки одной из них имеют низкое отношение Mg/Ca (0.006–0.053, в среднем 0.026), включают <3% СП, содержат мало Mn и Fe и много Sr, в среднем соответственно 19, 310 и 890 мкг/г. Столь высокие концентрации Sr в этих породах могут означать, что первичный осадок включал значительное количество арагонита. Известняки второй разновидности существенно доломитизированы ($Mg/Ca = 0.126\text{--}0.185$, в среднем 0.160), содержат до 16.5% СП, значительно обогащены Fe (в среднем 1710 мкг/г) и обеднены Sr (в среднем 365 мкг/г), а по содержанию Mn (в среднем 28 мкг/г) близки к известнякам первой разновидности. Доломиты в разрезе Бакеево отличаются от известняков повышенной концентрацией Mn (в среднем 98 мкг/г), но меньшими содержаниями Sr (в среднем 60 мкг/г) и Fe (в среднем 355 мкг/г). Отношения Mn/Sr и Fe/Sr в известняках разреза Усмангали значительно ниже, чем те же отношения в доломитах разреза Бакеево: Mn/Sr = 0.01–0.42 против 0.62–3.2, а Fe/Sr = 0.16–9.7 против 5.3–37.8. Значения $\delta^{18}O$ во всех известняках разреза Усмангали лежат в пределах от –8.9 до –7.3‰. Это может означать, что раннедиагенетическое преобразование известкового осадка и его доломитизация проходили в одинаковых условиях и были совместимы во времени. В доломитах разреза Бакеево значения $\delta^{18}O$ варьируют от –7.8 до –5.8‰, понижаясь в двух образцах до –8.0 и –9.0‰. Значения $\delta^{13}C$ в породах разреза Усмангали варьируют шире, чем в Бакеево: –0.3...+2.8‰ против +0.2...+1.5‰. В пачке III самое низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ установлено в известняках разреза Усмангали и составляет 0.70550–0.70584. В доломитах разреза Бакеево оно увеличивается в верхней части пачки до 0.70615–0.70644, а в нижней даже до 0.70858.

Пачка IV, изученная в разрезах Бакеево и Усмангали, сложена доломитами, отношение Mg/Ca в которых обычно варьирует от 0.587 до 0.691, и лишь один образец вблизи основания пачки в разрезе Бакеево доломитизирован гораздо слабее ($Mg/Ca = 0.165$). Среднее отношение Mg/Ca в Бакеево равно 0.570, в Усмангали 0.619. Количество СП в этих породах очень низкое: в Бакеево 0.9–6.9% (в среднем 3.4%), в Усмангали 1.0–5.7% (в среднем 2.9%). Содержание Mn в разрезе Усмангали варьирует от 29 до 50 мкг/г (в среднем 39 мкг/г), а в Бакеево поднимается до 30–153 мкг/г (в среднем 70 мкг/г). Подобным же образом распределено и Fe. В разрезе Усмангали его содержание колеблется от 425 до 1480 мкг/г (в

среднем 848 мкг/г), а в разрезе Бакеево, где максимальные концентрации этого элемента наблюдаются в нижних 50 м пачки вблизи глинистого прослоя, оно меняется от 340 до 4690 мкг/г (в среднем 1376 мкг/г). Содержание Sr в обоих разрезах пониженное: в Усмангали 50–76 мкг/г, а в Бакеево 47–104 мкг/г при средних значениях, равных соответственно 66 и 62 мкг/г. Отношения Mn/Sr и Fe/Sr в доломитах разреза Усмангали варьируют соответственно в пределах 0.47–0.77 и 6.8–22.7. В разрезе Бакеево вариации отношения Mn/Sr шире (0.32–2.60), а величина Fe/Sr возрастает в нижних 50 м пачки до 22.2–78.2 и быстро уменьшается в ее верхних 60 м до 3.6–13.6. Значение $\delta^{18}O$ в доломитах Усмангали варьирует от –7.9 до –6.5‰, а в Бакеево от –7.0 до –5.3‰ и лишь в одном образце ($Mg/Ca = 0.165$) понижается до –7.9‰. Значение $\delta^{13}C$ в доломитах Усмангали незначительно выше, чем в доломитах разреза Бакеево: –0.5...+3.0 против –0.6...+1.8‰. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в доломитах разреза Бакеево составляет 0.70622, а в доломитах разреза Усмангали колеблется в пределах 0.70573–0.70628. Самые низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, равные 0.70573–0.70599, наблюдаются в образцах с отношениями Fe/Sr < 10.8 и Mn/Sr < 0.65.

Пачка V в разрезах Бакеево и Усмангали завершает миньярскую свиту, так как верхние горизонты последней здесь срезаны преддукским несогласием. Карбонаты этой пачки, содержащие включения раннедиагенетических кремней, доломитизированы в различной степени: в разрезе Бакеево отношение Mg/Ca варьирует от 0.573 до 0.664 (среднее 0.621), а в разрезе Усмангали от 0.526 до 0.620 (среднее 0.597). Во всех этих доломитах доля СП примерно одинакова и колеблется от 0.8 до 12.2% в Бакеево и от 1.3 до 11.3% в Усмангали при средних значениях соответственно 3.5% и 4.7%. В эти подсчеты не включен один образец из разреза Бакеево, содержащий 90.4% кремнистого материала. В только что названном разрезе содержание Mn и Fe в породах нарастает к кровле пачки. Средняя концентрация Mn в ее нижних 160 м составляет 50 мкг/г (при вариациях 30–70 мкг/г), в следующих 115 м разреза увеличивается до 102 мкг/г (31–180 мкг/г), а в верхних 35 м до 490 мкг/г (250–665 мкг/г). Подобно этому, средняя концентрация Fe в нижних 190 м пачки V составляет 288 мкг/г (при вариациях 110–550 мкг/г), в вышележащих 85 м возрастает до 662 мкг/г (315–825 мкг/г), а в терминальной 55-метровой толще достигает 1513 мкг/г (990–2150 мкг/г). В разрезе Усмангали, в котором вскрыты только нижние 210 м пачки, средние содержания Mn (36 мкг/г при вариациях от 19 до 45 мкг/г) и Fe (240 мкг/г при вариациях 74–545 мкг/г) в доломитах невелики и близки к таковым в нижних 160–190 м разреза Бакеево. Резкий рост концентраций Mn и Fe в доломитах Бакеево

от основания пачки V к ее кровле не оставляет сомнения, что источником поступления этих элементов были растворы, проникавшие в породы во время преддукского размыва миньярской свиты. Содержание Sr в доломитах пачки V сходно в обоих изученных разрезах: в Бакеево оно колеблется от 51 до 153 мкг/г, а в Усмангали от 50 до 125 мкг/г при средних величинах соответственно 88 и 81 мкг/г. Минимальные отношения Mn/Sr (0.26–1.3) и Fe/Sr (0.89–11.0) характерны для доломитов, вскрытых в разрезах Усмангали и нижней части Бакеево, тогда как в доломитах верхних 40 м пачки в Бакеево отношение Mn/Sr увеличивается до 2.2–7.4, а Fe/Sr до 12.1–23.9. Вариации величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах составляют соответственно 0.70579–0.70680 и –8.3...–3.4‰ в разрезе Бакеево и 0.70597–0.70664 и –8.3...–5.0‰ в Усмангали. Пределы вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в пачке V значительно шире, чем в нижележащих бескремневых пачках (–5.3...–9.6‰), что может отражать более сложную историю диа- и эпигенеза осадка. Положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах нижней части пачки (+0.1...+2.7‰) выше по разрезу сменяются на отрицательные (–2.8...–0.4‰).

Пачка VI, завершающая разрез миньярской свиты, во вновь изученных разрезах не изучалась. Ранее полученные данные (Подковыров и др., 1998; Кузнецов и др., 2003) показывают, что она сложена чистыми известняками ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.002\text{--}0.019$), которым в основании пачки подчинен прослой доломитизированных разностей ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.156$). Для этих пород характерны незначительная доля СП (0.3–3.4%) и изменчивая концентрация Mn (130–2960 мкг/г) и Fe (150–1420 мкг/г). Содержание Sr в образцах довольно велико (230–477 мкг/г), убывая вблизи преддукского несогласия и в доломитизированном известняке у основания пачки. Отношение Mn/Sr в породах обычно варьирует от 0.27 до 3.61, а в основании пачки и до 12.9, тогда как отношение Fe/Sr обычно лежит в пределах 0.3–1.8, возрастая у кровли пачки и вблизи ее основания до 4.2 и 6.2.

Укская свита. Нижняя карбонатно-терригенная ее подсвита налегает с размывом на пачки V и VI миньярских отложений и в разрезах Куртаза и Кулмас среди глауконит-кварцевых песчаников заключает пакеты микритовых известняков ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.006\text{--}0.012$). Последние содержат 3.1–5.5% силикокластического материала, немного Mn (32–76 мкг/г) и обогащены Fe (225–1790 мкг/г) и Sr (170–755 мкг/г). Отношения Mn/Sr и Fe/Sr в этих породах изменяются соответственно в пределах 0.04–0.37 и 0.30–10.5. Величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от –6.1 до –4.4‰, а $\delta^{13}\text{C}$ от +1.4 до +3.4‰. Таким образом, нижнеукские известняки испытали довольно слабое воздействие эпигенетических флюидов. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в “лучшем” известняке этой подсвиты ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.04$ и $\text{Fe}/\text{Sr} = 0.30$) в разрезе Куртаза составляет 0.70533.

Верхнеукская подсвита, сложенная карбонатными породами с очень низкой долей СП (0.7–4.1%, в среднем 1.6%) в разрезах Куртаза и Кулмас представлена только нижними горизонтами видимой мощностью 150 и 30–35 м, которые сохранились от предвездского размыва. В разрезе Куртаза преобладают известняки ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.002\text{--}0.008$), содержащие в средней части 3–4-метровые пакеты сильно доломитизированных разностей ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.296\text{--}0.299$). Содержания Mn и Fe в чистых известняках низкие, соответственно 18–140 мкг/г (в среднем 55 мкг/г) и 165–515 мкг/г (в среднем 283 мкг/г), а в доломитизированных разностях повышаются до 230–790 мкг/г и 1610–4010 мкг/г, соответственно. Концентрация Sr в карбонатах колеблется от 75 до 727 мкг/г, при наибольших значениях (314–727 мкг/г) в образцах из нижних 15 м подсвиты. В вышележащих известняках содержание Sr уменьшается до 75–214 мкг/г, а в доломитизированных образцах до 80–83 мкг/г. Отношение Mn/Sr обычно изменяется от 0.08 до 0.63, увеличиваясь до 1.0–1.3 в карбонатах, обедненных Sr, тогда как отношение Fe/Sr в известняках варьирует от 0.53 до 3.3. Доломитизированные известняки ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.296\text{--}0.299$) отличаются самыми высокими отношениями Mn/Sr (2.9–9.5) и Fe/Sr (20.1–48.3). Величина $\delta^{18}\text{O}$ обычно варьирует от –6.2 до –5.0‰, уменьшаясь в нижней части пачки до –7.2‰, а вблизи горизонта доломитизированных известняков до –7.6...–7.0‰. В разрезе Кулмас известняки ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.002\text{--}0.008$) в сохранившихся здесь 30 м подсвиты содержат мало Mn (27–66, в среднем 52 мкг/г) и Fe (260–470, в среднем 380 мкг/г) и изменчивое количество Sr (90–437, в среднем 224 мкг/г). Отношения Mn/Sr и Fe/Sr в известняках не превышают соответственно 0.73 и 4.6, величина $\delta^{18}\text{O}$ колеблется от –4.3 до –4.0‰, а значения $\delta^{13}\text{C}$ положительные (+1.2...+3.2‰). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках разреза Куртаза составляет 0.70542–0.70636, а в доломитизированном образце из того же разреза повышается до 0.70709, тогда как в разрезе Кулмас варьирует от 0.70538 до 0.70580 (Кузнецов и др., 2003). Повышение данного отношения свидетельствует о частичном изменении пород под воздействием метеорных вод во время предвездского перерыва.

ВЫБОР НАИМЕНЕЕ ИЗМЕНЕННЫХ ОБРАЗЦОВ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

C-изотопная систематика. Большинство (82%) каратавских карбонатов из вновь изученных разрезов Толпарово-1, Толпарово-2, Усмангали, Бакеево и Куртаза (рис. 3) отвечает принятым критериям геохимической сохранности C-изотопных систем (для известняков $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 4$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 10$, $\delta^{18}\text{O} \geq -10\text{‰}$, а для доломитов $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 6$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 15$, $\delta^{18}\text{O} \geq -10\text{‰}$). Среди известняков, не отвечающих

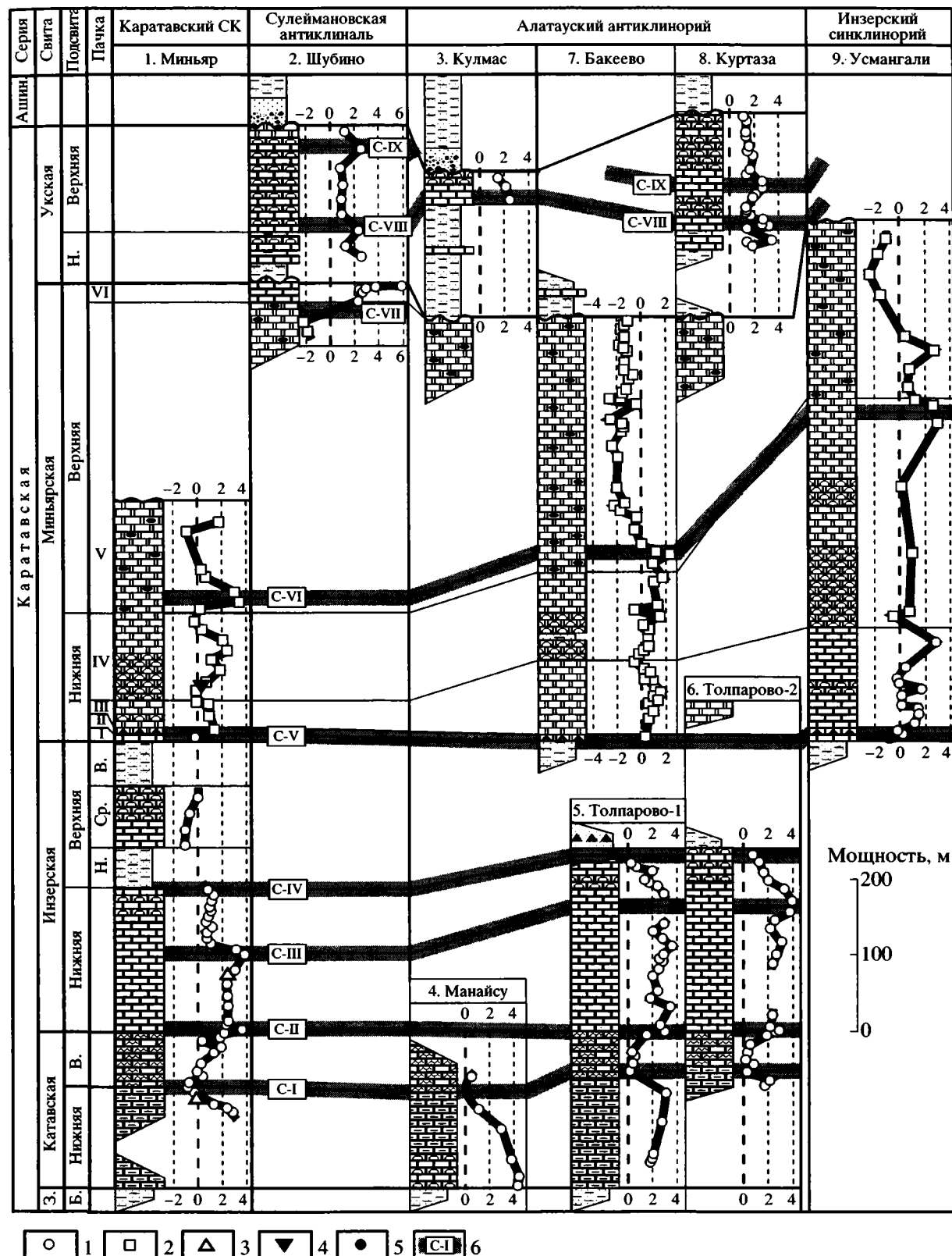


Рис. 3. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в образцах карбонатных пород каратавской серии и C-изотопная хемотратиграфическая корреляция изученных разрезов.

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – прожилковый кальцит; 4 – прожилковый доломит; 5 – образец, исключенный из обсуждения (см. текст); 6 – C-изотопные корреляционные уровни и их обозначение. Расшифровку сокращений и усл. обозначения см. на рис. 2.

названным критериям, оба элементных отношения Mn/Sr и Fe/Sr превышены лишь в трех образцах: в двух глинистых известняках катавской свиты в Толпарово-1, содержащих более 30% СП, и в доломитизированном известняке укской свиты в разрезе Куртаза (обр. UK-17). Отношение Fe/Sr превышено в 10 образцах, из которых 6 принадлежит катавской свите и обогащены СП (9.3–15.9%), 2 отобраны из базального горизонта нижнеинзерской подсвиты и по одному образцу взяты из прослая известняков в терригенной нижнеукской подсвите и прослая доломитизированных известняков в верхнеукской подсвите в разрезе Куртаза (обр. UK-14). Таким образом, большинство известняков, не удовлетворяющих геохимическим критериям сохранности, представлено образцами с высокой долей СП или залегающими вблизи терригенных и глинисто-карбонатных толщ. В таких образцах нет строгой зависимости между отношениями Mn/Sr и Fe/Sr , с одной стороны, и $\delta^{13}C$, с другой. Значения $\delta^{18}O$ в них также не коррелированы с $\delta^{13}C$. Все это предполагает отсутствие существенных нарушений первичных С-изотопных характеристик. В укских доломитизированных известняках (обр. UK-14 и UK-17, $Mg/Ca = 0.291–0.299$) отношения Mn/Sr и Fe/Sr не коррелированы с величиной $\delta^{13}C$, но коррелированы с $\delta^{18}O$. Вероятно, это является следствием доломитизации при участии метеорных вод во время предашинского перерыва.

Среди 15 образцов миньярских доломитов разреза Усмангали лишь в трех образцах из пачки IV отношение Fe/Sr выше принятой пороговой величины и достигает 15.4–22.7. В той же свите разреза Бакеево из 61 образца доломитов пороговые величины Mn/Sr и Fe/Sr превышены лишь в двух случаях, а отношение Fe/Sr в одиннадцати. Эти образцы отобраны в нижних 30 м свиты вблизи прослая аргиллитов и в верхних 35 м вскрытой части пачки V. Во всех изученных доломитах нет корреляции между отношениями Mn/Sr и Fe/Sr , с одной стороны, и значениями $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, с другой. Среднее значение $\delta^{18}O$ в доломитах миньярской свиты на 2.5‰ выше, чем в одновозрастных известняках. Такое различие близко к величине $\delta^{18}O_{cal.-dol}$ низкотемпературного фракционирования кислорода в равновесной системе кальцит-доломит (Fritz, Smith, 1970) и совпадает с величиной $\delta^{18}O_{cal.-dol}$ в осадочных известняках и когенетичных доломитах (Veizer, Hoefs, 1976; McKenzie, 1981). Сказанное предполагает, что миньярские доломиты на стадии раннего диагенеза находились в среде, изотопные характеристики которой были близки к наблюдаемым в морской воде (Kaufman, Knoll, 1995).

Близость значений $\delta^{13}C$ в рассмотренных выше карбонатах, не удовлетворяющих геохимическим критериям, и в соседствующих в разрезе “лучших” образцах (рис. 3) свидетельствует о

том, что постседиментационная перекристаллизация известняков и доломитов если и происходила, то протекала без существенного фракционирования изотопного состава углерода. При отсутствии корреляции в парах $Mn/Sr - \delta^{13}C$ и $Fe/Sr - \delta^{13}C$ изменения изотопного состава углерода не могут быть установлены с помощью этих геохимических критериев. Вероятно, принятые нами пороговые значения Mn/Sr и Fe/Sr заведомо меньше тех, которые фиксировали бы критические изменения исходных С-изотопных характеристик каратавских карбонатов. Подтверждением сказанного служит тот факт, что используемые в литературе пороговые значения Mn/Sr обычно принимаются на уровне <10 (Knoll et al., 1995; Kaufman, Knoll, 1995; Bartley et al., 2001; Хабаров и др., 2002). Влиянием ремобилизованного в ходе катагенеза изотопно легкого углерода на величину $\delta^{13}C$ в изученных карбонатах можно пренебречь, в связи с тем, что каратавские породы содержат очень небольшое количество органического вещества. Пример укских известняков показывает, что формирование в них позднедиагенетического доломита, хотя и привело к росту отношения величины Mn/Sr и понижению $\delta^{18}O$ в породе, но не сместило значение $\delta^{13}C$ относительно наблюдаемого в ассоциированном образце с лучшими геохимическими характеристиками. К сказанному надо добавить, что в разрезе Миньяр величины $\delta^{13}C$ в прожилковых и вмещающих карбонатах близки друг к другу независимо от отношения Mg/Ca в этих породах (рис. 3). Величина $\delta^{13}C$ в прожилковых карбонатах в катавской свите равна $-0.5‰$, в инзерской $+2.4‰$, а в миньярской $+0.5‰$, тогда как во вмещающих она лежит в пределах $-0.8...-0.2‰$ (катавская), $+2.4...+3.0‰$ (инзерская) и $-0.1...+0.8‰$ (миньярская свита). Следовательно, эпигенетическая перекристаллизация, приведшая к формированию прожилковых генераций карбонатных минералов, также практически не повлияла на изотопный состав углерода в осадочных карбонатах. Образец известняка (обр. MI-2, табл. 1) из основания миньярской свиты разреза Усмангали, в котором значение $\delta^{18}O$ равно $-12.2‰$, является тем единственным образцом, исключенным из рассмотрения при обсуждении С-изотопной систематики среды седиментации. Таким образом, большинство образцов, отнесенных нами к “измененным” на основании принятых слишком жестких пороговых значений Mn/Sr и Fe/Sr , в действительности сохранило первичные С-изотопные характеристики.

Rb-Sr систематика. Принятые нами геохимические критерии сохранности первичных Rb-Sr систем свидетельствуют, что все изученные образцы катавской свиты претерпели интенсивные вторичные изменения (рис. 4). Отношения Mn/Sr и Fe/Sr в них заметно превосходят пороговые значения, равные соответственно <0.2 и <5.0 , а вели-

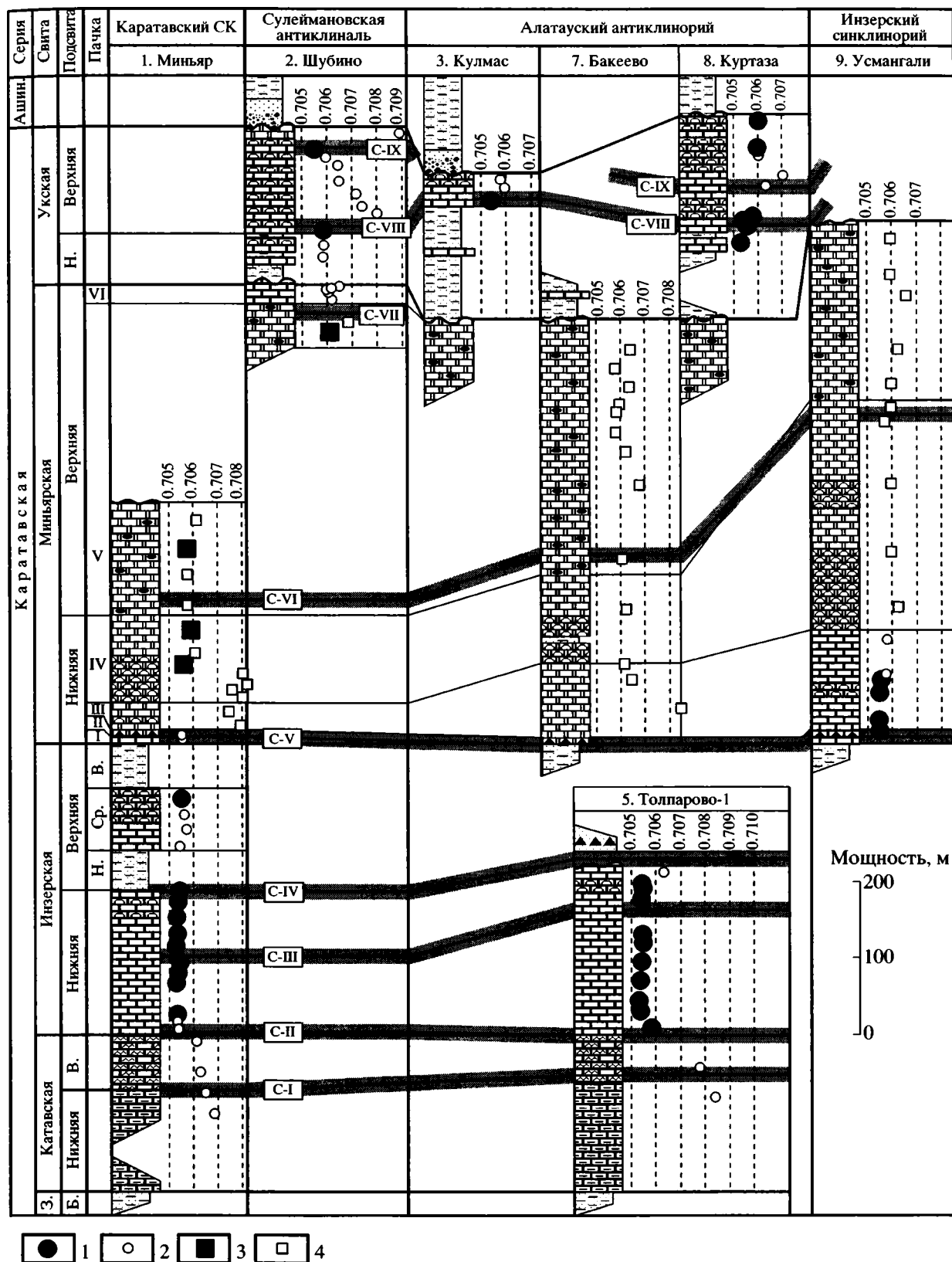


Рис. 4. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах карбонатных пород каратавской серии.

1–2 – известняки, удовлетворяющие (1) и не удовлетворяющие (2) геохимическим критериям сохранности пород; 3–4 – доломиты, удовлетворяющие (3) и не удовлетворяющие (4) геохимическим критериям сохранности образцов. Расшифровку сокращений и усл. обозначения см. на рис. 2.

чина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в широких пределах от 0.70627 до 0.70979 (Кузнецов и др., 2003). Вероятно, количество флюида, поступавшего на стадии диагенеза погружения из зильмердакских терригенных пород и из силикокластической примеси самих катавских карбонатов, было настолько велико, что это привело к обогащению Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr не только катавских известняков, но и известняков в базальном 10–20-метровом горизонте инзерской свиты. В этом горизонте наблюдается незакономерное чередование глинистых известняков, в различной мере обогащенных Mn (от 70 до 355 мкг/г) и особенно Fe (от 1610 до 6180 мкг/г). Сказанное сближает образцы базального горизонта с катавскими и вместе с последними исключает их из рассмотрения при определении первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Лишь один образец, залегающий у кровли горизонта в разрезе Толпарово-1, по формальным признакам может быть отнесен к числу наименее измененных ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.18$ и $\text{Fe}/\text{Sr} = 4.7$). Однако отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нем выше, чем в коррелируемых известняках в разрезе Миньяр (0.70585 против 0.70536–0.70540). Поскольку последние по геохимическим критериям считаются измененными (Mn/Sr 0.20–0.28 и Fe/Sr 5.2–7.8), первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в упомянутом образце базального горизонта инзерской свиты следует рассматривать как максимальный предел этого отношения в морской воде.

В вышележащей главной части нижнеинзерских отложений в разрезе Толпарово-1 преобладают известняки с низкими отношениями $\text{Mn}/\text{Sr} = 0.03$ –0.08 и $\text{Fe}/\text{Sr} = 0.22$ –1.2, которые по геохимическим критериям относятся к наименее измененным. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них колеблется от 0.70521 до 0.70555 и согласуется с полученным для “лучших” известняков той же подсвиты в разрезе Миньяр (0.70525–0.70538; Кузнецов и др., 2003). Лишь у кровли подсвиты залегает 10–15 метровый пакет измененных известняков (Mn/Sr до 0.48, Fe/Sr до 4.5), отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в которых значительно повышено (0.70627, табл. 2). Вероятно, это повышение вызвано влиянием метеорных вод во время размыва каратавских отложений, которые в разрезе Толпарово-1 несогласно перекрыты вендскими песчаниками.

В миньярской свите известняки пачек II и III разреза Усмангали содержат четыре образца, отвечающие критериям сохранности ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.01$ –0.06, $\text{Fe}/\text{Sr} = 0.16$ –0.47). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образце из пачки II составляет 0.70552, а в остальных трех, отобранных из нижней части пачки III, – 0.70550–0.70558. Близкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70560–0.70572; Кузнецов и др., 2003) наблюдаются в “измененных” ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.43$ –0.73, $\text{Fe}/\text{Sr} = 5.5$ –9.1) известняках из пачки I той же свиты в разрезе Миньяр. В верхней части пачки III разрезе

за Усмангали изучены два образца с низкими отношениями Mn/Sr (0.06–0.18) и Fe/Sr (0.56–4.1), но повышенными значениями Mg/Ca (0.050–0.053). Поскольку раннедиагенетическая доломитизация миньярских известняков проходила в среде, которая по изотопным характеристикам была близка к морской воде того времени (см. выше), то первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в названных известняках (0.70574–0.70584), вероятно, мало отличается от этого отношения в среде раннего диагенеза.

Что касается миньярских доломитов во вновь изученных разрезах, то в них отношения Mn/Sr и Fe/Sr , с одной стороны, и значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, с другой, не коррелированы друг с другом. Корреляция отношений Mg/Ca и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах Усмангали отрицательная, хотя в доломитах Бакеево положительная. Такая ситуация отражает различия в составе флюидов во время диа- и эпигенетических изменений исходных Rb-Sr систем карбонатов. Отсутствие определенных зависимостей между геохимическими характеристиками доломитов не позволяет установить для этих пород критические значения сохранности Rb-Sr систем, подобно тому, как было сделано с доломитами разреза Миньяр (Кузнецов и др., 2003). Поскольку постседиментационные изменения каратавских карбонатов приводили только к повышению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах, мы считаем минимальные величины этого отношения отражающими максимальный предел $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среде седиментации и/или раннего диагенеза осадков. В доломитах пачек IV и V в разрезе Усмангали самые низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют соответственно от 0.70573 до 0.70598 и от 0.70597 до 0.70600. В разрезе Бакеево минимальная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах пачки IV равна 0.70622, а в той же пачке разреза Усмангали снижается до 0.70573–0.70598, тогда как в пачке V соотношение минимальных величин обратное: 0.70579–0.70593 (Бакеево) против 0.70597–0.70600 (Усмангали). Вероятно, эти колебания отражают местные изотопно-геохимические особенности эпигенетических процессов. Перечисленные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пачках IV и V близки к таковым в наименее измененных образцах из аналогичных пачек в ранее изученных разрезах: 0.70574–0.70598 (пачка IV, Миньяр) и 0.70583–0.70611 (пачка V, Миньяр и Шубино). Отметим, что в разрезах Усмангали и Бакеево отношение Mn/Sr в миньярских доломитах с самым низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышает 1.1, а это значение меньше порогового (1.2), установленного для доломитов данной свиты (Овчинникова и др., 2000; Кузнецов и др., 2003). Однако, отношение Fe/Sr в этих доломитах в большинстве случаев превосходит (временами в 2–3 раза) установленное критическое значение, равное 3.0.

В укской свите ее нижняя карбонатно-терригенная подсвита представлена в новой коллекции

только одним образцом известняков ($Mg/Ca = 0.006$), отвечающим принятым критериям сохранности (разрез Куртаза, верхняя часть подсвиты). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нем равно 0.70533, что существенно ниже значений в измененных образцах той же подсвиты в разрезе Шубино (0.70582–0.70595; Кузнецов и др., 2003). В карбонатной верхней подсвите разреза Куртаза по степени изменения Rb-Sr систем пород выделяются три пакета. Наименее измененные образцы известняков присутствуют в двух пакетах, представляющих базальную и терминальную трети подсвиты. Средний пакет, содержащий повышенные количества СП и доломитизированных разностей, содержит только “измененные” образцы. В известняках первого и третьего пакетов отношения Mg/Ca (0.005–0.008), Mn/Sr (0.08–0.19) и Fe/Sr (0.53–1.1) меняются в узких пределах и не превышают критических величин. Наблюдаемые в этих пакетах значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, равные соответственно 0.70542–0.70586 и 0.70605–0.70609, отражают отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в среде седиментации. В известняках среднего пакета отношения Mn/Sr (0.28–9.5) и Fe/Sr (1.1–48.3) превышают критические величины, а значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляют 0.70636, 0.70709 и 0.70610. Вероятно, причины нарушения Rb-Sr систем этих известняков были вызваны воздействием метеорных вод во время предвендского перерыва. Тем не менее, можно полагать, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ во время накопления средней части верхней подсвиты не превышало 0.70610.

В ранее изученных разрезах укской свиты (Шубино и Кулмас) наименее измененные образцы карбонатов располагаются только в основании и у кровли верхней подсвиты (Кузнецов и др., 2003). Отношение Mg/Ca в этих образцах варьирует от 0.002 до 0.014, Mn/Sr от 0.06 до 0.14, а Fe/Sr от 0.4 до 1.6. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в основании подсвиты составляет 0.70538 (Кулмас) и 0.70580 (Шубино), а в вышележащем образце 0.70545 (Шубино). Приведенные ниже С-изотопные хемотратиграфические корреляции (рис. 3) показывают, что в разрезе Шубино “лучший” образец (отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70545), происходящий из верхней части этого разреза, располагается стратиграфически ниже двух “лучших” образцов (0.70605–0.70609) из верхней части подсвиты в разрезе Куртаза (рис. 4). Измененные образцы в разрезах Кулмас и Шубино расположены, главным образом, в средней части подсвиты и у ее кровли. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них составляет соответственно 0.70591–0.70800 и 0.71050–0.71187. Таким образом, приведенные материалы демонстрируют снижение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морской воде от конца миньярского времени до начала укского и последующий подъем этого отношения в ходе формирования укских осадков.

ВАРИАЦИИ $\delta^{13}C$ И ОТНОШЕНИЯ $^{87}Sr/^{86}Sr$ В МОРСКОЙ ВОДЕ ВО ВРЕМЯ НАКОПЛЕНИЯ КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ

Обобщение вновь полученных (см. выше) и ранее опубликованных данных о распределении величин $\delta^{13}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в каратавской серии (Semikhov et al., 1995; Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997, 2003; Подковыров и др., 1998) позволяют в значительной мере по-новому осветить хемотратиграфию стратотипа верхнего рифея.

С-изотопная характеристика. Данные об изменении во времени величины $\delta^{13}C$ в каратавских карбонатах опираются на результаты 255 анализов, из которых 171 выполнен для новых образцов, а 84 опубликованы ранее (Подковыров и др., 1998). В разрезе серии величина $\delta^{13}C_{карб}$ изменяется от -2.8‰ до $+5.9\text{‰}$ и позволяет обосновать последовательность интервалов разреза с одинаковой или сходной С-изотопной характеристикой, которые нередко не совпадают по объему с литостратиграфическими подразделениями. Границами таких подразделений, далее называемых уровнями С-I...С-IX, служат наблюдаемые во всех изученных разрезах заметные синфазные экстремумы $\delta^{13}C$ – смена положительного тренда на отрицательный или прохождение кривой $\delta^{13}C$ через ноль (рис. 3).

Катавская свита, начинающая существенно карбонатную часть каратавской серии, по С-изотопной характеристике делится на две части, границей между которыми служит отрицательный экстремум С-I, равный -0.8‰ в разрезе Миньяр и $+0.2\text{‰}$ в разрезах Толпарово. Он проходит в 5–7-метровом пакете, расположенном вдоль раздела двух подсвит этой свиты. В нижнекатавской подсвите в разрезах Толпарово-1 и Миньяр, $\delta^{13}C$ плавно возрастает от $+1.8\text{‰}$ вблизи основания подсвиты до $+2.8\text{‰}$ в основании ее верхней трети, а затем быстро снижается до указанных выше пограничных значений $-0.8...+0.2\text{‰}$ (рис. 3). В разрезе Манайсу в нижних 30 м подсвиты значения $\delta^{13}C$ превосходят наблюдаемые на том же уровне в Толпарово-1 ($+3.8...+4.4\text{‰}$ против $+1.7...+2.1\text{‰}$). Вероятно, такое несовпадение связано с тем, что нижние 50 м разреза Манайсу сложены строматолитами, а строившие их цианобактериальные сообщества в мелководных обстановках способствовали удалению из воды изотопа ^{12}C и обогащению карбонатных осадков изотопом ^{13}C (Хейсканен, Рычанчик, 1999; Melezhik et al., 1999). Альтернативным объяснением могло бы служить постседиментационное изменение изотопного состава С в известняках разреза Толпарово-1. Однако отсутствие корреляции между Mn/Sr , Fe/Sr и $\delta^{18}O$ в известняках названных разрезов, с одной стороны, и $\delta^{13}C$, с другой, исключает такое предположение.

Наблюдения в разрезах Миньяр, Толпарово-1 и Толпарово-2 показывают, что от уровня С-I значения $\delta^{13}\text{C}$ плавно растут вверх по разрезу до +1.5...+1.8‰ у кровли верхнекатавской подсвиты, а в нижних 2–4 м нижеинзерской подсвиты быстро увеличиваются, образуя положительный экстремум, равный +3.6‰ в разрезе Миньяр, +2.9‰ в Толпарово-1 и +3.0‰ в Толпарово-2. Этот экстремум ограничивает рассмотренный интервал сверху (уровень С-II). Предшествующее уровню С-II уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ до +0.3‰ в 4-метровом пакете в разрезе Миньяр, вероятно, не зафиксировано в Толпаровских разрезах из-за редкого отбора образцов.

Следующий уровень с максимальными для нижеинзерской подсвиты значениями $\delta^{13}\text{C}$ (уровень С-III) располагается несколько выше ее середины и достигает +3.9‰ в разрезе Миньяр и +4.0‰ в Толпарово-2. В Толпарово-1 сопоставимые с этим уровнем породы не обнажены, но значения $\delta^{13}\text{C}$ в образцах, лежащих ниже и выше данного перерыва, составляет +2.9‰ и явно фиксирует “крылья” упомянутого экскурса С-III (рис. 3). Интервал разреза между уровнями С-II и С-III характеризуется небольшими вариациями $\delta^{13}\text{C}$ в пределах +1.8...+2.9‰, на фоне которых отмечаются положительные флуктуации до +3.1‰ в разрезе Толпарово-2 и до +3.4...+3.6‰ в разрезе Толпарово-1. Отсутствие подобных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе Миньяр, вероятно, объясняется небольшими фаціальными различиями условий седиментации.

Терминальная часть нижеинзерской подсвиты, лежащая выше уровня С-III, демонстрирует нисходящий тренд $\delta^{13}\text{C}$. Однако характер этого снижения в разрезе Миньяр и в разрезах Толпарово различен. В разрезе Миньяр $\delta^{13}\text{C}$ быстро убывает от характерного для уровня С-III значения +3.9‰ до +0.8...+1.1‰ и затем сохраняется в пределах +0.7...+1.4‰ в большей части подсвиты, обнаруживая в самой ее кровле тенденцию к дальнейшему понижению. В разрезах Толпарово-1 и Толпарово-2 величина $\delta^{13}\text{C}$ убывает более постепенно, сокращаясь от +2.9...+3.3‰ вблизи уровня С-III, до +1.3...+2.4‰ в средней части подсвиты и до +0.2...+0.8‰ вблизи ее кровли. Верхнее ограничение рассматриваемого интервала разреза (уровень С-IV) можно установить только условно, так как выше залегают терригенные отложения нижней пачки верхнеинзерской подсвиты. В средней карбонатной пачке этой подсвиты, изученной только в разрезе Миньяр, величина $\delta^{13}\text{C}$ растет вверх по разрезу от –1.0‰ до нуля. Этот фрагмент является самостоятельным интервалом, который характеризуется преимущественно отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и тем отличается от ниже- и вышележащих интервалов с господствующими положительными $\delta^{13}\text{C}$.

Следующий интервал разреза с преобладающими невысокими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ выделяется в пачках I–IV миньярской свиты. В пачках I и II в разрезах Миньяр, Бакеево и Усмангали в неизменных породах величины $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от –0.2‰ до +0.2‰, а в пачках III и IV обычно изменяется от +0.3‰ до +2.0‰, в единичных образцах поднимаясь до +2.4‰...+3.0‰ и опускаясь до –0.3‰...–0.6‰. При этом в разрезе Усмангали, в котором пачка III имеет максимальную мощность (115–120 м) и отличается известковым составом, зафиксированы более частые флуктуации $\delta^{13}\text{C}$ и с большими амплитудами (около 2‰), чем в доломитах той же пачки в разрезах Бакеево и Миньяр. Вероятно, это связано со степенью сохранности первоначального изотопного сигнала в известняках и доломитах. Верхним ограничением С-изотопного интервала, выделенного в нижней части миньярской свиты, является положительный экстремум (уровень С-VI). Значения $\delta^{13}\text{C}$ на этом уровне достигают +3.4‰ в разрезе Миньяр, +3.0‰ в Усмангали и +2.3‰ в Бакеево. Названный уровень в разрезах Миньяр и Бакеево расположен соответственно в 10 м и в 20 м выше основания пачки V, а в разрезе Усмангали установлен в 30 м ниже кровли пачки IV. Таким образом, прослеживание уровня С-VI выявляет диахронный характер границы между пачками IV и V миньярской свиты, ранее отмеченный на основании геологических данных (Маслов, 1997, 2002).

Стратиграфически выше положительного экстремума, который мы рассматриваем как уровень С-VI, величины $\delta^{13}\text{C}$ убывают до –0.4‰...–0.6‰ в разрезе Бакеево, –0.9...+0.6‰ в разрезе Миньяр и до +0.4‰ в разрезе Усмангали, осложняясь в двух последних разрезах двумя образцами со значениями соответственно +1.3‰ и +2.7‰. Данные по наиболее полно изученному разрезу Бакеево показывают, что выше по стратиграфической вертикали $\delta^{13}\text{C}$ скачком смещаются в сторону меньших значений. Среди последних господствуют умеренные отрицательные величины –2...–1‰, на фоне которых в единичных образцах установлены $\delta^{13}\text{C}$, равные –2.8...–2.4‰, с одной стороны, и –0.7...–0.4‰, с другой. Мощность отложений пачки V миньярской свиты, в которых сохраняется последовательность упомянутых отрицательных величин $\delta^{13}\text{C}$, в разрезе Бакеево составляет 240 м, а в разрезе Усмангали сокращается в два раза, вероятно, за счет более глубокого эрозионного среза во время преддукского перерыва. В разрезе Шубино вскрыты наиболее молодые фрагменты этой последовательности со значениями –2.2...–1.8‰. Наконец, в главной по мощности нижней части миньярской пачки VI, как установлено в разрезе Шубино, $\delta^{13}\text{C}$ возрастает вверх по разрезу от +1.3‰ до +2.7‰, а у кровли достигает максимальной для всей кара-

тавской серии величины +5.9‰. По переходу от умеренных отрицательных величин $\delta^{13}\text{C}$ в кровле пачки V (–2.2...–1.8‰) к положительным значениям в основании пачки VI мы проводим уровень C-VII – последний C-изотопный уровень в миньярской свите.

Провести C-изотопный рубеж, разделяющий миньярскую и укскую свиты, мешает существующее между ними несогласие и наличие терригенной пачки в основании укской свиты. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных пачках нижеукской подсвиты в разрезах Шубино и Куртаза варьирует соответственно от +1.4‰ до +2.6‰ и от +1.4‰ до +3.4‰. Что же касается верхнеукской подсвиты, то изученная нами наиболее полная ее последовательность, сохранившаяся от предвендского размыва, представлена в разрезе Куртаза. Здесь на фоне значений $\delta^{13}\text{C}$, лежащих в пределах +1.2...+1.9‰, в 4–10 м от основания подсвиты и в ее средней части выделяются два экстремума, равные +2.7‰...+3.2‰ и +2.6‰. Подобное распределение значений $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается и в разрезе Шубино (Подковыров и др., 1998). На фоне господствующих величин +0.7...+1.1‰ тут выделяются два пика: +2.4‰ и +2.5‰, расположенные в 4–6 м от основания и в верхней части сохранившихся здесь укских отложений. Эти экстремумы могут рассматриваться как уровни C-VIII и C-IX (рис. 3). В разрезе Кулмас сохранились лишь нижние горизонты верхнеукских отложений, прилежащие к уровню C-VIII.

Приведенные данные позволяют обособить в карбонатной части каратавской серии ряд C-изотопных хемотратиграфических подразделений (хемохронов), ограниченных упомянутыми уровнями C-I...C-IX. Поскольку последние по крайней мере в региональном масштабе являются изохронными, прослеживание их в разрезах позволяет установить, являются ли выделенные литостратиграфические подразделения изо- или диахронными и оценить относительные скорости накопления разновозрастных литологических единиц в разных структурах. Так, прослеживание уровня C-V устанавливает некоторое смещение во времени маркирующего литостратиграфического горизонта с *Conophyton miloradovici*, а трассирование уровня C-VI доказывает, что черные кремни, которые широко развиты в верхней части миньярской свиты и традиционно считаются критерием для обоснования границ двух подсвит этой свиты, в разных разрезах появляются неодновременно. Что же касается скорости накопления осадков, то пачки I–IV той же свиты в разрезе Миньяр (Каратавский структурный комплекс) накапливались в 2.5 раза медленнее, чем в разрезе Усмангали (Инзерский синклиний). Этот пример и наблюдаемое различие в мощности слоев, лежащих между уровнями C-VIII и C-IX в разрезе Шубино (100 м) и в разрезе Куртаза (55 м),

отражают разную интенсивность погружения дна каратавского палеобассейна и вызванную этим разную скорость редукции свободного пространства.

Sr-изотопная характеристика каратавских карбонатов опирается на результаты изучения 51 образца из новых разрезов и на опубликованные данные по 70 образцам из разрезов Миньяр, Шубино и Кулмас (Кузнецов и др., 1997, 2003).

Около двух третей всех изученных образцов из-за вторичных изменений не могут быть использованы для хемотратиграфии (рис. 4). Прежде всего это относится к известнякам катавской свиты (разрезы Миньяр и Кулмас) и базальному 12–15-метровому уровню инзерской свиты (разрезы Миньяр и Толпарово-1). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах из этих отложений лежит в интервале 0.70621–0.70979 (катавская свита) и 0.70540–0.70585 (базальный инзерский горизонт) и имеет тенденцию к уменьшению вверх по разрезу. Главная часть нижеинзерских отложений, залегающая выше базального горизонта, в разрезах Миньяр и Толпарово-1 представлена 18-ю образцами известняков, которые отвечают принятым геохимическим критериям сохранности. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в первом из этих разрезов варьирует от 0.70525 до 0.70538, а во втором от 0.70521 до 0.70555. В верхнеинзерской подсвите в трех имеющихся в нашей коллекции “лучших” образцах из разрезов Миньяр и Кулмас отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ согласуются друг с другом и входят в узком интервале 0.70555–0.70566.

Sr-изотопная характеристика миньярской свиты была существенно расширена в результате изучения двух удаленных разрезов Бакеево и Усмангали, в последнем из которых пачки I–III сложены не обычными для миньярской свиты доломитами, а известняками. Из пачки I этой свиты в разрезе Миньяр, представленной также известняками, изучено 3 образца, которые не отвечают принятым критериям сохранности, но минимальное из полученных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0.70560, определяет максимальное значение упомянутого отношения в среде осадконакопления (Кузнецов и др., 2003). В пачке II и нижней части пачки III в разрезе Усмангали в “лучших” известняках отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответственно равно 0.70552 и 0.70550–0.70558, а в слабодоломитизированных разностях из верхней части пачки III составляет 0.70574–0.70584. В пачках III, IV и V в разрезах Миньяр, Шубино, Бакеево и Усмангали изучено 38 образцов доломитов, в которых значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не коррелированы с отношениями Mn/Sr, Fe/Sr и Mg/Ca, а потому не позволяют оценить сохранность Rb-Sr систем в этих породах. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в упомянутых пачках составляют соответственно 0.70573–0.70858, 0.70574–0.70628 и 0.70579–0.70680. В терминаль-

ной пачке VI величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах известняков, не удовлетворяющих геохимическим критериям сохранности, меняется от 0.70600 до 0.70658 и достигает максимума у кровли пачки. Таким образом, большая часть миньярских образцов из новых разрезов в рамках используемой методологии пригодна лишь для оценки максимального предела величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среде осадконакопления и раннего диагенеза. Тем не менее, очень важно, что минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах пачек IV и V в разрезах Бакеево и Усмангали (0.70573–0.70600) практически совпадают с оценкой этого отношения, полученного при изучении доломитов из тех же пачек в разрезе Миньяр (0.70574–0.70611). Такое согласие результатов для коррелируемых стратиграфических горизонтов в разрезах разных структурных единиц (рис. 1) дает серьезные основания для предположения об отсутствии вторичных изменений доломитов и сохранении ими начальных Sr-изотопных характеристик.

Таким образом, эволюция отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в миньярское время, видимо, протекала следующим образом. Во время накопления пачки I это отношение было не больше, чем 0.70560, при накоплении пачки II и нижней части пачки III составляло соответственно 0.70552 и 0.70550–0.70558, в процессе аккумуляции пачки IV поднялось до 0.70574–0.70598, а во время накопления пачки V возрастало от 0.70583 до 0.70611. Самые низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в измененных известняках пачки VI (0.70600–0.70607), позволяют предполагать, что в конце миньярского времени отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане несколько уменьшилось. Таким образом, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в миньярское время оставалось довольно низким и очень слабо повышалось от 0.70550 в начале этого времени до 0.70611 вблизи его конца, а на завершающем этапе опустилось ниже 0.70600.

В укской свите, известняки которой взаимодействовали с метеорными водами в течение предвендского перерыва, из 23 изученных образцов только 9 отвечают геохимическим критериям сохранности. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в единственном таком образце из нижней ее подсвиты равно 0.70533 (разрез Куртаза), а в пяти образцах, отобранных вблизи основания верхней подсвиты, составляет 0.70538 в разрезе Кулмас, 0.70580 в разрезе Шубино и 0.70542–0.70586 в разрезе Куртаза. В верхней части подсвиты на С-изотопном уровне С-IX в разрезе Шубино оно составляет 0.70545, а в 48 м и в 85 м стратиграфически выше этого уровня в разрезе Куртаза поднимается до 0.70605 и 0.70609. Компиляция Sr-изотопных данных по позднекаратавским отложениям документирует заметное понижение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде от 0.70600–0.70611 в конце миньярского этапа до 0.70533 в раннеукское время и последую-

щий его подъем от 0.70538–0.70586 в первой трети позднеукского времени до 0.70605–0.70609 в конце формирования укских осадков. Таким образом, ранее очерченная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Кузнецов и др., 2003) может быть дополнена новым фрагментом, демонстрирующим рост этого отношения в морской воде в конце каратавской эратемы.

