

Том 8, Номер 4

ISSN 0869-592X

Июль - Август 2000



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 8 № 4 2000 Июль–Август

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 8, номер 4, 2000

Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных <i>С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, Р. И. Милькевич, О. А. Левченков, С. А. Сергеев</i>	3
Дозеидиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) <i>М. Б. Гниловская, А. Ф. Вейс, Ю. Р. Беккер, В. Г. Оловянишников, М. Е. Раабен</i>	11
Зональная корреляция ладинских отложений Бореальной области по аммоноидеям <i>А. Г. Константинов</i>	40
Средне- и поздне триасовые радиоларии из разреза Джугаджак (Омолонский массив) <i>Н. Ю. Брагин, А. Ю. Егоров</i>	49
О конкском региоярuse (средний миоцен) Восточного Паратетиса <i>Л. Б. Ильина</i>	59
О ярусном делении палеоцена <i>Д. П. Найдин, В. Н. Беньямовский</i>	65
К проблеме границы миоцена–плиоцена в Эвксине <i>И. С. Чумаков</i>	84
Стратиграфия и палеогеография морского голоцена (шельф Приморья) <i>Н. Н. Кузьмина, Е. Е. Талденкова</i>	93

Хроника

Третье межведомственное региональное стратиграфическое совещание по нижнему докембрию Карелии и Кольского полуострова <i>В. З. Негруца, К. И. Хейсканен, Т. Ф. Негруца, В. И. Робонен</i>	108
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

Contents

Vol. 8, No. 4, 2000

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

Stratigraphy of the Kostomuksha Belt in Karelia (Upper Archean) as Inferred from Geochronological, Geochemical, and Isotopic Data <i>S. B. Lobach-Zhuchenko, N. A. Arestova, R. I. Mil'kevich, O. A. Levchenkov, and S. A. Sergeev</i>	3
Pre-Ediacarian Fauna from Timan (Annelidomorphs of the Late Riphean) <i>M. B. Gnilovskaya, A. F. Veis, Yu. R. Bekker, V. G. Olovyanishnikov, and M. E. Raaben</i>	11
Correlated Ammonoid Zonation in Ladinian Deposits of the Boreal Realm <i>A. G. Konstantinov</i>	40
Middle-Late Triassic Radiolarians from the Dzhugadzhak Section (the Omolon Massif) <i>N. Yu. Bragin and A. Yu. Egorov</i>	49
On the Regional Konkian Stage (Middle Miocene) in the Eastern Paratethys <i>L. B. Il'ina</i>	59
Stage Subdivision of the Paleocene <i>D. P. Naidin and V. N. Beniamovskii</i>	65
The Problem of the Miocene-Pliocene Boundary in the Euxinian Region <i>I. S. Chumakov[†]</i>	84
Stratigraphy and Paleogeography of Marine Holocene (the Primor'e Shelf) <i>N. N. Kuz'mina and E. E. Taldenkova</i>	93

Chronicle

Third Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Lower Precambrian of Karelia and the Kola Peninsula <i>V. Z. Negrutsa, K. I. Heiskanen, T. F. Negrutsa, and V. I. Robonen</i>	108
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

УДК 551.71:550.93(471.22)

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУРЫ КАРЕЛИИ (ВЕРХНИЙ АРХЕЙ), РЕКОНСТРУИРОВАННЫЙ НА ОСНОВЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

© 2000 г. С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, Р. И. Милькевич,
О. А. Левченков, С. А. Сергеев

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

Поступила в редакцию 13.07.98 г., получена после доработки 14.12.98 г.

На основании геохимического и изотопно-геохимического изучения основных, ультраосновных и кислых вулканитов контоксской серии, литолого-геохимического анализа пород гимольской серии предложен новый вариант стратиграфического разреза Костомукшской зеленокаменной структуры Карелии. Сходство геохимических особенностей и одинаковый Sm-Nd изотопный возраст позволил считать основные вулканиты ниемиярвинской и рувинваарской свит одновозрастными образованиями, более древними, чем кислые вулканиты. На кислых вулканитах с конгломератами в основании залегают метаосадки гимольской серии. Изотопные и геохимические характеристики некоторых базальтов нижней части разреза свидетельствуют об их образовании из контаминированных расплавов, что подтверждает представление об их формировании в обстановке континентального рифта. На основании литолого-геохимического анализа ультраосновных сланцев гимольской серии установлено, что часть из них является перидотитовыми коматиитами, сходными с коматиитами нижележащей контоксской серии. Таким образом, ультраосновной магматизм, широко проявленный в контоксской серии, продолжался во время формирования терригенной железисто-кремнистой формации гимольской серии. Время формирования нижней мафической части разреза оценивается равным 2808 ± 95 (данная работа) или 2843 ± 39 млн. лет (Puchtel et al., 1997), время формирования кислых вулканитов – $2795 \pm \pm 10$ млн. лет (данная работа), 2795 ± 29 млн. лет (Samsonov et al., 1995). Время образования метаосадков гимольской серии ограничено снизу возрастом кислых вулканитов, на которых они залегают – $2795 \pm \pm 10$ млн. лет, и которые, по-видимому, представляют собой один из источников сноса для метатерригенных пород. Верхняя граница, 2707 ± 31 млн. лет, определяется возрастом плагиигранитпорфиров, прорывающих сланцы гимольской серии.

Ключевые слова. Стратиграфия, архей, Карелия, геохронология, геохимия, изотопия неодима.

ВВЕДЕНИЕ

Новые данные в области региональной геологии и изотопной геохронологии постоянно вносят изменения в стратиграфические разрезы конкретных структур. В огромной степени это относится к расшифровке архейских разрезов, слагающих зеленокаменные пояса. Практически все эти структуры имеют сложное тектоническое строение, представляя собой аккреционные или даже аккреционно-коллизийные орогены. Значительный метаморфизм в большинстве случаев уничтожает первичные литологические признаки и, наоборот, создает тонкую метаморфическую полосчатость, которую иногда трудно отличить от градационной слоистости.

В принятой в 1990 г. стратиграфической шкале докембрия СССР верхний архей был расчленен наиболее детально на территории Карелии (Семихатов и др., 1991), где были выделены три серии – хаутаваарская, контокская и гимольская.

Две последние выделены в Костомукшской структуре, которая благодаря полноте разреза и его изученности считается типовой.

Костомукшская зеленокаменная структура расположена в северо-западной части Карельской гранит-зеленокаменной области (рис. 1). Геологическое изучение структуры имеет длительную историю (Чернов, 1959; Лазарев и Кожевников, 1973; Горьковец и Раевская, 1981; Горьковец и др., 1981; Кожевников, 1982 и др.). Сложное тектоническое строение структуры обусловило различную интерпретацию возрастных взаимоотношений пород и, соответственно, различные стратиграфические построения. Согласно одной из наиболее признанных стратиграфических схем (Горьковец и др., 1981), последовательность супракрустальных пород структуры представляется следующим образом (рис. 2, колонка 1). На плагиигранитном фундаменте местами с корой выветривания в основании залегают вулканогенно-оса-

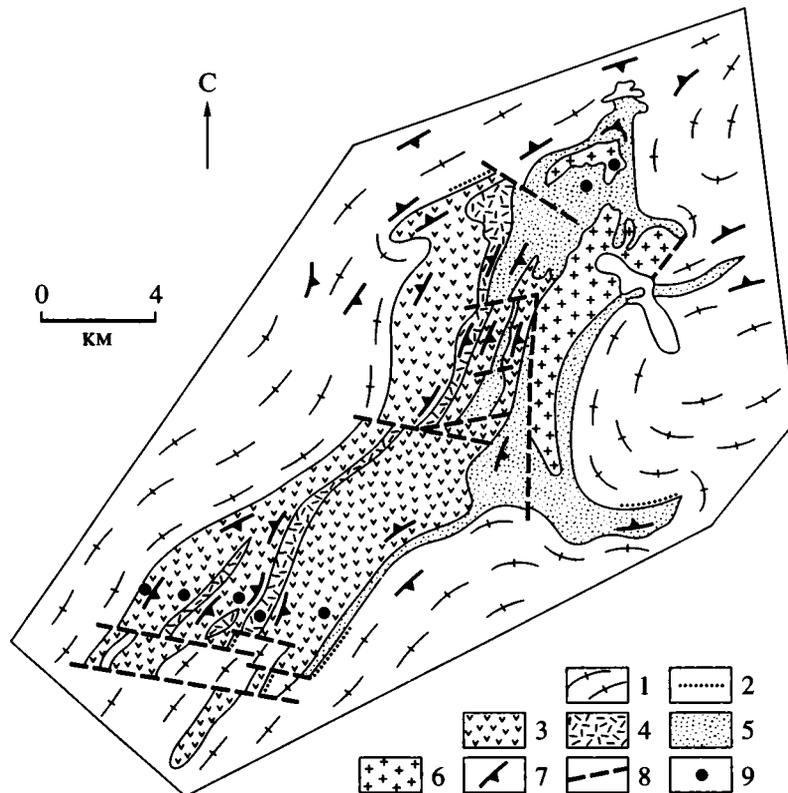


Рис. 1. Схема геологического строения Костомукшской зеленокаменной структуры. 1 – плагиограниты и мигматиты; 2 – силлимонит-кварцевые сланцы; 3 – базальты и коматииты контоксской серии (ниемиярвинская и рувинваарская свиты); 4 – кислые вулканиды контоксской серии (шурловаарская свита); 5 – метатерригенные породы гимольской серии; 6 – микроклиновые граниты; 7 – обобщенные залегания пород; 8 – тектонические нарушения; 9 – места отбора проб для изотопного датирования.

дочные отложения (Зеленокаменные пояса..., 1988). Выше терригенных пород залегают образования вулканидов контоксской серии, состоящие из трех свит. Нижняя, ниemiaрвинская свита представлена базальтами с единичными прослоями коматиитов. Средняя, шурловаарская – сложена кислыми вулканидами и вулканогенно-осадочными породами. Верхняя, рувинваарская свита – вулканидами коматиитового и базальтового состава (рис. 2, колонка I). Общая мощность вулканидов контоксской серии около 5 км. Породы контоксской серии перекрываются существенно терригенными породами гимольской серии с конгломератами в основании. Нижняя терригенная свита включает железистые кварциты и углеродистые сланцы. Верхняя часть гимольской серии сложена слюдистыми сланцами.

Ю.И. Лазаревым и В.Н. Кожевниковым детально изучалась тектоническая история района, в результате чего ими была предложена своя трактовка стратиграфического разреза Костомукшской структуры (Кожевников, 1982). Она представлена на рис. 2 в колонке II.

И, наконец, в 1997 г. на основании изотопно-геохимических характеристик базальтов и коматиитов, а также новых геохронологических данных, появился третий вариант разреза лопия Костомукшской структуры (Puchtel et al., 1997), не согласующийся с принятой схемой общей стратиграфической шкалы. В соответствии с этим вариантом мафическая часть разреза контоксской серии (ниemiaрвинская и рувинваарская свиты в схеме Горьковца и др., 1981) и метаосадочная часть разреза (гимольская серия) была образованы одновременно, но в различных геологических обстановках. Мафические породы представляют собой реликт верхней части разреза океанической коры, в то время как осадки гимольской серии формировались на активной окраине древнего континента. Позднее, по мнению авторов, они были тектонически совмещены с обдукцией мафитов на осадочные породы. Данная стратиграфическая схема отражена на рис. 2 в колонке III.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют представить разрез Костомукшской структуры так, как это изображено на рис. 2 в колонке IV. Этот разрез не соответствует разрезам I–III, но ближе всего к разрезу В.Я. Горьков-

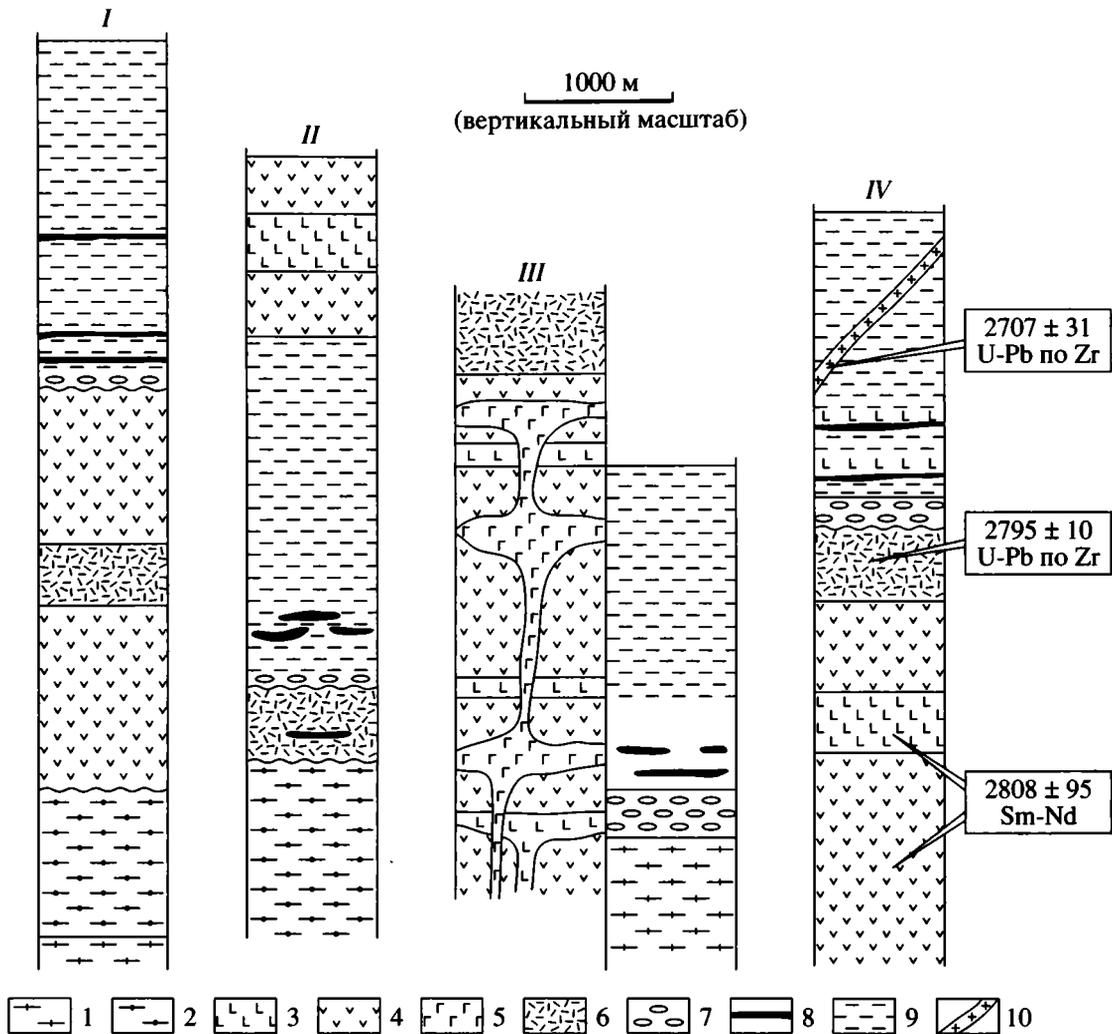


Рис. 2. Стратиграфические колонки Костомукшской зеленокаменной структуры по данным различных авторов.

I – Горьковец и др., 1981; II – Кожевников, 1982; III – Puchtel et al., 1997; IV – данная работа. 1 – плагиограниты и мигматиты; 2 – силлимонит-кварцевые сланцы; 3 – коматииты; 4 – базальты; 5 – габбро силлов; 6 – кислые вулканиты; 7 – конгломераты; 8 – железистые кварциты; 9 – метатерригенные породы; 10 – гранит-порфиры.

ца и М.Б. Раевской (Горьковец и др., 1981). Ниже мы приводим материал, обосновывающий предлагаемую схему.

ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУРЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СОВРЕМЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Контокская серия. Базальты контокской серии представляют собой толеиты (ТН1, Condie, 1981), с широкими вариациями по глинозему – от низко- до высокоглиноземистых. Проведенный ранее анализ геохимических особенностей базальтов, которые по схеме Горьковца (Горьковец и др., 1981) относятся к двум стратиграфическим уровням, показал идентичность источника, усло-

вий образования исходных расплавов и последующего их фракционирования (Матреничев и др., 1990). Анализ изотопного состава неодима образцов толеитов из нижней, ниemiaрвинской свиты (табл. 1) показал, что часть образцов имеет отрицательное или близкое к нулю значение величины $\epsilon_{Nd}(t)$, т.е. характеризуется примесью более древнего корового материала. Эти данные являются серьезным аргументом против геодинамической модели, предложенной Пухтелем с соавторами (Puchtel et al., 1997). Разбраковка образцов толеитов нижней ниemiaрвинской свиты согласно критериям контаминированности базитов (Арестова, 1998) позволила выделить пять неконтаминированных образцов толеитов. Для этих образцов вместе с коматиитами верхней рувинваарской свиты была получена Sm-Nd изохрона с

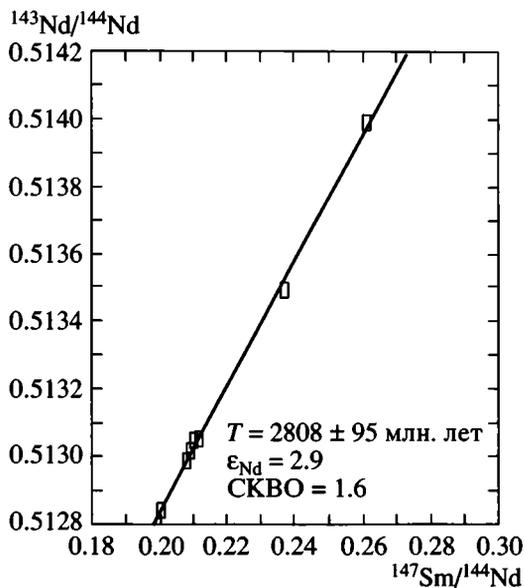


Рис. 3. Изохронный Sm-Nd возраст базальтов и коматиитов Костомукшской структуры. $T = 2808 \pm 95$ млн. лет, $\epsilon_{Nd} = 2.9$, СКВО = 1.6.

возрастом 2808 ± 95 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(t) = 2.9$, СКВО = 1.6 (рис. 3). Эти результаты в пределах аналитической ошибки совпадают с результатами, полученными И.С. Пухтелем с коллегами (Puchtel et al., 1997), для базальтов и коматиитов рувинварской свиты, которые составляют 2843 ± 39 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(t) = 2.8 \pm 0.2$, СКВО = 0.8. Такие результаты в

совокупности с геохимическими данными позволяют отнести толеиты и коматииты ниемиярвинской и рувинварской свит к разновозрастным образованиям.

Кислые вулканиты шурловаарской свиты представляют собой дациты и риолит-дациты. Породы метаморфизованы и превращены в кварц-биотит-плаггиоклазовые гнейсы. По содержанию главных и редких элементов они сходны с ПП типом кислых вулканитов по Конди (Condie, 1981). Их возраст, по предварительным данным, был определен U-Pb методом по циркону равным 2801 ± 7 млн. лет (Сергеев и др., 1990). Ниже и на рис. 4а приведен уточненный возраст, изотопные данные для которого даны в табл. 2, № 1–6. Цирконы из метавулканитов принадлежат к единой генерации и представляют собой светло-желтые, слегка замутненные, мелкие короткопризматические кристаллы с отчетливо корродированными поверхностями граней. Внутреннее строение гомогенное, иногда отмечаются тонкие зоны роста. Отсутствие морфологических различий цирконов из метадацитов трех проб, отличающихся текстурными характеристиками – от среднезернистых (проба 4) до мелкозернистых (проба 4в), – позволило отнести их к единой генерации. Как следует из аналитических данных (рис 4а, табл. 2), лучшая сохранность U-Pb изотопной системы наблюдается у самых крупных зерен циркона. Время кристаллизации цирконов из метадацитов шурловаарской свиты по верхнему пересечению изохронной зависимости составляет 2795 ± 10 млн. лет, СКВО = 2. Это значение практически не отличается от полу-

Таблица 1. Sm-Nd в базальтах и коматиитах Костомукшской структуры

№ п/п	Образец	Sm	Nd	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(2.84)$
1	118 ЛЖ-80	1.856	5.356	0.347	0.20897	0.513015 ± 11	2.95
2	14 Ар-85	1.633	4.689	0.3475	0.20999	0.513050 ± 15	3.26
3	25 Ар-85	1.853	5.281	0.3504	0.21166	0.513056 ± 11	2.77
4	25 Ар-85	2.126	6.161	0.3458	0.20812	0.512986 ± 12	2.69
5	44 Ар-85	1.956	5.9	0.3322	0.19999	0.512841 ± 25	2.81
6	20 Ар-85	2.175	6.207	0.351	0.21134	0.512948 ± 10	0.77
7	22 Ар-85	1.265	3.698	0.3432	0.20625	0.512895 ± 14	1.59
8	28 Ар-85	2.174	6.052	0.3587	0.21646	0.512829 ± 14	-3.44
9	36 Ар-85	1.304	3.863	0.3368	0.2035	0.512834 ± 14	1.39
10	43 Ар-85	2.657	7.204	0.3694	0.22241	0.512950 ± 12	-3.24
11	90 Ар-85	2.86	8.513	0.3361	0.20258	0.512828 ± 20	1.61
12	109 ЛЖ-87	0.995	2.3	0.4348	0.26086	0.513990 ± 11	3.16
13	82 Ар-85	0.52	1.313	0.3939	0.23686	0.513490 ± 13	2.4

1–11 – базальты ниемиярвинской свиты контоксской серии, 12–13 – коматииты рувинварской свиты контоксской серии. Растворение проб осуществляется в смеси HF и HNO₃ при 1000°C до полного разложения с предварительным добавлением трассера – $^{146}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$. Выделение суммы REE и разделение Sm и Nd проводилось традиционным двухступенчатым методом на хроматографических колонках. Пробы анализировались в двухленточном режиме на мультиколлекторном масс-спектрометре Finigan MAT-261.

ченных ранее датировок – 2801 ± 7 млн. лет (Сергеев и др., 1990) и 2795 ± 29 млн. лет (Samsonov et al., 1995).

Гимольская серия. Конгломераты. Внутрiformационные конгломераты, лежащие в основании гимольской серии, содержат гальки метариодацитов (60%) и амфиболовых сланцев и амфиболитов (30–40%) (Раевская и др., 1992). Как можно видеть на рис. 5, гальки метариодацитов и вулканитов шурловаарской свиты имеют идентичный состав, что поддерживает представление о стратиграфическом положении конгломератов над кислыми вулканитами, как это дается в схеме В.Я. Горьковца (Горьковец и др., 1981).

Метатерригенные осадки гимольской серии слабо дифференцированы, незрелы и сходны с граувакками большинства позднеархейских зеленокаменных поясов. Источник сноса их моделируется из примерно равных количеств базальтов и кислых вулканитов, что согласуется с преобладающим составом гальки конгломератов (Милькевич, Мыскова, 1998). Такие осадки могли образоваться за счет местного источника – вулканитов контокской серии. Этот вывод нашел подтверждение в изотопном составе неодима, полученном для двух образцов метаморфизованных алевропелитов. Их первичный ϵ_{Nd} имеет положительные значения (+2.2 и +4.1).

Тальк-хлоритовые сланцы. В разрезе нижней части гимольской серии (костомукшской свите) присутствуют ультраосновные сланцы тальк-хлоритового и хлорит-актинолитового состава мощностью от 1 до 10 м, которые находятся в чередовании с железистыми кварцитами, углеродистыми сланцами и метаграувакками. Эти породы рассматривались В.М. Черновым как метаморфизованные эффузивы (Чернов, 1964). Позже они были отнесены к интрузивным образованиям и исключены из разреза (Горьковец и др., 1981; Горьковец и Раевская, 1988). На основании литолого-геохимических данных мы пришли к выводу, что по крайней мере часть этих пород является метаэффузивами, по составу соответствующими перидотитовым коматиитам. Ультраосновные породы метаморфизованы и в настоящее время представлены тальк-хлоритовыми, тремолит-хлоритовыми и хлорит-актинолитовыми сланцами без признаков первичных структур и содержат переменное количество доломита и магнезиального биотита. При этом верхняя часть слоев (1–3 м) представлена существенно доломитовыми породами с порфиробластами и линзами магнезиального биотита. Такое соотношение пород в прослоях позволяет предположить, что мы имеем дело с маломощными прослоями коматиитов, подвергавшихся интенсивным диагенетическим преобразованиям. Наименее измененные разновидности по концентрациям главных и редких элементов

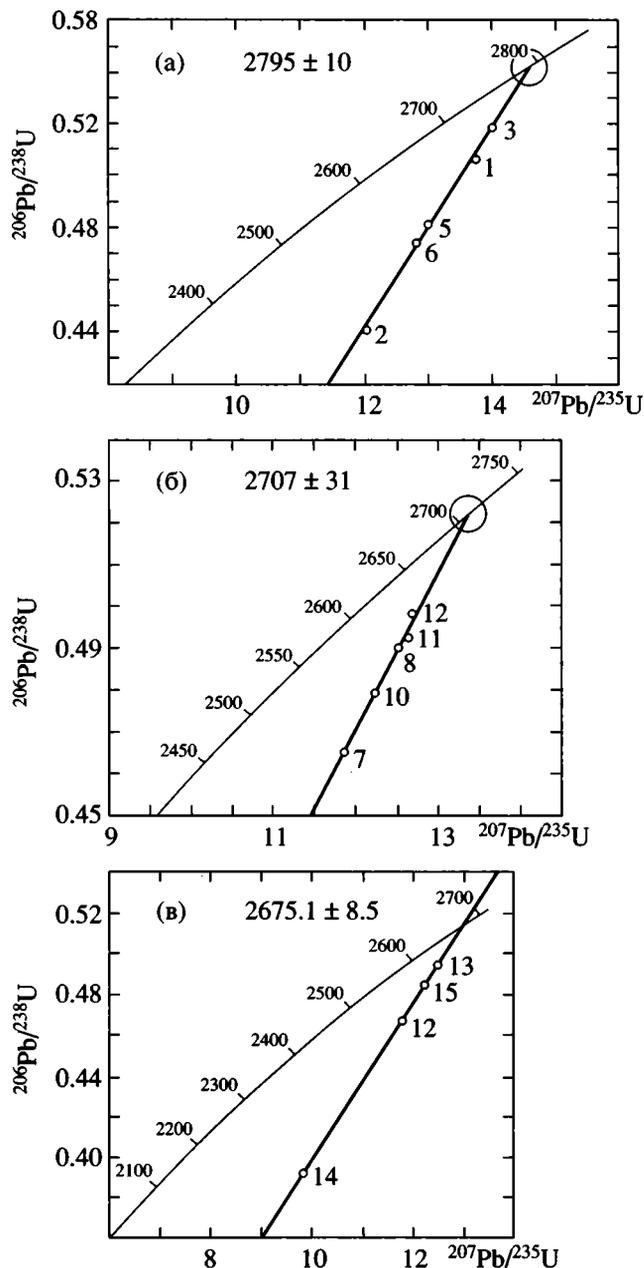


Рис. 4. а – график с конкордией цирконов из метадицитов шурловаарской свиты контокской серии; б – график с конкордией цирконов из плагиогрифов, прорывающих породы гимольской серии; в – график с конкордией цирконов из микроклиновых гранитов. Номера точек на рисунках отвечает порядковым номерам проб в табл. 2.

близки коматиитам рувинваарской свиты контокской серии (Милькевич, Арестова, 1998). Следовательно, ультраосновной магматизм, широко проявленный в контокской серии, продолжался и во время формирования терригенной железисто-кремнистой формации гимольской серии. Поэтому гимольская серия скорее всего наращивает

Таблица 2. Изотопы свинца и урана в цирконах пород Костомукшской структуры

№ п/п	№ пробы, фракция	Масса навески	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			Атомные отношения		Возраст $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, млн. лет
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
Метадациты										
1	4, +80	2.70	129	73.0	11080	0.19798	0.10138	0.50633	13.761	2802
2	4, 60–80	3.81	145	72.2	7380	0.19903	0.11165	0.44144	12.029	2807
3	4, 60–80, ао 25	1.56	201	118	3017	0.19981	0.11714	0.51812	14.009	2794
4	46, 50–80	3.53	153	85.3	3250	0.19881	0.11482	0.49266	13.269	2788
5	46, –50	5.07	179	98.3	6727	0.19881	0.12509	0.48233	13.117	2804
6	4в, –50	0.91	193	104	3672	0.20001	0.13189	0.47409	12.876	2801
Плагиипорфир										
7	9а, мутный, +45	0.60	1115	599	4400	0.18760	0.15600	0.46511	11.868	2699
8	9а, +45; ао 60	9.00	863	490	11150	0.18664	0.15801	0.48974	12.542	2705
9	9а, ао 20	3.99	864	512	7140	0.18639	0.19276	0.49781	12.69	2697
10	9а, прозрачный, +45	1.13	767	427	2110	0.19085	0.15630	0.47895	12.238	2701
11	9а, прозрачный, ао 40	5.35	769	443	3870	0.18939	0.16491	0.49228	12.656	2711
Микроклиновый гранит										
12	79/4, 60–80, длинно-призматический D = 4.2	1.54	515	278	1569	0.19007	0.14204	0.4669	11.75	2676
13	79/4, 60–80, коротко-призматический D = 4.2	0.75	461	254	2610	0.18681	0.11750	0.4952	12.45	2675
14	79/4, вал, ао 64	4.37	504	228	1430	0.19007	0.14138	0.3917	9.817	2667
15	79/4, 60–80, призматический D = 4.4	1.05	629	345	1995	0.18800	0.11771	0.4855	12.19	2672

Размер фракции в мкм, ао 60 – абразивная обработка, число – процент выхода цирконового материала. D – плотность вещества циркона в г/см³. Разложение цирконов и выделение U и Pb проводилось по методу Кроу (Krogh, 1973). Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышает 0.5 мг, U – 0.1 мг. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре МИ-1320. Ошибки измерения U/Pb изотопных отношений не превышают 65%. Коэффициент корреляции ошибок измерения Pb/U – 0.98. Все расчеты проводились по программам Людвиг (Ludwig, 1991).

разрез контоксской серии, а не является совместно с гранитоидами фундамента, как представлено на рис. 2 в колонке III (Puchtel et al., 1997), самостоятельно развивающимся террейном, представляющим активную континентальную окраину.

ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД, ПРОРЫВАЮЩИХ ПОРОДЫ КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУРЫ

Породы контоксской и гимольской серий Костомукшской структуры прорываются различными интрузивными породами.

Возраст плагиигранитов – диоритов штока Центрального, прорывающего метабазальты контоксской серии, определен U-Pb методом по цирконам, равным 2720 ± 15 млн. лет (Samsonov et al., 1995).

Внедрение даек и интрузий плагиипорфиров отделено от формирования супракрустальных пород контоксской и гимольской серий метаморфизмом и складчатыми деформациями. U-Pb методом по циркону был определен возраст дайки плагиипорфиров, секущей сланцы гимольской серии. Проба взята вблизи южного контакта Шурловаарского массива гранитов (рис. 1). Цирконы плагиипорфиров (пр. 9а, табл. 2, № 7–11) представлены субгедральными, округлыми зернами светло-коричневого цвета с коэффициентом удлинения не более 2. Большинство зерен мутные, слабо прозрачные, без отчетливо выраженных кристаллографических очертаний. Около 20% цирконов – прозрачные и полупрозрачные разновидности, сохраняющие отдельные редуцированные грани призм. Анализировались мутные и прозрачные разновидности цирконов,

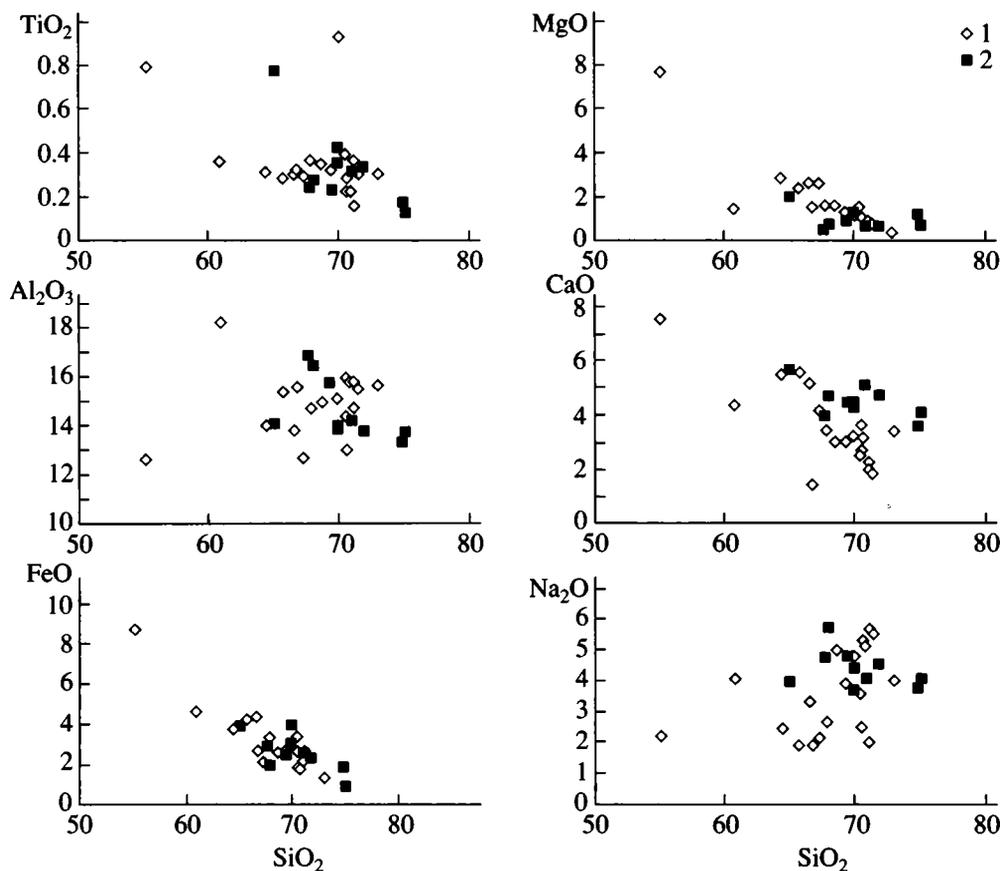


Рис. 5. Сравнение составов кислых вулканитов контоксской серии и галеков из конгломератов в основании гимольской серии на бинарных диаграммах.

1 – кислые вулканиты контоксской серии, 2 – гальки конгломератов.

подвергнутые абразивной обработке различной интенсивности, которая, однако, не привела к полному удалению перекристаллизованных фаз и выделению гомогенного исходного вещества цирконов. Заметный разброс фигуративных точек (рис. 4б) определяет как большую погрешность вычисленного возраста 2707 ± 31 млн. лет, так и величину СКВО = 3, превышающую единицу, что дает возможность рассматривать данное значение как минимальное для плагипорфиров Костомукшской структуры.

Микроклиновые граниты являются наиболее молодыми интрузиями, прорывающими различные породы Костомукшской структуры. Определялся возраст Шурловаарского массива (рис. 1). Цирконы гранитов (табл. 2, № 12, 13) представлены прозрачными, желто-оранжевыми кристаллами гиацинтового габитуса с гладкими, блестящими поверхностями граней. Характерно наличие большого количества вростков амфибола и беспорядочно расположенных газовых включений. Из растертых в жидкости кристаллов Клеричи были сепарированы плотностные фракции. Анализировались наиболее тяжелые фазы, а также

центральные части зерен после абразивной обработки. По четырем точкам построена изохрона, определяющая время кристаллизации микроклиновых гранитов в 2679 ± 8 млн. лет (рис. 4в).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимические, изотопные и геохронологические данные поддерживают наш вариант стратиграфического разреза лопия Костомукшской зеленокаменной структуры, предложенный в колонке IV на рис. 2: низ разреза представлен толщей метабазальтов и метакоматиитов (ниемиярвинская и рувинваарская свиты контоксской серии), выше лежат метадациты и метариодациты и их туфы (шурловаарская свита контоксской серии), на которых с конгломератами в основании залегают метаосадки гимольской серии.

Супракрупальные породы были сформированы в условиях внутриконтинентального рифта, как это предполагалось ранее многими исследователями (Зеленокаменные пояса..., 1988).

Время формирования нижней мафической части разреза оценивается равным 2808 ± 95 млн. лет

(данная работа) или 2843 ± 39 млн. лет (Puchtel et al., 1997).

Время формирования кислых вулканитов определяется как 2795 ± 10 млн. лет.

Прямыми данными о времени формирования метаосадков гимольской серии мы не располагаем. Их нижняя возрастная граница определяется возрастом кислых вулканитов, на которых они залегают – 2795 ± 10 млн. лет, и которые, по-видимому, представляют собой один из источников сноса для метатерригенных пород. Верхняя граница, 2707 ± 31 млн. лет, определяется возрастом плагиогранитпорфиров, прорывающих сланцы гимольской серии.

Различные интерпретации стратиграфического разреза связаны со сложной тектонической историей формирования Костомукшской структуры, в том числе и с проявлением пологих структур и развитием зон косых сдвигов (“shear” зон). Время образования последних близко к времени формирования Шурловаарского гранитного массива – 2679 ± 8 млн. лет.

Авторы выражают глубокую благодарность С.З. Яковлевой, Е.С. Богомолу и А.В. Коваленко за помощь в работе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 96-05-64657.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арестова Н.А.* Контаминация базитовых расплавов и возникающие в связи с этим ограничения при геодинамических реконструкциях // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. Тез. докл. С.-Петербург: СПбГУ, 1998. С. 64–65.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Костомукшская структура // Вулканизм архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1981. С. 69–72.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Гимольско-Костомукшский зеленокаменный пояс // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. С. 136–148.
- Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 212 с.
- Кожевников В.Н.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.
- Лазарев Ю.И., Кожевников В.И.* Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 124 с.
- Матреничев В.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. и др.* Петрология архейских вулканитов Карелии (к вопросу о геодинамике зеленокаменных поясов) // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 187–198.
- Милькевич Р.И., Арестова Н.А.* Диагенетические преобразования метакматиитов гимольской серии и их значение для геодинамики Костомукшского зеленокаменного пояса // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. Тез. докл. С.-Петербург: ИГД РАН, 1998. С. 43–44.
- Милькевич Р.И., Мыскова Т.А.* Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, моделирование источников сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
- Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Светова А.И., Володичев О.А.* Стратиграфия докембрия Карелии // Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1992. 192 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Сергеев С.А., Левченков О.А., Арестова Н.А. и др.* Возрастные границы формирования железорудных толщ Костомукшской структуры (Карелия) // Изотопное датирование эндогенных рудных процессов. Тез. докл. Киев: ИГФМ. 1990. С. 72–73.
- Чернов В.М.* Об условиях формирования Костомукшского железорудного месторождения // Изв. Карельского и Кольского ФАН СССР. 1959. № 3. С. 17–27.
- Чернов В.М.* Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.–Л.: Наука, 1964. 187 с.
- Condie K.C.* Archean Greenstone Belts. ESPC. 1981. 434 p.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485–494.
- Ludvig K.R.* ISOPLOT program USA // Geol. Surv., Open-File Rep. 1991. 91 p.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Jochum K.P., Mezger K., Shchipansky A.A., Samsonov A.V.* The Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield: remnant of a late Archaean oceanic plateau? // Terra Nova. 1997. № 9. P. 87–90.
- Samsonov A.V., Puchtel I.S., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z.* Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, W Karelia // Precambrian of Europe. Abstracts. MAEGS 9. St-Petersburg: IPGG RAS. 1995. P. 95.

Рецензенты М.А. Семихатов, К.И. Хейсканен

УДК 56/112:551.71(571.1)

ДОЭДИАКАРСКАЯ ФАУНА ТИМАНА (АННЕЛИДОМОРФЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ)

© 2000 г. М. Б. Гниловская*, А. Ф. Вейс**, Ю. Р. Беккер***,
В. Г. Оловянишников****, М. Е. Раабен**

* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 197034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

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

*** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199026 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

**** Институт геологии Коми научный центр УрО РАН, 167000 Сыктывкар, Первомайская ул., 54, Россия

Поступила в редакцию 12.11.98 г.

Приводятся доказательства существования доэдиакарских Metazoa на примере Тиманской биоты России и Хайнаньской биоты Китая. Впервые на территории России открыты доэдиакарские аннелидоморфы рода *Parmia Gnilovskaya* с четкой гомономной сегментацией тела. Они происходят из верхнерифейских отложений, вскрытых скважинами на склоне Джемим Пармы на Южном Тимане и сопровождаются сообществом органостенных микрофоссилий, аналогии которого известны в разрезах верхнего рифея Сибири, Южного Урала и Китая. Дается описание этой древнейшей фауны Metazoa и сопутствующей биоты микрофоссилий. В сравнительных целях детально рассматривается история изучения близкой по типу Хайнаньской биоты Metazoa из верхнего рифея Восточного Китая с обсуждением морфологического сходства и природы аннелидоморф обеих макробиот.

Ключевые слова. Верхний рифей, макро- и микрофоссилии, таксоны: *Parmia*, *Paragenicola*, *Protoarenicola*, доэдиакарская фауна Metazoa, Хайнань (Китай), Тиман (Россия).

Транслитерация китайских географических и геологических названий, упоминаемых в статье. Anhui – Аньхой, Changlingzi – Чанлинцзы, Fieshui – Фейшуй, Huainan – Хайнань, Jiuliqiao – Цюлицао, Liulaobei – Люляобей, Liaodong – Ляодун, Liaoning – Ляонин, Qingbaikou – Цинбайкоу.