ВЫВОДЫ

1. Изучение нескольких преимущественно карбонатных разрезов, вскрывающих отложения каратавской серии в различных структурных и литолого-фациальных обстановках на значительной площади (90 x 130 км, рис. 1), позволило заметно увеличить выборку наименее измененных образцов, пригодных для оценки значений $\delta^{13}\text{C}$ и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среде осадконакопления и получить новые сведения о фациальных и хронологических вариациях этих величин. Несомненно, подобный подход перспективен для восстановления вариаций изотопного состава С и Sr в морской воде протерозоя.

2. Анализ вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах каратавской серии позволил выделить в изученных разрезах последовательный ряд синфазных экстремумов названной величины и/или смены позитивного тренда на негативный. Используя эти показатели как С-изотопные хеомстратиграфические реперы, можно всю преимущественно карбонатную часть этой серии разделить на ряд хеомстратиграфических единиц (хеомхронов), разделенных предукским несогласием на две части. Границы хеомхронов по определению являются изохронными по крайней мере в региональном масштабе, но в разрезе серии в общем случае они не совпадают с литостратиграфическими границами. Латеральное прослеживание границ тех и других подразделений открывает пути для установления изохронного или диахронного характера ограничений литостратиграфических единиц и оценки относительных скоростей осадконакопления в разных структурных зонах.

3. В изученных разрезах посткаратавской части каратавской серии величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках и доломитах в индивидуальных литостратиграфических единицах хорошо выдержаны на значительной площади. В различных разрезах для нижнеинзерской подсвиты получены значения 0.70525–0.70538 (разрез Миньяр) и 0.70521–0.70555 (разрез Толпарово-1), для пачки IV миньярской свиты 0.70574–0.70598 (разрез Миньяр) и 0.70573–0.70598 (разрез Усмангали), для нижней части пачки V 0.70583–0.70586 (разрез Миньяр), 0.70579–0.70593 (разрез Бакеево) и 0.70597–0.70600 (разрез Усмангали), для нижней части верхнеукской подсвиты 0.70545–0.70580

(разрез Шубино), 0.70538 (разрез Кулмас) и 0.70542–0.70586 (разрез Куртаза). Наблюдаемые в ряде случаев незначительные вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в конкретных литостратиграфических единицах, вероятно, обусловлены некоторым различием характера постдиагенетических изменений пород, которое неувлимо даже при принятых нами жестких значениях геохимических параметров сохранности Rb-Sr систем. Однако упомянутое согласие между Sr-изотопными величинами в сопоставимых отложениях, вскрытых в различных разрезах, доказывает наличие первичного карбонатного материала в изученных образцах и корректность оценки изотопного состава Sr в среде седиментации.

4. Новые Sr-изотопные данные для карбонатных пород послекатавской части каратавской серии подтвердили сделанный нами вывод, что упомянутые отложения накапливались в морском бассейне с низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997, 2003). Во время накопления инзерской и миньярской свит это отношение колебалось преимущественно в пределах 0.70521–0.70583. Лишь при отложении осадков верхней части миньярской свиты зафиксировано небольшое увеличение значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.70611, которое в конце миньярского времени сменилось уменьшением до <0.70600. После длительного предукского перерыва упомянутое отношение опустилось до 0.70533, а затем с середины укского времени начало расти от 0.70538–0.70586 до 0.70605–0.70609.

5. Представительная изотопно-геохронологическая и палеонтологическая характеристика каратавской серии позволяет использовать полученные С- и Sr-хемостратиграфические данные как базовые фрагменты для уточнения стандартных кривых вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане позднего докембрия.

Авторы искренне благодарны В.И. Козлову за предоставленные для изотопного изучения образцы карбонатных пород миньярской свиты из разреза Бакеево и выражают глубокую признательность Г.В. Константиновой, Э.П. Кутявину, К.И. Лохову, О.В. Лоховой, Н.Н. Мельникову, В.А. Полякову, Т.Л. Турченко и В.Н. Чуйкину, оказавшим значительную помощь в аналитической работе.

Работа выполнена в рамках Приоритетной программы Президиума РАН “Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюция”, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах”, а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-65124 и 05-05-65290) и Фонда содействия отечественной науке (А.Б.К.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.
- Анфимов Л.В., Сульман А.М., Петрищева В.Г. Стронций в карбонатных породах рифея Южного Урала // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 22–28.
- Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратавской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.
- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Наука, 1988. 288 с.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Возрастные преобразования фациально-экологической структуры докембрийских биот и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 85–96.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 3–31.
- Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала. // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 114–163.
- Гареев Э.З. Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стратотипическом разрезе рифея на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 29–35.
- Герман Т.Н. Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 50 с.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Горохов И.М. Диагенез карбонатных осадков: геохимия рассеянных элементов и изотопов стронция // Литология и палеогеография. 1996. Вып. 4. С. 141–164.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Гостенбергер Х., Херман М. КН-2 новый $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ стандарт для масс-спектрометрического анализа геологических проб // Геохимия. 1984. № 12. С. 1939–1940.
- Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М. и др. Rb-Sr возраст и ЯГР-спектры глауконитов укской свиты, верхний рифей, Южный Урал // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 144–147.
- Козлов В.И., Горожанин В.М. К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН, 1993. С. 14–23.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. и др. Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. (Препринт). Уфа: БНЦ УрО АН СССР. 1991. 38 с.

- Крылов И.Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Наука, 1963. 134 с.
- Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
- Крылов И.Н.* Стратиграфия и микрофоссилии миньярской свиты Южного Урала // Сов. геология. 1983. № 6. С. 62–71.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- Маслов А.В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 220 с.
- Маслов А.В.* Тангаурская подсерия верхнего рифея Алатауского антиклинария Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 3–22.
- Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пучков В.Н.* Первые находки меланоцириллумов в эталонных разрезах рифея на Южном Урале // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл. Всерос. совещ. СПб: ВСЕГЕИ, 1994. С. 90.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: УрО РАН. 2001. Т. I. 352 с. Т. II. 135 с. Т. III. 131 с. Т. IV. 103 с.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В.* Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мезозоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др.* U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др.* Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др.* Pb-Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. № 6. С. 1–25.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 248 с.
- Раабен М.Е.* Миньярская свита Южного Урала – литостратиграфическое подразделение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 55–66.
- Раабен М.Е.* Новые подразделения верхнего рифея Южного Урала // Сов. геология. 1985. № 5. С. 88–96.
- Раабен М.Е.* Хемостратиграфическая C-изотопная корреляция верхнего рифея Арктики и Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 3–14.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 10–32.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др.* Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвилском и постгренвилском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.* Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лавандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. и др.* Юдомский комплекс стратотипической местности: C-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–29.
- Сенченко Г.С.* Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 170 с.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 175 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Хабаров Е.М.* Сравнительная характеристика позднедокембрийских рифогенных формаций: юг Восточной Сибири, Южный Урал и Тиман. Новосибирск: Наука. 1985. 128 с.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. и др.* Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиз) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 211–239.
- Хейсканен К.И., Рычанчик Д.В.* Ятулийские нижнепротерозойские карбонаты Балтийского щита с аномально тяжелым углеродом: стратиграфическая позиция и палеогеографическое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 14–19.
- Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H. et al.* Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. № 10. P. 2883–2894.
- Bailey T.R., McArthur J.M., Prince H., Thirlwall M.F.* Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis // Chem. Geol. 2000. V. 167. № 3–4. P. 313–319.

- Banner J.L., Hanson G.N. Calculation of simultaneous and trace element variations during water-rock interaction with applications of carbonate diagenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. № 11. P. 3123–3137.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. № 1–4. P. 165–202.
- Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1. Trace elements // *J. Sediment. Petrol.* 1980. V. 50. № 4. P. 1219–1236.
- Chaudhuri S., Clauer N. Strontium isotopic compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: Clues to the origin of the solutes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. № 3. P. 429–437.
- Derry L.A., Keto L.S., Jacobsen S.B. et al. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. № 9. P. 2331–2339.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. № 3. P. 1317–1329.
- Drever J.I. The geochemistry of natural water. Prentice-Hall, 1982. 388 p.
- Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfati J. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): Influence of primary mineralogy and diagenesis // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290-A. P. 46–79.
- Fritz P., Smith D.G. The isotopic composition of secondary dolomites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1970. V. 34. № 11. P. 1161–1173.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al. Two ilite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence // *EUG 8. Abs. Suppl.* № 1 to *Terra Nova*. 1995. V. 7. P. 330–331.
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Melnikov N.N. Improved reference curve of Late Proterozoic seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Proceedings of the 4th Internat. Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface. Theme 5. Land – atmosphere – hydrosphere interactions*. Leeds, 1996. P. 714–717.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotope evolution of Neoproterozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. № 1. P. 37–57.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: Stratigraphic and geochemical implications // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 1–4. P. 27–49.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon-isotope composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // *Amer. J. Sci.* 1995. V. 295. № 6. P. 823–850.
- McKenzie J.A. Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: a stable isotope study // *J. Geol.* 1981. V. 89. № 2. P. 185–198.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. Extreme $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-"red beds" association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // *Earth Sci. Rev.* 1999. V. 48. № 1/2. P. 71–120.
- Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic carbonates: Implications for 'blind experiments' // *Terra Nova*. 2001. V. 13. № 1. P. 1–11.
- Montanez I.P., Banner J.L., Osleger D.A. et al. Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform carbonates: Implications for the evolution of Cambrian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Geology*. 1996. V. 24. P. 917–920.
- Porter S.M., Knoll A.H. Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon // *Paleobiology*. 2000. V. 26. № 3. P. 360–385.
- Saylor B.Z., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., Urban F. A. Composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia // *J. Sediment. Res.* 1998. V. 68. № 6. P. 1223–1235.
- Semikhatov M.A., Podkovyrov V.N., Vinogradov D.V. et al. A carbon isotopic composition of the Riphean carbonate: the type Upper Riphean succession, the South Urals // *Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization*. MAEGS-9. Abstr. St.-Petersburg: IPGG, 1995. P. 101.
- Veizer J. Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace element technique // *Stable isotopes in sedimentary geology*. SEPM. 1983. V. 10. № 3. P. 1–100.
- Veizer J., Hoefs J. The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. № 11. P. 1387–1395.
- Walter M.R., Veeres J.J., Calver C.R. et al. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon and sulfur in seawater and some interpretative models // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. № 1. P. 371–433.

Рецензенты Ю.Д. Пушкарев, Е.В. Бибикина

УДК 551.761

БИОХРОНОЛОГИЯ ТРИАСА: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

© 2006 г. **А. А. Шевырев**

Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 13.11.2006 г.

Выполняя известное решение Международного союза геологических наук, Международная стратиграфическая комиссия поручила своим подкомиссиям к 2008 г. подготовить предложения, необходимые для официального утверждения ярусных границ фанерозоя. Поисками глобальных стратотипов и точек для этих границ занялись специально созданные рабочие групп, позже переименованные в отряды особого назначения. В 2001 г. получила официальное признание нижняя граница инда – базального яруса триаса, с глобальным стратотипом и точкой в мейшаньском разрезе Южного Китая. Выбор оказался неудачным ввиду отсутствия аммоноидей в стратотипе на рубеже перми и триаса, который фиксируется теперь исключительно по первому появлению конодонтов *Hindeodus parvus*. Накануне принятия находится и другое предложение китайских стратиграфов – о признании западного пиндиншаньского разреза в провинции Аньхой в качестве глобального стратотипа и точки для нижней границы оленекского яруса. Эта граница проводится по первому появлению конодонтов *Neospathodus waageni*. Граница оленека и анизия – самая благополучная в триасе. На роль ее глобального стратотипа больше всего подходит разрез на горе Десли-Кайра в Северной Добрудже (Румыния). Напротив, граница анизия и ладина оказалась наиболее спорной из ярусных границ. Триасовой подкомиссии предстоит сделать выбор из трех основных вариантов ее проведения. Претерпела некоторые изменения традиционная нижняя граница карния, пролежавшая в основании зоны аоп. Теперь предлагается опустить ее на уровень появления аммоноидного рода *Daohatina*, с глобальным стратотипом и точкой в Доломитах Италии. В стадии обсуждения находятся границы нория и рэта.

Ключевые слова. Триас, ярусные границы, глобальные стратотипы и точки.

“Все счастливые семьи похожи друг на друга. Каждая несчастливая семья несчастлива по-своему”, – заметил однажды Л.Н. Толстой. Я беру на себя смелость утверждать, что стратиграфия каждой геологической системы в наши дни, подобно несчастливой семье, несчастна по-своему.

Одна из бед, свалившихся на биостратиграфию триаса в последние годы, заключается в том, что аммонитовая зональность, более 100 лет служившая основой международного биохронологического стандарта, усиленно вытесняется и постепенно замещается конодонтовым стандартом, а ярусные границы, проводившиеся ранее по изменениям аммоноидей, иногда подменяются конодонтовыми рубежами, не всегда совпадающими с аммонитовыми. За примерами недалеко ходить.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ТРИАСА И ЕЕ КОРРЕЛЯЦИЯ

В марте 2001 г. по предложению подкомиссии по триасовой стратиграфии исполнительный комитет Международного союза геологических наук утвердил нижнюю границу триасовой системы, точку и глобальный стратотип которой находятся в мейшаньском разрезе Южного Китая

(Orchard, 2001). Она проводится теперь не по появлению цератитов рода *Otoceras*, как прежде, а по первому появлению конодонтов *Hindeodus parvus* Kozur et Pjatakova (Yin et al., 2001), и проходит под отоцеровыми слоями в Центральном Гималае и Южном Тибете, в середине отоцеровых слоев в Кашмире и фактически над отоцеровыми слоями в Бореальной области (от Арктической Канады до Восточной Сибири).

Любопытна предыстория этого решения. В 1981 г. триасовая подкомиссия организовала специальную рабочую группу с целью определения нижней границы триаса и выбора для нее глобального стратотипического разреза. Опрос, проведенный в 1984 г., когда эту группу возглавлял Тим Тозер, известный специалист по триасовым аммоноидеям, показал, что большинство ее членов (16 из 18 человек) склонялось в то время к признанию нижней границы триаса в основании отоцеровых слоев. Однако 10 лет спустя, когда сменилось ее руководство и настроение в ней стали определять весьма активные специалисты по конодонтам, лишь 2 члена отдали свои голоса за эту границу, а 13 рассматривали появление *H. parvus* как начало триаса. Такое поведение рабочей группы определило и атмосферу письменного го-

лосования, проведенного в 2000 г. среди членов подкомиссии по триасовой стратиграфии. Из 27 человек, участвовавших в нем, 22 проголосовали за конодонтовую границу в мейшаньском разрезе и лишь двое сохранили свою приверженность традиционным представлениям (Gaetani, 2000). В данном случае сработало правило Наполеона: “Победа всегда на стороне больших батальонов”.

На мой взгляд, выбор мейшаньского разреза в качестве глобального пограничного стратотипа оказался весьма неудачным, поскольку он практически исключает возможность использования аммоноидей как важнейшего инструмента межрегиональной корреляции. Этот разрез крайне беден аммоноидеями, а те из них, которые известны в нем на критическом рубеже, отличаются чрезвычайно плохой сохранностью. Из черных пограничных глин (слой 26), подстилающих пачку известняков (слой 27), внутри которой теперь проходит граница перми и триаса, китайские палеонтологи определили представителей *Pseudogastrioceras*, *Otoceras*?, *Hypophiceras*, *Tompophiceras* и *Pseudosageceras* (Wang, 1984; Yin et al., 1996). Перечисленные аммоноидеи составляют смешанный комплекс пермских и триасовых форм (Dagys, Dagys, 1988; Шевырев, 2000). *Pseudogastrioceras* с его спиральной скульптурой является типичным представителем джюльфинской–дорашамской (вучапинской–чансинской) биоты, *Otoceras* и *Hypophiceras* характерны для самых низов триаса, *Tompophiceras* – бореальный род, который появляется над отоцеровыми слоями, а *Pseudosageceras* известен только начиная с верхнего инда. Столь причудливый комплекс – результат явно ошибочного определения, связанного с отвратительной сохранностью мейшаньских аммоноидей, раковины которых сильно деформированы и в большинстве случаев без видимых лопастных линий. *Otoceras* из этого комплекса вполне может быть представителем аракоцератид, *Tompophiceras* – это, по-видимому, *Paratirolites* или *Pseudotirolites*, а *Hypophiceras* не отличается от ксенодисцид. Таким образом, пограничные глины по своему фаунистическому содержанию относятся к классической верхней перми и не имеют ничего общего с отоцеровыми слоями, как правило, отсутствующими в палеотетических разрезах (Джюльфа, Иран, Северный Таиланд), к которым принадлежит и Мейшань (Шевырев, 1999).

В связи с этим я не могу согласиться с В.Р. Лозовским (Караулов, Лозовский, 2002), предлагающим опустить традиционную границу триаса в мейшаньском разрезе до подошвы белых пограничных глин (слой 25). Скорее всего, она проходит здесь в основании пачки известняков (слой 27), т.е. несколько ниже официально принятого уровня.

Поскольку в мейшаньском стратотипе нет отоцеровых слоев, то установить в нем стратиграфические взаимоотношения их с уровнем появления *H. parvus* невозможно. Как показали исследования классических разрезов в Спити (Центральные Гималаи), отоцеровые слои, обособленные в нижнюю известняковую пачку формации Микин, расчленяются на четыре аммоноидных зоны: *Otoceras woodwardi*, *Ophiceras tibeticum*, *Discophiceras* и “*Pleurogyronites*” *planidorsatus* (Krystyn, Orchard, 1996; Orchard, Krystyn, 1998; Krystyn et al., 2004). Примечательно, что в самых низах указанной пачки нет аммоноидей. Однако на этом уровне обнаружен *H. parvus*, позволяющий сопоставлять его с зоной *Otoceras fissisellatum* (= *O. latilobatum*) Селона (Тибет). Выше вместе с *O. woodwardi* появляются конодонты *Isarcicella isarcica* Sweet. В разрезе ущелья Гурюл (Кашмир), который изначально рассматривался как один из возможных кандидатов на роль глобального стратотипа и был отвергнут ввиду нестабильности политической обстановки в этом районе Индии, *H. parvus* обнаружен в верхней половине отоцеровых слоев (зона *woodwardi*), слагающих пачку E_2 в формации Кхунамух (Nakazawa et al., 1975; Nakazawa, 1993; Kapoor, 1996). В разрезе около пос. Селон (Южный Тибет) *H. parvus* появляется ниже зоны *woodwardi*, в слое с *Otoceras latilobatum* Wang (*O. fissisellatum* Diener), который образует основание формации Каншаре, с перерывом перекрывающей чансинскую формацию Селон (Jin et al., 1996).

Таким образом, на южном побережье Тетиса новая граница триаса, различающаяся по первому появлению *H. parvus*, проходит либо в основании отоцеровых слоев – там, где они маломощны и залегают с перерывом (Центральные Гималаи, Южный Тибет), либо в их середине – там, где разрезы наиболее полные и мощные (Кашмир).

Теперь рассмотрим положение официальной триасовой границы в разрезах Бореальной области. На востоке Гренландии, откуда собран и изучен комплекс конодонтов (Teichert, Kummel, 1976; Kozur, 1998), *H. parvus* появляется в подзоне *Ophiceras spathi* – верхней части зоны *Metophiceras subdemissum* (Grasmuck, Trumphy, 1969; Trumphy, 1969). Этот уровень можно сопоставить с верхами зоны *boreale* Арктической Канады и зоной *Tompophiceras pascoeii* Восточного Верхоянья. Это значит, что новая граница триаса трассируется в Бореальной области в самых верхах отоцеровых слоев (Kozur, 1998, 2003). Если принять ее, то отоцеровые слои Бореальной области практически в полном составе нужно отнести к перми, а отоцеровые слои Тетической области – к триасу (табл. 1).

Не все аммонитологи готовы смириться с таким положением, предлагая иные схемы корреляции рассматриваемых отложений. Так, А.С. Дагис (Dagys, Dagys, 1988; Dagys, Ermakova,

Таблица 1. Корреляция пограничных отложений перми и триаса в интерпретации Коцура (Kozur, 1998, 2003)

Стандарт			Мейшань		Селон		Спити				Кашмир		Гренландия		Канада		Верхоянье								
Нижний триас (скиф)	Брахман	Ophiceras tibeticum	28-29	Isarcicella isarcica	tibeticum		Ophiceras tibeticum-Discophiceras cf. wordiei				tibeticum		decipiens		strigatus		decipiens								
		Otoceras woodwardi-Ophiceras bandoi	27в-27г	Hindeodus parvus	woodwardi		woodwardi-bandoi				parvus		commune		commune		morphaeos								
		Otoceras fissisellatum			fissisellatum										subdemissum	spathi		pascoei							
Верхняя пермь	Дорашан	Hypophiceras changxingense	27а-27б	Clarkina meishanensis-Hindeodus praeparvus																				boreale	boreale
			26																						
			25																						
		Rotodiscoceras asiaticum-Pleuronodoceras occidentale		24			Clarkina hauschkei	woodwardi-bandoi							martini										
Paratirolites waageni								triviale																	
															concevum		concevum								

1996) считал зону boreale полным эквивалентом зоны woodwardi, а для зоны consavum, которую он относил к самым низам триаса, не видел аналогов в Тетической области. По мнению Л. Кристина (Krystyn, Orchard, 1996), зона woodwardi должна занимать более высокое стратиграфическое положение, чем зона boreale, поскольку у O. woodwardi более сложная лопастная линия, чем у O. boreale. В Селоне (Южный Тибет) зона woodwardi залегает над слоем с O. fissisellatum Diener из группы O. boreale. Поэтому Л. Кристин и М. Орчард коррелировали этот слой с зоной boreale. И я согласен с ними. Э.Т. Тозер, считавший ранее, что зона consavum соответствует зоне woodwardi, а зона boreale отвечает более высоким отложениям в Гималаях (Tozer, 1988, 1994b), в настоящее время тоже склонен признать, что бореальные зоны, хотя бы отчасти, древнее гималайской зоны woodwardi (Tozer, 2003, с. 90), но, тем не менее, должны быть отнесены к триасу.

Опираясь на распределение конодонтов, Х. Коцур (Kozur, 1988, 2003) считает триасовыми тетические зоны fissisellatum (= latilobatum) и woodwardi-bandoi, а также их бореальные коррелятивы: верхи зоны subdemissum – низы зоны commune в Гренландии, верхи зоны boreale – низы зоны commune в Арктической Канаде, зону расcoe – низы зоны morphaeos в Сибири. На том же основании бореальные зоны consavum и boreale (за исключением верхов) он относит к дорашаму (чансину), сопоставляя их в мейшаньском стратотипе с верхними чансинскими известняками (зоны Paratorolites waageni, Rotodiscoceras asiaticum-Pleuronodoceras occidentale), переходными глинами (слои 25–26) и низами пограничной пачки известняков (слои 27а–27б), представляющими зону “Nurphiceras” changxingense (табл. 1).

Как человек, много лет изучающий аммоноидей, я не могу принять подобную корреляцию. Во-первых, аммоноидеи указанных бореальных зон (Otoceras, Nurphiceras, Vishnuites) не имеют ничего общего с чансинским комплексом (Pseudogastrioceras, Paratirolites, Pseudotirolites, Rotodiscoceras, Pleuronodoceras, Xenodiscus и др.). Во-вторых, род Otoceras по сложности своей лопастной линии и степени дифференциации ее элементов заметно превосходит своего предка Julfotoceras из паратирилитовых слоев Ирана (Bando, 1973). В-третьих, в зоне boreale появляется род Nurphiceras, внешне очень похожий на пермских ксенодисцид, но резко отличающийся от них характером развития лопастной линии: у ксенодисцид она усложняется за счет образования дополнительной внутренней боковой лопасти, а у Nurphiceras, как у всех триасовых цератитов, – путем образования умбональной лопасти (Шевырев, 1990, рис. 1, 2). В отличие от Коцура, я, как и покойный Дагис, не нахожу стратоеквивалентов зоны consavum в тетических разрезах: скорее все-

го, ей соответствует здесь стратиграфический перерыв между пермью и триасом (табл. 2). В некоторых из этих разрезов (например, в Кашмире) нет и зоны fissisellatum – аналога большей части зоны boreale. Иначе говоря, в аммоноидном зональном стандарте, предложенном Коцуром (Kozur, 1998, 2003) для пограничного пермско-триасового интервала, не хватает эквивалентов бореальной зоны consavum.

ЯРУСЫ НИЖНЕГО ТРИАСА

Следующий вопрос касается названия самого нижнего яруса триасовой системы. Казалось бы, что с утверждением базальной границы триаса должен был получить прочный официальный статус индский ярус, предложенный полвека назад Л.Д. Кипарисовой и Ю.Н. Поповым (1956) и в 1992 г. принятый подкомиссией по триасовой стратиграфии (Visscher, 1992). Однако этого не произошло. До сих пор индский ярус кое-кому не дает покоя. Особенно активно и горячо его атакует Х. Коцур (Kozur, 2003), немецкий палеонтолог, проживающий сейчас в Венгрии. Он доказывает, что инд в его новом объеме представляет полный аналог брахманского яруса, выделенного более века назад известными венскими учеными Э. Мойсисовичем, В. Ваагеном и К. Динером (Mojsisovics et al., 1895) и должен уступить ему свое место в силу исторического приоритета. К тому же, по мнению Коцура, название “индский” некорректно, поскольку произведено от реки Инд, которая на английском и немецком языках называется Индус, и, следовательно, правильное название этого яруса должно быть “индусский”. Нападки Коцура пока не достигли желаемой цели: индский ярус по-прежнему остается в стратиграфической номенклатуре триаса, поскольку уже успел глубоко укорениться не только в отечественной, но и в зарубежной литературе. Вряд ли стоит возрождать для него древнее, основательно забытое название, не употреблявшееся целое столетие.

Оленекский ярус, как и инд, предложенный Л.Д. Кипарисовой и Ю.Н. Поповым (1956), тоже признан подкомиссией по триасовой стратиграфии, хотя глобальный стратотип его нижней границы до сих пор официально не утвержден. Пять разрезов претендуют сейчас на эту почетную роль: один в Сибири (Восточное Верхоянье), два в Южном Приморье (мыс Три Камня и бухта Абрек), по одному в Южном Китае (провинция Аньхой) и Центральных Гималаях (Спити).

Сторонники первого варианта убеждены, что лимитотип оленека следует искать в Восточной Сибири, на территории которой этот ярус был установлен. Наиболее перспективными считаются разрезы в бассейне р. Томпо, где можно наблюдать на границе инда и оленека постепенную

смену аммонитовых комплексов (Dagys, 1995; Дагис, 1997; Ермакова, 2004). Сибирские разрезы отличаются удивительным богатством и разнообразием хорошо сохранившихся аммоноидей, на основе которых разработана детальная зональная схема оленекского яруса (Дагис, Ермакова, 1993; Dagys, 1994, 1999; Dagys, Sobolev, 1995). Она включает 7 зон (от *Hedenstroemia hedenstroemi* до *Olenikites spiniplicatus*) и 12 подзон. Ее по праву можно считать не только бореальным, но и глобальным биохронологическим стандартом оленека (Шевырев, 2002). Единственный недостаток сибирских разрезов – их достаточно трудная доступность.

Одним из преимуществ второго варианта считается присутствие в оленекских отложениях Южного Приморья бореальных элементов, облегчающих межрегиональную корреляцию. Ю.Д. Захаров (1994), возглавляющий рабочую группу по границе инда и оленека, сначала рассматривал в качестве возможного пограничного стратотипа разрез в ущелье около мыса Три Камня, на западе Уссурийского залива. Позже на ту же роль вместе со своей командой он предложил разрез в бухте Абрек, в заливе Стрелок (Захаров и др., 2002). В основании оленека здесь выделяется зона *Hedenstroemia bosphorensis*, хотя фактически этот ярус начинается с появления *Meekoceras boreale* Diener, а не руководящего вида.

Наконец, некоторые стратиграфы полагают, что глобальный стратотип для нижней границы оленека нужно искать в Тетической области, поскольку все остальные ярусы триаса именно там имеют свои типовые разрезы. В качестве наилучшего кандидата на эту роль они рассматривают западный пиндиншаньский разрез около Чаоху, в провинции Аньхой, на востоке Китая (Tong et al., 2003, 2004a). На их сторону склоняется сейчас и Ю.Д. Захаров (Zakharov, 2004). Нижнюю границу оленека предлагается проводить здесь по первому появлению конодонтов *Neospathodus waageni* Sweet. Проблема, однако, заключается в том, что этот вид представлен в разрезе тремя морфотипами: *N. waageni* subsp. A, *N. waageni* subsp. B и *N. waageni* *waageni*, которые появляются на разных стратиграфических уровнях (Zhao et al., 2004; Tong et al., 2005): соответственно в 26 см и 3 см ниже и 48 см выше аммонитовой границы этого яруса, проводимой в основании зоны *Flemingites-Euflemingites*. Китайские стратиграфы принимают последний вариант, при котором разрыв между аммонитовой и конодонтовой границами составляет 0.5 м. Вероятно, для того, чтобы сблизить их, Коцур (Kozur, 2003, табл. 1) понизил конодонтовую границу до уровня появления *Chengyuania nepalensis* (Kozur et Mostler), который, по его мнению, совпадает с основанием аммонитовой зоны *Flemingites flemingianus* – базальной зоны оленека в Соляном кряже.

Западный пиндиншаньский разрез хорошо обнажен, всесторонне изучен, легко доступен и удобен для исследований. Как кандидат на роль глобального пограничного стратотипа он имеет реальные шансы на победу, и китайские ученые это прекрасно понимают. Чтобы закрепить свой успех, они провели в мае 2005 г. Международный симпозиум по триасовой хроностратиграфии и биотическому возрождению, участники которого имели возможность ознакомиться с разрезами в окрестностях Чаоху. В них различаются пять видовых конодонтовых и четыре родовых аммоноидных зоны оленека: *Flemingites-Euflemingites*, *Anasibirites*, *Columbites-Tirolites* и *Subcolumbites* (Tong, Zakharov, 2004; Tong et al., 2004b, 2005). Следует заметить, что аммоноидеи в этих разрезах, особенно раннеоленекские, сохранились в большинстве случаев как отпечатки, практически исключающие возможность их видового определения.

Наконец, еще один разрез пограничных отложений инда и оленека давно известен в Центральных Гималаях, около Муфа. В последние годы его исследовали итальянские и австрийские палеонтологи (Krystyn et al., 2004). По предварительным результатам изучения, здесь, как и в китайском разрезе, аммоноидная граница не совпадает с конодонтовой: она также прослеживается ниже уровня появления *N. waageni*. По глубине исследования гималайский разрез значительно уступает западному пиндиншаньскому, но намного превосходит его по уровню разнообразия и степени сохранности аммоноидей из пограничных слоев. При отборе глобальных стратотипов не следует забывать и классические разрезы Соляного кряжа в Пакистане, богатые раннетриасовыми аммоноидеями.

ЯРУСЫ СРЕДНЕГО ТРИАСА И ГЛОБАЛЬНЫЕ СТРАТОТИПЫ ИХ ГРАНИЦ

Следующая граница оленека и анизия (или нижнего и среднего триаса), пожалуй, одна из самых благополучных. На роль ее глобального стратотипа, по общему мнению участников Международного рабочего совещания в Тулче (7–10 июня 2000 г.), больше всего подходит разрез массивных, толстослоистых известняков на горе Десли-Кайра, в северной Добрудже (Румыния). Однообразная литология, непрерывное осадконакопление и богатая палеонтологическая характеристика выгодно отличают его от других пограничных разрезов этого стратиграфического интервала в Тетической области (Албания, греческий о. Хиос, п-ов Коджаэли Турции). Нижняя граница анизия проводится здесь по синхронному появлению конодонтов *Chiosella timorensis* (Nogami) и аммоноидей *Paracrochordiceras*, *Aegeiceras*, *Japonites* (Gradinaru, 2000; Gradinaru et al., 2002).

Таблица 3. Возможные варианты анизийско-ладинской границы

Нижний ладин (фассан)	Eoprotrachyceras curionii	Xenoprotrachyceras recubariense
		Eoprotrachyceras curionii
3	Nevadites secedensis	Chieseiceras chiesense
		Serpianites serpiensis
		Ticinites crassus
2	Reitziites reitzi	Aplococeras avisianum
		Reitziites reitzi
1		Hyparpadites liepoldi
		Kellnerites felschoersensis
Верхний анизий (илирий)	Paraceratites trinodosus	Lardaroceras pseudohungaricum
		Asseretoceras camunum

На североамериканском континенте прекрасные обнажения пограничных отложений нижнего и среднего триаса известны в хребте Гумбольд, штат Невада, где эта граница проходит между зоной *Neorophaoceras haugi* и слоями с *Japonites welteri* Bucher. Отсюда в последние годы описаны послойно собранные комплексы аммонойд с новыми родами и видами (Bucher, 1989; Guex et al., 2005a, 2005b). Весьма перспективны для изучения пограничных отложений оленека и анизия разрезы о. Русского в Южном Приморье (Zakharov et al., 2004).

Граница анизия и ладина – самая спорная из ярусных границ в триасе. Она оказалась в центре обсуждения на международной встрече в Веспрем (6–8 сентября 2002 г.). При общем согласии, что эту границу следует проводить где-то между альпийскими зонами *trinodosus* и *curionii*, специалисты значительно расходятся в своих представлениях о ее положении в данном стратиграфическом интервале (Шевырев, 2003). Чаще всего в последнее время обсуждаются три возможных варианта ее проведения: в основаниях подзоны *reitzi*, подзоны *avisianum* и зоны *curionii* (табл. 3).

Некоторые стратиграфы предлагают поместить нижнюю границу ладина в основании подзоны *reitzi*, с глобальным стратотипом и точкой в разрезе около Фельшээрша, на Балатонском нагорье Венгрии (Vörös et al., 2003). По мнению Ко-

цура (Kozur, 2003), именно этот вариант заслуживает предпочтения. Прежде всего, обсуждаемая граница обладает историческим приоритетом. Кроме того, на этом уровне резко меняется состав радиоляриевых комплексов, а чуть ниже заметно обновляется состав фораминифер и спороморф. С другой стороны, на рассматриваемой границе не было каких-либо существенных изменений в эволюции аммонойд, а вид *Reitziites reitzi* (Böckh), по первому появлению которого она проводится, обладает достаточно слабым корреляционным потенциалом: он распространен в Тетической области, но неизвестен на территории Северной Америки.

Другие исследователи предлагают немного повысить анизийско-ладинскую границу до основания подзоны *avisianum*, избрав для нее глобальным стратотипом разрез около Баголино, в Ломбардских Альпах Италии (Mietto et al., 2003a, 2003b). При этом они ссылаются на значительное обновление аммонойд на данном рубеже, широкое распространение зонального вида *Aplococeras avisianum* (Mojsisovics) в Южных Альпах и на Балатонском нагорье, а также на присутствие близких к нему видов в отложениях Невады. К слабым сторонам этого варианта можно отнести разрозненный характер находок *A. avisianum* в Южных Альпах, что мешает надежно определить момент первого появления этого вида, его редкость или отсутствие в дистальных бассейновых отложениях и бедность его морфологических признаков, что создает трудности при определении (Brack et al., 2003). Помимо этого, на рассматриваемой границе слабо выражены изменения радиолярий и ее трудно трассировать с помощью конодонтов (Kozur, 2003).

Наконец, по мнению ряда специалистов, для нижней границы ладина лучше всего подошло бы основание зоны *curionii*, с глобальным стратотипом и точкой в одном из разрезов около Баголино (Brack et al., 2003). Возражения против этого варианта сводятся к тому, что в случае его принятия объем нижнего ладина (фассана) сузился бы до одной–двух аммонойдных зон, т.е. сократился бы наполовину, а типичная ладинская ассоциация дактиладаей *Diplopora annulata* оказалась бы в анизии (Balini, 2003; Kozur, 2003). Разрез Баголино, предлагаемый в качестве глобального пограничного стратотипа, по заключению Коцура (Kozur, 2003), не содержит радиолярий, играющих важную роль в биостратиграфии среднего триаса, что ослабляет корреляционный потенциал этого разреза, а его отложения, подвергшиеся термальному воздействию, не позволяют проводить их изотопное и магнитостратиграфическое изучение.

Тем не менее, я отдаю предпочтение именно этому варианту (Шевырев, 2003). Во-первых, на

Таблица 4. Ладинско-карнийские границы (1 – старая, 2 – новая) и их корреляции

1	2	Альпы	США	Британская Колумбия		Шпицберген	Сибирь
Карний	Карний	Trachyceras aonoides	Trachyceras desatoyense	Trachyceras desatoyense		Stolleyites tenuis	Stolleyites tenuis
		Trachyceras aon					
Ладин	Ладин	Daxatina cf. canadensis	Слой с Frankites sutherlandi	sutherlandi	Asklepioceras laurenci	Daxatina canadensis	Nathorstites lindstroemi
		Frankites regoledanus			Frankites glaber		Nathorstites macconnelli
	Ладин	Protrachyceras archelaus		Maklearnoceras maclearni		Nathorstites macconnelli	Nathorstites maclearni
				Meginoceras meginiae		Indigirites tozeri	Indigirites krugi

этом уровне появляется род *Eoprotrachyceras*, с которого начинается развитие надсемейства Trachycerataceae – одного из доминирующих таксонов триасовых аммоноидей. Во-вторых, граница в основании зоны *curionii* легко трассируется не только в Старом, но и в Новом Свете, где она проходит по подошве зон *subasperum* в Неваде (США) и *matutinum* в Британской Колумбии (Канада). По мнению ряда оппонентов (Kozur, 2003, с. 58; Mietto et al., 2003a, с. 452; Vörös et al., 2003, с. 44), нет уверенности, что *E. curionii* (Mojsisovics), *E. subasperum* (Meek) и *E. matutinum* Tozer появляются строго на одном и том же стратиграфическом уровне. Однако в равной мере еще никому не удалось и опровергнуть синхронность их появления. Следует заметить, что в середине зоны *curionii* (между подзонами *curionii* s. str. и *recubariense*) появляются конодонты рода *Budurovignathus*, которых тоже можно использовать при ее корреляции (Kozur, 2003). Что же касается разреза Баголино, как потенциального пограничного стратотипа, то при всех его недостатках он обладает одним несомненным и важным достоинством: этот разрез богат аммоноидеями, образующими непрерывный ряд зональных ассоциаций (Brack, Rieber, 1993; Brack et al., 1995, 2003; Mietto et al., 2003a, 2003b). Как дополнение к нему предлагается использовать один из разрезов в Доломитах, хорошо охарактеризованных палиноморфами и благоприятных для магнитостратиграфического изучения (Balini, 2003, с. 51). Опорным разрезом пограничных отложений анизия и ладина на Северо-Американском континенте может служить разрез в хребте Гумбольдт (Невада).

Для среднего триаса Тетической области детальную зональную схему, основанную на последовательности аммоноидей в разрезах Южных Альп, в последние годы разработали итальянские стратиграфы (Mietto, Manfrin, 1995; Mietto et al., 2003a). Для того же стратиграфического интервала Бореальной области хорошо обоснованную зональную схему предложили российские ученые (Дагис, Константинов, 1986, 1995; Дагис, 1988; Дагис и др., 1991; Константинов, 1991, 2000). Детальному расчленению подверглись анизийские и ладинские отложения Британской Колумбии (Tozer, 1984, 1994a) и запада США (Silberling, Tozer, 1968; Silberling, Nichols, 1982).

ЯРУСЫ ВЕРХНЕГО ТРИАСА И ГЛОБАЛЬНЫЕ СТРАТОТИПЫ ИХ ГРАНИЦ

Следующая проблема касается положения ладинско-карнийской (или средне-верхнетриасовой) границы. До последнего времени это была самая стабильная граница в триасе. Более ста лет она проводилась в основании альпийской зоны *Trachyceras aon* и уверенно трассировалась в основании зон *Trachyceras desatoyense* США и Британской Колумбии и *Stolleyites tenuis* Шпицбергена и Сибири (табл. 4). Считалось, что на этом уровне в альпийских разрезах появляются древнейшие представители рода *Trachyceras*. Однако в конце прошлого века несколько видов этого рода, а именно: *T. bipunctatum* (Munster) и *T. muensteri* (Wissmann), было обнаружено в Доломитах немного ниже зон *aon* вместе с первыми представителями рода *Daxatina* и надсемейства *Clydonitaceae*.

ае. Эти слои выделяются в подзону *Daxatina* cf. *canadensis*, образующую базальную часть зоны *Trachyceras* (Mietto, Manfrin, 1995), или зону *Daxatina canadensis*–*Frankites sutherlandi* (Kozur, 2003), а в их основании предлагается зафиксировать нижнюю границу карния. В качестве глобального стратотипа новой границы рассматривается разрез Прати-ди-Стуорес (или Стуорес-Визен), расположенный на южном склоне хребта, разделяющего долины рек Бадия и Кордеволе, в Доломитах Италии (Broglia Loriga et al., 1999).

Насколько можно судить по литературным данным, западноевропейские стратиграфы, по-видимому, готовы принять эту границу карния. Она обладает довольно большим корреляционным потенциалом и легко фиксируется, например, в разрезах Центральных Гималаев (Balini et al., 2004; Krystyn et al., 2004), но, на мой взгляд, несколько уступает в этом отношении традиционной границе. Так, недостаточно четко она прослеживается на Северо-Американском континенте, где упирается в слои с *Frankites sutherlandi* США и зону *sutherlandi* Британской Колумбии (табл. 4). По мнению Коцура (Kozur, 2003, с. 64), новая граница карния имеет хороший палиноморфный потенциал для корреляции с континентальными фациями, так как чуть выше нее в разрезе Прати-ди-Стуорес появляются *Patinosporites sensus* Leschik и *Vallasporites ignacii* Leschik.

Еще не решен окончательно и вопрос о подъярусном расчленении карния. В свое время Мойсисович (Mojsisovics et al., 1895) разделил его на три подъяруса: нижний, или кордеволь, средний, или юлий и верхний, или туваль. В каждом ярусе он различал по одной зоне: аон в кордеволе, аонидес в юлии и *subbullatus* в тувале. Уже в наши дни, разрабатывая зональный стандарт триаса, Тозер (Tozer, 1967), указав на близость аммоноидей из зон аон и аонидес, предложил разделить карний на два подъяруса. Согласившись с ним, Кристин (Krystyn, 1974, 1978) понизил указанные зоны до уровня подзон и объединил их в зону аонидес. В результате этого потеряло смысл выделение кардеволя и юлия, которые практически стали синонимами. Из двух конкурирующих названий Кристин предложил сохранить для нижнего подъяруса название юлий.

Это предложение оспорил М. Ульрикс (Ulrichs, 1994). Восстановив зональный ранг аон и аонидес, он поменял юлий на кордеволь, поскольку обе зоны лучше представлены в Доломитах – типовой области зоны аон (т.е. кордеволя), чем в Юлийских Альпах – типовой области зоны аонидес (т.е. юлия).

Самое простое решение этой проблемы нашел Коцур (Kozur, 2003). Он предлагает вернуться к прежнему расчленению карния на три подъяруса, т.е. кордеволь, юлий и туваль. В кордеволе разли-

чаются зоны *canadensis-sutherlandi* и аон, в юлии – зоны аонидес и *austriacum*, а в тувале – зоны *dilleri*, *welleri* и *macrolobatus*. Поскольку большинство западноевропейских, все американские и российские стратиграфы уже приняли деление карния на два подъяруса, то, видимо, не следует возвращаться к старому варианту Мойсисовича. Детальные схемы зонального расчленения карния разработаны, помимо Альп, для Британской Колумбии (Tozer, 1994a) и Сибири (Константинов, Соболев, 1999a, 1999b).

Сложная история норийского яруса подробно описана в моей монографии (Шевырев, 1986). Можно напомнить только, что этот ярус делится на три подъяруса, которые в западноевропейской стратиграфии имеют собственные названия: лацкий, алаунский и севатский, предложенные Мойсисовичем (Mojsisovics et al., 1895).

Большое влияние на современную стратиграфию нория оказал канадский геолог Э.Т. Тозер. Опираясь на детальные исследования в Британской Колумбии, он выявил четкую последовательность аммоноидей, на которой построил зональную схему норийского яруса (Tozer, 1965). В ряде случаев она не совпадала с альпийской схемой Мойсисовича. Нижнюю границу нория Тозер провел в основании зоны *Mojsisovicsites* (= *Stikinoceras*) *kerri*, перекрывающей самые верхние аналоги альпийского карния. Исследования Тозера стимулировали австрийских геологов, которые в 70-е годы прошлого века разработали новую зональную схему альпийского нория, близкую к североамериканскому стандарту (Krystyn, 1974; Krystyn et al., 1980). В основании нория они выделили зону *Guembelites jandianus* – эквивалент канадской зоны *kerri*. Таким образом, за нижнюю границу нория были приняты основания аммоноидных зон *jandianus* в Тетической области и *kerri* на Северо-Американском континенте.

Для ее корреляции можно использовать изменения конодонтов, которые происходили на этой границе или около нее. По данным Кристина (Krystyn et al., 2002), в Тетической области она совпадает с появлением *Metapolygnathus communis* В. Коцура (Kozur, 2003) увязывает эту границу с появлением *Epigondolella orchardi* Kozur и *Norigondolella navicula* (Huckriede) в Тетисе и *Metapolygnathus primitius* (Mosher) в Северной Америке. М. Орчард (Orchard, 2004) на основе изучения разрезов Британской Колумбии допускает три возможных варианта ее проведения: по уровням появления *Metapolygnathus* n. sp. А, М. *primitius* (Mosher) или М. *parvus* Kozur.

На роль глобального стратотипа карнийско-норийской границы предложено несколько разрезов: Силичка-Брезова в Словакии (Channell et al., 2003), Пиньола в Южных Апеннинах (Mastandrea et al., 2004), Пиццо-Монделло на Сицилии

Таблица 5. Взгляды на положение нижней границы рэта

Tollmann, 1985			Krystyn, 1990			Dagys, Dagys, 1994		Orchard, Tozer, 1997		Kozur, 2003			
Норий	Алаун	hogarti	Норий	Алаун	macer	Норий	macer	Норий	Средний	columbianus	Норий	Алаун	hogarti
		macer			macer					cordilleranus			macer
	suessi	Севат		reticulatus			Севат		reticulatus			Севат	reticulatus
	marshi			stuerzenbaumi	stuerzenbaumi				stuerzenbaumi	stuerzenbaumi			stuerzenbaumi
Рэт	Изонг	marshi	Рэт	Верхний	marshi	Рэт	marshi	Рэт	crickmayi	Рэт	marshi	marshi	
					ammonitifforme							ammonitifforme	
	Нижний	stuerzenbaumi		stuerzenbaumi	stuerzenbaumi		stuerzenbaumi						
		haueri		haueri	haueri		haueri						

(Muttoni et al., 2001), Кавалаани в Турции (Gallet et al., 2000) и хребет Блек-Бэр в Британской Колумбии (Orchard et al., 2001). Некоторые из них представлены палеонтологически богато охарактеризованными, но сильно конденсированными и маломощными халлыштаттскими известняками (Силицка-Брезова, Кавалаани), в других есть конодонты и радиолярии, но нет аммоноидей и двустворок (Пиньола, Пиццо-Монделло, Блек-Бэр). Пожалуй, лучшим кандидатом в той же Британской Колумбии был бы разрез Пардонет-Хилл, в котором пограничные слои карния и нория охарактеризованы не только конодонтами, но и аммоноидеями (Orchard, 1991; Tozer, 1994a).

Перехожу к рассмотрению рэта и связанных с ним вопросов. Этот ярус был выделен К. Гюмбелем (Gumbel, 1859) как верхнее подразделение альпийского кейпера под названием рэтской группы или формации. В него Гюмбель включил кёссенские слои и дахштайнский известняк, широко распространенные в Северных Известняковых Альпах. Нижняя граница яруса проходит по кровле плитчатых известняков и главных доломитов, а верхняя – в основании геттангской зоны planorbis. Характерными ископаемыми рэта являются брахиоподы и разные виды двустворок, по одному из которых он получил название зоны Rhaetaviscula contorta. За стратотип рэта принят разрез кёссенской формации Кендельбахского грабена к юго-востоку от Зальцбурга.

Так как в базальной части кёссенской формации, представленной мелководными осадками, перекрывающими лагунные известняки, нет стратиграфически важных ископаемых, определить положение ее нижней границы в зональном стандарте верхов триаса невозможно. Поэтому основание кёссенской формации в качестве глобального стратотипа для нижней границы рэта непригодно (Golebiowski, 1990; Krystyn, 1990; Tozer, 1990). Учитывая это, Тозер еще в начале 80-х годов предложил отказаться от рэта как стандартного яруса и включить его эквиваленты в состав верхнего нория (севата), поскольку комплексы позднезорийских и рэтских аммоноидей близки между собой (Tozer, 1980, 1981). Позже в качестве дополнительного аргумента он попытался использовать верхи триаса на Северном Кавказе, где, по его утверждению, норийские аммоноидеи оказались внутри слоев с рэтскими брахиоподами. В результате получился своеобразный “рэтско-норийско-рэтский сандвич” (Tozer, 1988, с. 13). Я думаю, что канадский палеонтолог лукавил. В данном случае речь идет о гладкораквинных (лейостраковых) аммоноидеях, принадлежащих к длительно существовавшим родам (Placites, Megaphyllites, Rhacophyllites, Arcestes), которые известны как в нории, так и в рэте. Поэтому их ассоциация с рэтскими брахиоподами вполне естественна (Шевырев, 1995). “Сандвич” Тозера оказался неудачной метафорой.

Несмотря на все усилия, Тозеру так и не удалось склонить европейских стратиграфов на свою сторону. Они не захотели отказаться от рэтского яруса. Английский палеонтолог Д. Эджер (Ager, 1987) публично признался в своей любви к рэту, на что тотчас же отреагировал Тозер (Tozer, 1988, с. 9). Он высказал опасение, что эта любовь сделала Эджера слепым. В их поединок вмешался Р. Голубёвский (Golebiowski, 1990, с. 25), заявивший, что подобный спор грозит перерасти в мыльную оперу, в которой рэту отведена роль коварной возлюбленной.

Дружно отстояв рэт как самостоятельный ярус, современные специалисты разошлись в своих представлениях о его объеме (табл. 5). А. Тольман (Tollmann, 1985) опустил нижнюю границу рэта до основания верхнего нория (севата), т.е. до подошвы монотисовых слоев. Л. Кристин (Krystyn, 1990; Krystyn, Kurschner, 2004) ограничил рэтский ярус зонами *Vandaïtes stuerzenbaumi* (нижний рэт) и *Choristoceras marshi* (верхний рэт). Супруги Альгирдас и Алевтина Дагисы (Dagys, Dagys, 1994) предложили компромиссный вариант, поместив нижнюю границу рэта в основании зоны *Sagenites reticulatus*, т.е. в кровле монотисовых слоев. М. Орчард и Э.Т. Тозер (Orchard, Tozer, 1997, с. 685), опираясь на разрезы Британской Колумбии, пришли к выводу, что самым подходящим вариантом для определения нижней границы рэта в Северной Америке было бы основание аммоноидной зоны *Parasochloceras amoenum* и одновозрастной конодонтовой зоны *Epigondolella* (=Orchardella) *mosheri*. Наконец, Х. Коцур (Kozur, 2003) считает, что границу рэта следует проводить в Тетисе по первому появлению аммоноидного рода *Cochloceras* (зона *C. suessi*) и конодонтов *Misikella posthernsteini*, а в Северной Америке – по появлению *Parasochloceras amoenum* и *Orchardella mosheri*.

В качестве кандидатов на роль глобального пограничного стратотипа для рэта предлагаются содержащая аммоноидей цламбахская формация в Малом Цламбахском грабене около Бад-Гойзерна, в Австрии (Krystyn, 1990; Krystyn, Kurschner, 2004) и формация Сандилендс на о-вах Королевы Шарлотты, в Канаде (Carter, Orchard, 2004), где на рассматриваемом рубеже наблюдаются значительные изменения в радиолариевых и конодонтовых комплексах. На мой взгляд, предпочтения заслуживает первый вариант.

Приятно отметить, что после долгой и непримиримой борьбы Тозер (Orchard, Tozer, 1997) все же признал рэт как самостоятельный ярус триасового стандарта. Есть надежда, что мировое сообщество специалистов по триасовой стратиграфии сможет достичь согласия и по остальным нерешенным вопросам и стать в конце концов счастливой семьей.

ВЫВОДЫ

1. Официально утвержденная нижняя граница триаса прослеживается в основаниях тетической зоны *Otoceras fissisellatum* и бореальной зоны *Otoceras boreale*. Аналоги бореальной зоны *Otoceras consavum* в Тетической области не известны.

2. Индский ярус, успевший за полвека получить почти всеобщее признание, нужно сохранить в стратиграфической номенклатуре триаса.

3. Глобальный стратотип для нижней границы оленекского яруса следует искать в классических разрезах Центральных Гималаев и Соляного крыжа.

4. Наилучшим положением для нижней границы ладинского яруса было бы планетарно прослеживаемое основание зоны *Eoprotrachyceras cunionii*, с глобальным стратотипом в разрезе Баголино (Ломбардские Альпы).

5. Для нижней границы карнийского яруса можно принять основание подзоны *Daixatina* cf. *canadensis*, с глобальным стратотипом в разрезе Прати-ди-Стуарес (Итальянские Доломиты). Следует сохранить двучленное подъярусное деление карния.

6. На роль глобального стратотипа для нижней границы норийского яруса нужно подыскать разрез, в котором есть не только конодонты, но и аммоноидеи.

7. Для рэтского яруса возможны два варианта: либо ограничить его зонами *Vandaïtes stuerzenbaumi* и *Choristoceras marshi*, либо слегка опустить его нижнюю границу на уровень появления рода *Cochloceras*, с глобальным лимитотипом в Малом Цламбахском грабене около Бад-Гойзерна в Австрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дагис А.С. Граница нижнего-среднего триаса в бореальных и тетических регионах и корреляция анизийских отложений // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 3–9.
- Дагис А.С. Зональная схема бореального нижнего триаса и граница индского и оленекского ярусов // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 36–40.
- Дагис А.С., Ермакова С.П. Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 26–36.
- Дагис А.С., Константинов А.Г. Инфразональная схема верхнего анизия севера Сибири // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 48–56.
- Дагис А.С., Константинов А.Г. Новая зональная схема ладинского яруса северо-востока Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 121–127.
- Дагис А.С., Константинов А.Г., Соболев Е.С. Материалы к биостратиграфической схеме ладинского яруса бореальных регионов // Биостратиграфия и палеон-

тология триаса Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 74–96.

Ермакова С.П. К вопросу о глобальном стратотипе границы индского и оленекского ярусов // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 65–68.

Захаров Ю.Д. Стратотип границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса // Тихоокеанская геология. 1994. Т. 13. № 4. С. 33–44.

Захаров Ю.Д., Шигэта Я., Попов А.М. и др. Кандидаты в глобальные стратотипы границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса в Южном Приморье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 6. С. 50–61.

Караулов В.Б., Лозовский В.Р. О разных подходах к совершенствованию общей стратиграфической шкалы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 6. С. 3–19.

Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 4. С. 842–845.

Константинов А.Г. Биостратиграфия и аммоноидеи верхнего анизия севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.

Константинов А.Г. Зональная корреляция ладинских отложений Бореальной области по аммоноидеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 40–48.

Константинов А.Г., Соболев Е.С. Схема биостратиграфии карния и нижнего нория северо-востока России. Ст. 1. Описание разрезов и стратиграфическое распространение цефалопод // Тихоокеанская геология. 1999а. Т. 18. № 1. С. 3–17.

Константинов А.Г., Соболев Е.С. Схема биостратиграфии карния и нижнего нория северо-востока России. Ст. 2. Новые зональные шкалы и корреляция // Тихоокеанская геология. 1999б. Т. 18. № 4. С. 48–60.

Шевырев А.А. Триасовые аммоноидеи. М.: Наука, 1986. 184 с.

Шевырев А.А. Аммоноидеи и хроностратиграфия триаса. М.: Наука, 1990. 179 с.

Шевырев А.А. Триасовые аммоноидеи Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1995. 174 с.

Шевырев А.А. Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Ст. 1. Пограничные разрезы Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 11–27.

Шевырев А.А. Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Ст. 2. Бореальные разрезы базального триаса и их сопоставление с пограничными разрезами Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 55–65.

Шевырев А.А. Аммонитовые зоны оленекского яруса (нижний триас) и их корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 59–69.

Шевырев А.А. Поиски глобальных стратотипических разрезов и точек для ярусных границ в триасовой системе // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 136–142.

Ager D.V. A defence of the Rhaetian stage // Albertiana. 1987. № 6. P. 4–13.

Balini M. The proposals for the GSSP of the Ladinian stage: pros and cons of a complex choice // Albertiana. 2003. № 28. P. 48–53.

Balini M., Krystyn L., Nicora A. Ladinian-Carnian boundary sections in Spiti (Tethys Himalaya, India) // Albertiana. 2004. № 31. P. 6–7.

Bando Y. On the Otoceratidae and Ophiceratidae // Sci. Repts Tohoku Univ. Ser. 2. 1973. V. 6. P. 337–351.

Brack P., Rieber H. Towards a better definition of the Anisian-Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps // Eclog. geol. helv. 1993. V. 86. № 2. P. 415–527.

Brack P., Rieber H., Mundel R. The Anisian-Ladinian boundary interval at Bagolino (Southern Alps, Italy): 1. Summary and new results on ammonoid horizons and radiometric age dating // Albertiana. 1995. № 15. P. 45–56.

Brack P., Rieber H., Nicora A. The global stratigraphic section and point (GSSP) of the Ladinian stage (Middle Triassic): A proposal for the GSSP at the base of the curionii zone in the Bagolino section (Southern Alps, northern Italy) // Albertiana. 2003. № 28. P. 13–25.

Broglio Loriga C., Cirilli S., De Zanche V. et al. The Prati di Stuares/Stuares Wiesen section (Dolomites, Italy): a candidate global stratotype section and point for the base of the Carnian stage // Riv. ital. paleontol. e stratigr. 1999. V. 105. № 1. P. 37–78.

Bucher H. Lower Anisian ammonoids from the northern Humboldt Range (northwestern Nevada, USA) and their bearing upon the Lower-Middle Triassic boundary // Eclog. geol. helv. 1989. V. 82. № 3. P. 945–1002.

Carter E.S., Orchard M.J. A Norian-Rhaetian boundary at Kennecott Point (Queen Charlotte Islands, Canada) defined by radiolarians and conodonts // Albertiana. 2004. № 31. P. 7.

Channell J.E.T., Kozur H.W., Sievers T. et al. Carnian-Norian biomagnetostratigraphy at Silicka Brezova (Slovakia): correlation to other Tethyan sections and to the Newark Basin // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2003. V. 191. № 2. P. 391–402.

Dagys A. Evolution of the family Sibiritidae and detailed biostratigraphy of the Siberian Upper Olenekian (Triassic) // Advancing research on living and fossil cephalopods. N.Y.: Kluwer Acad.-Plenum Publ., 1999. P. 109–123.

Dagys A.S., Dagys A.A. Biostratigraphy of the lowermost Triassic and the boundary between Paleozoic and Mesozoic // Mem. Soc. geol. ital. 1988. V. 34. P. 313–320.

Dagys A.S., Dagys A.A. Global correlation of the terminal Triassic // Mem. Geol. (Lausanne) 1994. N 22. P. 25–34.

Dagys A.S., Ermakova S.P. Induan (Triassic) ammonoids from north-eastern Asia // Rev. Paleobiol. 1996. V. 15. № 2. P. 401–447.

Dagys A.S., Sobolev E.S. Parastratotype of the Olenekian stage (Lower Triassic) // Albertiana. 1995. № 16. P. 8–16.

Gaetani M. From the chairman // Albertiana. 2000. № 24. P. 4.

Gallet Y., Besse J., Krystyn L. et al. Magnetostratigraphy of the Kavalaani section (south-western Turkey): Consequence for the origin of the Antalya Calcareous Nappes (Turkey) and for the Norian (Late Triassic) magnetic polarity timescale // Geophys. Res. Letters. 2000. V. 27. № 14. P. 2033–2036.

- Golebiowski R. The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlation // *Albertiana*. 1990. № 8. P. 25–35.
- Gradinaru E. Introduction, geological setting and general stratigraphy of the Desli Caira section // Workshop on the Lower-Middle Triassic (Olenekian-Anisian) boundary, 7–10 June, Tulcea, Romania. Bucharest, 2000. P. 77–79.
- Gradinaru E., Orchard M., Nicora A. et al. Conodont succession across the Olenekian-Anisian boundary at Desli Caira, Romania // STS-IGCP 467 field meeting, Veszprem, Hungary, 5–8 September, 2002. Budapest, 2002. P. 11–13.
- Grasmück K., Trümpy R. Triassic stratigraphy and general geology of the country around Fleming fjord (East Greenland) // *Medd. Grøn.* 1969. Bd. 168. № 2. P. 6–71.
- Guex J., Hungerbühler A., Jenks J. et al. Dix-huit nouveaux genres d'ammonites du Spathien (Trias inférieur) de l'ouest américain (Idaho, Nevada, Utah et Californie): note préliminaire // *Bull. Géol. Lausanne*. 2005a. № 362. P. 1–31; 2005b. № 363. P. 1–25.
- Cümbel C.W. Über die Gleichstellung der Gesteinsmassen in den nordöstlichen Alpen mit ausseralpinen Flötzschichten // *Verh. Gesellsch. Deutsch. Naturf. u. Ärzte*. 1859. Bd. 34. S. 80–88.
- Jin Y., Shen Sh., Zhu Z. et al. The Selong section, candidate of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary // *Paleozoic-Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary*. Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 127–137.
- Kapoor H.M. The Guryul Ravine section, candidate of the global stratotype section and point of Permo-Triassic boundary // *Paleozoic-Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary*. Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 99–110.
- Kozur H.W. Some aspects of the Permian-Triassic boundary and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1998. V. 143. № 4. P. 227–272.
- Kozur H.W. Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic // *Hallesch. Jahrb. Geowiss. B*. 2003. H. 25. S. 49–79.
- Krystyn L. Problem der biostratigraphischen Gliederung der alpin-mediterranen Obertrias // *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias*. Wien; N.Y.: Springer, 1974. S. 137–144.
- Krystyn L. Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn // *Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias*. Wien; N.Y.: Springer, 1978. S. 37–75.
- Krystyn L. Rhaetian stage – chronostratigraphy, subdivisions and their international correlation // *Albertiana*. 1990. № 8. P. 15–24.
- Krystyn L., Balini M., Nicora A. Lower and Middle Triassic stage and substage boundaries in Spiti // *Albertiana*. 2004. № 30. P. 40–53.
- Krystyn L., Gallet Y., Besse J., Marcoux J. Integrated Upper Carnian to Lower Norian biochronology and implication for the Upper Triassic magnetic polarity time scale // *Earth a. Planet Sci. Letters*. 2002. V. 203. № 1. P. 343–351.
- Krystyn L., Kürschner W.M. The Norian-Rhaetian boundary – new data from a Tethyan key section in Austria // *Albertiana*. 2004. № 31. P. 13.
- Krystyn L., Orchard M.J. Lowermost Triassic ammonoid and conodont biostratigraphy of Spiti, India // *Ibid*. 1996. № 17. P. 10–21.
- Krystyn L., Plöschinger B., Lobitzer H. Triassic conodont localities of Salzkammergut region (Northern Calcareous Alps) // *Abh. Geol. Bundesanst. Wien*. 1980. S. 61–98.
- Mastandrea A., Perri E., Russo F. et al. A potential candidate section for the definition of the Carnian-Norian boundary: the Pignola section in the Lagonegro Basin (Basilicata, Italy) // *Albertiana*. 2004. № 31. P. 14–15.
- Mietto P., Gianolla P., Manfrin S., Preto N. Refined ammonoid biostratigraphy of the Bagolino section (Lombardian Alps, Italy), GSSP candidate for the base of the Ladinian stage // *Riv. ital. paleontol. e stratigr.* 2003a. V. 109. № 3. P. 449–462.
- Mietto P., Manfrin S. A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys realm: a preliminary report // *Bull. Soc. geol. France*. 1995. T. 166. № 5. P. 539–563.
- Mietto P., Manfrin S., Preto N. et al. Proposal of the global stratigraphic section and point (GSSP) for the base of the Ladinian stage (Middle Triassic): GSSP at the base of the avianium subzone (FAD of *Aplococeras avianium*) in the Bagolino section (Southern Alps, Italy) // *Albertiana*. 2003b. № 28. P. 26–34.
- Mojsisovics E., Waagen W., Diener C. Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Triassystems // *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl.* 1895. Bd. 104. Abt. 1. S. 1–32.
- Muttoni G., Kent D.V., Di Stefano P. et al. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Carnian-Norian boundary interval from the Pizzo Mondello section (Sicani Mountains, Sicily) // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2001. V. 166. P. 383–399.
- Nakazawa K. Stratigraphy of the Permian-Triassic transition and Paleozoic-Mesozoic boundary // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1993. V. 44. № 7. P. 425–445.
- Nakazawa K., Kapoor H.M., Ishii K. et al. The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India // *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. a. Mineral*. 1975. V. 42. № 1. P. 1–106.
- Orchard M.J. Upper Triassic conodont biochronology and new index species from the Canadian Cordillera // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1991. № 417. P. 299–335.
- Orchard M.J. Exicutive from the chair // *Albertiana*. 2001. № 25. P. 3.
- Orchard M.J. A new conodont zonation for the Carnian-Norian boundary at the Black Bear Ridge, NE British Columbia // *Albertiana*. 2004. № 31. P. 17–18.
- Orchard M.J., Krystyn L. Conodonts of lowermost Triassic of Spiti: a new zonation based on *Neogondonella* successions // *Riv. ital. paleontol. e stratigr.* 1998. V. 104. P. 341–368.
- Orchard M.J., Tozer E.T. Triassic conodont biochronology, its calibration with the ammonoid standard, and a biostratigraphic summary for the Western Canada sedimentary basin // *Bull. Canad. Petrol. Geol.* 1997. V. 45. № 4. P. 675–692.
- Orchard M.J., Zonneveld J.P., Johns M. J. et al. Fossil succession and sequence stratigraphy of the Upper Triassic of Black Bear ridge, northeast British Columbia, a GSSP pros-

- pect for the Carnian-Norian boundary // *Albertiana*. 2001. № 25. p. 10–22.
- Silberling N.J., Nichols K.M.* Middle Triassic molluscan fossils of biostratigraphic significance from the Humboldt Range, northwestern Nevada // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1982. № 1207. P. 1–150.
- Silberling N.J., Tozer E.T.* Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1968. № 110. P. 1–63.
- Teichert C., Kummel B.* Permian-Triassic boundary in the Kap Stosch area, East Greenland // *Medd. Grønland.* 1976. Bd. 197. № 5. S. 3–54.
- Tollmann A.* Geologie von Österreich. Wien: Deuticke, 1985. D. 710 S.
- Tong J., Hansen H.J., Zhao L., Zuo J.* High-resolution Induan-Olenekian boundary sequence in Chaohu, Anhui Province // *Sci. in China. Ser. D.* 2005. V. 48. № 3. P. 291–297.
- Tong J., Zakharov Y.D., Orchard M.J.* A candidate of the Induan-Olenekian boundary stratotype in the Tethyan region // *Sci. in China. Ser. D.* 2003. V. 46. № 11. P. 1182–1200.
- Tong J., Zakharov Y.D., Wu Sh.* Early Triassic ammonoid succession in Chaohu, Anhui Province // *Acta palaeontol. sin.* 2004. V. 43. № 2. P. 192–204.
- Tozer E.T.* Upper Triassic ammonoid zones of the Peace River foothills, British Columbia, and their bearing on the classification of the Norian stage // *Canad. J. Earth Sci.* 1965. V. 2. P. 216–226.
- Tozer E.T.* A standard for the Triassic time // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1967. № 156. P. 1–103.
- Tozer E.T.* Latest Triassic (Upper Norian) ammonoid and Monotis faunas and correlation // *Riv. ital. paleontol. e stratigr.* 1980. V. 85. № 3–4. P. 843–875.
- Tozer E.T.* Triassic Ammonoidea: geographic and stratigraphic distribution // *The Ammonoidea*. L. – N. Y.: Acad. Press, 1981. P. 397–431.
- Tozer E.T.* The Trias and its ammonoids: the evolution of a time scale // *Geol. Surv. Canada Miscell. Rep.* 1984. № 35. P. 1–171.
- Tozer E.T.* Rhaetian: a substage not a stage // *Albertiana*. 1988. № 7. P. 9–15.
- Tozer E.T.* How many Rhaetians? // *Albertiana*. 1990. № 8. P. 10–13.
- Tozer E.T.* Canadian Triassic ammonoid faunas // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1994a. № 467. P. 1–663.
- Tozer E.T.* Age and correlation of the Otoceras beds at the Permian-Triassic boundary // *Albertiana*. 1994b. № 14. P. 31–37.
- Tozer E.T.* Interpretation of the boreal Otoceras beds: Permian or Triassic? // *Albertiana*. 2003. № 28. P. 90–91.
- Trümpy R.* Lower Triassic ammonites from Jameson Land (East Greenland) // *Medd. Grønland.* 1969. Bd. 168. № 2. S. 77–116.
- Ulrichs M.* Trachyceras Laube 1869 (Ammonoidea) aus dem Unterkam (Obertrias) der Dolomiten (Italian) // *Stuttgart. Beitr. Naturk. Ser. B.* 1994. № 217. S. 1–55.
- Visscher H.* The new STS Triassic stage nomenclature // *Albertiana*. 1992. № 10. P. 1.
- Vörös A., Budai T., Haas J. et al.* GSSP (Global boundary stratotype section and point) proposal for the base of Ladinian (Triassic): A proposal for the GSSP at the base of the reitzi zone (sensu stricto) at bed 105 in the Felsöör section, Balaton Highland, Hungary // *Albertiana*. 2003. № 28. P. 35–47.
- Wang Y.* Earliest Triassic ammonoid faunas from Jiangsu and Zhejiang and their bearing on the definition of Permian-Triassic boundary // *Acta palaeontol. sinica.* 1984. V. 23. № 3. P. 257–269.
- Yin H., Sweet W.C., Glenister B.F. et al.* Recommendation of the Meishan section as global stratotype section and point for basal boundary of Triassic system // *Newsl. Stratigr.* 1996. V. 34. № 2. P. 81–108.
- Yin H., Zhang K., Tong J. et al.* The global stratotype section and point (GSSP) of the Permian – Triassic boundary // *Episodes*. 2001. V. 24. № 2. P. 102–114.
- Zakharov Y.* The global stratigraphic section and point 2 (GSSP) of the base of the Olenekian stage (Lower Triassic) // *Albertiana*. 2004. № 29. P. 38–40.
- Zakharov Y. D., Popov A.M., Buryi G.I.* Triassic ammonoid succession in South Prymorye. 3. Late Olenekian-Early Anisian zones // *Albertiana*. 2004. № 31. P. 54–64.
- Zhao L., Orchard M.J., Tong J.* Lower Triassic conodont biostratigraphy and speciation of Neospathodus waageni around the Induan-Olenekian boundary of Chaohu, Anhui Province, China // *Albertiana*. 2004. № 29. P. 41–43.

Рецензент А.Г. Константинов

УДК 564.8:551.763.12(477.75)

КОМПЛЕКСЫ БРАХИОПОД БЕРРИАСА КРЫМА

© 2006 г. С. В. Лобачева*, Т. Н. Смирнова**

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

**Московский государственный университет, Москва

Поступила в редакцию 01.06.2005 г., получена после доработки 18.12.2005 г.

Впервые выделены четыре разновозрастные комплекса берриасских брахиопод Крыма, привязанные к аммонитовым подразделениям. Берриасские брахиоподы насчитывают 44 вида, 27 родов и 14 семейств. Их таксономический состав является наиболее полным по сравнению со всеми известными разновозрастными комплексами брахиопод. Значительную часть комплекса составляют местные виды. Доказывается возможность использования берриасских брахиопод для определения возраста, расчленения и корреляции содержащих их отложений. Анализ географического распространения позволил уточнить связи берриасского морского бассейна в пределах Средиземноморской палеозоогеографической области.

Ключевые слова. Крым, брахиоподы, нижний мел, берриас, стратиграфия, корреляция, Средиземноморская палеозоогеографическая область.

ВВЕДЕНИЕ

Первым исследователем, описавшим берриасские брахиоподы Крыма, был А.С. Моисеев. Он изучил большую коллекцию титонских, берриасских и валанжинских брахиопод, установил присутствие европейских видов и подвидов таких, как *Lacunosella hoheneggeri* (Suess, 1858), *L. malbosi* (Pictet, 1867), *Rhynchonella corallina neocomiensis* (Jacob et Fallot, 1913), *Ismenia pectunculoides* (Schlotheim, 1820) и др., известных из титона Западной Европы. А.С. Моисеев впервые отметил наличие значительного числа эндемичных форм, он выделил новый род ринхонеллид *Belbekella Moiseev* (1939), четыре новых вида: *B. airgulensis*, *Terebratula kuckensis* (=Weberithyris moiseevi Weber), *Terebratulina arguensis*, *Zeilleria airgulensis* и один новый подвид *T. yailensis kojnautensis* (колл. № 4802 и № 6137 ЦНИГР Музей, СПб.). Т.Н. Смирнова продолжила изучение берриасских брахиопод Крыма (Смирнова, 1962, 1968, 1972, 1990; Смирнова, 1997, Смирнова, MacKinnon, 1995; Янин, Смирнова, 1981). Ее работы посвящены изучению их систематики, филогении, значению для стратиграфии и палеозоогеографии, микроструктуры раковинного вещества. Ею отмечено большое сходство видового состава берриасских брахиопод Крыма с брахиоподами из стратотипического разреза берриаса в Юго-Восточной Франции, описанных А. Орбиньи (d'Orbigny, 1847), П. Лориолем (Logiol, 1868), Ф. Пикте (Pictet, 1867, 1872), Ч. Жакобом и П. Фаллоттом (Jacob et Fallot, 1913). С.В. Лобачевой (1977, 1983, 1993), С.В. Лобачевой и др. (1994). Был проведен стратиграфиче-

ский анализ брахиопод в крымских разрезах берриаса, выявлены комплексы видов, характерных для определенных стратиграфических интервалов, послойно привязанных к аммонитовым подразделениям. Это позволило сопоставить различные в фациальном отношении типы разрезов Юго-Западного, Центрального и Восточного Крыма (рис. 1).

Брахиоподы – одна из наиболее часто встречающихся групп древних организмов в морских мелководных отложениях Крыма. Виды, как правило, представлены массовым количеством экземпляров, их раковины нередко образуют скопления и ракушняковые прослои. Отличительной особенностью этой группы фауны в берриасе Крыма является большое систематическое разнообразие – присутствуют представители как беззамковых брахиопод – отряд Craniida, так и замковых – отряды Rhynchonellida и Terebratulida, всего 44 вида, 27 родов и 14 семейств. Наиболее разнообразны теребратулиды, из которых существенная роль принадлежит рифолюбивым мегатиридидам, а также канцеллотиридидам и тецидидным брахиоподам, приуроченным к биогермным и глинистым фациям. Хорошая сохранность и частая встречаемость в разрезе позволяют использовать изученные брахиоподы для расчленения берриасских отложений Крыма – было выявлено четыре стратиграфических комплекса.

Аммонитовая стратиграфическая схема берриаса Крыма была разработана В.В. Друщицем (Druschits, 1975). Позднее она была дополнена и в нее вошли изменения в связи с полученными но-

выми данными по изучению берриасских аммонитов Крыма, проведенному Т.Н. Богдановой и И.В. Кванталиани (1983), Т.Н. Богдановой и др. (1988, 19996), Е.Ю. Барабошкиным (1997), Т.Н. Богдановой и В.В. Аркадьевым (1999), А.Ю. Глушковым (1997), В.В. Аркадьевым (2003) и другими исследователями. Коллекция брахиопод была собрана нижнемеловым отрядом кафедры палеонтологии МГУ под руководством В.В. Друщица при изучении разрезов берриаса – Б.Т. Яниным, Т.Н. Смирновой, Т.Н. Горбачик, М.А. Головиновой и Е.И. Кузьмичевой в 1954–1965 годах, сотрудниками ВСЕГЕИ Т.Н. Богдановой, С.В. Лобачевой, Т.А. Фаворской и также В.А. Прозоровским (ЛГУ) в 1977–1978 годах. В коллекцию вошли сборы 1976–1978 гг. доцента Киевского университета В.М. Нероденко. Коллекция насчитывает более 1000 экземпляров раковин брахиопод и хранится в ЦНИГР Музее им. Ф.Н. Чернышева в С.-Петербурге №№ 12075, 12770, 12810 и на кафедре палеонтологии МГУ №№ 109, 136, 327, 26-539, 12-2830. Брахиоподы были собраны и изучены из разрезов берриаса Восточного, Центрального и Юго-Западного Крыма (рис. 1). Разрезы описаны Т.Н. Богдановой, С.В. Лобачевой и Т.А. Фаворской (рис. 2).

Описание разрезов. Наиболее древний берриасский брахиоподовый комплекс (слои с *Tonasirhynchia janini*), наблюдается в глинистых известняках флишоидной толщи Восточного Крыма (разрезы у с. Наниково, мыса Ильи, Заводской балки, с. Султановка) и Центрального Крыма в бассейне р. Тонас (разрезы близ с. Красноселовка).

Разрез нижней зоны берриаса – *Berriasella jacobii* – *Pseudosubplanites grandis*, откуда происходят раковины брахиопод данного комплекса, составлен по правому притоку р. Тонас, ручью Кучук-Узень, вблизи с. Красноселовка (рис. 2). Здесь, в верховьях ущелья обнажаются:

I. Пачка ритмичного переслаивания серых глин, темно-серых глинистых алевролитов и коричневатых, часто брекчиевидных известняков. Прослои известняков мощностью от 5 до 50 см иногда достигают 1.5 м. В верхней части пачки появляются прослои мергелей. Из верхней части пачки (22 м) определены аммониты нижней зоны берриаса – *Holeophylloceras tauricum* (Ret.), *Pseudosubplanites ponticus* (Ret.), *P. ex gr. lorioli* Zitt., *Delphinella* sp. indet. и др. (определения Т.Н. Богдановой), брахиоподы – *Lacunosella monsalvensiformis* (Jacob et Fallot, 1913), *L. ex gr. malbosi*, *Symphythyris* sp. Мощность пачки 66 м.

II. Пачка имеет ярко выраженный флишоидный облик и представлена ритмичным переслаиванием темно-серых, зеленых, коричневатых мягких и плотных слоистых глин, мергелей, плотных кристаллических и менее плотных органогенных известняков. Мергелистые и известковистые прослои часто имеют линзовидный характер. Мощность прослоев известняков от 0.05 до 0.5 м. В каждом ритме, составляющем пачку, имеются участки пород, состоящие из тонкого переслаивания мергелей, известняков, мягких и более

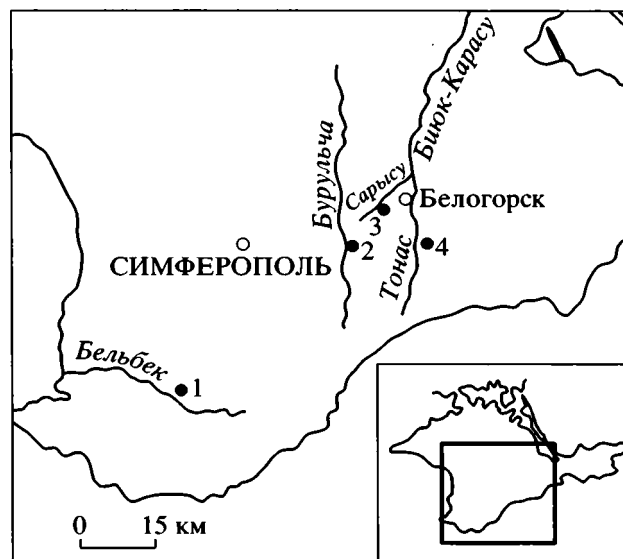


Рис. 1. Схема основных местонахождений берриасских брахиопод Крыма.

1 – Юго-Западный Крым, р. Бельбек (пос. Куйбышево); 2–4 – Центральный Крым: 2 – р. Бурульча (с. Межгорье), 3 – р. Сарысу (с. Балки), 4 – р. Тонас (с. Красноселовка).

плотных известковистых глин (они играют основную роль в строении каждого ритма). В верхней части пачки часто наблюдается залегание органогенных известняков на неровной поверхности глин и мергелей.

Во всей пачке встречены аммониты нижней зоны берриаса, криноидеи, двустворки, кораллы, мшанки, редкие белемниты. Брахиоподы характеризуют верхнюю часть пачки (54 м), они представлены *Lacunosella corallina neocomiensis* (Jacob et Fallot, 1913), *Tonasirhynchia janini* Lobatschova et Smirnova, 1994, *Symphythyris* cf. *substriata* (Schlotheim, 1820), *Ismenia pectunculoides* (Schlotheim, 1820). Мощность пачки 157 м.

III. Пачка серых глин с редкими маломощными прослоями плотных известняков-ракушняков и органогенных мергелей. Она четко отличается от более древних отложений резким сокращением количества прослоев известняков и отсутствием участков тонкого переслаивания. В ней преобладают серые глины с прослоями красноватых глин. В пачке встречены многочисленные ископаемые различных групп такого же состава, что и в пачке II, характерные для нижней зоны берриаса. Брахиоподы встречаются часто в прослоях известняков – ракушняков и представлены такими видами и подвидами, как *Tonasirhynchia janini*, *Lacunosella corallina neocomiensis*, *L. cf. contracta* (d'Orbigny, 1847), *L. ex gr. malbosi* (Pictet, 1863), *Symphythyris latirostris* (Suess, 1858), *S. cf. substriata*, *Ismenia pectunculoides*. Мощность пачки 24 м.

Глинисто-мергелистые пачки II и III по частым находкам раковин вида *Tonasirhynchia janini* выделяются в слои такого же названия. Вышележащие отложения аммонитовой зоны *Dalmaniceras tauricum* и слоев с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras* в бассейне р. Тонас были изучены в окрестностях с.

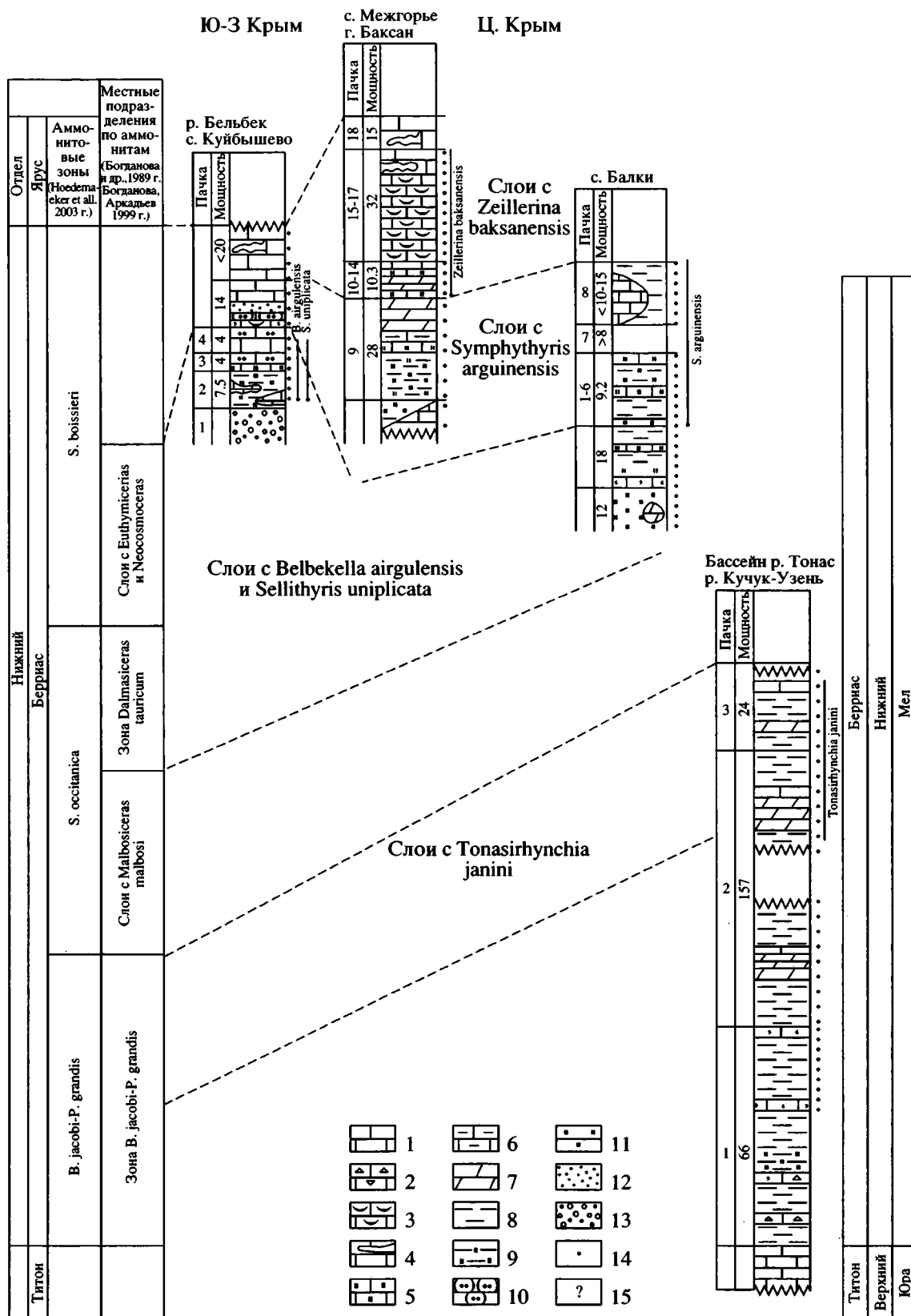


Рис. 2. Схема расчленения берриасских отложений Крыма по брахиоподам.

1–6 – известняки: 1 – известняк, 2 – брекчиевидный, 3 – ракушняк, 4 – с биостромами, 5 – алевритистый, 6 – глинистый; 7 – мергель; 8 – глина; 9 – глинистый алевролит; 10 – песчаник; 11 – алевролит; 12 – рыхлый песчаник; 13 – конгломерат; 14 – местоположение находок брахиопод в разрезе, 15 – скрыто осыпь. Мощность в метрах.

Алексеевка. Однако брахиоподы в них встречены не были. Одновозрастные отложения, содержащие многочисленные брахиоподы, наблюдаются в северо-восточной части Юго-Западного Крыма и в Центральном Крыму. Наиболее полно комплекс 2 – слои с *Belbekella airgulensis* и *Sellithyris uniplicata*, представлен в долине р. Бельбек (разрезы у с. Солнечноселе и пос. Куйбышево) и в глинисто-алевролитовой толще Центрального Крыма у с. Балки. По аммонитам они соответствуют зоне *Dalmasiceras tauricum* и слоям с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*. Описание разреза этой части берриаса приведено по ущ. Кабаний лог, вблизи пос. Куйбышево в бассейне р. Бельбек (рис. 2).

Пачка I. Конгломераты полимиктовые, состоящие в основном из кварцевой гальки, а также из галек песчаника и алевролита. Галька хорошо окатанная, от 1 до 10 см в диаметре. Конгломераты сцементированы местами плотным, участками рыхлым известковисто-песчаным цементом. Видимая мощность около 5 м.

Пачка II. Песчаники буровато-рыжие, рыхлые известковистые с отдельными линзовидными прослоями более плотных разностей. Редко встречается галька переотложенных песчаников и кварцевая галька. Мощность около 2 м.

Выше – известняки ржаво-серые песчаные плитчатые, песчаники и алевролиты темно-серые рыхлые, слоистые. В верхней части пачки возрастает количество рыхлых пород, появляются глинистые алевролиты. Здесь прослои известковистых песчаников становятся линзовидными. В нижней части пачки многочисленны двустворчатые моллюски, особенно части раковины *Gervillia anceps* Desh., *Cucullaea gabrielis* Leym., *C. glabra* Park., *Myophorella loewinsonlessingi* (Renng.) и многочисленные раковины брахиопод *Belbekella airgulensis* Moiseev, 1939, *Sellithyris uniplicata* Smirnova, 1972. Во всей пачке встречаются многочисленные аммониты – *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenst.), *Protetragonites tauricum* Kulj-Vor., *Dalmasiceras crassicoatum* Djan., *D. ex gr. dalmasi* (Pict.), двустворки – *Neitheia simplex* Mordv., *Lima dubisiensis* Pict. et Camp., брахиоподы – *Belbekella airgulensis*, *B. mutabilis* Lobatscheva, 1983, *Sellithyris uniplicata* и более редкие *Præcyclothyris gracilis* Lobatscheva, 1977, *Sellithyris cf. gratianopolitensis* (Pictet, 1972), *Psilothyris airgulensis* (Moiseev, 1939), *Zeillerina walkeriformis* Smirnova, 1972. Мощность 7.5 м.

III. Пачка чередования плотных прослоев алевролитов серых известковисто-песчаных, рыхлых зеленовато-бурых песчаников и темно-серых глинистых алевролитов. Во всей пачке встречены *Ptychophylloceras ex gr. inordinatum* Touc., *P. ptychoicum* (Quenst.), *Protetragonites tauricus* Kulj-Vor., *Dalmasiceras crassicoatum* Djan., *Gervillia anceps* Desh., *Neitheia ex gr. simplex* Mordv., *N. valangiensis* Pict. et Camp., *Lima dubisiensis* Pict. et Camp., *Myophorella cf. loewinsonlessingi* (Renng.), *Pterotrigonia caudata* (Ag) и брахиоподы – *Belbekella airgulensis*, *Sellithyris uniplicata*. Мощность 4.1 м.

IV. Пачка частого переслаивания рыхлых песчаников и тонких прослоев известняков и ракушечников до 5–10 см мощности. В верхней части пачки, в 1.5 м ниже кровли, залегает прослой песчаника зеленовато-буро-

го, рыхлого с многочисленными раковинами *Sellithyris uniplicata*. Во всей пачке встречены *Belbekella airgulensis*, *B. minor* Lobatscheva, 1983, *Sellithyris uniplicata*, *S. gratianopolitensis*, *Toxaster cf. granosus* (d' Orb.), *Neitheia simplex* Mordv., *N. valangiensis* Pict. et Camp., *Rhynchostreon subsinuatum* (Leym.), *Inoperna gillieronii* Pict. et Camp. Мощность 4.2 м.

Песчано-известковистые отложения пачек II – IV по содержащимся в них аммонитам отвечают зоне *Dalmasiceras tauricum* и слоям с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras* (Богданова и др., 1999). Данные отложения, как видно из описания разреза, содержат частые раковины *Belbekella airgulensis* и *Sellithyris uniplicata* и на этом основании выделяются нами как слои с этими видами брахиопод. Они прослеживаются также и в глинисто-алевролитовой толще в разрезе у с. Балки в Центральном Крыму. В ней встречены аммониты как далмазицерасы, так и эутимицерасы и неокосмоцерасы. Для этой толщи характерны не только *Belbekella airgulensis* и *Sellithyris uniplicata*, но и ракушечники с теребратулидами *Loriolithyris valdensis* (Loriol, 1868).

Комплекс 3 с *Symphythyris arguinensis* (Moiseev, 1949) (по аммонитам слои с *Tauricoceras* sp.) – комплекс губковых биогермов. Эти отложения хорошо обнажаются в бассейне р. Сарысу близ с. Балки, протягиваются почти сплошной полосой к западу и выходят в основании разреза у с. Межгорье в бассейне р. Бурульча. Это белесые рыхлые породы, близкие по составу к глинистым известнякам. Местами они переполнены скелетами губок, раковинами брахиопод, мелких устриц, кораллов, иглами морских ежей. Они прослеживаются в Юго-Западном Крыму, в Байдарской долине, в разрезах сел Кучки, Родное и Передовое – в известном по литературе “губковом горизонте”.

Разрез отложений с *Symphythyris arguinensis* составлен на западном склоне гряды в 1.5 км южнее с. Балки (рис. 2).

1. Алевролиты серые с охристыми примазками согласно залегают на глинах с *Euthymiceras ex gr. euthymii* (Pict.) и *Neocosmoceras ex gr. rerollei* Paq. В них найдены *Balkites nerodenkoi* Bogdanova et Kvant., *Lima nicoletti* Pict. et Camp., *Picnodonte weberae* Janin, *Rhynchostreon subsinuatum* (Leym.), *Loriolithyris valdensis*, *Symphythyris arguinensis*, *Dictyothyris spinulosa* Smirnova, 1968 и *Aploscyathus laticonica* Kot. Мощность 0.2–0.5 м.

2. Глины коричневатые слоистые с мелкими ожелезненными ядрами аммонитов *Euthymiceras* sp., *Balkites* sp. Мощность 0.1 м.

3. Глины алевролитистые известковистые, слоистые темно-серые и массивные буроватые. В них найдены аммониты *Tauricoceras cf. crassicoatum* Kvant. et Lyss., *Balkites tauricus* Bogdanova et Kvant., многочисленные брахиоподы – *Echinirhynchia balkinensis* Smirnova, 1972, *Belbekella* sp., *Loriolithyris valdensis*, *Symphythyris arguinensis*, *Terebrataliopsis quadrata* Smirnova, 1962, *Bosquetella robusta* Smirnova, 1972. Мощность 5 м.

4. Алевролиты известковистые плотные с большим количеством раковин *Symphythyris arguinensis* и

Loriolithyris valdensis. В меньшем количестве встречаются *Rhynchostreon subsinuatum* (Leym.), *Dictyothyris spinulosa*, *Terebrataliopsis quadrata*, *Advenina* ex gr. *villersensis*. Мощность 0.2 м.

5. Глины алевроитистые плотные, вязкие, буроватые с редкими раковинами *Loriolithyris valdensis* в нижней части. Мощность 2 м.

6. Алевролиты известковистые плотные с мелкими гастроподами, образующие на склоне гривку.

7. Алевролиты буроватые. С единичными аммонитами *Riasanites* sp. Видимая мощность 8 м.

8. Глинистые известняки и известковистые глины темно-серые, содержат известковистые конкреции или губковые биогермы, переполненные губками, мелкими устрицами – *Ceratostreon minos* Coq., кораллами, иглами морских ежей – *Cidaris affr. etiosa* Des., *Rhabdocidaris arginensis* Weber, *Diplocidaris* (?) *bicarinata* Weber. Характерно присутствие многочисленных раковин брахиопод *Symphythyris arguinensis*, а также *Conocrania spinocostata* Smirnova, 1972, *Echinirhynchia balkinensis* Smirnova, 1972, *Monticlarella korlukensis* Lobatscheva, 1983, *Tropeothyris* sp., *Weberithyris moiseevi* (Weber, 1949), *Dictyothyris spinulosa*, *Ismenia perillustris* Smirnova, 1972, *Praeargyrotheca hexaplicata* Smirnova, 1972, *Evagyrotheca alta* (Smirnova, 1972), *Krimargyrotheca concinna* (Smirnova, 1972). Видимая мощность 10–15 м.

Продолжение разреза наблюдается у с. Межгорье, где на губковых известняках залегают:

9. Глины алевроитистые зеленовато-серые переслаиваются с алевролитами желтоватыми с включениями известковистого алевролита. Количество прослоев алевролитов вверх по разрезу возрастает, они становятся более известковистыми и постепенно переходят в верхней части в мергели. Здесь найдены аммониты – *Spiticeras proteus* Ret., *Subalpinites* sp., брахиоподы – довольно редкие *Symphythyris arguinensis*, *Loriolithyris valdensis*, *Tropeothyris* sp., *Weberithyris moiseevi*, *Terebrataliopsis quadrata*. Мощность 28 м.

На пачке 9 согласно залегают слои с *Zeillerina baksanensis* Smirnova, 1972.

Глинисто-алевролитовые пачки 1–7 с аммонитами *Tauricoceras crasscostatum* и *Riasanites* (Богданова и др., 1983), глинистые известняки с губками (“губковый горизонт”) 8-ой пачки (разрез у с. Балки), а также алевролиты 9-ой пачки (разрез у с. Межгорье) (рис. 2) по распространению в них вида *Symphythyris arguinensis* и сопровождающих его форм выделяются в слои с *Symphythyris arguinensis* (Богданова и др., 1981). Они охватывают интервал разреза берриаса слоев с *Tauricoceras crasscostatum* и берриасских аммонитов *Riasanites*, *Spiticeras*, *Subalpinites*, соответствующий нижней части зоны *Fauriella boissieri* Общей стратиграфической шкалы.

Верхняя часть берриаса Крыма представлена алевроитистыми мергелями и биостромными известняками и содержит комплекс с *Zeillerina baksanensis*. Оно особенно богато представлено в Центральном Крыму (с. Межгорье, с. Соловьевка) и менее полно в Юго-Западном (бассейн р. Бельбек). Разрез этой части берриаса состав-

лен у с. Межгорье (Баксанская скала) (рис. 2). *Zeillerina baksanensis*

10. Алевролиты голубовато-серые, переходящие в желтовато-серые известковистые алевролиты. Они согласно залегают на алевролитах 9-й пачки. В них встречена разнообразная бентосная фауна – криноидеи, двусторчатые моллюски, кораллы, морские ежи и многочисленные брахиоподы – *Mesocrania barskovi* Smirnova, 1972, *Echinirhynchia nucleatoformis* Smirnova, 1972, *Cyclothyris* (?) *rectimarginata* Smirnova, 1972, *Krimargyrotheca concinna* Smirnova, 1972, *Terebrataliopsis quadrata*, *Thecidiopsis tetragona* (Roemer, 1839), *Bosquetella campichei* (Loriol, 1872). Мощность 2.8 м.

11. Мергели светлые, желтовато-серые сланцеватые. Найдены редкие двусторчки. Мощность 1.2 м.

12. Алевролиты глинистые серовато-голубоватые, рыхлые, комковатые, участками переходящие в плотные известковистые алевролиты. В них найдены *Cyclothyris* (?) *rectimarginata*, *Symphythyris kojnautensis* (Moiseev, 1960), *Advenina* ex gr. *villersensis*, *Terebrataliopsis quadrata*, *Zeillerina baksanensis*. Мощность 2.5 м.

13. Чередование алевролитов известковистых желтоватых и светлых мергелей: в основании – 1) мергель, 0.4 м, 2) выше – алевролит, 0.4 м, 3) мергель и тонкий прослой алевролита, 0.5 м, в кровле – органогенный светлый известняк, 0.2 м.

Во всей пачке содержатся обильные органические остатки – кораллы, криноидеи, двусторчки, гастроподы, морские ежи и брахиоподы: *Mesocrania barskovi*, *Echinirhynchia nucleatoformis*, *Cyclothyris* (?) *rectimarginata*, *Apodosia lorioli* (Smirnova, 1972), *Krimargyrotheca concinna*, *Agerinella cuneata* Smirnova, 1972, *Bosquetella campichei*, *Thecidiopsis tetragona*, *Symphythyris kojnautensis*, *Zeillerina baksanensis*. Мощность 2.1 м.

14. Алевролиты известковистые зеленовато-желтоватые, слоистые, рыхлые. В них встречено большое количество фаунистических остатков, особенно брахиопод: *Septaliphoria guerassimovi* Moiseev, 1949, *Cyclothyris* (?) *rectimarginata*, *Symphythyris kojnautensis*, *Weberithyris moiseevi*, *Zeillerina baksanensis*, *Terebrataliopsis quadrata*, *Mesocrania barskovi*, *Krimargyrotheca concinna*, *Agerinella cuneata*, *Apodosia lorioli*, *Thecidiopsis tetragona*. Мощность 1.7 м.

15. Известняки с биостромами светло-серые, местами переходящие в известковистые алевролиты. Более рыхлые участки содержат колонии кораллов и брахиоподы. Раковины *Symphythyris kojnautensis* являются пороодообразующими. В верхней половине пачки – биостромные известняки светло-серые коралловые, содержащие многочисленные раковины *Weberithyris moiseevi*. В пачке встречены *Echinirhynchia nucleatoformis*, *Cyclothyris* (?) *rectimarginata*, *Sellithyris uniplicata*, *Zeillerina baksanensis*, *Terebrataliopsis quadrata* и др. Мощность 8 м.

16. Известняки светлые ноздреватые с включениями алевроитового материала, местами состоящие из колоний кораллов. В них встречены *Symphythyris kojnautensis*, *Weberithyris moiseevi*, *Zeillerina baksanensis*, *Terebrataliopsis quadrata*. Мощность 5.4 м.

17. Известняки светлые, плотные, перекристаллизованные со сланцеватой отдельностью. Они содержат брахиоподы *Cyclothyris* (?) *rectimarginata*, *Weberithyris moiseevi*, *Symphythyris kojnautensis*, *Zeillerina baksanensis*, *Terebrataliopsis quadrata*. Мощность 3.5 м.

18. Известняки с биостромами светлые, плотные, мраморовидные, средне- и грубослоистые с ячеистой формой выветривания, с железистыми включениями, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Известняки образуют отвесный обрыв (Баксанская = Койнаутская скала). В них найдены единичные брахиоподы *Septaliphoria* cf. *guerassimovi*, *Cyclothyris* (?) *rectimarginata*, *Weberithyris moisseevi*, *Symphythyris kojnautensis*. Мощность 15.5 м.

19. Выше залегает пачка оолитовых известняков с рудистами, образующих в кровле неровную поверхность с многочисленными следами сверлильщиков. Видимая мощность около 10 м.

Карбонатные отложения 10–18 пачек разреза с. Межгорья, содержат разнообразную бентосную фауну, особенно брахиоподовую, с характерным видом *Zeillerina baksanensis* Smimova, по названию которого выделяются одноименные слои (Богданова и др., 1981). В бассейне р. Бельбек Юго-Западного Крыма им соответствует толща органогенных и оолитовых известняков, содержащих колонии кораллов, мощностью 10–16 м. В ней встречены брахиоподы *Zeillerina baksanensis*, *Z. walkeriformis*, *Weberithyris moisseev*, *Advenina villersensis*, *Terebrataliopsis quadrata*, характерный комплекс слоев с *Zeillerina baksanensis*. По положению в разрезе они вероятно соответствуют верхней части зоны *Fauriella boissieri*.