Профессор М. Глесснер, первоописатель эдиакарской фауны, неоднократно высказывал мысль, что в эволюции животных должна была существовать доэдиакарская предыстория. Первым реальным подтверждением этой мысли явилось открытие в начале 60-х годов на Северо-Китайской платформе знаменитой Хайнаньской биоты. В ее составе были описаны макроскопические червеподобные организмы родов *Paragenicola* Wang и *Protoarenicola* Wang в формации Цюлицао, относимой китайскими геологами к низам синийской системы и считающейся аналогом верхней части верхнего рифея (Wang Guixiang, 1982). Первая публикация на английском языке (Sun Weigo, Wang Guixiang, Zhou Benhe, 1986) сразу вызвала большой интерес и живое обсуждение, в котором приняли участие М. Глесснер (Glaessner, 1987) и П. Клауд (Cloud, 1986). Пройдя естественный этап скептического отношения и проверки, эти фоссилии, как составная часть Хайнаньской биоты Китая, признаны несомненно доэдиакарскими Metazoa с четкой сегментацией тела и позднерифейским возрастом (Chen Junyan, 1988).

В 1990 г. в России, на Южном Тимане, в керне скважины № 80, бурившейся Вычегодской геолого-разведочной экспедицией на Джемим-Пар-

минской структуре, геологом В.В. Терешко были найдены макроскопические ископаемые остатки из отложений, для которых первоначально предполагался вендский возраст (Терешко, Кириллин, 1990). Коллекция из 83 экземпляров была передана на исследование М.Б. Гниловской. Чрезвычайное своеобразие ископаемых и их стратиграфическая древность потребовали длительного и обстоятельного изучения. В высшей степени плодотворным оказалось сравнение этого материала с Хайнаньской биотой Китая.

В ходе изучения был установлен новый род *Parmia Gnilovskaya*. Промежуточные результаты исследования были доложены на Третьем Международном симпозиуме по кембрийской системе (Новосибирск, 1990 г.), где в обсуждении принял участие знаток древнейших “телесно” сохранившихся мягкотелых организмов (bodied fossils) проф. Кембриджского университета С. Конуэй-Моррис, и на Международном симпозиуме “Эволюция экосистем” (Москва, ПИН РАН, 1995 г.). Большую помощь в понимании природы *Parmia* оказала Г.Н. Бужинская – зоолог, специалист по кольчатым червям (ЗИН РАН). Первое описание *Parmia* было опубликовано в 1998 г. (Гниловская, 1998). В настоящей статье для полноты представ-

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

ления материала приведен развернутый диагноз этого рода. *Parmia*, по представлениям М.Б. Гниловской, червеобразный организм с обоими сохранившимися окончаниями и четкой гомономной сегментацией тела. Вероятней всего он относится к каким-то древнейшим предкам аннелид. Специальный раздел составляет история открытия и изучения Хайнаньской биоты Китая, содержащей уникальные ископаемые из верхнего рифея Северо-Китайской платформы, несомненно близкие к тиманской *Parmia* и по систематическому положению и по возрасту. Для объективного решения вопроса о возрасте *Parmia* и вмещающих ее на Тимане слоев была детально рассмотрена сопутствующая ей представительная биота органостенных микрофоссилий. Она имеет близких аналогов среди верхнерифейских биот Южного Урала и Сибири, что позволяет, как показал А.Ф. Вейс, выявить возможное место микробиоты в общей рифейско-вендской последовательности микрофоссилий в России и Китае.

Данные анализа этой микробиоты особенно важны потому, что геологическая ситуация на Джежим Парме оставляет простор для альтернативных интерпретаций стратиграфических и структурных взаимоотношений развитых там верхнедокембрийских образований. При всех имеющих расхождениях, взгляды всех соавторов согласуются с представлением о довендском (доэдиарском) верхнерифейском возрасте слоев с аннелидоморфами, на который однозначно указывает характер сопутствующей микробиоты и сходство *Parmia* с китайскими родами *Protoarenicola* Wang и *Pararenicola* Wang.

Описывая отложения, вмещающие *Parmia*, мы не можем сохранить за ними название “вычегодская свита”, данное им геологами Вычегодской экспедиции: термин “вычегодская” преокупирован средней подсвитой вендской усть-пинежской свиты. Эта подсвита со стратотипом в скважине Котлас выделена в 1971 г. Л.Ф. Солонцевым и Е.М. Аксеновым (Стратиграфический словарь..., 1994). Однако было и остается правомерным считать самостоятельным литостратиграфическим подразделением те *Parmia*-содержащие глауконитовые алевролитовые отложения, не имеющие аналогов ни в обнаженной части разреза верхнего докембрия на Джежим Парме, ни в других районах Тимана. Отсутствие сколько-нибудь полных разрезов придает неопределенность рангу этого подразделения, и ниже оно рассматривается в открытой номенклатуре под названием “толща с *Parmia*” или “пармиевая толща”.

Возвышенность Джежим Парма, расположенная в верхней, так называемой Усть-Немской петле р. Вычегды, является юго-восточной оконечностью Тиманского Кряжа, который протягивается от нее в северо-западном направлении на 750 км, до Чешской губы Баренцева моря (рис. 1). Тиманский кряж состоит из ряда возвышенностей высотой от 300 до 450–460 м, главные из них называются “пармами” в южной части кряжа, а севернее – “камями”. В структуре Тимана таким возвышенностям отвечают разобщенные поднятия, в ядрах которых выведены на поверхность породы верхнего докембрия, перекрытые на большей части территории кряжа палеозойскими отложениями. Самые обширные поднятия располагаются в средней части кряжа (Четласский, Цильменский Камни).

Разрезы этих районов явились опорными при установлении стратиграфии тиманского верхнего докембрия в главной, западной полосе его развития. Унифицированная схема, принятая в 1983 г. (Рифей и венд..., 1987), предусматривает для Четласско-Цильменской зоны (мегавала), к которой принадлежит структура Джежим Пармы, выделение среднего и верхнего рифея (рис. 2). К первому отнесена четласская серия в составе свит (снизу вверх) светлинской, новобобровской и визингской, ко второму – быстринская серия, в которую входят свиты: аньюгская (= джежимская), – ворыквинская, ее вероятный инофацциальный аналог рочугская, павьюгская и паунская. Среднерифейский возраст четласской серии вызывает большие сомнения, о чем подробно сказано ниже. На Джежимской Парме данный разрез неполон, здесь присутствуют только визингская, джежимская (аньюгская) и павьюгская свиты.

На Джежимской Парме породы верхнего докембрия, несогласно перекрытые девонскими отложениями, а на юго-западе надвинутые на них, выходят на поверхность в сильно залесенной полосе шириной до 8 км, протягивающейся с востока-юго-востока на запад-северо-запад и частично перекрытой палеозоем в средней части: общая длина полосы выходов докембрия около 35 км. В тектонической структуре Тиманских поднятий различаются два структурных яруса (Оловянишников, 1998). Породы докембрия на Джежим Парме, как и в других районах Тимана, обычно относят к нижнему ярусу; на Джежим Парме в них наблюдаются почти исключительно северо-восточные падения. Образованная этими отложениями структура интерпретируется по-разному. Чаще всего в ней видели (Журавлев, Осадчук, 1963, и др.) и видят асимметричную антиклиналь, осложненную разломами. В.А. Разницын (1961), составивший

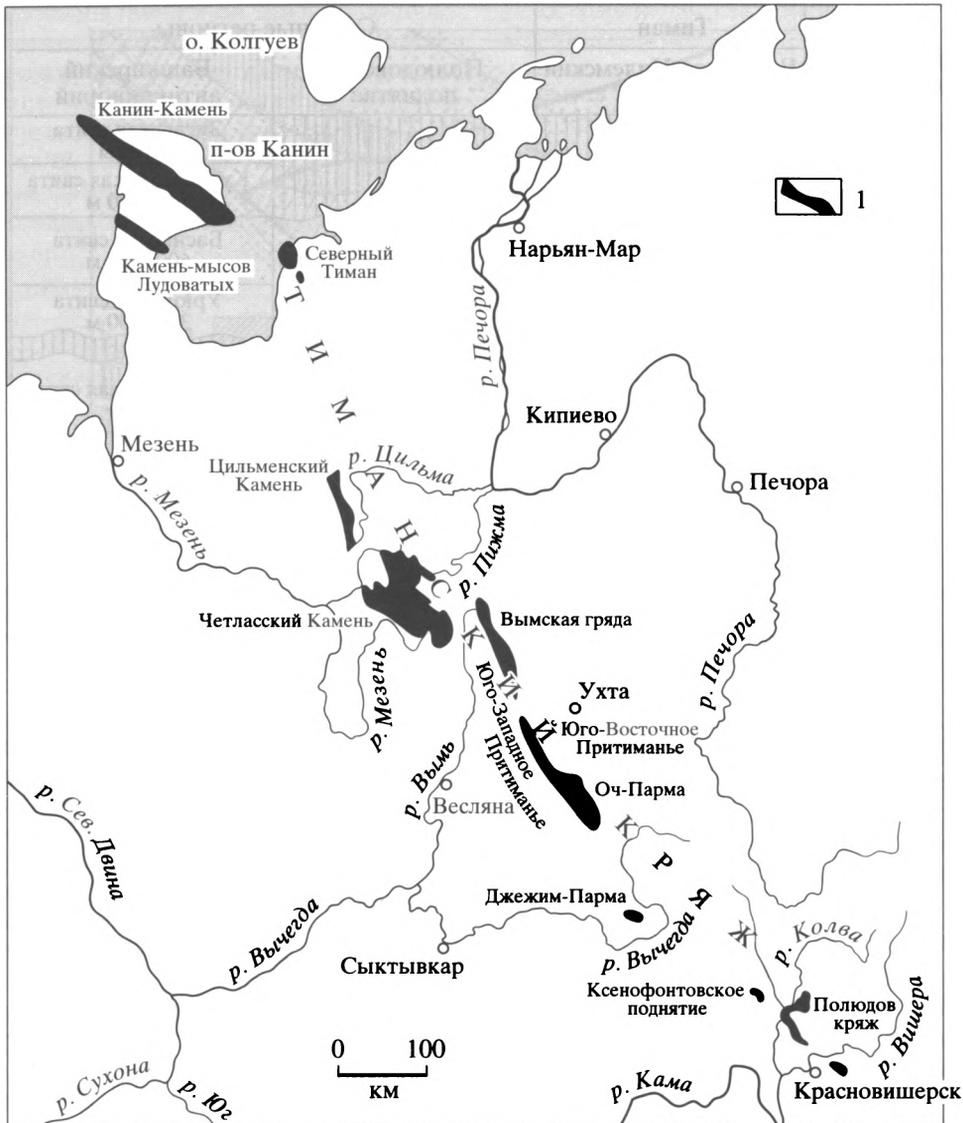


Рис. 1. Схема расположения выходов пород верхнего докембрия на Тиманском Кряже, п-ве Канин и Полудовом Кряже. I – породы верхнего докембрия.

геологическую карту, границы которой позднее претерпели мало изменений, считал, что докембрийские породы образуют синклиналию складку с пологим юго-западным крылом, осложненным дополнительными изгибами, которая на северо-востоке сменяется круто падающей опрокинутой антиклиналью. Согласно другой интерпретации, структура носит чешуйчатый характер: В.Г. Оловянишников считает ее состоящей из трех пластин, последовательно надвинутых с северо-востока на юго-запад. Эти различные трактовки зависят главным образом от неодинакового понимания истинной последовательности литостратиграфических единиц, которые были выделены еще в 30-х годах Б.В. Милорадовичем: сланцевой толщи, отнесенной им к нижнему девону, дже-

жимских песчаников и скорлуповатых доломитов, которые он считал среднедевонскими. К протерозою они отнесены в 50-х годах (Чочия, 1955), а с начала 60-х (Разницын, 1961; Журавлев, Осадчук, 1963) стали рассматриваться в составе рифея и выделялись под различными названиями. В унифицированной схеме рифея и венда Европейского Севера России (Рифей и венд..., 1987) им соответствуют свиты визингская, джежимская (аньюгская) и павьюгская. В вопросе об их стратиграфических взаимоотношениях важную роль играет корреляция с разрезами других районов Тимана и западного склона Южного Урала. Сложность такой корреляции обусловлена недостатком палеонтологических данных, которые на Джежим

Общая стратиграфическая шкала	Тиман		Смежные регионы	
	Четласско-Цилемский мегавал		Полюдовское поднятие	Башкирский антиклинорий
Протерозой	Венд	верхний		Зиганская свита 0–100 м Куккараукская свита 100–350 м
		нижний	Кочешорская свита 1100 м Ильвожская свита 1100 м Чурочинская свита 450 м	Басинская свита 600–900 м Урюкская свита 300–400 м Кургашлинская свита 400 м
	Рифей	кудаш	Усть-Чурочинская свита 500–1000 м Известняки с <i>Linella ukka</i> 100 м	Криволукская серия 400 м Укская свита 150–550 м
		верхний	Паунская свита 1000–1300 м Павьюгская свита 700–1000 м Рочугская свита >400 м Ворыквинская свита 400–500 м Аньюгская свита >200 м	Низьвенская свита 1800 м Деминская свита 300 м Рассолинская свита 550 м
	Рифей	средний	Визингская свита до 2000 м Новобобровская свита 500 м Светлинская свита >600 м	Авзянская свита 900–1500 м Зигазино-комаровская свита 850–1200 м Зигальгинская свита 850–1050 м Машакская свита 900–2300 м
		нижний		Бакальская свита 1200–1400 м Саткинская свита 1900–2100 м Айская свита 1200–2200 м

Рис. 2. Корреляция верхнедокембрийских подразделений Четласско-Цилемской (западной) зоны Тимана и смежных регионов. Из корреляционной стратиграфической схемы рифея и венда европейского Северо-Востока СССР (Рифей и венд..., 1987).

Парме имеются только для одной из свит (павьюгской), а также тектоническими соотношениями развитых здесь свит и связанной с этим неясностью их последовательности (рис. 3).

Пармиевая толща граничит с комплексом обнаженных свит докембрия по контакту, который также, вероятно, является тектоническим (Терешко, Кириллин, 1990). Толща нигде не выходит

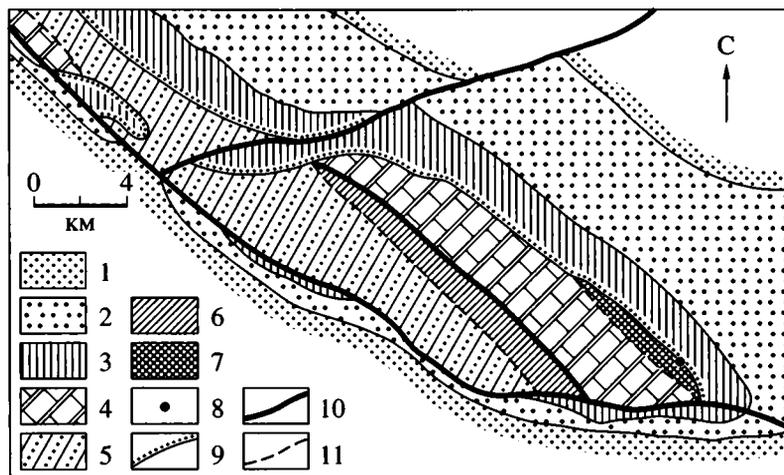


Рис. 3. Схема геологического строения Джежим Пармы.

1–3 – палеозойские отложения: 1 – пермские, 2 – каменноугольные, 3 – девонские; 4–7 – верхнедокембрийские подразделения: 4–6 свиты: 4 – павъюгская, 5 – джежимская, 6 – визингская, 7 – пармиевая толща; 8 – местоположение скважины № 80; 9 – основание палеозойских отложений; 10–11 – тектонические границы: 10 – наблюдаемые, 11 – предполагаемые.

на поверхность. Она вскрыта несколькими скважинами в незначительной по протяженности полосе шириной около 700 м, примыкающей с северо-востока к полю выходов круто падающих на северо-восток доломитов павъюгской или, по другой номенклатуре, ваполской свиты. Пармиевая толща наклонена к северо-востоку более полого, основание ее не наблюдалось, сверху ее перекрывают с разрывом и несогласием породы франского яруса девона и (или) четвертичные моренные отложения. Рассматриваемая толща представлена преимущественно сероцветными алевролитами, алевролитистыми аргиллитами и глинистыми сланцами с редкими прослоями и линзами песчаников и карбонатных пород. Находки *Parmia* приурочены к алевролитам и мелкозернистым песчаникам, вскрытым скважиной № 80. Ее разрез, подробно описанный в отчетах В.В. Терешко и С.И. Кириллиным, может быть разделен на три крупные пачки: (рис. 4).

Нижняя, красноцветная пачка вскрыта в интервале глубин 98.0–71.4 м и включает (снизу вверх):

1) кирпично-красные глинистые алевролиты с базальным доломитовым цементом (инт. 98.0–90.5 м);

2) переслаивание кирпично-красных токослоистых алевролитов, в отдельных прослоях мощностью до 10 см, с базальным доломитовым цементом (инт. 90.5–81.5 м);

3) переслаивание кирпично-красных алевролитистых доломитов и коричневых алевролитов (инт. 81.5–79.3 м);

4) алевролиты кирпично-красные плитчатые, тонкослоистые (инт. 79.3–76.6 м);

5) алевролиты тонкогоризонтальнослоистые кирпично-красные, в верхней части интенсивность окраски убывает до темно-лилово-серой (инт. 76.6–73.2 м);

б) тонкое переслаивание лилово-серых и зеленовато-серых алевролитов (инт. 73.2–71.4 м);

*Средняя пачка алевролитов с *Parmia** вскрыта в интервале глубин 71.4–41.0 м. Ее слагают зеленовато-серые, темно-серые плитчатые алевролиты с редкими прослоями светло-серых песчаников. Остатки аннелидоморф в сопровождении микрофоссилий присутствуют в массовом количестве на семи уровнях в рассматриваемой пачке.

Верхняя пачка сероцветных пород сложена плитчатыми алевролитами с прослоями песчаников и алевропелитов; она залегает в интервале глубин 41.0–18.7 м и перекрывается четвертичными суглинками.

Алевролиты и алевропелиты двух верхних пачек окрашены в темные, зеленоватые или серые до черных тона и обладают тонкой горизонтальной и линзовидно-волнистой слоистостью. Песчаники плотные, светло- и зеленовато-серые, образуют в них прослой (до 10 см), а также линзы.

Мощность пологопадающих пород пармиевой толщи, пройденных скв. 80, очевидно, несколько меньше 80 м. В остальных скважинах вскрыты только маломощные пачки: в скв. 10, в интервале 163.8–153.2 м разрез представлен микроритмичным переслаиванием глауконитсодержащих олигомиктовых песчаников и глинистых сланцев.

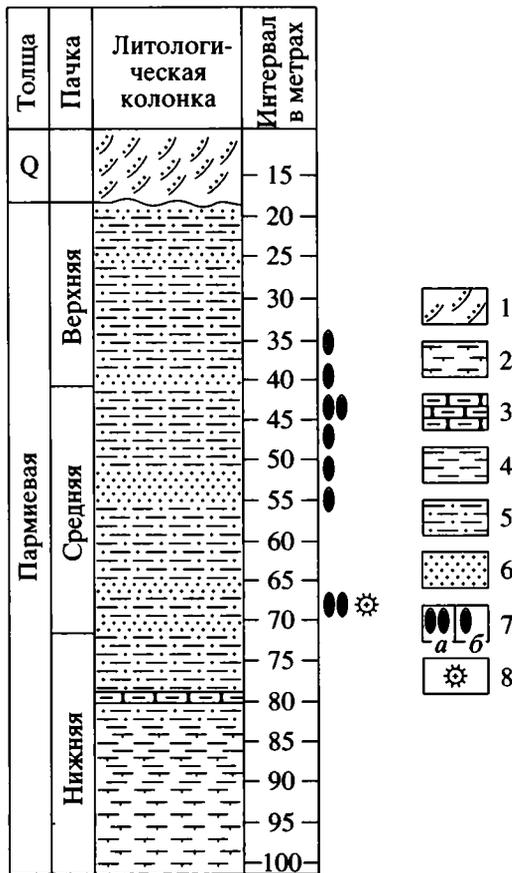


Рис. 4. Разрез толщи с *Parmia*, вскрытый в скважине № 80.

1 – четвертичные отложения; 2 – алевролиты с доломитовым цементом; 3 – алевритистые доломиты; 4 – глинистые алевролиты; 5 – песчанистые алевролиты; 6 – мелкозернистые песчаники; 7 – остатки *Parmia*: *a* – обильные, *b* – редкие; 8 – тиманская микробиота органостенных микрофоссилий.

В скв. 19, в интервале 158.0–140.2 м, внизу прослеживается микропереслаивание глинистых алевролитов и алевритовых аргиллитов с глауконитом и прожилками пирита, а выше – полевошпат-кварцевые темно-серые и вишнево-серые алевролиты, лимонитизированные в зоне кор выветривания.

Алевролиты пармиевой толщи полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые и полимиктовые. Обломочные минералы представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом и мусковитом, а также обломками глин и кремнистых сланцев, реже кислых и основных эффузивных пород. Обломочный материал слабо окатан. Цемент гидрослюдистый и карбонат-хлоритгидрослюдистый. Песчаники средне- и мелкозернистые, с кварцево-гидрослюдистым и карбонат-хлорит-гидрослюдистым цементом. Все разновидности пород содержат глауконит, зерна которого

обычно крупнее соседних зерен кварца. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, турмалином, лейкоксеном, в меньшем количестве баритом, сфалеритом, галенитом. Для толщи характерна высокая щелочность калиевого профиля (содержание K_2O в глинистых алевролитах до 3–4.5%), а также обогащенность песчаников фосфором (до 1.12% P_2O_5).

Мощность пармиевой толщи (“вычегодской свиты”) В.В. Терешко и С.И. Кириллин (1990) условно оценивали в 1000 м, что кажется сильно преувеличенным, если учесть, что при пологом падении к северо-востоку ширина ее полосы в том же направлении составляет 700 м. Так или иначе, мощность описанных в ее составе пород не превышает первой сотни метров. В.Г. Оловянишников оценивает полную мощность в 200–300 м.

Облик пород, относительно слабо измененных, и особенно присутствие глауконита, развитого по всему ее разрезу, резко отличает пармиевую толщу от всех ранее установленных рифейских свит Тимана и ставит ее как бы особняком от обнаженного на поверхности верхнедокембрийского комплекса Джемим Пармы.

Названный комплекс достигает суммарной мощности – порядка 2–2.5 км. Входящие в его состав свиты подробнее описаны в ряде работ (ниже дана их краткая характеристика). Прежде чем обратиться к ней, необходимо заметить, что упомянутая выше схема их стратиграфии имеет альтернативу в варианте, предлагаемом В.Г. Оловянишниковым. Различия очень существенны: они касаются, прежде всего, стратиграфического соотношения терригенного комплекса с карбонатной, доломитовой частью разреза. Согласно унифицированной схеме, признаваемой очень широко, силикокластические толщи образуют нижнюю, а доломиты – верхнюю части разреза. Это представление, хорошо согласующееся с результатами ранних исследований В.В. Милорадовича (1938) и Н.Н. Ростовцева (1948), вскоре нашло опору в корреляциях с разрезами западного склона Южного Урала и прежде всего близко расположенного Полюдова Кряжа (Чочиа, 1955; Владимирская, 1955), а также с более полными разрезами Среднего Тимана (Солнцев, 1959; Журавлев, Осадчук, 1963) и отражено в многочисленных работах 60-х и 70-х годов (Келлер, 1968; Гецен, 1970, 1988; Раабен, 1975; Черная и др., 1979 и др.), как предшествующих принятию и публикации унифицированной схемы (Рифей и венд..., 1987), так и более поздних (Гецен, 1988; Гецен, Дедеев, 1990; Терешко, Кириллин, 1990; Раабен, Опаренкова, 1997).

Обратную последовательность карбонатных и силикокластических толщ предполагал В.А. Разницын (1961, 1962, 1964). Как и многие другие, он сопоставлял силикокластические толщи Джемим

Пармы с нижними горизонтами каратавской серии Урала, но доломиты считал аналогами авзянской свиты, исходя из имевшихся тогда определенных биолитов, впоследствии пересмотренных (Забродин, 1968). В настоящее время верхнерифейский возраст этой карбонатной части разреза, охарактеризованной представительным комплексом строматолитов и онколитов (Раабен, Забродин, 1972), как правило, не оспаривается.

В.Г. Оловянишников в настоящее время считает, что доломиты павъюгской свиты представляют древнейшую часть разреза Джежим Пармы и принимает для них верхнерифейский, миньярский возраст, но полагает терригенный комплекс еще более молодым, принадлежащим к самым верхним горизонтам верхнего докембрия – в основном к кудашу и венду (Оловянишников, 1998). В местной стратиграфической схеме рассматриваемого здесь района В.Г. Оловянишников принимает снизу вверх последовательность павъюгской, визингской и джежимской свит.

Ниже эти свиты рассмотрены в той последовательности, которая предусмотрена уже названной унифицированной схемой. Однако пока нельзя исключить и иного решения; даже съемки масштаба 1 : 50000 не только не установили прямых взаимоотношений между свитами, но и в совокупности с геофизическими работами подчеркнули значительность роли разломов в структуре Джежим Пармы.

Визингская свита представлена зеленовато- и темно-серыми филлитовидными алевроито-глинистыми сланцами в тонком переслаивании со слюдисто-кварцевыми полимиктовыми и аркозовыми алевролитами или мелкозернистыми песчаниками с эпизодическими зернами глауконита, с железисто-карбонатным цементом и тонкими редкими прослоями анкеритсодержащих доломитов и песчаных анкеритов. Мощность свиты 600–700 м. Ее выходы протягиваются узкой полосой северо-западного простирания и круто наклонены к северо-востоку под углами до 55° (Разницын, 1961); местами они смяты в мелкие узкие складки (Журавлев, Осадчук, 1963). На северо-востоке визингская свита граничит с доломитами павъюгской, и этот контакт рассматривается сейчас всеми как тектонический. Характер северо-западной ее границы с джежимской свитой трактуется по-разному. Н.Г. Чочия (1955) и Е.В. Владимирская (1955) не отделяли породы визингской свиты от джежимских песчаников, объединяя те и другие в составе рассольнинской свиты, которую картировали на Джежим Парме по аналогии с Полюдовым Кряжем. В.А. Разницын также рассценивал эти отложения как подсвиты единой (джежимской) свиты. К четласской свите (позднее – серии) рассматриваемое подразделение отнесено В.С. Журавлевым и М.И. Осадчуком

(1963), которые предполагали, что джежимские песчаники залегают на визингской свите с размывом. Надо заметить, что эти авторы, В.А. Разницын, а позднее и ряд других (см. обзор Журавлев и др., 1966; Раабен, 1975; Гецен, Пыхова, 1977; Рифей и венд..., 1987) относили четласскую свиту (серию), как и джежимскую, к верхнему рифею. Вошедшее в унифицированную схему представление о среднерифейском возрасте визингской свиты и четласской серии в целом опиралось на данные по разрезам Четласского Камня (Наливкин, 1962; Волочаев и др., 1967; Келлер, 1968), носящие дискуссионный характер. Данные по микрофоссилиям из четласской серии Среднего Тимана, указывавшие, как считалось, на ее среднерифейский возраст, встретили резкие противоречия и не могут считаться надежными (см. обзор Оловянишников, 1998). На Джежимской Парме В.В. Терешко и С.И. Кириллин указано угловое несогласие на границе визингской и джежимской свит, но прямыми наблюдениями оно не подтверждено. В.Г. Оловянишников считает выделение визингской свиты в этом районе условным.

Джежимская свита (джежимские песчаники В.В. Милорадовича) сложена преимущественно красноцветными, буровато-красными и розовыми, реже серыми косослоистыми аркозами, полевошпато-кварцевыми песчаниками с прослоями гравийных и галечно-гравийных конгломератов, плитчатых алевролитов с маломощными черными рудными слоями, обогащенными титаном. В.С. Журавлев и М.И. Осадчук (1963) отмечали присутствие в нижних горизонтах свиты конгломератовидных песчаников с галькой и гравием кварцитов и сланцев, позволяющее предполагать, что она ложится с размывом на породы четласской свиты (серии). В.В. Терешко и С.И. Кириллин считали, что джежимская свита залегают на подстилающих породах с угловым несогласием, тогда как В.Г. Оловянишников рассценивает все ее границы с окружающими породами как тектонические. Мощность свиты, указанная в разных работах, колеблется от 250 м (Терешко, Кириллин, 1990) до 800 м (Стратиграфический словарь..., 1994). В.В. Терешко и С.В. Кириллин указали в составе этой свиты только красноцветные аркозовые песчаники с редкими прослоями и пачками алевролитов и, по-видимому, выделяли ее в несколько более узком объеме, чем другие авторы. В.Г. Оловянишников описывает в ее составе две тощи: залегающую в видимом основании разреза толщу (более 200 м) красноцветных мелко- и разнозернистых олигомиктовых полевошпат-кварцевых и аркозовых песчаников с подчиненными пачками зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов и вышележащую толщу (около 300 м) аркозовых песчаников с пачками и прослоями гравелитов, конгломератов и кварцево-слюдистых алевролитов; верхняя толща гра-

ничит на северо-востоке по взбросо-надвику с визингской свитой.

На крайнем северо-западе полосы выходов джежимской свиты с ней граничит с юго-запада павьюгская свита; это было показано уже на ранних геологических картах (Разницын, 1961), но характер контакта все еще не установлен. В других районах Тимана с джежимской свитой почти однозначно сопоставляется аныюгская свита – оба названия расцениваются и употребляются как синонимы (Стратиграфический словарь..., 1994). Широко принята корреляция обеих свит с расольнинской свитой Полюдова Кряжа и с зильмердакской свитой или частью последней в уральском стратотипе верхнего рифея, но В.Г. Оловянишников, как это уже отмечено выше, относит джежимскую и аныюгскую свиты к самым высоким горизонтам верхнего докембрия и предполагает для них вендский возраст.

Павьюгская свита доломитов со строматолитами (скорлуповатые доломиты В.В. Милорадовича, низьвенская свита Н.Г. Чочия и Е.В. Владимирской, быструхинская свита О.А. Солнцева, быстринская свита В.С. Журавлева и М.И. Осадчука, а также ряда последующих схем) образует северо-восточную полосу выходов верхнедокембрийского комплекса Джежим Пармы, и именно к ней примыкает описанная выше не обнаженная на поверхности толща с *Parmia*. Название “павьюгская” свита получила по сопоставлению со Средним Тиманом. Н.Г. Чочия и Е.В. Владимирская картировали ее как низьвенскую свиту по аналогии с Полюдовым Кряжем: близкое тождество этих подразделений подтверждено данными по строматолитам и микрофитолитам (см. обзор Раабен, Опаренкова, 1997). В.А. Разницын выделял вместо того две свиты: нижнюю ышкемесскую (1961), или ропчинскую (1962, 1964), и верхнюю ваполскую, сопоставляя обе с авзянской свитой среднего рифея Южного Урала. В.В. Терешко и С.И. Кириллин (1990) вновь ввели деление карбонатной толщи Джежим Пармы на ышкемесскую и ваполскую свиты, приняв для них, однако, верхнерифейский возраст; с ними солидаризируются Ю.Р. Беккер и, отчасти, В.Г. Оловянишников, рассматривающий эти подразделения как подсвиты павьюгской свиты. Вслед за В.А. Разницыным и В.В. Терешко с соавтором, В.Г. Оловянишников относит к нижнему подразделению круто наклоненную в северо-восточном направлении толщу доломитов видимой мощностью 700–750 м, выходящую по руч. Ышкемес, и описывает ее (снизу вверх):

1) белые и светло-серые мелко- и среднезернистые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники (80–100 м);

2) серые и темно-серые в различной степени окремненные строматолитовые доломиты, участками брекчиевидные, с розовой окраской (300 м);

3) темно-серые, почти черные, доломиты, “узорчатые” из-за обилия прожилков кальцита, при расколе они источают запах битума (5 м);

4) доломиты серые окремненные водорослевые, участками с брекчиевидной текстурой (200 м);

5) доломиты серые, глинистые и песчанистые с пачками пестроцветных оскольчатых аргиллитов, алевролитов и редкими крупными постройками строматолитов (около 150 м).

Этот комплекс пород имеет тектонические контакты с породами палеозоя и джежимской свиты на юго-западе. На северо-востоке, как считает В.Г. Оловянишников, ышкемесская подсвита граничит по тектоническому контакту с верхней, ваполской подсвитой, к которой он относит толщу доломитов, выходящую по р. Вапол (Ваполка) и включающую (снизу вверх):

1) светло-серые и розовые доломиты, плотные с обильными микрофитолитами и редкими линзами кремней (около 150 м);

2) светло-серые и розовые плотные массивные строматолитовые доломиты (около 200 м).

Ни нижняя, ни верхняя границы толщи не обнажены. В.Г. Оловянишников оценивает полную мощность ваполской подсвиты в 570 м, а В.В. Терешко и С.И. Кириллин (1990) – в 1000 м.

Возврат к представлению В.А. Разницына о разновозрастности доломитовых толщ, обнаруженных по руч. Ышкемес и по р. Вапол, не оправдан: ошибочность этого представления доказали исследования строматолитов и онколитов из коллекций В.С. Журавлева, Р.А. Гафарова, М.Е. Раабен и В.Е. Забродина (Журавлев, Осадчук, 1963; Забродин, 1968, Раабен, 1969, 1987; Раабен, Забродин, 1972). Послойное распределение биолитов в разрезах изучено В.Е. Забродиным и приведено в его работе (см. Забродин, 1968; с. 41, 42). Исследования установили, что так называемая ваполская свита розовых и серых доломитов на р. Вапол и верхняя, большая половина “ышкемесской свиты” В.А. Разницына охарактеризованы одинаковым комплексом биолитов со сходной последовательностью ассоциаций строматолитов и онколитов. К общим известным ранее таксонам строматолитов, связывающим эти разрезы (*Inzeria djejimi* Raab., *Gymnosolen ramsay* Steinm. и залегающий выше *Parmites concrescens* Raab.), надо добавить характерную форму *Conophyton miloradoviči* Raab. – известную ранее только с р. Вапол, но определенную М.Е. Раабен из коллекции В.В. Терешко с руч. Ышкемес. Эти данные не позволяют считать двумя сменяющимися друг друга по вертикали свитами или подсвитами доломитовые толщи, описанные в разрезах по руч. Ышкемес и р. Вапол В.Г. Оловянишниковым.

Ю.Р. Беккер, сохраняя номенклатуру свит, предлагает пересмотреть их объем: нижняя граница ваполской свиты намечена им по появлению построек *Gymnosolen*, известных ниже богатых строматолитами слоев и пачки с кремнистыми конкрециями. При этом на долю нижнего стратона остается лишь малая часть темноцветных строматолитовых доломитов, которые В.А. Разницын (1961, с. 431) собственно и выделил в Ышкемесскую свиту. Остается неясным, как соотносятся с ними отложения, отнесенные к этой свите В.В. Терешко и С.И. Кириллиным, но получившие совершенно иную характеристику: как свита, которая "...представлена преимущественно красноцветными доломитами, в нижней части они глинистые, параллельно слоистые, выше строматолитовые, в самой верхней части – глинистые с прослоями алевролитов" (Терешко, Кириллин, 1990, стр. 81)? Вопрос имеет принципиальное значение, так как связан с другим, весьма дискуссионным – о присутствии на Джемим Парме аналогов деминской свиты Полюдова Кряжа; такими аналогами Ю.Р. Беккер считает Ышкемесскую свиту в предложенном объеме. Действительно, глинистые, параллельнослоистые доломиты ранее на руч. Ышкемес не отмечались, и если речь идет о толще, впервые обнаруженной при съемках геологами Вычегодской экспедиции, в ней можно предполагать аналоги деминских (похожих по описанию) отложений, которые безуспешно искала на Джемим Парме Е.В. Владимирская (1955). Надо, однако, сказать, что строматолиты, характерные для этой свиты Полюдова Кряжа, для катавской свиты Южного Урала или для ворыквинской свиты Четласского и Цильменского Камней Тимана не встречены ни в одной из коллекций с Джемимской Пармы. Не найдены там и строматолиты, характеризующие нижние слои павьюгской свиты на Цильменском Камне и позволяющие сопоставлять их с подинзерской свитой стратотипа, или, иначе говоря, с симским горизонтом (Раабен, Опаренкова, 1997). Все строматолиты и ассоциации микрофитолитов, известные из разрезов по р. Вапол, руч. Ышкемес, а также по руч. Виль, принадлежат верхнему каратавию (миньярию, тангаурию) и хорошо представляют уровни, отвечающие минской и бьянжской толщам миньярской свиты стратотипа и II и III подсвитам низьвенской свиты Полюдова Кряжа. Охарактеризованные биолитами аналоги самых верхних слоев миньярской свиты, в частности шубинской (бескремневой) пачки, а также укской свиты, не известны ни на одном из поднятий Тимана, да и на Полюдовом Кряже они выделяются лишь с большой долей условности (Стратотип рифея..., 1983).

К этому неохарактеризованному биолитами интервалу, по мнению двух указанных ниже авторов настоящей статьи, и принадлежит пармиевая

толща. Ю.Р. Беккер сопоставляет ее с укской свитой стратотипа – тамьянским горизонтом (= кудашом) (Беккер, 1999), а В.Г. Оловянишников считает это подразделение стратиграфическим и структурным аналогом паунской свиты Среднего Тимана. Однако из следующих разделов настоящей статьи видно, что эти представления не согласуются с палеонтологической характеристикой пармиевой толщи, которая включает, вместе с аннелидоморфами, микробиоту органостенных микрофоссилий, характерную не для верхних, а для нижних горизонтов каратавия.

ТИМАНСКАЯ МИКРОБИОТА ПАРМИЕВОЙ ТОЛЩИ

Материал и методика изучения

Рассматриваемые микрофоссилии происходят из единственной пробы, полученной при препарировании керна с макроскопическими *Parmia* (скв. № 80, интервал 70.0–69.2 м). Лабораторной обработке Н.Г. Воробьевой и А.Ф. Вейсом в ГИН РАН (Москва) была подвергнута большая часть пробы (около 500 г), а другая, меньшая ее часть (около 300 г), изучалась Т.Н. Герман в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Специфика данного материала, тесно связанного с уникальными *Parmia*, предопределила его особенно тщательный анализ. Этот анализ включал три последовательные процедуры: 1) растворение породы в концентрированной фтористоводородной кислоте (HF); 2) отбор наиболее крупных и сложно построенных форм под бинокулярной лупой; 3) центрифугирование в тяжелой жидкости М-45 плотностью 2.1–2.2 г/см³ оставшегося после такого отбора нерастворимого в HF осадка. В итоге было приготовлено более 40 препаратов, каждый из которых просматривался в ГИН РАН и ИГГД РАН. В этих препаратах встречены сотни экземпляров органостенных микрофоссилий, имеющих, несмотря на довольно сильную корродированность оболочек, удовлетворительную сохранность и характеризующихся светлыми оттенками желтого и желто-оранжевого цвета. Важно отметить полную сходимость определений материала, сделанных в ГИН и ИГГД. Это объясняется близостью взглядов на природу и классификацию докембрийских микрофоссилий, которых придерживаются упомянутые исследователи (Герман, 1990; Вейс, 1993; Вейс, Воробьева, 1993 и др.), и свидетельствуют о высокой достоверности полученных данных.

Состав тиманской микробиоты

В изученном материале встречена представительная ассоциация органостенных микроостатков, в состав которой, помимо наиболее обычных транзитных членов разновозрастных докембрий-

ских (в основном позднедокембрийских) микробиот, входит ряд ограниченных в своем стратиграфическом и географическом распространении форм. Те и другие в совокупности принадлежат к 27 родам и 31 виду различных морфотипов. Кроме того, обнаружены единичные экземпляры микрофоссилий, которые по главным особенностям своего строения могли бы быть причислены еще к ряду родов и видов позднедокембрийских ископаемых, но отличаются от типовых представителей этих таксонов своими аномальными размерами; часть подобных форм не может быть строго идентифицирована еще и потому, что представлена незначительными по величине фрагментами. В целом в анализируемой ассоциации наиболее богатые в количественном отношении выборки образуют акритархи и нитчатые чехлы (соответственно 8 родов, 9 видов и 8 родов, 10 видов, что составляет в совокупности более 70% изученных форм). Менее обильны сопоставимые по своей роли в микробиоте колониальные коккоидные (2 рода, 3 вида; 8% всех микроостатков), трихомоподобные (3 рода, 3 вида; 8% всех анализируемых ископаемых) и сложно построенные образования (6 родов, 6 видов; 14% обнаруженных микрофоссилий). Относительно высокое процентное содержание последних в изученной выборке объясняется условным включением в группу сложно построенных форм повсеместно распространенных и ясно диагностируемых в препаратах кутикулярных покровов пармий.