АНАЛИЗ КОМПЛЕКСОВ БРАХИОПОД

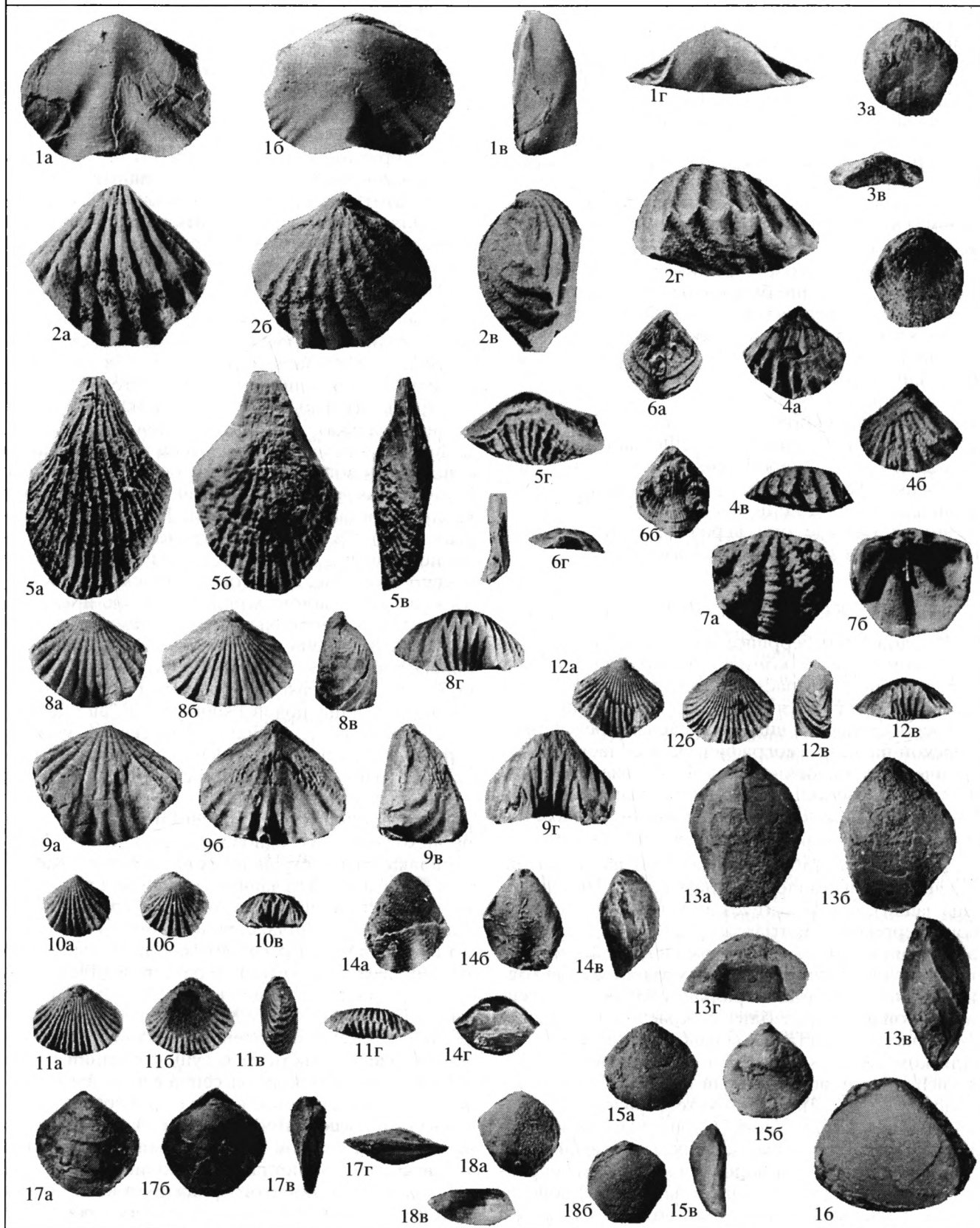
В отложениях берриаса Крыма выделено четыре брахиоподовых комплекса, характеризующих определенные возрастные интервалы. Каждый комплекс отличается спецификой географического распространения видов в пределах Средиземноморской палеозоогеографической области и экологическими особенностями. Из 44 видов, известных в берриасских отложениях Крыма, 12 видов распространены довольно широко в пределах этой области. Остальные виды являются местными.

Комплекс 1 (табл. I) составляют шесть видов. Он является наиболее древним (слои с *Tonasirhynchia janini*), соответствует нижней аммонитовой зоне берриаса – *Berriasella jacobii* – *Pseudosubplahites grandis*. Виды этого комплекса распространены в глинистых известняках флишовой толщи в Восточном и Центральном Крыму в бассейне р. Тонас (разрез близ с. Красноселовка), где брахиоподы представлены наиболее полно (рис. 2). Для комплекса характерен местный вид *Tonasirhynchia janini*, встречающийся на мысе Ильи в Заводской балке, Якорной бухте, в разрезах р. Тонас и ручья Кучук-Узень. Слои с этим видом могут служить хорошим маркером для выявления разновозрастных отложений нижней зоны берриаса. Пять других видов известны из Западной Европы. *Lacunosella monsalvensiformis* и *L. malbosii* найдены в верхнетитонских – берриасских мергелисто-известняковых отложениях Юго-Восточ-

ной Франции и Швейцарии. *Symphythyris substriata* и *S. latirostris* описаны из титона – низов берриаса Словакии и Польши. *Ismenia pectunculoides* встречается в титоне Юго-Восточной Франции, Швейцарии, в титоне – низах берриаса Моравии, Штрамберга и Польши (Рогожник), в титоне Северного Кавказа. В этом комплексе доминируют тетические формы, и он близок по своему составу комплексу брахиопод из титона и низов берриаса Юго-Восточной Франции (флишотидные отложения стратотипа) Моравии и Польши. Приведенные данные позволяют сделать вывод о наличии широких связей в раннем берриасе Крымского бассейна с бассейнами Западной Европы (Альпийская провинция).

Комплекс 2 (табл. I) включает 12 видов. Наиболее полно он представлен в песчаных известняках Юго-Западного Крыма, в бассейне р. Бельбек и в глинисто-алевролитовой толще Центрального Крыма, близ с. Балки. Эти отложения содержат аммониты родов *Dalmaniceras*, *Euthymiceras* и *Neocosmoceras* и на этом основании относятся к зоне *Dalmaniceras tauricum* и слоям с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras* схемы берриаса Крыма (Богданова и др., 1981; Богданова, Аркадьев, 1999). Из 12 видов, встречающихся здесь брахиопод, 3 вида – эндемичные, а 9 имеют широкое распространение. Для этого комплекса характерно появление меловых родов и видов, представленных многочисленными раковинами ринхонеллиды рода *Belbekella* (*B. airgulensis*, *B. mutabilis*, *B. minor*), теребратулиды родов *Sellithyris* (*S. uniplicata*, *S. gratianopolitensis*), *Loriolithyris* (*L. valdensis*), а также даллиниды родов *Psilothyris* (*P. airgulensis*), *Terebrataliopsis* (*T. quadrata*), *Zeillerina* (*Z. walkeriformis*) и *Advenina* (*A. villersensis*). Кроме того, следует отметить присутствие в этом комплексе единичных раковин бореального позднеюрского рода *Praecyclothyris* (*P. gracilis* и *P. berriasensis*), происходящих из разновозрастных слоев Мангышлака, распространенных на Северном Кавказе и Копетдаге. Для данного комплекса характерно присутствие не только видов, встречающихся на Кавказе и Мангышлаке, но и европейских, широко географически распространенных, известных из берриаса и валанжина Франции и Швейцарии (табл. I). Наличие общих видов с Северным Кавказом, Мангышлаком и Копетдагом, с одной стороны, а также с западноевропейскими странами с другой, свидетельствует о существовании широких связей Крымского бассейна в далмациерасовое и эутимицерасовое время с разновозрастными морскими бассейнами Альпийской и Северокавказско-Туркменской провинциями. В последней (Мангышлак, Копетдаг) не сохраняются ринхонеллиды теплолюбивого рода *Belbekella*, а присутствуют многочисленные раковины рода *Praecyclothyris*, свидетельствующие о связях Северокавказско-Туркменской провинцией с морскими

Таблица I



бассейнами Бореальной области. Появление в Крыму 2-го комплекса было связано с наибольшим распространением в нем видов *Belbekella airgulensis* и *Selliithyris uniplicata*. Содержащие их отложения выделены в одноименные слои. Они соответствуют возрастному интервалу зоны *Dalmasiceras tauricum* и слоев с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras* и прослеживаются на значительном расстоянии в пределах Юго-Западного и Центрального Крыма.

Комплекс 3 (табл. II) состоит из 16 видов и 14 родов и является специфическим комплексом рифолюбивых брахиопод, распространенных в основном в губковых биогермах Центрального и Юго-Западного Крыма. Наиболее полно он представлен в бурых алевролитах с прослоями плотных серых алевролитов (в нижней части) и в темно-серых известковистых глинах с крупными известковистыми конкрециями или в губковых биогермах (в верхней части) у сел Балки, Межгорье, а также в губковых известковистых глинах Байдарской долины близ сел Кучки и Передовое. По аммонитам эта часть разреза отвечает слоям с *Tauricoceras crassicosatum* и вышележащим слоям с *Riasanites* sp. Для этого комплекса отмечается разнообразие систематического состава. Увели-

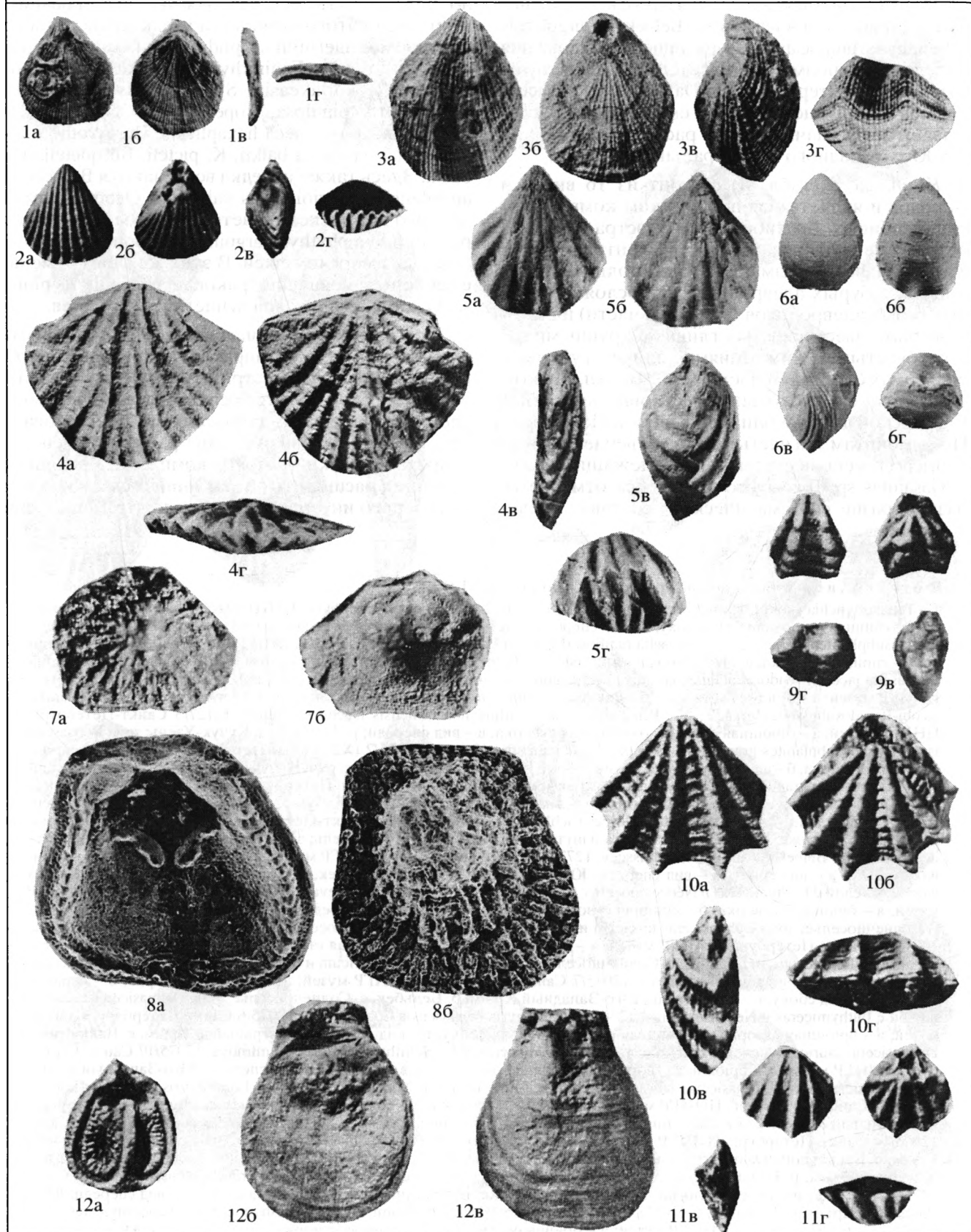
чение количества таксонов связано с максимально благоприятными условиями существования. Только для этого комплекса характерны такие, в основном, эндемичные рифолюбы, как *Conocrania spinacostatus*, *Echinirhynchia balkinensi*, *Monticlairella* (?) *korlukensis*, *Symphythyris arguinensis*, *Dictyothyris spinulosa*, *Tropeothyris* sp, *Ismenia perillustris*, *Praeargyrotheca hexaplicata*, *Evagyrotheca alta*, *Krimargyrotheca balkii*, *K. picteti*, *Bosquetella robusta*. Здесь также изредка встречаются *Belbekella airgulensis* и *Loriolithyris valdensis*. Особенностью данного комплекса является массовое количество раковин *Symphythyris arguinensis* и присутствие губок и игл морских ежей. В этих же слоях отмечается первое появление раковин *Weberithyris moiseevi*, характерных для вышележащих слоев.

При изучении берриасских отложений Крыма интервал разреза с *Symphythyris arguinensis* и губками был выделен в стратиграфическое подразделение – слои с *S. arguinensis*, залегающие выше слоев с *Tauricoceras crassicosatum* (Богданова и др., 1981). Детальный анализ распространения в разрезе с. Балки третьего комплекса брахиопод позволил расширить объем данных слоев и включить в него интервал разреза слоев с *Tauricoceras*

Фототаблица I. Берриасские брахиоподы – комплексы 1 и 2.

1 – *Tonasinirhynchia janini* Lobatscheva et Smirnova. 12075/1 голотип Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Восточный Крым, г. Феодосия, мыс Ильи; зона *Berriasella jacobii*–*Pseudosubplanites grandis*. 2 – *Lacunosella malbosi* (Pictet). 13127/1 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, р. Тонас, руч. Кучук-Узень; берриас, зона *Berriasella jacobii*–*Pseudosubplanites grandis*. 3 – *Lacunosella monsalvensiformis* (Jacob et Fallot). 13127/2 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; р. Тонас, руч. Кучук-Узень, зона *Berriasella jacobii*–*Pseudosubplanites grandis*. 4 – *Rhactorhynchia corallina neocomiensis* (Jacob et Fallot). 13127/3 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид спереди; р. Тонас, руч. Кучук-Узень; зона *Berriasella jacobii*–*Pseudosubplanites grandis*. 5 – *Symphythyris latirostris* (Suess). 12075/2 (X2) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; р. Тонас, руч. Кучук-Узень; зона *Berriasella jacobii*–*Pseudosubplanites grandis*. 6 – *Symphythyris substriata* (Schlotheim). 12075/3 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; р. Тонас, руч. Кучук-Узень; зона *Berriasella jacobii*–*Pseudosubplanites grandis*. 7 – *Ismenia pectunculoides* (Schlotheim). 12075/4. (X2). Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка снаружи, б – брюшная створка изнутри; р. Тонас, руч. Кучук-Узень; зона *Berriasella jacobii*–*Pseudosubplanites grandis*. 8 – *Belbekella airgulensis* Moiseev. 12770/4 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, в – вид спереди; Юго-Западный Крым, р. Бельбек, с. Солнечноселье; зона *Dalmasiceras tauricum* и слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*. 9 – *Belbekella mutabilis* Lobatscheva. 12075/11 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Юго-Западный Крым, р. Бельбек, с. Солнечноселье; зона *Dalmasiceras tauricum* и слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*. 10 – *Belbekella minor* Lobatscheva. 12075/13 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Юго-Западный Крым, р. Бельбек, с. Солнечноселье; слои с *Dalmasiceras tauricum* и слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*. 11 – *Praeesclothyris gracilis* Lobatscheva. 12075/7 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Юго-Западный Крым, р. Бельбек, с. Солнечноселье; зона *Dalmasiceras tauricum* и слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*. 12 – *Praeesclothyris berriasensis* Lobatscheva. 12075/6 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Балки; зона *Dalmasiceras tauricum* и слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*. 13 – *Selliithyris uniplicata* Smirnova. 12075/17 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Юго-Западный Крым, с. Куйбышево; зона *Dalmasiceras tauricum* и слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*. 14 – *Loriolithyris valdensis* (Loriol). 12075/21 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Балки; слои с *Tauricoceras crassicosatum*. 15, 16 – *Selliithyris gratianopolitensis* (Pictet). 15 – 12075/14 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку; Центральный Крым, с. Балки; зона *Dalmasiceras tauricum*; 16-2075/15 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка; Юго-Западный Крым, р. Бельбек, с. Куйбышево; зона *Dalmasiceras tauricum*. 17, 18 – *Psilothyris airgulensis* (Moiseev). 17 – 327/9 МГУ, кафедра палеонтологии; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Юго-Западный Крым, р. Бельбек, с. Куйбышево; зона *Dalmasiceras tauricum* и слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*; 18 – 13127/4 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид спереди; Юго-Западный Крым, с. Солнечноселье; зона *Dalmasiceras tauricum* и слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*.

Таблица II



crassicostatum (см. разрез Балки, сл. 1–4). Возраст губковой, собственно биогермовой части, слоев с *Symphythyris arguinensis* установлен по присутствию единичных аммонитов рода *Riasanites* sp. – разрез Балки, слой 7 (Богданова, Кванталиани, 1983). На этом основании слои с *Symphythyris arguinensis* Крыма могут быть условно сопоставлены с нижней частью зоны *Riasanites rjasanensis* Северного Кавказа (Сахаров, Шилкин, 1987) и с лоней *Riasanites* и *Pugurus rostratus* Горного Мангышлака (Луппов и др., 1988). Они отвечают нижней части зоны *Fauriella occitanica* Общей стратиграфической шкалы.

Присутствие в этих слоях таких европейских видов, как *Loriolithyris valdensis*, *Advenina villersensis* и *Krimargyrotheca picteti* свидетельствует о незначительных связях в это время Крымского морского бассейна с морями Альпийской провинции.

Комплекс 4 (табл. III) включает 16 видов иного систематического состава, чем нижележащий комплекс. Это верхнее сообщество берриаса Крыма наиболее богато представлено в светлых биостромовых известняках и особенно в подстилающих их известковистых алевролитах и мергелях Центрального Крыма, близ сел Межгорья и Соловьевка. Оно также наблюдается в биостромах Юго-Западного Крыма, в бассейне р. Бельбек в ущ. Кабаний Лог и у сел. Солнечноселье. Эта часть разреза берриаса по частому распространению местного вида *Zeillerina baksanensis* выделяется как слои с *Zeillerina baksanensis* (Богданова и др., 1981) и отвечает по положению в разрезе верхней части аммонитовой зоны *Fauriella boissieri*. Комплекс слоев состоит в основном из рифолюбивых форм, из которых 8 видов являются местными, из них беззамковые *Mesocrania bar-*

skovi, замковые ринхонеллиды *Echinirhynchia nucleatiformis*, *Cyclothyris* (?) *rectimarginata*, *Apodosia lorioli*, теребратулиды *Krimargyrotheca concinna*, *Agerinella cuneata*, *Zeillerina walkeriformis*, *Symphythyris kojnautensis*. Раковины последнего вида в известняках биострома у с. Межгорье местами являются порообразующими. Семь видов данных слоев распространены в других районах, *Septaliphoria guerassimovi*, *Weberithyris moisseevi* и *Terebrataliopsis quadrata* встречаются в берриасе Северного Кавказа. *Thecidiopsis tetragona*, *Bosquetella campichei*, *Loriolithyris valdensis* и *Advenina villersensis* известны из берриаса и валанжина Юго-Восточной Франции и Швейцарии. Последние два вида характерны также для берриаса Северного Кавказа, Копетдага и Мангышлака.

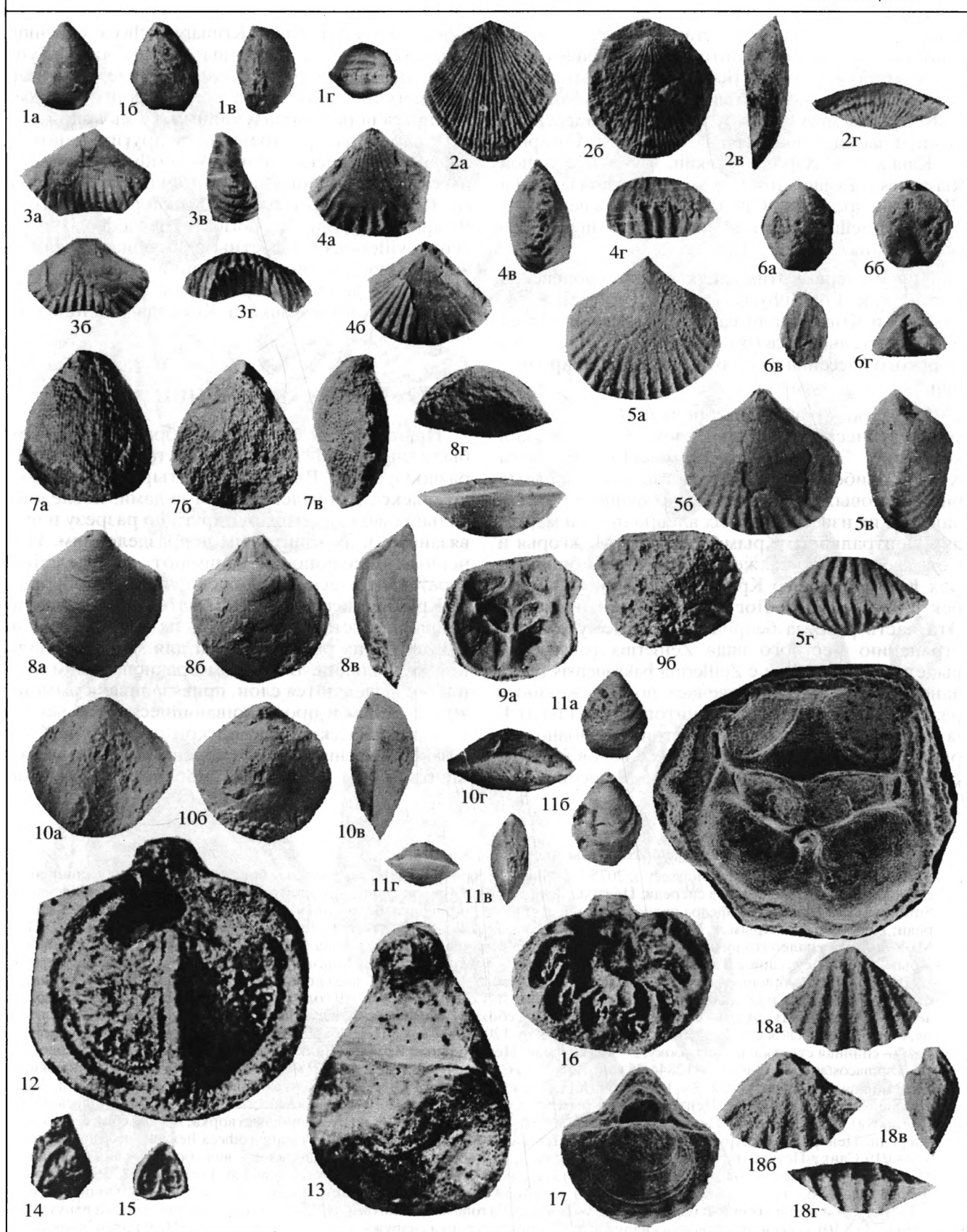
ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изучении берриасских брахиопод Крыма было выявлено их большое таксономическое разнообразие. Выделены четыре возрастных комплекса с определенными видами, последовательно сменяющими друг друга по разрезу и привязанные к аммонитовым подразделениям. Изученные брахиоподы занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе берриаса Крыма и используются не только для определения возраста содержащих их отложений, но также для их расчленения и для межрегиональной корреляции. В каждом брахиоподовом комплексе выделяются слои, привязанные к аммонитовым зонам и прослеживающиеся в Крыму и в Северокавказско-Туркменской провинции. Слои с *Tonasirhynchia janini* отмечены в Восточном и Центральном Крыму, они соответствуют аммо-

Фототаблица II. Берриасские брахиоподы – комплекс 3.

1 – *Symphythyris arguinensis* (Moisseev). 2075/18 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Балки; слои с *S. arguinensis*. 2 – *Echinirhynchia balkinensis* Smirnova. 136/405 МГУ, кафедра палеонтологии; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Балки, слои с *Tauricoceras crassicosatum*. 3 – *Dictyothyris spinulosa* Smirnova. 26 – 539/121 МГУ, кафедра палеонтологии; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, р. Сарысу; слои с *Tauricoceras crassicosatum*. 4 – *Ismenia perillustris* Smirnova. 13127/5 (X3) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Балки; слои с *Symphythyris arguinensis*. 5 – *Monticlarella korlukensis* Lobatscheva. 2075/19 голотип Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Юго-Западный Крым, Байдарская долина, овраг Кореу; слои с *S. arguinensis*. 6 – *Tropeothyris* sp. 12075/20 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Балки, слои с *S. arguinensis*. 7, 8 – *Conopoceras spinacostata* (Smirnova). 7 – 12844/25 голотип (X10) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – спинная створка снаружи, б – спинная створка изнутри; 8 – 12942/169 (X17) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – спинная створка изнутри, б – спинная створка снаружи; Центральный Крым, с. Кучки; слои с *Tauricoceras crassicosatum*. 9 – *Evargyrotheca alta* (Smirnova). 12844/20 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Балки; слои с *Tauricoceras crassicosatum*. 10 – *Praeargyrotheca hexaplicata* (Smirnova). 12844/19 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Балки; слои с *Tauricoceras crassicosatum*. 11 – *Krimargyrotheca picteti* (Loriol) 136/173 МГУ, кафедра палеонтологии; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Балки; слои с *Tauricoceras crassicosatum*. 12 – *Bosquetella robusta* Smirnova. а – 12844/23 (X6), спинная створка изнутри; 12844/24 (X10), б – спинная створка снаружи, в – брюшная створка снаружи; Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; спинная створка изнутри; Центральный Крым, с. Балки; слои с *Tauricoceras crassicosatum*.

Таблица III



нитовым зонам берриаса *Berriasella jacobii* и *Pseudosubplanites grandis*. Слои с *Belbekella airgulensis* и *Selliithyris uniplicata* соответствуют аммонитовой зоне *Dalmasiceras tauricum* и слоям с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*, они прослеживаются в Юго-Западном и Центральном Крыму. Виды *Praescyclothyris gracilis* и *Advenina villersensis* могут служить для определения берриасского возраста в Крыму, на Северном Кавказе, Мангышлаке и в Копетдаге. Слои с *Symphythyris arguensis* прослеживаются в Крыму, на Северном Кавказе и на Мангышлаке, они соответствуют нижней части зоны *Riasanites rjasanensis*. В Центральном и Юго-Западном Крыму выделяются слои с *Zeillerina baksanensis*, соответствующие верхней части зоны *Fauriella boissieri*. Наличие берриасских отложений в Крыму и на Северном Кавказе могут подтвердить находки *Weberithyris moisseevi* и *Terebrataliopsis quadrata*. Из четырех стратиграфических подразделений, выделенных по брахиоподам, два – слои с *Symphythyris arguensis* и слои с *Zeillerina baksanensis* еще ранее вошли в региональную схему расчленения берриасских отложений Крыма (Богданова и др., 1981; Зоны меловой системы в СССР, 1989, с. 40).

На основании изучения систематического состава разновозрастных комплексов берриасских брахиопод Крыма стало возможным проследить связи между бассейнами северной части Средиземноморской палеозоогеографической области. Видовой состав первого комплекса свидетельствует о широких связях Крымского бассейна с морями Альпийской провинции и, в частности, со стратотипической областью берриаса в Юго-Восточной Франции. В составе второго комплекса преобладают виды, общие с Северным Кавказом, Мангышлаком и Копетдагом, что свидетельствует о расширении связей с Северокавказско-Туркменской провинцией. В это же время существовали связи Северокавказско-Туркменской провинции с морями Бореальной области. Об этом свидетельствует присутствие единичных представителей бореального рода *Praescyclothyris*. Преобладание эндемиков в 3 и в 4-м комплексах в значительной степени обусловлено приуроченностью к биогермовым образованиям. Для них характерны типичные рифоллюбы – цементирующиеся краниды и тецидеидные брахиоподы, якорные формы с хорошо развитой ножкой, которая удерживает раковину почти в вертикальном положении – метатриды.

Фото таблица III. Берриасские брахиоподы – комплекс 4.

1 – *Zeillerina baksanensis* Smirnova. 12075/22 (X2) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Межгорье; зона *Fauriella boissieri*, слои с *Zeillerina baksanensis*. 2 – *Symphythyris kojnautensis* (Moisseev). 12074/26 (X2) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Межгорье; слои с *Zeillerina baksanensis*. 3 – *Cyclothyris rectimarginata* Smirnova. 13127/6 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Межгорье; слои с *Zeillerina baksanensis*. 4 – *Septaliphoria guerassimovi* Moisseev. 12075/23 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Межгорье; слои с *Zeillerina baksanensis*. 5 – *Cyclothyris desori* (Pictet). 13127/7 (X2) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Межгорье; слои с *Zeillerina baksanensis*. 6 – *Zeillerina walkeriformis* Smirnova. 13127/8 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Межгорье; зона *Fauriella boissieri*, слои с *Zeillerina baksanensis*. 7 – *Echinirhynchia nucleatoformis* Smirnova. 136/104 (X2) МГУ, кафедра палеонтологии; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Межгорье; зона *Fauriella boissieri*, слои с *Zeillerina baksanensis*. 8 – *Weberithyris moisseevi* (Weber). 13127/9 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Межгорье; зона *Fauriella boissieri*, слои с *Zeillerina baksanensis*. 9 – *Mesocrania barskovi* (Smirnova). 12942/1 голотип (X3) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – спинная створка изнутри, б – наружная поверхность спинной створки; в – 12942/27 топотип (X46), спинная створка изнутри; Центральный Крым, с. Соловьевка; зона *Fauriella boissieri*. 10 – *Terebrataliopsis quadrata* Smirnova. 12075/24 (X2) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Соловьевка; слои с *Zeillerina baksanensis*. 11 – *Advenina villersensis* (Loriol). 12075/27 Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Юго-Западный Крым, р. Бельбек, с. Солнечноселье; слои с *Zeillerina baksanensis*. 12, 13 – *Bosquetella campichei* (Pictet). 12 – 2830/109 (X20) МГУ, кафедра палеонтологии; спинная створка изнутри; 13 – 2830/110 (X15) МГУ, кафедра палеонтологии; целая раковина со стороны спинной створки; Центральный Крым, с. Соловьевка; слои с *Zeillerina baksanensis*. 14, 15 – *Agerinella cuneata* Smirnova. 14 – 12844/22 (X6) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; целая раковина со стороны спинной створки; 15 – 12844/23 (X6) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; спинная створка изнутри; Центральный Крым, с. Соловьевка; слои с *Zeillerina baksanensis*. 16 – *Thecidiopsis tetragona* (Roemer). 109/1 (X10), МГУ, кафедра палеонтологии; спинная створка; Центральный Крым, с. Соловьевка; слои с *Zeillerina baksanensis*. 17 – *Arodosia lorioli* (Smirnova). 12844/21 (X5) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; брюшная створка; Центральный Крым, с. Соловьевка; слои с *Zeillerina baksanensis*. 18 – *Krimargyrotheca concinna* (Smirnova). 12844/18 (X3,5) Санкт-Петербург, ЦНИГР музей; а – брюшная створка, б – спинная створка, в – вид сбоку, г – вид спереди; Центральный Крым, с. Межгорье; слои с *Zeillerina baksanensis*.

Все изображенные экземпляры были собраны совместно С.В. Лобачевой, Т.Н. Смирновой и Б.Т. Яниным

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аркадьев В.В. Зона *Berriasella jacobii* – *Pseudosubplanites grandis* берриаса Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 6. С. 29–35.
- Барбошкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Междуречья р. Кача–Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1997. № 3. С. 22–29.
- Богданова Т.Н., Аркадьев В.В. Представители рода *Dalmasiceras* (Ammonoidea) из берриаса Горного Крыма // Палеонтол. журн. 1999. № 4. С. 20–26.
- Богданова Т.Н., Егоян В.Л., Шульгина Н.И., Сахаров А.С. Берриасский ярус // Зоны меловой системы в СССР. Нижний отдел. Тр. МСК. 1989. Т. 20. С. 15–47.
- Богданова Т.Н., Калачева Е.Д., Сей И.И. О присутствии зоны *Timonella occitanica* (нижний мел, берриас) в Феодосийском разрезе Восточного Крыма // Регион. геология и металлогения. 1999. № 9. С. 27–32.
- Богданова Т.Н., Кванталиани И.В. Новые берриасские аммониты Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геолог. 1983. Т. 58. Вып. 3. С. 70–83.
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В. Корреляция зональных подразделений берриаса восточной части области Тетис. Меловая система. Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Кн. 2. Мезозой. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 105–126.
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вест. ЛГУ. Сер. 7. 1981. Вып. 6. С. 5–14.
- Вебер Г.Ф. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Нижний мел. Раздел Брахиоподы. Т. X. М. Госгеолиздат, 1949. С. 107–200.
- Глушков А.Ю. Берриаселлиды Горного Крыма и обоснование общей стратиграфической шкалы берриасского яруса в Крыму // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 2(14). С. 98–99.
- Зоны меловой системы в СССР. Нижний мел. Л.: Наука, 1989. 240 с.
- Лобачева С.В. Новый вид ринхонеллид из берриаса Мангышлака. Научный совет по проблеме “Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов”. Новые виды растений и беспозвоночных СССР. М.: ПИН АН СССР. Вып. 4. 1977. С. 130–131.
- Лобачева С.В. О берриасских брахиоподах Крыма // Ежегодник ВПО. Т. XXVI. 1983. С. 184–206.
- Лобачева С.В. Род *Belbekella* Moisseev, 1939 (брахиоподы), его объем и эволюция. Филогенетические аспекты палеонтологии. Тр. XXXV сессии ВПО. 1993. С. 83–100.
- Лобачева С.В., Смирнова Т.Н. Новый род брахиопод семейства *Ochotorhynchiidae* из нижнемеловых отложений Крыма // Палеонтол. журн. 1994. № 3. С. 131–135.
- Луппов Н.П., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др. Берриас Мангышлака. Л.: Наука, 1988. 204 с.
- Моисеев А.С. Брахиоподы юрских отложений Крыма и Кавказа // Тр. Всес. геол.-развед. объединения НКТП СССР. 1934. Вып. 203. 103 с.
- Сахаров А.С., Шилкин В.Н., Месежников М.С. Пограничные слои юры и мела на Северо-Восточном Кавказе (Путеводитель геологич. экскурсий). Л.: ВНИГРИ, 1987. 69 с.
- Смирнова Т.Н. Новые данные по нижнемеловым далинидам (брахиоподы) // Палеонтол. журн. 1962. № 2. С. 97–105.
- Смирнова Т.Н. О находках раковин рода *Dictyothyris* Douville в нижнемеловых отложениях Крыма // Вестн. МГУ. 1968. № 4. С. 59–64.
- Смирнова Т.Н. Раннемеловые брахиоподы Крыма и Северного Кавказа. М.: Наука, 1972. 140 с.
- Смирнова Т.Н. Система раннемеловых брахиопод // МОИП. АН СССР. 1990. 239 с.
- Янин Б.Т., Смирнова Т.Н. Стратиграфическое распространение двустворчатых моллюсков и брахиопод в берриасе и валанжине Крыма // Бюл. МОИП. Геол. 1981. Т. 56. Вып. 1. С. 82–94.
- Druschits V.V. The Berriasian of the Crimea and its stratigraphical relations. Colloq. Limite Jurassique-Cretace. Lyon-Neuchatel. 1973 // Mem. Bur. Rech. Geol. Min. 1975. № 86. P. 337–341.
- Hoedemaeker P.J. et al. Report on the 1 st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the “Kilian Group” (Lyon, 11 July 2002) // Cretaceous Research 2003. V. 24. P. 89–94.
- Jacob Ch., Fallot P. Etude sur le Rhynchonelles portlandiennes, neocomiennes et mesocretaces du sud-est de la France // Mem. Soc. Pal. Suisse. 1913. V. 39. Geneve. 82 p.
- Loriol P. Monographie des couches de l’etage Valangien des carriers d’Arzier (Vaud) // Mater. Paleontol. Suisse. 1868. Ser. 4. V. X. L. 10. 110 p.
- d’Orbigny Al. Paleontologie Francaise. Terrain Cretace. 1847. V. 4. 389 p.
- Pictet F. Etudes paleontologique sur la fauna Terebratula diphyoides de Berrias (Ardeche) // Mel. Paleontol. 1867. L. 2. P. 158–172.
- Pictet F. Description des fossils du terrain cretace des environs de Sainte-Croix // Mater. Paleontologie Suisse. 1872. Ser. 6. 158 p.
- Roemer F.A. Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithen Gebirges. Nachtrag. Hannover. 1839. P. 1–22.
- Schlothheim E. Die Petrefactenkunde auf ihren jetzigen Standpunkte // Gotha. 1820. 350 s.
- Smirnova T.N. Shell structure of Upper Jurassic and Lower Cretaceous Craniids (Brachiopoda) and its systematic significance // Journ. Paleontol. 1997. V. 71. № 6. P. 998–1007.
- Smirnova T.N., MacKinnon D. Apodosia, an enigmatic new genus of micromorphic brachiopod from the cretaceous of Crimea, Ukraine, and the Jurassic of England // Journ. Paleontol. 1995. V. 69. № 4. P. 686–692.
- Suess E. Die Brachiopoden der Stramberger Schichten // Hauer’s Beitr. Palaontogr. Geol. Osterreich-Ungarns Oriens. 1858. Wien. V. 1. P. 15–58.

Рецензенты Б.Т. Янин, Г.А. Афанасьева

УДК 551.782.1:569(4+5)

ВОЗРАСТ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ВАЛЛЕЗИЯ (континентальный миоцен Европы)

© 2006 г. Э. А. Вангенгейм*, А. Н. Лунгу**, А. С. Тесаков*

*Геологический институт РАН, Москва

**Тираспольский государственный педагогический университет, Кишинев

Поступила в редакцию 17.04 2006 г.

Возраст нижней границы валлезия и “Hipparion-datum” в Центральной и Западной Европе и в Западной Азии оценивается в интервале времени от 11.2 до 10.7 млн. лет. Как можно судить по полным разрезам морского сармата с палеомагнитными характеристиками на Таманском п-ове и в Закавказье, эти даты соответствуют низам верхнего сармата (херсония) Восточного Паратетиса. В Восточном Паратетисе (Молдова, Украина) остатки самых ранних гиппарионов приурочены к отложениям среднего сармата (бессарабия). Нормально намагниченные среднесарматские отложения в местонахождениях гиппарионовой фауны в Молдове коррелируются с верхней частью хрона C5An (верхняя граница – 11.9 млн. лет) или, что менее вероятно, с субхроном C5r2n (нижняя граница – 11.5 млн. лет). Таким образом, появление гиппарионов на юго-востоке Европы фиксируется на 0.7 млн. лет (или на 0.3 млн. лет) раньше принятой для Европы датировки нижней границы валлезия (11.2 млн. лет), еще в среднем миоцене. Обсуждаются возможные причины расхождений в определении возраста нижней границы валлезия.

Ключевые слова. Валлезий, сармат, магнитостратиграфия, гиппарионы, Восточный Паратетис, Европа, Западная Азия.

ВВЕДЕНИЕ

В континентальной шкале Западной Европы в верхнем миоцене выделено два “яруса” – European Land Mammal Ages (ELMA) – валлезий и туролий. Нижняя граница валлезия определяется по появлению в Старом Свете трехпалой лошади Hipparion (в современной номенклатуре – Hippotherium), мигрировавшей из Северной Америки. Появление этой формы на Евразийском континенте и в Северной Африке считается крупным событием в истории наземной фауны млекопитающих, настолько важным, что еще 30 лет назад по нему в некоторых стратиграфических схемах проводили границу между миоценом и плиоценом (например, Sickenberg et al., 1975). Определению времени появления гиппарионов в Старом Свете – “Hipparion-datum”, а соответственно и возраста нижней границы валлезия посвящены многочисленные публикации. В большинстве существующих стратиграфических схем нижняя граница валлезия совмещается с нижней границей верхнего миоцена (Steininger et al., 1996; Sen, 1996; Fejfar et al., 1998; Steininger, 1999 и др.). По данным Берггрена с соавторами (Berggren et al., 1995; Steininger et al., 1996), нижняя граница верхнего миоцена датируется в ~11.2 млн. лет и помещается в верхней части субхрона C5r2. В шкале Международной стратиграфической комиссии IUGS (Gradstein et al., 2004) для этой границы принят астрохроноло-

гический возраст 11.608 млн. лет и она сопоставляется с субхроном C5r2n (по Berggren et al., 1995, этот субхрон имеет возраст 11.476–11.531 млн. лет), хотя достоверных палеомагнитных данных в стратотипе границы (Монте дель Корви, Италия) для этой части разреза нет.

В определении “Hipparion-datum” до настоящего времени у исследователей нет единого мнения и даже нет согласия по этому вопросу в одних и тех же регионах (Woodburn et al., 1996; Sen, 1997; Agusti et al., 2001; Koufos, 2003).

Цель настоящей статьи – привести имеющиеся материалы о времени появления гиппариона на территории Восточного Паратетиса, которые, как правило, не учитываются западными исследователями. В Молдове, на юге Украины и в Грузии известны довольно многочисленные местонахождения гиппарионовой фауны, приуроченные к морским отложениям среднего и верхнего сармата, имеющие палеомагнитные характеристики. В большинстве случаев мощность разрезов этих местонахождений не велика, а палеомагнитные данные зачастую фрагментарны. Однако привязка их к магнитохронологической шкале может быть осуществлена достаточно надежно, поскольку имеется несколько мощных непрерывных магнитостратиграфических разрезов морского сармата.

ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О “HIPPARION-DATUM”

Время появления гиппариона оценивается, как правило, по местонахождениям млекопитающих, для которых получены магнитостратиграфические характеристики. Очень немногие местонахождения имеют радиоизотопные датировки.

Наиболее архаичный из всех известных европейских гиппарионов найден в местонахождении Гайзельберг в Австрии, в Венском бассейне Центрального Паратетиса. Отложения, вмещающие костные остатки, относятся к зоне С паннона. Нижняя граница паннона имеет возраст около 11.5 млн. лет. Как считают Регль и Дакснер-Хек, гиппарион появился в Восточном Паратетисе в сармате (s. str.), а в Центральном Паратетисе позднее – в панноне. Хотя, возможно, что “эта кажущаяся асинхронность основана на неверной интерпретации хронологических границ сармата” (Rögl, Daxner-Höck, 1996, p. 48). Возраст гайзельбергского гиппариона оценивается в 11.2 млн. лет (Steininger et al., 1996). Имеются сведения о находке остатков гиппариона из отложений стратиграфически более низкой зоны В паннона в местонахождении Ховорани на севере Венского бассейна (Woodburn et al., 1996).

В сиваликских отложениях на Потварском плато в Пакистане появление гиппариона отмечено в зоне прямой полярности, сопоставляемой с нижней частью хрона C5n – около 10.7 млн. лет назад (Pilbeam et al., 1996).

В Центральной Турции в местонахождении Синап Тепе первый гиппарион найден в нижней части нормально намагниченных отложений формации Синап. Каппельман и др. (Karpelman et al., 1996), используя палеомагнитную характеристику разреза и подсчет скорости осадконакопления, оценили время появления гиппариона в 10.46 или 10.64 млн. лет. Сравнивая свои данные с данными Пилбема и др., авторы приходят к выводу, что гиппарион появился в Старом Свете в интервале от низов средней части до середины хрона C5n. Позднее (Lunkka et al., 1999; Karpelman et al., 2003), была принята “Hipparion-datum” 10.7 млн. лет.

В западной Анатолии для самого позднего доваллезийского местонахождения Яйлацлар имеется К-Аг дата 11.6 ± 0.25 млн. лет. Дата получена из отложений, непосредственно подстилающих костеносный горизонт. В местонахождении Ени Эскихисар 2 (юго-западная Турция) для отложений, перекрывающих костеносные слои имеется дата 11.1 ± 0.2 млн. лет. Фауна по эволюционному развитию моложе самого позднего астаракского местонахождения Ля Грив L3 во Франции. Остатков гиппариона в этом местонахождении не найдено, но указывается на находку махайродуса (Sickenberg et al., 1975; Becker-Platen et al., 1977). Предполагается, что гиппарион отсутствует по

тафономическим или экологическим причинам (Agusti et al., 1997).

В Испании Агусти с соавторами (Agusti et al., 2001) определяют “Hipparion-datum” в 11.1 млн. лет и помещают ее в основание хрона C5g1r, опираясь на палеомагнитную характеристику сводного разреза Монтагут в бассейне Вальес-Пенедес (местонахождение Кан Гитарт – CCN-20.22) (рис. 1, I). В этом местонахождении отсутствуют уровни с фауной астарация. Сен (Sen, 1997), по данным разреза Торремормохон в бассейне Дуэро, появление первых гиппарионов (местонахождение ТМ4) связывает с нижней частью мощной зоны прямой полярности, которую он сопоставляет с хроном C5n. FAD (First Appearance Datum) Hipparion датирует в 10.8 млн. лет. Кригсман и др. (Krijgsman et al., 1996) в том же разрезе помещают нижнюю границу валлезия в субхрон C5g1n на уровень 11.1 млн. лет. Основанием для такой датировки служат находки типичной валлезийской фауны грызунов стратиграфически ниже остатков гиппариона.

Считается, что в разрезе Номбревиля (Сарагоса, Испания) мощностью около 120 м зафиксирован переход от астарация (арагония испанской схемы) к валлезию (Garcés et al., 2003). Разрез представлен чередованием аллювиальных и озерных отложений. При описании разреза Альварес Сиерра и др. отмечают многочисленные уровни субэаральной экспозиции отложений, свидетельствующие о перерывах в осадконакоплении (Alvarez Sierra et al., 2003).

В нижней части разреза в красноцветных аллювиальных аргиллитах обнаружены три костеносных горизонта с типичной фауной астарация (арагония) зоны G Даамса и Фройдентала – местонахождения NOM 2, 3, 4 (рис. 1, II). Отложения, вмещающие кости, относятся к зоне обратной полярности. Выше обнажается толща преимущественно карбонатных озерных отложений с конгломератом в основании. В низах этой толщи зафиксирована зона нормальной полярности (N2) мощностью около 7 м. В 35 м выше по разрезу в магнитозоне R3 (~25 м) находится костеносный горизонт NOM9 с богатой фауной мелких млекопитающих, типичной для раннего валлезия (зона H Hispanomys – Megacricetodon ibericus). В 15 м выше, в средней части разреза найдены остатки гиппариона (NOM1). Они приурочены к нижней трети мощной магнитозоны нормальной полярности (N3).

Магнитозона N3 сопоставляется с хроном C5n. Нижняя часть разреза с преимущественно обратной полярностью коррелируется с частью хрона C5g. Более детальная корреляция зон нормальной полярности в этом интервале разреза затруднена, поскольку считается, что в настоящее время в хроме C5g их количество точно не установлено.

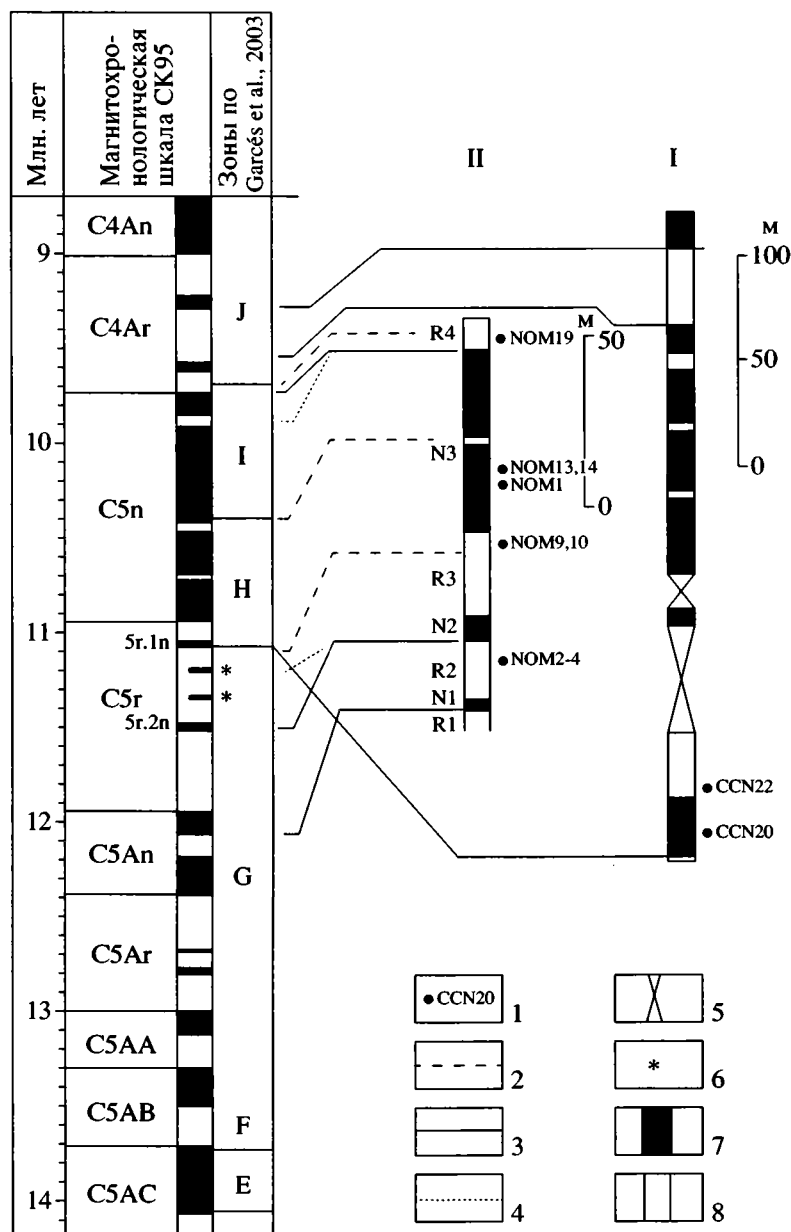


Рис. 1. Корреляция разрезов Монтаут (I) и Номбревиля (II) с магнитохронологической шкалой по Agusti et al. (1997) и Garcés et al. (2003).

1 – местонахождения млекопитающих; 2 – биостратиграфическая корреляция; 3 – магнитостратиграфическая корреляция; 4 – альтернативная магнитостратиграфическая корреляция; 5 – отсутствие данных; 6 – положение потенциальных новых субхрон в хроне C5r (Garcés et al., 2003); полярность: 7 – нормальная, 8 – обратная.

Предлагается два варианта сопоставления со шкалой SK95: или магнитозона N2 коррелируется с субхронном C5r 2n и возраст доваллезийского местонахождения NOM2 определяется около 11.6 млн. лет; или эта магнитозона коррелируется с новым субхронном C5r 1r-n и NOM2 имеет возраст 11.3 млн. лет. В любом случае нижняя граница зоны Н древнее границы астараций/валлезий, принимаемой испанскими исследователями. Появление гиппариона в этом районе датируется в 10.7 – 10.8 млн. лет (Garcés et al., 2003).

По стадии эволюционного развития гиппарион из Номбревиля занимает промежуточное положение между формами из Эппельсгейма (тип вида *H. primigenium*, более прогрессивный, чем *H. primigenium* из Гайзельберга) и Ховенегга. Возраст последнего определяется около 10.3 млн. лет (Woodburne et al., 1996; Bernor et al., 1996).

На юге Франции в местонахождении Сент Фон (бассейн Роны) ранневаллезийская фауна с гиппарионом обнаружена в морских отложениях серравалия, т.е. еще в верхах среднего миоцена

(Mein, 1999). Находка остатков гиппариона стратиграфически ниже тортонских морских отложений отмечалась в бассейне Визон-Ля-Ромэн на юго-востоке Франции (Guerin et al., 1972).

В решениях конгресса "BiochroM'97" (Actes du Congres ..., 1997) принята "Hipparion-datum" и возраст нижней границы валлезия 11.2 млн. лет.

Таким образом, по имеющимся данным, время появления гиппариона ("Hipparion-datum") и возраст нижней границы валлезия в Центральной и Западной Европе и в Западной Азии оценивается от 11.2 до 10.7 млн. лет. Если принять во внимание данные по Турции – местонахождения Яйлацилар и Ени Эскихисар, – то нижнюю границу валлезия в этом районе следует поместить между этими местонахождениями, – древнее 11.2 млн. лет.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ МОРСКОГО СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО САРМАТА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Юго-западная часть Таманского полуострова

В западном крыле антиклинали восточнее мыса Панагия (рис. 2, I) обнажается практически полный непрерывный разрез сарматских отложений. И только самые низы нижнего сармата закрыты оползнями. Общая мощность разреза свыше 400 м, из них 132–137 м относятся к среднему сармату и около 150 – к верхнему (Певзнер, 1986). Ниже приводим описание разреза по М.А. Певзнеру.

Нижний сармат.

Пачка 1. Темно-серые и серовато-бурые глины с редкими прослоями мергелей с *Abra reflexa* Eichw., *Mastra andrusovi* Koles. и др. – 115 м.

Средний сармат.

Пачка 2а. Светло-серые, голубоватые плотные мергели с прослоями серых и зеленоватых глин с *Syrptomactra pes-anseris* Andrus. – 65–70 м.

Пачка 2б. Голубовато-серые глины с прослоями мергеля – 67 м.

Верхний сармат.

Пачка 3а. Зеленовато-серые глины с редкими тонкими прослоями мергеля с *Mastra caspia* Eichw. – 34 м.

Пачка 3б. Зеленовато-серые листоватые глины с *Mastra caspia* Eichw. – 77 м

Пачка 4. Темно-серые тонкослоистые глины с ярозитом – 37 м.

Пачка 5. Мембранипоровые известняки – 5–10 м.

Образцы для палеомагнитного анализа отбирались через 2.5 м. Нижние 60 м разреза нижнего сармата имеют прямую намагниченность, выше следует 17-метровая пачка переманниченных пород, на которой залегает 11-метровый горизонт обратно намагниченных отложений. Верхняя часть нижнего (верхние 30 м пачки 1) и нижняя часть среднего сармата (65–70 м пачки 2а) намаг-

ничены нормально и образуют зону прямой полярности мощностью около 100 м.

Верхняя половина среднесарматских (пачка 2б) и низы верхнесарматских отложений (нижняя часть пачки 3а) представлены слабонамагниченными породами. Получить полное представление о направлении намагниченности пород этой части разреза не представляется возможным. Однако здесь могут быть выделены три R-зоны, разделенные двумя интервалами неопределенной полярности.

Выше следует 100-метровая зона прямой полярности (верхи пачки 3а – низы пачки 4 верхнего сармата) с 5-метровым горизонтом обратной полярности (в нижней части пачки 3б). В слабонамагниченных отложениях пачки 4 выделяется 6–7-метровая зона обратной полярности. Граница между сарматом и мзотисом проводится по кровле мембранипоровых известняков, не имеющих палеомагнитной характеристики.

В разрезе восточного крыла антиклинали, в двух километрах западнее мыса Панагия (рис. 2, II) выше мембранипоровых известняков, залегает 82-метровая толща чередования темно-серых, светло-серых плотных тонкослоистых глин и зеленовато-серых песчанистых глин мзотиса с *Venerupis abichi* Andrus., *Abra tellinoides* (Sinz.), *Ervilia minuta* Sinz. и др. В нижней части этой толщи четко фиксируется 18-метровый горизонт прямой полярности, выше него выделяется мощная (80 м) зона обратно намагниченных пород (Певзнер, 1986).

Восточная Грузия

Один из наиболее полных и мощных разрезов верхнего сармата (херсония), имеющих палеомагнитную характеристику известен в Восточной Грузии на границе с Азербайджаном, на правом берегу р. Иори, в западной части хребта Эйляр-Оуги. Этот разрез получил широкую известность благодаря открытию в 1913 г. богатого местонахождения остатков позднесарматских млекопитающих, названного Эльдари по Эльдарской степи, простирающейся к югу от хребта (Габуня, 1959; Цискаришвили, 1987). Здесь представлен 1340-метровый разрез морских отложений среднего и верхнего сармата (рис. 2, III).

В самых низах разреза к северу от зоны разлома обнажается толща (около 360 м) светло-серых глин с прослоями мергелей и тонкими редкими прослоями песчаников. По фауне бентосных фораминифер Л.С. Майсурадзе (заключение 1987 г.) относит эту толщу к среднему сармату.

Выше залегают отложения верхнего сармата (980 м), представленные двумя толщами: нижние 460 м сложены светло-серыми глинами с редкими прослоями песчаников и редкими очень мелкими

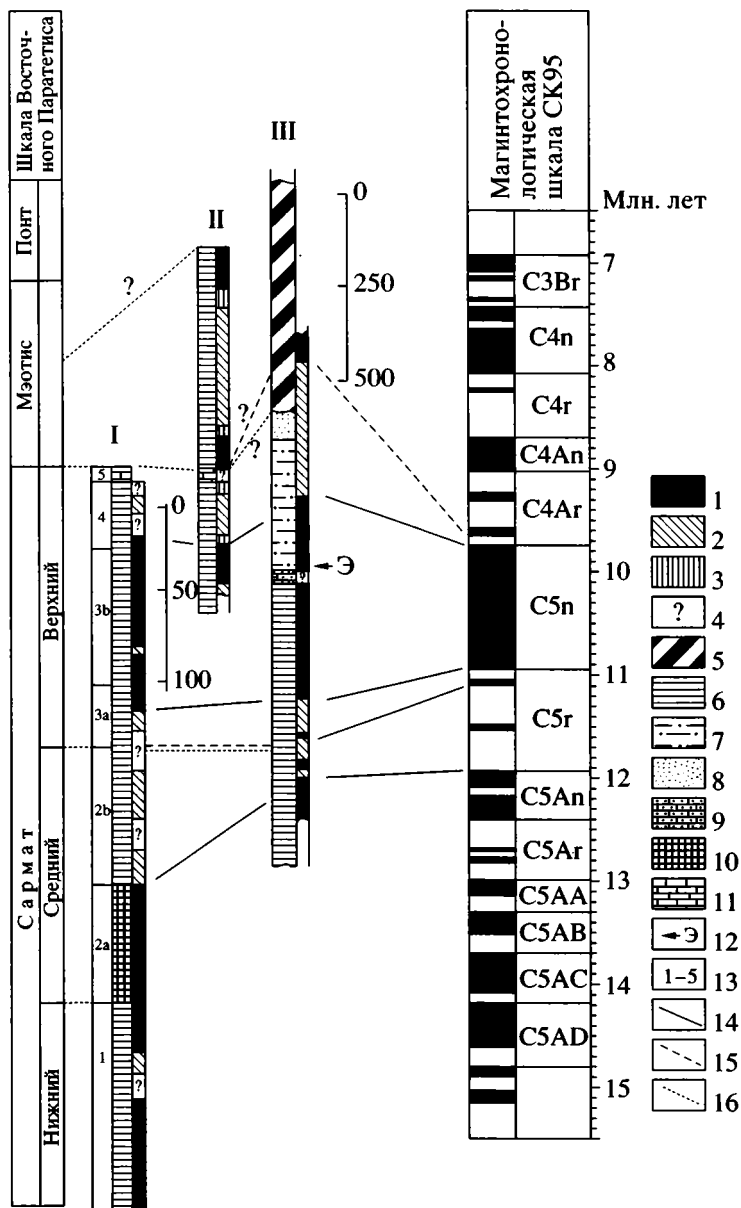


Рис. 2. Магнитостратиграфические разрезы сарматских отложений Восточного Паратетиса.

I – Таманский п-ов, западное крыло антиклинали к востоку от мыса Панагия; II – Таманский п-ов, восточное крыло антиклинали к западу от мыса Панагия; III – Восточная Грузия, разрез Эльдари. Полярность: 1 – нормальная, 2 – обратная, 3 – знакопеременная, 4 – отсутствие данных; 5 – серые пески и глины континентальной ширакской свиты и пестроцветные пески и глины континентальной эльдарской свиты; 6 – глины; 7 – песчанистые глины; 8 – пески; 9 – песчаники; 10 – мергели; 11 – известняки; 12 – костеносный горизонт Эльдари; 13 – номера литологических пачек в разрезе Таманского п-ова; 14 – магнитостратиграфическая корреляция; 15 – предполагаемая магнитостратиграфическая корреляция; 16 – биостратиграфическая корреляция.

и тонкими раковинами *Mastra caspia* Eichw. и *Solen subfragilis* M.Horn. (определения Л.В. Мусхелишвили); верхняя толща (с уровня 830 м от основания разреза) представлена чередованием песчанистых глин, песков и песчаников с линзовидными прослоями ракушечника с *Mastra bulgarica* Toulou, *M. crassicolis* Sinz., *M. caspia* Eichw. В самом верху разреза появляются прослои красноватых глинистых песков и песчаников. Граница между

двумя толщами верхнего сармата проводится по подошве 30-метрового пласта нефтеносного песчаника, который прослеживается вдоль всего разреза на несколько километров и служит хорошим маркирующим горизонтом. Костеносный слой местонахождения Эльдари располагается в 70 метрах выше подошвы этого пласта (Габуния, 1959; Вангенгейм и др., 1988, 1989).

Судя по литологии отложений и угнетенной фауне моллюсков, нижняя, преимущественно глинистая часть разреза верхнего сармата формировалась в относительно глубоководных условиях, тогда как верхняя толща – с преобладанием более грубозернистого материала и обилием крупных раковин моллюсков – в более мелководных, временами прибрежных условиях. Эта часть разреза, по-видимому, соответствует регрессивной фазе херсонского моря.

Выше морских верхнесарматских отложений с эрозионным перерывом следует толща пестроцветных (200 м) и сероцветных (450 м) континентальных глин и песчаников эльдарской и ширакской свит. Возраст этих континентальных отложений мэотис – понт, самые низы эльдарской свиты, возможно, относятся еще к верхнему сармату (Стратиграфия СССР..., 1986).

Образцы для палеомагнитного анализа отбирались через 5–20 метров. Не охарактеризованной осталась большая часть 30-метрового пласта песчаника в середине верхнего сармата. Верхние отложения среднего сармата имеют обратную намагниченность. В самой нижней части верхнесарматских отложений выделяется маломощная зона (около 23 м) нормально намагниченных пород. Вышележащие 100 м отложений намагничены обратно. Затем следует зона прямой полярности мощностью 607–608 м (с перерывом около 30 м, приходящемся на нефтеносный песчаник). Верхние 250 м морских отложений сармата и 80 м континентальной толщи относятся к зоне обратной полярности. Заканчивается опробованный разрез 20-метровой пачкой нормально намагниченных отложений.

*Сопоставление отложений
среднего – верхнего сармата
с магнитохронологической шкалой*

Для сопоставления отложений сармата с магнитохронологической шкалой особенно важен разрез Эльдари, где представлено 980 метров непрерывного морского верхнего сармата и из них 608 м относится к зоне прямой полярности. Если к тому же учесть, что нижние 460 метров разреза верхнего сармата сложены тонкими глинистыми относительно глубоководными осадками, то становится очевидным, что на формирование всей толщи потребовалось продолжительное время. Единственная столь продолжительная зона нормальной полярности в миоценовой части шкалы СК95 – хрон C5n, с которым и сопоставляется большая часть верхнего сармата. Такая корреляция, как представляется, справедлива и для разреза Таманского полуострова, где из 150 м верхнего сармата 100 м относятся к зоне прямой полярности.

Обратно намагниченные отложения верхней и нижней частей разреза верхнего сармата в Эльдари и на Таманском полуострове сопоставляются с нижней частью хрона C4Ar и верхней частью хрона C5r соответственно. Маломощная зона прямой полярности в низах разреза верхнего сармата в Эльдари может соответствовать субхрону C5r1n – 11.05–11.09 млн. лет (Berggren et al., 1995), а нижняя граница верхнего сармата несколько древнее 11.1 млн. лет.

Обратно намагниченные отложения верхней части среднего сармата коррелируются с большей частью хрона C5r. Зона прямой полярности мощностью около 100 м в разрезе Таманского п-ова в верхней части нижнего и нижней части среднего сармата может соответствовать субхрону C5An1n. В таком случае нижняя граница среднего сармата будет располагаться внутри этого субхрона и иметь возраст около 12 млн. лет. Возможность сопоставления нормально намагниченных отложений низов среднего и верхов нижнего сармата с субхроном C5r2n, по-видимому, следует исключить, учитывая его малую продолжительность (11.47–11.53 млн. лет) и большую мощность зоны прямой полярности в Таманском разрезе (Певзнер, 1986).

Что касается верхней границы верхнего сармата в разрезе Эльдари, то этот вопрос однозначно решить нельзя из-за эрозионного перерыва между морским сарматом и континентальной толщей, залегающей выше. Во всяком случае, она моложе 9.74 млн. лет (молодая граница хрона C5n).

На Таманском п-ове зона прямой полярности в основании отложений мэотиса может интерпретироваться как субхрон C4Ar2n с древней границей 9.6 млн. лет. Соответственно такой возраст имеет граница между сарматом и мэотисом. Это подтверждают данные по наннопланктону. В отложениях нижнего мэотиса в Крыму зафиксирована граница зон NN9/10 (Богданович, Иванова, 1997). Возраст этой границы 9.4 млн. лет (Berggren et al., 1995).

РАДИОИЗОТОПНЫЕ ДАТИРОВКИ ОТЛОЖЕНИЙ САРМАТА ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Для Центрального Паратетиса Ваш и др. (Vass et al., 1987) приводят следующие средние возраста границ сармата, полученные калий-аргоновым и трековым методами: бадений/сармат – 13.6 ± 0.2 млн. лет; нижний/средний сармат – 12.7 млн. лет; сармат (s.str.)/паннон – 11.0 ± 0.5 млн. лет. Для сармата Восточного Паратетиса имеется ряд трековых датировок (Чумаков и др., 1992). На Керченском полуострове в кровле нижнего сармата получена дата 12.24 ± 0.97 млн. лет. Границу нижний/сред-

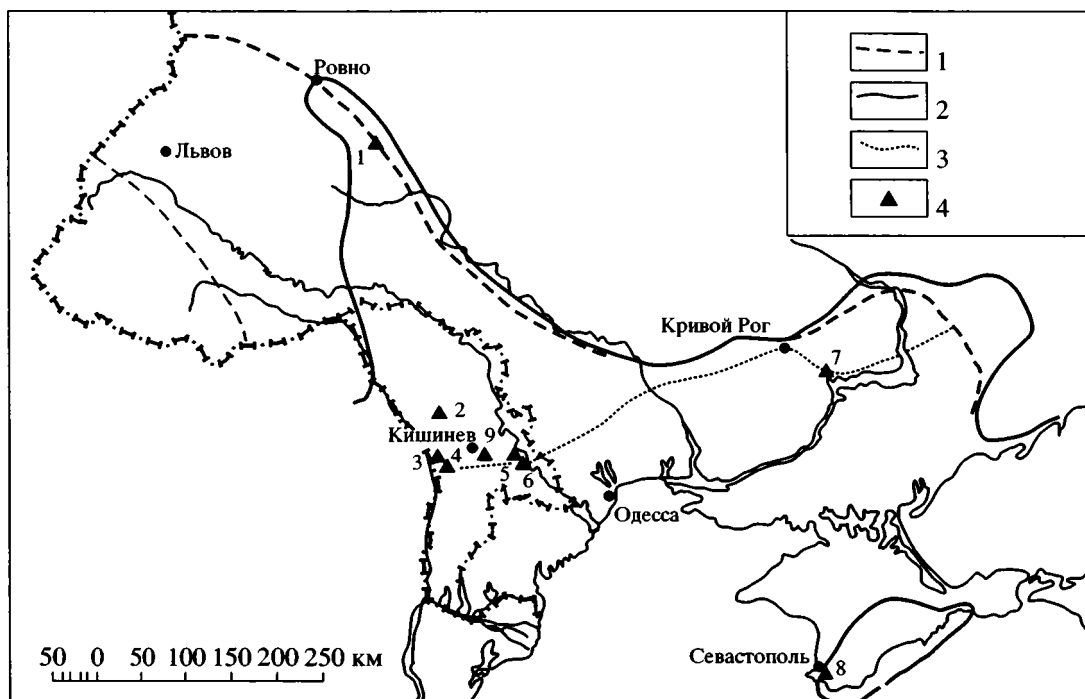


Рис. 3. Карта местонахождений млекопитающих среднего сармата.

Береговые линии (по Колесникову, 1940):

1 – раннесарматского моря, 2 – максимума среднесарматской трансгрессии, 3 – предполагаемая береговая линия второй среднесарматской регрессии; 4 – местонахождения млекопитающих.

Цифры на карте: 1 – Грицев, 2 – Веверица, 3 – Бужор, 4 – Лапушна, 5 – Калфа, 6 – Варница, 7 – Желтокаменка, 8 – Севастополь, 9 – Кишинев-Атаваска.

ний сармат И.С. Чумаков датирует в 12.4 млн. лет. Для отложений нижней половины среднего сармата в Молдове имеется три датировки: 12.32 ± 0.97 , 12.39 ± 1.09 и 11.99 ± 0.74 млн. лет. На Таманском п-ове в разрезе верхнего сармата мощностью более 200 м в 40 м от подошвы получена дата 11.19 ± 0.74 млн. лет; для верхней части разреза приводится 5 дат: от 9.45 ± 0.88 до 10.20 ± 0.78 млн. лет. Граница между средним и верхним сарматом определяется >11.19 млн. лет, а верхняя граница верхнего сармата – около 9.3 млн. лет.

Учитывая большую погрешность в определении возраста трековым методом (6–9%), можно считать, что эти датировки не противоречат сопоставлению средне-верхнесарматских отложений с частью магнитохронологической шкалы от конца хрона C5An до субхрона C4Ar3г включительно.

МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МЛЕКОПИТАЮЩИХ СРЕДНЕГО САРМАТА (БЕССАРАБИЯ)

Самые древние местонахождения с гиппарионами известны из Молдовы: Калфа, Бужор 1, Лапушна и Кишинев-Атаваска (Лунгу, 1978, 1981,

1984, 1990; Певзнер и др., 1987; Pevzner, Vangengeim, 1993) и связаны с нижней половиной бессарабия (рис. 3).

Местонахождение К а л ф а расположено на правом берегу р. Бык северо-восточнее с. Калфа Новоанненского района (рис. 4, III). Оно приурочено к известнякам с прослоями глин мощностью около 10 м и раковинами *Plicatiformes fittoni* (Orb.), *Mastra podolica* Eichw., *Solen subfragilis* Høegh. и др. Глинистые прослои имеют нормальную намагниченность.

Местонахождение Б у ж о р находится в песчаном карьере на юго-восточной окраине с. Бужор Котовского района (рис. 4, I). В основании разреза обнажаются серые и буровато-серые глины с пресноводными моллюсками и конгериями, обладающие прямой намагниченностью. Затем следует песчаная толща (около 15 м). В ее основании находится нижний костеносный горизонт (Бужор 1). Эта часть разреза представлена дельтовыми фациями. Выше обнажается 6-метровая пачка песчаных глин. В верхней ее части найдены остатки млекопитающих (Бужор 2) вместе с раковинами *Plicatiformes fittoni* (Orb.) и *Mastra fabreana* Orb. Нижняя часть пачки имеет прямую намагниченность, а отложения верхнего костенос-

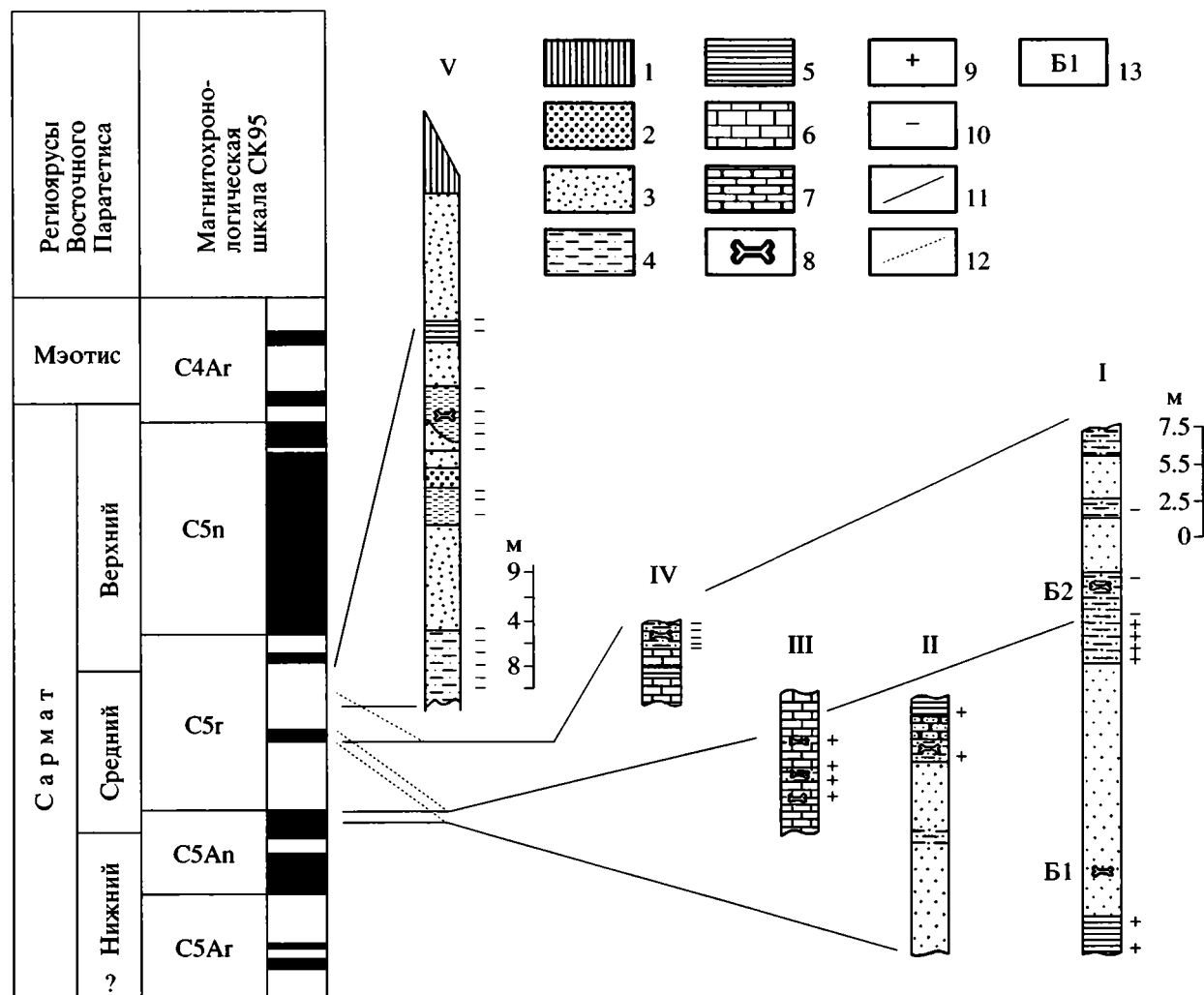


Рис. 4. Корреляция среднесарматских местонахождений с магнитохронологической шкалой.

I – Бужор; II – Лапушна; III – Калфа; IV – Варница; V – Веверица.

1 – покровные суглинки; 2 – гравий; 3 – пески; 4 – песчанистые глины; 5 – глины; 6 – известняки; 7 – песчаники; 8 – костеносные горизонты; намагниченность: 9 – нормальная, 10 – обратная; 11 – магнитостратиграфическая корреляция; 12 – альтернативная магнитостратиграфическая корреляция; 13 – костеносные горизонты в местонахождении Бужор. Справа – масштаб для разрезов I–IV.

ного горизонта – обратную. Заканчивается разрез толщей (20 м) чередования песков и обратно намагниченных песчанистых глин.

Местонахождение Лапушна расположено на юго-западной окраине одноименного села, в 10 км к северо-востоку от с. Бужор (рис. 4, II). В разрезе обнажаются песчано-глинистые отложения с конгериями (10 м), выше которых залегают прямо намагниченные песчанистые глины и песчаники (5 м) с остатками позвоночных и раковинами *Macra fabreana* Orb., *Modiolus* sp. и др.

В местонахождении Кишинев – Атава ска в карьере на юго-восточной окраине г. Кишинева вскрывается мощная (около 70 м) толща глин, песков и песчанистых глин. По всей толще встречаются раковины *Macra fabreana* Orb., *Plicatiformis*

fittoni (Orb.). К средней части разреза приурочен костеносный горизонт. Вмещающие кости отложения имеют прямую намагниченность.

Во всех перечисленных местонахождениях обнаружены остатки “*Hipparion*” *sarmaticum* Lungu, который, по мнению А.Н. Лунгу (1984), по размерам и особенностям зубов из всех известных форм наиболее близок к *H. primigenium* (Meyer). А. Форстен (Forsten, 1978, р. 305–306) относит его к *H. primigenium*, но отмечает, что у гиппариона из Калфы протоков на верхних зубах “значительно короче, чем у какой-либо формы из Рейнской долины”

Примечательно, что в местонахождении Бужор I вместе с гиппарионом найдены остатки *Progonomys cathalai* Schaub (Лунгу, 1981, 1990; = “*Parapode-*

mus". – Martin Suarez, Mein, 1998). Это самая древняя находка Muridae в Европе.

Отложения, вмещающие костные остатки, во всех указанных местонахождениях, кроме верхнего горизонта в Бужоре, имеют нормальную намагниченность и сопоставляются с верхней частью хрона C5An, а их возраст близок 11.9 млн. лет (молодая граница хрона). Альтернативное сопоставление с субхроном C5r2n (11.47 – 11.53 млн. лет) мало вероятно. Трудно допустить, что в четырех разрезах удалось зафиксировать такую кратковременную зону прямой полярности.

Возможно, к этой же группе близко по возрасту местонахождение Желтокаменка в Днепропетровской области Украины. Здесь в среднесарматских известняках вместе с окатанными костями морских млекопитающих найдены единичные остатки махайродуса, двух форм мастодонтов, ацератерия, жирафы, не определенные до вида, и фаланга анхитерия. Гиппарион в этом списке отсутствует (Підопличко, 1956; Короткевич, 1988). Палеомагнитных данных по этому местонахождению нет (в работе Sen, 1997 ошибочно указана нормальная намагниченность пород, а в работе Woodburne et al., 1996 – присутствие гиппариона). Возраст Желтокаменки определялся предположительно по положению местонахождения относительно береговой линии бассейна в середине бессарабия (Pevzner, Vangengeim, 1993).

Стратиграфически более молодую группу представляют местонахождения Бужор 2 (см. выше) и Варница. Последнее расположено на правом берегу р. Днестр, на северной окраине с. Варница Новоанненского района (рис. 4, IV). Здесь нижнюю часть разреза составляет мощная толща среднесарматских известняков. На них залегает костеносная толща, внизу сложенная зеленовато-серыми песчанистыми глинами с *Plicatiformes fittoni* (Orb.) (1–1.7 м), сверху сменяющимися песчано-гравийными отложениями (5–6 м). Гиппарион в Варнице представлен формой, относимой А.Н.Лунгу к *Hipparion cf. verae* Gabunia, в Бужоре 2 – *H. sarmaticum* (Лунгу, 1990). Костеносные горизонты в Бужоре 2 и Варнице имеют обратную намагниченность и коррелируются с хроном C5r (Певзнер и др., 1987).

К верхней части бессарабия относится местонахождение у северной окраины с. Вевеица Каларашского района Молдовы в Кодрах, на абсолютной высоте 340 м. В основании разреза обнажаются морские отложения среднего сармата; выше залегает 50-метровая толща чередования песков, песчаников и песчаных глин континентальной балтской свиты. Костеносный горизонт обнаружен в средней части континентальной толщи. В составе фауны "*Hipparion*" sp. и *Progonomys cf. cathalai* Schaub (Lungu, Obada, 2001). Глины в нижней и средней части разреза облада-

ют обратной намагниченностью и сопоставляются с субхроном C5r2r (данные М.А. Певзнера).

К самым верхам среднего сармата относится местонахождение Севастополь (Крым). Костеносный горизонт приурочен к известнякам с раковинами морских моллюсков. Гиппарион в этом местонахождении представлен *H. sebastopolitanum* Boriss. (Габуня, 1959). Форстен (Forsten, 1978) этого мелкого гиппариона считает самостоятельной локальной формой, одновременной с *H. primigenium*.

Все перечисленные местонахождения относятся к среднему сармату и могут быть помещены в интервал времени от ~11.9 до ~11.2 млн. лет (от верхней части хрона C5An до верхней части субхрона C5r2r). Обращает на себя внимание появление в фауне конца бессарабия гиппарионов, отличающихся от типичного *Hippotherium primigenium* (*H. cf. verae* – Варница, *H. sebastopolitanum* – Севастополь), тогда как в более ранних ассоциациях присутствует только одна форма. Очевидно, в юго-восточной части Европы уже к концу бессарабия происходит некоторая дифференциация в пределах вида *H. primigenium*.

Особо следует остановиться на местонахождении Грицев вблизи одноименного села Шепетовского района Хмельницкой области Украины. Костеносные отложения здесь заполняют карстовые пустоты в рифовом известняке нижнего горизонта среднего сармата с *Mastra vitaliana* Orb. Выше залегают известняковый галечник и глины с раковинами *Mastra rodolice* Eichw. (Топачевский и др., 1996). Заполнения карста и вышележащие отложения намагничены обратно (Короткевич и др., 1985).

Украинские палеонтологи считают это местонахождение древнейшим в раннем валлезии Европы. Основанием для такого вывода послужил значительный процент в составе фауны форм, характерных для астарация: *Lantanotherium*, *Diposorex*, *Miopetaurista*, *Eomyops*, *Myoglis*, *Paraglitulus*, *Miodyromys* (Nesin, Topachevsky, 1999). Однако первые три рода в Центральной Европе встречаются еще в зоне MN11 (Дорн-Дюркхайм – Franzen, Storch, 1999), *Eomyops* на юге Франции доживает до конца туrolия (Mein, 1999), остальные – известны в зоне MN10 (Daxner-Hock, 1996). Гиппарионы представлены двумя формами – *Hippotherium primigenium* (Meyer) и более крупной "*Hipparion*" sp. (Krakhamalaya, 1996). По систематическому составу наиболее разнообразны петауристыды и глириды. По численности остатков доминируют насекомоядные. Отсутствуют муриды. Среди хищных млекопитающих около 10 форм мустелид (Топачевский и др., 1996; Семенов, 2002).

Местонахождение Грицев располагается в 300 км севернее самых древних молдавских местонахождений среднего сармата. Сравнение фауны Грицева с древней группой молдавских фаун

показывает, что в последней отсутствуют петауристыды, димилиды; семейства эомиид и глирид представлены каждое одним видом; меньше мустелид, что свидетельствует о более сухих и открытых ландшафтах, по сравнению с условиями Грицева (Лунгу, 1990; Pevzner, Vangengeim, 1993).

Фортелиус и др. (Fortelius et al., 1996) в восточной части Европы выделяют две палеозоогеографические провинции: центральную-европейскую, включающую территорию Германии, Швейцарии, Польши, бывшей Чехословакии, Венгрии, и юго-восточную, объединяющую территорию бывшей Югославии, Греции, Турецкой Фракии, Болгарии, Румынии, Молдовы и Украины. В центрально-европейской провинции почти до конца позднего миоцена сохранялась консервативная лесная обстановка. В юго-восточной провинции раньше появились открытые ландшафты, и резче была выражена климатическая сезонность (Bernor et al., 1996; Fortelius et al., 1996). Близкое палеозоогеографическое районирование рассматриваемой территории было предложено А.Н. Лунгу (1990): выделялись центрально-европейская и восточно-европейская провинции.

В фауне Грицева из 29 родов мелких млекопитающих 17 родов и два вида (*Myoglis ucrainicus* Nes., Kow. и *Paraglitulus cf. werenfelsi* Engesser) общие с фауной венгерского местонахождения Рудабаня (Nesin, Kowalski, 1997; Nesin, Nadachowski, 2001; Bernor et al., 2004). По данным Л. Кордоша (Bernor et al., 2004), *Anomalomys* из Грицева имеет морфологию, переходную между *A. rudabanensis* Kordos (MN9) и *Allopalax petteri* Bachm. et Wils. (MN11). Объединяет эти две фауны и разнообразие сорицид, глирид среди мелких млекопитающих, а также обилие мустелид среди хищников, свидетельствующие о широком развитии лесных условий и теплом субтропическом климате. В Рудабани, как и в Грицеве, присутствуют два гиппариона – *H. intrans* Kretzoi и мелкая форма *H. sp.* По эволюционной продвинутости гиппарионов местонахождение относится к верхней части зоны MN9. Предполагается, что к концу зоны MN9 эти гиппарионы дивергировали от *H. primigenium* (Bernor et al., 2004).

Из приведенного сравнения можно сделать вывод, что молдавские фауны с одной стороны и фауны Грицева и Рудабани – с другой относятся к разным палеозоогеографическим провинциям – юго-восточной и центрально-европейской соответственно. Присутствие двух гиппарионов и обратная намагниченность костеносных отложений в Грицеве позволяет помещать это местонахождение стратиграфически выше местонахождений Калфа, Бужор 1, Лапушна и Кишинев-Атаваска, относить его к середине среднего сармата и считать близким по возрасту к молдавским местона-

хождениям Бужор 2 и Варница. В магнитохронологической шкале оно занимает место в пределах хрона C5r. Местонахождение Рудабаня моложе Грицева. Его возраст оценивается по степени эволюционного развития гиппарионов в интервале 10–9.7 млн. лет и оно сопоставляется с зоной F паннона Центрального Паратетиса (Bernor et al., 2004). В шкале Восточного Паратетиса Рудабаня коррелируется с верхним сарматом и хроном C5n магнитохронологической шкалы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Как было показано, отложения верхнего сармата Восточного Паратетиса соответствуют субхрону C4A3r, хрону C5n и верхней части хрона C5r (включая субхрон C5r1n). Нижняя граница верхнего сармата имеет возраст немного древнее 11.1 млн. лет. Все имеющиеся в Западной и Центральной Европе, Пакистане и Турции датировки нижней границы валлезия и FAD *Hippotherium* позволяют сопоставлять их с *нижней частью верхнего сармата* Восточного Паратетиса. В юго-восточной Европе (Молдова и Украина) наиболее древние остатки гиппарионов происходят из отложений *среднего сармата*.

При сопоставлении нормально намагниченных отложений среднего сармата в местонахождениях Калфа, Бужор 1 и др. с субхроном C5r2n “*Hipparion-datum*” будет иметь возраст около 11.5 млн. лет. Эта дата на 0.3–0.8 млн. лет древнее других европейских датировок и близка к данным по Турции (местонахождение Ени Эскихисар 2 – между 11.6 и 11.2 млн. лет). При корреляции этих отложений (более предпочтительной) с верхней частью субхрона C5A1n возраст FAD *Hippotherium* и возраст нижней границы валлезия удревянется до 11.9 млн. лет, т.е. на 0.7 – 1.2 млн. лет по сравнению с остальной частью Европы.

Такая разница во времени появления гиппарионов в различных регионах может объясняться диахронностью в распространении этих эквид. Сен (Sen, 1997, р. 191) считает, что “Иберийский полуостров в силу географического положения представляет собой конечную территорию на иммиграционных путях млекопитающих... Как следствие этого первое появление иммигрировавших таксонов может быть диахронным в различных биопровинциях Европы, и особенно на Иберийском полуострове”. Примером такой диахронности может быть расселение *Muridae*: на расширение ареала этой группы от Пакистана до Испании потребовалось около 2 млн. лет (Agusti et al., 1997).

По мнению Вудберна и др. (Woodburne et al., 1996, р. 134), “прохорез *Hippotherium* в Старом Свете был практически “мгновенным” в пределах интервала времени в 0.5 млн. лет”. Однако ско-

рость расселения млекопитающих при благоприятных условиях много выше такой цифры. Так, например, *Carpeolus carpeolus* в Швеции за 100 лет (с середины 19 до середины 20 века) расширила свой ареал к северу на 1000 км (Тимофеев-Ресовский и др., 1973). В 30-е и 40-е годы прошлого века расширение ареала лося в европейской части России на юг шло со скоростью до 400 км за 18–20 лет (Гептнер и др., 1961).

Возможно, что отсутствие остатков гиппарионов в европейских местонахождениях переходного интервала от астарация к валлезию может объясняться экологическими (как допускается для турецкого местонахождения Ени Эскихисар) или тафономическими причинами – при малой плотности пионерных популяций гиппарионов с востока на запад, или просто отсутствием остатков крупных млекопитающих в некоторых пограничных местонахождениях.

С другой стороны, анализ геологических и палеомагнитных данных испанских местонахождений не позволяет считать однозначно доказанной корреляции их с магнитохронологической шкалой в пограничном интервале астараций/валлезий. Например, в разрезе Номбревиля фиксируются многочисленные перерывы в осадконакоплении (Alvarez Sierra et al., 2003); в Монтагут отсутствуют палеомагнитные характеристики в отдельных интервалах нижней части разрезов (Agusti et al., 1997). При такой ситуации не исключены пропуски некоторых магнитозон – а отсюда и неверное сопоставление отложений с палеомагнитной шкалой.

Проход гиппарионов из Северной Америки в Евразию обычно связывается с глобальным понижением уровня океана вблизи границы серраваллий/тортон, в результате которого образовался Берингийский сухопутный мост (Agusti et al., 1997 и др.). Однако изучение моллюсков и диатомовых водорослей Пацифики и Арктики показало, что первое в неогене открытие Берингова пролива, соединившего Северную Пацифику с Арктическим бассейном, произошло только около 5.5–5.4 млн. лет назад. Причем в формировании пролива важную роль могли сыграть региональные тектонические процессы (А. Гладенков, Ю. Гладенков, 2004). Следовательно, проход гиппарионов из Нового Света нет необходимости связывать с эвстатическими колебаниями уровня моря. Очевидно, Берингийская суша большего или меньшего размера существовала на протяжении всего неогена. В барстории (16–12.5 млн. лет назад) из Евразии в Северную Америку через Берингию мигрировали хоботные при высоком уровне Мирового океана (Woodburne, 2004).

Подводя итоги изложенному материалу, можно сделать следующие выводы.

1. Если принимать за нижнюю границу валлезия появление гиппарионов в Старом Свете, то ее датируют молдавские среднесарматские местонахождения – 11.9 (или 11.5) млн. лет.

2. Нижняя граница валлезия древнее границы между средним и верхним миоценом – 11.1 млн. лет в понимании Берггрена и др. (Berggren et al., 1995). Она может быть близка к границе средний/верхний миоцен – 11.6 млн. лет в понимании IUGS (Gradstein et al., 2004) при корреляции древних молдавских местонахождений с субхроном C5r2n, или древнее – при корреляции этих местонахождений с верхней частью хрона C5An.

3. Для прослеживания этой границы в Западной Европе и Восточном Средиземноморье необходимо выработать дополнительные критерии для определения начала валлезия (кроме FAD *Hippotherium*), предпочтительно по мелким млекопитающим, местонахождения которых встречаются значительно чаще, чем крупных.

Возможно, этой границей в Западной Европе окажется нижняя граница зоны Н шкалы Даамса и Фройдентала (*Hispanomys* – *Megacricetodon ibericus*), на которой в некоторых районах Испании отмечается четкая смена экологических группировок мелких млекопитающих (Daams et al., 1988). Однако возраст этой границы в настоящее время нельзя считать установленным в силу указанных выше причин.

4. Дифференциация линии *Hippotherium primigenium* началась в юго-восточной Европе уже в среднем сармате (с верхней части хрона C5r), раньше, чем считается в остальных регионах Европы (с середины хрона C5n). Об этом свидетельствует появление форм, отличающихся от типичного *H. primigenium* в среднесарматских местонахождениях Молдовы (Бужор 2 – *H. cf. verae*) и Украины (Грицев – *H. sp.*, Севастополь – *H. sebastopolitanum*).

Для окончательного решения вопроса о возрасте нижней границы валлезия необходимы дополнительные фаунистические и магнитостратиграфические исследования.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64049-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданович Е.М., Иванова Т.А. О новой находке планктонных организмов в мезотических отложениях Крыма // Доп. Нац. Акад. наук Украины. 1997. № 6. С. 127–129.
- Вангенгейм Э.А., Габуня Л.К., Певзнер М.А., Цискаришвили Г.В. Стратиграфическое положение местонахождений гиппарионовой фауны Закавказья в свете данных магнитостратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С. 70–77.
- Вангенгейм Э.А., Мухелишвили Л.В., Певзнер М.А., Цискаришвили Г.В. Положение верхней границы вал-

- лезия в стратиграфической шкале Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 67–74.
- Габуния Л. К. К истории гиппарионов. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 600 с.
- Гептнер В.Г., Насимович А.А., Банников А.Г. Млекопитающие Советского Союза. Т. 1. М.: Гос. изд-во Высшая школа, 1961. 776 с.
- Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межконтинентальных связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 72–89.
- Колесников В.П. Верхний миоцен // Стратиграфия СССР. Т. XII. Неоген СССР / Ред. Архангельский А.Д. М.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 229–373.
- Короткевич Е.Л. История формирования гиппарионовой фауны Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1988. 160 с.
- Короткевич Е.Л., Кушнирук В.Н., Семенов Ю.А., Чепалыга А.Л. Новое местонахождение среднесарматских позвоночных на Украине // Вестн. зоологии. 1985. № 3. С. 81–82.
- Лунгу А.Н. Гиппарионовая фауна среднего сармата Молдавии (хищные млекопитающие). Кишинев: Штиинца, 1978. 144 с.
- Лунгу А. Н. Гиппарионовая фауна среднего сармата Молдавии (насекомоядные, зайцеобразные и грызуны). Кишинев: Штиинца, 1981. 137 с.
- Лунгу А. Н. Гиппарионовая фауна среднего сармата Молдавии (копытные млекопитающие). Кишинев: Штиинца, 1984. 159 с.
- Лунгу А.Н. Ранние этапы развития гиппарионовой фауны континентального обрамления Паратетиса // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Тбилиси: ГИН АН ГССР, 1990. 36 с.
- Певзнер М.А. Стратиграфия среднего миоцена – плиоцена юга Европы. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1986. 371 с.
- Певзнер М.А., Лунгу А.Н., Вангенгейм Э.А., Басилян А.Э. Положение валлезийских местонахождений гиппарионовой фауны Молдавии в магнитохронологической шкале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 4. С. 50–59.
- Підопличко І.Г. Матеріали до вивчення минулих фаун України. Київ: Вид-во АН УРСР, 1956. 234 с.
- Семенов Ю.О. Стратиграфічний розподіл хижих ссавців суходолу у пізньому міоцені України // Тр. Нац. Научно-природов. музея НАН України. 2002. С. 52–66.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 1 / Ред. Муратов М.В., Невеская Л.А. М.: Недра, 1986. 419 с.
- Тимофеев-Ресовский Н.В., Яблоков А.В., Глотов Н.В. Очерк учения о популяции. М.: Наука, 1973. 275 с.
- Топачевский В.А., Несин В.А., Топачевский И.В. Древнейшее местонахождение среднесарматской микрофауны (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) в Восточной Европе // Доп. Нац. Акад. наук України. 1996. № 2. С. 107–110.
- Цискаришвили Г.В. Позднетретичные носороги (Rhinoscerotidae) Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1987. 142 с.
- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайозоя Паратетиса. М.: Наука, 1992. 96 с.
- Actes du Congres BiochroM'97 // Mem. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier. 1997. № 21. P. 69–805.
- Agusti J., Cabrera L., Garcés M. et al. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art // Earth Sci. Rev. 2001. № 52. P. 247–260.
- Agusti J., Cabrera L., Garcés M., Pares J.M. The Vallesian mammal succession in the Valles – Penedes basin (northeast Spain): Paleomagnetic calibration and correlation with global events // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. V. 133. № 3–4. P. 149–180.
- Alvarez Sierra M.A., Calvo J.P., Morales J. et al. El transito Aragoniense – Vallesiense en el area de Daroca – Nombrevilla (Zaragoza, España) // Coloquios de Paleontologia. 2003. V. Ext. 1. P. 25–33.
- Becker-Platen J.D., Benda L., Steffens P. Litho- und biostratigraphic Deutung radiometrischer Altersbestimmungen aus der Jungtertiar der Turkei // Geol. Jahrbuch. 1977. R. B. H. 25. S. 139–167.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy // Geochronology Time scale and Global Stratigraphic Correlation / Eds Berggren W.A., Kent D.V. et al. SEPM Special publ. 1995. V. 54. P. 129–212.
- Bernor R.L., Kordos L., Rook L. et al. Recent advances on multidisciplinary research at Rudabanya, Late Miocene (MN9), Hungary: a compendium // Palaeontographia Italica. 2004. V. 89. P. 3–36.
- Bernor R.L., Koufos G.D., Woodburne M.O., Fortelius M. The evolutionary history and biochronology of European and Southwest Asian Late Miocene and Pliocene hipparionine horses // The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas / Eds Bernor R.L., Fahlbusch V., Mittmann H.-W. N. Y.: Columbia University Press, 1996. P. 307–338.
- Daams R., Freudenthal M., van der Meulen A.J. Ecostratigraphy of micromammal faunas from the Neogene of Spain // Scripta Geol., 1988. Spec. Issue 1. P. 287–302.
- Daxner-Höck G. Middle and Late Miocene Gliridae of Western, Central and Southern Europe // The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas / Eds Bernor R.L., Fahlbusch V., Mittmann H.-W. N. Y.: Columbia University Press, 1996. P. 261–263.
- Feifar O., Heinrich W.-D., Lindsay E.H. Updating the Neogene rodent biochronology in Europe // Mededel. Nederl. Inst. Toegep. Geowetensch. TNO. 1998. № 60. P. 533–554.
- Forster A. Hipparion primigenium (v. Meyer, 1829), an early three-toed horse // Ann. Zool. Fennici. 1978. № 15. P. 298–313.
- Fortelius M., van der Made J., Bernor R.L. Middle and Late Miocene Suoidea of Central Europe and the Eastern Mediterranean: evolution, biogeography, and paleoecology // The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas / Eds Bernor R.L., Fahlbusch V., Mittmann H.-W. N. Y.: Columbia University Press, 1996. P. 348–375.
- Franzen J.L., Storch G. Late Miocene mammals from Central Europe // The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe / Eds Agusti J., Rook L., Andrews P. Cambridge University Press, 1999. P. 165–190.
- Garcés M., Krijgsman W., Peláez-Campomanes P. et al. Hipparion dispersal in Europe: magnetostratigraphic con-

straints from the Daroca area (Spain) // *Coloquios de Paleontologia*. 2003. V. Ext. 1. P. 171–178.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V. 27. № 2. P. 93–100.

Guérin C., Mein P., Philippe M., Truc G. Découverte d'hipparions ante-tortoniens dans le bassin de Vaison-la-Romaine (Vaucluse, Sud-Est de la France) // *C. R. Acad. Sci. Paris*. 1972. № 274. P. 1276–1279.

Kappelman J., Duncan A., Feseha M.A. et al. Chronology of the Sinap Formation // *Geology and Paleontology of the Miocene Sinap Formation, Turkey* / Eds Fortelius M., Kappelman J. et al. N.Y.: Columbia University Press. 2003. P. 41–68.

Kappelman J., Sen S., Fortelius M. et al. Chronology and biostratigraphy of the Miocene Sinap Formation of Central Turkey // *The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas* / Eds Bernor R.L., Fahlbusch V., Mittmann H.-W. N. Y.: Columbia University Press, 1996. P. 78–95.

Koufos G.D. Late Miocene mammal events and biostratigraphy in the Eastern Mediterranean // *Distribution and migration of tertiary mammals in Eurasia* / Eds Reumer J.W.E., Wessels W. Rotterdam: Deinsea, 2003. Spec. issue. P. 343–372.

Krakhmalnaya T. Hipparions of the Northern Black Sea coast area (Ukraine and Moldova): species composition and stratigraphic distribution // *Acta zool. cracov.* 1996. V. 39. № 1. P. 261–267.

Krijgsman W., Garcés M., Langereis C.G. et al. A new chronology for the maddie to late Miocene continental record in Spain // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. № 142. P. 367–380.

Lungu A., Obada T. Fauna și flora terestră a Podisului Codrilor (judetul Ungheni) // *PYRETUS*. Anuar. Muz. de Istorie și Etnografie din Ungheni. 2001. V. 1. № 1. P. 3–8.

Lunkka J.P., Fortelius M., Kappelman J., Sen S. Chronology and mammal faunas of Miocene Sinap Formation // *The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe* / Eds Agusti J., Rook L., Andrews P. Cambridge University Press, 1999. P. 238–264.

Martin Suarez E., Mein P. Revision of the genera *Parapodemus*, *Apodemus* and *Rhagapodemus* (Rodentia, Mammalia) // *Geobios*. 1998. V. 31. № 1. P. 87–97.

Mein P. The Late Miocene small mammal succession from France, with emphasis on the Rhone Valley localities // *The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe* / Eds Agusti J., Rook L., Andrews P. Cambridge University Press, 1999. P. 140–164.

Nesin V.A., Kowalski K. Miocene Gliridae (Mammalia, Rodentia) from Grytsiv (Ukraine) // *Acta zool. cracov.* 1997. V. 40. № 2. P. 209–222.

Nesin V.A., Nadachowski A. Late Miocene and Pliocene small mammal faunas (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) of Southeastern Europe // *Acta zool. cracov.* 2001. V. 44. № 2. P. 107–135.

Nesin V.A., Topachevsky V.A. The Late Miocene small mammals in Ukraine // *The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe* / Eds Agusti J., Rook L., Andrews P. Cambridge University Press, 1999. P. 265–272.

Pevzner M.A., Vangengeim E.A. Magnetochronological age assignment of Middle and Late Sarmatian localities of the

Eastern Paratethys // *Newsl. Stratigr.* 1993. V. 29. № 2. P. 63–75.

Pilbeam D., Morgan M., Barry J.C., Flynn L. European MN Units and Siwalik faunal sequence of Pakistan // *The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas* / Eds Bernor R.L., Fahlbusch V., Mittmann H.-W. N.Y.: Columbia University Press, 1996. P. 96–105.

Rögl F., Daxner-Höck G. Late Miocene Paratethys correlations // *The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas* / Eds Bernor R.L., Fahlbusch V. and Mittmann H.-W. N. Y.: Columbia University Press, 1996. P. 47–55.