Акритархи в тиманской микробиоте представлены в основном морфологически простыми сфероморфными *Leiosphaeridia*¹ и *Chuarina*, которые образуют практически непрерывный размерный ряд оболочек: первые – от 10–20 до 280 мкм и вторые – от 320 до 1500 мкм. Лейосферидии принадлежат к трем видам: *L. crassa* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum) и *L. jacutica* (Tim.), а чуарии к единственному – *Chuarina circularis* Walc., emend. Vidal et Ford. Размерные пики лейосферидий приходятся на 20, 140–150 и 240–260 мкм, тогда как у чуарий они составляют 320, 450 и 520 мкм. К количественно доминирующим в микробиоте акритархам относительно простого строения совместно с названными могут быть причислены различные по размерам оболочки с внутренним телом *Nucellosphaeridium pordium* (Tim.) диаметром от 60 до 570 мкм. Сравнительно мелкие представители последних (60–190 мкм) и лейосферидий (50 мкм) встречаются в виде либо резко преобладающих в препаратах изолированных оболочек, либо немногочисленных ценобиальных агрегатов субсферических

очертаний. К более важным, но менее многочисленным компонентам тиманской микробиоты относятся окаймленные и акантоморфные акритархи. Первые охватывают типичные *Simia perjuenica* A. Weiss (внешний диаметр 280–380 мкм) и необычные для этого рода оболочки с неровным внешним контуром *Simia* sp. (диаметром до 160 мкм). Вторые включают сфероидальные *Trachyhystrichospaera aimica* Herm. (диаметром до 375 мкм) без наружной мембраны и с небольшими шиповидными выростами, *T. stricta* Herm. (размерами 210–380 мкм) с удлинненными трубчатыми выростами и относительно широкой каймой, а также эллипсоидальные *Prolatoforma aculeata* Mikh. (300 × 250 мкм) с биполярным расположением небольших конических выростов и окаймляющей их оторочки. Совместно с названными таксонами обнаружены единичные экземпляры крупных овальных оболочек, близких к *Navifusa* (до 200 × 520 мкм).

Другой важной составляющей рассматриваемой микробиоты, помимо акритарх, являются нитчатые чехлы, образующие шесть основных морфологических разновидностей. 1) Наиболее простые трубчатые формы *Eomycetopsis robusta* Schopf, emend. Knoll et Golubic (2–4 мкм шириной), иногда формирующие матоподобные скопления, совместно с *Leiotrichoides typicus* Herm., emend. Herm. (шириной 8–20 мкм), *L. gracilis* Pjat. (20–32 мкм), *Asperatofilum experatus* Herm. (40–42 и 56–58 мкм). 2) Многорядные агрегаты чехлов *Polytrichoides lineatus* Herm., emend. Herm. – один из наиболее характерных морфотипов анализируемой ассоциации (ширина отдельных нитей до 10 мкм, агрегатов более 40 мкм). 3) Клубковидно изогнутые чехлы *Glomovertella glomerata* (Jank.) с шириной нити до 6 мкм. 4) Стиганемоподобные широкие тонкостенные чехлы с хорошо выраженным боковым ветвлением (шириной 32–34 мкм). Обычно они полностью лишены внутреннего содержимого, но имеется несколько находок подобных чехлов с заключенными внутри них многорядными цепочечными агрегатами мелких (4–6 мкм) коккоидных клеток. 5) Лентовидные остатки с тонкой поперечной струйчатостью, близкие к *Plicatidium latum* Jank. (шириной до 340 мкм). 6) Наиболее специфические из тиманских чехлов – крупные (160 × 34 мкм) удлинненно-эллипсоидные *Archaeoellipsoides grandis* (Hofmann), являющиеся возможными остатками акинет гормогониевых цианобактерий и сходные по строению, но существенно меньшие по размерам (34 × 16 мкм) *A. major* (Golovenok et Belova).

Представители иных морфологических групп в анализируемой микробиоте значительно уступают акритархам и чехлам по количеству и разнообразию. Колониальные коккоидные микрофоссилии включают редкие фрагменты слоевищ *Ostiana microcystis* Herm., состоящие из клеток двух

¹ Рассматриваемые ниже таксоны микрофоссилий пармиевой толщи отвечают классификации, принятой в монографии (Микрофоссилии..., 1989), с незначительными изменениями. Соответствующий этой классификации видовой состав тиманской микробиоты приведен в тексте и в объяснениях к палеонтологическим таблицам I и II.

размерных генераций (диаметр клеток 18 мкм и 24–26 мкм), а также небольшие колонии *Mucoscooides minor* Schopf (размер клеток 8–10 мкм) и *M. grandis* Horodyski et Donaldson (размер клеток до 30 мкм и даже до 50 мкм). К трихомоподобным образованиям принадлежат четковидные *Trachytrichoides ovalis* Hermann (размер клеток 30 × 60 мкм), *Arctacellularia sphaerica* Pjat. (размер клеток 30–34 × 40–50 мкм) и очень крупные септированные талломы *Segmentothallus asperus* Herm. (шириной более 500 мкм). Встречены разновидности двух первых морфотипов с небольшими внутренними включениями. Более разнообразны сложно построенные формы, которые включают оболочки с длинными одиночными выростами *Caudosphaera expansa* Herm. (диаметр оболочек до 390 мкм, длина выростов до 140 мкм) и *Germinosphaera guttaformis* Mikh. (соответственно 150–200 мкм и до 200 мкм), а также тонкие трубки объемно-спиральных *Elatera binata* Hermann (шириной 120 мкм) с характерным ромбическим рисунком², фрагменты крупных членистых *Eosolena loculosa* Hermann (длина члеников до 260 мкм, ширина неполных фрагментов более 100 мкм) и расчлененные трехлопастные талломы, сходные с *Majaphyton antiquum* Tim. et Herm. (максимальные размеры фрагментов до 280 мкм).

К микроостаткам, таксономическое положение которых может быть определено с некоторой долей условности из-за их необычно крупных размеров, в тиманской микробиоте можно приписать изогнутые веретенновидные оболочки с четкой продольной исчерченностью, – обладающие сходством с акритархами *Cuscutiforma* (60 × 300 мкм), чехлы с грубой поперечной ребристостью *ex gr. Rectia costata* (Jank.) – шириной до 120 мкм и удлинённые оболочки неправильно-веретенновидных очертаний, близкие к *Brevitrichoides tiulmenicus* Jank. et Kozl. (100 × 420 мкм).

Палеоэкология тиманской микробиоты и *Parmia*

Приуроченность всех известных на сегодняшний день *Parmia* к ограниченному стратиграфическому интервалу только одной из джежим-парминских скважин существенно ограничивает возможности прямого использования седиментологических критериев для восстановления прижизненной фациально-экологической позиции названных ископаемых. Восполнить данный пробел отчасти помогают обнаруженные в этом же интервале микрофоссилии.

² Небольшие фрагменты элатер, несущие ромбический рисунок, напоминают чехлы рода *Potomia* Sivertzeva, за которые они и были приняты при первом знакомстве с тиманской микробиотой (Терешко, Кириллин, 1990).

Ранее А.Ф. Вейсом и П.Ю. Петровым на примере ряда опорных разрезов рифея Сибири были описаны главные особенности латерального распределения различных по составу сообществ микроорганизмов в бассейнах того времени (Вейс, Петров, 1994; Вейс и др., 1998а, б). Эти особенности свидетельствовали о наличии единой структуры фациально-экологического распределения микробиот на шельфе морских бассейнов рифея. В общем случае такая структура включала четыре специфические по составу главные группировки микроорганизмов – глубоководную, среднеглубинную или “оптимальную”, переходную и мелководную – которые закономерно сменяли друг друга на профиле бассейнов. Наиболее контрастным составом обладали две из этих группировок – “оптимальная” и мелководная. Первая, развитая в основном на нижней сублиторали и на проксимальном шельфе, включала крупные и сложно построенные, в основном бентосные эукариотные морфотипы, а вторая, приуроченная главным образом к верхней сублиторали, но известная и на литорали, была представлена преимущественно простыми мелкими фитопланктонными организмами, либо сообществами матоформирующих прокариот. В более глубоководной части дистального шельфа состав рифейских микробиот ощутимо менялся и ведущая роль в них переходила к микроорганизмам-деструкторам, разлагавшим органическое вещество. В целом полученные данные показали, что главными факторами, которые контролировали латеральное распределение микроорганизмов, были глубина и гидродинамическая активность среды в различных фациально-экологических зонах бассейнов рифея, а также положение микробиот на трансгрессивно-регрессивном тренде развития этих бассейнов.

Сравнение состава тиманской микробиоты с составом других подобных по представительности рифейских микробиот с установленным палеофациальным положением не оставляет сомнения в принадлежности ассоциирующих с *Parmia* микрофоссилий к “оптимальным” (среднеглубинным) фациально-экологическим группировкам рифейских микроорганизмов. Об этом свидетельствует наличие в тиманской микробиоте таких примечательных членов данной группировки, как гигантские *Chuaria*, окаймленные *Simia*, акантоморфные *Trachyhystrichopshaera* и *Prolatoforma*, слоевища коккоидных *Ostiana*, чехлов *Polytrichoides*, *Rectia*, *Plicatidium*, трихомоподобных *Trachytrichoides* и *Arctacellularia*, сложно построенных *Elatera*, *Eosolena*, *Majaphyton* и некоторых других показательных форм. Подобный набор названных микрофоссилий в детально изученных сибирских морских бассейнах рифея был обнаружен только в осадках, формировавшихся на нижней сублиторали и проксимальном субплатформенном шельфе, ниже базиса действия штормовых волн (на глу-

бинах в первые десятки метров). Лишь в очень редких случаях отдельные элементы “оптимальной” группировки рифейских микроорганизмов проникали в более мелководные зоны верхней сублиторали, занятые обычно мелководной и/или переходной группировками, однако подобное проникновение жестко лимитировалось наличием специфических тихоходных условий полуизолированного внутреннего шельфа или характерных контрастных элементов рельефа дна (Петров, Вейс, 1995). Поскольку сейчас нет каких-либо данных, способных конкретизировать ареал распространения *Parmia* в пределах среднеглубинной зоны вычегодского бассейна, мы принимаем в качестве наиболее вероятной их приуроченность именно к данной зоне.

*Место тиманской микробиоты
в рифейско-вендской последовательности
микрофоссилий и возраст *Parmia**

У исследователей пока нет единого мнения о характере эволюционных преобразований верхнедокембрийских (рифейских, в особенности) микробиот. Это связано с существованием двух различных подходов к конструированию модели таких преобразований в рассматриваемом возрастном диапазоне – биостратиграфического и хронометрического (геохронологического). В рамках биостратиграфического подхода общая последовательность микробиот строится на основе интеграции ее реально наблюдаемых представительных региональных фрагментов; ключевая роль в этой интеграции отводится микробиотам типовых разрезов рифея и венда. Сходство состава микробиот, образующих все выявленные фрагменты, и последовательность однотипных изменений данного состава рассматриваются как объективная основа синхронизации географически разобценных разрезов и как главный инструмент построения единой модели изменений позднепротерозойского микромира (Келлер, Янкаускас, 1980; Михайлова, 1985; Пятилетов, 1988; Vidal et al., 1993; Головенко, Белова, 1995; Burzin, 1995; Соколов, 1998; Вейс и др., 1998a).

Сторонники хронометрического подхода при решении той же задачи в большинстве случаев опираются не на микрофитологические (и вообще не на палеонтологические) данные, а на результаты изотопного датирования вмещающих пород и на хемотратиграфическую информацию (Earth's Earliest..., 1983; Proterozoic Biosphaera..., 1992; Семихатов, 1993; 1995; Knoll, 1994; Knoll, Sergeev, 1995; Xiao et al., 1997). При таком подходе состав микробиот не имеет решающего влияния на определение той позиции, которую они занимают в их общем вертикальном ряду, прямо увязываемом с единицами хронометрической шкалы мезо- и неопротерозоя МПСД (Plumb, 1991). Показательно, что для построения этого ряда при-

годны и достаточны не только дискретные микробиоты, но и любые единичные находки микрофоссилий, а наличие или отсутствие стратотипов у подразделений названной шкалы не имеет никакого значения. Указанные различия во взглядах исследователей имеют не частный характер, поскольку расхождения, возникающие в оценке возраста наиболее представительных микробиот, уже сейчас настолько велики, что ставят под сомнение весь пятидесятилетний опыт микрофитологических исследований. Как будет видно ниже, эти вопросы имеют первостепенное значение для определения стратиграфической позиции тиманских микрофоссилий, встреченных совместно с *Parmia*.

В составе рассматриваемой микробиоты с биостратиграфических позиций ясно обособляются две категории таксонов: 1) ограниченных в своем вертикальном распространении только поздним рифеем и вендом; 2) известных в докембрии в более широком возрастном диапазоне. Примечательно, что при следовании хронометрической модели развития микробиоты, о коллизии которой с используемым нами биостратиграфическим подходом говорилось выше, списки тех и других тиманских таксонов существенно видоизменяются (число транзитных таксонов резко возрастает, а стратиграфические значимых столь же кардинально сокращается). Сказанное практически не касается безусловно входящих в категорию транзитных форм самых простых тиманских акритарх *Leiosphaeridia* и *Nucellosphaeridium*, чехлов *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides* и *Archaeoellipsoides*, колониальных коккоидных *Mucosocoides*, известных во многих разновозрастных докембрийских микробиотах. Иначе обстоит дело с такими характерными тиманскими морфотипами, как *Trachyhystrichosphaera*, *Prolatoforma*, *Chuarina*, *Simia*, *Ostiana*, *Asperatofilum*, *Polytrichoides*, *Rectia*, *Plicatidium*, *Caudosphaera*, *Glomovértella*, *Elatera*, *Eosolena*, *Trachytrichoides* и *Arctacellularia*.

В настоящее время в позднем рифее Южного Урала и Средней Сибири выделяются три последовательные ассоциации (комплекса) микрофоссилий: керпыльский (безыменский) – не имевший прежде аналогов на Южном Урале³, лахандинский (деревнинский, бедерышинский) и мироединский, известный в полном объеме пока только на Туруханском поднятии (Вейс, 1988; Вейс и др., 1998a, б; Пятилетов, 1988). Наличие в тиманской микробиоте крупных акантоморфных пролатоформ и трахихистрихосфер исключает ее из числа возможных аналогов керпыльского комплекса, а из двух большим подобием с ней обладает лахан-

³ Ряд характерных керпыльско-безыменских таксонов обнаружен недавно в нугушской подсвите зильмердакской свиты типового разреза каратавия (Вейс, Ларионов, 1999; Вейс и др., 2000).

динский (деревнинский). Этот комплекс включает все названные выше члены тиманской микробиоты, в том числе отсутствующие в мироедихинских толщах очень характерные стиганемоподобные ветвящиеся нити и *Segmentothallus*. В свою очередь в тиманской и лахандинской микробиотах неизвестен ряд особенно характерных мироедихинских форм – *Polysphaeroides filiformis* Herm., *Palaeolynghya sphaerocephala* Herm. et Pyl., и некоторые сложно построенные образования (Герман, 1990; Вейс, Воробьева, 1998; Вейс и др., 1998б). В итоге возможна лишь одна биостратиграфически строгая интерпретация возраста тиманской микробиоты как вероятного хронологического аналога лахандинской (бедерышинской), которая и принята в настоящей работе.

Что же касается возможности отнесения пармиевой толщи к венду (Терешко, Кириллин, 1990), то выявленный на сегодняшний день состав ее микрофоссилий убедительно свидетельствует против этого предположения. Так, из всего набора характерных тиманских форм лишь *Chuarina*, *Ostiana*, *Glomovertella*, *Asperatofilum*, *Polytrichoides* и, предположительно, *Arctacellularia*, совместно с *Trachytrichoides*, поднимаются в поздний венд, где они известны на редкинско-котлинском и сопоставимых с ними уровнях (Великанов и др., 1983; Вендская система..., 1985; Микрофоссилии..., 1998; Burzin, 1996 и др.). При этом следует учесть, что в поздневендских отложениях названные таксоны крайне редки и во всех известных точках на западе Русской платформы и в сопредельных регионах ассоциируют со вполне определенным по составу микросообществом (*Pomoria*, *Cochleatina*, *Striatella*, *Vendomycus* и др.), ни один из членов которого не встречается в отложениях с *Parmia*. Альтернативный вариант отнесения тиманской микробиоты к раннему венду представляется очень маловероятным, учитывая его предельно бедную и аспецифическую микрофитологическую характеристику в одних регионах и наличие характерных акантоморфит *Echinosphaeridium*, *Ericiasphaera*, *Briareus* и т.д. – в других (Zang, Walter, 1992; Burzin, 1996 и др.). Таким образом, именно позднерифейский (бедерышинский или лахандинский) возраст тиманской микробиоты, а следовательно, и *Parmia*, в наибольшей степени согласуется с составом встреченных в ней микрофоссилий.

Сравнительный анализ тиманской и всех известных в докембрии разновозрастных зарубежных микробиот не входил в нашу задачу, тем более что обзору последних посвящена обширная литература (библиографию см. Микрофоссилии..., 1989; Proterozoic Biosphaere..., 1992; Semikhatov, 1991; Knoll, 1994; Knoll, 1995; Hofmann, Jackson, 1994; Vidal, Moczydlowska, 1997 и др.). Поэтому остановимся лишь на наиболее актуальном, в свете рассматриваемых проблем, сопоставлении тиманских микрофоссилий и известной на Северо-

Китайской платформе ассоциации микроостатков Хайнаньской биоты. Эта биота распространена в одноименной области на севере провинции Аньхой, в восточной части Центрального Китая (Sun, Hou, 1987; Vidal, Moczydlowska, 1997; Zang, Walter, 1992; Yin, Sun, 1994 и др.). Данный выбор определяется тем, что толщи с упомянутыми микроостатками в Китае прямо ассоциируют и/или подстилают отложения с несколькими разновидностями червеподобных ископаемых родов *Sinosabellidites*, *Protoarenicola* и *Paraarenicola* (Sun, 1986; Гниловская, 1998 и др.), родственных *Parmia*, и выяснение возрастных соотношений тех и других находок представляет особый интерес.

Не вдаваясь в детали, заметим, что из семи свит, слагающих серию Хайнань и Фейшуй, на севере провинции Аньхой (библиографию см. Zang, Walter, 1992), представительная ассоциация органостенных форм (более 20 родов и 20 видов) встречается лишь в четвертой снизу свите Люляобей (совместно с *Sinosabellidites*). Кроме того, в этой и в шестой снизу свите Цзюличао, в которой обнаружены многочисленные *Protoarenicola* и *Pararenicola*, наиболее близкие к *Parmia*, но микрофоссилии редки, на поверхностях напластования присутствуют многочисленные макроскопические округлые и овальные отпечатки, сближаемые с *Chuarina* и *Tawuia*. Учитывая то обстоятельство, что биологические связи и стратиграфическое значение ассоциации *Chuarina*–*Tawuia* вызывают среди исследователей острые разногласия (библиографию см. Steiner, 1996), а в изученных нами отложениях данная ассоциация не встречается, сконцентрируем внимание только на сопоставлении встреченных в препаратах хайнаньских (свиты Люляобей) и тиманских органостенных микрофоссилий.

Те и другие представлены лишь немногими общими или близкими разновидностями типичных позднерифейских *Simia* и *Rectia*, столь же малочисленными поднимающимися в верхний венд *Polytrichoides* и *Glomovertella*, а также большим количеством экземпляров транзитных для всего рифея *Eomycetopsis*, *Muxococcoides*, *Leiosphaeridia* и др. Что же касается иных хайнаньских микрофоссилий, известных в формации Люляобей, то описавшими их авторами они отнесены к неиспользуемым в отечественной микрофитологической литературе таксонам и их корректная стратиграфическая корреляция с российскими микробиотами требует монографического исследования. В то же время очевидно, что формация Люляобей лишена значительной части различных по строению примечательных тиманских морфотипов, в том числе – особенно характерных для лахандинско-бедерышинского уровня каратавия *Prolatoforma*, *Trachytrichosphaera*, *Ostiana*, *Archaeoellipsoides*, *Asperatofilum*, *Trachytrichoides*, *Arctacellularia*, *Majaphyton*, *Segmentothallus*, *Plicatidium*, а в тиманской микробиоте отсутствует ряд китайских форм, сре-

ди которых особенно важны *Baltisphaeridium*, *Ambiguaspora* и *Melanocyrrillium*.

Наличие в микробиоте формации Люляобей трех последних форм, широко распространенных только в самой верхней части позднего рифея, венде и/или нижнем кембрии, можно было бы считать веским доводом в пользу вывода о более молодом возрасте китайской микробиоты по сравнению с тиманской. Однако это заключение может носить лишь предварительный характер. Балтисферидиумы формации Люляобей, по мнению одних исследователей, не обладают подобием с описанными в литературе акантоморфными акритархами верхнего докембрия и нижнего палеозоя (устное сообщение Н.А. Волковой, 1996), а по мнению других, скорее всего являются контаминантами (Yin, Sun, 1994). Наличие тетрадного рубца на мелких сфероморфных оболочках сейчас не всегда рассматривается в качестве таксономически важного, а тем более стратиграфически значимого признака (Knoll, Golubic, 1979 и др.). Не менее проблематичны и упомянутые редкие вазоподобные остатки, условно отнесенные В. Цзаном и М. Уолтером к роду *Melanocyrrillium* (Zang, Walter, 1992). Отсутствие в названной свите других характерных таксонов оставляет вопросы корректной идентификации ее возраста, а следовательно, и установление хронологических соотношений хайнаньской и тиманской микробиот, только лишь на основе микрофитологических данных, открытыми и для их решения требует привлечения более широкой геологической и палеобиологической информации.

ТИМАНСКИЕ И ХАЙНАНЬСКИЕ METAZOA

Тиманские аннелидоморфы

Для полного представления материала ниже приводится развернутое описание монотипического рода *Parmia*. В соответствии с авторским пониманием природы *Parmia* описание дается в терминах, применяемых для кольчатых червей.

Семейство Protoarenicolidae Hofmann, 1994

Род *Parmia* Gnilovskaya, 1998

Название рода от парма – уральское название лесистых возвышенностей на Тимане.

Типовой вид – *P. anastassiae* Gnilovskaya, 1998; Россия, Южный Тиман, Джежимская Парма, скв. 80, инт. 37.5–70.0 м; верхний рифей, толща с *Parmia*.

Диагноз. Тело червеобразное, уплощенно-трубковидное, окончания тела замкнутые, вытянуто-закругленные. Какие-либо структуры на концах тела не обнаружены. Кутикулярный покров очень эластичен, лишен скульптуры. Присутствуют кольцевые структуры и продольные тяжи, отражающие предполагаемое строение кожно-мускульного мешка. План строения тела метамер-

ный, сегментация гомономная. Межсегментные перетяжки прямые и четкие. Ширина метамеров превышает их длину в среднем в 10–12 раз, число метамеров на 1 мм поверхности тела от 5 до 11, чаще всего 7.

Видовой состав. Род монотипический.

Сравнение. *Parmia* имеет большое сходство с родом *Pararenicola* Wang, 1982 из формации Цзюличао из Синийской системы провинции Аньхой Северо-Восточного Китая. Оба организма имеют гомономно сегментированное червеобразное тело с кутикулой, лишенной скульптуры. Существенное отличие заключается в отсутствии у *Parmia* хоботоподобного выроста на переднем конце тела, характерного для *Pararenicola*. Другое отличие состоит в присутствии у *Parmia* продольных тяжей, вероятно связанных с продольной мускулатурой, которые не известны у *Pararenicola*. Для *Parmia* характерна значительно большая по сравнению с *Pararenicola* эластичность кутикулы, способной сминаться в складки. Практически по тем же признакам *Parmia* отличается от *Protoarenicola*. Количество метамеров на 1 мм поверхности тела у них близко: у *Parmia* 5–11, у *Pararenicola* 8–16, у *Protoarenicola* – 12, т.е. у *Parmia* сегментация лишь немного более редкая.

Parmia принципиально отличается от представителей сем. Saarinidae (Saarina Sokolov, 1965) и Sabelliditidae (Sabellidites Yanichevsky, 1926; Parasabellidites Sokolov, 1965 и Sokoloviina Kirjanov, 1968) тем, что в ископаемом состоянии представляет остатки кожно-мускульного мешка (т.е. самого тела животного), а не трубчатый домик-вместилище организма. Более подробно эти различия обсуждаются в конце раздела, посвященного Хайнаньской биоте Китая.

***Parmia anastassiae* Gnilovskaya, 1998**

Табл. III, фиг. 1–5, 7–8.

Название вида от имени Анастасия.

Голотип – ИГГД РАН, экз. № 70-2a-b; Россия, Южный Тиман, Джежимская Парма, скв. № 80, гл. 70 м; верхний рифей, толща с *Parmia*.

Паратип – ИГГД РАН, экз. № 70-2b-a; местонахождение и возраст те же.

Описание. Организм фоссилизирован за счет мумификации кожно-мускульного мешка. Тело имеет червеобразную форму (табл. III, фиг. 2), в ископаемом состоянии тело уплощенно-трубковидное, поперечное сечение его при жизни было округлым (табл. III, фиг. 3). Тело обычно мягко волнообразно изогнуто, иногда согнуто пополам (табл. III, фиг. 1), но всегда без разрыва поверхностного кутикулярного слоя кожно-мускульного мешка. Чаще всего естественные окончания тела не сохраняются, но из 83 экземпляров коллекции у 12 экземпляров встречено одно из окончаний (табл. III, фиг. 3). Иногда окончание уплощенно-

закругленное, иногда вытянуто-закругленное. Такое же различие в морфологии наблюдается и на единственном экземпляре с обоими сохранившимися окончаниями (табл. III, фиг. 1). Можно рассматривать (по аналогии с современными аннелидами) уплощенный конец тела как задний, а зауженный – как передний. Никаких структурных элементов на концах тела не наблюдалось. Размеры организма макроскопические, длина экземпляра, сохранившегося целиком, около 20 мм, при этом предположительно задняя часть тела зафиксирована в момент перистальтического сжатия. Максимальную длину тела – около 60 мм – имеет экземпляр с одним сохранившимся концом. Ширина тела на разных экземплярах варьируется от 1 до 2.5 мм. Ширина тела на одном экземпляре может меняться в 1.1–2 раза.

План строения тела метамерный, все наблюдаемые метамеры (сегменты) тела гомономны (табл. III, фиг. 4, 5). Исключение, возможно, составляют самые концы тела, на них сегментация не всегда различима. Прижизненная форма окончаний тела подчеркивается субконцентрическими складками смятия, образовавшимися при сплющивании тела во время его захоронения. Цилиндрическое тело было в процессе захоронения уплощено в различной степени. Иногда метамеры сохраняются рельефно выступающими, создавая волнистую поверхность тела, четко расчлененную межсегментными перетяжками (табл. III, фиг. 4, 5). В других случаях тело сплющено до пленочной толщины, и никакого рельефа не наблюдается (табл. III, фиг. 8).

Метамеры отделены друг от друга узкими перетяжками, очень четкими, прямыми или слегка выгнутыми (выпуклыми) (табл. III, фиг. 7). На не полностью сплющенных остатках тела межсегментные перетяжки выглядят как узкие бороздки (соответственно узкие ребра в отпечатках), а на уплощенных – как волосовидные линии. Если в процессе захоронения “верхняя” часть тела сдвигается относительно “нижней”, межсегментные перетяжки выглядят как удлинено-овальные линии.

Боковые стороны метамеров всегда слегка выступают, создавая чуть волнистый контур боковых сторон тела. Длина метамеров по длинной оси тела выдерживается довольно постоянно и составляет в среднем 0.14 мм. Наблюдаются экземпляры с более узкими метамерами – по 0.09 мм и минимально – 0.05 мм. Участки тела с метамерами длиной до 0.28–0.50 мм соответствуют, по-видимому, частям тела, вовлеченным в перистальтическое движение. Соотношение ширины и длины метамеров в среднем составляет 10–12 и колеблется на разных экземплярах от 7 до 19. Количество метамеров на 1 мм поверхности тела чаще всего 7, иногда число их может достигать 11, на участках же перистальтического растяжения со-

кращается до 2–4. Довольно часто на поверхности метамеров между двумя сегментными перетяжками наблюдаются 3–5 тончайших поперечных линий не ясной природы.

На максимально полно сохранившихся участках тело покрыто черной блестящей как бы углефицированной оболочкой. По аналогии с современными аннелидами, она рассматривается как углефицированный кожно-мышечный мешок с кутикулярным поверхностным слоем. Если тело не полностью расплющено, то его сегментация хорошо различима по выпуклости метамеров и, соответственно, по вдавленности узкой полосы их сочленений (табл. III, фиг. 4, 5). При полном расплющивании тела его сегментация при максимально сохранной кутикуле различима по тонкой волосяной линии сочленений (табл. III, фиг. 8).

При разрушении кутикулы сегментация тела становится совершенно очевидной благодаря однотипности разрушений кутикулы на каждом метамере тела, что еще более подчеркивается на изученном материале контрастом черной кутикулы и светлой вмещающей породы. Как самый частый случай, кутикула сохраняется только в межсегментной бороздке, по линии сочленения двух соседних метамеров и выглядит как четкая поперечная черная линия (табл. III, фиг. 8). Именно эти поперечные линии сохраняются чаще всего и являются самой выразительной морфологической чертой. В другом случае, почти так же распространенном, кутикула сохраняется на боковых выступающих сторонах метамеров (табл. III, фиг. 4). В зависимости от степени разрушения, она выглядит по-разному: от черного полукруга до тонкого серповидного контура. Очень часто оба эти типа сохранности кутикулы встречаются одновременно, создавая облик четко сегментированного тела с волнистыми боковыми сторонами. И наконец, реже всего кутикула сохраняется в виде длинных лентовидных тяжей вдоль боковых сторон тела с внутренней стороны по всей наблюдаемой длине тела (табл. III, фиг. 2). Ширина тяжей 0.25–0.35 мм. По аналогии с современными аннелидами, можно предположить, что наблюдаемая продольная структура связана с продольной мускулатурой тела, осуществляющей совместно с кольцевой мускулатурой метамеров перистальтические сокращения тела.

Изменчивость. Организм характеризуется большой изменчивостью формы тела, что, вероятно, связано со способностью к перистальтическим движениям. Сильно различается и облик поверхности ископаемого остатка в зависимости от сохранности его в сравнительно объемном или расплющенном виде, а также от степени разрушенности поверхностного кутикулярного слоя. Однако метамерное строение тела всегда различимо.

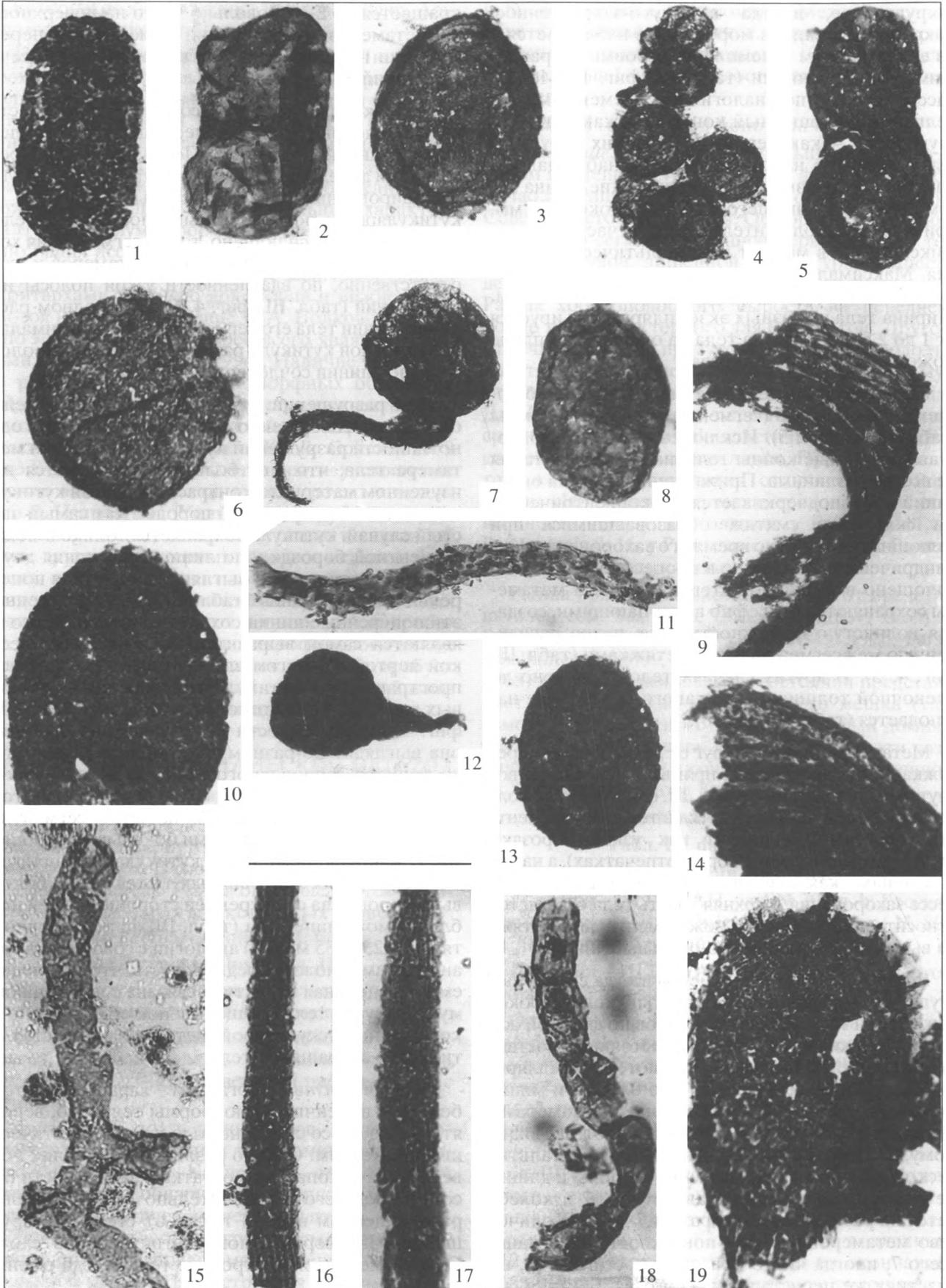


Таблица I. Микрофоссилии пармиевых отложений позднего докембрия Тимана.

Джежим Парма, скважина 80, интервал 70.0–69.2 м.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, г. Москва.

Размер масштабной линейки: фиг. 1, 18 – 140 мкм; фиг. 2, 5, 8, 10 – 300 мкм; фиг. 3 – 600 мкм; фиг. 4, 12 – 400 мкм; фиг. 6 – 680 мкм; 7 – 340 мкм; фиг. 9 – 800 мкм; фиг. 11 – 220 мкм; фиг. 13 – 430 мкм; фиг. 14 – 700 мкм; фиг. 15–17, 19 – 150 мкм.

1 – *Navifusa* sp., среднеразмерные эллипсоидальные оболочки, экз. № 123–104. 2, 5 – *Leiosphaeridia* sp., неразошедшиеся при делении оболочки; 2 – экз. № 800–802; 5 – экз. № 800–191. 3, 6 – *Chuarina circularis* Walcott, emend Vidal et Ford; 3 – экз. № 123–400; 6 – экз. № 123–200. 4 – *Simia* sp., скопление разноразмерных оболочек с характерной периферической складкой; экз. № 800–141. 7 – *Caudosphaera expansa* Herm et Tim., округлые оболочки с длинным сужающимся к окончанию выростом – возможные репродуктивные структуры древних водорослей или грибов; экз. № 123–610. 8 – *Leiosphaeridia jascutica* (Tim.); экз. № 800–899. 9, 14 – *Parmia anastassiae* Gnilovskaya, фрагменты наружного покрова червеподобных организмов; 9 – экз. № 123–511; 14 – экз. № 123–501. 10, 13 – *Prolatoforma aculeata* Mikh., эллипсоидальная оболочка с сохранившимися на одном из полюсов короткими выростами и фрагментами пленчатой оторочки; 10, 13 – экз. № 123–204; 10 – увеличенный фрагмент. 11 – *Polysphaeroides* sp., тонкий нитчатый чехол с многочисленными беспорядочно расположенными мелкими коккоидными клетками; экз. № 123–103. 12 – *Germinosphaera guttaformis* Mikh.; экз. № 123–299. 15 – тонкостенные нитчатые остатки (талломы или чехлы) с четким боковым ветвлением, лишенные клеточного содержания; экз. № 123–621. 16, 17 – *Polytrichoides lineatus* Herm., emend. Herm., нитчатые агрегаты многорядных чехлов; 16 – экз. № 123–500; 17 – экз. № 123–300. 18 – *Trachytrichoides ovalis* Herm., линейный агрегат крупных округло-прямоугольных клеток с темными внутренними включениями (остатками коллапсировавшей цитоплазмы); экз. № 800–816. 19 – *Trachytrichosphaera stricta* Herm., овальная оболочка с удлинено-коническими выростами, погруженными в тонкую пленчатую оторочку; экз. № 800–801.

Материал. Типовая серия состоит из 83 экземпляров хорошей сохранности из типового местонахождения. Из них около 20 экз. очень хорошей сохранности и 1 экз. сохранился полностью с обоими естественными окончаниями.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ХАЙНАНЬСКОЙ БИОТЫ КИТАЯ

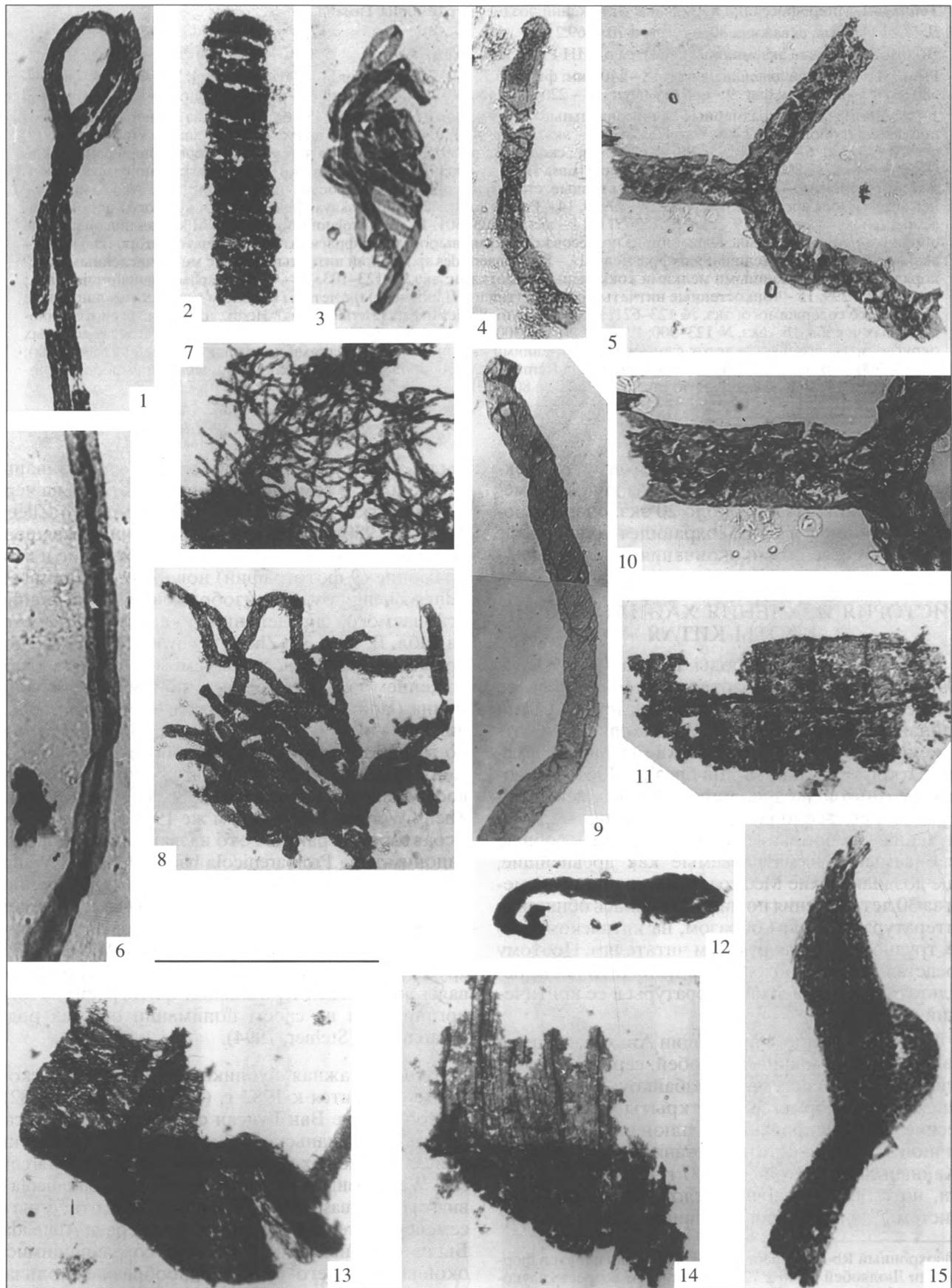
Для понимания природы *Parmia Gnilovskaya*, 1998 чрезвычайно плодотворным оказалось ее сравнение с червеподобными представителями Хайнаньской биоты Китая, происходящей из отложений, одновозрастных верхнему рифею России. Открытие Хайнаньской биоты в 1962 г. в провинции Аньхой явилось мировой сенсацией, а интерес к ней все более возрастает по мере ее изучения. Особое значение имеют червеподобные ископаемые, рассматриваемые как древнейшие, еще доэдиакарские Metazoa. К настоящему времени за 30 лет изучения по ним накопилась обширная литература, главным образом, на китайском языке, трудно доступная русским читателям. Поэтому представляется необходимым изложить наши результаты изучения этой литературы и ее критический анализ.