Sen S. Present state of magnetostratigraphic studies in the continental Neogene of Europe and Anatolia // *The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas* / Eds Bernor R.L., Fahlbusch V., Mittmann H.-W. N. Y.: Columbia University Press, 1996. P. 56–63.

Sen S. Magnetostratigraphic calibration of the European Neogene mammal chronology // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 133. № 3–4. P. 181–204.

Sickenberg O., Becker-Platen J.D., Benda L. et al. Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie // *Geol. Jahrbuch*. 1975. R.B. H.15. 167 S.

Steininger F.F. Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the Miocene “European Land Mammal Mega-Zones” (ELMMZ) and the Miocene “Mammal Zones” (MN-Zones) // *The Miocene Land Mammals of Europe* / Eds Rossner G.E., Hessig K. München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 1999. P. 9–24.

Steininger F.F., Berggren W. A., Kent D.V. et al. Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-continental chronologic correlations of European Mammal Units // *The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas* / Eds Fahlbusch V., Bernor R.L., Mittmann H.-W. N.Y.: Columbia University Press, 1996. P. 7–46.

Vass D., Repcok I., Balogh K., Halmai J. Revised radiometric time-scale for Central Paratethyan Neogene // *Ann. Inst. Geol. Hung.* 1987. V. 70. P. 423–434.

Woodburne M.O. (Ed). Late Cretaceous and Cenozoic Mammals of North America. Biostratigraphy and chronostratigraphy. N.Y.: Columbia University Press, 2004. 391 p.

Woodburne M.O., Bernor R.L., Swisher C.C. III. An appraisal of the stratigraphic and phylogenetic bases for the “Hipparion” datum in the Old World // *The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas* / Eds Bernor R.L., Fahlbusch V., Mittmann H.-W. N.Y.: Columbia University Press, 1996. P. 124–136.

Рецензент И.А. Вислобокова

УДК 561.26:551.781(571.66)

ОРГАНИКОСТЕННЫЙ ФИТОПЛАНКТОН ПАЛЕОГЕНА РАЗРЕЗОВ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

© 2006 г. Н. И. Запорожец, В. Н. Синельникова, М. А. Ахметьев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 20.12. 2005 г.

Изучены комплексы органикостенного фитопланктона из опорных разрезов эоцена и олигоцена Западной Камчатки. По составу они близки разновозрастным комплексам Северной Японии и Сахалина, что создает хорошую основу для корреляции региональных подразделений и уточнения их возраста. Доминантом большинства комплексов является эвригалинный *Trinovantedinium boreale*, встречающийся как совместно с *Paralecaniella indentata* и *Michhystridium* в слоях, формирующихся в мелководных бассейнах в условиях пониженной солености, так и вместе с таксонами, обитающими в открытом море нормальной солености. Предложенный вариант последовательности слоев с комплексами диноцист может распространяться на Японию, Сахалин, Камчатку и акваторию Берингова моря.

Ключевые слова. Западная Камчатка, Сахалин, Япония, Берингово море, органикостенный фитопланктон, диноцисты, региональная шкала по диноцистам; свиты снатольская, ковачинская, ратзгинская, аманинская, гакхинская, утхолокская; формации Поронай, Момидзияма, палеоген, палеоцен, эоцен, олигоцен.

ВВЕДЕНИЕ

Систематическое изучение морского органикостенного фитопланктона палеогена средних и высоких широт материковой окраины Северо-Западной Пацифики началось лишь в последнее десятилетие. По сравнению с микропланктоном тех же широт Северной Америки и Западной Европы, где состав разновозрастных региональных комплексов сходен и биостратоны зональных шкал отличаются нередко лишь выбором индексирующих их видов, органикостенная микрофлора Камчатки, Сахалина и Японии отличается большим своеобразием. Это обусловлено прежде всего высокоширотной изоляцией в палеогене тихоокеанских вод от арктических и антарктических, с обменом водными массами только через низкие широты, с чем связан известный эндемизм органикостенной биоты Северо-Западной Пацифики. На ее состав оказали наложенными также особенности температурного, химического и гидрологического режимов приповерхностных вод и пищевых ресурсов. Немаловажную роль в формировании тафоценозов сыграл и характер седиментации, связанный с накоплением осадков большой мощности и превалированием среди них вулканогенно-кремнистых, терригенно-кремнистых и груботерригенных разностей при практически полном отсутствии карбонатных. В результате разубоженности биомассы, особенно в районах лавинной седиментации, комплексы органикостенного фитопланктона от акватории Бе-

рингова моря и Камчатки до Японии отличаются низкой концентрацией цист на единицу объема осадков и ограниченным видовым разнообразием. Слабая насыщенность мацератов палиноморфами делает последние во многих случаях мало пригодными для статистической обработки и возрастной интерпретации. Различия в особенностях осадконакопления и гидрологии морских бассейнов не позволяют использовать в Северо-Западной Пацифике зональные шкалы высокой разрешаемости, разработанные по диноцистам для осадков окраинных и внутренних морей Атлантики и Перитетиса. Лишь только в самые последние годы японским специалистам удалось предложить еще весьма несовершенную региональную зональную шкалу для второй половины среднего эоцена – миоцена, к сожалению, несмыкаемую в ее отдельных звеньях (Kurita a.al., 2000). По раннему палеогену имеющихся данных недостаточно для построения шкалы. Обращает внимание крайне неравномерное изучение органикостенного фитопланктона как по отдельным регионам Северо-Западной Пацифики, так и по возрастным интервалам.

Первые сведения об органикостенном фитопланктоне эоцена и олигоцена Северной Пацифики были получены при изучении разрезов скважин глубоководного бурения во впадинах акватории Берингова моря: Нортон Саунд и Наваринской (Bujak, Matsuoka, 1986; Matsuoka, Bujak, 1988). С середины 90-х годов прошлого века по-

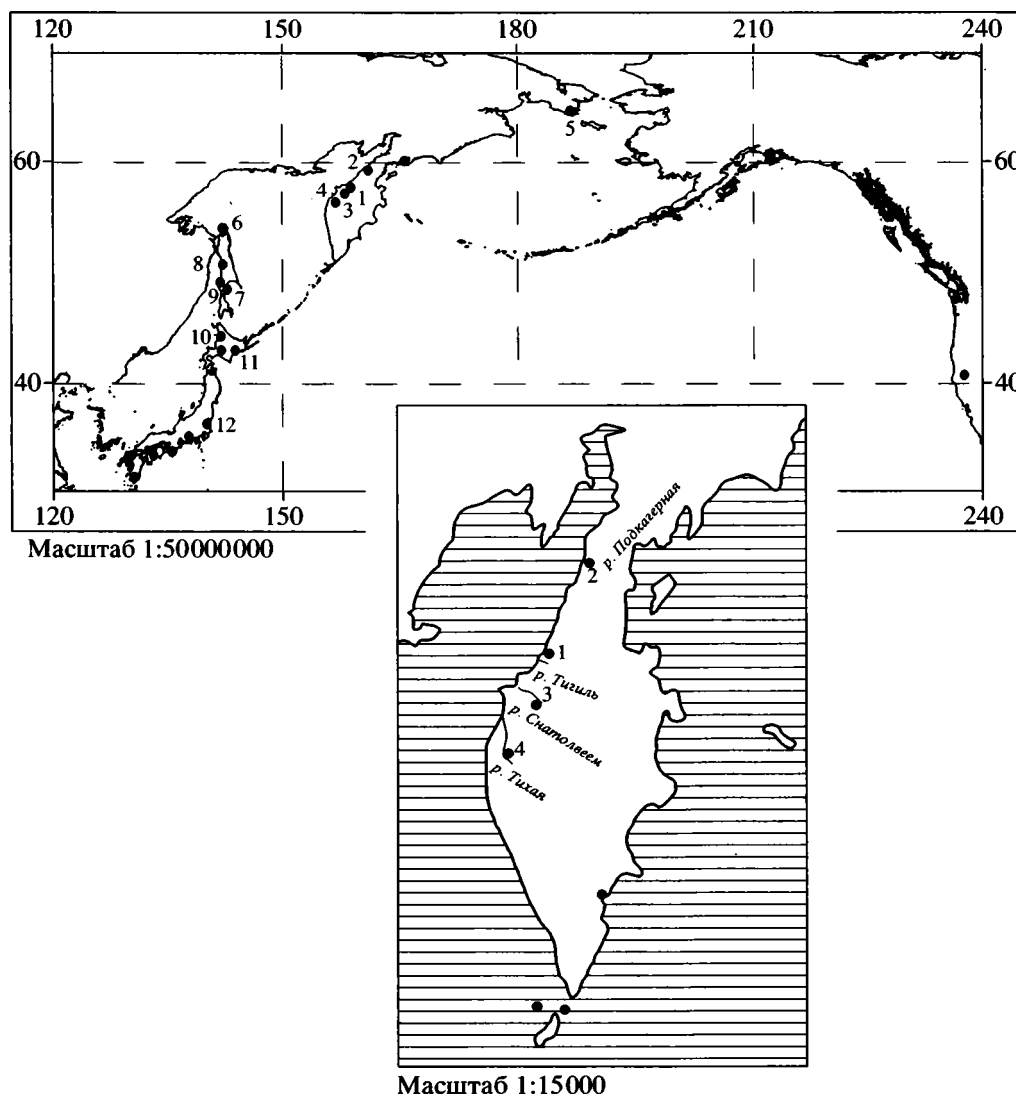


Рис. 1. Местонахождения разрезов с микрофитопланктоном на Камчатке и в приазиатской части Северной Пацифики. 1 – Точилинский разрез; 2 – бухта Подкагерная, стратотип ратэгинской свиты; 3 – среднее течение р. Снатол; 4 – р. Тихая (правый исток р. Хайрюзова); 5 – мыс Наварин; 6 – п-ов Шмидта; 7 – Макаровский разрез; 8 – Александровский р-н; 9 – Чеховский р-н; 10 – Исикари; 11 – Кусиро; 12 – Дзедбан.

явилась серия публикаций по диноцистам палеогена и миоцена отдельных впадин Северного Хонсю и Хоккайдо: Исикари (район Юбари), Румои (район Хаборо), Кусиро (район Сиранука) и Дзедбан (Kurita, Obuse, 1994; Kurita, Matsuoka, 1995; Kurita, Miwa, 1997, 1998 и др.). Представления о диноцистах кайнозоя Сахалина были получены в 1993 г. Н.Я. Брутман и И.В. Поздняковой при изучении разреза скважины Борисовская-1 (участок Пограничный, восточная прибрежная зона Центрального Сахалина) (Геологические и биотические события ..., часть 2. 1998). Позже японскими палинологами были изучены диноцисты из отдельных интервалов разрезов в Чеховском и Макаровском районах (Kurita a.al., 1996), а затем сведения об этой группе были дополнены по разре-

зам палеогена и миоцена п-ва Шмидта, а также Александровского района (поселки Макарьевка (Дуэ) и Мгачи). Впервые о диноцистах палеогена Камчатки стало известно от Т.С. Щенко (1996) из ее сообщения на 3-ем Всероссийском палинологическом совещании в Москве. Были охарактеризованы 6 комплексов из напанской, ковачинской, амининской и гакхинской свит разреза по р. Тихой – правому истоку р. Хайрюзовой, выше села Хайрюзово. Наиболее древний из них с *Apectodinium homomorphum*, *Paleoperidinium sibiricum*, *Vozzhennikovia apertura*, *Glaphyrocysta undulata* и *Trinovantedinium boreale* (в интерпретации Т.С. Щенко комплекс *Apectodinium homomorphum* – *Vozzhennikovia apertura*) происходит, по-видимому, из от-

ложений напанской свиты и имеет танетско-ипрский возраст.

Г.М. Братцевой в палеогеновом разрезе бухты Чемурнаут был определен комплекс диноцист (Нижний палеоген..., 1997). Он был обнаружен в нижних слоях верхней половины ткаправаямской свиты (пачка 20) и состоит из *Wetzelia* articulata, *Enneadocysta arcuata*, *Deflandrea* spp. (*D. heterophlycta* и др.), *Hystriocholpoma cinctum*, *Cordosphaeridium funiculatum* и др. Ограниченный набор таксонов заставляет подходить с известной осторожностью к установлению возраста слоев верхней части ткаправаямской свиты по диноцистам. В публикации 1997 г. ее верхний возрастной предел ограничивается палеоценом. Участие, хотя и в обедненном комплексе, представителей родов *Wetzelia* и *Enneadocysta*, известных только с эоцена, свидетельствует о том, что слои с диноцистами формировались скорее в первой половине эоцена. Сам комплекс в унифицированной части региональной шкалы должен занять промежуточное положение между комплексом с *Arctodinium homomorphum* – *Vozzhennikovia apertura* (Щенко, 1996), а также близким ему по возрасту из пограничных слоев палеоцена и эоцена формации Хаборо (Хоккайдо) (Kurita, Obuse, 1994) и среднеэоценовым комплексом с *Bellatulinum hokkaidoanum* нижних слоев формации Порокаи (Kurita, Matsuo, 1995). Несомненно, что он более древний, чем комплекс из средней части ковачинской свиты Точилинского разреза, рассмотренный в этой статье.

В последние годы Н.И. Запорожец изучался органикостенный фитопланктон из трех разрезов Западной Камчатки. Данные, полученные из базальных слоев стратотипического разреза ратэгинской свиты в бухте Подкагерная (пробы 82/1, 82/2, 82/4), были ею частично уже опубликованы (Запорожец, 1999). По отдельным интервалам результативные пробы были получены из ковачинской (проба 15), аманинской (пробы 30, 31, 24, 25), а также нижних (проба 28) и верхних (пробы 51, 48) слоев гакхинской и верхней части (проба 41) утхолокской свит юго-западного крыла Точилинской антиклинали Тигильского района к северу от устья р. Тигиль. Несколько проб изучено из эоценовых отложений в среднем течении р. Снатол, выше (проба 14) и ниже по течению от горы Сосопхан (пробы 143, 14ж/2, 14ж/3). Географическое положение изученных разрезов показано на рис. 1. Ниже рассмотрены результаты, полученные при исследовании органикостенного фито-

планктона всех перечисленных выше местонахождений. Пробы отбирались В.Н. Синельниковой и Д.И. Витухиным. Ими же дана и их привязка к литостратонам Точилинского и Снатольского разрезов.

СВЕДЕНИЯ ОБ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗАХ

Бухта Подкагерная. Здесь по правому борту устья одноименной реки отобраны пробы из нижнего 30-метрового интервала базальной части ратэгинской свиты, залегающей над угленосной иргирнинской. Проба 82/1 взята в основании свиты, из переходной пачки с *Lingula hians*; пробы 82/2 и 82/4, соответственно, в 10 и 30 м выше нее по разрезу (рис. 2). В фациальном отношении опробованная пачка представлена мелководными песчаными осадками, отвечающими начальной стадии развития морской трансгрессии, следовавшей за накоплением иргирнинских угленосных отложений. Это подчеркивается присутствием мелководных беззамковых брахиопод рода *Lingula*, роющих норки в жидком иле на глубинах не превышающих 30 м и появлением устричной банки. Постепенное развитие морской трансгрессии в раннератэгинское время находит подтверждение и в последовательном увеличении процентного соотношения органикостенного фитопланктона и палиноморф высших растений (коэффициент мористости возрастает от 15% до 32%). Об этом же свидетельствует и состав растительного детрита. В нижних пробах (82/1 и 82/2) преобладают более крупномерные фрагменты тканей наземных растений. В пробе 82/4 растительного детрита наземного происхождения с отчетливо выраженным клеточным строением также много, но помимо него встречаются фрагменты слоевищ бурых водорослей и “личинки” фораминифер.

Тигильский район. Пробы отобраны из пород, образующих юго-западное крыло Точилинской антиклинали (рис. 3, 4; фототаблицы I, II). Они привязаны к пачкам и слоям, описанным и получившим последовательную нумерацию в монографии, посвященной этому разрезу (Атлас фауны..., 1984) и отложениям эоцена Западной Камчатки (Эоцен Западной..., 1991). Проба 15 из алевролитов ковачинской свиты, общей мощностью на этом крыле 225–280 м, характеризует ее среднюю часть и взята по левому борту в устье ручья Точило из конкреций с *Lima twinensis* в глинах пачки 7 приблизительно в 110–120 м ниже кровли свиты. Залегающая выше туфогенная аргилито-

Рис. 2. Распределение органикостенного фитопланктона в стратотипическом разрезе ратэгинской свиты.

1 – конгломераты; 2 – песчаники и мелкогалечные конгломераты; 3 – аргиллиты и глины; 4 – алевролиты и песчаные глины; 5 – опоки; 6 – косая слоистость; 7 – туфы; 8 – конкреции; 9 – геннойши (глендониты); 10 – угли; 11 – более 100 экземпляров; 12 – более 20 экземпляров.

Цифры в графах соответствуют количеству экземпляров.

Слон по диноцистам		III. <i>Phthanoperidium bennettii-Lejeuncysa</i> sp.- <i>Palaeoperidium pyrophorum</i>	
Празинофиты и акритархи	35. <i>Tasmanites</i> sp.	1	1
34. Диноцисты неопредел.		11	3
33. <i>Lingulodinium</i> sp.		1	
32. <i>Glaephyrocysta</i> sp. aut.		2	
31. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>		1	
30. <i>Hafniasphaera septata</i>		1	
29. <i>Achomosphaera</i> sp.		1	
28. <i>Lepidodinium</i> sp.		2	
27. <i>Rhombodinium</i> sp.		1	
26. <i>Palaeocystodinium golzowense</i>		3	
25. <i>Diphyes</i> cf. <i>colligerum</i>		1	
24. <i>Heteraulacocysta campanula</i>		1	
23. <i>Systematophora</i> cf. <i>curta</i> Bujak et Maz.		1	
22. <i>Phelodinium</i> sp.		1	
21. <i>Cyclopsella elliptica</i>		3	
20. <i>Cleistosphæridium</i> sp.		2	
19. <i>Spiniferites</i> cf. <i>nortonensis</i>		1	
18. <i>Operculodinium</i> sp.		3	
17. <i>Lejeuncysa granosa</i>		1	
16. <i>Lejeuncysa convexa</i>		1	
15. <i>Phthanoperidium bennettii</i>		10	
14. <i>Spinidinium</i> sp.		3	
13. <i>Lejeuncysa</i> cf. <i>fallax</i>		1	
12. <i>Lejeuncysa hyalina</i>		3	
11. <i>Kallosphaeridium</i> sp.		1	
10. <i>Cordosphaeridium</i> sp.		1	
9. <i>Spiniferites</i> spp.		5	
8. <i>Paralecanella indentata</i>		24	
7. <i>Impagidinium</i> spp.		4	
6. <i>Hysterochaerops</i> sp.		3	
5. <i>Batacasphaera</i> sp.		1	
4. <i>Trinovantedinium</i> spp.		5	
3. <i>Phthanoperidium</i> sp.		7	
2. <i>Lejeuncysa</i> sp.		6	
1. <i>Trinovantedinium boreale</i>		17	



Свита	Пачка	Современные отложения	№ слоев	Колонка	Мощность, м	№ обр.
Иргининская			35		3	
			36		4.7	
			37		5	
			38		7.3	
			39		9.0	
			40		1.5	
			41		3	
Ратгинская			42		8.0	
			43		6.0	
			44		10	
			45		20	

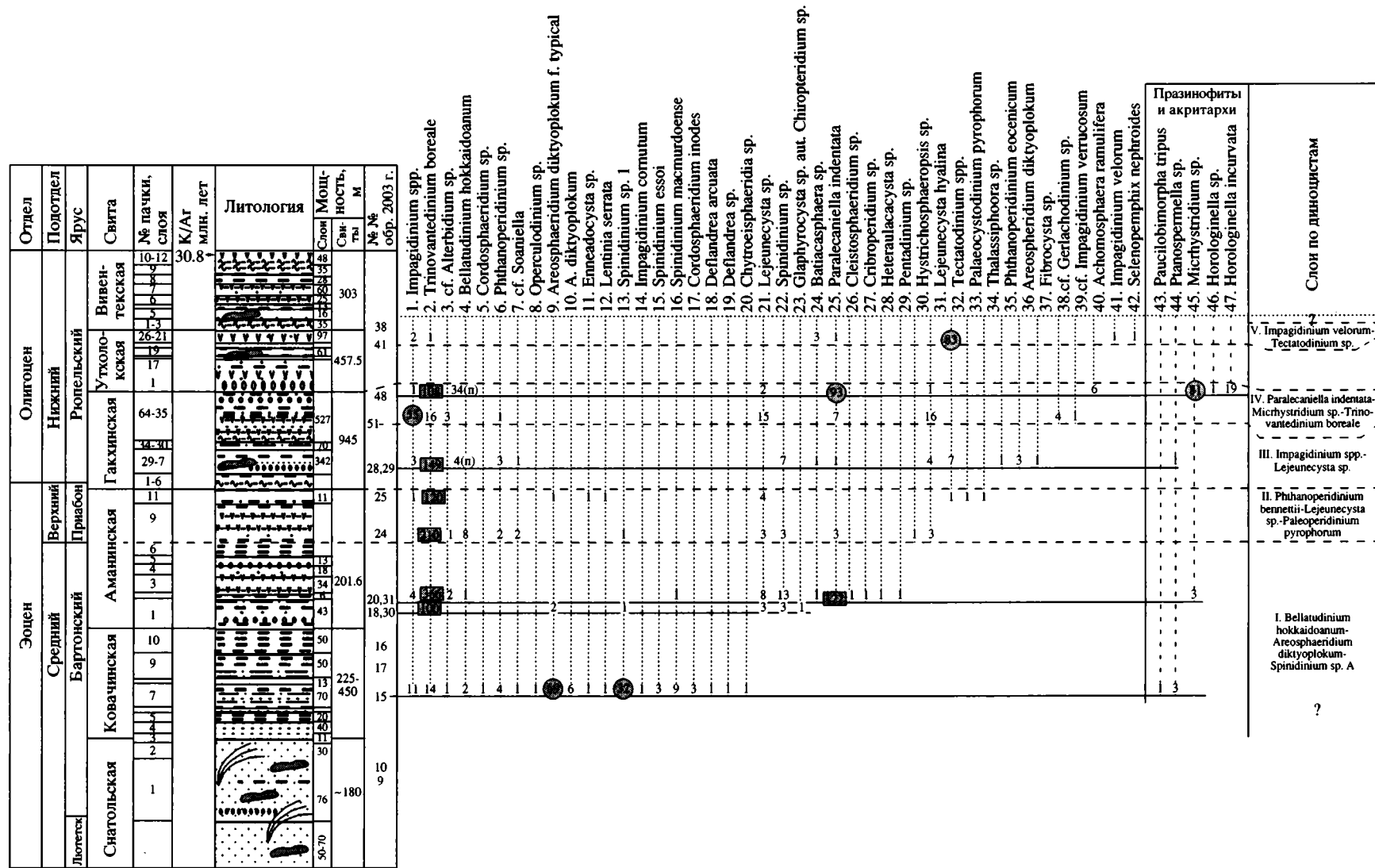


Рис. 3. Распределение органикостенного фитопланктона в разрезе юго-западного крыла Точилинской антиклинали.

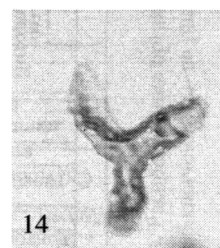
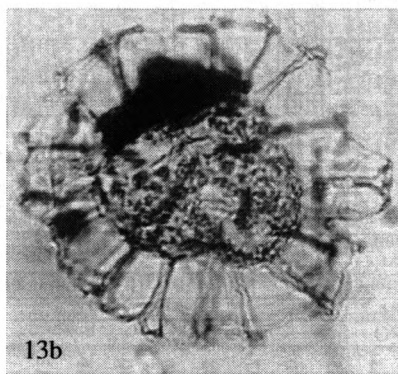
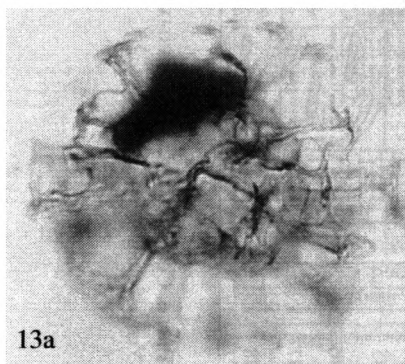
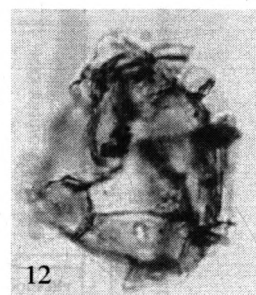
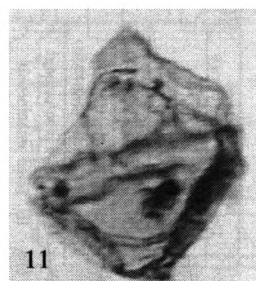
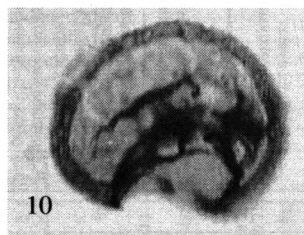
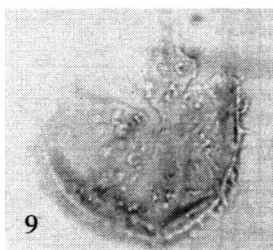
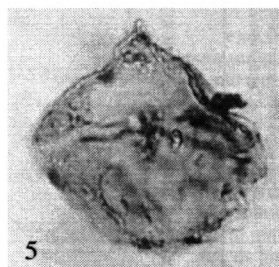
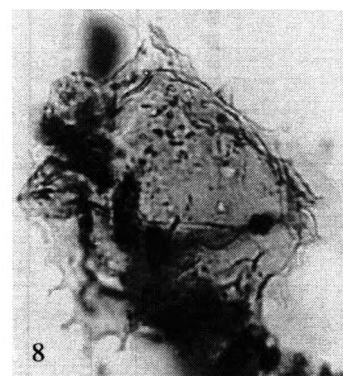
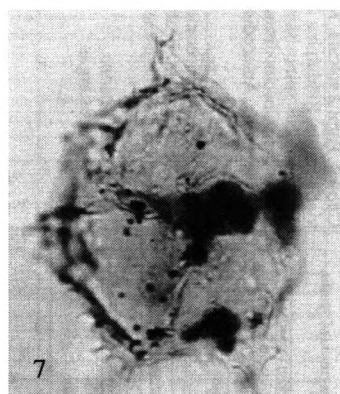
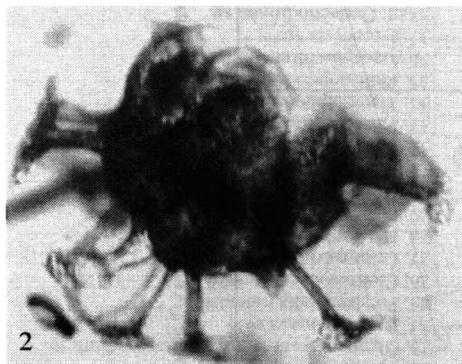
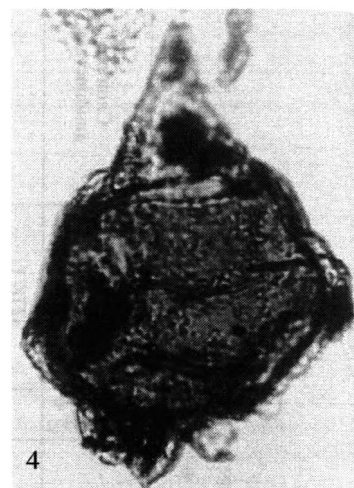
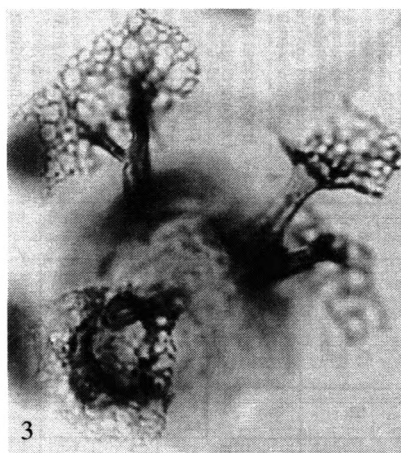
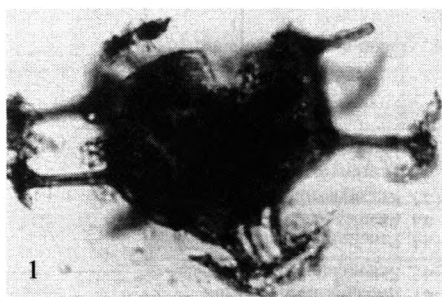
Усл. обозначения см. на рис. 2.

Возраст, млн. лет	Отдел	Подотдел	Ярус	Горизонт	Санта	№ пачки, слоя	Литология	Мощ- ность, м	№ образца	Слои по моллюскам	Слои по фораминиферам	Зоны и комплексы по диатомеям	Споры и пыльца		Слои по диноцистам				
													Палино- флора	Флора и растительность					
31	Олигоцен	Нижний	Ропельский	Утлохско- винетский	10-12	1	30.8 млн. лет	48	41	X. <i>Nuculana mironovi</i>	Haplophragmoides spadix	Слой 4. <i>Paralia sulcata</i> , <i>Kisseleviella carina</i> , <i>Biddulphia aff. aurita</i> , <i>Stephanopyxis spinosissima</i> , <i>S. grunovii</i> , <i>Coscinodiscus asteromphalus</i> , <i>Aulacodiscus brunii</i>	II	ТПК 1 <i>Pinus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>T. torulosa</i> , <i>T. diversifolia</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Myrica</i> Хвойные леса с преобладанием то <i>Pinus</i> , то <i>Tsuga</i> , с включением широколиственных и мелколиственных пород	VI. <i>Impagidium velorum</i> - <i>Tectatodinium</i> sp.				
32					13	2		47		IX. <i>Nuculana slodkewitschi</i>									
33					14	3		46		VIII. <i>Yoldia posneri</i> - <i>Delectopecten utchokensis</i>									
34					15	4		45		VII. <i>Yoldia cuneata</i>									
35	Эоцен	Верхний	Приабонский	Аманинско- гакчинский	16	5		44	28, 29	VI. <i>Multidentata multidentata</i>	Asanospira carinata <i>Criboelphidium sumitomo</i> <i>Globocassidulina globosa</i>	Слой 52. <i>Pseudotriceratium radiosoreticulatum</i> , <i>P. aff. chenevieri</i> , <i>Cosmodiscus normanianus</i> , <i>Kisseleviella carina</i> , <i>Coscinodiscus argus</i>	I	Хвойно- широколиственные леса с примесью субтропических элементов	V. <i>Paralecaniella indentata</i> - <i>Michrystidium</i> sp.- <i>Trinovantedinium boreale</i> IV. <i>Impagidium</i> spp.- <i>Lejeunecystap</i> . III. <i>Phthanoperidium bennetti</i> - <i>Lejeunecysta</i> sp.- <i>Paleoperidium pyrophorum</i> II. <i>Bellatudinium hokkaidoanum</i> - <i>Areosphaeridium doktyoplokum</i> - <i>Spinidinium</i> sp. A				
36					17	6		43		V. <i>Ainicaudata laxata</i> - <i>Tachyrhynchella gakhensis</i>									
37					18	7		42		IV. <i>Saccella praefurlongi</i>									
38					19	8		41		III. <i>Solen amaninensis</i>									
39					20	9		40		II. <i>Monia schmidt</i>									
40					21	10		39		I. <i>Yoldia ovata</i> - <i>Nemocardium yokoyamai</i>									
41					22	11		38		V. <i>Acesta kovatschensis</i> - <i>Delectopecten kamtschatica</i>									
42					23	12		37		IV. <i>Turricula praesakhaliensis</i> - <i>M. restorationensis</i>									
43					24	13		36		III. <i>Plicacosta someshimai</i> - <i>Solen tigilensis</i>									
44					25	14		35		II. <i>Nuculana kovatschensis</i> - <i>Pteria pellucida</i> - <i>Nemocardium kovatschensis</i>									
45					26	15		34		I. <i>Mytilus yokoyamai</i> - <i>Snatolia snatolensis</i>									
46					Лыгек	Средний	Бартонский	Снатольский		28						17		32	15
48	29	18		31															

Рис. 4. Соотношение выделенных биостратиграфических подразделений в Точилинском разрезе (Атлас..., 1984, с дополнениями).

Усл. обозначения см. на рис. 2.

Таблица I



алевролитовая амининская свита (201.6 м) опробовалась почти в ее подошве (проба 30) из основания слоев с моллюсками (I) с *Yoldia ovata* – *Nemocardium yokoymai*. Проба 31 отобрана 30-ю метрами выше. Из слоя 11 кровли амининской свиты происходит проба 25, а на 20 м ниже нее из слоя 9 – проба 24, которая приходится на середину слоев (II) с *Monia schmidtii*. Проба 26 – взята из слоя (III) с *Solen amarinensis*. Стратиграфически выше залегает гакхинская свита, представленная вулканогенно-кремнистыми отложениями, мощностью в 945 м. Из-за сдвоения некоторых интервалов разреза она завышена. Из слоя 9 в нижней части свиты взята проба 28 – слой (IV) с *Nuculana (Saccella) praefurlongi*, а пробы 51 и 48 принадлежат слоям 58 и 64 разреза верхней части свиты (слой V с *Multidentata multidentata* по моллюскам). Наконец, проба 41 взята из слоя 21 утхолокской свиты мощностью в Точилинском разрезе 457.5 м в нескольких метрах от ее кровли. По моллюскам она относится к слоям (VIII) с *Yoldia utcholakensis* – *Delstorpsten utcholakensis*. Таким образом, отдельные результативные пробы характеризуют четыре свиты Точилинского разреза общей мощностью более 1200 м.

Распространение органикостенного фитопланктона в разрезах бухты Подкагерная и на юго-западном крыле Точилинской антиклинали представлено в таблице.

Среднее течение р. Снатол. По р. Снатол опробовались напанская свита (проба 14), снатольская и ковачинская свиты (пробы 14 з, 14ж/2, 14ж/3) (фототаблица III). Наиболее насыщенными оказались две пробы, отобранные из снатольской свиты.

СОСТАВ КОМПЛЕКСОВ ОРГАНИКОСТЕННОГО ФИТОПЛАНКТОНА

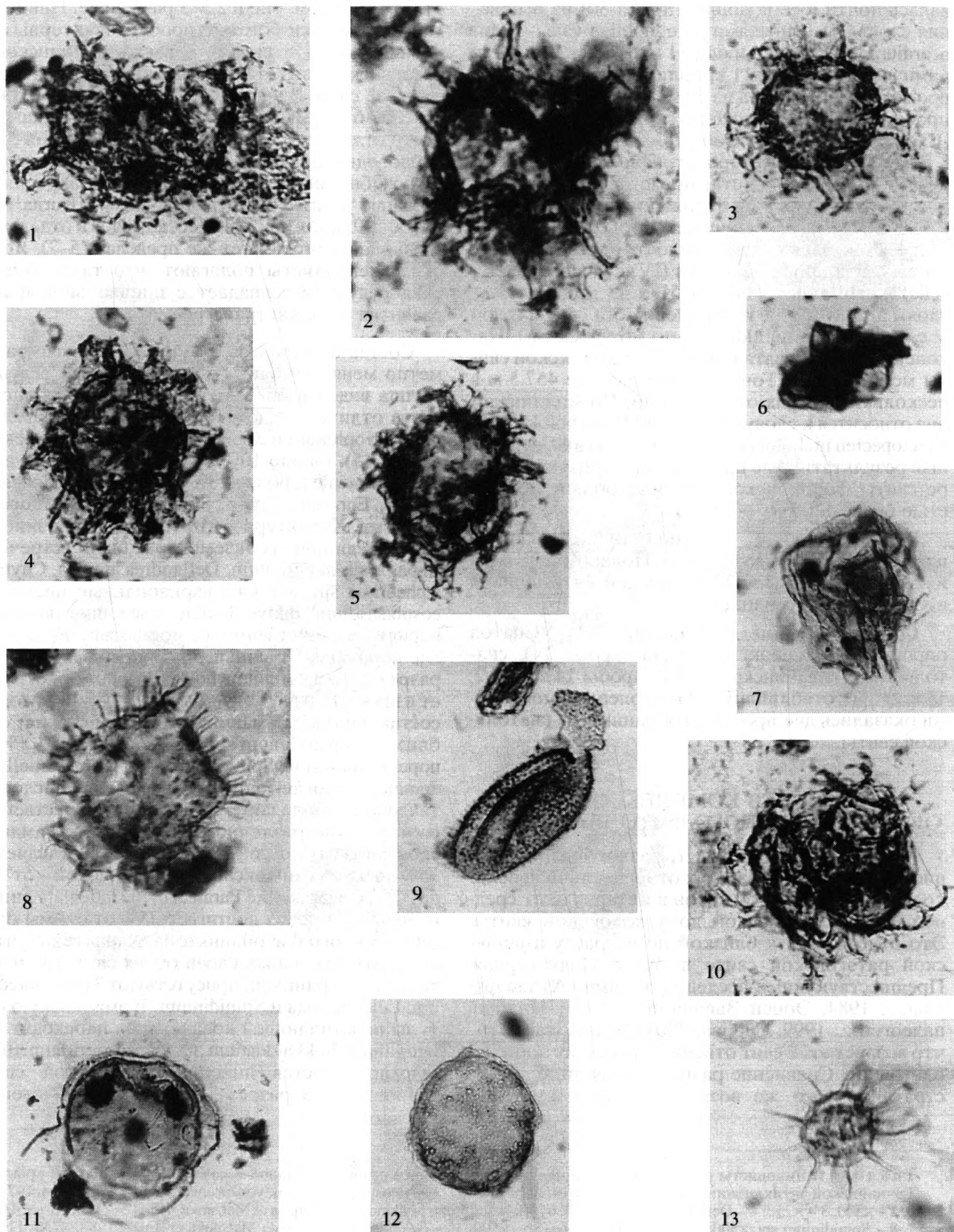
Как видно из таблицы 1, разнообразие диноцист в камчатских разрезах относительно невелико и не превышает 60 видов в интервале от средней части ковачинской до утхолокской свиты. Это относится и к близкой по возрасту амининской ратэгинской свите в бухте Подкагерная. Предшествующими исследователями (Атлас фауны..., 1984; Эоцен Западной..., 1991; Нижний палеоген..., 1999; Серова, 2001), предполагалось, что возраст этих свит отвечает позднему эоцену и олигоцену. Сравнение разнообразия диноцист из стратонов того же возраста Западной и Цен-

тральной Европы, а также юга России показывает, что, в целом, оно в 2.5–3 раза ниже. Наиболее таксономически богатые пробы характерны для ковачинской (18 видов), а также амининской и ратэгинской свит (14 и 30 видов), исключая их базальные слои. В последних число видов (соответственно 6 и 4) очень мало, как и в близких по возрасту отложениях впадин Исикари и Румои Хоккайдо, однако представленными другими фациями. За подобными бедными комплексами закрепилось название “restricted” (“ограниченные”) (Kurita, Matsuoka, 1995), так как количество видов в отдельных пробах находится в тех же пределах (5–7). Японские специалисты полагают, что таксономическая редукция совпадает с инициальной фазой развития морской трансгрессии.

Состав комплексов Точилинского разреза заметно меняется близ границ свит, хотя ведущая группа видов является транзитной. Ковачинская свита отличается доминированием *Areosphaeridium diktyoplokum* и *Spinidinium* sp.1 (до 2/3 спектра пробы 15). Около 10% приходится на *Trinovantedinium boreale* и более 20% (в сумме) на *Impagidinium* sp., *Enneadocysta* sp., *Spinidinium macturdoense* и *S. essoii*. Характерно, что только в ковачинской свите в единичных экземплярах были встречены *Impagidinium cornutum*, *Deflandrea arcuata*, *Chytroisphaeridia* sp., а также вариабильные цисты *Areosphaeridium diktyoplokum*, имеющие выросты наряду со свойственным морфотипу вида и более короткие. Обычный для эоценовых японских разрезов *Bellatudinium hokkaidoanum* присутствует в пробе 15 в двух экземплярах. Доминирующий состав диноцист амининской и ратэгинской свит близок: *Impagidinium* spp., *Lejeunecysta* spp., *Phthaloporeidinium* spp., *Spinidinium* spp., *Paralecaniella indentata*, *Trinovantedinium boreale*. Два последних таксона преобладают, однако их количественное соотношение различно. Если в разрезе амининской свиты *Trinovantedinium boreale* составляет от 75% до 95% комплекса, то в ратэгинской – от 20% до 35%. Содержание *Paralecaniella indentata* лишь в отдельных пробах достигает 25% от суммы органикостенного фитопланктона. Характерно, что в спектрах базальных слоев обеих свит, где набор таксонов ограничен, присутствуют *Trinovantedinium*, *Lejeunecysta* и *Spinidinium*. В амининскую свиту из подстилающей ковачинской переходят *Bellatudinium hokkaidoanum* и *Areosphaeridium diktyoplokum*. Состав диноцист гакхинской свиты Точилинского разреза в значительной степени

Таблица I. Диноцисты из эоценовых отложений Точилинского разреза Западной Камчатки (юго-западное крыло Точилинской антиклинали, ковачинская свита, обр. 15). 1, 2, 3 – *Areosphaeridium diktyoplokum* (Klump, 1953) Eaton, 1971: 1, 2 – $\times 500$, 3 – $\times 750$; 4 – *Deflandrea* sp., $\times 750$; 5, 6 – *Bellatudinium hokkaidoanum* Kurita et Matsuoka, 1966: 5 – $\times 750$, 6 – $\times 500$; 7, 8 – *Spinidinium* sp., $\times 500$; 9 – *Kallosphaeridium* sp., $\times 500$; 10 – *Selenopemphix crenata* Matsuoka et Bujak, 1988, $\times 750$; 11 – *Impagidinium* sp., $\times 750$; 12. *Impagidinium* cf. *I. cornutum* Matsuoka et Bujak, 1988 $\times 750$; 13a, b – *Nematosphaeropsis lamniscata* Bujak, 1984, $\times 500$; 14 – *Paucilobimorpha tripus* de Coninck, 1986, $\times 750$.

Таблица II



наследует состав амининской. Доминирующая роль продолжает оставаться за *Trinovantedinium boreale*, *Impagidinium* sp., *Paralecaniella indentata*. Сохраняется видовое разнообразие *Lejeunecysta* и *Phthanoperidinium*. В кровле гакхинской свиты в массовом количестве встречен *Micrhystridium*. Существенно меняется состав диноцист в утхолокской свите, *Trinovantedinium boreale* практически исчезает и его место занимает *Tectatodinium* (более 85% спектра пробы 41).

На р. Снатол опробованы напанская, снатольская и ковачинская свиты. Наиболее богатые таксономически пробы из снатольской свиты – 14ж/2 и 14ж/3. В них преобладает *Trinovantedinium boreale*, содержание которого в пробе 14ж/3 – более 90% состава спектра фитопланктона и он, по-существу, монотаксонный. Сопутствующими компонентами во всех пробах являются *Spinidinium* и *Lejeunecysta* (в том числе *L. hyalina*). В таксономически наиболее богатой пробе 14ж/2, кроме *Trinovantedinium boreale*, встречены *Thalassiphora reticulata* (10 экз.), *Bellatudinium hokkaidoanum*, *Lentinia serrata*, *Hystrichosphaeropsis* sp., *Paralecaniella indentata*, *Cribroperidinium* sp., *Impagidinium* sp.

Важнейшим таксономом всех изученных разрезов является *Trinovantedinium boreale*. Он составляет основу комплексов пяти свит: снатольской, ковачинской, амининской (и близкой ей по возрасту ратэгинской), а также гакхинской. Вид исчезает из разреза на границе гакхинской и утхолокской свит или в нижних слоях последней. Хотя в Северо-Западной Пацифике он появляется с позднего палеоцена, массовое развитие получает лишь практически в монотаксонных комплексах позднего эоцена и раннего олигоцена, так как в среднем эоцене и в переходных слоях от среднего к верхнему эоцену значительно более важное значение имеют два других вида – *Bellatudinium hokkaidoanum* и *Areosphaeridium diktyoplokum*.

Однако считать, что этот интервал соответствует эпоболи *T. boreale*, вряд ли возможно, так как в камчатских разрезах, как и в японских, пробы с массовым его содержанием чередуются с пробами, в которых роль этого таксона заметно падает. Географическое распространение *Trinovantedinium boreale* в Северной и Северо-Западной Пацифике, как увидим далее, не только четко оконтуривает область применения региональной диноцистовой шкалы второй половины палеогена, но и позволяет использовать этот таксон как

важнейший инструмент межрегиональной корреляции (рис. 4). Вместе с тем, морфологическая вариабильность таксона (а этот род существует и ныне) находится в тесной зависимости от условий обитания и может одновременно служить хорошим индикатором экологических обстановок, фиксируя уровни их изменений.

Присутствие в отдельных пробах в массовом, либо в заметном количестве *Paralecaniella indentata*, *Micrhystridium*, *Tectatodinium*, *Impagidinium*, *Spinidinium*, *Lejeunecysta* также определяется особенностями экологии. В частности, обилие *Paralecaniella indentata* в пробе 25 и особенно сочетание этого таксона с *Micrhystridium* в пробе 48 одновременно может указывать на пониженную соленость морских вод и признаки обмеления бассейна. Вероятно, не случайно появление этих таксонов фиксируется в кровле амининской и гакхинской свит, отмечая смену режима седиментации по составу осадков. *Spinidinium* характерен для ковачинской и нижних пачек амининской и ратэгинской свит, а виды *Phthanoperidinium*, *Impagidinium* и *Lejeunecysta* более обычны для амининской, ратэгинской и гакхинской свит, встречаясь, однако, в единичных экземплярах. Несколько необычно выглядит доминирование в верхних слоях гакхинской свиты *Impagidinium* и *Lejeunecysta*. В целом, обращает на себя внимание большее единство амининского (ратэгинского) и гакхинского комплексов с *Trinovantedinium boreale*, ковачинский же по обилию *Areosphaeridium* и *Spinidinium*, а также утхолокский с *Tectatodinium* представляются более обособленными.

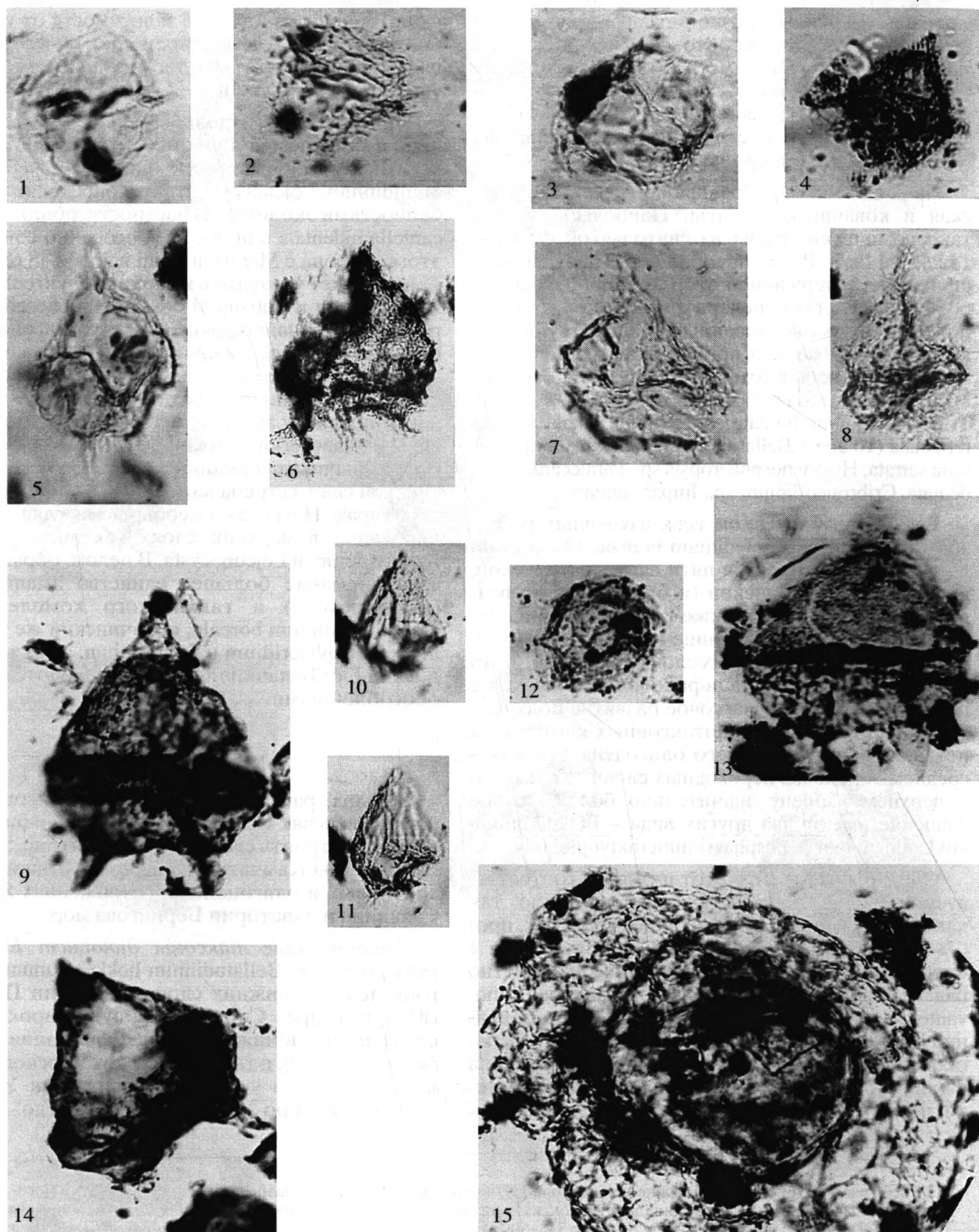
КОРРЕЛЯЦИЯ

Анализ распространения комплексов диноцист в разрезах Северо-Западной Пацифики позволяет построить схему корреляции (рис. 5). Многие таксоны Камчатских разрезов установлены в эоценовых и олигоценовых отложениях Японии, Сахалина и акватории Берингова моря.

Характерные таксоны диноцист Камчатских разрезов. *Bellatudinium hokkaidoanum* – многочисленен в нижних слоях формации Поронай (Юбари, разрез Сирируомаппу). Широко представлен он и в нижних пачках формации Санкебетсу (Хаборо), а также в осадках морского “языка” Ситакара в угленосной формации Урахоро впадины Куширо Восточного Хоккайдо. В Кам-

Таблица II. Диноцисты из нижнеолигоценовых отложений Точилинского разреза Западной Камчатки (юго-западное крыло Точилинской антиклинали, утхолокская свита, обр. 48). 1 – *Glaphyrocysta* sp., ×500; 2, 3 – *Achomosphaera ramulifera* (Deflandre, 1937) Evitt, 1963: 2 – ×750; 3 – ×500; 4 – *Spiniferites* cf. *S. membranaceus* (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970, ×750; 5 – *Spiniferites* sp., ×500; 6 – *Lejeunecysta* sp., ×500; 7 – *Lejeunecysta fallax* (Morgenroth, 1966) Artzner et Dörhöfer, 1978, ×500; 8 – *Trinovantedinium boreale* Bujak, 1984, ×500; 9 – *Kallosphaeridium* sp., ×500; 10 – cf. *Glaphyrocysta* sp., ×500; 11 – *Paralecaniella indentata* (Deflandre et Cookson, 1955) Cookson et Eisenack, 1970, ×500; 12 – *Paralecaniella* sp., ×500; 13 – *Micrhystridium* sp., ×750.

Таблица III



чатских разрезах этот вид, как мы видели, присутствует только в верхней части стратотипа снатольской свиты по р. Снатол, а также в ковачинской свите и в низах амининской. На Сахалине он получил распространение в такарадайской свите (Kurita, Matsuoka, 1995; Kurita et al., 1996).

Trinovantedinium boreale – столь широко распространенный на Камчатке в массе встречается в разрезах Японии и Сахалина, особенно в “ограниченных” комплексах, где его содержание достигает 95% и более. На Хоккайдо он отмечен во всех опробованных слоях формаций Поронаи и Момидзияма (Юбари), нижней части формации Санкебетсу (Румои), в формациях Харо и Нуибетсу (Кусиро), Асагай и Сирасака (Дзедбан). На Хоккайдо этот таксон впервые появляется в верхнепалеоценовой формации Хаборо (Kurita, Obuse, 1994; Kurita, Matsuoka, 1995; Kurita, Miwa, 1998). На Сахалине он доминирует в опорных разрезах позднего палеогена Юго-Западного Сахалина (такарадайская свита), п-ва Шмидта (мачигарская и нижняя часть тумской свит) (Kurita et al., 1996) и Макаровского района (гастелловская и нижние толщи холмско-невельского горизонта) (Kurita et al., 1996; Kurita et al., 2000). Н.Я. Брутман и И.В. Поздняковой присутствие *Trinovantedinium boreale* отмечалось из переходных слоев эоцена и олигоцена в прибрежных разрезах Восточного Сахалина (Геологические события..., часть II., 1998), Т.С. Щенко – из снатольской, ковачинской и амининской свит долины р. Тихая Западной Камчатки. Этот таксон играл доминирующую роль в разрезах эоцена и олигоцена впадин Берингоморского шельфа: Наваринской и Нортон Саунд (Bujak, Matsuoka, 1986; Matsuoka, Bujak, 1988). По нашим данным более 80% родового спектра диноцист Камчатских разрезов и не менее 50% видов являются общими для японских и сахалинских. По таксономическому разнообразию камчатские комплексы диноцист, кроме базальных слоев амининской и ратэгинской свит, существенно превосходят комплексы отложений впадин Хоккайдо и п-ва Шмидта Сахалина и не уступают комплексам структур восточных побережий Японии и Сахалина, а также Берингоморского региона.

Рассмотрим другие наиболее характерные таксоны камчатских разрезов.

Batiacasphega встречается в верхних горизонтах мачигарской и в нижней половине тумской свиты Мачигарского разреза п-ва Шмидта, а также в верхних слоях формации Момидзияма (Юбари, Исикари).

Hystrichosphaeropsis, отмеченный в отдельных экземплярах в амининской и утхолокской свитах, выявлен единично в формации Поронаи (Юбари), а также в верхних слоях тумской и в пильской свите Пильского разреза п-ва Шмидта. Японскими исследователями присутствие этого рода отмечено и в миоцене Александровского района Сахалина (Kurita, Matsuoka, 1995; Kurita et al., 2000).

Impagidinium velorum, обнаруженный в утхолокской свите Точилинского разреза, является видом, индексирующим одну из зон нижнего олигоцена Берингоморского сектора Пацифики, где она занимает его среднюю часть, непосредственно над зоной *Trinovantedinium boreale*. Цисты *Impagidinium* spp. указываются из палеогеновых и миоценовых отложений Северной Японии и Сахалина, в том числе и из интервала, относимого к зоне *Trinovantedinium boreale*, однако, в отличие от Камчатки, участие этого рода в формировании тафоценозов невелико. *Nematosphaeropsis lemniscata* встречен также в эоцене ковачинской свиты Камчатки и формации Поронаи Хоккайдо.

Paralecaniella indentata в палеогене Японии, как и на Камчатке, отмечена в массовом количестве в песчаных фациях и приурочена к нескольким уровням опреснения моря или его существенного обмеления. Обычное же фоновое содержание этого таксона от одного до нескольких экземпляров на препарат, и он отмечен далеко не во всех пробах. В палеоцене и нижнем эоцене (формация Хаборо, Хоккайдо) этот вид не был установлен (Kurita, Matsuoka, 1995). Его первое массовое присутствие зафиксировано в верхней части формации Поронаи (Юбари), хотя в единичных экземплярах он известен и в ее базальных слоях. Аномальному содержанию таксона нередко сопутствует еще большее обилие *Trinovantedinium boreale*, а также единичные экземпляры

Таблица III. Диноцисты из эоценовых отложений реки Снатолвеем Западной Камчатки. 1 – *Bellatudinium hokkaidoanum* Kurita et Matsuoka. Обр. № 14 г, ×750. Западная Камчатка, среднее течение р. Снатолвеем, сосопханская (напанская) свита, эоцен; 4 – обр. № 17, ×750. Западная Камчатка, Точилинский разрез, юго-западное крыло, амининская свита, самый верхний эоцен; 5–8 – *Spinidinium* sp.: 5 – обр. № 14а, ×750. Западная Камчатка, среднее течение р. Снатолвеем, сосопханская (напанская) свита, эоцен; 6–8 – обр. № 14 з, ×750. Западная Камчатка, среднее течение р. Снатолвеем, снатольская свита, средний эоцен; 9, 13 – *Lejeunecysta* sp. Обр. № 14 г, ×750. Западная Камчатка, среднее течение р. Снатолвеем, сосопханская (напанская) свита, эоцен; 10, 11 – *Spinidinium* sp. А Matsuoka, 1995. Обр. 14 з, ×500. Западная Камчатка, среднее течение р. Снатолвеем, снатольская свита, средний эоцен; 12 – *Heteraulacacysta* sp. Обр. № 14г, ×500. Западная Камчатка, среднее течение р. Снатолвеем, сосопханская (напанская) свита, эоцен; 14 – *Lejeunecysta hyalina* (Gerlach) Artzner et Dörböfer. Обр. 14г, ×750. Западная Камчатка, среднее течение р. Снатолвеем, сосопханская (напанская) свита, эоцен; 15 – *Thalassiphora reticulata* Morgenroth. Обр. № 14, ×500. Западная Камчатка, среднее течение р. Снатолвеем, сосопханская (напанская) свита, эоцен.

Распространение органикостенного фитопланктона в стратотипе ратэгинской свиты (бухта Подкагерная) и в палеогене юго-западного крыла Точилинской антиклинали

Таксоны	Kv	Am				Rt			Gkh			Ut
	Номера образцов											
	15	30	31	24	25	82/1	82/2	82/4	28	51	48	41
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Batiacasphaera sp.			1				1	2	1			3
Hystriosphaeopsis sp.				1			3	1				1
Impagidinium velorum Bujak, 1984												1
Impagidinium spp.	11		4		1		4	3	3	55	1	2
Selenopemphix nephroides Benedek, 1972												1
Spiniferites spp.							5				2	2
Tectatodinium spp.					1				7			83
Trinovantedinium boreale Bujak, 1984	14	100	366	210	120	3	17	7	149	16	108	1
Nematosphaeropsis limniscata Bujak, 1984	3											
Selenopemphix crenata Matsuoka et Budjak, 1988	1											
Achomosphaera ramulifera (Deflandre, 1937) Evitt, 1963											6	
cf. Alterbidinium sp.	1		2	1						3	3	
Bellatudinium hokkaidoanum Kurita et Matsuoka, 1995	2		1	8					4 (п)		4 (п)	
Cordosphaeridium sp.	1						1					
Kallosphaeridium sp.							1				1	
Lejeunecysta hyalina (Gerlach, 1961) Artzner et Dörhöfer, 1978				3			3	1	4	16	1	
Lejeunecysta sp.		3	8	3	4	1	6	7		15	2	
Glaphyrocysta sp.											1	
cf. Gerlachodinium sp.										4		
cf. Impagidinium verrucosum (Brideaux et McIntyre, 1975) Stover et Evitt, 1978										1		
Lejeunecysta cf. fallax (Morgenroth, 1966) Artzner et Dörhöfer, 1978							1				1	
Phthanoperidinium sp.	4			2		2	7	2	3	1		
Spinidinium sp.		3	13	3			3	2	7			
Phthanoperidinium eocenicum (Cookson et Eisenack, 1965) Lentin et Williams, 1973									1			
cf. Soaniella	1			2					1			
Areosphaeridium diktyoplokum (Klumpp, 1953) Eaton, 1976 (переотложен)									3			
Fibrocysta sp.									1			
Trinovantedinium spp.						5	5	5				
Phthanoperidinium bennettii Matsuoka et Bujak, 1988							10	1				
Lejeunecysta convexa Matsuoka et Bujak, 1988							1					
L. granosa Biffi et Grignani, 1983							1	2				
Operculodinium sp.	1						3					
Spiniferites cf. nortonensis Matsuoka et Bujak, 1988							1					
S. pseudofurcatus (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1981									1			
Spiniferites cf. membranaceus (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970									1			
Spiniferites sp.									1			
Cleistosphaeridium sp.			1				2					

Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Phelodinium sp.							3					
Systematophora cf. curta Matsuoka et Bujak							1					
Heteraulacacysta campanula Drugg et Loeblich, 1967							1					
Diphyes cf. colligerum (Deflandre et Cookson, 1955) Cookson, 1965							1					
Palaeocystodinium golzowense Alberti, 1961							3					
Rhombodinium sp.							1					
?Leptodinium sp.							2					
Achomosphaera sp.							1					
Hafnisphaera septata (Cookson et Eisenack, 1967) Hansen, 1977							1					
Glaphyrocysta sp. aut Chiropteridium sp.		1						2				
Lingulodinium sp.								1				
Palaeoperidinium pyrophorum (Ehrenberg, 1938) Sarjeant, 1967					1							
Areosphaeridium diktyoplokum f. typical + A. d. (короткие выросты) (Klumpp, 1953) Eaton, 1976	69 6	2			1							
Enneadocysta sp.	1				1							
Lentinia serrata Bujak, 1980	1				1							
Thalassiphora sp.					1							
Spinidinium sp. 1	32	1		1								
Cribrasperidinium sp.			1									
Heteraulacacysta sp.			1									
Pentadinium sp.			1									
Impagidinium comutum Matsuoka et Bujak, 1988	1											
Spinidinium essoii Cookson et Eisenack, 1967	3											
S. macmurdoense (Wilson, 1967) Lentini et Williams, 1976	9		1									
Cordosphaeridium inodes (Klumpp, 1953) Morgenroth, 1968	3											
Deflandrea arcuata Vozzhennikova, 1967	1											
Deflandrea sp.	1											
Chytroeisphaeridia sp.	1											
Диноцисты неопределенные						3	11	1				
Всего экземпляров диноцист	167	110	520	237	131	14	125	55	125	183	223	95
Всего таксонов	19	6	14	11	9	4	30	15	13	9	12	9
Празиофиты и акритархи	5		3				1		1		107	
Micrhystridium sp.			3								81	
Horologinella incurvata Cookson et Eisenack, 1962											19	
Horologinella sp.											1	
Paucilobimorpha tripus de Coninck, 1986	1											
Paucilobimorpha triradiata de Coninck, 1986	1											
Ptanospermella sp.	3								1			
Paralecaniella indentata (Deflandre et Cookson, 1955) Cookson et Eisenack, 1970			122	2			24	15	1	7	93	1
Cyclopsiella elliptica Drugg et Loeblich, 1967												
Tasmanites sp.							1					
Эмбриональные камеры фораминифер	3			5					3	1	3	

Примечание. Свиты: Kv – ковачинская, Am – аманинская, Rt – ратэгинская, Gkh – гахкинская, Ut – утхолокская.

Achomosphaera ramulifera и *Micrhystridium*. На Сахалине “пики” *Paralecaniella indentata* отмечены в такарадайской свите Чеховского района, обычно сопоставляемой с формацией Поронаи Хоккайдо. В олигоцене массовое количество этого таксона, так же как и *Trinovantedinium boreale*, зафиксировано в средней части разреза формации Момидзидзю (Юбари) и в кровле формации Сирасака впадины Дзедан (Хонсю) (Kurita, Matsuoka, 1995), вместе с единичными экземплярами *Micrhystridium* и *Spiniferites*. В Камчатских разрезах *P. indentata* отмечена в обилии в нижних частях амининской и ратэгинской свит, а также в кровле гакхинской свиты. Этому таксону здесь также сопутствует экстремальное содержание *T. boreale*, а в кровле гакхинской свиты и *Micrhystridium*. В олигоценых отложениях Макаровского района и п-ва Шмидта Сахалина цисты *Paralecaniella* отмечены лишь в единичных экземплярах. Японские исследователи обратили внимание на то, что мацераты, в которых много *Paralecaniella*, отличаются высоким содержанием аморфного органического вещества, возможно, цианобактериального происхождения и характеризуют осадки, формировавшиеся в условиях высокой стратификации вод при их кислородном недонасыщении. На Камчатке этот вывод подтверждается на примере терминальных слоев гакхинской свиты.

Цисты *Spiniferites*, определенные, как правило, с открытой номенклатурой, установлены в единичных экземплярах во многих разрезах, однако их стратиграфическое значение очень неопределенно. В раннем палеогене этот род, как и *Impragidinium*, обычно был распространен в открытых морских бассейнах нормальной солёности. В олигоцене он становится эвригалинным.

Распространение в разрезах палеогена Северо-Западной Пацифики *Bellatudinium hokkaidoanum* предварительно уже было рассмотрено выше. Этот таксон не был обнаружен в отложениях палеоцена и нижнего эоцена формации Хаборо и, в то же время, известен из низов формации Поронаи (Юбари) и сопоставляемых с ними слоев нижней части формации Санкебетсу (Хаборо), а также из формации Ситакара, расслаивающей угленосную континентальную толщу Харутори во впадине Кусиро Юго-Восточного Хоккайдо (Kurita, Matsuoka, 1995). Таким образом, диапазон стратиграфического распространения вида в японских разрезах невелик и не выходит за пределы второй половины среднего эоцена – первой половины позднего эоцена. На Камчатке этому интервалу отвечают верхние пачки снатольской свиты, ковачинская свита и нижние пачки амининской. Выше он изредка встречается только в переотложенном состоянии.

Lejeunecysta hyalina и другие виды этого рода в единичных экземплярах появляются на

разных уровнях в верхней части формации Поронаи (Юбари). В других палеогеновых впадинах Хоккайдо и Хонсю они сосредоточены большей частью в отложениях, относимых японскими исследователями к первой половине нижнего олигоцена. На Камчатке, где, как было отмечено выше, они встречаются, в основном, в амининской и ратэгинской свитах. В гакхинской свите их аномальное содержание приурочено, судя по составу диноцист, к интервалу опреснения в ее верхней части (проба 51). *Spinidinium* в Японии появляется в формации Хаборо (поздний палеоцен – ранний эоцен) и встречается в более молодых отложениях до конца эоцена включительно. В других регионах мира основной диапазон его распространения – поздний палеоцен – поздний эоцен (первая половина). На Сахалине этот таксон тоже получил распространение в толщах эоцена и даже олигоцена (возможно переотложен). Морфотипы *Spinidinium*, установленные в камчатских разрезах (ковачинская, амининская и ратэгинская свиты), в Японии обычно не встречаются в толщах моложе начала олигоцена. Отмечается большое сходство в строении перидиноидных цист родов *Spinidinium*, *Trinovantedinium* и *Vozzhennikovia*, предположительно происходящих от одних и тех же предковых форм (Kurita, Matsuoka, 1995; Williams, Lentin, Fensome, 1998). С этим связаны трудности их диагностики и разделения в мацератах. Стратиграфическое распространение *Agaeosphaeridium diktyoplokum* в Японии ограничено началом раннего олигоцена, причем этот таксон встречается крайне редко и только в районе Дзедан (Северо-Восточный Хонсю). В то же время он обычен в осадках палеогена Берингийского сектора Пацифики, где приурочен к одноименной зоне второй половины эоцена, непосредственно предшествующей зоне *Trinovantedinium boreale*. Только в беринговоморских разрезах, как и в камчатских, отмечены *Phthanoperidinium benettii*, *Impragidinium velorum* и некоторые другие виды.

Рассмотренное выше позволяет сделать несколько выводов.

Комплексы¹ диноцист второй половины палеогена Камчатки имеют большое таксономическое сходство с комплексами других регионов Северной Пацифики, также отличающимися сравнительно низким видовым разнообразием. На Камчатке это особенно относится к базальным слоям амининской, ратэгинской свит, формировавшихся в инициальную фазу трансгрессивных циклов, а также к гакхинской свите. В целом же видовое разнообразие камчатских разрезов близко к беринговоморским, сахалинским и разрезам впадин внешней зоны Японии (Дзедан), нежели

¹ В стратиграфии группировки видов условимся называть комплексами, а в биогеографии и при характеристике этапности – ассоциациями.

Абсолютное время, млн. лет	Отдел	Зональные шкалы по динофлагеллятам				Слои по диноцистам для Западной Камчатки (по авторам)	Горизонты унифицированной шкалы Западной Камчатки	Западная Камчатка			Сахалин			Япония		
		Берингово море (Matsuoka, Bujak, 1988)	Япония и Сахалин (Kurita, Miwa, 1987)	Ярус	Подотдел			Тоцилинский разрез	р. Снатол Среднее течение	Бухта Подкагерная	п-ов Шмидта	Макаровский район	Чеховский район	Район Исикари	Район Кусиро	Район Дзэбан
29																
30																
31																
32																
33																
34																
35																
36																
37																
38																
39																
40																
41																
42																

Рис. 5. Схема корреляции эоцен-олигоценых отложений Камчатки, Сахалина и Японии по диноцистам.

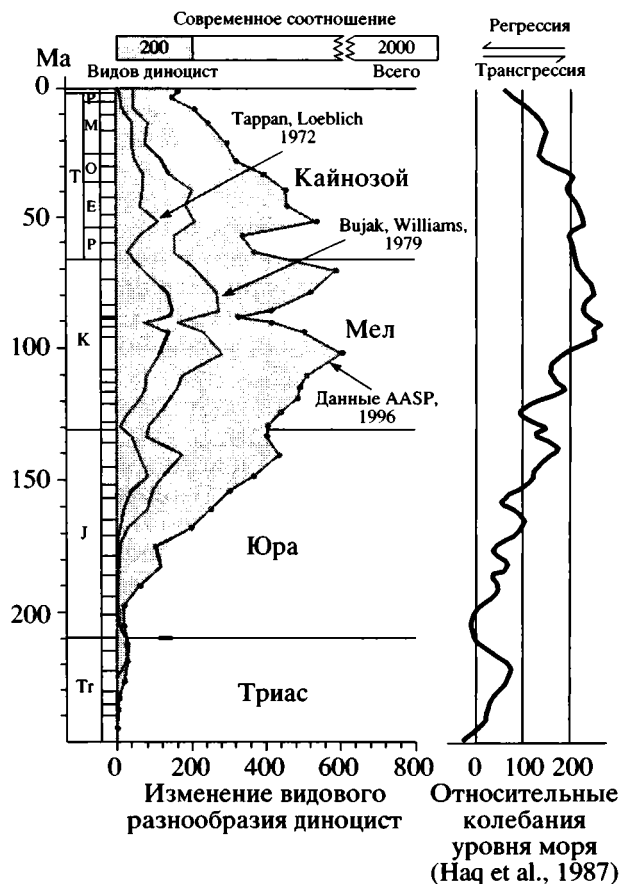


Рис. 6. Динамика видового разнообразия динофлагеллят с триаса до современной эпохи.

Можно видеть, что количество известных к 1996 году видов динофлагеллят в позднем эоцене и на рубеже эоцена и олигоцена (по данным AASP (American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation)), было около 400. На этом же рисунке приводится оценка видового разнообразия современных динофлагеллят (2000 видов) в том числе около 200 видов цистообразующих. Приведены кривые разнообразия диноцист по данным Тэппен и Лёблич (Tappan et Loeblich, 1972), Буяка и Уильямса (Bujak et Williams, 1979) и AASP (1996). Сравнение кривой видового разнообразия диноцист с эвстатической кривой (Haq et al., 1987), свидетельствует о прямой связи разнообразия видов с трансгрессивными циклами этой кривой.

внутренним впадинам Хоккайдо (Исикари, Румои).

Общность всех региональных комплексов Северо-Западной Пацифики, особенно экологически "аномальных", подчеркивается массовым повсеместным распространением эвригалинного *Trinovantedinium boreale*.

В пределах Северо-Западной Пацифики широтная дифференциация комплексов позднего эоцена и раннего олигоцена выражена сравнительно слабо. В Беринговоморском районе и на Камчатке в количественном отношении несколько

ко большую роль играют *Areosphaeridium* и *Phthanoperidinium*, в разрезах Северной Японии – *Hexagonifera*.

Одна из возможных причин формирования комплексов диноцист, ограниченного таксономического состава в Северо-Западной Пацифике. Видовое разнообразие диноцист в позднем эоцене и раннем олигоцене в шельфовых осадках Мирового океана достигает сотен видов (рис. 6). Не менее разнообразны они в открытых морских бассейнах эпиконтинентальных морей, например, Западно-Сибирского. Корреляционный потенциал этой группы велик и в составе зональных комплексов имеются общие таксоны, включая и индексирующие виды в близких по возрасту разрезах таких удаленных друг от друга регионов как Северная Атлантика, Кавказ, Западная Сибирь, Австралия и Новая Зеландия. В этой связи доминирование *Trinovantedinium boreale* Bujak в фитопланктонных комплексах второй половины среднего эоцена-раннего олигоцена Камчатки и Японии, а на Сахалине – до начала миоцена на фоне заметного сокращения видового разнообразия диноцист в Северо-Западной Пацифике (интервал с "restrictes flora" – Kurita, Matsuoka, 1995) вызывает много вопросов. Японские специалисты склонны объяснять этот феномен стратификацией морских вод, их низкой температурой, а также высокой фитопланктонной продуктивностью с доминированием перидиноидных форм. Сокращение таксономического разнообразия диноцист не может быть связано с падением уровня солёности, так как совместно с диноцистами в одних и тех же отложениях встречаются моллюски – обитатели бассейнов нормальной солёности. *T. boreale* сменил в конце среднего эоцена *Bellatudinium hokkaidoanum* – предшествующий доминирующий таксон комплексов органикостенного фитопланктона Северо-Западной Пацифики. Уже с начала позднего эоцена участие *T. boreale* в комплексах становится преобладающим, не опускаясь ниже 50% от общего количества органикостенного фитопланктона, иногда достигающим 90–95%.

Комплексы диноцист "ограниченного" состава не известны вне ареала массового развития *Trinovantedinium boreale* и сосредоточены в пределах современного Охотоморского и Берингийского секторов. Там, где роль этого таксона существенно падает (Северо-Восточный Хонсю, Северный Кюсю – Kurita, Matsuoka, 1995) или он уже неизвестен (Восточно-Китайское море – He, Wang, 1990; приустьевая часть р. Макензи и море Бофорта Арктической Канады – Norris, 1986), происходит быстрое восстановление таксономического разнообразия комплексов диноцист. В нижнеолигоценной формации Сирасака бассейна Дзедан Северо-Восточного Хонсю (Kurita, Matsuoka, 1995) в

восточной периферии ареала *Trinovantedinium*, в отдельных интервалах доминирующая роль этого таксона еще сохраняется. Однако таксономическое разнообразие диноцист становится по меньшей мере в 3–5 раз выше, чем в одновозрастных отложениях Хоккайдо.

По нашему мнению, причиной резкой диспропорции представительности диноцист в открытых морских водах могла быть высокая токсичность этого таксона и его массовое развитие, создававшее эффект “красных приливов”. Известно, что за последние 20–25 лет в Северном полушарии, по мере потепления, токсичные виды динофлагеллят значительно продвинулись в распространении из умеренных широт в высокие и пересекли Полярный круг как в Норвежском секторе Атлантики, так и в Тихом океане. В Беринговом море количество вредных и токсичных динофлагеллят к 90-м годам прошедшего столетия стало массовым и “красные приливы” приобрели устойчивый характер (Околотков, 2000). Вдоль восточного побережья Корякии они достигли Анадырского залива, а на Восточной Камчатке известны достоверные случаи смерти людей, употреблявших в пищу рыбу и моллюски, отравленные токсинами – продуктами “красных приливов”. К разряду современных возбудителей этих приливов принадлежат не только токсичные, но и другие таксоны, также относящиеся к категории “вредных”. Последние, распространяясь в массе, создают бескислородные условия, приводя к гибели рыб, беспозвоночных и водную растительность на мелководьях. К нетоксичным динофлагеллентам, вызывающим “красные приливы” в современных высоких широтах, относятся виды *Ceratium*, *Prorocentrum*, *Lingulodinium* и др. Заметим, что представители *Lingulodinium* известны и в палеогеновых разрезах Западной Камчатки. Анализ географического распространения органикостенного фитопланктона свидетельствует, что более половины современных видов, вызывающих “красные приливы”, принадлежат к “бореально – тропическим”, сосредоточенным в Тихом океане у “линии Ортмана” и севернее нее (от 30–35° с.ш.). Систематическое разнообразие диноцист во время “красных приливов” обычно невелико.

Ареал *Trinovantedinium boreale* в палеогене охватывал периферию современных внутренних морей Северо-Западной Пацифики – Берингова, Охотского и Японского, являясь, таким образом, также бореально – тропическим. В верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых толщах Сахалина и Японии известны глинистые пачки, формировавшиеся в условиях кислородного недонасыщения (Kurita, Matsuoka, 1995). Сокращение таксономического разнообразия органикостенного фитопланктона в этих толщах не коснулось *Trinovantedinium boreale* и возможно редукция видового состава связана не с гидрологией, а с токсичностью

этого вида, также как и появление многочисленных рыбных остатков на границе амининской и ковачинской свит Западной Камчатки. Характерно, что как раз в тех интервалах разреза свиты, где отмечались подобные скопления, *T. boreale* был единственным доминирующим компонентом спектров диноцист, а содержание других таксонов сокращалось до 6–7 видов.

Замечено также, что широкое развитие *Trinovantedinium boreale* приходится как раз на те регионы, где пока не отмечены диатомовые водоросли (Западная Камчатка, впадины Наваринская и Нортон Саунд), либо они получили очень небольшое распространение (например, в районе Курильских островов). За пределами же этого вида в Северной Пацифике они известны значительно шире. Возможно, это связано с тем, что диатомовые водоросли в палеогене, как и ныне, являлись главными “жертвами” токсичных динофлагеллят.

Доминирование *Trinovantedinium boreale* в фитопланктонных комплексах Северной Пацифики придает им эндемичный характер и затрудняет сопоставление их с одновозрастными комплексами диноцист Перитетиса, связанными с Атлантикой и Тетисом. На рубеже палеоцена и эоцена (комплексы Хаборо Хоккайдо и напанской свиты Западной Камчатки), когда *Trinovantedinium* только появился в надугольных слоях формации Хаборо, трудности в корреляции зональных комплексов Северной Пацифики и Северной Европы не возникали, благодаря участию в них общих зональных и ключевых таксонов (*Arctodinium hyperocanthum*, *Areoligera coronata*, *Cerodinium diebelii*, *Spiniferites ramosus*, видов *Glaphyrocysta*, *Isabelidinium* и др.). Эта связь между Пацификой и Тетисом происходила скорее всего через низкие широты Северного полушария при более совершенных коммуникациях.

Возраст. Возраст камчатских стратонов, принимая во внимание столь редкую сеть опробования, можно определить по диноцистам с большой долей условности. Более надежно он определяется для ковачинской и амининской свит и их возрастных аналогов на базе сравнения камчатских и японских комплексов, принимая во внимание, что органикостенный фитопланктон из разрезов Хоккайдо и Хонсю извлекался и изучался параллельно с карбонатным микропланктоном. По нанопланктону возраст формации Поронаи (Юбари) датируется второй половиной среднего эоцена – поздним эоценом (зоны CP 14a ? – CP 15b) (Okada, Kaiho, 1992), хотя по планктонным фораминиферам терминальные слои этой формации могут относиться уже к олигоцену (Kaiho et al., 1986). К среднему эоцену отнесена нижняя часть формации, где еще встречается *Bellatudinium hokkaidoanum*. Граница среднего и верхнего эоцена в разрезах Юбари проводится по исчезно-

вению этого таксона, что отражено на последней из японских схем распределения диноцист (Kurita et al., 2000, p. 198). В то же время в двух других разрезах Хоккайдо (районы Хаборо и Сиранука), где был установлен этот таксон, вмещающие толщи были отнесены к верхнему эоцену (Kurita, Matsuoka, 1995), однако в свете отмеченной выше более поздней публикации японских палинологов, это требует уточнения, особенно для базальных слоев формации Санкебетсу. Род *Spinidinium* имеет наиболее широкое распространение в палеоценовых–среднеэоценовых комплексах диноцист Северного полушария и крайне редко встречается в отложениях верхнего эоцена. Тот факт, что этот род является одним из доминирующих в пробе 15 ковачинской свиты свидетельствует о том, что нижняя часть свиты имеет среднеэоценовый возраст.

Вторым таксоном, регламентирующим возраст ковачинской свиты, является ее доминант – *Areosphaeridium diktyoplokum*. Он практически неизвестен в японских разрезах, зато в берингоморских является видом, индексирующим местную зону позднего эоцена, непосредственно предшествующую зоне *Trinovantedinium boreale* (Matsuoka, Bujak, 1988). В геологической летописи *A. diktyoplokum* известен с позднего ипра, а исчезает из разрезов на рубеже эоцена и олигоцена. Максимальное распространение этот таксон получил во вторую половину среднего эоцена, являясь видом, индексирующим зоны позднего лютета – бартона Крымско-Кавказской области (Андреева-Григоревич, 1991), а также Западной Сибири (Ахметьев и др., 2001, 2004). В комплексах диноцист Северной Пацифики *Areosphaeridium diktyoplokum* и *Bellatudinium hokkaidoanum* могут частично замещать друг друга. Первый характерен для берингско-камчатского сектора, второй – для сахалино-японского. Ориентируясь на распространение в камчатских разрезах перечисленных выше таксонов можно заключить, что снатольская и ковачинская свиты имеют среднеэоценовый возраст. Косвенно это подтверждается и присутствием других таксонов: *Soaniella* sp. (этот род обычно приурочен к пограничному интервалу среднего и верхнего эоцена), а также *Leninia serrata*, *Spinidinium essoii*, *S. macmurdoense*, *Deflandrea arcuata*. Интервал массового распространения *Trinovantedinium boreale* в разрезах Японии, Сахалина и шельфа Берингова моря ограничен серединой раннего олигоцена, хотя этот таксон в единичных экземплярах на Сахалине известен и из верхнего олигоцена. На Камчатке, как мы видели, этот вид неизвестен в отложениях моложе гакхинской свиты. В этой связи возраст амининской и низов ратэгинской свит скорее еще среднеэоценовый, причем базальные слои амининской свиты могут отвечать пограничному интервалу между средним и поздним эоценом из-за присут-

ствия *B. hokkaidoanum*. В раннем олигоцене происходило формирование верхних горизонтов гакхинской свиты и утхолокской свиты, учитывая присутствие в пробе 41 последней из свит *Impragidinium velorum* – вида, индексирующего среднюю из зон нижнего олигоцена в разрезе скважины 183 в Беринговом море (Проект DSDP, рейс 19 – (Bujak, 1984)).

Обсуждаемые возрастные датировки литостратонов и комплексов диноцист могут быть независимо проверены данными, полученными при изучении растительных мегафоссилий из типового разреза иргирнинской свиты в бухте Подкагерной. М.А. Ахметьевым изучалась коллекция, поступившая от геологов бывшего треста “Аэрогеология”. Она была собрана в бухте Подкагерной и в приустьевой части р. Иргирниваям. Имеется также серия публикаций с описанием растений иргирнинского комплекса этого участка (Фотьянова, 1984; Челебаева, 1984; Буданцев, 1997).

Иргирнинский комплекс характеризуется сочетанием транзитных элементов, характерных для раннепалеогеновых флор (*Ginkgo* и многие хвойные, *Trochodendroides*, “*Acer arcticum*”), с относительно более молодыми – *Castanea*, *Fagus*, *Betulaceae*, *Rhododendron*, *Koeleria* и др. В Японии очень близкая по родовому спектру и включающая много общих или викарирующих видов флора Харутори угленосных отложений Урахоро (Кусиро) (Tanai, 1970) также характеризуется совместной встречаемостью более древних транзитных таксонов, присутствующих и в иргирнинской флоре с представителями рецентных родов, более обычными для флор второй половины палеогена и миоцена. Т. Танаи указывает, что основные сборы растений происходят из угленосных пачек, подстилающих морские слои языка Сиратака, расстилающего угленосную толщу. Из отложений этого морского языка японскими исследователями указывался *Bellatudinium*. В более поздних работах, особенно после многочисленных публикаций японских микропалеонтологов с уточнением возраста формации Поронаи, возраст флороносных слоев Урохоро, также как и возраст угленосных отложений серии Исикари, подстилающей Поронаи, Т. Танаи пересмотрел и стал считать среднеэоценовым. Это дает определенное основание и к интерпретации возраста как среднеэоценового и иргирнинского флористического комплекса, датированного ранее палеоботаниками поздним эоценом. Заметим, что иргирнинский флористический комплекс мало отличается по составу от усть-пенжинского из одноименной свиты, распространенной на северном побережье Пенжинской губы в устье р. Шестаковой.

К построению региональной шкалы палеогена по диноцистам. Изучение диноцист из разрезов палеогена Камчатки и установление их сход-

ства с сообществами Сахалина, Северной Японии и Беринговоморской акватории позволяют ставить вопрос о создании региональной шкалы палеогена по диноцистам для Северо-Западной Пацифики. Предварительный вариант такой шкалы, но только для Северной Японии был недавно предложен (Kurita et al., 2000, p. 198; рис. 6). Еще раньше попытка создания кайнозойской шкалы по диноцистам была предпринята для Берингийского региона (Matsuoka, Bujak, 1988). Обе шкалы, наряду с их несомненными достоинствами, обладали одним недостатком. В отдельных интервалах они были несмыкаемы. В японской шкале “хиатусы” соответствуют средней части нижнего олигоцена, в берингийской – пограничному интервалу нижнего и верхнего олигоцена, а также среднему миоцену.

Для Камчатского региона, учитывая редкую сеть опробования, использование каждой из отмеченных выше схем имеет свои ограничения. В Берингийском регионе до сих пор не был обнаружен *Bellatudinium hokkaidoanum*, игравший важную роль в комплексах эоцена Японии, особенно на Хоккайдо, а также на Сахалине и Камчатке. В то же время, выделение зоны *Trinovantedinium boreale* в основании олигоцена Берингийского региона из-за доминирования на Камчатке этого таксона среди диноцист от конца палеоцена и до нижнего олигоцена для последнего региона теряет смысл. Более детальная по сравнению с берингийской японская шкала по органикостенному фитопланктону также не может быть в полной мере использована из-за спорадической встречаемости *Areosphaeridium diktyoplokum*. В то же время этот таксон в массовом количестве присутствует в разрезах снатольской свиты (Щенко, 1996) и в ковачинской свите (материалы данной статьи). В Камчатских разрезах до сих пор не обнаружен зональный таксон второй половины нижнего олигоцена японской шкалы – *Hexagonifera* sp. A.

Доминирование *Trinovantedinium boreale* во второй половине палеогена, “контролирующего” распределение других видов органикостенного фитопланктона в большинстве проб исследованных разрезов, будет определять пространственное ограничение региональной шкалы по диноцистам. Выше было обращено внимание на то, что этот вид получил широкое распространение в Северо-Западной Пацифике, особенно в разрезах эоцена и олигоцена акватории Берингова моря, Западной Камчатки, Северного, Восточного и Юго-Западного Сахалина, а также Хоккайдо и Северо-Восточного Хонсю (Kurita, Matsuoka, 1995). В то же время он до сих пор не был встречен в эоценовых и олигоценовых комплексах шельфовых осадков Восточно-Китайского моря (Yu, 1989; He, Wang, 1990), Арктической Северной Америки (Бофорт, Маккензи) (Norris, 1986) и п-ва Аляски. Комплексы этих регионов имеют

значительно больший корреляционный потенциал при их сопоставлении с Восточно-Атлантическими и Северо-Европейскими. С ними их объединяют многие общие виды, в том числе и узкого стратиграфического диапазона, пока не установленные в исследуемом регионе.

Исходя из особенностей состава органикостенного фитопланктона в Северо-Западной Пацифике, можно предположить, что выделяемые зоны или слои по этой группе будут “совместного распространения”.

При построении региональной шкалы необходимо обратить внимание на участие в составе комплексов кроме *Trinovantedinium boreale* представителей родов *Vozzhennikovia* и *Spinidinium*. Курита и Матсуока (Kurita, Matsuoka, 1995), а также другие специалисты отмечали морфологическое сходство всех трех родов (небольшие размеры, принадлежность к группе каватных цист, интеркалярный археопиль, равномерное покрытие оболочки короткими шипами), подчеркивая их филогенетические связи. *Trinovantedinium* был впервые описан как рецентный род. Появившись в Северо-Западной Пацифике на рубеже палеоцена и эоцена, он, как было уже отмечено, максимальное распространение получил во второй половине эоцена и в раннем олигоцене. На Хоккайдо он доживает до позднего олигоцена, а на Сахалине исчез только в начале миоцена. В Северной Атлантике и на востоке США он известен с неогена, причем наибольшего видового разнообразия достиг в голоцене. Цисты *Spinidinium* и *Vozzhennikovia* в отложениях моложе палеогена не известны. В пограничных слоях палеоцена и эоцена формации Хаборо (Хоккайдо) представители всех трех родов встречаются совместно (Kurita, Obuse, 1994; Щенко, 1996). В связи с этим высказывались сомнения в их самостоятельности. Исходным из трех родственных родов признан *Spinidinium*, насчитывающий десятки видов, половина из которых получила распространение в раннем палеогене, почти нигде не переходя в олигоцен. Появившись в меловых отложениях, этот род, особенно вид *Spinidinium* sp. A, был широко представлен в дальневосточных разрезах в среднем эоцене. В массовом количестве *Spinidinium* известен из ковачинской свиты и был встречен в большинстве проб из аманинской, хотя количество его было уже невелико (менее 10 экземпляров на пробу). Одновременное присутствие в аманинской свите совместно со *Spinidinium* – *Soanella* sp., *Lentinia serrata*, *Areosphaeridium diktyoplokum* и *Bellatudinium hokkaidoanum* дает основание ограничить возраст аманинской свиты эоценом, включив *Spinidinium* sp. A в круг таксонов, участвующих в построении доолигоценовой части региональной шкалы по диноцистам. Нельзя, как уже указывалось, исключать, что базальные слои аманинской свиты еще могут принадлежать сред-

нему эоцену. Ранее относимый к *Spinidinium* – *S. rotundatum* позже был переведен в род *Vozzhennikovia*. В разрезах Японии распространение *Spinidinium* также ограничено в основном эоценом. Лишь на Сахалине и в Центральном Хоккайдо *Spinidinium* С доживает до позднего олигоцена (Kurita, Kasuoki, 1997; Kurita et al., 2000).

В изученных камчатских разрезах род *Vozzhennikovia* (Щенко, 1996), был установлен в переходных слоях от палеоцена к эоцену и в первой половине эоцена. В этом регионе он исчезает из разрезов раньше *Spinidinium*.

При построении региональной шкалы существенное значение получают также те немногие таксоны, которые известны в комплексах палеогена других регионов Бореальной Евразии (*Areosphaeridium diktyoplokum*, *Enneadocysta arcuata* и др.), а также виды эндемичные для Северо-Западной Пацифики, имеющие сравнительно узкий диапазон стратиграфического распространения (*Bellatudinium hokkaidoanum*).

Как уже отмечено выше, в некоторых разрезах Северо-Западной Пацифики отмечаются интервалы массового присутствия в спектрах фитопланктона *Paralecaniella indentata* и *Michrystidium*, что связано с обмелением и частичным опреснением бассейнов седиментации. Такие стратоны могут быть выделены в ранге слоев. Эта ситуация весьма характерна не только для нижнего олигоцена Камчатки, но и для Северной Японии, а также Сахалина. Характерно, что во всех случаях этим таксонам сопутствует в заметных количествах *Trinovantedinium boreale*. Обычно присутствуют и цисты *Spiniferites*. Представители этого рода в раннем палеогене получили распространение в открытых морях нормальной солености, в олигоцене род становится эвригалинным, а в миоцене превращается в обитателя преимущественно солоноватоводных бассейнов. С большей долей вероятности можно предположить синхронность формирования верхних горизонтов слоев гакхинской свиты Камчатки и терминальных слоев формации Сирасака бассейна Дзедан Северо-Восточного Хонсю, а также формации Момидзума Хоккайдо.

В начале раннего олигоцена еще при высоком содержании *Trinovantedinium boreale* и исчезновении характерных эоценовых таксонов в утхолокской свите выделяется интервал, где заметную роль получают виды *Lejeunecysta*, а также *Phthanoperidinium*, *Selenopemphix*, *Impagidinium*, *Spiniferites* (приобретает большее видовое разнообразие) и др. В разрезах Северо-Восточного Хоккайдо этому интервалу соответствует формация Нюбетсу (район Сиранука), а на северо-востоке Хонсю – Сирасака (бассейн Дзедан).

Остается не вполне понятным позиция слоев с *Wetzeliella articulata*, *Enneadocysta arcuata* и други-

ми таксонами из разреза северо-восточной части бухты Чемурнаут (проба 1/20, определение Г.М. Братцевой (Нижний палеоген..., 1997). До проведения повторных исследований мы воздерживаемся от обсуждения позиции слоев с *Wetzeliella articulata* в региональной шкале, так как появление его в разрезе противоречит выводам о палеоценовом возрасте отложений в бухте Чемурнаут, в связи с тем, что этот род известен в морских отложениях всего мира только с эоцена.

В утхолокской свите Камчатки исчезает *T. boreale*, также как празиофиты и акритархи. В массовом количестве появляется *Tectatodinium* spp., а также *Impagidinium velorum*, характеризующий в Баренцовоморской части Северо-Западной Пацифики отложения второй половины раннего олигоцена.

До дополнительного получения данных по органическому фитопланктону из разрезов палеогена Камчатки выделяется серия последовательных комплексов, характеризующих стратотипы в ранге слоев (рис. 5), которые в нашем понимании представляют собой пачки отложений, каждая из которых охарактеризована определенным комплексом диноцист, отличающимся от выше- и нижележащих.

1. Слои с *Apectodinium homomorphum* – *Vozzhennikovia apertura* (напанская свита, р. Хайрюзова, переходный интервал от палеоцена к эоцену; Щенко, 1996). Кроме индексирующих видов, в составе комплекса обнаружены *Paleoperidinium sibiricum*, *Glaphyrocysta undulata*. Комплекс аналогичного состава описан из формации Хаборо (Центральный Хоккайдо; Kurita, Obuse, 1994). По присутствию характерных таксонов он хорошо сопоставляется с комплексами пограничных слоев палеоцена и эоцена в Западной и Центральной Европе, на Русской платформе и в Западной Сибири.

2. Слои с *Bellatudinium hokkaidoanum* – *Areosphaeridium diktyoplokum* – *Spinidinium A* (ковачинская свита Точилинского разреза, терминальный средний эоцен). В составе комплекса также встречаются *Nematosphaeridium lemiscata*, cf. *Soaniella* sp., *Spinidinium macmurdoense*. Из акритарх – *Paucilobimorphia tripus* и *P. triradiata*. Этот комплекс хорошо сопоставляется с комплексом зон *Spinidinium A* + *Areosphaeridium diktyoplokum* такарадайской свиты Сахалина, а также комплексом *Bellatudinium hokkaidoanum* пачки Сирирумаппу нижней части формации Поронаи в бассейне Юбери.

3. Слои с *Phthanoperidinium benettii* – *Lejeunecysta* spp. – *Palaeoperidinium pyrophorum* (аманнинская, ратэгинская и, возможно, нижняя часть гакхинской свиты, верхний эоцен). Сопутствующие таксоны: *Hystichosphaeropsis* sp., *Cyclopsiella elliptica*, *Phelodinium* sp., *Palaeocystodinium golzoi*

wense, *Impagidinium* spp., *Phthanoperidinium* spp. Группа видов *Lejeunecysta* spp. объединяет *L. hyalina*, *L. convexa*, *L. granosa* и др. Еще присутствуют, особенно в основании амининской и ратэгинской свит, типичные эоценовые *Spinidinium* spp., *Enneadocysta* sp., *Lentinia serrata*. Массового количества, особенно в низах амининской свиты, достигает *Trinovantedinium boreale*. Комплекс надежно сопоставляется с комплексом зоны *Trinovantedinium boreale* Центрального Хоккайдо.

4. Слои с *Paralecaniella indentata* – *Micrhystridium* spp. – *Trinovantedinium boreale* (верхняя часть гакхинской свиты, нижний олигоцен). Сопутствующие таксоны: *Achomosphaera ramulifera*, *Kallosphaeridium* spp., *Lejeunecysta hyalina*, *Spiniferites* spp. и др. Комплекс характеризует уровень обмеления и опреснения бассейна. Близкие по составу и возрасту комплексы установлены в формациях Момидзияма Хоккайдо и Асагай бассейна Дзэбан Северо-Восточного Хонсю.

5. Слои с *Impagidinium* spp. – *Lejeunecysta* spp. (верхняя часть гакхинской свиты, непосредственно перед опреснением и обмелением бассейна, зафиксированным в ее кровле, нижний олигоцен). Этот интервал разреза отличается заметным преобладанием цист *Impagidinium*, *Lejeunecysta*, первый из которых составляет более 50%, а второй – до 25% фитопланктонного комплекса. В то же время, содержание *Trinovantedinium boreale* сокращается до 10%. Сопутствующими таксонами являются *Paralecaniella indentata*, cf. *Gerlachodinium* sp., cf. *Alterbidinium* sp. (возможно, переотложен), *Phthanoperidinium* sp.

6. Слои с *Impagidinium velorum* – *Tectatodinium* spp. (утхолокская свита, нижний олигоцен). Сопутствующие таксоны: *Selenopemphix nephroides*, *Hystriosphaeopsis* sp., *Impagidinium* spp., *Spiniferites* spp. По присутствию зонального вида сопоставляется с зоной *Impagidinium velorum* нижнего олигоцена акватории Берингова моря.

3. Анализ комплексов органикостенного фитопланктона камчатских свит позволил получить дополнительные данные по возрасту снатольской свиты (по диноцистам это скорее средний эоцен), ковачинской свиты (терминальный средний эоцен), амининской и ратэгинской свит (поздний эоцен), гакхинской и утхолокской свит – ранний олигоцен. Полученные данные из-за редкой сети опробования еще нуждаются в уточнении.

4. Раннеолигоценовый возраст имеют слои с *Impagidinium velorum* – *Tectatodinium* spp. из утхолокской свиты. Роль в этом комплексе *Trinovantedinium boreale* уже крайне незначительна.

5. Ведущим компонентом большинства изученных проб является эвригалинный вид *Trinovantedinium boreale*, широко распространенный в палеогене Северо-Западной Пацифики. Он в равной степени обильно представлен совместно с *Paralecaniella indentata* и *Micrhystridium* из интервалов разрезов, формировавшихся в условиях пониженной солености и, в то же время, встречается совместно с *Impagidinium*, *Cordosphaeridium*, *ArEOSphaeridium*, *Enneadocysta* и другими таксонами, обитающими в открытых морях.

Предложенный вариант последовательности слоев с диноцистами для эоцена – раннего олигоцена Западной Камчатки и корреляция по ним отложений сопредельных территорий, а также предложенные датировки свит западнокамчатских разрезов в ряде случаев отличаются от предложенных ранее по бентосным фораминиферам (Серова, 2001) и моллюскам.

Авторы признательны Ю.Б. Гладенкову и И.А. Басову сделавшими ряд полезных замечаний, которые учтены при ее окончательной подготовке к печати.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 05-05-64910, НШ 1615.2003.5/НШ 372.-2006.5 и РФФИ – № JSPS 05-05-66935 ЯФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева-Григоревич А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и наннопланктон). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1991. 47 с.
- Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 335 с.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 30–57.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. и др. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Ст. I // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 67–93.
- Буданцев Л.Ю. Позднеэоценовая флора Западной Камчатки. СПб.: Изд-во Петро-РИФ, 1997. 115 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В результате изучения комплексов органикостенного фитопланктона из эоценовых и олигоценовых отложений разрезов Западной Камчатки выявлено, что их состав близок составу комплексов отложений Японии, Сахалина и акватории Берингова моря, что создает основу для корреляции региональных стратонев и установления их возраста.

2. В сводном разрезе Камчатки выделены слои, состав комплексов которых позволяет сопоставить их с зональными комплексами или слоями верхнего палеогена – нижнего олигоцена других регионов Северо-Западной Пацифики, в пределах ареала массового развития *Trinovantedinium boreale*.

Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть 2. Геологические и биотические события. М.: ГЕОС, 1998. 250 с.

Запорожец Н.И. Диноцисты, пыльца и споры ратэгинской свиты (граница эоцена и олигоцена) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. Тез. докл. IX Всерос. Палинол. конф. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 108–109.

Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 366 с.

Окологков Ю.Б. Динофлагелляты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. СПб.: БИН РАН, 2000. 50 с.

Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.

Фотьянова Л.И. Позднеэоценовая предтургайская флора древней Берингии // Ботан. журн. 1984. Т. 69. № 4. С. 425–436.

Челебаева А.И. Род *Cordia* (Boraginaceae) в палеогене Камчатки и сопредельных территорий // Ботан. журн. 1984. Т. 69. № 5. С. 605–615.

Щенко Т.С. Динофлагелляты в отложениях Западной Камчатки // Палинология в биостратиграфии, палеоэкологии и палеогеографии. Тез. докл. VIII Всерос. Палинол. конф. М.: ИГиРГИ, 1996. С. 163–164.

Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.

Bujak J.P. Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from Bering Sea and northern North Pacific, DSDP LEG 19 // Micropalaeontology. 1984. V. 30. P. 180–212.

Bujak J.P., Matsuoka K. Late Cenozoic dinoflagellate cyst zonation in the Western and North Pacific // Amer. Assoc. Stratigraphic Palynologists. Contrib. 1986a. Ser. 17. P. 7–25.

Bujak J.P., Matsuoka K. Taxonomic relocation of Cenozoic Dinoflagellate cysts from Japan and Bering Sea // Palynology. 1986b. V. 10. P. 235–241.

Bujak J.P., Williams G.L. Dinoflagellate diversity through time // Marine Palynology. 1979. № 4. P. 1–12.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic // Science. 1987. № 235. P. 1156–1167.

He C., Wang K. Eocene dinoflagellates from the Southwestern continental shelf basin of the East China Sea // Acta Micropalaeont. Sinica. 1990. V. 7. P. 403–426.

Kaiho K., Okada H., Takayanagi Y. The best section representing the Eocene / Oligocene boundary in Japan // Eds Pomeroy C., Premoli-Silva I. / Terminal Eocene Events. Elsevier. Amsterdam, 1986. P. 159–160.

Kurita H., Akiba F., Takeuchi T., Kase T. Tertiary dinoflagellate cyst and diatom biostratigraphy and the Oligocene-Miocene boundary in southern Sakhalin, Russian Far East // Ann. Meeting Paleontol. Soc. Japan, Osaka Univ., 1996. Abstracts. P. 136.

Kurita H., Kusunoki K. A Late Oligocene age of dinoflagellate cysts from Erimo formation, Southern Central Hokkaido, Japan, and its implications for tectonic history // J. Geol. Soc. Japan. 1997. V. 103. № 12. P. 1179–1182.