В 1962 г. в Китае, в провинции Аньхой, в округе Хайнань, в формации Люляобей, серии Хайнань, относимой к “системе” Цинбайкоу Северо-Китайской платформы были открыты макроскопические углефицированные сплюснутые до пленочной толщины остатки организмов, названные “Хайнаньской биотой”. В 1977 г. в той же местности, но в более молодых отложениях синийской “системы”, в формации Цзюлицао серии Фейшуй¹

были также открыты представители Хайнаньской биоты, в том числе древние, похожие на червей остатки, названные “palaeovermes” (Zheng Wenwu, 1980). В первой публикации, посвященной этой биоте Чжен Вень’у дает описание и изображение (9 фотографий) нового рода *Sinosabellidites* Zheng, а также изображение без описания ископаемого, определенного как ?*Sabellidites* sp. на табл. II, фиг. 30 (Zheng Wenwu, 1980). Это изображение является, по-видимому, первым изображением Protoarenicolidae в понимании Х. Хофманна (Hofmann, 1994). Это же изображение без описания и с тем же определением было повторено в 1980 г. Чжэн Вень’у в работе (Yang Qinghe et al., 1980) и в третий раз (и тоже без описания) воспроизведено в статье 1986 г. (Chen Menge, Zheng Wenwu, 1986). В том же 1986 г. Сунь Вейго с соавторами трактует это название как младший синоним вида *Protoarenicola baiguashanensis* Wang, 1982, основываясь на его первом изображении 1980 г. (Sun Weigo et al., 1986). В 1994 М. Штайнер рассматривал данную форму как младший синоним вида *Pararenicola huaiyuanensis* Wang, 1982, другого рода семейства Protoarenicolidae, основываясь на третьей публикации фотографии этого организма и на своем понимании объема рода *Pararenicola* (Steiner, 1994).

Вторая важная публикация по Хайнаньской биоте относится к 1982 г. (Wang Guixiang, 1982). В этой работе Ван Гуисян среди других представителей Хайнаньской биоты монографически описал два новых монотипических рода: *Pararenicola* Wang с видом *P. huaiyuanensis* и *Protoarenicola* с видом *P. baiguashanensis*, которые были отнесены к семейству Arenicolidae кольчатых червей Annelida. Были описаны тело с обоими сохранившимися окончаниями, его четкая однообразная кольчатость и присутствие хоботка (proboscis) на перед-

¹ Изохронный Rb-Sr возраст валовых проб аргиллитов формации Люляобей – 840 ± 72 млн. лет, K-Ar возраст глауконита из формации Цзюлицао – 738 млн. лет.



нем конце. Описание сопровождалось шестью фотографиями, из которых пять были повторены в работах (Wang Guixiang et al., 1984) и (Sun Weigo et al., 1986). Важно подчеркнуть, что в публикации 1982 г. изображено (табл. I, фиг. 4) сохранившееся в естественном состоянии округлое поперечное сечение этого тубулярного организма с тонкой стенкой (Wang, 1982, табл. I, фиг. 4; Wang et al., 1984, табл. I, фиг. 7; Sun et al., 1986, табл. VII, фиг. 11). Можно высказать предположение, что эта структура, расположенная внутри полости тела, является пищеварительным каналом. В статье 1982 г. описан также новый монотипический род *Palaeorhynchus* Wang и новый вид рода *Ruedemanella* Howell, *R. minuta*, очень близкие к *Pararenicola*, описан отнесенный к погонофорам новый вид рода *Paleolina* Sokolov (изображение повторено в 1984 г. и затем в 1986 г.), а также *Sabellidites* sp. и новый монотипический род *Huainanella*. Изображения всех этих ископаемых, кроме *Sabellidites* sp., повторено под теми же названиями в работах 1984 и 1986 годов.

В 1984 г. Ван Гуисян с соавторами публикует статью стратиграфического содержания, сопровождаемую палеонтологической таблицей с изображениями вида рода *Pararenicola* (4 фото) и вида рода *Protoarenicola* (1 фото), причем написание видов дается как при первом опубликовании (Wang Guixiang et al., 1984). Кроме того, повторяются изображения видов родов *Ruedemanella* Howell, *Palaeorhynchus* Wang и *Paleolina* Sokolov, которые по нашему мнению, очень близки к видам родов *Pararenicola* и *Protoarenicola*. В том же году появляется публикация по Хайнаньской биоте другого региона Северного Китая – из верхнего докембрия южной части полуострова Ляодун. При изучении формации Чанлинцзы, являющейся, по мнению Сунь Вейго, эквивалентом формации Цзюлицао провинции Аньхой, были найдены остатки *Metazoa* (Lin Weixing, Xing Yusheng, 1984). Они были определены как представители родов *Sabellidites* Janichevsky и *Paleolina* Sokolov и иллюстрированы

двумя палеонтологическими таблицами. По мнению Сунь Вейго, с которым мы согласны, все эти организмы принадлежат к роду *Pararenicola* Wang.

В 1985 г. под редакцией Син Юшена публикуется обширная монография по палеонтологии позднего докембрия Китая, в которой помимо других палеонтологических остатков, описаны виды родов *Sabellidites* Yanichevsky, *Paleolina* Sokolov, *Calyptrina* Sokolov и новые роды: *Anhuiella* Jan et Xing 1984 с видом *A. sinensis* и *Huaiyanella* Xing, Yan et Jin с пятью видами (Xing et al., 1985). Насколько можно судить по 36 приведенным фотографиям, все эти организмы очень близки к *Pararenicola* и *Protoarenicola*. На фотографии (табл. XXXIX, фиг. 5) *A. sinensis* Yan et Xing прекрасно видно округлое поперечное сечение тела этого тубулярного организма, сохранившееся в естественном состоянии. Фотографии *Sabellidites* и *Paleolina* в основном повторяют приведенные в работе 1984 г. по Ляодуну.

В 1986 г. Чжэн Вень'у в соавторстве с Чень Мень опубликовали работу по Хайнаньской биоте, иллюстрированную двумя палеонтологическими таблицами (Chen Menge, Zheng Wenwu, 1986). Здесь повторено изображение одного из экземпляров *Sinosabellidites* из публикации 1980 г., которое может считаться изображением голотипа (табл. II, фиг. 1a, 1b), и приведено изображение трех ранее выделенных родов *Anhuiella*, *Paleolina* и *Huaiyanella*, чрезвычайно близких, по нашему мнению, к видам монотипических родов *Pararenicola* и *Protoarenicola* (*Anhuiella sinensis* Jan et Xing, *Paleolina tortuosa* Wang; *Huaiyanella striata* Xing et Yan и *Sabellidites* sp., а также очень близкого к *Pararenicola* и *Protoarenicola*. Следует отметить, что все эти изображения были опубликованы ранее в других рассмотренных выше работах.

В том же 1986 г. появляется первая публикация по Хайнаньской биоте на английском языке (Sun Weigo, Wang Guixiang, Zhou Benhe, 1986). Эта работа, завершенная в Университете Аделаиды

←
Таблица II. Микрофоссилии пармиевых отложений позднего докембрия Тимана.

Джежим Парма, скважина 80, интервал 70.0–69.2 м.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, г. Москва.

Размер масштабной линейки: фиг. 1 – 400 мкм; фиг. 2, 12 – 460 мкм; фиг. 3 – 120 мкм; фиг. 4 – 360 мкм; фиг. 5, 13, 15 – 150 мкм; фиг. 6 – 60 мкм; фиг. 7, 10 – 90 мкм; фиг. 8, 14 – 680 мкм; фиг. 9 – 260 мкм; фиг. 11 – 720 мкм. 1, 8 – *Leiotrichoides gracilis* Pjat.; 1 – экз. № 800–901; 8 – экз. № 123–602; 8 – скопление однородных чехлов. 2 – крупные нитчатые образования осцилляторного строения, состоящие из коротких дисковидных клеток – члеников; экз. № 123–701. 3 – *Gloiovertella glomerata* (Jank.), клубковидно изогнутые длинные чехлы; экз. № 123–110. 4, 9 – широкие тонкостенные лентовидные формы (?чехлы) с замкнутыми закругленными окончаниями; 4 – экз. № 800–898; 9 – экз. № 800–400. 5, 10 – стиганемоподобные ветвящиеся нити, состоящие из чехлов и многорядных агрегатов клеток; экз. № 123–611; 10 – увеличенный фрагмент. 6 – тонкие нити характерного лингбиевого строения с внутренней темной зоной – возможным разложенным трихомом; экз. № 123–105. 7 – *Eomycetopsis robusta* Schopf, emend. Knoll, Golubic, матоподобное переплетение узких чехлов; экз. № 800–212. 11 – *Segmentothallus asperus* Herm., фрагмент крупного таллома, состоящего из коротких субпрямоугольных секций; экз. № 123–502. 12 – *Germinosphaera* sp. – небольшая каплевидная оболочка с длинным выростом; экз. № 123–912; 13 – *Elatera binata* Herm., остатки трубчатых организмов с тонким поперечным “пружинистым” строением; экз. № 123–599. 14 – *Parmia anastassiae* Gnilovskaya, фрагмент покровного образования; экз. № 123–510. 15 – *Majaphyton antiquam* Tim. et Herm., трехпластное слоевище; экз. № 800–897.

(Австралия), представляет собой итог переизучения собранных ранее коллекций из формации Люляобей и Цзюлицао Хайнаньского округа провинции Аньхой, дополненных новыми сборами Сунь Вейго, отражает результаты многократного обсуждения материала с М. Глесснером, и сопровождается обстоятельным комментарием П. Клауда (Cloud, 1986). Как и следовало ожидать, Хайнаньская биота привлекла большое внимание и вызвала горячее обсуждение, в которое М. Глесснер внес необходимый дух бескорыстного поиска научной истины (Glaessner, 1987).

В составе Хайнаньской биоты были рассмотрены роды *Sinosabellidites* Zheng 1980, *Pararenicola* Wang 1982 и *Protoarenicola* Wang 1982, дано их монографическое описание и изображение (22 фотографии). В синонимику рода *Sinosabellidites* авторы ввели в качестве младшего синонима род *Huainanella* Wang, 1982, а как голотип указали экз. № А62030, изображенный Чжэн Вень'у в 1980 на табл. II, фиг. 20а, 20б. Кроме того, авторы вводят в синонимику вида *Pararenicola huaiyuanensis* Wang 1982 три вида других трех родов, описанные Ван Гуисяном в той же первой работе 1982 г., а именно: *Ruedemannella minuta* Wang, 1982, *Paleorhynchus anhuiensis* Wang, 1982 и *Paleolina tortuosa* Wang, 1982. Таким образом, Сунь Вейго и его соавторы отказались от ранее высказанных представлений о валидности этих трех таксонов (Wang Guixiang et al., 1984), а также от мнения о самостоятельности вида *Paleolina turtuosa* (Chen Menge, Zheng Wenwu, 1986). По нашему мнению, это было сделано правильно, так как морфологические особенности вышеупомянутых видов укладываются в рамки индивидуальной изменчивости и разнообразия типов сохранности вида *Pararenicola huaiyuanensis*. Кроме того, авторы установили голотип рассматриваемого вида, экз. № А7903, который хранится в Институте геологических наук Геологической службы в Китае в г. Хефей и изображен на табл. IV, фиг. 4 как повторение из более ранних работ Ван Гуисяна. Помимо этого, в синонимику вида *Protoarenicola baiquashanensis* монотипического рода *Protoarenicola* Wang авторы ввели ?*Sabellidites* sp. Изображение этого ископаемого с таким определением и без описания приведено в 1980 г. в первой работе Чжэн Вень'у (Zheng Wenwu, 1980, табл. II, фиг. 30) и, как уже говорилось, повторено в работах (Yang Qinghe et al., 1980, табл. XVII, фиг. 30) и (Chen Menge, Zheng Wenwu, 1986, табл. II, фиг. 10). В качестве голотипа вида *Protoarenicola baiguashanensis* Wang был выбран экз. № А7906, хранящийся в г. Хефей и изображенный на табл. IV, фиг. 7 в работе Сунь Вейго с соавторами (Sun Weigo et al., 1986).

Судя по описанию и изображению, роды *Pararenicola* и *Protoarenicola*, в понимании Сунь Вейго с соавторами, в целом близки между собой и различаются лишь по форме хоботоподобных

(proboscis-like) структур на переднем конце тела, а также относительно более узким и длинным телом и его более частой кольчатостью у *Protoarenicola*. Так, экземпляры рода *Pararenicola* имеют ширину больше 1 мм, при колебаниях от 1.2 до 1.8 мм у разных экземпляров и длину максимум 9.5 мм и несут 8–16 колец на 1 мм поверхности тела (у голотипа 10–12 колец). У экземпляров *Protoarenicola* ширина меньше 1 мм, длина до 30 мм при 12 и более кольцах на 1 мм поверхности тела. Оба рода характеризуются четкой и регулярной кольчатостью удлиненного червеобразного тела. Тело углефицировано и обычно сплющено почти до пленочной толщины на плоскости напластования. Однако иногда внутренняя полость тела успевала заполниться осадком, в таком случае на таких отдельных фрагментах сохраняется естественное округлое сечение тела. При этом в полости тела иногда наблюдается поперечное сечение внутренней округлой темной структуры; возможно это сечение пищеварительного канала (Sun Weigo et al., 1986; табл. VII, фиг. 11, 12). По мнению авторов рассматриваемой работы, общая форма тела, его четкая кольчатость и наблюдаемые терминальные структуры тела дают основание считать *Pararenicola* и *Protoarenicola* “червеподобными животными неясного систематического положения”. Очень важно, что П. Клауд (Cloud, 1986) считает исследование Сунь Вейго с соавторами “наиболее убедительным... доказательством существования доэдиакарских Metazoa”. Однако доказательство это он не считает бесспорным и обстоятельно перечисляет сомнительные моменты. Среди них важное место занимает “загадочность” кольчатых организмов из Хайнаньской биоты, отнесенных к роду *Sinosabellidites* Zheng, 1980. По кольчатому строению тела, по частоте расположения колец (8–10 на 1 мм плоскости тела) этот род очень близок к *Pararenicola* и *Protoarenicola*. А по общему очертанию и размерам вытянутого тела с обоими закрытыми и закругленными окончаниями он поразительно напоминает род *Tawuia* Hofmann, 1979, обычно относимый к водорослям.

М. Глесснер (Glaessner, 1987), подводя итог обсуждению статьи Сунь Вейго с соавторами, пишет, что тубулярные ископаемые Хайнаньской биоты настолько необычны, что требуется тщательное и непредвзятое их исследование, которое исключило бы ошибку аналогий первого беглого впечатления. Так, сам М. Глесснер при первом взгляде на фотографии этих организмов, присланные Чжэн Вень'у, автором рода *Sinosabellidites*, нашел в них очень большое сходство с родом *Sabellidites* Yanichevsky, 1926 из нижнего кембрия Русской платформы. Однако более обстоятельное знакомство с материалом и его обсуждение, а также сама законченная работа Сунь Вейго с соавторами, как пишет Глесснер, “убедила меня, что моя первоначальная точка зрения была ошибочной”.

Отметим, что одно из основных различий данных родов заключается в том, что *Sabellidites* представляет собой открытые с обоих концов трубки, тогда как Хайнаньские тубулярные организмы имеют тело, в ряде случаев закрытое на обоих окончаниях и несущее терминальные структуры. К сожалению, при рассмотрении Хайнаньской биоты Г. Видал и М. Мочидловска (Vidal, Moczydlowska, 1997) остановились именно на первом впечатлении, что “органические тубулярные ископаемые из Люляобей и Цзюлицао, судя по иллюстрациям, чрезвычайно похожи на *Sabellidites cambriensis*”. Всю дальнейшую критику работы Сунь Вейго с соавторами Г. Видал и М. Мочидловска вели с точки зрения достаточности такого знакомства с материалом для твердого убеждения в своей правоте. Далее, М. Глесснер, признавая коренное отличие родов *Sabellidites* Yanichevsky, 1926 и *Sinosabellidites* Zheng, 1980, пишет, что Сунь Вейго “убедил меня и отчасти Клауда, что название *Sinosabellidites* по смыслу слова неправильно, хотя технически валидно”. Эта точка зрения позднее нашла отражение в сводке Х. Хофмана (Hofmann, 1994). И, наконец, обращаясь к родам *Pararenicola* Wang, 1982 и *Protoarenicola* Wang, 1982 и обсуждая “морфологические аргументы в пользу их совершенно ясного метазойного характера”, М. Глесснер заключает, что необходимы дальнейшие исследования как полевые, так и лабораторные. К этому следует добавить, что новое подтверждение принадлежности обсуждаемых родов к *Metazoa* было получено при установлении рода *Maotianshania* Sun et Hou, 1987 из нижнего кембрия провинции Юннань Китая (Sun Weigo, Hou Xianguang, 1987). *Maotianshania* несомненно принадлежит к группе червей *Priapulida*, широко известных, начиная со среднего кембрия (сланцы Burgess Канады). Организм имеет четкое кольчатое строение тела (3–4 кольца 1 мм поверхности), пищеварительный канал и характерные хоботоподобные структуры на переднем конце тела. По мнению Сунь Вейго, *Protoarenicola* и *Pararenicola* близки к *Maotianshania* по кольчатому строению тела и сходным хоботоподобным (*proboscis-like*) структурам на переднем конце тела и могли бы быть архаичными представителями приапулид, хотя такое предположение и требует подтверждения.

Следующая публикация по Хайнаньской биоте на английском языке была посвящена главным образом вопросам экологии и тафономии “докембрийских метазоа” (Chen Junyuan, 1988). Автор этой работы Чень Цзюньюань исключил из рассмотрения род *Sinosabellidites* ввиду его сомнительной принадлежности к *Metazoa* и подчеркнул чрезвычайно сходные размеры и облик тела у представителей этого рода и *Tawuia* Hofmann и очевидное отсутствие у первых мускулатуры, обеспечивающей перистальтические движения. Автор собрал

новую обширную коллекцию (до 300 экземпляров) *Pararenicola* и *Protoarenicola* из формации Цзюлицао из разреза существенно большей мощности, чем изученные Сунь Вейго с соавторами, и вновь привел ранее полученную изотопную датировку формации Цзюлицао (738 млн. лет, K-Ar), а Сунь Вейго с соавтором (Yin Leiming, Sun Wiugo, 1993) вновь сослались на Rb-Sr возраст аргиллитов формации Цзюлицао в 754 млн. лет. Позднее Х. Хофман оценил возраст этой формации в 770 млн. лет (Hofmann, 1994).

Систематическому описанию ископаемых в публикации Чень Цзюньюаня предшествует обстоятельное рассмотрение условий их обитания и захоронения. Автор показывает, что рассматриваемый регион в течение позднего протерозоя был частью мелководного бассейна, расположенного вдоль южной границы Сино-Корейского кратона, на палеоширотах 20°–30°, а осадки формации Цзюлицао в нижней своей части отложились в приливно-отливной зоне, так как верхняя, особенно богатая ископаемыми, часть формации отлагалась в лагунах и заливах и состоит из ритмичного чередования микритовых известняков и мергелей. По мнению Чень Цзюньюаня, затишные мелководные условия и циано-бактериальный фотосинтез могли создавать локальные условия, достаточные для поддержания жизни сообществ животных организмов. Далее Чень Цзюньюань приходит к выводу, что *Pararenicola* и *Protoarenicola* несомненно относятся к *Metazoa*, а именно к червеподобным животным, и показывает, что они найдены в массовом количестве в 5–6 последовательных тонких прослоях. Полевые наблюдения, по его мнению, исключают быструю седиментацию в качестве механизма захоронения. Повторяющиеся массовые скопления животных Чень Цзюньюань объясняет эпизодами гибели в результате наступившего недостатка кислорода или изменения солености воды. При этом сам характер захоронения червеподобных животных указывает, что их гибель произошла внезапно: у ряда экземпляров тело скручено, находится в состоянии мускульного сокращения (табл. III, фиг. 6), а другие экземпляры обладают длинным вытянутым хоботоподобным устройством на переднем конце тела, что также указывает на гибель животных в момент жизненной активности. Исходя из полевых наблюдений, Чень Цзюньюань пришел к твердому убеждению, что исследуемые организмы были исключительно эндобионтами, которые закапывались неглубоко в рыхлый осадок. В пищу они употребляли тонкий детрит с бактериями, закачивая воду в нору, которая имела два отверстия. Размеры популяций этих эндобионтных червей, по полевым данным, невелики и занимают площадь от нескольких десятков до сотен квадратных метров. Плотность популяций определяется близостью строматолитовых построек, циано-бактерии в



которых были продуцентами кислорода. В целом же принадлежность к зарывающемуся бентосу может указывать на использование самого низкого трофического уровня – живого планктона и детрита отмершего планктона. Эта стратегия потребления с минимальной затратой энергии, по мнению Чень Цзюньюаня, должна была быть основной для ранних Metazoa. И, наконец, Чень Цзюньюань обстоятельно обсуждает возможную историю возникновения Metazoa и имеющиеся доказательства существования доэдиакарских Metazoa. Автор высказывает мнение, что на эволюцию ранних Metazoa самое существенное влияние из факторов внешней среды оказывали оледенения, при которых изменялась температура воды, размеры эпиконтинентальных морей и объем фотосинтезирующей биомассы. В конце докембрия в Китае установлено три этапа оледенений от позднего рифея до позднего венда, а промежутках между которыми создавались условия, благоприятные для развития Metazoa. По представлению Чень Цзюньюаня, между вторым и третьим этапами оледенений, соответственно, Гучен (Gucheng) и Наньту (Nantuo) и несомненно до оледенения Лочуань (Luochuan), при межледниковой трансгрессии возникли такие экологические ниши на мелководье с активным фотосинтезом, в которых и могла развиваться Хайнаньская биота Metazoa. Сравнительно высокое ультрафиолетовое излучение, возможно, вынудило этих животных вести зарывающийся образ жизни, что отчетливо проявляется в форме вытянутого кольчатого тела с различающимися передним и задним окончаниями, способностью к перистальтическим движениям, а также множеством сохранившихся норок. В разделе систематического описания для вида *Pararenicola huaiyuanensis* Wang 1982 монотипического рода *Pararenicola* Чень Цзюньюань дает, как он это подчеркивает, измененный диагноз, в котором, однако, по нашему мнению, нет принципиально нового понимания строения организма. Более того, нам он представляется как частный случай по отношению к диагнозу, данному Сунь Вейго с соавторами, а именно, как отражающий момент перистальтического сжатия тела. Далее, никак нельзя согласиться с мнением Чень Цзюньюаня,

что голотип является целым экземпляром. По нашему мнению, совпадающему с мнением Сунь Вейго, это только фрагмент тела. На всех фотографиях в работах Сунь Вейго и Чень Цзюньюаня вообще нет ни одного изображения целого экземпляра с обоими сохранившимися окончаниями, за исключением экземпляров, отражающих частые моменты перистальтического сжатия тела. К сожалению, Чень Цзюньюань приводит только четыре изображения разбираемого вида, очень близкие между собой, хорошо иллюстрирующие его, по нашему мнению, неполное понимание объема вида. В синонимике вида *Pararenicola huaiyuanensis* Wang Чень Цзюньюань вслед за Сунь Вейго с соавторами вводит вид *Ruedemannella minuta* Wang, а также два вида рода *Huaiyuanella*, выделенного 1984 г. Син Юшеном с соавторами, что нам представляется правильным. Однако виды *Paleorhynchus anhuiensis* Wang и *Paleolina tortuosa* Wang, приведенные ранее в синонимике Сунь Вейго, здесь не указаны, согласно с авторским пониманием вида.

В синонимике вида *Protoarenicola baiguashanensis* Wang 1982, второго монотипического рода, Чень Цзюньюань приводит ?*Sabellidites* sp. Zheng, 1980, также виды *Paleorhynchus anhuiensis* Wang и *Paleolina tortuosa* Wang и вид *Anhuiella sinensis* Yang et Xing, чрезвычайно близкий к *P. tortuosa*.

Чень Цзюньюань дает измененный диагноз вида *Protoarenicola baiguashanensis*. Однако, по нашему мнению, он полностью совпадает с диагнозом, данным Сунь Вейго, вплоть до такой детали, как хоботовидная структура на переднем окончании тела. Эта деталь видна и на опубликованных фотографиях. Приведенное описание прекрасно иллюстрировано 20 фотографиями, запечатлевшими перистальтические движения тела *Protoarenicola*, его естественную объемную форму, возможное сечение пищеварительного канала (табл. I, фиг. б) и, главное, норки, которые, по мнению Чень Цзюньюаня, животное создавало. В коллекции Чень Цзюньюаня род *Protoarenicola* является главенствующим. Он отличается гибким, очень узким и длинным телом (даже во фрагментах соотношение ширины к длине 1 : 20) на теле четкая кольчатость, до 200 колец на некоторых экземплярах. По фор-

Таблица III. Аннелидоморфы пармиевой толщи.

Фиг. 1–8.

Parmia anastassiae Nilovskaya, 1998; верхний рифей, толща с *Parmia*, Россия, Южный Тиман, Джежим Парма, скв. 80; фиг. 1–5, 7–8. фиг. 1 – голотип, ИГГД № 70-2а-б, целый экз. с обоими окончаниями, гл. 70 м; 2 – экз. ИГГД № 55-1а-а, б, с, d, максимально длинные экз., гл. 55 м; 3 – ИГГД № 46-1а-н, окончание тела с сохранившимся округлым сечением, гл. 46 м; 4 – паратип, ИГГД № 70-2б-а; 5 – противоотпечаток паратипа, ИГГД № 70-2а-а, тело с гомономной сегментацией, сохранившейся рельефно, и его отпечаток, гл. 70 м; 7 – экз. ИГГД № 52-2-б, межсегментные бороздки на деформированном экз., гл. 52 м; 8 – экз. ИГГД № 70-4-а, межсегментные бороздки с сохранившейся кутикулой на сплюсненном теле.

Protoarenicola baiguashanensis Wang, 1982; верхний рифей, формация *Jiuliqiao*; Китай, пров. Anhui, округ *Huainan*, фиг. 6 – из статьи Chen Junyuan, 1988, табл. 4, фиг. 16, 17 тело в состоянии перистальтических сжатий–растяжений. Фиг. 1, 3, 4, 5, 7, 8 ×10; фиг. 2 ×2; фиг. 6 ×20.

ме тела очевидна его способность к достаточно активным движениям по поверхности грунта и внутри его. В целом, в понимании Чень Цзюньюаня, роды *Pararenicola* и *Protoarenicola* различаются четко и каждый вполне самостоятелен. Однако следует особо подчеркнуть, что Чень Цзюньюань понимает объем родов *Pararenicola* и *Protoarenicola* в значительной мере по другому, чем их автор Ван Гуисян и вслед за ним Сунь Вейго с соавторами. Так, Чень Цзюньюань сократил объем рода *Protoarenicola* до частного случая перистальтического сжатия и момента покоя тела у представитель *Pararenicola*.

И, наконец, последняя публикация, касающаяся Хайнаньской биоты, появилась в 1994 г. на немецком языке в обширной монографии М. Штайнера (Steiner, 1994), посвященной неопротерозойским макроводорослям Южного Китая. Штайнер собрал новую коллекцию углефицированных макрофоссилий из того же разреза по р. Хуай Хе из формаций Люляобей и Цзюлицао в дополнение к уже собранному ранее коллекциям китайских исследователей. Изучив на этом материале роды *Sinosabellidites* Zheng 1980 и *Pararenicola* Wang 1982, М. Штайнер пришел к новому взгляду на природу этих организмов, что и отразил в своих измененных диагнозах. Так, род *Sinosabellidites* рассматривается в качестве младшего синонима рода *Tawuia* Hofmann 1979. Основанием для этого служат чрезвычайно близкая форма обоих организмов, их одинаковые размеры и совместное нахождение. Однако при этом М. Штайнер упускает из виду, что характерной чертой *Sinosabellidites* является его четкое кольчатое строение, хорошо иллюстрированное и автором рода, и при многочисленных последующих публикациях другими китайскими палеонтологами. Род *Tawuia* в отличие от этого имеет гладкую гомогенную поверхность. Именно организм с таким строением изображен М. Штайнером на 19 фотографиях *Tawuia*. По нашему представлению, кольчатость является настолько важной чертой строения организма, что включение *Sinosabellidites* в род *Tawuia* нельзя считать убедительным. Вместе с тем, природа *Sinosabellidites* так и остается неясной. Важно только отметить, что в обзорной работе Х. Хофманн (Hofmann, 1994), автор рода *Tawuia*, рассматривает род *Sinosabellidites* как самостоятельный.

Для рода *Pararenicola* Wang М. Штайнер приводит обширную синонимику. Прежде всего, в качестве младшего синонима он рассматривает второй род из протоарениколид *Protoarenicola* Wang и еще 6 родов, а именно: вслед за Сунь Вейго и Чень Цзюньюанем род *Ruedemannella* Howell (part); вслед за Сунь Вейго, род *Paleorhynchus* Wang и *Paleolina* Sokolov (part); вслед за Чень Цзюньюанем, род *Huaiyuanelia* Xing et Jan. Понимая род *Protoarenicola* целиком в объеме рода *Pararenicola*, М. Штайнер вводит в синонимику по-

следнего и род *Anhyiella* Jan et Xing, рассматривавшийся Чень Цзюньюанем как младший синоним рода *Protoarenicola*. Наконец, в синонимику вошел род *Sabellidites* Zheng 1980, представители которого изображены, но не описаны в первой работе по Хайнаньской биоте. К сожалению, М. Штайнер не приводит никаких доводов в пользу правильности включения *Protoarenicola* в состав *Pararenicola*, хотя и Сунь Вейго, и Чень Цзюньюань обоснованно рассматривали их как самостоятельные роды. Х. Хофманн (Hofmann, 1994) в упомянутой сводке 1994 г. также не только рассматривает оба рода как самостоятельные, но и объединяет их в семейство *Protoarenicolidae*, производя название семейства от рода *Protoarenicola*.

М. Штайнер привел для рода *Pararenicola* измененный диагноз, в котором он отразил свое представление об этом организме как о водоросли *sensu lato*. В соответствии с таким пониманием, он описывает кольчатость как "поперечные утолщения, расположенные более или менее равномерно". М. Штайнер описывает также тонкую вытянутую хоботоподобную структуру, иногда встречающуюся на одном из окончаний организма, как предполагаемый орган прикрепления. К сожалению, ни на четырех фотографиях, ни на пяти рисунках, приведенных в работе, эта важная черта строения им не изображена, хотя именно ее наличие являлось бы главным доводом в пользу мнения о принадлежности *Pararenicola* к бентосным водорослям. Возможно, это само говорит о том, что Штайнер не уверен ни в полноценной сохранности этой структуры, ни в правильности своей интерпретации, хотя судить об этом трудно. По мнению Штайнера, "поперечные утолщения" напоминают морщинки или складки смятия, появляющиеся на слоевищах некоторых водорослей при старении. По нашему мнению, совпадающему с мнением всех предыдущих исследователей, поперечная структура *Pararenicola* есть кольчатость, а не морщинистость. Далее, по нашему мнению, неравномерность в расположении "поперечных утолщений" объясняется только тем, что они не везде сохранились, что хорошо видно на одной из фотографий, приведенных М. Штайнером (табл. II, фиг. 11). Более того, четкая регулярность в расположении утолщений, или колец, по нашему представлению, есть самая главная и исходная структура в строении *Pararenicola*. Мы вполне согласны как с точкой зрения Х. Хофманна (Hofmann, 1994), что "водоросли с регулярной и четкой кольчатостью" не известны, так и с мнением Сунь Вейго, что исходная объемная форма неминерализованного тела с округлым поперечным сечением и его кольчатость являются веским доказательством животного, а не растительного происхождения *Pararenicola* и подобных ей организмов. Добавим, что по нашим многочисленным наблюдениям, неминерализо-

ванные водоросли, например, род *Vendotaenia* Gnilovskaya 1971, в ископаемом состоянии никогда не имеют округлого поперечного сечения, и потому нельзя не согласиться с М. Глесснером (Glaessner, 1986), что в родах *Paragenicola* и *Protoarenicola* “трудно увидеть... четкие черты каких-либо водорослей”. По нашему мнению, очень серьезные доказательства в пользу принадлежности рассматриваемых организмов как животных, способных к ползанию и обитающих в норках *Metazoa* получены Чень Цзюньюанем при изучении их тафономии и палеоэкологии (Chen Junyuan, 1988).

Сравнительный анализ

Таким образом, рассматриваемые три рода: *Parmia* Gnilovskaya, 1998 из Тиманской биоты России, *Paragenicola* Wang 1982 и *Protoarenicola* Wang 1982 из Хайнаньской биоты Китая близки между собой. Все они представляют собой макроскопические червеподобные ископаемые с кольчатой поверхностью тела и естественным его округлым сечением. Эти ископаемые имеют замкнутое переднее и заднее окончания тела и представляют собой мумифицированный организм, а не его отпечаток или домик-трубку, в которой этот организм обитал. Несомненной и наиболее характерной чертой этих организмов является гомогенное кольчатое строение поверхности тела. Характер кольчатости довольно близок у всех трех родов. Так, на 1 мм поверхности тела у *Parmia* приходится в среднем 7 колец (колебания от 2 до 11, связанные с перистальтическими сжатиями–растяжениями тела), у *Paragenicola* в среднем 10 (колебание 8–16), у *Protoarenicola* в среднем 12 колец. Соответственно длина колец (метамеров) по длинной оси тела у *Parmia* в среднем как правило 0.14 мм, у *Paragenicola* 0.10 мм, а у *Protoarenicola* 0.08 мм и, вероятно, эти цифры – максимально возможная точность. Таким образом, кольчатость у *Parmia* сравнительно более редкая, чем у китайских родов. Важнейшее отличие *Parmia* от китайских родов заключается в отсутствии у нее на переднем конце тела хоботоподобного выроста (*proboscis-like structure*). Отсутствие такой структуры достоверно, так как в нашей коллекции имеется целый экземпляр (голотип), а китайские палеонтологи неоднократно описывали и изображали хоботоподобный вырост на переднем конце тела (Wang Guixiang, 1982, табл. I, фиг. 3, табл. II, фиг. 3; Chen Junyuan, табл. III, фиг. 10, 14). Другой существенной особенностью *Parmia* являются расположенные по бокам тела продольные тяжи. Они могут быть продольной мускулатурой, которая совместно с кольцевой мускулатурой обеспечивала перистальтические движения тела. Кроме того, *Parmia* отличается от китайских родов значительно большей тонкостью и эластичностью кутику-

лярного покрова тела, способного сминаться в складки. Перечисленные отличия дают нам основание рассматривать *Parmia* Gnilovskaya как самостоятельный таксон в ранге рода семейства *Protoarenicolidae* Hofmann 1994. Однако, как уже говорилось выше, мы считаем правильным включить в это семейство только три выше рассмотренных рода и рассматривать как младшие синонимы остальные роды, включаемые Х. Гофманом в это семейство (Huaiyuanella Xing, Yan et Yin, 1984, *Anhuiella* Yan et Xing, 1984, *Paleorhyncus* Wang, *Ruedemannella* Howell (part)).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований можно считать установленным, что тиманские макрофоссилии, выделенные в род *Parmia* (Гниловская, 1998), относятся к *Metazoa* и представляют собой вероятных предков *Annelida*. В таксономическом отношении пармии близки к *Protoarenicolidae* из Хайнаньской биоты Китая (формации Цзюлицао и Чанлинцзы) и должны быть включены в это семейство.

В изученных пробах с *Parmia* встречена представительная тиманская микробиота органостенных микрофоссилий. В эту микробиоту входит ряд характерных позднерифейских форм (*Chuangia*, *Trachyhystrichosphaera*, *Prolatofoma*, *Segmentothallus*, *Elatera*, *Eosolena*, *Trahytrichoides* и др.), которые, за исключением чуарий, обычно не поднимаются в венд. Данное сочетание таксонов в представительных разрезах рифея Сибири и Южного Урала впервые появляется на лахандинском (бедерьшинском) и коррелируемых с ним уровнях, а на более высоких горизонтах дополняется рядом сложно построенных морфотипов, не встречаемых в тиманской микробиоте. Это обстоятельство и предопределило сделанный в работе вывод о раннекаратавском (бедерьшинском) возрасте *Parmia*. Существенно, что упомянутые стратиграфически важные тиманские формы во всех детально изученных бассейнах рифея входили в состав особенно представительной среднеглубинной (“оптимальной”) группировки микроорганизмов. Ареал этой группировки размещался в пределах нижней сублиторали и проксимального шельфа. Трубочатые кутикулярные образования и, возможно, *Parmia* в пределах этого ареала тяготели к наиболее тиховодным обстановкам.

Считая бесспорной принадлежность пармиевой толщи к верхнему рифею, авторы настоящей статьи расходятся в оценке ее положения как внутри этой эратемы, так и в региональной шкале Тимано-Уральской области и в разрезе Джемим Пармы.

По мнению Ю.Р. Беккера, пармиевую толщу следует относить к возрастным аналогам уксской

свиты стратотипа рифея и включать в состав тамьанского горизонта (кудаша), завершающего верхний рифей. Этот вывод основывается на том, что названная толща залегает выше ваполской (павьюгской) свиты, содержащей миньярские стромаболиты и региональный маркирующий горизонт доломитов с кремнями и с заключенными в нем микрофоссилиями, близкими к формам, известным из миньярской свиты Южного Урала. Поэтому, как считает Ю.Р. Беккер, пармиевая толща имеет постминьярский возраст и отвечает укской свите, залегающей выше миньярского кремнистого маркера в стратотипе верхнего рифея.

По мнению В.Г. Оловянишникова, толща с *Parmia* принадлежит миньярию (тангаурию) и является стратиграфическим и структурным аналогом паунской свиты Среднего Тимана, породы которой покрывают и частично замещают павьюгские доломиты. При некотором различии, обе эти точки зрения сводятся к тому, что *Parmia* и вмещающие ее слои принадлежат высоким возрастным уровням позднего рифея.

Другие авторы настоящей статьи считают, что пармиевая толща имеет более древний возраст и принадлежит не верхней, а нижней половине позднего рифея и отвечает скорее всего бедерышинскому горизонту стратотипа. Эта интерпретация ставит во главу угла палеонтологические данные и опирается на анализ органостенных микрофоссилий, сопутствующих тиманским аннелидоморфам. Результаты этого анализа указывают не только на несомненную принадлежность микробиоты пармиевой толщи к верхнему рифею, но и на ее близкое сходство с бедерышинской микробиотой, характеризующей одноименную (верхнюю) подсвиту зильмердакской свиты нижнего каратавия уральского стратотипа.

При оценке этих взглядов надо иметь в виду, что мнение Ю.Р. Беккера и В.Г. Оловянишникова о принадлежности пармиевой толщи к самым высоким горизонтам каратавия базируется на интерпретации структуры северо-восточного крыла Джежим Парминской структуры как моноклиальной, однозначно указывающей на то, что вскрытая скважинами пармиевая толща залегает стратиграфически выше павьюгской свиты, представляющей миньярские горизонты. Имеющиеся геологические данные допускают такую интерпретацию, но не позволяют считать ее единственно возможной, поскольку граница между павьюгской свитой и толщей с *Parmia* носит тектонический характер. Признаком тектонических нарушений на контакте этих подразделений можно было бы не придавать особого значения, если бы макрофоссилии в пармиевой толще оказались, как думали первоначально, вендскими метазоа. Совершенно иное положение возникает сейчас, когда выяснена их близость к доэдиакар-

ским фаунам Китая и установлен раннекаратавский возраст сопутствующей растительной микробиоты. Исходя из совокупности палеонтологических данных приходится думать, что по тектоническому контакту с павьюгской свитой на северо-востоке Джежим Пармы границат вендские породы, а более древнее литостратиграфическое подразделение – пармиевая толща. Такое допущение тем более вероятно, что тектонические границы между свитами в докембрийской структуре Джежим Пармы представляют скорее правило, чем исключение (рис. 2). Следует иметь в виду и то, что пармиевая толща в силу своей насыщенности глауконитом не находит аналогов среди верхнедокембрийских свит Тимана, в которых глауконитсодержащие породы практически отсутствуют: на Джежимской Парме глобулы глауконита лишь эпизодически встречаются в визингской свите. Таким образом, пармиевая толща выпадает из общего ряда верхнерифейских подразделений Тимана и по-видимому относится к иной фациальной зоне, чем толща, представляющие здесь нижние горизонты верхнего рифея.

Более близки к пармиевой толще по составу некоторые стратиграфические уровни ближайшего к Джежим Парме района западного склона Урала – Полюдова Кряжа. К нижнему каратавию здесь относится рассольнинская свита, корреляция которой с зильмердакской свитой южноуральского стратотипа рифея общепризнана. Верхняя половина разреза рассольнинской свиты представлена преимущественно алевролитами и алевропелитами и насыщена глауконитом по всему разрезу. В свете этих данных, пармиевая толща обнаруживает сходство скорее с уральским, а не тиманскими литостратиграфическими представителями нижнего каратавия. Можно высказать предположение, что эта толща формировалась в части раннекаратавского бассейна, более близкой к Уралу, чем приблизительно одновозрастная джежимская свита, и что современное положение пармиевой толщи в зоне контакта с доломитами павьюгской свиты – результат более или менее значительных тектонических перемещений со стороны Северного Урала.

Основные выводы из представленных сведений лежат в иной плоскости: наши данные позволяют с большей долей вероятности относить пармиевую толщу к раннему каратавию, а это означает, что появление аннелидоморф, вероятно, имело место ближе к началу, чем к концу позднего рифея. К сказанному следует добавить, что дело будущего объяснить парадоксально высокий уровень организации протоареникоид, животных организмов столь древнего доэдиакарского возраста. Нахождение же их в таких удаленных друг от друга регионах, как восточный Китай и Тиман, по-видимому, указывает на возможность открытия их и в других местонахождениях, при-

уроченных к отложениям еще более древнего возраста.

Авторы считают приятной обязанностью выразить глубокую благодарность геологам Вычгодской экспедиции В.В. Терешко и С.И. Кириллину, предоставившим материал с *Rapina*. Авторы признательны Б.С. Соколову, М.А. Семихатову, Г.Н. Бужинской, М.Б. Бурзину, Т.Н. Герман, М.А. Федонкину, Н.М. Чумакову и К.Э. Якобсону за конструктивную критику и обсуждение основных положений статьи.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 96-15-98526, 98-05-64858).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р.* Геологическая позиция аннелидоморфных фоссилий Джемим-Пармы Южного Тимана // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазосности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Тез. Всерос. совещания. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 7–8.
- Вейс А.Ф.* Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47–64.
- Вейс А.Ф.* Органостенные микрофоссилии докембрия – важнейший компонент древней биоты // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 265–282.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микробиоты керпильской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41–58.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Новые данные о составе и стратиграфическом значении верхнерифейской мироедихинской микробиоты (Туруханский район Сибири) // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 6. С. 794–798.
- Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н.* Современные тенденции в стратиграфии верхнего докембрия // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазосности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Тез. Всерос. совещания. Часть 2. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 17–19.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю.* Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 97–129.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998а. Т. 39. № 1. С. 85–96.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998б. № 5. С. 15–38.
- Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо.* Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
- Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А.* Венд Украинны. Киев: Наук. думка, 1983. 162 с.
- Вендская система. 1: Палеонтология / Ред. Соколов Б.С., Ивановский А.Б.; 2. Стратиграфия и геологические процессы / Ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985. 222 с; 239 с.
- Владимирская Е.В.* Додевонские отложения Колво-Вишерского края // Тр. ВНИГРИ. 1955. Вып. 90. С. 225–280.
- Волкова Н.А.* О фациальной приуроченности палеозойских акритарх // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 71–74.
- Волочаев Ф.Я., Кукушкин А.И., Львов К.А.* К стратиграфии древних толщ Тимана // Докл. АН СССР. 1967. № 6. Т. 137. С. 1389–1392.
- Герман Т.Н.* Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 52 с.
- Гецен В.Г.* О стратиграфическом и тектоническом положении верхнерифейской карбонатной толщ Тимана и п-ва Канин // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45. Вып. 1. С. 58–70.
- Гецен В.Г.* Палеотектоника северо-востока Европейской платформы в позднем протерозое // Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО РАН. 1988. Вып. 68. С. 32–46.
- Гецен В.Г., Дедеев В.А.* Региональная схема стратиграфии верхнего докембрия Европейского Севера СССР. Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд) // Уфа: ОГГГГ АН СССР, 1990. С. 48–49.
- Гецен В.Г., Пыхова Н.Г.* Стратиграфия рифейских отложений среднего Тимана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 69–80.
- Гниловская М.Б.* Древнейшие аннелидоморфы из верхнего рифея Тимана // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 3. С. 369–372.
- Головенко В.К., Белова М.Ю.* Микрофоссилии в био-стратиграфии докембрия: методические вопросы изучения и практического использования // Региональная геология и минералогия. СПб., 1995. № 4. С. 63–75.
- Журавлев В.С., Осадчук М.И.* Тиманский кряж и полуостров Канин // Верхний докембрий. М.: Госнаучтехиздат, 1963. С. 206–238.
- Журавлев В.С., Забродин В.Е., Раабен М.Е., Черный В.Г.* К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41. Вып. 2. С. 49–75.
- Забродин В.Е.* Катаграфии группы *Vesicularites Reittl.*, их диагностические признаки и методика изучения // Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы. М.: Наука, 1968. С. 37–83.
- Келлер Б.М.* Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд. МГУ, 1968. 100 с.
- Келлер Б.М., Янкаускас Т.В.* Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 58–67.
- Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1988. 352 с.
- Милорадович Б.В.* Геологическое строение Джемимской Пармы (Южный Тиман) // Тр. НГРИ. Сер. А. 1938. Вып. 53. 52 с.

- Михайлова Н.С.* Микрофоссилии докембрия западной и южной окраин Сибирской платформы и их стратиграфическое значение // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ИГиГД, 1985. 15 с.
- Наливкин А.Б.* О стратиграфии и тектонике метаморфических толщ Тимана // Тр. Совещ. по уточнению унифицир. стратиграф. схем палеозоя Волго-Уральской нефтяной провинции. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 122–123.
- Оловянишников В.Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин // Екатеринбург: Коми Научн. центр УрО РАН, 1998. 162 с.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф.* Фациально-экологическая структура древинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 13–40.
- Пятилетов В.Г.* Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО РАН СССР, 1988. С. 47–94.
- Раабен М.Е.* Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды). М.: Наука, 1969. 100 с.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Раабен М.Е.* Фитолиты в верхнем докембрии Севера европейской части СССР // Рифей и венд Европейского Севера СССР. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1987. С. 34–40.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е.* Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 215 с.
- Раабен М.Е., Опаренкова Л.И.* Новые данные к стратиграфии рифея Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 13–20.
- Разницын В.А.* Привзбросовые дислокации Джежим-Пармы Южного Тимана // Докл. АН СССР. 1961. Т. 140. № 2. С. 430–433.
- Разницын В.А.* Рифейские отложения Тимана. Л.: НИИГА, 1962. С. 37–57.
- Разницын В.А.* Тектоника Южного Тимана. М.-Л.: Наука, 1964. 120 с.
- Рифей и венд Европейского Севера СССР. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1987. 124 с.
- Ростовцев Н.Н.* Разрез верхнего палеозоя рифея северо-западной части Кельтменского вала // Сов. геология. 1948. Сб. 28. С. 16–31.
- Семихатов М.А.* Новейшие шкалы расчленения докембрия: анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 6–20.
- Семихатов М.А.* Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
- Соколов Б.С.* Очерки становления венда. М.: ПИН РАН, 1998. 154 с.
- Солнцев О.А.* Метаморфические сланцы // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 133. С. 5–18.
- Стратиграфический словарь (Северная Евразия в границах бывшего СССР). Верхний докембрий. М.: Наука, 1994. 350 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Терешко В.В., Кириллин С.И.* Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя Южного Тимана // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: АН СССР. ОГГГ, 1990. С. 81–82.
- Черная И.П., Черный В.Г., Раабен М.Е.* Основные вопросы стратиграфии верхнего рифея и венда Тимана // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 102–104.
- Чочия Н.Г.* Геологическое строение Колово-Вишерского края // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 91. 390 с.
- Burzin M.B.* Late Vendian helicoid filamentous microfossils // Chicago. Paleontol. Journ. 1995. V. 29. № 1A. P. 1–34.
- Burzin M.B.* Late Vendian (Neoproterozoic III) microbial and algal communities of the Russian Platform: models of facies-dependent distribution, evolution and reflection of basin development // Milano. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 1996. V. 102. № 3. P. 307–316.
- Chen Junyuan.* Precambrian Metazoans of the Huai river drainage area (Anhui, E. China): their taphonomic and ecological evidence // Senckenbergiana Lethaea. 1988. V. 69. № 3/4. P. 189–215.
- Chen Menge, Zheng Wenwu.* On the Pre-Ediacaran Huainan Biota // Scientia Geologica Sinica. 1986. № 3. P. 221–231.
- Cloud P.* Reflections on the beginnings of Metazoan evolution // Precamb. Res. 1986. V. 31. P. 405–408.
- Earth's Earliest Biosphere / Ed. William Schopf J. 1983. 543 p.
- Glaessner M.* Discussion about some "worm-like" fossils // Precamb. Res. 1987. № 36. P. 353–355.
- Hofmann H.* Proterozoic carbonaceous compressions ("metaphytes" and "worms") // Early Life on Earth. Nobel Symposium. 1994. № 84. P. 343–367.
- Hofmann H.J., Jackson G.D.* Shale-facies Microfossils from the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada // Paleontol. Soc. Mem. 37. 1994. № 4. 40 p.
- Knoll A.H., Golubic S.* Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // Precamb. Res. 1979. V. 10. P. 115–151.
- Knoll A.H.* Proterozoic and Early Cambrian protists: evidence for accelerating evolutionary tempo // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 1994. V. 91. № 6. P. 6743–6750.
- Knoll A.H., Sergeev V.N.* Taphonomic and evolutionary changes across the Mezoproterozoic-Neoproterozoic transition // N. Jahrbuch Geol., Paleontol. Abh. 1995. Bd. 195. Hf. 1–3. P. 289–302.
- Leiming Yin, Weiguo Sun.* Microbiota from the Neoproterozoic Liulaobei Formation in the Huainan region, northern Anhui, China // Precamb. Res. 1994. V. 65. № 2. P. 95–114.
- Lin Weixing, Xing Yusheng.* Результаты изучения Metazoa из группы Liaonan, Синий, южная часть полуострова Liaodong (кит.) // On the upper Precambrian in southern Liaodong peninsula. Shenyang Inst. Geol. Min. Res. CAGS, 1984. P. 51–63 (Кит).
- Plumb K.A.* New Precambrian time scale // Episodes. 1991. V. 14. № 2. P. 139–140.
- The Proterozoic Biosphere / Eds. J. William Schopf, Cornelius Klein, 1992. 1348 p.
- Semikhatov M.A.* General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR, Soviet Sci. Rev. Sec. G. Geology. 1991. V. 1. Pt. 1. New-York: Harwood Acad. Publ., 192 p.

- Steiner M.* Die neoproterozoischen Megaalgen Sudchinas // Berliner Geowissenschaftliche Abhandl. (E). 1994. V. 15. P. 1–146.
- Steiner M.* Chuaria circularis Walcott, 1899 – megaspheromorphic acritarchs or prokaryotic colony? // Acta Univers. Carolinae. Geologia. 1996. V. 40. № 3–4. P. 645–665.
- Sun Wieguo.* Late Precambrian pennatulids (sea pens) from Eastern Yangtze Gorge, China: Paracharnia gen. nov. // Precamb. Res. 1986. V. 31. № 4. P. 361–375.
- Sun Weigo, Hou Xiangang.* Early Cambrian worms from Chengjiang, Yunnan, China: Maotianshanina gen. nov. Acta Palaeontologica Sinica. 1987. № 5. P. 299–305.
- Sun Weigo, Wang Guixiang, Zhou Benhe.* Macroscopic worm-like body fossil from the upper Precambrian (900–700 Ma), Huainan district, Anhui, China and their stratigraphic and evolutionary significance // Precamb. Res. 1986. V. 31. P. 377–403.
- Vidal G., Moczydlowska M., Rudavskaya V.A.* Biostratigraphical implications of a Chuaria-Tawuia assemblage and associated acritarchs from the Neoproterozoic of Yakutia // Palaeontology. 1993. V. 36. Part. 2. P. 387–402.
- Vidal G., Moczydlowska M.* Biodiversity, speciation, and extinction trends of Proterozoic and Cambrian phytoplankton // Paleobiologi. Soc. 1997. V. 23(2). P. 230–246.
- Xiao S., Knoll A.H., Kaufman A.J.* Neoproterozoic fossils in Mezoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platform // Precamb. Res. 1997. V. 84. P. 197–220.
- Xing Yusheng, Ding Qixiu, Lin Weixing, Yan Yongkui, Zhang Luyi.* Metazoans and trace fossils // Late Precambrian Paleontology of China. 1985. P. 182–192 (Кит.).
- Yang Qinghe, Zhang Youli, Zheng Wenwu, Xu-Xuesi.* Subdivision and correlation of Sinian Suberathem in Northern Jiangsu and Anhui // Res. Precambri. Geol. Sinian Suberathem in China. Tianjin. 1980. P. 231–265 (Кит.).
- Zheng Wenwu.* A new occurrence of fossil group of Chuaria from the Sinian System in north Anhui and its geological meaning // Hefei Polytechnical Uniever., Dept. Geol. 1980. № 1. P. 49–69 (Кит.).
- Zhang Wenlong, Walter M.R.* Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, central-eastern China // Precamb. Res. 1992. V. 57. P. 243–323.
- Wang Guixiang.* Late Precambrian Annelida and Pogonophora from the Huainan of Anhui Province // Bull. Tianjin. Inst. Geol. Min. Res. 1982. № 6. P. 9–22 (Кит.).
- Wang Guixiang, Zhou Benhe, Xiao Ligong.* Late Precambrian Macrofossils from Huainan, Anhui and their significance // Journ. Stratigr. 1984. P. 271–278 (Кит.).

Рецензент М.А. Семихатов

УДК 551.761.2:564.53

ЗОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЛАДИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БОРЕАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ПО АММОНОИДЕЯМ

© 2000 г. А. Г. Константинов

Институт геологии ОИГГиМ СО РАН, 630090 Новосибирск, просп. Котляга, 3, Россия

Поступила в редакцию 15.05.98 г.

На основе новейших данных по морфологии, системе и эволюции цветковитид и натгорститид (*Ammonoidea*) уточнены определения этих аммоноидей во всей Бореальной области, проанализировано их стратиграфическое распространение в разрезах и проведена зональная корреляция отложений ладинского яруса (средний триас) Северо-Восточной Азии, архипелага Свальбард, Арктической Канады, Земли Франца-Иосифа и Британской Колумбии. Через разрезы Британской Колумбии со смешанной фауной из бореальных и тетических элементов сопоставлены биостратиграфические схемы ладина бореальных регионов с альпийской шкалой.

Ключевые слова. Северо-Восточная Азия, Свальбард, Канада, Земля Франца-Иосифа, Южные Альпы, биостратиграфия, корреляция, ладинский ярус, аммоноидей.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время нет общепринятого зонального стандарта ладинского яруса. На протяжении многих лет подвергается дискуссии положение как нижней, так и верхней границы яруса. Нет единства во взглядах по этому вопросу и до сих пор. В 1993 г. международная рабочая группа по проблеме границы анизия–ладина совершила полевую экскурсию на классические разрезы пограничных слоев анизийского и ладинского ярусов в Южных Альпах Италии и на Балатонской возвышенности в Венгрии (*Anisian/Ladinian boundary...*, 1993). Проведя детальный анализ стратиграфического распространения фауны в разрезах и их корреляцию, группа не предложила окончательного варианта проведения границы анизия–ладина и рассмотрела в качестве возможных три ее положения: в основании зоны *Reitziites reitzi*, в основании зоны *Nevadites* и в основании зоны *Eoprotrachyceras curionii*. В настоящей работе принимается последний вариант, так как именно на этом рубеже отмечено значительное изменение в фауне аммоноидей – появление первых трахцератид (род *Eoprotrachyceras*). Кроме того, этот вариант наиболее удобен для глобальной корреляции. Верхняя граница ладинского яруса проводится в основании зоны *Trachyceras aop* и совпадает с появлением вида-индекса. Такое положение границы хорошо согласуется с принципом приоритета, так как зона *Trachyceras aop*, выделенная в кассианских слоях Доломитовых Альп, была первоначально помещена в основание карнийского яруса (*Mojsisovics*, 1882).

Корреляция ладинского яруса Бореальной и Тетической палеобиогеографических областей

сопряжена со многими проблемами. Одной из причин такого положения является то, что ладинский век был этапом существенных биогеографических различий аммоноидей и замедления темпов их эволюции (Дагис и др., 1979; Шевырев, 1986). Для этого времени невозможно выделить даже кратковременные фазы нивелировки систематического состава аммоноидей разных биохорий, и на протяжении всего ладинского века в акваториях бореальной области доминировали специфические таксоны. Другая причина заключается в относительно слабой или неравномерной степени изученности аммоноидей ладинского яруса из различных регионов. Отсутствие современных ревизий аммоноидей, неудовлетворительное состояние системы некоторых групп порождают номенклатурные проблемы и трудности при корреляционных построениях. Так, даже корреляция ладинского яруса Северо-Востока Азии с одновозрастными отложениями регионов, в которых встречаются общие бореальные формы, была до недавнего времени в значительной степени условной (Дагис и др., 1979; Tozer, 1981; Дагис, Тозер, 1989; Weitschat, Dagys, 1989).

В последние годы достигнут значительный прогресс в монографическом изучении аммоноидей и разработке детальных зональных схем ладинского яруса Сальбарда (*Weitschat, Lehmann, 1983; Dagys et al., 1993; Dagys, Weitschat, 1993*), Северо-Востока Азии (Дагис и др., 1991; *Dagys, Konstantinov, 1992; Дагис, Константинов, 1995, 1997*) и Канады (*Tozer, 1994*). Переизучение известных разрезов ладинского яруса и открытие новых разрезов и местонахождений аммоноидей в его типовой местности – Южных Альпах – позволили предложить итальянским исследователям (*Mietto,*

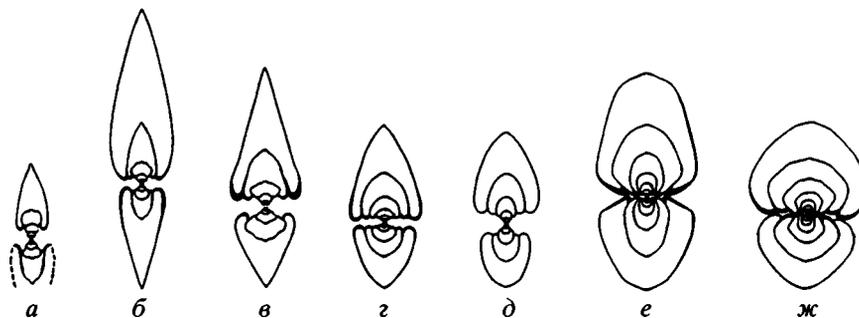


Рис. 1. Поперечные сечения раковин цветковитид и натгорститид (×1):

a – *Eonathorstites oleshkoi* (Archipov); экз. № 286/811*; море Лаптевых, мыс Улахан-Крест; зона *oleshkoi*; *б* – *Tsvetkovites constantis* (Archipov); экз. № 1/994; хр. Хараулах, р. Някучан; зона *constantis*; *в* – *Ts. neraensis* (Popov); экз. № 39/994; море Лаптевых, мыс Улахан-Крест; зона *neraensis*; *г* – *Indigirites krugi* Popov; экз. № 62/994; р. Лена, о. Таас-Ары; зона *krugi*; *д* – *Nathorstites maclearni* Tozer; экз. № 71/994; р. Джугаджак; зона *maclearni*; *е* – *N. macconnelli* (Whiteaves); экз. № 79/994; р. Правая Вторая Сентябрьская; зона *macconnelli*; *ж* – *N. lindstroemi* Böhm; экз. № 91/994; р. Джугаджак, зона *lindstroemi*.
* Коллекции № 811 и 994 хранятся в монографическом отделе Центрального Сибирского геологического музея в ОИГГиМ РАН (г. Новосибирск).

Mangrin, 1995) вариант детальной стандартной шкалы ладинского яруса.

Полученные новые данные позволяют существенно уточнить корреляцию зональных схем ладинского яруса Бореальной области, провести более обоснованное сопоставление бореального ладина с альпийской шкалой и обсудить некоторые дискуссионные вопросы.

БИОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА КОРРЕЛЯЦИИ

В отложениях ладинского яруса бореальных регионов аммоноидеи встречаются довольно часто, но они характеризуются, в сравнении с синхронной фауной аммоноидей низких широт, значительно обедненным и однообразным систематическим составом. Достаточно сказать, что по числу родов бореальные комплексы аммоноидей среднего триаса примерно в три раза уступают тетическим (Дагис и др., 1979). В сообществах аммоноидей ладинского века Бореальной области доминирующей группой являются представители семейства *Nathorstitidae* Spath, 1951. Они широко распространены на территории Северо-Востока Азии (Архипов, 1974; Бычков, 1982; Дагис и др., 1991 и др.) и известны также на Свальбарде (Böhm, 1903; Stolley, 1911; Frebald, 1929; Корчинская, 1972, 1982), в Арктической Канаде (Tozer, 1961) и на Земле Франца Иосифа (Корчинская, 1985). В Британской Колумбии, где Э.Т. Тозером (Tozer, 1967, 1994) разработана наиболее детальная в мире зональная схема ладинского яруса, натгорститиды встречаются вместе с разнообразными тетическими аммоноидеями, что открывает перспективы использования данных по хронологической последовательности родов и видов этой группы в разрезах для корреляции биостра-

тиграфических схем ладинского яруса бореальных и тетических регионов. Однако слабая изученность и неудовлетворительное состояние системы натгорститид снижали их корреляционные возможности.

Ревизия рассматриваемой группы аммоноидей, основанная на типовом сибирском материале и достаточно полном знакомстве с канадскими и свальбардскими оригиналами, позволила выявить тенденции морфологической эволюции натгорститид и восстановить их филогенез (Дагис, Константинов, 1997). Из состава таксонов, относимых ранее к натгорститидам, было выделено семейство *Tsvetkovitidae*, включающее гомогенную группу исключительно бореальных родов с продолжительной офиоконовой скульптурированной ранней стадией и взрослым, обычно тонким оксиконом, лопастной линией с псевдоадвентивными элементами: *Intornites* (анизий) → *Eonathorstites* (ладин, зона *oleshkoi*) → *Tsvetkovites* (ладин, зоны *constantis* и *neraensis*). Собственно натгорститиды, являющиеся несомненными потомками цветковитид, объединяют также три хронологически последовательных бореальных рода и характеризуются субфероконовой раковиной и более простой лопастной линией без псевдоадвентивных элементов: *Indigirites* (ладин, зона *krugi*) → *Nathorstites* (ладин, зоны *maclearni*, *macconnelli* и *lindstroemi*) → *Stolleyites* (карний, зона *tenuis*).

Наиболее древним родом цветковитид ладинского яруса является *Eonathorstites*. Он имеет на поздних стадиях роста узкую оксиконовую раковину с острой вентральной стороной (рис. 1а), лопастную линию с сильно зазубренными лопастями и филлоидными заостренными седлами (рис. 2а). Потомок этого рода в более высоких горизонтах, род *Tsvetkovites*, сохраняет форму оборотов заключительных стадий роста предкового рода, но

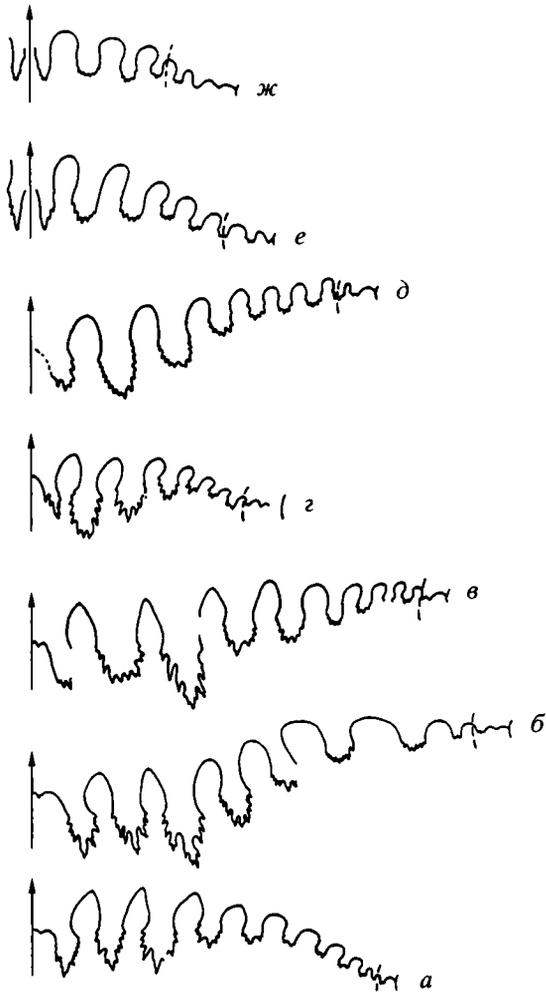


Рис. 2. Лопастные линии цветковитид и натгорститид: *a* – *Eonathorstites oleshkoi* (Archipov); экз. 312/811 при Ш = 12 мм, В = 25 мм; море Лаптевых, мыс Улахат-Крест; зона *oleshkoi*; *б* – *Tsvetkovites constantis* (Archipov); экз. № 10/994 при Ш = 24 мм, В = 50 мм; хр. Хараулах, р. Някучан; зона *constantis*; *в* – *Ts. neraensis* (Popow); экз. № 36/994 при В = 50 мм; море Лаптевых, мыс Тумул; зона *neraensis*; *г* – *Indigirites krugi* Popow; экз. № 52/994 при Ш = 17.5 мм, В = 15 мм; р. Индигирка, руч. Труха-Юрях; зона *krugi*; *д* – *Nathorstites maclearni* Tozer; экз. № 77/994 при Ш = 15.8 мм, В = 21.6 мм; р. Джугаджак, зона *maclearni*; *е* – № *macconnelli* (Whiteaves); экз. № 86/994 при Ш = 16.6 мм, В = 15.5 мм; р. Джугаджак, зона *macconnelli*; *ж* – № *lindstroemi* Böhm, экз. № 97/994 при Ш = 16.7 мм, В = 10.5 мм; р. Джугаджак; зона *lindstroemi*.

характеризуется появлением вздутой кадиконной раковины на средних стадиях роста (рис. 16). В фазу *krugi* от последних представителей рода *Tsvetkovites* (рис. 1в, 2в) отделились первые натгорститиды, имеющие в отличие от предкового семейства иную морфологию внутренних оборотов (рис. 1г–1ж). С появлением рода *Indigirites* в филолинии, связывающей *Indigirites* с последовательными видами родов *Nathorstites* и *Stolleyites*,

наступило замедление развития в морфогенезе основных структур раковины, выразившееся в потере у потомков конечных стадий развития предков, постепенном упрощении лопастной линии. Последнее заключается в сокращении числа лопастей во взрослом состоянии, уменьшении степени зазубренности лопастей и филлоидности, заостренности седел (рис. 2).

Приведенная морфолого-генетическая последовательность родов и видов цветковитид и натгорститид представляет филогенетическую основу зональной схемы ладинского яруса Северо-Востока Азии (Dagys, Konstantinov, 1992; Дагис, Константинов, 1995). Тесная связь последовательных таксонов, постепенные изменения признаков формы раковины, скульптуры и лопастной линии, наличие у потомков в некоторых случаях архаичных черт строения предковых форм, позволяют полагать, что зональная схема, учитывающая эндемизм аммоноидей, отражает все этапы их эволюции и лишена сколько-нибудь существенных хиатусов.

Сходная хронологическая последовательность родов, видов и близких форм цветковитид и натгорститид установлена в разрезах Свальбарда, Арктической Канады и Британской Колумбии. Отдельные таксоны натгорститид известны на архипелаге Земли Франца-Иосифа. Виды рассматриваемой группы аммоноидей являются либо видами индексами зон, либо характерными видами зональных комплексов. Это дает возможность провести на детальном уровне не только корреляцию ладинских отложений бореальных регионов (табл. 1), но и через экотонные разрезы Британской Колумбии со смешанной фауной из тетиических и бореальных элементов сопоставить бореальные схемы ладинского яруса с альпийской шкалой (табл. 2).

КОРРЕЛЯЦИЯ ЛАДИНСКОГО ЯРУСА БОРЕАЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Архипелаг Свальбард. В. Вайтшат и У. Лемман (Weitschat, Lehmann, 1983) выделили в толще так называемых даонелловых сланцев верхней части формации Ботнехейа три уровня с битуминозными карбонатными конкрециями. В нижнем из них, расположенном в 10–15 м выше основания даонелловых сланцев, обнаружена фауна аммоноидей и двустворок верхнего анизия, зоны *Frechites laqueatus*: *Frechites laqueatus* (Lindström), *Aristoptychites* (= *Ptychites*) *trochlaeformis* (Mojsisovics), *Ussurites spetsbergensis* (Oberg) и *Daonella lindstroemi* Mojsisovics.

В 10 м стратиграфически выше по разрезу, в среднем прослое конкреций установлены аммоноидеи *Tsvetkovites varius* Weitschat et Lehmann, *Aristoptychites* (= *Arctoptychites*) *euglyphus* (Mojsisovics)

Таблица 1. Корреляция ладинских отложений борейальных регионов

Подъярус	Северо-Восточная Азия (Дагис, Константинов, 1995)	Арктическая Канада (Tozer, 1994)	Архипелаг Свальбард		Земля Франца-Иосифа (Корчинская, 1985)
			о-в Шпицберген (Weitschat, Lehmann, 1983; Weitschat, Dagys, 1989, с изменениями)	о-в Медвежий (Dagys et al., 1993)	
Верхний	Nathorstites lindstroemi	Слои с	Слои с Nathorstites	Nathorstites lindstroemi	Daonella subarctica
	Nathorstites macconnelli				Daonella frami
	Nathorstites maclearni	Nathorstites	Слои с Protrachyceras и Daonella ex gr. subarctica		Daonella parva
	Indigirites krugi	Слои с	Indigirites tozeri		Daonella aff. prima
	Tsvetkovites neraensis				Indigirites krugi
	Tsvetkovites constantis		Daonella frami	Tsvetkovites varius	
Нижний	Eonathorstites oleshkoi				Meleagrinella cf. omolonensis
					Dacryomya scorochodi

Таблица 2. Корреляция биостратиграфических схем ладинского яруса Северо-Восточной Азии, Британской Колумбии и Южных Альп

Ярус	Подъярус	Аммоноидные зоны, подзоны				
		Северо-Восточная Азия (Дагис, Константинов, 1995)	Британская Колумбия (Tozer, 1994)		Южные Альпы (Mietto Manfrin, 1995)	
Ладинский	Верхний	Nathorstites macconnelli	Frankites	Asklepioceras laurenci	Frankites regoledanus	
		Nathorstites macconnellii		sutherlandi		Frankites glaber
		Nathorstites maclearni	Maclearnoceras maclearni	Maclearnoceras ensio	Protrachyceras	"Protrachyceras" neumayri
				Anolcites angustus		
				Anolcites impolitus		
		Indigirites krugi	Meginoceras meginae	Meginoceras aylardi		Protrachyceras longobardicum
		Tsvetkovites neraensis		Silenticeras hatae	Protrachyceras gredleri	
	Tsvetkovites constantis	Tuchodicerias poseidon		Protrachyceras margaritosum		
Нижний	Eonathorstites oleshkoi	Eoprotrachyceras matutinum	Eoprotrachyceras	Eoprotrachyceras recubariense Eoptotrachyceras curionii		

и *Ussurites spetsbergensis* (Oberg). Этот уровень выделен в зону *Tsvetkovites varius* и отнесен авторами (Weitschat, Lehmann, 1983) к нижней ладина.

В нескольких метрах ниже кровли даонелловых сланцев, в верхнем прослое конкреций, встречены аммоноидеи *Aristoptychites kolymensis* (Kiparisova), *Indigirites tozeri* Weitschat et Lehmann, *Ussurites spetsbergensis* (Oberg), *Proarcestes* и двустворки *Daonella degeeri* Böhm, характерные для зоны *Indigirites tozeri*. Первоначально эта зона также рассматривалась в составе нижней ладина (Weitschat, Lehmann, 1983), в последующем была помещена в низы верхней ладина (Weitschat, Dagens, 1989).

Корреляция двух рассмотренных зон *varius* и *tozeri* Свальбарда с зональными подразделениями ладинского яруса Северо-Восточной Азии не вызывает затруднений. Находки вида *Tsvetkovites varius* приурочены к нижней части зоны *Tsvetkovites constantis* (Дагис, Константинов, 1995), что позволяет сопоставить свальбардскую зону *varius* с нижней частью зоны *constantis*. Корреляция зон *Indigirites tozeri* и *Indigirites krugi* обосновывается наличием в них общего рода *Indigirites* и видов *Indigirites tozeri* и *Aristoptychites kolymensis*. Присутствие возрастных аналогов сибирских зон *Eonathorstites oleshkoi* и *Tsvetkovites neraensis* на Свальбарде фаунистически недоказано.

Эквиваленты зон *Nathorstites maclearni*, *Nathorstites macconnelli* и *Nathorstites lindstroemi* Северо-Восточной Азии устанавливаются на архипелаге с трудом. Зона *macconnelli* в стратиграфической схеме ладинского яруса, предложенной М.В. Корчинской (1982), основана на ошибочных определениях натгорститид (Weitschat, Dagens, 1989). По мнению автора, к *Nathorstites macconnelli* (Whiteaves) могут быть отнесены только формы, описанные как *Nathorstites strongulatus* Korchinskaja (Корчинская, 1972, с. 69, табл. 2, фиг. 10–12), которые имеют, как и типичные канадские представители вида (Tozer, 1994, табл. 86, фиг. 3b; табл. 87, фиг. 4), пережимы на ранних стадиях роста. Эти аммоноидеи были обнаружены в верхней части ладинского яруса в фосфоритовых конкрециях на восточном побережье Шпицбергена в Агарддалене (г. Руслагенфельлет) стратиграфически ниже горизонта с *Zittelihalobia zitteli* (Lindström), *Stolleyites* cf. *tenuis* (Stolley). В то же время, аммоноидеи, отнесенные к виду *Nathorstites macconnelli* (Корчинская, 1972, с. 68, табл. 2, фиг. 8–9) и происходящие из верхов ладинского яруса юго-восточного побережья Шпицбергена (г. Кейльхауфельлет), имеют хорошо выраженную приумбиликальную депрессию, ограниченную умбиликальным валиком, почти прямые линии роста и вздутую кадиконную раковину. По этим признакам они принадлежат к виду *Nathorstites lindstroemi* Böhm (Дагис, Константинов, 1997). Недавно этот вид был так-

же встречен в слое темно-серых алевролитов мощностью 0.5 м с многочисленными фосфоритовыми конкрециями (Dagens et al., 1993). Выше залегают серые алевролиты с частыми сидеритовыми конкрециями, при выветривании красно-бурыми, содержащими аммоноидеи *Stolleyites*, *Paracladiscites*, “*Discophyllites*” (= *Arctophyllites*), наутилоидеи и двустворки *Zittelihalobia zitteli* Lindstr. К сожалению, *Nathorstites macconnelli* (Whit.) и *N. lindstroemi* Böhm не обнаружены на о. Шпицберген в одном разрезе в стратиграфической последовательности, но, очевидно, приурочены к самым верхним отложениям формации Ботнехея с многочисленными фосфоритовыми конкрециями. Этот интервал рассматривается в настоящей статье как слои с *Nathorstites*, отвечающие зонам *Macconnelli* и *lindstroemi* Северо-Восточной Азии.

Отложения, занимающие на о. Шпицберген промежуточное стратиграфическое положение выше верхнего конкреционного прослоя (зона *Indigirites tozeri*) и ниже фосфоритовых конгломератов в кровле формации Ботнехея (слои с *Nathorstites*), достигают в восточных районах острова, по данным В. Вайтшата (Weitschat, Dagens, 1989), мощности 16 м и содержат два уровня с остатками аммоноидей *Protrachyceras* sp., двустворок *Daonella* ex. gr. *subarctica* Popow и криноидей *Traumatocrinus*. В нижнем из них встречены также птихитиды неясной родовой принадлежности. Эти отложения выделяются в данной статье как слои с *Protrachyceras* и *Daonella* ex. gr. *subarctica*, которые условно, по стратиграфическому положению, сопоставляются с зоной *maclearni* Северо-Восточной Азии. Косвенным основанием для такой корреляции является то, что в Северо-Восточной Азии последние птихитиды встречаются в зоне *maclearni* и отсутствуют в вышележащих слоях (Дагис, Константинов, 1995).

Зона *lindstroemi*, выделенная недавно на о. Медвеьем (Dagens et al., 1993), охарактеризована аммоноидеями *Nathorstites lindstroemi* Böhm, *Daxatina canadensis* (Whiteaves), “*Clionites*” *barentsi* Böhm, “*Cl.*” *spinosus* Böhm, *Paracladiscites* sp. На основании присутствия общего вида-индекса *N. lindstroemi* она эквивалентна одноименной зоне Северо-Восточной Азии.

Арктическая Канада. В бассейне Сведруп отложения ладинского яруса входят в состав формаций Блаа-Маунтин и Шеи-Пойнт (Tozer, 1961). Находки аммоноидей в разрезах яруса очень редки и приурочены к отдельным сравнительно маломощным горизонтам.

В нижней части яруса выделяются слои с *Daonella frami*, которые широко распространены и прослежены как в краевых, так и в осевых частях бассейна Сведруп. В большинстве местонахождений в этих слоях установлен один вид-индекс *Daonella frami* Kittl. Только в одном разрезе, на полу-

острове Бьёрн, вместе с *D. frami* встречены аммоноидеи *Longobardites* sp. indet., *Protrachyceras* sp. indet. и *Ptychites* (= *Aristoptychites*) *nanuk* Tozer. Корреляция этого уровня довольно условна. Экземпляр *Longobardites* sp. indet. из слоев с *Daonella frami* (Tozer, 1994, табл. 68, фиг. 1) имеет неполную сохранность, но по строению лопастной линии с филлоидными, заостренными седлами и сильно зазубренными лопастями с обособлением крупных центральных зубцов, сближается с видом *Tsvetkovites constantis* (Archipov). Птихитиды же, по мнению немецких исследователей (Weitschat, Lehmann, 1983), относятся к роду *Aristoptychites* и близки к сибирскому виду *Aristoptychites kolymensis* (Kiparisova). Первые представители рода *Aristoptychites* появляются в Северо-Восточной Азии в зоне *pergaensis*, а вид *A. kolymensis* характерен для зон *krugi* и *maclearni*. Принимая во внимание все вышесказанное, а также то, что род *Nathorstites* в Арктической Канаде известен в вышележащих отложениях, слои с *Daonella frami* могут быть скоррелированы с зонами *constantis*, *pergaensis* и *krugi* Северо-Восточной Азии.

В верхней части ладинского яруса выделяются слои с *Nathorstites* (Tozer, 1961; 1967; Silberling, Tozer, 1968). Как показало монографическое изучение натгорститид (Tozer, 1994; Дагис, Константинов, 1997), среди изображенных экземпляров *Nathorstites macconnelli* из этих слоев только один относится к данному виду (Tozer, 1961, табл. 22, фиг. 7). Два других экземпляра (Tozer, 1961, табл. 22, фиг. 5, 6), происходящие вместе с *Procladiscites* (= *Sphaerocladiscites*) cf. *martini* (Smith) из нижней сланцевой пачки формации Блаа-Маунтин на о. Элсмир, имеют вздутую кадиконовую раковину, хорошо выраженный умбиликальный валик, слабо зазубренные лопасти и овальные седла. По этим признакам эти формы неотличимы от вида *Nathorstites lindstroemi* и отнесены к последнему (Дагис, Константинов, 1997). Таким образом, в слоях с *Nathorstites* Арктической Канады присутствуют бесспорные коррелятивы двух зон ладина Северо-Восточной Азии – *macconnelli* и *lindstroemi*. Условно эти слои сопоставляются и с зоной *maclearni*.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа. Отложения ладинского яруса, представленные переслаиванием пачек аргиллитов, алевролитов и песчаников общей мощностью (без учета интрузий) от 870 до 1085 м, вскрыты на архипелаге глубокими параметрическими скважинами (Преображенская и др., 1985). В керне скважин среди макрофауны преобладают двустворки. В нижней части верхнеладинского подъяруса в скв. Северной, сложенной черными и темно-серыми аргиллитами с пиритовыми, фосфатно-сидеритовыми и известковистыми конкрециями, на глубине 2331.8 м вместе с даонеллами встречены аммоноидеи *Nathorstites* cf. *lenticularis* (Whiteaves). У изображен-

ного с этого уровня экземпляра (Корчинская, 1985, табл. 5, фиг. 6) хорошо сохранилась скульптура, которая на боковых сторонах состоит из радиальных складок и струек, резко изогнутых назад примерно в середине высоты оборота. Такое очертание струек роста не характерно как для рода *Nathorstites*, так и для вида *Nathorstites lenticularis* (= *Nathorstites macconnelli*), у которых отсутствуют складки на боковых сторонах взрослых экземпляров, а струйки при подходе к вентральной стороне образуют выступ вперед. По особенностям скульптуры данная форма, бесспорно, относится к роду *Indigirites* и может быть идентифицирована как *Indigirites* cf. *krugi* Popow. Следовательно, в скв. Северной на востоке архипелага присутствуют хроноэквивалентны зоны *Indigirites krugi* Северо-Восточной Азии.

КОРРЕЛЯЦИЯ ЛАДИНСКОГО ЯРУСА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ, БРИТАНСКОЙ КОЛУМБИИ И ЮЖНЫХ АЛЬП

Как уже было сказано выше, ввиду сильного провинциализма аммоноидных фаун невозможны прямые сопоставления схем биостратиграфии ладинского яруса бореальных и тетических регионов. Ключевым районом для осуществления бореально-тетической корреляции ладина является северо-восток Британской Колумбии, фауна аммоноидей которого, вероятно, принадлежала в ладинском веке к пограничной зоне между Бореальной и Тетической палеобиогеографическими областями и имела смешанный характер.

Британская Колумбия. В этом регионе на основании очень полной последовательности аммоноидей в разрезах Э.Т. Тозером разработана детальная схема ладинского яруса, включающая пять зон (Tozer, 1967; Silberling, Tozer, 1968). Первоначально к нижнему ладину были отнесены зоны *Protrachyceras subasperum* и *Progonoceras poseidon*. Позднее зона *poseidon* стала рассматриваться в составе верхнего ладина (Tozer, 1981). Поводом для пересмотра ее возраста послужили находки в данной зоне аммоноидей рода *Protrachyceras*, близких к виду *P. longobardicum* Mojsisovics из зоны *Protrachyceras archelaus* Альп. В недавно опубликованной фундаментальной монографии по аммоноидным фаунам Канады Э.Т. Тозер (Tozer, 1994) значительно детализировал зональную схему ладинского яруса Британской Колумбии, но не привел его подъярусного расчленения. Была пересмотрена родовая принадлежность некоторых аммоноидей, изменена номенклатура отдельных зон. Видом-индексом нижней зоны ладина стал *Eoprotrachyceras matutinum* Tozer, вид-индекс вышележащей зоны *poseidon* отнесен к новому роду *Tuchodiceras*. Зоны *Meginoceras meginiae*, *Maclearnoceras maclearni* и *Frankites sutherlandi*

расчленены на подзоны. В сумме современная зональная схема ладинского яруса Британской Колумбии включает 13 биостратонов в ранге зон и подзон по аммоноидеям.

Комплексы ладинских аммоноидей рассматриваемого региона отличаются значительным таксономическим разнообразием и насчитывают 35 родов (Tozer, 1994). Из этого числа только восемь родов известны также в ладинских отложениях Северо-Восточной Азии: *Eonathorstites*, *Tsvetkovites* ("Indigirites" *freboldi* Tozer), *Indigirites*, *Nathorstites*, *Arctoptychites*, *Longobardites*, *Proarcestes* и *Lobites*. Три последних рода являются космополитными и долгоживущими и поэтому не могут быть использованы для детальных сопоставлений. Корреляция зональных схем ладинского яруса Британской Колумбии и Северо-Востока Азии основана на данных по стратиграфическому распространению в разрезах родов и видов цветковитид (*Eonathorstites* и *Tsvetkovites*), натгорститид (*Indigirites* и *Nathorstites*) и птихитид (*Arctoptychites*).

Зона *maclearni* Британской Колумбии достаточно точно сопоставляется с зоной *Nathorstites maclearni* Северо-Восточной Азии, так как обе зоны содержат общий вид *Nathorstites maclearni* Tozer. В двух верхних подзонах зоны *meginae* распространены вид *Indigirites boehmi* Tozer, являющийся младшим синонимом вида *Indigirites krugi* Popov (Дагис, Константинов, 1997). Это дает основание для корреляции подзон *Silenticeras hatae* и *Meginosceras aylardi* зоны *meginae* Британской Колумбии с зоной *Indigirites krugi* Северо-Восточной Азии. Корреляция большей, верхней части зоны *Tuchodicerias poseidon* с зоной *Tsvetkovites constantis* обосновывается наличием в этих биостратонах общего рода *Arctoptychites* и морфологически близких видов рода *Tsvetkovites*, имеющих относительно узкую раковину: *Ts. freboldi* (Tozer) в зоне *poseidon* и *Is. constantis* (Archipov) в зоне *constantis*. Нижняя часть зоны *Tuchodicerias poseidon* сопоставляется с зоной *Eonathorstites oleshkoi*, что будет подробно рассмотрено ниже. Подзона *Meginosceras triviale* зоны *meginae* по своему стратиграфическому положению выше зоны *poseidon* и ниже подзон *hatae* и *aylardi* коррелируется с зоной *Tsvetkovites neraensis*. Зона *Frankites sutherlandi* Британской Колумбии сопоставляется с зонами *Nathorstites macconnelli* и *Nathorstites lindstroemi* Северо-Восточной Азии. Корреляция с зоной *macconnelli* обоснована присутствием вида *Nathorstites macconnelli* (Whiteaves) в верхней подзоне зоны *sutherlandi* – *Asklepioceras laurenci*. Данные по составу аммоноидей в различных местонахождениях и их относительному положению в разрезах, приведенные Э.Т. Тозером (Tozer, 1994), позволяют предположить, что вид *N. macconnelli* не проходит в самые верхние слои зоны *sutherlandi*, где встречаются трахицератида *Daixatina laubei* Tozer, *D. canadensis* (Whiteaves). Последний вид известен

также на о. Медвежьем архипелаге Свальбард в ассоциации с *Nathorstites lindstroemi* Böhm (Böhm, 1903; Dagys et al., 1993). Поэтому верхняя часть подзоны *laurenci* зоны *sutherlandi* коррелируется с зоной *lindstroemi*, нижняя часть – с зоной *macconnelli*. Но зона *macconnelli*, вероятно условно, по стратиграфическому положению выше слоев с *Nathorstites maclearni* в Северо-Восточной Азии, может включать и эквиваленты подзоны *Frankites glaber* зоны *sutherlandi*.

Наиболее сложна корреляция самых нижних слоев ладинского яруса Британской Колумбии и Северо-Восточной Азии. Вид-индекс нижней зоны ладина Северо-Восточной Азии первоначально был описан в составе рода *Longobardites* (Архипов, 1974) – *L. oleshkoi* Archipov. Ревизия этих аммоноидей показала (Дагис, Константинов, 1997), что они по наличию морфологически обособленного вентрального кия на ранних стадиях роста и большому числу сильно зазубренных лопастей не могут быть идентифицированы как *Longobardites* или *Intornites* и относятся к роду *Eonathorstites*. Представители последнего рода были обнаружены в Британской Колумбии в единственном разрезе (Tozer, 1994) вместе с аммоноидеями *Ptychites hamatus* Tozer, *Protrachyceras sikanianum* McLearn и *Metatirolites withrowi* Tozer стратиграфически ниже находок вида *Tsvetkovites freboldi* (Tozer), характерного для зоны *poseidon* (Tozer, 1994). Слои, содержащие этот небольшой комплекс аммоноидей, Э.Т. Тозер условно включил в состав зоны *poseidon*, но предположил, что они могут представлять и отдельную подзону. Следует отметить, что рассматриваемые слои с *Eonathorstites* нигде в Британской Колумбии не составляют единую последовательность с нижней зоной ладина *Eurotrachyceras matutinum*. Так как взаимоотношение слоев с *Eonathorstites* и зоны *matutinum* неясно, зона *oleshkoi* Северо-Восточной Азии, имеющая сходное стратиграфическое положение в разрезах в обоих сравниваемых регионах ниже первых представителей рода *Tsvetkovites*, сопоставляется с низами зоны *poseidon* и зоной *matutinum*. Корреляция зоны *oleshkoi* с низами зоны *poseidon* обоснована присутствием в этих подразделениях общего рода *Eonathorstites*. Традиционная же корреляция зоны *oleshkoi* с нижней зоной ладина Британской Колумбии (Дагис и др., 1979; Дагис и др., 1991; Константинов, 1991) более гипотетична и основана, главным образом, на ее стратиграфическом положении выше слоев с последними *Frechites* и ниже слоев с первыми *Tsvetkovites*.

Южные Альпы. Стратотипической местностью ладинского яруса являются Южные Альпы. До сравнительно недавнего времени в этом регионе не проводились детальные стратиграфические исследования ладинских отложений, и биостратиграфическая схема яруса включала два подъяруса: нижний (фассан) и верхний (лонгобард), отве-

чающие соответственно зонам *Eoprotrachyceras curionii* и *Protrachyceras archelaus* (Общая шкала..., 1984). В последнее время группой итальянских исследователей на основе ревизии известных разрезов ладина в типовой местности, а также открытия новых разрезов и местонахождений аммоноидей была выявлена стратиграфическая последовательность аммоноидных комплексов и предложена детальная аммоноидная шкала яруса (Mietto, Manfrin, 1995). Она состоит из двух подъярусов, трех зон и десяти подзон. В основу ее построения положен иерархический принцип. Индексом зоны является род, индексом подзоны – вид. Нижние границы всех подразделений устанавливаются по появлению рода или вида-индекса. В настоящей статье принята рассматриваемая шкала, за исключением положения нижней границы яруса, которая проводится нами в основании зоны *Eoprotrachyceras* и ее коррелятивов (зона *curionii*).

Корреляция ладинских отложений Британской Колумбии и Южных Альп основана, главным образом, на данных по стратиграфическому распространению в разрезах трахицератид, и в частности, родов *Eoprotrachyceras*, *Protrachyceras*, *Liardites*, *Maclearoceras* и *Frankites*.

Родовая зона *Eoprotrachyceras* Южных Альп, отвечающая по объему нижнеладинскому подъярису (фассану), коррелируется с зоной *matutinum* Британской Колумбии, так как в этих зонах присутствует общий род *Eoprotrachyceras*. Синхронность нижних границ альпийской зоны *Protrachyceras* и канадской *poseidon* подчеркивается появлением на этом уровне настоящих представителей рода *Protrachyceras*, имеющих лопастную линию с расчлененными седлами. В комплекс аммоноидей подзоны “*Protrachyceras*” *neumaugi* входят роды *Maclearoceras* и *Liardites*. В Британской Колумбии эти роды распространены в двух верхних подзонах зоны *maclearni* – *Anolcites angustus* и *Maclearoceras ensio*, что обосновывает корреляцию последних с подзоной *neumaugi*. Три нижние подзоны зоны *Protrachyceras* – *Protrachyceras margaritosum*, *P. gredleri* и *P. longobardicum* – по стратиграфическому положению соответствуют суммарному объему зон *poseidon*, *meginae* и подзоны *Anolcites impolitus* зоны *maclearni* Британской Колумбии. Точная же корреляция этих биостратонов пока невозможна, так как в Британской Колумбии в зонах *poseidon*, *meginae* и *maclearni* известен один вид рода *Protrachyceras* – *P. sikaniatum* McLearn, имеющий довольно широкие пределы индивидуальной изменчивости и представленный во всем интервале своего распространения как инволютными формами, близкими к *P. longobardicum* Mojsisovics, так и эволютными, близкими к виду *P. archelaus* Mojs. (Tozer, 1994). Верхняя подзона южноальпийской зоны *Protrachyceras* – *Frankites regoledanus* коррелируются с канадской зоной *sutherlandi* на основании общих родов *Frankites*, *Asklepioceras*, *Muensterites*

и вида *Lobites ellipticus* Hauer. Такое сопоставление подтверждается также тем, что в вышележащих отложениях как в Альпах (Urlichs, 1994; Mietto, Manfrin, 1995), так и в Канаде (Tozer, 1994) появляются первые представители рода *Trachyceras*, имеющие уже раннекарнийский возраст.

В свою очередь, зоны *macconnelli* и *lindstroemi* Северо-Восточной Азии, коррелятивные зоны *sutherlandi* Британской Колумбии, сопоставимы с подзоной *regoledanus* зоны *Protrachyceras* Южных Альп. Зона *Nathorstites maclearni*, соответствующая зоне *Maclearoceras maclearni*, коррелируется с подзоной “*Protrachyceras*” *neumaugi* и, условно, с верхней частью подзоны *Protrachyceras longobardicum*. Зоны *oleshkoii*, *constantis*, *neraensis* и *krugi* Северо-Восточной Азии через разрезы Британской Колумбии сопоставляются с суммарным объемом зоны *Eoprotrachyceras* и подзон *margaritosum*, *gredleri* и *longobardicum* зоны *Protrachyceras* Южных Альп.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-65290.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1974. 270 с.
- Бычков Ю.М. Натгорститы Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1982. № 26. С. 26–37.
- Дагис А.С., Архипов Ю.М., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 243 с.
- 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. Ревизия *Nathorstitidae* (Ammonoidea) Северо-Востока Азии // Палеонтол. журн. 1997. № 5. С. 41–49.
- Дагис А.С., Константинов А.Г., Соболев Е.С. Материалы к биостратиграфической схеме ладинского яруса бореальных регионов // Биостратиграфия и палеонтология триаса Сибири. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1991. С. 74–96.
- Дагис А.С., Тозер Э.Т. Корреляция триаса Северной Канады и Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 3–9.
- Константинов А.Г. Биостратиграфия и аммоноидей верхнего анизия севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.
- Корчинская М.В. Распространение натгорститов в триасовых отложениях Свальбарда // Мезозойские отложения Свальбарда. Л.: НИИГА, 1972. С. 64–74.
- Корчинская М.В. Объяснительная записка к стратиграфической схеме мезозоя (триас) Свальбарда. Л.: Севморгеология, 1982. 99 с.
- Корчинская М.В. Фаунистическая характеристика триасовых отложений Земли Франца-Иосифа // Стра-

- тиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: Севморгеология, 1985. С. 16–27.
- Общая шкала триасовой системы СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 120 с.
- Преображенская Э.Н., Школа И.В., Корчинская М.В.* Стратиграфия триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения) // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: Севморгеология, 1985. С. 5–15.
- Шевырев А.А.* Триасовые аммоноидеи. М.: Наука, 1986. 184 с.
- Anisian/Ladinian boundary field workshop Southern Alps-Balaton Highlands 27 June–4 July 1993. Milano, 1993. 117 p.
- Böhm J.* Über die Obertriadische Fauna der Bäreninsel // Kgl. svenska veternkaps-akad. handl. 1903. Bd. 37. № 3. S. 1–76.
- Dagys A.S., Konstantinov A.G.* A new zonal scheme of the boreal Ladinian // *Albertiana*. 1992. № 10. P. 17–21.
- Dagys A., Weitschat W.* Correlation of the boreal Triassic // *Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hambur.* 1993. H. 75. S. 249–256.
- Dagys A., Weitschat W., Konstantinov A., Sobolev E.* Evolution of the boreal marine biota and biostratigraphy at the Middle/Upper Triassic boundary // *Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg*. 1993. H. 75. S. 193–209.
- Frebold H.* Faunistisch-stratigraphische Untersuchungen über die Trias Spitzbergens und der Edge Insel // *Abh. Naturwiss. Hamburg*. 1929. B. 22. H. 3–4. S. 295–312.
- 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.
- Mojsisovics E.* Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz // *Abh. Geol. Reichsanst. Wien*. 1882. Bd. 10. S. 1–322.
- 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.
- Stolley E.* Zur Kenntniss der arktischen Trias // *N. Jb. Mineral, Geol. und Paläontol.* 1911. Bd. 1. S. 114–126.
- Tozer E.T.* Triassic stratigraphy and faunas, Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago // *Geol. Surv. Canada. Mem.* 316. P. 1–116.
- Tozer E.T.* A standard for Triassic time // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1967. № 156. P. 1–103.
- Tozer E.T.* Triassic Ammonoidea: Geographic and stratigraphic distribution // *The Ammonoidea*. L.–N.Y.: Acad. press, 1981. P. 65–100.
- Tozer E.T.* Canadian Triassic ammonoid faunas // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1994. № 467. P. 1–663.
- Urlichs M.* Trachyceras Laube 1869 (Ammonoidea) aus dem Unterkarn (Obertrias) der Dolomiten (Italien) // *Stuttgart. Beitr. Naturk. Ser. B*. 1994. № 217. S. 1–55.
- Weitschat W., Dagys A.S.* Triassic biostratigraphy of Svalbard and a comparison with NE-Siberia // *Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg*. 1989. H. 68. S. 179–213.
- Weitschat W., Lehmann U.* Stratigraphy and ammonoids from the Middle Triassic Botneheia Formation (Daonella Shales) of Spitsbergen // *Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg*. 1983. H. 54. S. 27–54.

Рецензенты А.А. Шевырев, А.С. Алексеев

УДК 563.14:551.761.2/3(571.65)

СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ РАДИОЛЯРИИ ИЗ РАЗРЕЗА ДЖУГАДЖАК (ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ)

© 2000 г. Н. Ю. Брагин*, А. Ю. Егоров**

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

**ПГО "Аэрогеология", 117071 Москва, Ленинский просп., 35, Россия

Поступила в редакцию 09.06.97 г., получена после доработки 11.09.98 г.

Радиолярии установлены в верхнем анизии, верхнем ладине и нижнем карнии Омолонского массива. Их ассоциации характеризуются существенно обедненным составом по сравнению с разновозрастными комплексами Средиземноморской области, но обнаруживают значительное сходство с сообществами радиолярий среднего триаса Новой Зеландии. В составе изученных ассоциаций присутствует ряд видов космополитного распространения, что представляет интерес при решении задачи корреляции высокоширотных и низкоширотных триасовых отложений.

Ключевые слова. Триас, Омолонский массив, стратиграфия, корреляция, палеобиогеография, радиолярии.

ВВЕДЕНИЕ

Радиолярии принадлежат к числу весьма неравномерно изученных групп. Эта неравномерность особенно ярко проявляется в состоянии изученности высокоширотных (бореальных) ассоциаций радиолярий мезозоя и, в первую очередь, триаса. Если для тропического пояса триасового времени (Средиземноморье, Япония, Дальний Восток России, западные районы США и Мексики) имеются достаточно полные данные по составу комплексов и вертикальному распространению таксонов, благодаря чему построен ряд успешно применяемых стратиграфических схем (Брагин, 1991; Carter, 1993; Kozur, Mostler, 1994; Yao, 1990), то бореальные ассоциации начали изучаться только в самое последнее время и данные по ним скудны. Между тем, исследования высокоширотных фаун радиолярий открывают совершенно новые перспективы как для анализа региональной палеогеографии, так и для решения фундаментальной проблемы корреляции разрезов различных палеоклиматических зон. В этом отношении большой интерес представляют бореальные триасовые отложения Северо-Востока Азии, охарактеризованные радиоляриями.

Радиолярии к настоящему времени известны из разреза по р. Джугаджак (Омолонский массив) (рисунок). Триасовые отложения этого района носят гемипелагический характер и формировались на значительном удалении от суши. Они представлены преимущественно глинами, аргиллитами, редко известняками и охарактеризованы своеобразными комплексами бескульптурных аммоноидей, псевдопланктонных двустворчатых моллюсков и радиолярий. Остатки бентосных организмов относительно редки, особенно в средне-триасовых и карнийских отложениях (Дагис и др.,

1979; 1991, Дагис, Константинов, 1995; Егоров и др., 1987). Радиолярии здесь присутствуют на нескольких стратиграфических уровнях, в ряде случаев удалось экстрагировать их из породы. Эти находки позволяют существенно дополнить знания о бореальных ассоциациях радиолярий мезозоя, которые используются в различных палеоклиматических и тектонических разработках и представляют интерес не только для палеонтологов.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

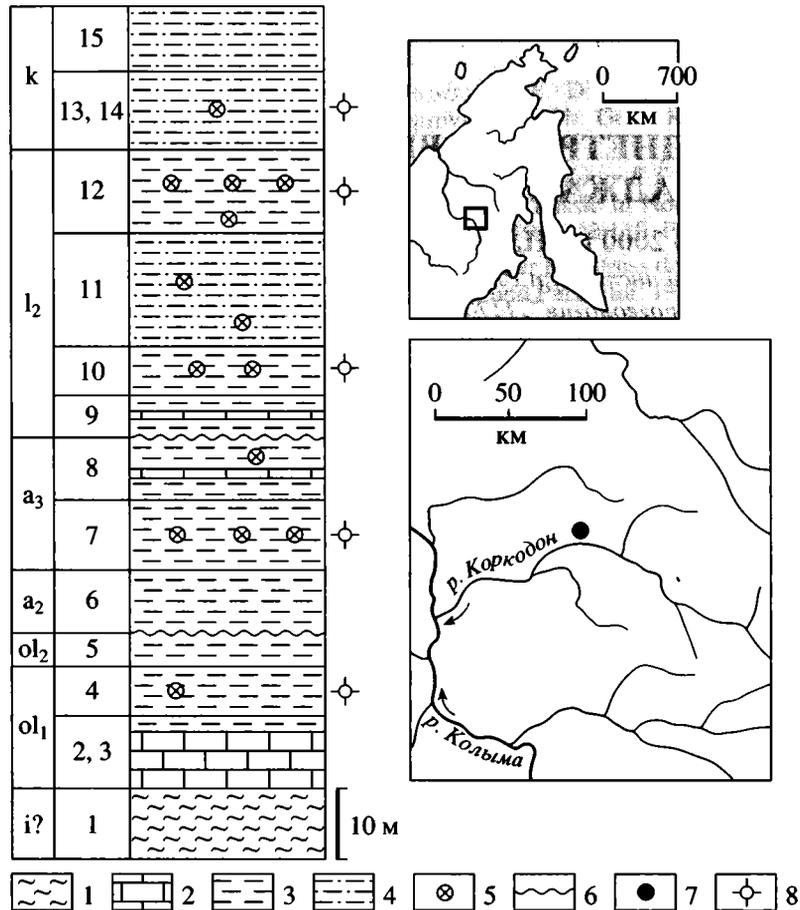
Опорный разрез триасовых отложений юго-западной части Омолонского массива расположен в среднем течении р. Джугаджак (приток р. Коркдон, бассейн р. Колымы). Рассматриваемые обнажения находятся на левом борту долины р. Джугаджак непосредственно выше устья ручья Жильный. Этот разрез неоднократно описывался в литературе (Годунцов и др., 1968; Дагис и др., 1979). В данной статье приводится уточненное описание, составленное авторами. В схеме местной стратиграфии данные толщи входят в состав двугаджакской свиты триасового возраста (Бычков и др., 1996). Определения остатков макрофауны были сделаны А.Г. Константиновым (аммоноидеи), Е.С. Соболевым (наутилоидеи), Н.И. Курушиным (двустворчатые), А.С. Дагисом (брахиоподы).

Разрез триаса по р. Джугаджак следующий (снизу вверх, рисунок):

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА. ДЖУГАДЖАКСКАЯ СВИТА.

Нижний триас
Индский ярус (?)

1. Глины светло-серые с остатками мелких ринхонеллид плохой сохранности. Мощность 10 м.



Местоположение и строение разреза триаса на р. Джугаджак и уровни находок радиолярий.

1 – глины; 2 – известняки; 3 – аргиллиты; 4 – алевролиты; 5 – фосфатные конкреции; 6 – несогласие; 7 – местоположение разреза; 8 – уровни находок радиолярий.

Слева от колонки – номера слоев, а также индексы ярусов триасовой системы (i – индский, ol – оленекский, а – анизийский, l – ладинский, k – карнийский).

Оленекский ярус Нижний подъярус

2. Известняки светло-серые мелкокристаллические сильно битуминозные плитчатые и массивные с редкими прослоями известковистых буровато-серых аргиллитов. Мощность 7 м.

3. Аргиллиты серые, темно-серые и буровато-серые тонкослоистые с прослоями (0.1 м) известняков серых глинистых битуминозных и буровато-серых алевролитистых глин. Мощность 3 м.

4. Аргиллиты серые и темно-серые тонкослоистые с прослоями (0.1–0.2 м) черных горячих сланцев. В породах содержатся редкие мелкие фосфатные конкреции с неопределимыми остатками сферических радиолярий. Мощность 6.5 м.

Слои 2–4 охарактеризованы остатками конодонтов и двустворчатых моллюсков, свидетельствующих о наличии здесь обеих зон нижнего подъяруса оленека: *hedenstroemi* и *tardus*.

Верхний подъярус

5. Аргиллиты темно-серые тонкослоистые с многочисленными остатками *Claraia aranea* Tozer. Мощность 4 м.

Средний триас Анизийский ярус Средний подъярус

6. Аргиллиты темно-серые и черные тонкослоистые с аммонитами *Czekanowskites decipiens* (Mojs.). Нижний контакт слоя эрозионный, нижеанизийские отложения выпадают из разреза. Мощность 8 м.

Верхний подъярус

7. Аргиллиты темно-серые и черные с многочисленными фосфатными конкрециями, содержащими аммониты *Amphipopanoceras dzenginense* Arch. и радиолярии *Archaeothamnulus* (?) sp., *Entactinia* sp., *Oertlispongus* sp., *Pseudostylosphaera* (?) sp. ex gr. *P. fragilis* (Bragin), *P.* (?) sp., *Spongodiscoidea* (?) gen. indet. (сферические формы с губчатой оболочкой и обширной внутренней полостью без спикую-

лы), *Spongopallium* (?) sp., *Stauracontium* (?) sp., *Triassocampe* (?) sp. Мощность 9 м.

8. Аргиллиты и алевролиты темно-серые и черные с фосфатными конкрециями и прослоями известковистых песчаников серых мелкозернистых, горючих сланцев черных и темно-буровато-серых известняков с фауной аммоноидей *Parafrechites sublaqueatus* Bytschkov (верхняя часть верхнего анизия). Здесь радиолярии также многочисленны, но имеют плохую сохранность. Мощность 8 м.

Стратиграфический перерыв, выражающийся в выпадении из разреза отложений нижнего ладина.

Ладинский ярус

Верхний подъярус

9. Переослаивание аргиллитов черных тонкослоистых, глин серых, желтых, белых и темно-серых битуминозных известняков с многочисленными двустворчатými *Daonella prima* Kipar. Мощность 5.5 м.

10. Аргиллиты и горючие сланцы темно-серые и черные с многочисленными фосфатными конкрециями, содержащими остатки аммоноидей *Arctoptychites omolajensis* Archipov (нижние 2.5 м), *Arctogymnites* sp. cf. *A. spectori* Arch., *Indigirophyllites oimekonensis* Popov (5–5.5 м от основания слоя), водорослей *Tasmanites* sp. и радиолярий *Archaeocenospaera* sp., *Entactinia* sp., *Ferresium* (?) sp., *Glomeropyle boreale* Bragin, *Hindeospaera* sp. ex gr. *H. spinulosa* (Nakaseko et Nishimura), *H. sp. Hozmadia* (?) sp., *Laxtorum* (?) sp., *Pachus* (?) sp., *Parentactinia pygnax* Dumitrica, *P. sp. cf. P. inerme* Dumitrica, *Praenanina* sp., *Poulpus* sp., *Silicarmiger costatus* Dumitrica, *Kozur* et *Mostler*, *S. sp. cf. S. latus* Kozur et *Mostler*, *Spongodiscoidea* gen. indet. (губчатые сферы, аналогичные встреченным в слое 7), *Spongopallium* sp. aff. *S. koppi* (Lahm), *Stauracontium* (?) sp. Мощность 6.5 м.

11. Переослаивание алевролитов известковистых, черных сланцеватых (0.5 м) и глин желтых и белых (до 0.1 м) с редкими фосфатными конкрециями, содержащими остатки *Arctoptychites* sp., *Indigirophyllites* sp., *Gyronautilus* sp. ex gr. *G. kegalensis* Sob. (1–1.2 м от основания слоя), *Nathorstites* sp. cf. *N. mclearni* Tozer, *Aristoptychites kolymensis* Kipar. (13.3 м от основания слоя). Мощность 15 м.

12. Аргиллиты известковистые черные, тонколистватые с многочисленными шаровидными фосфатными конкрециями, содержащими макроостатки *Nathorstites mclearni* Tozer, *Aristoptychites kolymensis* Kipar. (1–2 м от основания слоя), *Sphaerocladiscites omolajensis* Bytschkov, *Indigirophyllites oimekonensis* Popov, *Nathorstites mcconnelli* (White), *Sinuplicorhynchia kegalensis* Dagys (2.8–9.7 м от основания слоя), *Nathorstites lindstroemi* Bohm, *Sphaerocladiscites omolajensis* Bytschkov (9.7–10.3 м от основания слоя) и радиолярии *Archaeocenospaera* sp., *Pseudostylosphaera omolonica* sp. nov., *Ferresium* (?) sp. Мощность 10.5 м.

13. Переослаивание аргиллитов черных, рыхлых (до 0.5 м) и более плотных, пластинчатых, известковистых (до 0.1 м). Обе разновидности содержат многочисленные фосфатные конкреции с *Nathorstites lindstroemi* Bohm, *Sphaerocladiscites omolajensis* Bytschkov в интервале 1.3–2.3 м от основания слоя, теми же аммонитами и *Proclydonautilus aniamensis* (Shim.) в интервале 4.1–6 м от основания слоя. Мощность 11.6 м.

Верхний триас

Карнийский ярус

14. Алевролиты темно-серые известковистые, плохо отсортированные, битуминозные, с костями рептилий, раковинным детритом, ходами илоедов и многочисленными фосфатными конкрециями, которые содержат остатки *Discophyllites* sp., *Stolleites* sp. cf. *S. tenuis* (Stolley), *Proclydonautilus aniamensis* (Shim.), *Cenoceras boreale* Dagys et Sob. (0–0.3 м от основания слоя), *Proclydonautilus aniamensis* (Shim.), *Pennospiriferina popovi* Dagys, *Pennospiriferina* (*Dentospiriferina*) *costata* Dagys, *P. (D.) repeliaevi* Dagys (1.1–3 м от основания слоя), *Holcorhynchia tibetica* (Bitt.) (4.5 м от основания слоя) и радиолярий *Pseudostylosphaera omolonica* sp. nov., *Ferresium* sp. Мощность 2 м.

15. Алевролиты черные, известковистые, сланцеватые с немногочисленными фосфатными конкрециями, содержащими *Discophyllites taimyrensis* Popov, *Cenoceras boreale* Dagys et Sob., *Pennospiriferina* (*Dentospiriferina*) *costata* Dagys, *Planirhynchia yakutica* Dagys (4.5–4.9 м от основания слоя) и радиолярии *Pseudostylosphaera* sp. Мощность 10 м.

16. Алевролиты темно-серые известковистые, массивные и плитчатые биотурбированные с редкими карбонатными и фосфатными конкрециями, содержащими *Discophyllites taimyrensis* Popov, *Pennospiriferina* (*Dentospiriferina*) *costata* Dagys (5.3 м от основания слоя). Мощность 8 м (видимая).

КОМПЛЕКСЫ ТРИАСОВЫХ РАДИОЛЯРИЙ И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ

Триасовые отложения Омолонского массива формировались в условиях открытого морского бассейна и характеризуются присутствием ассоциаций радиолярий, которые значительно изменяются вверх по разрезу. Это позволяет рассматривать радиолярии как одну из стратиграфически важных групп в биостратиграфии бореального триаса. С другой стороны, даже при первом изучении, заметно существенное отличие ассоциаций Омолонского массива от ранее исследованных комплексов триасовых радиолярий Корякского нагорья, Сихотэ-Алиня и Сахалина, для которых предполагалось тропическое происхождение (Брагин, 1991). Так, в составе ассоциаций радиолярий бореального среднего триаса разреза по р. Джугаджак совершенно отсутствуют такие

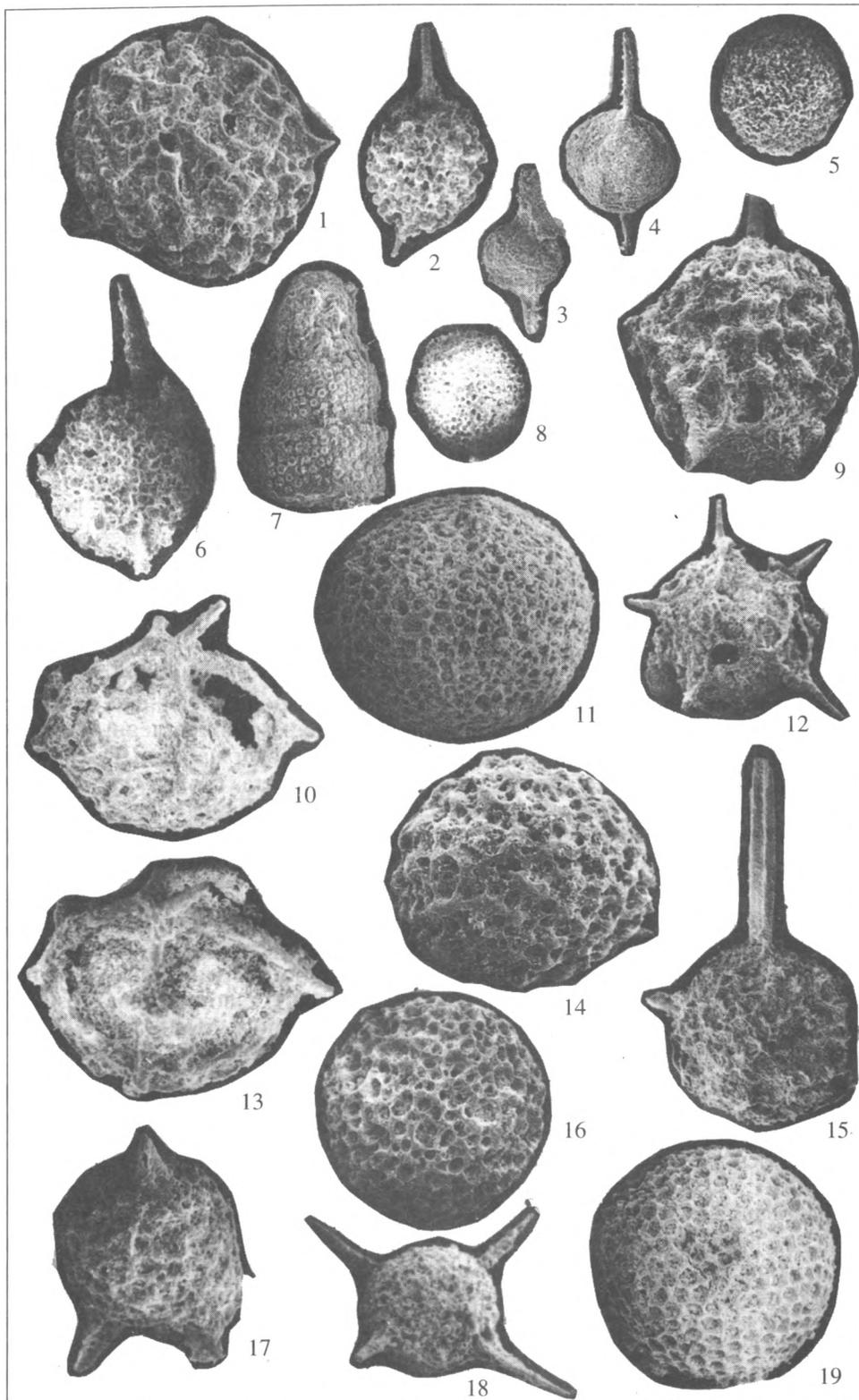


Таблица I.

Радиолярии среднего и верхнего триаса разреза по р. Джугаджак (табл. I-IV).

1, 9 – *Entactinia* (?) sp.; $\times 250$ (оба). 2, 6 – *Pseudostylosphaera* (?) sp. ex gr. *P. fragilis* (Bragin); $\times 100$ (оба). 3, 4 – *Pseudostylosphaera* sp.; $\times 100$ (оба). 5, 8, 11, 16 – *Spongodiscoidea* (?) gen. indet.; 5, 8 – $\times 100$; 11, 16 – $\times 250$. 7 – *Triassocampe*? sp.; $\times 250$. 10, 13 – *Parentactinia* sp. cf. *P. inerme* Dumitrica; $\times 250$ (оба). 12 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet.; $\times 200$. 14 – *Praenanina* sp.; $\times 250$. 15 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet.; $\times 250$. 17 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet.; $\times 250$. 18 – *Stauracontium*? sp.; $\times 200$. 19 – *Archaeosphaera* sp.; $\times 250$. 1–8 – верхний анизий, фиг. 9–19 – верхний ладин.

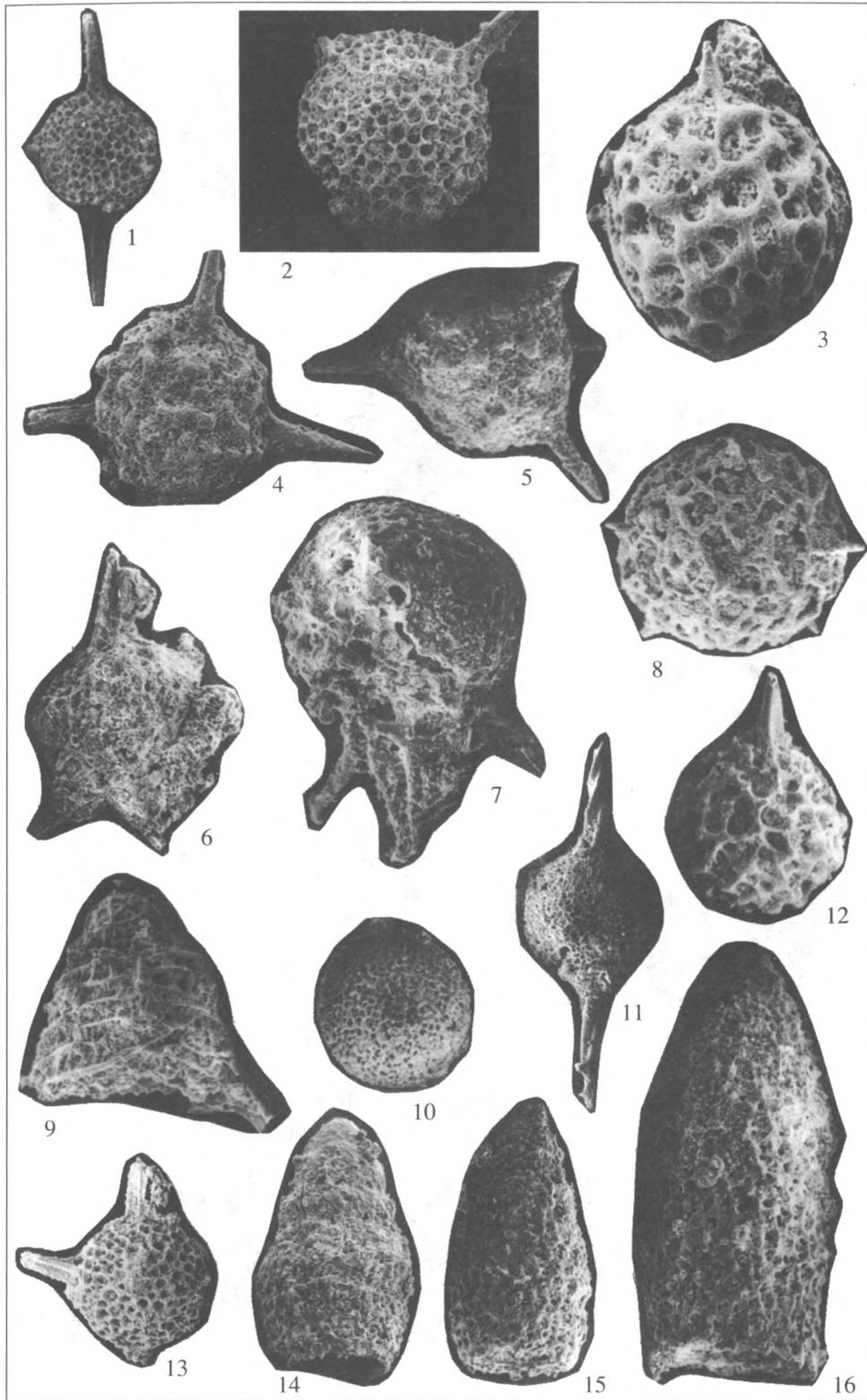


Таблица II.

1, 2 – *Pseudostylosphaera* sp.; 1 – $\times 80$; 2 – $\times 150$. 3, 9 – *Hindeosphaera* (?) sp. ex gr. *H. spinulosa* (Nakaseko et Nishimura); 3 – $\times 300$; 9 – $\times 200$. 4, 5 – *Ferresium* (?) sp.; $\times 250$ (оба). 6 – *Sphaerellaria* gen et sp. indet.; $\times 250$. 7 – *Hozmadia* (?) sp.; $\times 250$. 8 – *Poulpus* sp.; $\times 300$. 10 – *Silicarniger* sp. cf. *S. latus* Kozur et Mostler.; $\times 250$. 11 – *Spongodiscoidea* (?) gen. indet.; $\times 150$. 12 – *Spongopallium* sp. aff. *S. koppi* (Lahm); $\times 250$. 13 – *Sphaerellaria* gen et sp. indet.; $\times 150$. 14 – *Pachus* (?) sp.; $\times 200$. 15, 16 – *Laxtorum* (?) sp.; 15 – $\times 200$; 16 – $\times 320$. Все радиоларии происходят из верхнего ладина

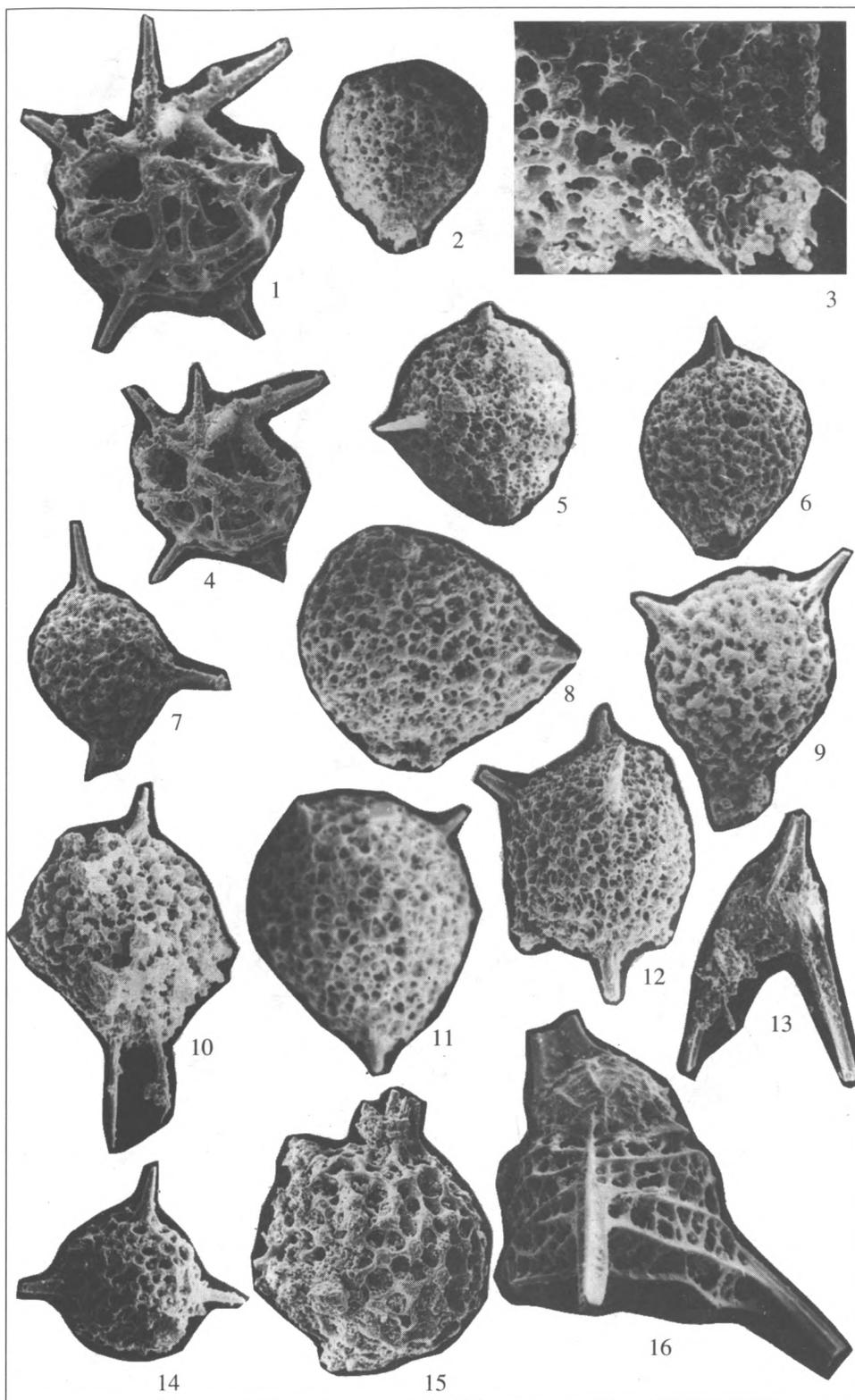


Таблица III.

1, 4 – *Parentactinia rugna* Dumitrica; 1 – $\times 350$; 4 – $\times 250$. 2, 3, 5–12 – *Glomeropyle boreale* Bragin. 2, 3 – голотип; 2 – $\times 80$; 3 – $\times 250$; 5–12 – паратипы; 5–7 – $\times 80$; 8–12 – $\times 100$. 13 – *Triassobipedis* sp.; $\times 150$. 14 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet.; $\times 100$. 15 – *Ferresium* (?) sp.; $\times 250$. 16 – *Silicarmiger costatus costatus* Dumitrica, Kozur et Mostler; $\times 300$. Все радиолярии происходят из верхнего ладина.

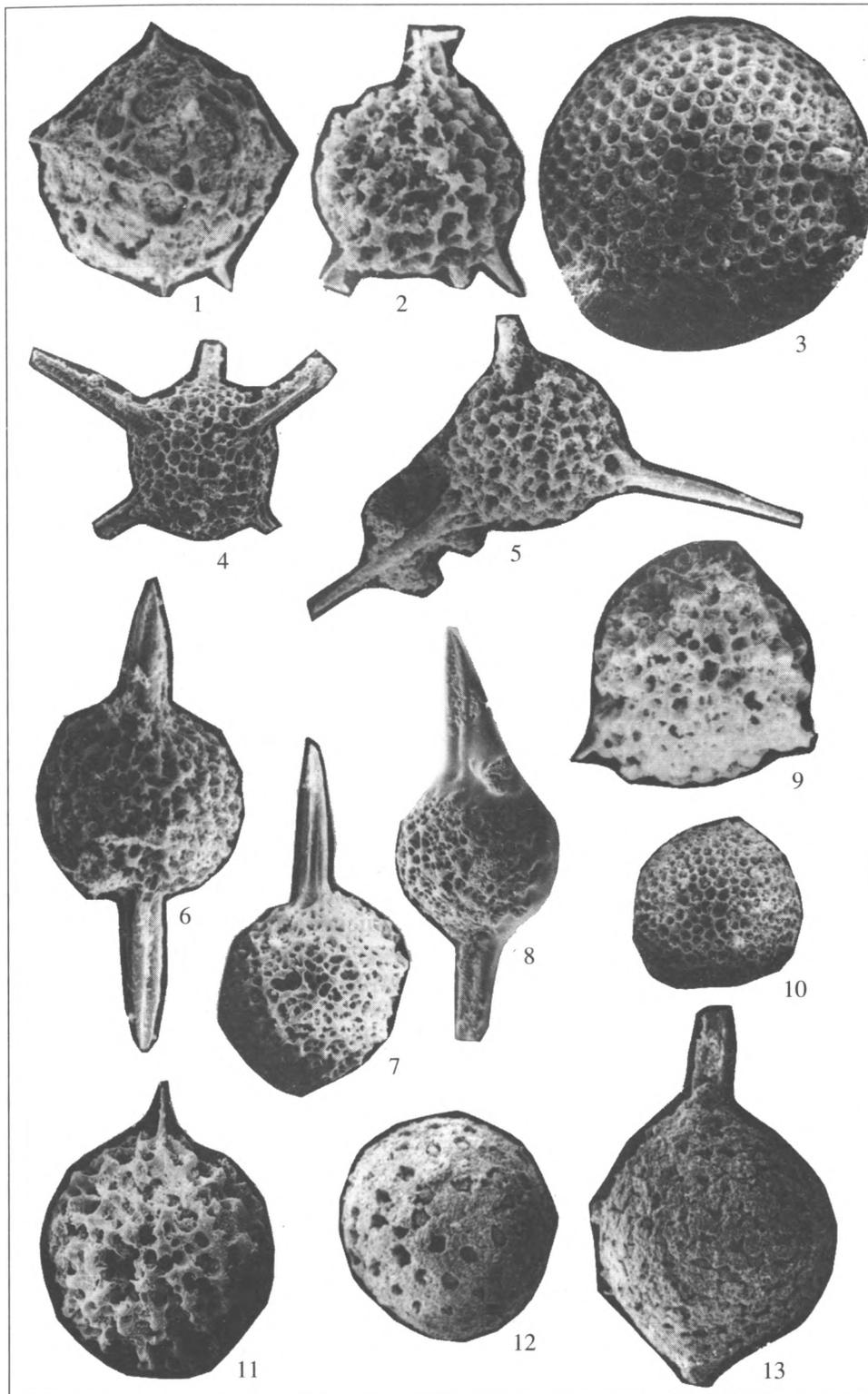


Таблица IV.

1 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet.; $\times 200$. 2, 5, 6 – *Ferresium* sp.; 2, 6 – $\times 250$; 5 – $\times 200$. 3, 10 – *Archaeocenosphaera* sp.; 3 – $\times 300$; 10 – $\times 100$. 4 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet.; $\times 200$. 7–9 – *Pseudostylosphaera omolonica* sp. nov.; $\times 200$ (все); 7 – голотип. 11 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet.; $\times 250$. 12 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet.; $\times 250$. 13 – *Pseudostylosphaera* (?) sp.; $\times 250$. 1–3, 6, 7 – верхний ладин, фиг. 4, 5, 8–13 – нижний карний.

характерные для тропической области таксоны, как семейство Eptingiidae, семейство Muelleritortidae, семейство Oertlispongiidae, род Yeharaia и др., а также крайне редок род Triassocampe. Это говорит о значительной биогеографической дифференциации фаун радиолярий по крайней мере в среднем триасе. Таким образом, определяются два основных направления исследований. Первое из них заключается в изучении вертикального распространения радиолярий, расчленении разреза на этой основе и анализе связи качественных характеристик ассоциаций радиолярий с литологическими особенностями разреза. Второе направление – это сравнительный анализ разновозрастных бореальных и тропических ассоциаций и выяснение перспектив их взаимной корреляции.

Наиболее древние остатки радиолярий в разрезе по р. Джугаджак появляются в отложениях верхнего оленека. Здесь встречены лишь редкие простые сферические формы, вероятно, принадлежащие к семейству Entactiniidae. Такая картина весьма типична, поскольку отложения верхов нижнего триаса различных районов характеризуются подобным таксономически однообразным комплексом с Entactiniidae (Sashida, 1983; Брагин, 1991; Sugiyama, 1992; Kozur, Mostler, 1994). При этом различия между бореальными и тропическими ассоциациями могут быть незначительными, как то имеет место для ряда раннетриасовых групп фауны. К сожалению, неудовлетворительная сохранность нижнетриасовых радиолярий Омолонского массива не позволяет детально изучить и идентифицировать эти формы.

Верхний анизий характеризуется комплексом относительно невысокого таксономического разнообразия, в составе которого преобладают Eptingiidae и сферические формы с губчатой стенкой (Spongodiscoidea gen. indet.). Тем не менее, несмотря на таксономическую бедность, радиолярии исключительно обильны и в некоторых случаях переполняют породу. Возможно, это связано с тем, что в позднем анизии происходила крупная трансгрессия, которая могла вызвать резкое увеличение биологической продуктивности планктона с последующим образованием фосфоритов и горючих сланцев.

Наиболее богатый комплекс радиолярий обнаружен в верхнеладинских отложениях, которые характеризуются особенно широким развитием фосфоритов и горючих сланцев, фиксирующих эпизод очень высокой биологической продуктивности. Именно эти радиоляриевые ассоциации представляют наибольший интерес, особенно при сравнении с известными близковозрастными комплексами. В составе ассоциации нижней части верхнего ладина присутствуют две группы видов: 1) описанные ранее в районах тропического пояса триаса; 2) не отмеченные в тропиках.

К видам, известным в тропиках, относятся: *Hindeosphaera* sp. ex gr. *H. spinulosa* (Nakaseko et Nishimura), *Parentactinia pugnax* Dumitrica, P. sp. cf. *P. inerme* Dumitrica, *Silicarmiger costatus costatus* Dumitrica, Kozur et Mostler, S. sp. cf. *S. latus* Kozur et Mostler, *Spongopallium* sp. aff. *S. koppi* (Lahm), *Triassobipedis* sp. Эти виды известны в среднем триасе Альпийско-Средиземноморской области (Kozur, Mostler, 1981; 1994; Lahm, 1984; Gorican, Buser, 1990), а также в среднем триасе Японии (Yao, 1990). Большая часть перечисленных таксонов (кроме представителей родов *Pseudostylosphaera* и *Spongopallium*) встречается также в среднем триасе Новой Зеландии (Aita, 1994). Данная область была отнесена по радиоляриям к нотальной палео-биогеографической провинции (Брагин, 1994). Судя по всему, данные виды имеют космополитное распространение. Это открывает новое направление использования радиолярий в биостратиграфии, заключающееся в прямой корреляции бореальных и тропических разрезов триаса по радиоляриям.

Как известно, существует проблема корреляции стратиграфических схем бореального триаса Северо-Востока Азии с подразделениями общей шкалы. Эта проблема вызвана высокой степенью биогеографической дифференциации для среднего и верхнего триаса. Ассоциации триасовых моллюсков бореальной области существенно отличаются по видовому составу от тропических. Немногочисленные космополитные виды аммоноидей имеют весьма широкие интервалы стратиграфического распространения и не представляют большой ценности для целей корреляции. В практике биостратиграфических исследований обычно используются данные по совместной встречаемости бореальных и тропических аммоноидей в некоторых разрезах Британской Колумбии (Дагис и др., 1979).

В нижней части верхнего ладина Омолонского массива встречено несколько видов, известных в Средиземноморской области и имеющих достаточно узкий интервал стратиграфического распространения (Kozur, Mostler, 1994). Так, *Silicarmiger costatus costatus* известен в нижней и средней частях нижнего ладина. *Silicarmiger latus* встречается в интервале от средней части нижнего ладина до верхнего ладина включительно. Возрастной интервал *Parentactinia pugnax* – верхний анизий–нижний ладин, *P. inerme* – нижний ладин. *Spongopallium koppi* известен из нижнего ладина. По совокупности этих результатов можно говорить о уверенной корреляции слоев 9–11 разреза по р. Джугаджак с нижним ладинам Средиземноморской области. Это тем более важно, если учитывать, что эти слои по ассоциациям макрофауны выделяются в разрезе как верхний ладин (Дагис и др., 1991; Дагис, Константинов, 1995).

Такое расхождение результатов по макрофауне и радиоляриям требует объяснения. Можно предложить две интерпретации.

1. Виды радиолярий имеют разное время существования в тропической и бореальной областях. Вымирая в конце раннего ладина в тропиках, *Parentactinia rugna*, *Silicarmiger costatus* и другие виды продолжают существование в бореальной и нотальной областях.

2. Корреляция бореального ладина с подразделениями общей шкалы, осуществленная на основе изучения макрофауны, неточна. Для проверки этих интерпретаций в настоящее время явно недостаточно материала. Чтобы это осуществить, нужно: детально проанализировать распространение радиолярий в других разрезах бореального триаса (Новосибирские острова, хребет Брукса, Шпицберген), более детально исследовать стратиграфическое распространение радиолярий в тропическом триасе, используя для этого разрезы с надежно изученной стратиграфией; обнаружить и изучить радиолярии зон перехода между тропической и бореальной областью.

Не отмечены в среднем триасе тропической области такие формы, как *Glomeropyle boreale*, ранние *Ferresium* (?), сферические губчатые. Вероятно, их распространение ограничено высокими широтами. Род *Glomeropyle* встречается, кроме Омолонского массива, в среднем триасе Новой Зеландии (Aita, 1994). Этот род, скорее всего, имеет биполярное распространение, что совершенно неудивительно, если вспомнить большое количество современных таксонов радиолярий, имеющих биполярные ареалы (Петрушевская, 1986). Наличие ряда общих видов позволяет сопоставить разрезы Омолонского массива и Новой Зеландии, что имеет особое значение, поскольку отложения триаса Новой Зеландии слабо охарактеризованы макрофауной.

Радиоляриевые ассоциации верхней части верхнего ладина и нижнего карния разреза по р. Джугаджак сравнительно бедны таксономически. Здесь встречаются лишь несколько видов (*Archaeosponphaera* sp., *Pseudostylosphaera omolonica* sp. nov., *Ferresium* (?) sp.), которые неизвестны в других районах, и не позволяют сделать какие-либо корреляционные построения. Этот стратиграфический интервал разреза характеризуется постепенным сокращением роли фосфоритов и тонкообломочных пород. На более высоких уровнях карнийского яруса, где аргиллиты окончательно сменяются алевролитами и песчаниками, а фосфориты исчезают, радиолярии уже не встречаются. Очевидно, это связано с развитием регрессии, проявившейся в данном регионе в начале позднего триаса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований радиолярий среднего и верхнего триаса разреза по р. Джугаджак можно сделать следующие выводы:

1. В разрезе устанавливаются три последовательно сменяющих друг друга комплекса: позднеанизийский с *Entactinia* и *Pseudostylosphaera* (?) sp. ex gr. *P. fragilis*, позднеладинский с *Glomeropyle boreale* и *Silicarmiger costatus costatus*, и позднеладинско-раннекарнийский с *Pseudostylosphaera omolonica*. Степень таксономического разнообразия этих ассоциаций демонстрирует зависимость от фациальной приуроченности и возрастает на стратиграфических уровнях максимального развития фосфоритов и горючих сланцев, приуроченных, вероятно, к периодам трансгрессий. Выделенные комплексы радиолярий могут быть использованы в местной стратиграфии для расчленения разрезов.

2. Впервые изученные бореальные ассоциации радиолярий триаса резко отличаются по таксономическому составу от одновозрастных тропических комплексов. В составе бореальных ассоциаций отсутствуют такие характерные таксоны, как сем. *Muelleritortidae*, сем. *Oertlispongiidae*, крайне редки представители сем. *Triassocampidae*. Таким образом, радиолярии могут быть использованы как палеоклиматические индикаторы для среднего и позднего триаса.

3. Ладинские ассоциации радиолярий Омолонского массива имеют большое сходство с одновозрастными комплексами Новой Зеландии. Это открывает перспективы использования радиолярий в корреляции триасовых отложений бореальной и нотальной палеобиогеографических областей.

4. В составе ладинских комплексов радиолярий Омолонского массива и Новой Зеландии имеется ряд видов космополитного распространения, существовавших в пределах узких временных интервалов. Использование данных по этим видам позволяет сопоставить описанные триасовые толщи с разрезами Средиземноморской области, что имеет особое значение для решения фундаментальной проблемы корреляции между высокоширотными и низкоширотными триасовыми отложениями.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Род *Pseudostylosphaera* Kozur et Mostler, 1981

Pseudostylosphaera omolonica sp. nov.

Табл. IV, фиг. 7–9.

Название от Омолон – река на северо-востоке Сибири.

Голотип. ГИН № 7438-89-2, Омолонский массив, р. Джугаджак, слой 14, обр. L-2 (0.3 м выше подошвы слоя), верхний триас, нижний карний, зона *Nathorstites tenuis*.

Описание. Раковина крупная, сферическая, слабо бугорчатая. Внешняя оболочка двуслойная: внешний слой с крупными многоугольными (чаще всего пентагональными) поровыми каркасами с массивными узелками на сочленениях, создающими бугорки на поверхности раковины. Две главные иглы умеренной длины (иногда немного более поперечника внешней оболочки), сравнительно тонкие, Y-образного сечения, с массивными сглаженными гребнями и узкими желобками между ними, обычно прослеживающимися почти до окончаний игл. Скульптура поверхности игл иногда очень слабо правоспиральная.

Сравнение. От *Pseudostylosphaera compacta* (Nakaseko et Nishimura, 1979) отличается меньшей длиной игл и более крупной внешней оболочкой раковины. От *P. inaequata* (Bragin, 1986) и *P. goestlingensis* (Kozur et Mostler, 1981) отличается очень слабым развитием спиральной скульптуры игл, а также их меньшей толщиной.

Материал. 14 экземпляров из 2 образцов (8–25 – верхний ладин, L–2 – нижний карний) в разрезе по р. Джугаджак.

Распространение. Средний и верхний триас (верхний ладин–нижний карний) Омолонского массива.

Настоящая работа осуществлена при поддержке Международного научного фонда (грант MR 6300) и Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 97-05-65864 и 97-05-65566).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагин Н.Ю.* Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.
- Брагин Н.Ю.* Радиолярии как индикаторы климата Северо-Восточной Азии в триасе // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 81–85.
- Бычков Ю.М., Кузнецов В.М., Жуланова И.Л., Бялбжеский С.Г.* Триасовые местные стратоны Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья. Магадан: СВНЦ ДВО РАН и СВНИЦМИС. Препринт, 1996. 70 с.
- Годунцов Р.Т., Симаков К.В., Шевченко В.М.* К фаунистической характеристике триасовых отложений юго-западной части Омолонской глыбы // Мезозойские морские фауны Сибири и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1968. С. 14–17.
- Дагис А.С., Архинов Ю.В., Бычков Ю.М.* Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.
- Дагис А.С., Константинов А.Г., Соболев Е.С.* Материалы к биостратиграфической схеме ладинского яруса бореальных районов // Биостратиграфия и палеонтология триаса Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 74–95.
- Дагис А.С., Константинов А.Г.* Новая зональная схема ладинского яруса Северо-Востока Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 121–127.
- Егоров А.Ю., Богомоллов Ю.А., Константинов А.Г., Курушин Н.И.* Стратиграфия триасовых отложений острова Котельный (Новосибирские острова) // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 66–80.
- Петрушевская М.Г.* Радиоляриевый анализ. Л.: Наука, 1986. 199 с.
- Aita Y.* Triassic Radiolaria and their faunal affinities in New Zealand // Interrad VII, Osaka, 1994. Abstracts. 5 p.
- Carter E.S.* Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada // Mem. Geol. (Lausanne). 1993. № 11. 175 p.
- Dumitrica P.* Triassic Palaeoscenediidae and Entactiniidae from the Vicentinian Alps (Italy) and Eastern Carpathians (Romania) // D.S. Inst. Geol. Geofiz. Bucharest. 1978. V. 64. P. 27–38.
- Gorican S., Buser S.* Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia) // Geologija. Ljubljana. 1990. V. 31–32. P. 133–197.
- Kozur H., Mostler H.* Beitrage zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1981. Sonderbd. 1. 208 s.
- Kozur H., Mostler H.* Anisian to Middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1994. Sonderbd. 3 S. 39–255.
- Lahm B.* Spumellarienfaunen (Radiolaria) aus den mitteltriassischen Buchensteiner Schichten von Recoaro (Norditalien) und den obertriassischen Reiflängerkalken von Grossreifling (Osterreich). Systematik. Stratigraphie // Munchner Geowiss. Abh. Reihe A. Geologie und Palaontologie, 1984. V. 1. 161 p.
- Sashida K.* Lower Triassic Radiolaria from the Kanto Mountains, central Japan. Part 1: Paleoscenediidae // Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan. New Ser. 1983. № 131. P. 168–176.
- Sugiyama K.* Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt. Kinkazan, Gifu Prefecture, Central Japan // Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan. New Ser. 1992. № 167. P. 1180–1223.
- Yao A.* Triassic and Jurassic radiolarians // Pre-Cretaceous Terranes of Japan. Publication of IGCP 224, 1990. P. 329–345.

Рецензенты А.С. Алексеев, В.С. Вишневская

УДК 551.782.12(47+57)

О КОНКСКОМ РЕГИОЯРУСЕ (СРЕДНИЙ МИОЦЕН) ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

© 2000 г. Л. Б. Ильина

Палеонтологический институт РАН, 117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 15.05.98 г.

В статье суммированы палеонтологические и стратиграфические данные о конкском региояресе Северного Причерноморья, Крымско-Кавказского региона и Закаспия. На основании собственных материалов и литературных сведений доказано присутствие средиземноморских полигалинных элементов на разных стратиграфических уровнях конкского региояруса, что связано с неоднократным расширением связи конкского моря с открытыми водами и прохорезом морской фауны. Таких прохорезов отмечено не менее трех: в самом начале века (“сартаган”), в его середине и в конце (внутри “веселянки”). В связи с путаницей в датировании этих уровней предлагается до наведения порядка и четкости в стратификации конкских отложений отказаться от принятых ранее подразделений для этого региояруса. От термина “сартаган” предлагается отказаться еще и потому, что в разрезе Сартаган нет базальных слоев конки с полигалинной фауной. Вслед за Е.М. Жгенти картвел возведен в ранг региояруса.

Ключевые слова. Конкский региоярус, картвел, сартаган, веселянка, Восточный Паратетис, полигалинные моллюски, прохорез.

Несмотря на то, что конкские отложения известны почти сто лет, до сих пор нет однозначного решения относительно объема конкского региояруса и его стратификации.

Прежде всего спорным является вопрос о возрасте фолადовых, или картвельских (Давиташвили, 1930) слоев, которые автор конкского региояруса (горизонта) Н.И. Андрусов (1917) первоначально считал фациальным аналогом отложений с богатой морской фауной, т.е. собственно конкских. Даже тогда, когда было доказано залегание фоладовых слоев под собственно конкскими (Оспиов, 1927), большинство исследователей продолжало и продолжает включать фоладовые слои в состав конкского региояруса (Мерклин, 1953; Павлинова-Ильина, 1957; Крашенинников, 1959; Эберзин, 1960; Молякко, 1960; Бидзинашвили, 1967, 1974; Барг, 1969, 1993 и мн. др.). Другие исследователи относят картвельские слои полностью к караганскому региоярису (Богданович, 1965; Буряк, 1965; Носовский, 1971; Коюмджиева, Попов, 1985 и др.). Именно такая рекомендация была дана и в томе “Стратиграфия СССР. Неогеновая система”, 1986.

Б.П. Жижченко (1959) также считал, что фоладовые слои следует относить к карагану, однако он отмечал, что в некоторых случаях они могут иметь и конкский возраст. При этом название “картвельские слои” он предложил применять для фоладовых слоев только караганского возраста.

Наконец, в работах Е.М. Жгенти (1976, 1981, 1991 и др.), которая никогда не объединяла картвел с караганом и в ранних своих работах считала фоладовые слои нижним членом конкского горизонта, предложено на основании эволюционного развития фоладид считать наиболее правильным возведение картвела в ранг самостоятельного региояруса (первоначально горизонта), что и принято нами в настоящей статье. О самостоятельности картвела говорится также в работе О.И. Джанелидзе (1970).

Отложения конкского региояруса протягиваются с востока на запад от юго-восточного Устюрта до юго-восточных районов Николаевской области Украины, а по скважинам они известны и далее на западе в междуречье Днестра и Прута (Рошка и др., 1968). Самые западные их выходы известны в северо-восточной Болгарии (Страшимиров, 1961). На севере эти отложения доходят до широты г. Никополя и бассейна р. Конки, а по переруглубленным речным долинам (например, по долине Палео-Дона) конкское море продвигалось и значительно севернее. Наиболее южные выходы конки известны в Талышском районе Азербайджана и в южной части Копет-Дага, на горе Сирим в Туркмении.

Н.И. Андрусов (1917) стратотипом конки считал слои с *Venus konkensis*, описанные Н.А. Соколовым (1899) близ сел. Веселянки, у впадения балки Скотоватой в р. Конку (Запорожская обл. Украины). Здесь конкские отложения “залегают

на миоценовых прибрежно-континентальных песчаных отложениях, более точный возраст коих не совсем ясен, а от вышележащих ракушечно-песчаных пород нижнего сармата отделены прослоем зеленоватых тонкопористых глин, которые еще Н.А. Соколовым (1899) рассматривались как признак имеющегося здесь стратиграфического несогласия между слоями с *Venus konkensis* и нижним сарматом” (Носовский, 1971, с. 13–14).

В стратотипе, общая мощность которого около 2 м, в нижней части встречены раковины моллюсков *Parvivenus konkensis* (Sok.), *Loripes dentatus* Defr., *Maetra basteroti konkensis* Sok., *Anomia ephippium* L., *Corbula michalskii* Sok., *C. gibba* Ol., *Donax intermedius* M. Hoern., *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Venerupis vitaliana* (Orb.), *Plicatiforma praeplicata* (Hilb.), *Sandbergeria perpusilla* (Grat.), единичные *Bittium spina* (Partsch), *Nadriana boekhi* (R. Hoern. et Auing.), *Ringicula auriculata paulucciae* Morel. и некоторых других. Из фораминифер здесь известны мелкие *Elphidium macellum* (F. et M.) и *Streblus beccarii* (L.). Выше, в темно-зеленых песках присутствует большое количество раковин *Parvivenus konkensis*, *Ervilia pusilla trigonula*, *Acanthocardia andrussovi* (Sok.) и *Sandbergeria perpusilla*. Состав фораминифер тот же.

Разрез стратотипа охватывает только верхнюю часть региояруса. В наиболее полных разрезах конкского региояруса, в основном, известных из Закаспия и в Закавказье, обычно выделяются нижний (так называемый сартаганский) и верхний (веселянский) подъярусы (Стратиграфия СССР, 1986).

Сартаганскими, вслед за Б.П. Жижченко (1937), стали называть базальные отложения конки, залегающие на картвеле и содержащие довольно богатый комплекс полигалинных моллюсков, фораминифер, наннопланктона, иногда радиолярий, остатки морских ежей, кораллов и проч. Из моллюсков в этих отложениях обычно присутствуют виды родов *Glycymeris*, *Arca*, *Barbatia*, *Anadara*, *Atrina*, *Chlamys*, *Callista*, *Europicardium*, *Linga*, *Divalinga*, *Glans*, *Cardites*, *Dosinia*, *Diloma*, *Natica*, *Spiratella* и ряда других. В Восточной Грузии встречаются даже редкие представители таких полигалинных морских семейств, как *Strombidae*, *Conidae* и *Surgaeidae* (Жгенти, 1981, 1991). Фораминиферы представлены булиминидами, пенероплидами, рядом видов милиолид, эльфидалидами, нонионидами, а также боливинидами, реже полиморфинидами, лагенидами и глобигеринидами, известными из отложений нормальносоленых бассейнов. Встречены также представители полигалинного и теплолюбивого семейства *Alveolinidae* (*Borelis melo* (F. et M.) и *B. haueri* (Orb.)) (Грачевский, 1954; Крашенинников, 1959; Джанелидзе, 1970 и др.). Остракоды, встреченные в этих отложениях, также ха-

рактеризуют условия нормальносоленого бассейна (*Cytheridea muelleri* (Munst.) и др.) (Шнейдер, 1959).

Следует отметить, что фаунистическое содержание типового местонахождения так называемых сартаганских слоев, находящегося в урочище Сартаган на Мангышлаке и описанного Н.И. Андрусовым (1917), не отвечает характеристике, приводимой выше. Здесь нет богатого полигалинного комплекса и состав фауны в этом местонахождении приближается к таковому из стратотипа конкского региояруса на р. Конке. То есть прав был А.Г. Эберзин, считавший, что местонахождение уроч. Сартаган отвечает “тому этапу, который отмечается в верхнем подгоризонте (конки. – Ред.), где стеногалинные элементы еще есть, но не в столь большом разнообразии” (Эберзин, 1960, с. 243). Из этого вытекает, что для нижней полигалинной части конки название “сартаганские слои” выбрано неудачно и требует замены. Однако к этому вопросу следует подходить крайне осторожно, поскольку низы конки во многих районах, будучи уничтожены последующими трансгрессиями, не сохранились, а за так называемый сартаган нередко принимаются обогащенные полигалинными элементами отложения верхней конки, которая по предложению Р.Л. Мерклина (1953) была названа веселянскими слоями.

Для “веселянских слоев” в принципе характерна более бедная морская фауна с доминированием эндемичных видов и подвидов. Однако в ряде конкских разрезов можно отметить и в “веселянских слоях” уровни с достаточно полигалинной фауной. На это обстоятельство обратили внимание А.Г. Эберзин (1960) в Закаспии и Л.М. Бидзиншвили (1967, 1974) в Закавказье, на это неоднократно обращалось внимание и нами для Восточного Паратетиса в целом (Ильина, 1993; Гончарова, Ильина, 1997). И.М. Барг (1993) при изучении керна ряда скважин южных областей Украины указывает на нахождение среди “веселянского” комплекса следующих полигалинных видов моллюсков: *Dosinia exoleta* (L.), *Glycymeris pilosa* (L.), *Chlamys ex gr. malvinae* (Dub.), *Turritella cf. spirata* (Brocc.), *Natica milleripunctata* Lam. и др., что, по его мнению, может говорить о связи Борисфенского залива с полносолеными бассейнами Центральной Европы.

Хотя разницу в составе фауны так называемого сартагана, находящегося в основании конкского разреза, и слоя (или слоев) с достаточно полигалинными элементами внутри “веселянки” возможно уловить, однако при отсутствии базального слоя конки именно такой “веселянский” уровень может быть принят и скорее всего принимается за так называемый сартаган. Далеко не редкий случай, когда “слои с *Venus konkensis*” залегают на фолладовых слоях (Носовский, 1971; Барг, 1993).

Различия в составе фауны базальных отложений конки (“сартаган”) и более высоких уровней внутри “веселянки” заключаются в следующем. Если в базальных фаунистических комплексах встречаются в основном полигалинные виды, то на более высоких стратиграфических уровнях (внутри “веселянки”) относительно полигалинная фауна, как правило, сопровождается не только более многочисленными эвригалинными видами, но и конкскими эндемиками, такими, как *Parvivenus konkensis*, *Mastra basteroti konkensis* Sok., *Acanthocardia andrussovi* (Sok.) и другими. Нередко внутри “веселянки” встречаются небольшие скопления относительно полигалинных туррителл, которые в силу неясных причин очень редки в так называемом сартагане и характерны для более молодых отложений.

Одним из немногих регионов, где в едином разрезе возможно проследить не один уровень с полигалинной фауной (базальный и внутри “веселянки”) является Закаспий, а точнее Северо-Западная Туркмения. Так, южнее спуска Агиныш, по бортам впадины Кумсебшен, в районе колодцев Дахлы и Гокленкуюсы, где достаточно полно представлены конкские отложения, А.Г. Эберзиным отмечены два таких уровня. Нижний из них (“сартаганский”), находящийся непосредственно над картвелом, охарактеризован полигалинными двустворками сравнительно крупных размеров – *Anadara turonica* (Duj.), *Barbatia barbata* (L.), *Glycymeris pilosa*, *Linga columbella* (Lam.), *Saxolucina incrassata* (Dub.), *Glans trapezia* L., *G. rudista* (Lam.), *Callista italica* (DeFr.), *Acanthocardia paucicostata* (Sow.), *Europicardium multicosatum* (Brocc.), видами родов *Chlamys*, *Venus*, *Dosinia*, *Circe* и многих других (Эберзин, 1960; Мерклин, Невеская, 1955; Определитель миоценовых двустворчатых..., 1993), а также гастроподами – *Diloma orientalis* (Cossm. et Peyr.), *Gibbula buchi* (Dub.), *Natica millepunctata*, *Nassarius dujardini* (Desh.), *N. zborzewskii* Andrz., видами родов *Cantharus*, *Mitrella*, *Murex* и других (Ильина, 1993). Очень редко в этом комплексе встречаются единичные *Turritella*.

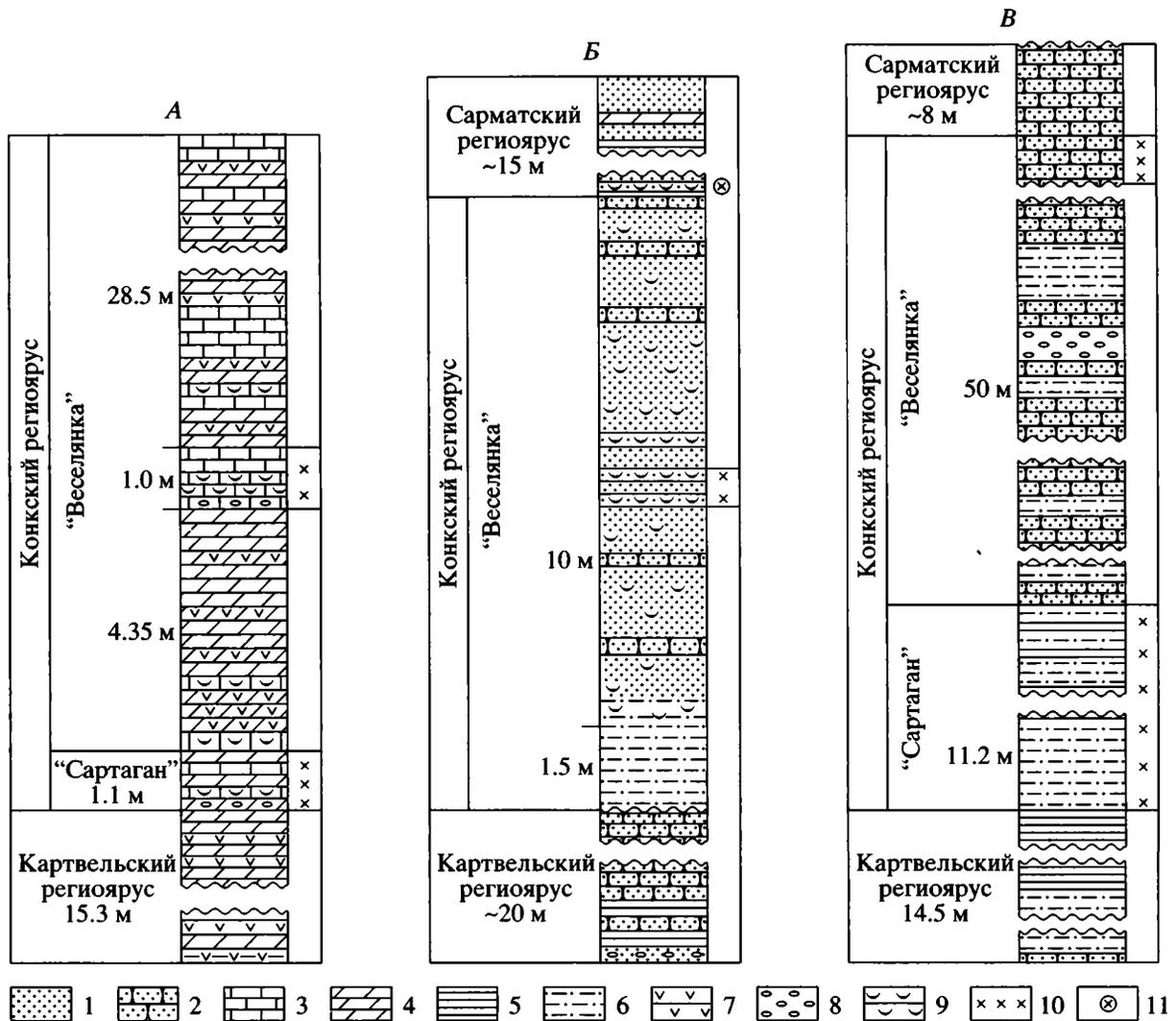
Этот слой с полигалинной фауной представлен загипсованными раковинными и мергелистыми известняками общей мощностью от 0.5 до 2.0 м (Эберзин, 1960). Над ним залегает толща мергелей, известняков с прослоями раковинных известняков и гипсов, общей мощностью от 3.0 до 36.0 м. Эта толща охарактеризована раковинами *Parvivenus konkensis*, *Loripes dentatus*, *Plicatiforma praeplicata*, реже *Mastra basteroti konkensis*, *Acanthocardia andrussovi*, *Gibbula*, *Mohrensternia*, *Potamides* и др., т.е. обычным для верхней части конки (“веселянки”) комплексом моллюсков. Однако в этой толще на расстоянии 4.3–5.5 м от базального (“сартаганского”) слоя отмечается второй уровень с полигалинными моллюсками – *Anadara turonica*, *Linga colum-*

bella, крупными гладкими двустворками и церитами (Эберзин, 1960) (рисунок, А).

Уровень с полигалинными моллюсками в толще “веселянки” наблюдается и в разрезах Западного Предкавказья (Павлинова-Ильина, 1957). В бассейне реки Белой, у п.г.т. Тульский, в балке Чумной (рисунок, Б) выше кратвельских песков и песчаников с *Barnea ustjurtensis* (Eichw.), *B. pseudo-ustjurtensis* Bog., реже *Ervilia pusilla trigonula* следует слой серых алевроитов (1.5 м), в самых верхах которого появляются *Mastra* sp. Постепенно алевроиты переходят в толщу бурых и желто-бурых песков и песчаников с большим числом раковин *Mastra* cf. *basteroti konkensis* (10.0 м). В этой толще примерно метрах в пяти от подошвы проходят прослой ракушечников (до 15 см) с большим количеством раковин разнообразных моллюсков (*Mastra basteroti konkensis*, *Parvivenus konkensis*, *Alveinus nitidus* (Reuss), *Loripes dentatus*, *Mytilaster volhynicus kolesnikovii* (Liver.), *Acanthocardia andrussovi*, *Corbula gibba*, *Sandbergeria perpusilla* и других), среди которых присутствуют мелкие единичные, без следов окатанности полигалинные и относительно полигалинные виды – *Argo nae* L., *Modiolus hoernesii* Reuss, *Chalmys diaphana* (Dub.), *Ch. pusio* (L.), *Parvivenus marginata* (M. Hoem.), *Chama gryphoides* Lam., *Onoba laevigata* (Eichw.), *Mitrella scripta* (L.), *Natica millepunctata* и др. По местоположению в разрезе этот уровень с полигалинными моллюсками соответствует таковому в разрезах Закаспия.

Конкские пески и песчаники в разрезе балки Чумной перекрываются алевроитами, а затем песками с фауной раннесарматского возраста (кардииды, мактриды, крупные тапетины и др.). Вблизи основания песков проходит прослой с сарматской фауной, в котором возрастает число трохий (*Gibbula*) и присутствуют единичные, окатанные и поврежденные раковины *Turritella pythagoraica* Hibb. и *Natica millepunctata*, явно переотложенные. Подобный разрез конки прослеживается и в соседней с Чумной балке Вертепке.

Присутствие полигалинных элементов (моллюсков, фораминифер, наннопланктона и др.) на разных стратиграфических уровнях конкского регионаруса прослеживается и в ряде разрезов других регионов (в Закавказье, Центральном Предкавказье, Северном Причерноморье). Этот факт нельзя объяснить ни переотложением (Мерклин, 1953), ни переживанием (Бидзинашвили, 1974) так называемых сартаганских полигалинных форм в более позднее время конкского века. Это явление определено связано с неоднократным расширением связей конкского моря с открытыми водами и новым прохорезом морской фауны во время ингрессий средиземноморских вод в область Восточного Паратетиса.



Разрезы конкских отложений.

А. Северо-Западная Туркмения. Впадина Кумсебен севернее подъема Дахлы (по Эберзину, 1960).

Б. Западное Предкавказье. Бассейн р. Белой, у п.г.т. Тульский, балка Чумная.

В. Западная Грузия. Сел. Наспери (по Бидзинашвили, 1974).

1 – песок; 2 – песчаник; 3 – известняк; 4 – мергель; 5 – глины; 6 – алеврит, алевролит; 7 – гипс; 8 – галечник, конгломерат; 9 – ракушечник; 10 – присутствие полигалинных видов; 11 – переотложенные раковины полигалинных видов.

По-видимому, таких прохорезов в “веселянке” было не менее двух. Первый из них отчетливо прослеживается в Закаспии (Эберзин, 1960), в Западном Предкавказье (Павлинова-Ильина, 1957 и др.), в ряде районов Северного Причерноморья (Барг, 1993 и др.). Последний же, имевший место в самом конце конкского века, перед раннесарматской трансгрессией, можно наблюдать в ряде разрезов Грузии (сел. Наспери, Вардзия, Квалити, на перифериях Дзирульского массива). В разрезе сел. Наспери (рисунок, В), описанном Л.М. Бидзинашвили (1974), на глинах и алевролитах картвела с Вапне залегают алевролиты и алевритовые глины с раковинами морских моллюсков (*Corbula*

gibba, *Clausinella basteroti* (Desh.), *Venus cincta*, *Arorhais alatus* (Eichw.) и др.), которые Бидзинашвили отнесены к “сартагану”. Мощность 11.2 м. Над ними залегает толща, представляющая собой чередование песчаников и алевритов с обычными “веселянскими” моллюсками – *Mastra basteroti konkensis*, *Ervilia pusilla trigonula*, *Paphia*, *Donax* и др., общей мощностью около 45 м. Венчается эта толща пятиметровым слоем песчаников, в которых основной фон составляют *Obsoletiforma lithopodolica ruthenica*, *Mastra basteroti konkensis* и *Venerupis vitaliana*, обычные для верхов “веселянки” формы. Однако с ними вместе в небольшом числе встречены полигалинные и относительно

полигалинные *Chlamys malvinae*, *Turritella pythagoraica*, *Corbula gibba*, *Natica millepunctata*, *Nassarius cf. dujardini* и некоторые другие моллюски, обычно характерные для “сартагана”. “Этот слой занимает стратиграфически переходное положение между конкой и сарматом” (Бидзинашвили, 1974, с. 83).

В некоторых разрезах междуречья рек Хуру–Очхамури (Западная Грузия) Ц.Д. Минашвили (1986) в самых верхах конки отмечает явное количественное преобладание среди альгофлоры представителей *Helicosphaera kamptneri* Hay et Mohler, что свидетельствует, по ее мнению, о наступлении нормальноморского режима в это время. Минашвили предложила даже выделить этот уровень, как слой с *Helicosphaera kamptneri*.

Этот последний прохорез (в самом конце “весе-лянки”), кроме разрезов Грузии, может быть отмечен и в Закаспии (впадина Узень – по материалам С.О. Хондкарена, Сев. Прикарабагазы – по материалам Л.А. Невеской), в низовьях Дона (г. Новочеркасск – Богачев, 1901, 1905), в Приазовье (балка Сухой Несветай, р. Крепкая – Зиновьев, 1957), Северном Причерноморье и Предкавказье (гора Дубровая – Ливеровская, 1935). Это был новый кратковременный приход морской полигалинной фауны уже в то время, когда в Восточном Паратетисе в моллюсковых сообществах начались перестройки и стали преобладать виды, многие из которых заняли господствующее положение позднее, т.е. в раннесарматском море.

Что же касается возможности переотложения ряда полигалинных форм, то оно в некоторых случаях (гора Дубровая) возможно и имело место во время раннесарматской трансгрессии. Однако переотложение могло быть только из позднейших образований конки, существовавших в этом районе, а не из “сартагана”, тем более, что в северных районах Восточного Паратетиса его отложения вообще не известны. Безусловно переотложенными из позднейших отложений “весе-лянки” являются найденные в низах сармата близ п.г.т. Тульский окатанные *Turritella pythagoraica* Hilb. и натициды (Павлинова-Ильина, 1957).

Таким образом, в конкское время в целом было не менее трех прохорезов полигалинной фауны: в самом начале века, в середине и в конце. В связи с фрагментарностью осадков, отвечающих этим уровням, четкая стратификация конкских разрезов и правильное их датирование крайне затруднены. Термин “сартаган” не может применяться для полигалинных слоев основания конки из-за отсутствия таковых в стратотипе. Поэтому на современном уровне знаний вряд ли стоит выделять отдельные подразделения внутри конкского регионаруса и называть их собственными именами.

В настоящей статье мы не касались местоположения пролива (или проливов), через который

мог проходить прохорез средиземноморской фауны в конкский бассейн. Этому вопросу уделено специальное внимание в ряде работ (Судо, 1961; Ильина, 1993, 1995 и др.). Основная связь с открытыми водами была на юго-востоке конкского бассейна; в конце века бассейн, возможно, соединился и с Западным (Центральным) Паратетисом (Дідковський, Носовський, 1975; Гончарова, Ильина, 1997).

Что касается корреляции, то конкский регионарус по моллюскам, фораминиферам и наннопланктону сопоставляется с верхним баденом (косовский подъярус) Западного (Центрального) Паратетиса (Андреева-Григорович, Носовский, 1976). В области Средиземноморья ему отвечает часть серравалийского регионаруса, охарактеризованная нерасчлененными наннопланктонными зонами *Discoaster exilis* (NN 6)–*Discoaster kugleri* (NN 7).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 97-04-49870.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева-Григорович А.С., Носовский М.Ф. О стратиграфических аналогах конкского яруса в Центральном Паратетисе // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепрпетровск: Изд-во ДГУ, 1976. С. 72–77.
- Андрусов Н.И. Конкский горизонт (фоладовые пласты) // Тр. Геол. и минерал. музея АН. 1917. Т. 2. Вып. 6. С. 167–261.
- Браг И.М. Эрвилиевые и фоладовые комплексы в среднемиоценовых отложениях Южной Украины // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1969. № 4. С. 78–83.
- Барг И.М. Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. Днепрпетровск: Изд-во ДГУ, 1993. 195 с.
- Бидзинашвили Л.М. О конкском горизонте северных предгорий Имеретинского хребта // Матер. по геол. и нефтегаз. Грузии. Л.: Недра, 1967. С. 22–27.
- Бидзинашвили Л.М. О верхних горизонтах среднего миоцена Грузии // Материалы по геологии и нефтегазности Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С. 70–95.
- Богачев В.В. Следы второго средиземноморского яруса под Новочеркасском // Изв. Геол. ком-та. 1901. Т. 20. № 36. С. 219–232.
- Богачев В.В. Новые виды моллюсков из миоценовых отложений г. Новочеркаска // Изв. Геол. ком-та. 1905. Т. 24. № 5. С. 159–188.
- Богданович А.К. Стратиграфическое и фациальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса // Тр. Краснодарского филиала ВНИИНефть. 1965. Вып. 16. С. 300–350.
- Бурак В.Н. О стратиграфическом подразделении неогеновых отложений Западного Предкавказья // Тр. Краснодарского филиала ВНИИНефть. 1965. Вып. 16. С. 351–381.
- Гончарова И.А., Ильина Л.Б. О взаимоотношении среднемиоценовых бассейнов Западного и Восточного

- Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 64–72.
- Грачевский М.М. Развитие конкской фауны Восточной Грузии // Тр Сектора палеобиол. АН ГрузССР. Т. 2. Тбилиси: Изд-во АН Груз. ССР, 1954. С. 89–135.
- Давиташвили Л.Ш. О конкском горизонте // Азерб. нефт. хоз-во. 1930. № 10. С. 55–57.
- Джанелидзе О.И. Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 172 с.
- Дідковський В.Я., Носовський М.Ф. Причерноморська западина. Миоцен // Стратиграфія УРСР. Київ: Наукова думка, 1975. Т. 10. Неоген. С. 32–70.
- Жгенти Е.М. Лютециды среднего миоцена, их эволюция и стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 128 с.
- Жгенти Е.М. Эволюция и стратиграфическое значение некоторых среднемиоценовых брюхоногих Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 177 с.
- Жгенти Е.М. Эволюция и стратиграфическое значение моллюсковой фауны конкского яруса Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1991. 125 с.
- Жижченко Б.П. К изучению фаций 2-го средиземноморского яруса // Тр. Геол. службы Грознефти. 1937. Вып. 6. С. 133–200.
- Жижченко Б.П. Стратиграфия // Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 7–12.
- Зиновьев М.С. Новые данные о конкских отложениях Ростовской области // Докл. АН СССР. 1957. Т. 114. № 1. С. 172–175.
- Ильина Л.Б. Определитель морских среднемиоценовых гастропод Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 151 с.
- Ильина Л.Б. О связях среднемиоценовых (тархан-конка) бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 133–136.
- Коюмджиева Е., Попов Н. Объем и подразделение караганского яруса (средний миоцен) Восточного Паратетиса // Geol. Balcanica. 1985. Т. 15(1). Р. 75–82.
- Крашенинников В.А. Фораминиферы // Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 15–103.
- Ливеровская Е.В. Фауна конкского горизонта горы Дубровой (Северный Кавказ). Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 36 с.
- Мерклин Р.Л. Этапы развития конкского бассейна в миоцене на юге СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28. Вып. 3. С. 89–91.
- Мерклин Р.Л., Невеская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков миоцена Туркмении и западного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 115 с.
- Минашвили Ц.Д. Биостратиграфия миоценовых отложений Западной Грузии по известковому наннопланктону. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Тбилиси: ГИ АН Груз. ССР, 1986. 20 с.
- Моляво Г.І. Неоген півдня України. Київ: Вид-во АН УРСР, 1960. 207 с.
- Носовский М.Ф. Биостратиграфия среднемиоценовых отложений северной части Эвксинского бассейна (Южная Украина) // Геология и рудоносность юга Украины. Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1971. С. 3–18.
- Определитель миоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 412 с.
- Осипов С.С. Конкский горизонт Северного Кавказа и Керченского полуострова // Бюл. МОИП. 1927. Т. 5. Вып. 3–4. С. 351–376.
- Павлинова-Ильина Л.Б. Новые данные о фауне конкского горизонта // Вопросы стратиграфии, фаций и фауны палеозоя и кайнозоя Северного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 138–159.
- Рошка В.Х., Синегуб В.В., Бобринская О.Г. и др. О среднемиоценовых отложениях южной части междуречья Прут–Днестр // Изв. АН МССР. Сер. биол. и хим. наук. 1968. № 3. С. 50–56.
- Рошка В.Х., Хубка А.Н. Очерк стратиграфии неогеновых отложений междуречья Днестр–Прут // Биостратиграфия антропогена и неогена юго-запада СССР. Кишинев: Штиинца, 1981. С. 78–106.
- Соколов Н.А. Слои с *Venus konkensis* на р. Конке // Тр. Геол. ком-та. 1899. Т. 9. № 5. 96 с.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система (полумом 1). М.: Недра, 1986. 420 с.
- Страшмиров Б. Новы данни за наличието на среден миоцен южно от гр. Бугас // Годишник на минно-геоложкия институт. 1961. Т. 7. Ч. 2. С. 37–48.
- Судо М.М. К вопросу о направлении иммиграции стеногалинной конкской фауны // Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-тех., хим. и геол. наук. 1961. С. 123.
- Шнейдер Г.Ф. Остракоды // Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 107–140.
- Эберзин А.Г. Неоген Северной Туркмении // Труды Комплексной южной геол. экспедиции (КЮГЭ) АН СССР, 1960. Вып. 5. С. 155–259.

Рецензенты В.А. Крашенинников,
Ю.Б. Гладенков

УДК 551.781.3

О ЯРУСНОМ ДЕЛЕНИИ ПАЛЕОЦЕНА

© 2000 г. Д. П. Найдин*, В. Н. Беньямовский**

*Московский государственный университет, 119899 Москва, Воробьевы горы, Россия

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

Поступила в редакцию 11.03.98 г.

В прекрасно обнаженной и достаточно полно макро- и микропалеонтологически охарактеризованной толще нижнего палеоцена (от 40–45 до 80–85 м) юго-западной части Горного Крыма (ЮЗГК) весьма четко обособляются друг от друга своими “макропалеонтологическими ядрами” датские мшанково-серпуловые и фораминиферовые известняки с краниями и эхинокорисами и монские органогенно-детритовые и фораминиферовые известняки со своеобразной фауной моллюсков и эхиантусами. По седиментометрическим данным, полученным как в ЮЗГК, так и в некоторых других регионах развития карбонатных отложений нижнего палеоцена, мощность дания и монса одного порядка с некоторым превышением мощностей дания над монсом. Неполноценность исторических ярусных стратотипов палеоцена (отсутствие четких контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями, перерывы, недостаточная биостратиграфическая изученность и т.п.) может быть в известной степени восполнена привлечением в качестве эталонов разрезов других районов Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). Разрезы юго-западной части Горного Крыма, включающие долины р. Чурюксу (Бахчисарайский разрез), Качи и Бельбека (Бельбекский разрез) предлагаются в качестве одного из таких эталонов. Именно несколько разрезов геологически достаточно обширного района должны составлять эталон, что обеспечивает более полное использование его стратиграфических особенностей. Историко-геологически обосновано деление палеоцена на нижний и верхний отделы. В составе нижнего отдела следует выделять датский и монский ярусы.

Ключевые слова. Даний, монс, стратотипы, дополнительные эталонные разрезы юго-западной части Горного Крыма, биостратиграфическая характеристика, седиментометрическая оценка, валидность монса.

Публикацией настоящей статьи авторы продолжают начатое ими 10 лет назад обсуждение проблемы ярусного деления палеоцена. К сожалению, обсуждение было опубликовано в малоизвестном биостратиграфам (и особенно зарубежным) издании (Найдин, Беньямовский, 1988, 1989). Основные положения, а также содержание ряда разделов статей Д.П. Найдина (1960, 1964, 1972) можно свести к следующим пунктам.

1. Приоритет имеет не зональное, а отражающее естественное историко-геологическое ярусное деление палеоцена.

2. Валидность ярусов определяется их “биостратиграфическими ядрами”, образованными остатками макро- и микрофауны. Особое значение приобретают планктонные фораминиферы, встречающиеся в стратотипических разрезах.

3. При стратиграфических сопоставлениях практически решающая роль принадлежит микропланктонным характеристикам ярусов. В частности, принятое положение монского яруса в пределах зоны *Acafinina inconstans*. Хотя по эволюционному развитию бентосных фораминифер монс тесно связан с верхним данием, рассматривать его в качестве верхних горизонтов датского яруса не следует. Необоснованным признается укоренившееся в отечественной литературе сопоставление мон-

ского яруса с более высокими фораминиферовыми зонами: зоной *Mogozovella angulata* и с зоной *M. copicotipicata* (Решение..., 1989).

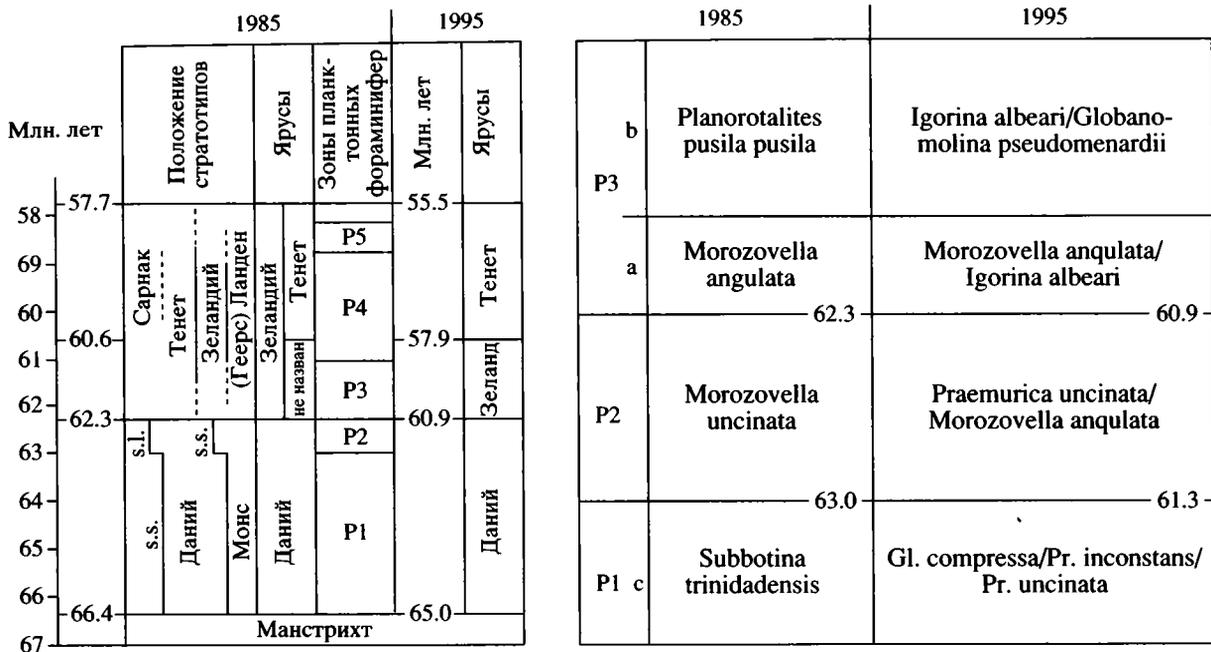
4. Для стабильности стратиграфической основы должны применяться ярусы давно выделенные в Западной Европе – в западной части Европейской палеобиогеографической области.

5. Неполноценность стратотипов каждого из этих ярусов (неблагоприятные условия экспозиции, фациальная изменчивость отложений, перерывы, неясность взаимоотношений с подстилающими и покрывающими отложениями и т.п.), что делает необходимым искать дополняющие их разрезы других регионов Европейской палеобиогеографической области.

6. Сопоставления должны опираться на остатки организмов массового распространения; микро- и наннофоссилии. В пространственном распространении остатков организмов всех типов палеобиогеографический контроль имеет решающее значение.

7. В развитии палеобиогеографии палеоценовых морей Европейской палеобиогеографической области и прилегающих к ней регионов области Тетис намечаются два этапа, с двумя подэтапами, в соответствии с которыми палеоценовый отдел (эпоха) делится на нижний (ранний) в соста-

Таблица 1. Ярусное деление палеоцена по В.А. Берггрену и др.



ве датского и монского ярусов (веков) и верхний (поздний), включающий зеландий и тенет.

Далее несколько дополняются и расширяются некоторые из указанных положений.

Основное внимание авторы сосредоточили на доказательстве валидности монского яруса в составе палеоцена – яруса, который недавно широко применялся стратиграфами различных стран и который ныне изымается из “новейших” стратиграфических схем.

Согласно 1-му пункту приведенных выше положений, ярус является естественной историко-геологической единицей стратиграфии. Критерием для его выделения является установление вертикального интервала распространения “макрофаунистического ядра”, устойчиво прослеживаемого на значительных пространствах одной и той же палеоклиматической (палеобиогеографической) области. Для практических целей стратиграфии весьма важно, чтобы отложения содержали массовые остатки микро- и наннофоссилий, обеспечивающих межрегиональные корреляции.

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЯРУСНОМ ДЕЛЕНИИ ПАЛЕОЦЕНА

Ниже приводится краткий, не претендующий на полноту, обзор предлагавшихся вариантов ярусного деления палеоцена.

На два яруса (снизу вверх) – даний и тенет – разделяют палеоцен К. Кавелье и Ш. Помероль (Cavelier, Pomerol, 1986), Б.У. Хак и др. (Haq et al., 1987), Г. Биньо (Bignot, 1993).

Даний, монс и тенет включают в свои схемы В.Г. Морозова (1960 и др.), Л.П. Горбач (1972), О.В. Амитров (1993), К. Пожариска и Ж. Шехура (Pożaryska, Szczechura, 1968), В. Крах (Krah, 1981); они включены в “Решения МСК” (1983, 1989). Эти же три яруса различают Д.Е. Макаренко (1961), Г.С. Пантелеев (1974), но даний они относят к верхнему мелу. Й. Салай (Salaj, 1980) вместо тенета предлагает ланден, а Ф. Робашински (Robaszynski, 1979) – нижний ланден, в основании которого обособляется геерс. Отметим, что термин “ланден” взамен термина “тенет” применяется и некоторыми другими стратиграфами.

С большой осторожностью в последние 10–15 лет ряд авторов употребляет термин “зеландий” (см. Найдин, Беньямовский, 1988, с. 11–13). С.А. Мороз и Э.Б. Савронь (1975), вероятно, были одними из первых (во всяком случае, в русскоязычной литературе), разделившими палеоцен на даний, монс, зеландий и тенет. Деление палеоцена на три яруса: даний, зеландий и тенет принимает Т.Л. Моркенс (Moorkens, 1998); границу даний/зеландий он сопровождает знаком “?”.

Появление зеландия в современных стратиграфических схемах связано с именем В.А. Берггрена (Berggren, 1965). Первоначально он палеоцен разделял на даний, дано-монс и ланден в составе двух подъярусов – тенета и спарнака. Предлагавшиеся им последующие варианты ярусного деления палеоцена показаны в табл. 1. История развития представлений Берггрена о месте зеландия в стратиграфии палеоцена демонстрирует те затруднения, которые возникают у стратиграфа, пытающегося разобраться в сложных

Таблица 2. Региональные и местные подразделения палеоцена и эоцена Бельгии

Отделы	Ярусы	Формации		
Эоцен	Лютетский	Леде Брюссель Аалтер: Пески Оеделем Пачка Беернем		
	Ипрский	Влиерцеле		
		Северо-запад	Иепер Север и запад Глины Мерелбеке Пески Эгем	Юго-восток
Палеоцен	Ланденский	Фландрские глины	Глины Кортемарк Аалбеке Роубаикс Орхиес	Пески Монт Панизель Пески Монс-эн-Певеле Пески Пейссант, глины Морланвелц
	“Геерский”	Юг (Монская впадина) Пески } Эркуилиннес Гранглизе Туфы Ангрес и Шерк	Ланден Восток и северо-восток Пески } Дормаал Ракоур Туфы Линсент	Мергели Гелинден Пески Орп
	Датский (= “Монс”)	Бертаймонт	Геерс:	Известняки и лигниты Гайнин Известняки Монс Известняки Кюэм Туфы Сипли Пудинги Мелоньи

Составлено по работам Ф. Робашинского, 1979; Э. Стеурбаута, 1988 и др.

взаимоотношениях между выделенными на протяжении многих десятилетий различными исследователями стратиграфических подразделений надмеловых толщ Западной Европы, где складывалось международное ярусное деление палеогена.

К. Кавелье и Ш. Помероль (Cavelier, Pomerol, 1986, с. 256, 260, табл. 1) вообще отрицают возможность применения в международных стратиграфических схемах зеландского яруса, так как он исключительно плохо биостратиграфически изучен, а трактовка его стратотипа весьма спорна.

Однако датский, зеландский и тенет официально утверждены на 28-й Вашингтонской сессии Международного геологического конгресса в качестве “стандартной хроностратиграфической шкалы палеоцена” (Jenkins, Luterbacher, 1992). Э. Стеурбаут (Steurbaut, 1998, с. 143, 146) по поводу этого решения замечает, что по приоритету установления и на основании большей полноты стратоти-

пов зеландский следовало бы заменить геерсом (Heersian), а тенет – ланденом (Landenian).

Термин “датский” нуждается в дополнительном разъяснении. Если в одних стратиграфических схемах под ним понимаются разновозрастные, фациально друг друга замещающие датские и монские слои, то в других монс рассматривается как верхняя часть датия. Для второго варианта Ж.П. Мангин (Mangin (Marlière, 1964, с. 884) предложил термин binôme Danien–Montien.

НЕДОСТАТКИ ИСТОРИЧЕСКИХ СТРАТОТИПОВ ЯРУСОВ ПАЛЕОЦЕНА

Исторически сложилось так, что стратотипы ярусов палеогена расположены в регионах, если можно так сказать, противоположенных для их выделения, прежде всего, по условиям обнаженности. Это разбросанные на значительной пло-

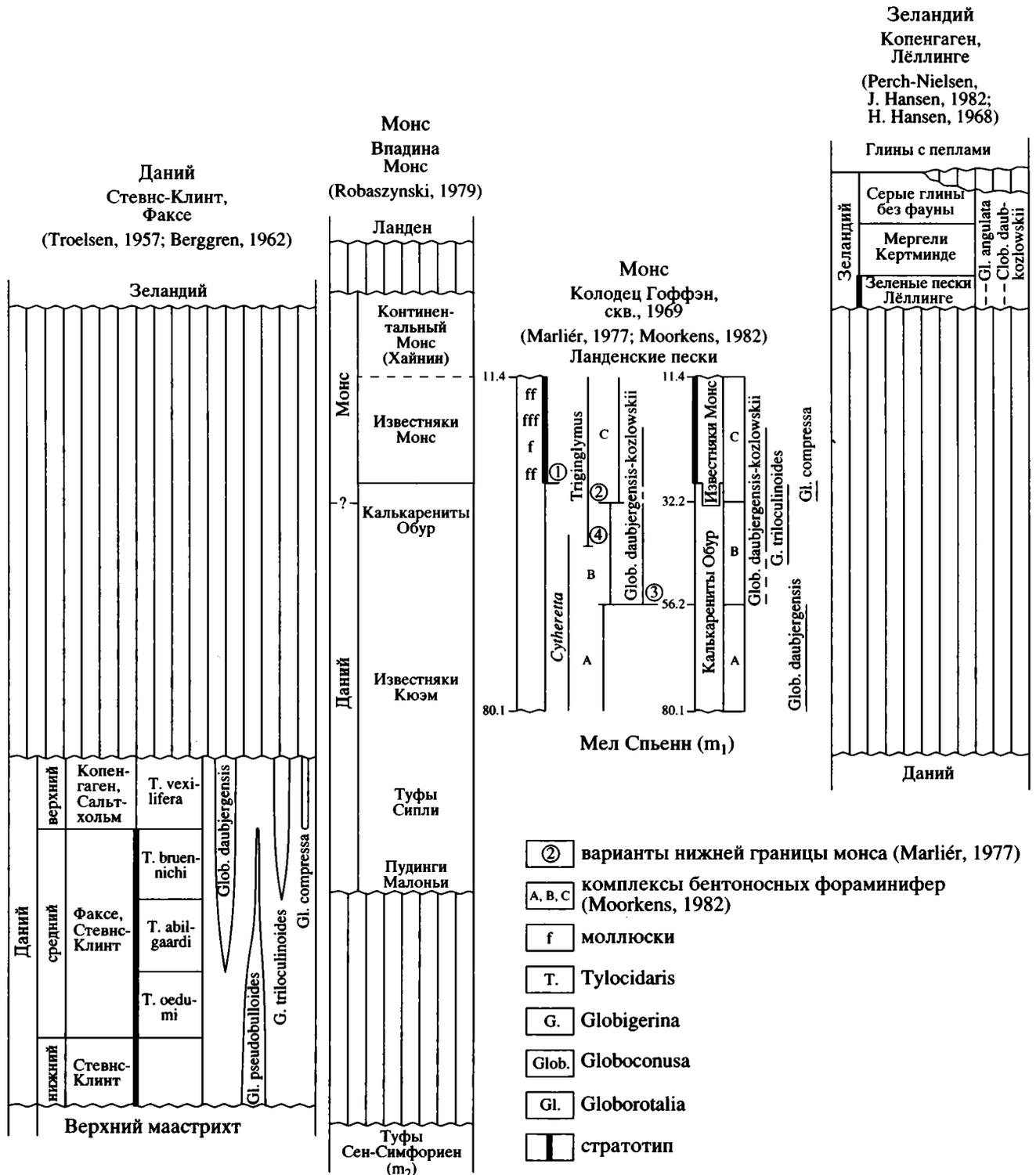


Рис. 1. Предполагаемое положение стратотипов датского, монского и зеландского ярусов в стратиграфической последовательности. По Д.П. Найдину и В.Н. Беньямовскому (1988).

щадя отдельные обнажения и горные выработки (не только карьеры, но и разрезы шахт и колодцев), вскрывающие разобщенные отрезки фациально разнообразных толщ.

Одним из таких регионов является территория Бельгии. Таблица 2, на наш взгляд, дает достаточно ясное представление о тех затруднениях, которые возникают при попытках корреляции и вы-

боре каких-либо эталонов для сравнения – т.е. стратотипов.

Самым неблагоприятным обстоятельством установления стратотипов ярусов палеогена является то, что именно в регионах Западной Европы наиболее резко сказывается присущее последатскому интервалу нарушение стратисферы – крупнейшая регрессия, вызванная глобальным эвстатическим понижением уровня моря (Naq et al., 1987). Это нарушение хорошо иллюстрируется крупным гиатусом на графиках М.П. Обри (Aubry, 1985, фиг. 2) и Ш. Помероля (Pomerol, 1989, табл. 2). Тем не менее стратотипические разрезы палеоценовых ярусов, расположенных в Западной Европе, по-прежнему привлекаются для обоснования сомнительных в стратиграфическом отношении предложений. Так, Ж. Биньо (Vignot, 1993, с. 47) на основании, как он утверждает, ревизии имеющихся биостратиграфических данных по стратотипам датского и монского ярусов приходит к заключению о том, что монс является эквивалентом дания и, следовательно, не может рассматриваться в качестве “стандартной глобальной стратиграфической единицы”. А вот как оцениваются эти *имеющиеся биостратиграфические данные* в новейшей работе Э. Стеурбаута (Steurbaut, 1998, с. 143–144): “Кровля дания еще систематически не изучена в Бельгии”, ...“даний СВ Бельгии менее полно изучен”, ...“биостратиграфические доказательства, особенно для основания и кровли монса, представляются весьма недостаточными” и др.

По нашим представлениям, “биостратиграфическое ядро” монского яруса, установленного в окрестностях г. Монса, образовано своеобразным комплексом двустворчатых и брюхоногих моллюсков, дополненным другими макроископаемыми (и прежде всего, морскими ежами из рода *Echinanthus*) (см. Найдин, Беньямовский, 1988, с. 6–9). В стратотипе монского яруса прослеживание вертикального интервала распространения “**биостратиграфического ядра**” встречает затруднения: внизу – вследствие постепенного литологического и фаунистического перехода к отложениям датского яруса, а вверху – в результате смены морских отложений континентальными (рис. 1) (Marlière, 1964; 1977; Godfriaux, Marlière, 1971; Robaszynski, 1979, 1981).

Достаточно четкое обособление монского комплекса фауны от датского детально изучено Э. Венсаном (Vincent, 1928) в 250 км к северо-востоку от г. Монса в разрезе шахты № 2 у г. Эйсдена (провинция Лимбург) (разрез воспроизведен на рис. 5 в статье М.М. Москвина и Д.П. Найдина, 1960).

Восточнее монские отложения прослеживаются на огромном протяжении в широтно ориентированной полосе, охватывающей юг Европейской палеобиогеографической области и примы-

кающие к ней северные участки области Тетис, вплоть до Амударьи и Таджикской депрессии (Каханова, Яркин, 1966; Давидзон и др., 1982; Найдин, Беньямовский, 1989). В пределах этой полосы известен ряд разрезов, в которых монские отложения относительно хорошо изучены. Это Висла в Польше, Горный Крым, Хеу на Северном Кавказе, Горный Мангышлак.

Отмеченный выше недостаток монского стратотипа дополняется еще одним: стратотип представлен закрытыми горными выработками – шахтами, колодцами и буровыми скважинами. Разрезы их строго документированы, а каменный и палеонтологический материалы бережно хранятся в различных бельгийских учреждениях. Так что Р. Марлиер (Marlière, 1962) имел полное моральное право приглашать специалистов различного профиля основывать их познание стратотипа монса на результатах ознакомления с обильными музейными образцами. Понятно, что никакие кажущиеся поначалу полными описания и графики, а также идеально хранимые коллекции не могут заменить “натуру” – открытые разрезы, в которых можно проследить подошву и кровлю изучаемого стратона.

РАЗРЕЗЫ ГОРНОГО КРЫМА, ДОПОЛНЯЮЩИЕ СТРАТОТИП МОНСА

С этих позиций привлекают внимание естественные обнажения Горного Крыма, Северного Кавказа и Горного Мангышлака. Мы предлагаем выбрать из них наиболее типичные, наиболее дополняющие монский стратотип. Разрезы указанных регионов, естественно, имеют свои достоинства и недостатки. Объединяющим их достоинством является принадлежность к Европейской палеобиогеографической области. Попутно заметим, что предложение Й. Салая (Salaj, 1980, с. 145–146) принять в качестве гипостратотипа монского яруса разрез Эль Хариа в Тунисе не может быть принято, так как упомянутый разрез расположен в иной, по сравнению со стратотипом монса, палеобиогеографической обстановке – в области Тетис.

Из трех перечисленных регионов наиболее подходящим, по нашему мнению, является *юго-запад Горного Крыма*. Здесь на протяжении 40–45 км в крутом, местами обрывистом квестовом уступе Второй гряды Крымских гор в условиях практически непрерывной обнаженности вскрыта последовательная смена отложений маастрихтского, датского, монского и тетеского ярусов; намечается присутствие зеландия. Прослеживание последовательности существенно облегчается тем, что квестовой уступ расчленен поперечными долинами рек Бельбека, Качи, Чурюксу и Бодрака (Найдин, 1964, рис. 1).

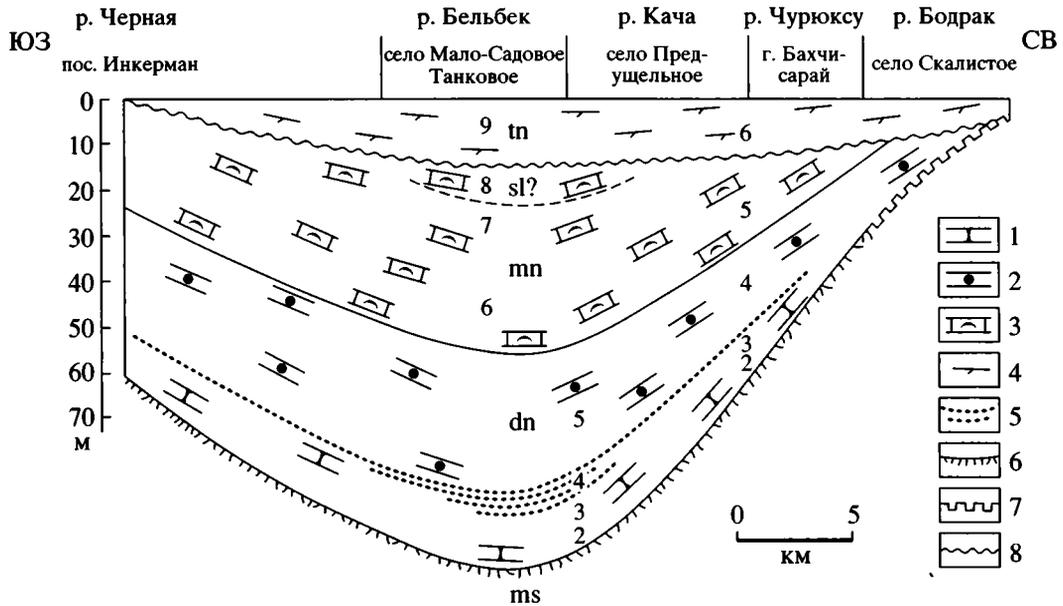


Рис. 2. Нижний палеоцен юго-западной части Горного Крыма.

1 – преимущественно мшанковые известняки (внизу – алевритистые или песчанистые; в основании – глауконитово-известковистые алевриты или мелкозернистые песчаники) с устрицами и небольшими морскими ежами; 2 – мшанково-криноидно-серпуловые (соотношение компонентов подвержено значительным колебаниям) известняки с крапиями и эхинокорисами; 3 – органогенно-детритовые и фораминиферовые известняки с остатками разнообразных двустворчатых и брюхоногих моллюсков (местами образующими скопления) и морскими ежами рода *Echinanthus*; 4 – мергели; 5 – кремни; 6 – “твердое дно” (хардграунд) различных типов; 7 – поверхность подводных размывов; 8 – поверхность, в образовании которой значительное участие принимали факторы субаэрального размыва.

ms – верхний маастрихт, dn – даний, mn – монс, sl? – предположительно зеландий, tn – тенет. Цифры на рисунке – номера слоев.

Даний и монс образуют единую толщу, с принципиальным строением которой можно ознакомиться на рис. 2. Весьма четко обособляются датские мшанково-серпуловые известняки с крапиями и эхинокорисами и монские органогенно-детритовые и фораминиферовые известняки со своеобразной конхилиофауной и морскими ежами рода *Echinanthus*.

К северо-востоку, в направлении Симферопольского поперечного поднятия (Муратов, 1949), происходит сокращение мощности и выклинивание толщ. Физически уменьшение мощности связано с возрастанием числа перерывов, приуроченных к весьма характерным для толщи образованиям типа “твердого дна” (ТД) (рис. 7). От подстилающего верхнего мела (верхний маастрихт) толща отделяется заслуживающими специального описания субаквальными образованиями различных типов “твердого дна”. В долине р. Бодрак образования ТД сменяются поверхностью субаквального же размыва (рис. 2). Субаквальное происхождение контакта маастрихт-даний исключает образование значительного стратиграфического hiatus.

Поверхность, отделяющая “бином дано-монс” от верхнего палеоцена (тенетских мергелей) иного генезиса – в ее формировании значительная роль

принадлежала процессам субаэрального размыва, что привело к возникновению достаточно значительного стратиграфического hiatus.

Бахчисарайский разрез

К настоящему времени наиболее полные сведения по стратиграфии толщ получены на основе изучения непрерывно обнаженного участка правого склона долины р. Чурюксу над восточной окраиной г. Бахчисарай (Вялов, 1976; Найдин, 1964; Путеводитель..., 1971). Это разрез Староселье (Салачик)–Сувлукая. Начиная с первых десятилетий прошлого века, разрез был известен многим поколениям геологов. 90 лет назад О.К. Ланге и Г.Ф. Мирчинк (1909), обобщив накопленные к тому времени материалы и результаты личных полевых наблюдений, выделили в разрезе отложения датского и монского ярусов. В дальнейшем на протяжении многих десятилетий палеоген окрестностей Бахчисарая изучался в основном в связи с проводящейся здесь многими вузами геологической студенческой практикой. Пика “популярности” в отечественной геологической литературе (к большому сожалению, и при государственной геологической съемке) бывшая столица Крымского ханства до-

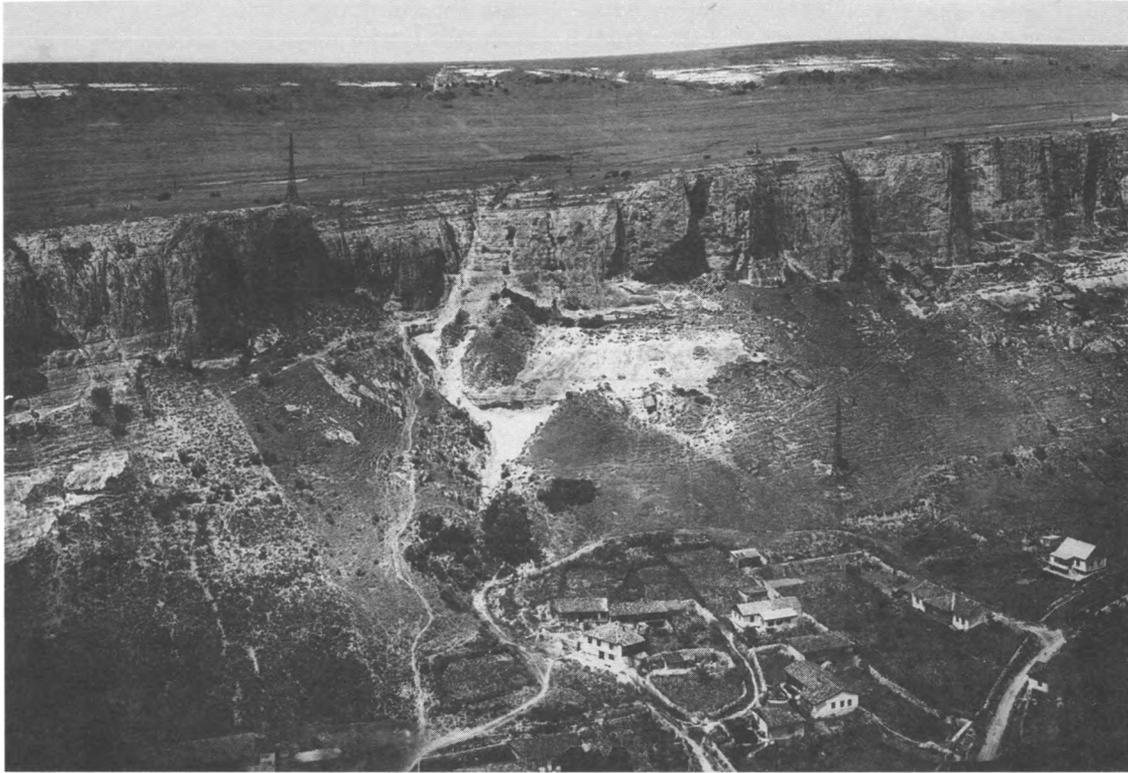


Рис. 3. Староселье. Внизу (пологая часть склона, белое) – верхний маастрихт (слой 1). В уступе – известняки дания и монса (слои 2–5). По кровле известняков (слой 5) выработана структурная терраса.

стигла после появления концепции “Бахчисарайского стратотипического разреза палеогена” (“Решение...”, 1963, с. 146–147). Над Старосельем (крайние восточные строения г. Бахчисарая) (рис. 3) снизу вверх вскрыты (рис. 4 и 5):

Верхний маастрихт. 1. Песчаники тонкозернистые (алевролиты) мергелистые с глауконитом, светло-серые в сухом виде, с многочисленными следами илоедов. В 3-х метрах ниже кровли слоя – горизонт мощностью до 0.1 м (“а” на рис. 4), переполненный створками устриц и пектинид, фосфатизированными ядрами двустворок и гастропод¹. Многочисленны (особенно выше горизонта “а”) створки устриц и пектинид, местами образующие скопления – “банки”. Мощность 9–10 м. В кровле слоя 1 на глубину до 0.5–0.7 м – карманы и норы, заполненные песчаником сл. 2.

Даний. 2. Известняки крепкие светло-серые, в нижней части с зернами глауконита, светло-зеленовато-серые. В основании (0.3–0.4 м) – зеленый рыхлый глауконитово-известковистый песчаник, с фосфатизированными ядрами моллюсков, створками устриц, очень редкими роострами белемнитов (которые, как и часть створок устриц, переотложены). Мощность 2.8 м.

3. Известняки мшанковые, светло-серые, мягкие (сохранились следы их кустарной разработки), вверху с черными кремнями (“б”). Мощность 6.5–7 м.

4. Известняки органогенно-детритовые (мшанково-серпулово-криноидные), светло-серые, крепкие (особенно в верхней части), с линзами и линзовидными прослоями, переполненными члениками криноидей. Мощность 15–16 м.

Монс. 5. Известняки органогенно-детритовые, розовато-желтые, очень крепкие, образуют в склоне ступени; характерны неровные поверхности напластования, к которым приурочены тонкие прослоечки и линзочки порошковатого белого материала. Мощность 16–18 м. Поверхность кровли известняков сл. 5 неровная, бугристая, без каких-либо следов “нор”. По ней выработана структурная терраса.

Тенет. 6. Мергели светло-серые и светло-желтовато-серые, плотные, внизу несколько песчаные, в основании с зернами глауконита; выше (“в” на рис. 4) в мергелях, образованные по губкам серые и темно-серые участки окремнения (“губковый горизонт” М.Е. Зубковича). Мощность 13–14 м.

Кровля сл. 6 неровная, с “норами”, заполненными вышележащим материалом.

¹ Родовые названия моллюсков в статье даны в соответствии с работой Л.П. Горбач (1972).