Kurita H., Matsuoka K. Trinovantedinium boreale Bujak – dominated dinoflagellate assemblages in Eocene-Oligocene

stratified water in northern Japan // Rew. Palaeobot. Palynol. 1995. V. 84. P. 129–159.

Kurita H., Miwa M. Dinoflagellate cyst biostratigraphy and correlation of the Oligocene Momijiyama Formation // Ann. Meeting Paleontol. Soc. Japan. University of Kyoto. 1997. Abstracts. P. 91.

Kurita H., Miwa M. Dinoflagellate cyst biostratigraphy and age of the Oligocene Momijiyama Formation, Yubari Coal-Field, central Hokkaido, Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104. № 1. P. 56–59.

Kurita H., Obuse A., Ogasawara K., Hasegawa S. et al. Oligocene-Middle Miocene Palynostratigraphy (Dinoflagellate Cysts and Pollen) in Sakhalin Island, Far East Russia, and its Implications for Geochronology and Palaeoenvironments // J. Geography. 2000. V. 109. № 2. P. 187–202.

Kurita H., Obuse A. Paleogene dinoflagellate cysts and pollen from the Haboro formation northern Central Hokkaido, Japan, and their chronostratigraphic and palaeoenvironmental implication // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 2. P. 292–299.

Matsuoka K., Bujak J.P. Cenozoic Dinoflagellate cysts from the Navarin Basin, Norton Sound and St. George Basin, Bering Sea // Bull. Faculty liberal Arts, Nagasaki Univ., (Natural Science). 1988. V. 29 (1). 147 p.

Norris G. Systematic and stratigraphic phylogeny of Eocene to Pliocene strata in the Imperial Nuktak C-22 well Mackenzie Delta region, District of Mackenzie, N.W.T. // Bull. Geol. Surv. Can. 1986. № 340. 89 p.

Okada H. Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Paleogene sequences of the northern Kyushu, Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1992. V. 98. № 6. P. 509–528.

Okada H., Kaiho K. Paleogene Calcareous Nannofossils from Hokkaido, Japan // Centenary of Japanese Micropaleontology. 1992. TERRA Publ., Tokyo. 1992. P. 461–471.

Stover L.F., Brinkley S.P., Daniella A.L. et al. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, Acritarchs and Prasinophytes // Palynology Principles and Applications. AASP. 1996. V. 2. Chapter 19. P. 641–750.

Tanai T. The Oligocene floras from Kushiro Coal Field, Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci Hokkaido Univ. Geol. and Mineralog. 1970. V. 14. № 4. P. 383–514.

Tappan H., Loeblich A.R., Jr. Geological implication of fossil phytoplankton evolution and time-space distribution // Eds Kosanke R.M., Groes A.T. Symposium on palynology of the Late Cretaceous and Early Tertiary // Geol. Soc. Amer. 1971. Spec. Paper № 127. P. 247–340.

Williams G.L., Lentin J.K., Fensome P.A. The Lentin and Williams Index of Fossil Dinoflagellates. 1998. Contributions Series. № 34. 817 p.

Yu J. Dinoflagellates. Cenozoic Paleobiota of the Continental Shelf of the East China Sea (Donghai), Micropaleontological Volume. Geological Publ. House Beijing, China. 1989. P. 112–160, 260–262, 298–307.

Рецензенты А.Ю. Гладенков, В.А. Захаров

УДК (048)551.24

К ОЦЕНКЕ НОВЫХ МЕТОДИЧЕСКИХ ПРИЕМОВ СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

© 2006 г. А. Е. Шлезингер, Ю. Б. Гладенков, В. А. Захаров

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 20.10.2005 г.

Несмотря на большие практические достижения секвентная стратиграфия до настоящего времени не создала надежных приемов установления относительных изменений уровня моря (ОИУМ). Предложенная недавно Ю.А. Воложем и его коллегами методика определения ОИУМ является одной из интересных попыток в этом направлении, но пока представляется не в полной мере убедительной. Ее использование в научных и практических целях требует осторожности из-за возможных ошибок.

Ключевые слова. Секвенс-стратиграфия, относительные колебания уровня моря, эвстазия, клиноформы.

В 2004 году была напечатана статья Ю.А. Воложа и др. (2004), касающаяся секвенс-стратиграфии и технологии определения относительных и абсолютных изменений уровня моря. Настоящая заметка является реакцией на эту статью. Перед ее изложением необходимо заметить, что лишь первый из авторов (А.Е. Шлезингер) активно работает в секвенс-стратиграфии и владеет ее методами. Двое других являются стратиграфами, которые в своей работе используют секвенс-стратиграфические данные наряду с другими материалами, т.е. в значительной мере являются их “потребителями”. Однако они способны оценить результаты секвенс-стратиграфических исследований с общегеологических позиций, а также выступить в качестве экспертов при анализе конкретных разрезов и результатов реконструкции палеогеографических обстановок на временных рубежах в конкретных регионах. В связи со сказанным вклад авторов в написание этой критической заметки неравнозначен: идейная ее составляющая изложена А.Е. Шлезингером.

Секвенс-стратиграфия, как одно из направлений геологических исследований, появилась в середине 80-х годов прошлого столетия на базе сейсмостратиграфии. Ее теоретические и методические основы были разработаны П.Р. Вейлом (Вейл, 1987, Вейл и др., 1991). Однако она не является просто частью сейсмостратиграфии, а представляет собой самостоятельную научную и прикладную дисциплину. Основной единицей секвенс-стратиграфии является секвенс (= секвенция), которая представляет собой трехмерное седиментационное тело, образовавшееся в результате относительных колебаний уровня моря. Секвенсы состоят обычно из трех напластований

или трактов – низкого стояния уровня моря, трансгрессии и высокого уровня.

Седиментационные комплексы, отвечающие секвенсам по П.Р. Вейлу, могут служить реперным каркасом глобальных корреляций осадочных бассейнов. Фактически был предложен независимый метод стратиграфии, который способен корректировать и уточнять другие виды возрастного расчленения разреза. Однако данное направление сразу же натолкнулось на большие трудности. Во-первых, выделение реальной эвстатической составляющей из относительных изменений уровня моря (ОИУМ) требует гигантского статистического материала, который пока отсутствует в должной мере. Во-вторых, и определение относительных колебаний по подошвенному (прибрежному) налеганию, практически единственному надежному параметру, рекомендованному П.Р. Вейлом, фактически весьма ограничено, поскольку оно сохраняется очень редко прежде всего в осадочных бассейнах тектонически пассивных зон. В-третьих, методика отделения эвстатических колебаний уровня моря от региональных, запечатленных в разрезах осадочных толщ, остается практически неразработанной. Поэтому научное направление секвенс-стратиграфии остается не до конца реализованным. Значительно успешнее развивается ее прикладное значение, поскольку нахождение напластований низкого уровня моря секвенции, где обычно сосредотачиваются основные коллекторские пласты, представляет ценнейшую информацию при поисках углеводородов (Гладенков, Шлезингер, 2001; Ковылин и др., 1999; Федотова, Шлезингер, 1999; Шлезингер, 1998).

В настоящее время предпринимаются попытки разработать новые методические приемы секвенс-стратиграфического анализа. В частности, одна из таких попыток и нашла отражение в упомянутой публикации коллектива исследователей под руководством Ю.А. Воложа и др. (2004). Эти авторы тоже считают, что методика построения кривых ОИУМ применима для площадей, где сохранилось в разрезе подошвенное (прибрежное) налегание, но оно, как следует из анализа многочисленных данных, встречается крайне редко. Значительно чаще в осадочных бассейнах отмечаются площади наращивания (вертикального и латерального смещения) палеобровки аккумулятивного шельфа, восстанавливаемые по клиноформенным телам. Такие площади особенно широко распространены на территории Западно-Сибирской плиты, где охватывают стратиграфический интервал от основания верхней юры до аптского яруса нижнего мела. Авторы публикации (Волож и др., 2004) сделали попытку связать вертикальные и латеральные смещения бровки палеошельфа с ОИУМ. Проведенные ими построения в интервале от поздней юры (159 млн. лет) до баррема (125 млн. лет) показали относительное повышение уровня моря на 1000 м для Среднеобско-Надым-Пурского суббассейна и на 400 м для Приуральского суббассейна. Однако, к сожалению, никаких доказательств связи наращивания палеобровки аккумулятивного шельфа с ОИУМ ими не приводится. При этом указывается, что сопоставить ее с наращиванием палеоберега не представляется возможным, так как подошвенное налегание здесь не фиксируется. Как известно, продвижение палеоберега в сторону бассейна фиксирует относительное понижение уровня моря, тогда как продвижение палеобровки палеошельфа в этом же направлении связывается (Волож и др., 2004) с его подъемом.

Вместе с тем, ранее с учетом сейсмических данных и, в частности, материалов по клиноформам начально-раннеэокомской палеокотловины, было установлено, что ее глубина увеличивается от 150–200 м на востоке до 500–600 м на западе (Баженовский горизонт..., 1986; Палеоландшафты Западной..., 1968). Это связывается с дополнительным локальным изостатическим прогибанием за счет веса клиноформ и их уплотнения, что приводило к углублению палеокотловины (Игошкин, Шлезингер, 1990а, б; Шлезингер, 1998). Последнее создает последовательный переход шельфовых слоев в клиноформенные тела, с омоложением и гипсометрическим повышением границы их раздела с востока на запад. Из этого следует, что палеобровки аккумулятивных шельфов не могут использоваться для определения ОИУМ, а дают возможность только судить о палеоглубинах бассейнов.

О спорности проведенных построений (Волож и др., 2004) свидетельствуют и другие данные. Декларируемое указанными авторами относительное повышение уровня моря в эокоме на 1000 м привело бы к величайшей трансгрессии, которая затопила бы всю Сибирскую платформу, что находится в противоречии с геологическими материалами. Так, для волжского и берриассовских веков по остаткам бентоса, следам жизнедеятельности, тафономии беспозвоночных, типам и характеру осадков, геохимии и расчетным параметрам (Атлас и объяснительная..., 1976; Баженовский горизонт..., 1986; Бочкарев, Федоров, 1985; Гурари и др., 1988; Захаров и др., 1998; Палеоландшафты Западной..., 1968; Шурыгин и др., 1999) морские бассейны были относительно глубоководными и занимали обширные пространства. В валанжинский и готтеривский века море стало значительно более мелководным и захватывало меньшие площади, о чем свидетельствуют палеонтологические и седиментационные данные (Атлас и объяснительная..., 1976; Палеоландшафты Западной..., 1968; Sahagian et al., 1996). Баррем и апт характеризовались геократическим режимом. Море сохранилось только в приатлантической части (Свальбард). На большей части Западной и севере восточной Сибири формировались озерно-аллювиальные отложения и происходило углеобразование (Атлас и объяснительная..., 1976). Полностью противоречат фактам и выводы авторов (Волож и др., 2004) о высоком стоянии моря в Западной Сибири в барреме и апте. Это время характеризует геократическим режимом на всей территории Арктики. Баррем повсюду практически континентальный (Parker, 1967). Лишь в апте море сохранялось в приатлантической части (Свальбард).

Выделение секвенций (Ю.А. Волож и др. (2004) предлагают называть их вейлитами) и разделение их на напластования низкого, трансгрессии и высокого уровня моря сделано указанными авторами только для клиноформенных тел без каких-либо пояснений. К низкому уровню отнесены лишь меньшие по толщине части их разреза. В то же время в разрезе клиноформ Западной Сибири объективно выделяются клинопокрывы (трансгрессивные клиноформы) и клиноциклиты (регрессивные клиноформы) (Гогоненков и др., 1984; Игошкин, Шлезингер, 1990 а, б; Шлезингер, 1998), которые можно с уверенностью сопоставлять с относительным повышением (первые) и понижением (вторые) уровня моря. Именно при низком уровне моря формировались основные объемы клиноформенных тел за счет резкого увеличения сносимого с источников сноса обломочного материала.

В своих работах П.Р. Вейл и его соавторы подчеркивают, что разработанная ими методика позволяет фиксировать только относительные изме-

нения уровня моря. Выделение из них глобальной эвстатической составляющей – повторим – требует огромного статистического материала, который позволит исключить региональный фактор, связанный с тектоническими поднятиями и опусканиями дна акватории и сопряженных территорий суши, приводящих соответственно к регрессиям и трансгрессиям при практически неизменном положении уровня водного слоя. В подходе Ю.А. Воложа и его соавторов считается, что построение кривой ОИУМ и кривой погружения дна бассейна под действием эпейрогенических движений и изостатического погружения позволяет определить эвстатическую составляющую без сложной процедуры статистической обработки материалов. Однако эти авторы сами справедливо указывают, что эпейрогенические движения, приводящие к ОИУМ, охватывают крупные блоки земной коры (региональные) или даже целых континентов (глобальные). Эти движения никакого отношения к конседиментационному тектоническому и изостатическому прогибанию и подъему, приводящим к образованию и разрушению осадочного чехла бассейнов и создающих их структурные планы, отношения не имеют (Гладенков, Шлезингер, 1993; Михайлов, Шлезингер, 1989). Тектонические движения, ответственные за ОИУМ, обычно охватывают обширные пространства земной поверхности, отличаются кратковременностью проявления и незначительной амплитудой (обычно первые десятки, реже многие десятки метров). Они устанавливаются при анализе площадей трансгрессий и регрессий, восстанавливаемых на мелкомасштабных палеогеографических картах по геологическим параметрам. С этими движениями Е.В. Артюшков и П.А. Чехович (2000) также связывают ОИУМ.

И, наконец, последнее соображение. Ю.А. Волож и др. утверждают, что полученные в ходе секвенс-стратиграфических исследований данные свидетельствуют о необходимости пересмотра широкого класса моделей седиментации и их корректировки во время геократических (низкие уровни моря) и талассократических (высокие уровни моря) эпох. В то же время обойдена практически полным молчанием роль тектонических движений, приводящих к образованию и разрушению осадочных (осадочно-вулканогенных) чехлов. Поэтому геократические и талассократические эпохи лишь осложняют тектоническую составляющую седиментационного процесса в виде разнообразных фаций, тогда как глубины и генезис осадочных бассейнов определяются исключительно разными типами тектонических движений. Приводимые схемы осадочных бассейнов искажают их действительное строение, объективно устанавливаемое по материалам сейсморазведки и бурения.

Следует отметить, что секвенная стратиграфия до настоящего времени, к сожалению, практически не выработала объективных приемов установления ОИУМ и выделения в них эвстатической составляющей. Предлагаемые Ю.А. Воложем и др. методические приемы не являются в полной мере убедительными и, видимо, их использование в научных и практических целях требует осторожности из-за возможных ошибок. Секвенс-стратиграфия позволяет лишь с большой долей условности и только местами выделять в разрезах осадочных чехлов напластования низкого стояния моря, трансгрессии и высокого уровня моря, что может использоваться в прикладных целях. К первым из них часто приурочены основные пласты коллекторов, а вторые содержат покрышки (Шурыгин и др., 1999). В то же время выделение из ОИУМ глобальной эвстатической составляющей остается крупной научной проблемой, решение которой несомненно имеет большое значение (Захаров и др., 1998). Возможно, продолжение исследований А.Л. Яншина (1973) по анализу региональных и глобальных трансгрессий и регрессий на новом стратиграфическом материале позволит установить критерии их разделения. Еще раз обратим внимание на то, что Е.В. Артюшковым и П.А. Чеховичем (Артюшков, Чехович, 2000) приведен убедительный материал о преобладающей роли в ОИУМ кратковременных относительно малоамплитудных тектонических движений. Не исключено, что более глубокий анализ форм кривых ОИУМ (изрезанный и плавный) даст в будущем возможность в ОИУМ выделять глобальную эвстатическую и региональную тектоническую составляющие. Во всяком случае эти исследования нуждаются в продолжении. Они могут пролить новый свет как на фундаментальные, так и на практические аспекты секвенс-стратиграфии.

Попытка Ю.А. Воложа и его соавторов (Волож и др., 2004) обозначить свой путь в освещении проблемы заслуживает внимания, хотя мы не можем полностью согласиться с предложенными построениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В., Чехович П.А. Восточно-Сибирский осадочный бассейн в силуре. Отсутствие быстрых флуктуаций уровня Мирового океана // Докл. РАН. 2000. № 6. С. 789–793.
- Атлас и объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1 : 5000000. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976. 85 с.
- Баженовский горизонт Западной Сибири / Ред. Вышемирский В.С. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
- Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накоп-

ления баженовской свиты // Строение и нефтегазоносность баженинов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 1985. С. 35–41.

Волож Ю.А., Антипов М.П., Варшавская И.Е. и др. Секвентная стратиграфия: понятие, современное состояние и проблемы // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ред. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А. М.: Научный мир, 2004. С. 388–403.

Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е. Отражение колебаний уровня моря в геологической летописи. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 3–10.

Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфический метод и секвентная стратиграфия в совершенствовании стратиграфических схем // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС. 2001. С. 258–270.

Гогоненков Г.Н., Эльманович С.С., Кирсанов В.В., Михайлов Ю.А. Методика комплексной интерпретации геолого-геофизических данных на сейсмостратиграфической основе // Газовая промышленность СССР. Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений: обзорная информация. 1984. Вып. 4. 46 с.

Гурари Ф.Г., Вайс Э.Я., Меленевский В.Н. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты // М.: Недра, 1988. 199 с.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Левчук М.А. и др. Сиксвенс-стратиграфическая интерпретация келловей и верхней юры (васюганский горизонт) юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1492–1504.

Игошкин В.П., Шлезингер А.Е. Генетические типы клиноформ Западной Сибири // Геология и геофизика. 1990а. № 8. С. 16–80.

Игошкин В.П., Шлезингер А.Е. Неокомские клиноформы Западной Сибири и причины их возникновения // Докл. АН СССР. 1990б. Т. 312. № 5. С. 1191–1195.

Ковылин В.М., Федотова О.В., Шлезингер А.Е. Использование сейсмической стратиграфии и секвентной стратиграфии для поисков месторождений нефти

и газа // Основные задачи и направления региональных геолого-геофизических работ в Поволжско-Прикаспийском регионе. Тез. докл. Саратов: СГУ. 1999. С. 49–50.

Михайлов Ю.А., Шлезингер А.Е. Относительные колебания уровня моря и конседиментационная тектоника // Сов. геология. 1989. № 11. С. 68–73.

Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене / Ред. Сакс В.Н. М.: Наука, 1968. 152 с.

Федотова О.В., Шлезингер А.Е. О научно-производственном семинаре “Применение концепции секвентной стратиграфии для поисково-разведочных и промысловых работ на нефть и газ” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 111–112.

Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия // М.: Научный мир. 1998. 144 с.

Шурыгин Б.Н., Пинус О.В., Никитенко Б.Л. Эвстатические сигналы в юрских и нижнемеловых (неокомских) отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна // Геология и геофизика. 1999. т. 40. № 6. С. 843–862.

Янишин А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48. Вып. 2. С. 9–44.

Parker J. The Jurassic and Cretaceous sequences in Spitsbergen // Geol. Mag. V. 104. № 5, 1967. P. 487–505.

Sahagian D., Pinous O.V., Olferiev A.G., Zakharov V.A. Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // AAPG Bull. 1996. V. 80. № 9. P. 1433–1458.

Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy interpretation. Atlas Seismic stratigraphy // AAPG Bull. 1987. V. 27. № 1. P. 1–10.

Vail P.R., Andemad F., Bowman S.A. et al. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview // Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, 1991. P. 617–659.

Рецензенты А.В. Дронов, Е.В. Ермаков,
М.А. Семихатов

УДК (0.63):551.71

СТРАТИГРАФИЯ АРХЕЯ НА I РОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПО ПРОБЛЕМАМ ГЕОЛОГИИ И ГЕОДИНАМИКИ ДОКЕМБРИЯ

© 2006 г. В. З. Негруца

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

Поступила в редакцию 17.01.2006 г., получена после доработки 10.04.2006 г.

С 27 по 29 сентября 2005 г. в Институте геологии и геохронологии докембрия (г. Санкт-Петербург) проходила I Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Конференция была посвящена архею – ключевой проблеме совершенствования знаний в области раннего докембрия и уточнению Общей (Мировой) стратиграфической шкалы. Необходимость и актуальность проведения такой конференции определялась как приоритетная задача, высветившаяся в итоге долголетней дискуссии по стратиграфии нижнего докембрия различных регионов, которая особенно усилилась, начиная со второй половины 90-х годов XX века. Материалы на Конференцию представили более 100 авторов из разных регионов России и Украины. Из 79 поступивших заявок, 41 доклад был заслушан на пленарных заседаниях, а 38 включены в программу как стендовые; все представленные тезисы были опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-74018) к началу работы конференции¹.

Задачей конференции явилась оценка состояния изучения и обобщение новейших данных о процессах становления и развития Земли в ранние этапы эволюции – всех ее внутренних и внешних оболочек как основы выработки аргументированных рекомендаций по выбору оптимальных направлений дальнейших исследований. Наряду с фундаментальным значением для всех наук о Земле, решение таких задач необходимо для научно обоснованного прогнозирования и поисков месторождений ряда полезных ископаемых, связанных с образованиями различных архейских тектонических структур и составляющих важный резерв пополнения минерально-сырьевых ресурсов России.

Открывая конференцию, председатель оргкомитета В.А. Глебовицкий подчеркнул фундаментальность изотопной геохронологии в решении

проблем как архея, так и всей геологии в целом. Только благодаря изотопной геохронологии и геохимии геология вооружилась мерой астрономического времени не только возраста пород, но и продолжительности овеществленных в них процессов. Тем самым определен качественно новый уровень достоверности отдаленных корреляций геологических образований и сравнительного геодинамического анализа условий образования пород и руд.

Современные достижения и проблемы геохронологии архея были рассмотрены в первом пленарном докладе Е.В. Бибиковой. Ею очерчены два рода проблем современной геохронологии: методологические, заключающиеся в разработке подходов к датированию древнейших образований и установлению их изотопно-геохимических особенностей, и геолого-геодинамические, решаемые методами изотопной геохронологии и изотопной геохимии. В рамках первого круга проблем автор раскрыла современное состояние и возможности техники и технологии геохронологических исследований, наиболее успешно решаемых U-Pb изотопным методом по цирконам и Sm-Nd изотопным методом по породам. В свете этих данных возраст Земли оценивается как 4.55 млрд. лет: для кластогенных цирконов из конгломератов блока Йлгарн в Австралии и ортогнейсов Акаста на Канадском щите определен возраст 4.4–4.0 млрд. лет. К 3.8 млрд. лет назад уже существовали зародыши континентальной коры, а 3.2–2.8 млрд. лет назад проявилась асинхронность роста ювенильной коры, максимальная активность образования которой проходила от 3.1 до 2.5 млрд. лет назад.

Стратиграфические аспекты архея рассмотрел В.З. Негруца. Он подчеркнул, что в Международной стратиграфической шкале-2004 (МСШ) закреплено, с одной стороны, единство стратиграфии для всего разреза осадочно-вулканогенной оболочки земной коры независимо от возраста, интенсивности метаморфизма и других характеристик, но с другой стороны, определен принципиально различный подход к установлению глобальных стратиграфических подразделений в докембрии и фанерозое. Единство стратиграфии

¹ Геология и геодинамика архея. Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Центр информационной культуры, 2005. 436 с.

определено фиксацией всех подразделений МСШ мировыми стандартами стратотипов. Отличие же выражено в том, что границы подразделений верхней части МСШ (последние 630 млн. лет), закреплены точками глобальных стратотипов границы, так называемыми “золотыми гвоздями”, которые фиксируются в разрезах реальными геологическими (палеонтологическими) событиями. Границы же подразделений протерозоя и архея (первых 4000 млн. лет) определены глобальными стандартами стратиграфического возраста – абстрактной цифрой, выбранной безотносительно к какому-либо конкретному историко-геологическому реперу докембрия и не имеющему вещественного выражения. Стратиграфические стандарты границ палеонтологически обоснованных глобальных подразделений фанерозоя закреплены конкретными структурно-вещественными эталонами, подлежащими дальнейшему изучению и проверке. В итоге геохронологическая периодизация фанерозоя признается не завершенной, она выдвигает вопросы для дальнейшего изучения, тогда как шкала докембрийского времени рассматривается как окончательная номерная метрика международного расчленения и корреляции отложений. Открытым оставлен только вопрос о нижней границе архея.

С.Б. Лобач-Жученко представила обобщение и анализ мировых событий, произошедших около 2700 млн. лет назад. Она установила два типа структур. В первом типе структур породы, имеющие возраст 2700 ± 30 млн. лет, образовались непосредственно вслед за проявлением различных эндогенных процессов, а во втором типе структур им предшествует длительный перерыв в эндогенной активности. По мнению докладчика, рубеж 2.7 млрд. лет знаменует окончание плейт-тектонических процессов в архейских доменах, формирование стабильных блоков земной коры и переход к преобладанию роли плюмов в истории этих структур.

Проблемы стратиграфической хронологии архея показал В.А. Прозоровский в совместном докладе с Ф.П. Митрофановым и В.З. Негруцей. Авторами была подчеркнута сопоставимость структурно-вещественной периодизации в разных шкалах, но и принципиальное отличие Международной и Российской общей стратиграфической шкалы в оценке ранга архейского стратона и его подразделений. В первой названной шкале архей выделен как эон, объединяющий четыре эры, лишённые стратотипов, а во второй архей рассматривается как акротема в объёме двух разных по составу и структуре событийно равноценных эонотем – нижнеархейской (саамской) и верхнеархейской (лопийской), каждая из которых обладает конкретными структурно-вещественными стратотипами. В рамках этой шкалы очередная задача состоит в выборе эталонов гра-

ниц архейских эратем и/или их частей. В качестве исходных полигонов для поиска претендента на мировой стандарт верхней и внутренних границ архея названы Кейвский полигон на Кольском полуострове, Пебозерский и Костомукшский опорные разрезы в Карелии и их аналоги на Сибирской платформе и в пределах ее складчатого обрамления.

Серия докладов была посвящена анализу и интерпретации новых изотопно-геохимических данных по стратотипическим объектам архея Восточно-Европейской и Сибирской платформ. А.Б. Вревский представил оригинальную плюм-тектоническую модель развития астеносферной системы в позднем (3.1–2.6 млрд. лет) архее. В.П. Чекулаев в коллективном докладе с С.Б. Лобач-Жученко, А.В. Коваленко, Н.А. Арестовой и Н.С. Гусевой подытожил результаты изучения санукитоидов и предложил вытекающую из такого изучения оригинальную типизацию геодинамических обстановки позднего архея Балтийского щита. Тектоника плит в архее Карелии в свете изучения петрологических особенностей магматических комплексов и новых изотопно-возрастных (SHRIMP-II) данных по типоморфным ассоциациям Карельского кратона была освещена в докладах А.В. Самсонова, Ю.О. Ларионовой и К.Н. Шатагина, В.Н. Кожевникова, Н.Г. Бережной, С.Л. Преснякова и С.А. Сергеева, С.А. Светова, А.И. Световой, Ю.Л. Ронкина, Н.М. Кудряшова и других. А.И. Слабунов представил палеогеодинамическую интерпретацию данных по архею Беломорского подвижного пояса. Ими показано несоответствие между террейновой литостратиграфией и хроностратиграфией, продемонстрировав правомерность интерпретации реально наблюдаемой последовательности осадочно-вулканогенных наслоений в типовых разрезах архея как ансамбля смещённых геодинамически контрастных стратотектонических ассоциаций. С.Г. Скублов, К.И. Лохов, Л.К. Левский и их соавторы на основании геохронологического и геохимического исследований цирконов из гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи показали правомерность разделения цирконов на группы, соответственно этапам метаморфизма, хотя значения возрастов для них достаточно близки друг к другу. Н.Е. Козлов в совместном докладе с А.А. Ивановым, Е.В. Мартыновым, Н.Е. Козловой представил результаты сравнения вещественного состава пород Мурманского домена со структурно-вещественными ассоциациями Канады и Гренландии и сделали вывод об эволюции архейских образований Кольского кратона от толловых к “бононитоподобным” ассоциациям, свойственным уникальной платиноносной провинции северо-востока Балтийского щита.

Новые данные по геохимии и U-Pb геохронологии (SHRIMP-II) вулканитов Северо-Карельских зе-

ленокаменных поясов представила Р.И. Милькевич в совместном докладе с Т.А. Мысковой, а Т.А. Мыскова от имени ее соавторов Р.И. Милькевич, Е.С. Богомоловой и В.Ф. Гусевой ознакомила с новыми данными о возрасте протолита гнейсов кольской и тундровой серий Центрально-Кольского блока Балтийского щита. Протерозойские процессы мантийно-корового взаимодействия в формировании континентальной коры Кольского полуострова рассмотрел В.Р. Ветрин. Он показал, что гранитизация пород архейского комплекса проходила синхронно с процессами метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций под воздействием глубинных флюидов, отделившихся 2.3–2.2 млрд. лет назад. Сходные выводы сделали Ш.К. Балтыбаев, О.А. Левченко и их соавторы, установившие три этапа термобарической переработки архейского инфракомплекса и перекрывающего раннепротерозойского чехла, датированные 1.90–1.88, 1.86–1.85 и 1.80–1.78 (1.75) млрд. лет. Т.Б. Баянова и Ф.П. Митрофанов охарактеризовали состояние геохронологии Кейвского террейна – одного из наиболее информативных полигонов архея Кольского полуострова. В стендовом докладе В.З. Негруцы и Т.Ф. Негруца кейвский разрез представлен как эталон пограничных горизонтов архея и протерозоя. Проблема “стратиграфии” беломорского комплекса Карелии очерчена в материалах, представленных О.И. Володичевым. В.П. Кирилук охарактеризовал семислойную слоистую структуру земной коры западной части Украинского щита как отражение четырех событийных этапов ее развития: 1) накопление исходных толщ и начальный гранулитовый метаморфизм более 3.78 млрд. лет; 2) накопление и амфиболитовый метаморфизм амфиболито-гнейсового комплекса 3.78–2.8 млрд. лет; 3) диафторез верхней части гранулитовой инфраструктуры, связанный с формированием амфиболито-гнейсового структурного этажа и повторный гранулитовый метаморфизм повышенных давлений; 4) начало ультраметаморфического гранитообразования, повторный диафторез и метаморфизм, происходившие в течение всего времени вплоть до общего остывания и кратонизации фундамента около 2.0 млрд. лет назад. В.С. Шукин с соавторами охарактеризовали схему геомагнитной структуры фундамента Восточно-Европейской платформы.

Серия докладов по Сибирской платформе и ее складчатому обрамлению началась с представления В.Е. Руденко, И.Л. Жулановой, А.З. Коникова и В.К. Кузьминым схемы корреляции структурно-вещественных комплексов архейских стратифицированных образований Южно-Сибирского и Верхояно-Чукотского регионов. Структура архея этих регионов демонстрирует реально наблюдаемую и обоснованную геологическим картированием хронологическую последовательность

слоистых единиц, различающихся совокупностью неповторимых признаков и уверенно трассируемых как региональные подразделения самостоятельного стратиграфического значения. В Южно-Сибирском регионе развития архея описано шесть таких комплексов (снизу вверх): курульский, иенгерский, тимптонский, желтулинский, олекмо-слюдянский с возрастом более 3200 млн. лет и олондинский с возрастом 3200–2500 млн. лет. И.Л. Жуланова в своем докладе остановилась на эволюции понятия “архей”, сущности конкурирующих методологий его расчленения и перспективах достижения согласованных решений в этом плане.

И.К. Казаков, Е.Б. Сальникова, А.Н. Диденко с соавторами охарактеризовали кристаллические комплексы основания Дзабханского микроконтинента и рассматривали их как древнейшие образования палеозой Центральной Азии. В.К. Кузьмин, В.А. Глебовицкий, Д.И. Матуков и их коллеги ознакомили слушателей с новейшими результатами изотопной геохронологии гранулитов Охотского массива, которые свидетельствуют о формировании его симатической коры не позднее 3.6 млрд. лет назад. О.М. Розен осветил геодинамическую историю архея Сибирского кратона как тектонической провинции, сложенной разновозрастными террейнами, сформированными 3.5, 3.3, 3.0 и 2.5 млрд. лет назад в форме самостоятельных микроконтинентов. В.Я. Хильтова представила схему тектонического строения Сибирского кратона, составленную на основе интерпретации геологической карты А.Н. Берковского. В.В. Стогний и Г.В. Стогний и проанализировала тектоническую эволюцию структуры архейской коры Алдано-Станового щита. О.М. Туркина, А.Д. Ножкин, Е.В. Бибикина и А.А. Федотов осветили строение, состав, изотопно-геохимические особенности и распространение архея Шарыжалгайского выступа. А.Д. Ножкин и О.М. Туркина дали петролого-геохимическую характеристику гранулитогнейсовых комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона. Возраст и геодинамические особенности формирования архейских зеленокаменных прогибов западной части Алданского щита по результатам Sm-Nd изотопных исследований были проанализированы в докладе И.В. Анисимовой, А.Б. Котова, Е.Б. Сальниковой и их коллег, а Б.А. Блюман осветил свои взгляды на связь биогенных и рудогенных событий ранней истории Земли с импактными процессами. Ю.А. Балашов и Ю.Д. Пушкарёв представили результаты систематизации и интерпретации накопленных изотопно-геохронологических и геохимических данных, полученных для древнейших образований Земли. Ю.А. Балашов обосновал реальность проявления магматизма, сходного с щелочно-базальтовым типом фанерозоя, уже 4399 ± 19 млн. лет назад, а Ю.Д. Пушкарёв

привел свидетельства субдукции океанической коры и дифференциации мантийного вещества на самых ранних стадиях эволюции системы “кора-мантия”. В докладах А.М. Ахмедова и С.С. Шевченко, А.М. Ручьева, О.Н. Симонова и его соавторов, В.А. Костина а также В.И. Иващинко, О.Б. Лаврова, Н.И. Кондрашова и А.М. Ручьева и В.К. Хрусталева, посвященных металлогенической тематике, были изложены интересные сведения о стратиграфии древних толщ.

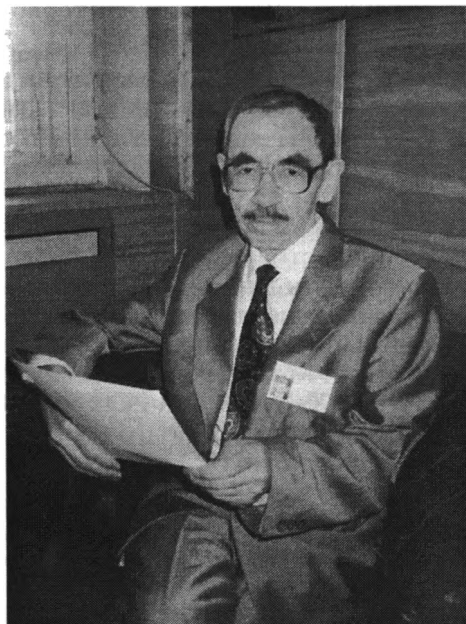
Вся информация, представленная участниками конференции в виде устных и стендовых докладов, активно обсуждалась в ходе информативных по своему характеру прений, которым было отведено достаточное время. Оценивая результаты I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, можно констатировать следующее. Во-первых, участники конференции представили достоверные изотопно-геохронологические доказательства проявления процессов мантийно-корового взаимодействия и существования гидросферы в период образования тоналит-трондиemit-гранодиоритового основания зеленокаменных архейских поясов уже до 3600 млн. лет назад. В результате значительно (примерно на 600 млн. лет) расширяется предел стратиграфического подхода к изучению древнейших метаосадочных и метавулканогенных образований земной коры. Первый внутриархейский историко-геологический рубеж, зафиксированный появлением достоверно идентифицированных осадочных отложений или продуктов вулканических извержений, не завершает, как это нередко принимается рядом исследователей, а открывает новые уровни для применения стратиграфии. Во-вторых, на территории России впервые с такой очевидностью показано несоответствие ре-

зультатов, полученных при изучении архейских (в особенности неоархейских) последовательностей отложений с помощью литостратиграфических приемов и данных изотопной геохронологии и геодинамики. То, что в свете суперпозиции литостратиграфических единиц удовлетворительно объясняется последовательной сменой во времени обстановок осадконакопления, магматизма и тектоно-метаморфических преобразований пород, согласно данных Sm-Nd и U-Pb геохронологии и геодинамических построений определяется как отражение тектонического шарьирования (коллажа) разновозрастных отложений, которые накопились в геодинамических обстановках латерального ряда единой фациально-палеогеографической осадочно-магматогенной системы. В-третьих, за последние годы (особенно после введения технологии SHRIMP) произошло существенное уточнение изотопного возраста супракристалльных комплексов земной коры и источников их формирования, геосторического содержания архейских историко-геологических рубежей и соответственно эндогенно-экзогенного взаимодействия и взаимосвязи вещества всех внутренних и внешних геосфер. В результате открываются новые возможности в расшифровке эволюции ранней биосферы Земли. В-четвертых, прошедшая на конференции дискуссия высветила ряд реперных объектов архейского возраста, для которых необходимо проведение комплексных изотопно-геохронологических и геохимических исследований для ликвидации существующих противоречий в оценке истории их образования и преобразования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 05-05-64489.

УДК (092):55

ПАМЯТИ АРТУРА ХАСЕНБЕКОВИЧА КАГАРМАНОВА (1934–2005)



12 августа 2005 г. после тяжелой болезни ушел из жизни Артур Хасенбекович Кагарманов, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный геолог Российской Федерации, заведующий кафедрой геолого-разведочного факультета Санкт-Петербургского государственного горного института (1982–2000 гг.). Оборвалась жизнь видного ученого-геолога, талантливейшего педагога, замечательного человека.

Артур Хасенбекович Кагарманов родился 20 мая 1934 г. в г. Усть-Каменогорске Казахской ССР. В 1957 г. закончил геологоразведочный факультет Ленинградского Горного института по специальности “Геологическая съемка и поиски месторождений”, работать начал еще в студенческие годы в геолого-съемочных партиях Центрально-Казахстанской экспедиции ВСЕГЕИ (1954, 1956 гг.) и НИИГА на Северном острове Новой Земли (1955 г.). В 1957–1965 гг. работал в Алтайской геолого-съемочной экспедиции Восточно-Казахстанского геологического управления (ПГО “Востказгеология”), с 1960 г. – в Ленинградском горном институте, где прошел путь от аспиранта до профессора, защитил докторскую диссертацию (1982 г.) и многие годы заведовал кафедрой исторической и динамической геологии.

Артур Хасенбекович обладал широчайшей эрудицией в различных областях геологии – стратиграфии, исторической и региональной геологии и истории геологии. Он был одним из тех немногих профессоров Горного института, которые по давней традиции постоянно участвовали в исследованиях, проводимых во ВСЕГЕИ, где его считали своим сотрудником. В области стратиграфии он развивал представления о диахронности границ местных стратиграфических подразделений и о пределах географического распространения региональных стратонов. Его исследования по стратиграфии нашли отражение в региональных стратиграфических схемах Восточного и Центрального Казахстана и других районов, использованы в опорных легендах листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200000.

Более 20 лет Артур Хасенбекович возглавлял комиссию Межведомственного стратиграфического комитета по каменноугольной системе, одну из самых активных в комитете. Под его общим руководством проведены три всероссийских совещания по стратиграфии карбона (1998, 2000 и 2002 гг.). Основным направлением его научной деятельности были: актуальные проблемы стратиграфии, в особенности каменноугольной системы, и историческая геология; региональная геология и геологическое картографирование; история геологии и педагогика. В последние годы его деятельность была направлена на укрепление статуса традиционных российских ярусов каменноугольной системы. Благодаря его усилиям эти ярусы вошли в проект международной стратиграфической шкалы. Важнейшим результатом работы комиссии стало обоснование деления башкирского и московского ярусов на подъярусы, а также разработка обновленных зональных шкал каменноугольной системы.

Вклад Артура Хасенбековича в региональную геологию представляют результаты экспедиционных исследований, проведенных в золоторудной Калбе и на Южном Алтае (1957–1981, 1995–1996 гг.), Семипалатинском ядерном полигоне (1963–1978 гг.) и в Агадырском рудном районе Центрального Казахстана (1987–1991 гг.). Он автор четырех листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200000, ряда детальных геологических карт горнорудных районов Алтая и Казахстана. Полученная им геологическая информация отражена в таких коллективных тру-

дах как “Геология СССР”, том 41; “Стратиграфический словарь СССР”, “Атлас литолого-палеогеографических карт и палеотектонических карт СССР” и др.

Научные труды Артура Хасенбековича как историка науки, посвящены анализу развития геологии в высшей школе, деятельности А.П. Карпинского, А.А. Борисяка, Д.В. Наливкина, Д.И. Мушкетова и других геологов, проблемам и перспективам региональных геологических исследований. Он руководил секцией геологии, горного дела и металлургии Санкт-Петербургского отделения Национального комитета по истории и философии науки и техники; в Горном институте был одним из создателей специализированной аудитории “Геологический комитет России”.

Артур Хасенбекович с энтузиазмом участвовал в создании тома “Тектоника и геодинамика” энциклопедического справочника “Планета Земля” (2005), автором и членом главной редакционной коллегии которого он был. Пользуясь последними достижениями разных ветвей наук о Земле, в разделе, посвященном тектоническим концепциям и гипотезам, он с предельной ясностью раскрыл перед читателями суть ундационной, ротационной, пульсационной и других гипотез. Излагая сложный, иногда противоречивый материал, Артур Хасенбекович сумел акцентировать внимание на наиболее достоверных фактических данных. Все статьи были им проиллюстрированы выразительными рисунками.

Артур Хасенбекович свыше 40 лет учил и воспитывал молодых специалистов, вкладывая в это всю щедрость своей души. Его деятельность как преемника академика Д.В. Наливкина по руководству кафедрой способствовала сохранению лидирующего положения Горного института в области исторической геологии. Он был одним из основных авторов получившего популярность в вузах СССР и СНГ учебника “Историческая геология с основами палеонтологии” (1985), подготовил первое отечественное учебное пособие “Геология Африки и Аравии” (1987). Им созданы такие новые учебные курсы как “Геология и минеральное сырье в истории цивилизации” и “Современные проблемы геологии”. Артур Хасенбекович – основной автор учебных программ курсов “Историческая геология” и “Основы палеонто-

гии и общая стратиграфия”, утвержденных в качестве типовых для специальности “Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений” в вузах России. По инициативе и под руководством Артура Хасенбековича с 1996 г. впервые начата подготовка геологов-съемщиков по специальности “Компьютерная геологическая картография”, в 1999 г. организована и проведена первая международная научно-методическая конференция “Историческая и региональная геология в системе геологического образования”.

Велика роль Артура Хасенбековича в воспитании геологических кадров развивающихся стран. В 1967–1970 гг. он был деканом горно-геологического факультета Конакрийского политехнического института (Гвинея), руководил подготовкой и выпуском первых в истории Западной Африки специалистов по геологии и горному делу. Им был создан и прочитан ряд геологических курсов на французском языке. В конце 1986 – начале 1987 гг. он читал лекции в Горно-геологическом институте г. Моа на Кубе. Большую работу проводил Артур Хасенбекович как член Научно-методического совета по подготовке геологов-съемщиков и поисковиков Учебно-методического объединения инженерно-технических вузов Российской Федерации.

Артур Хасенбекович является автором и соавтором 190 опубликованных научных работ, в том числе 11 монографий, ряда брошюр и геологических карт, восьми учебников и учебных пособий. Деятельность Артура Хасенбековича отмечена тремя медалями, знаками “Отличник разведки недр” Мингео СССР, “Отличник высшей школы” Минвуза СССР и почетными грамотами. Он был избран действительным членом Российской академии естественных наук.

Все, кто работал и общался с Артуром Хасенбековичем, кто учился у него, навсегда сохраняют светлую память о нем, а труды его еще долго будут служить геологам и геологии.

*Б.С. Соколов, А.И. Жамойда, М.А. Иванов,
Л.И. Красный, А.С. Алексеев, А.А. Беллев,
Н.В. Горева, Т.Н. Корень, О.Л. Коссовая,
Г.В. Котляр, Е.Д. Михайлова, Ю.П. Ненашев,
И.А. Одесский, Е.Л. Прозоровская, А.Ю. Розанов*

ПРАВИЛА ДЛЯ 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 океанов, теории и методологии стратиграфических исследований, геохронологии (включая изотопную), проблемам биостратиграфии и эволюции биосферы, бассейновому анализу, палеоклиматологии, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, выполненным по результатам мультидисциплинарных исследований. Предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат. Журнал публикуется одновременно на русском и английском языках (что накладывает дополнительные требования к оформлению рукописей).

Предоставляемые в редакцию статьи должны быть проверены, тщательно отредактированы и подписаны автором (авторами). Стиль изложения должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. К рукописи прилагается сопроводительное письмо-направление от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, адрес для переписки (с индексом), имена (полностью) всех авторов, номера домашнего и служебного телефонов и адреса e-mail (если есть). Статьи предоставляются в бумажном и электронном видах.

Оформление рукописи должно отвечать следующим требованиям.

Рукопись (в двух экземплярах, без рукописных вставок и исправлений) должна быть отпечатана на машинке (компьютере) через два интервала на белой бумаге формата А4 (297 × 210 мм) с левым полем не менее 25 мм. Текст должен занимать 29–30 строк. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля). Иллюстрации (рисунки, таблицы, фотографии) прилагаются отдельно в конце рукописи; их размер не должен превышать формата А4.

Начало статьи оформляется по образцу: индекс статьи по УДК; название; автор(ы) (инициалы и фамилии); полное (без сокращений) название учреждений, в которых выполнялось исследование; дата поступления. Далее следуют краткая аннотация (до 1 печ. стр.), ключевые слова (до 8 слов) и основной текст, который рекомендуется строить по общепринятой в международных журналах схеме, используя подзаголовки: “Введение”, “Материал”, “Методика”, “Результаты и их обсуждение”, “Заключение (выводы)”, “Список литературы”. На отдельных страницах прилагаются подписи к рисункам и таблицы.

Следует использовать физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе СИ. Все сокращения, за исключением немногих общеупотребительных, должны быть расшифрованы. Форму-

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

При описании ископаемых остатков следует руководствоваться правилами для авторов Палеонтологического журнала. Приводимые в тексте латинские названия видов животных и растений должны сопровождаться фамилией автора таксона. Латынь следует набирать прямым шрифтом.

Иллюстрационный материал необходимо предоставлять в редакцию в двух экземплярах размером не менее 5 × 6 и не более 18 × 24 см. Первый экземпляр должен быть оригиналом, предоставление ксерокопий оригиналов не допускается. **На картах обязательно указывать масштаб.** Рисунки должны быть выполнены на белой бумаге тушью или напечатаны на лазерном принтере с разрешением не менее 300 точек на дюйм (dpi). Оба экземпляра фотографий, выполненных на нетисненной бумаге, монтируются автором в виде макета (размер 23 × 17 см). Объяснение буквенных и цифровых обозначений на иллюстрациях обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи следует указать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора (авторов).

В тексте статьи ссылка на литературу дается в круглых скобках: (Автор/ы, год), а в ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990). Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Фамилия и инициалы автора (авторов) печатаются курсивом. Ниже приводятся примеры различных библиографических ссылок.

Книги:

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 214 с.

Frakes L.A. Climates Through Geologic Time. Amsterdam – N.Y.: Elsevier, 1979. 310 p.

Статьи в периодических изданиях/журналах:

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

Hancock J.M., Kauffman E.G. The great transgressions of the Late Cretaceous // J. Geol. Soc. 1979. V. 136. № 2. P. 175–186.

Статьи в сборниках с названием (в том числе периодических):

Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.

Molenaar C.M., Bird K.J., Kirk A.R. Cretaceous and Tertiary stratigraphy of Northeastern Alaska // Alaskan North Slope Geology / Eds (без точки!) Taillerur I., Weimer P. Santa Fe Springs: Soc Econ. Paleontol. Mineral. and Alaska Geol. Soc., 1987. V. 1. P. 513–528.

Mull C.G. Cretaceous tectonics, depositional cycles and the Nanushuk Group, Brooks Range and Arctic Slope, Alaska // Geology of the Nanushuk Group and related rocks, North Slope, Alaska / Ed. (с точкой!) Huffman A.C. U. S. Geol. Surv. Bull. 1985. № 1614. P. 7–36.

В списке литературы приняты следующие часто встречающиеся сокращения:

общие: Издательство – Изд-во;
городов: Москва – М.:
 Санкт-Петербург – СПб.:
 New York – N.Y.:

названий журналов:

Ботан. журн.	Geol. Jarbuch.
Бюлл. МОИП. Отд. геол.	Geol. et Palaeontologica
Вестн. МГУ. Сер. геол.	Geol. Mag.
Вопр. микропалеонтологии	Geol. Soc. Amer. Bull.
Геол. журн.	Geophys. Res. Lett.
Докл. АН СССР	J. African Earth Sci.
Докл. РАН	J. Earth and Planet. Sci. Lett.
Изв. АН СССР. Сер. геол.	J. Geology
Изв. вузов. Геол. и разведка	J. Geol. Soc. London
Литология	J. Sediment. Petrolog.
и полезн. ископаемые	
Палеонтол. журн.	Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.
Сов. геология	Precamb. Res.
Стратиграфия.	Rev. Micropaleontol.
Геол. корреляция	
Acta Geol. Polonica	Rev. Palaeobot. Palynol.

Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists

Bull. Soc. Geol. France

C.R. Acad. Sci. Paris

Riv. ital. paleontol. e stratigr.

Sci. Geol. Bull.

Soviet Sci. Rev.

К рукописи необходимо приложить (на отдельной странице): 1 английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных имен и названий; 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала; 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских специальных терминов (если существуют разные транскрипции); 4) список русских географических или иных названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия стратонов (например, миньярская свита – г. Миньяр).

Электронная (на дискете) версия статьи должна быть полностью идентична бумажной. Она предоставляется на дискете 3.5", которая может быть отформатована как в формате IBM PC, так и в формате Apple Macintosh. В электронную версию должны входить: файл, содержащий текст, и файлы, содержащие иллюстрации (каждый такой файл должен содержать один рисунок). В случае больших объемов информации допустимо использование общеизвестных архиваторов (ARJ, ZIP, RAR и т.п.). Следует приложить опись файлов: автор/ы, название статьи, формат диска, операционная система, название текстового редактора, имена файлов. Запись на дискете рекомендуется протестировать и проверить на вирусы.

Для текста статьи рекомендуется пользоваться Microsoft Word for Windows, использовать стандартные Windows TrueType шрифты (Times New Roman, Courier New, Arial и др.) и размер шрифта 12. Строки текста в пределах абзаца не следует разделять символом "Возврат каретки-Enter".

Для растровых рисунков следует использовать формат TIF с разрешением 600 dpi, 256 оттенков серого. Векторные рисунки должны предоставляться в формате программы, в которой они сделаны: CorelDraw (до версии 9.0), Adobe Illustrator (до версии 8.0), FreeHand (до версии 8.0) или в формате EPS. Для фотографий следует использовать формат TIF с разрешением не менее 300 dpi. Если программа не является распространяемой, желательно дополнительно сохранить файлы иллюстраций в форматах WMF или EPS. Из имен графических файлов должен быть понятен порядок их расположения.

Сдано в набор 25.07.2006 г.

Цифровая печать

Подписано к печати 21.09.2006 г.

Усл. печ. л. 16.0

Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.

Тираж 239 экз.

Зак. 1916

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Уч.-изд. л. 16.0

Бум. л. 8.0

Учредитель: Российская академия наук

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

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Российского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке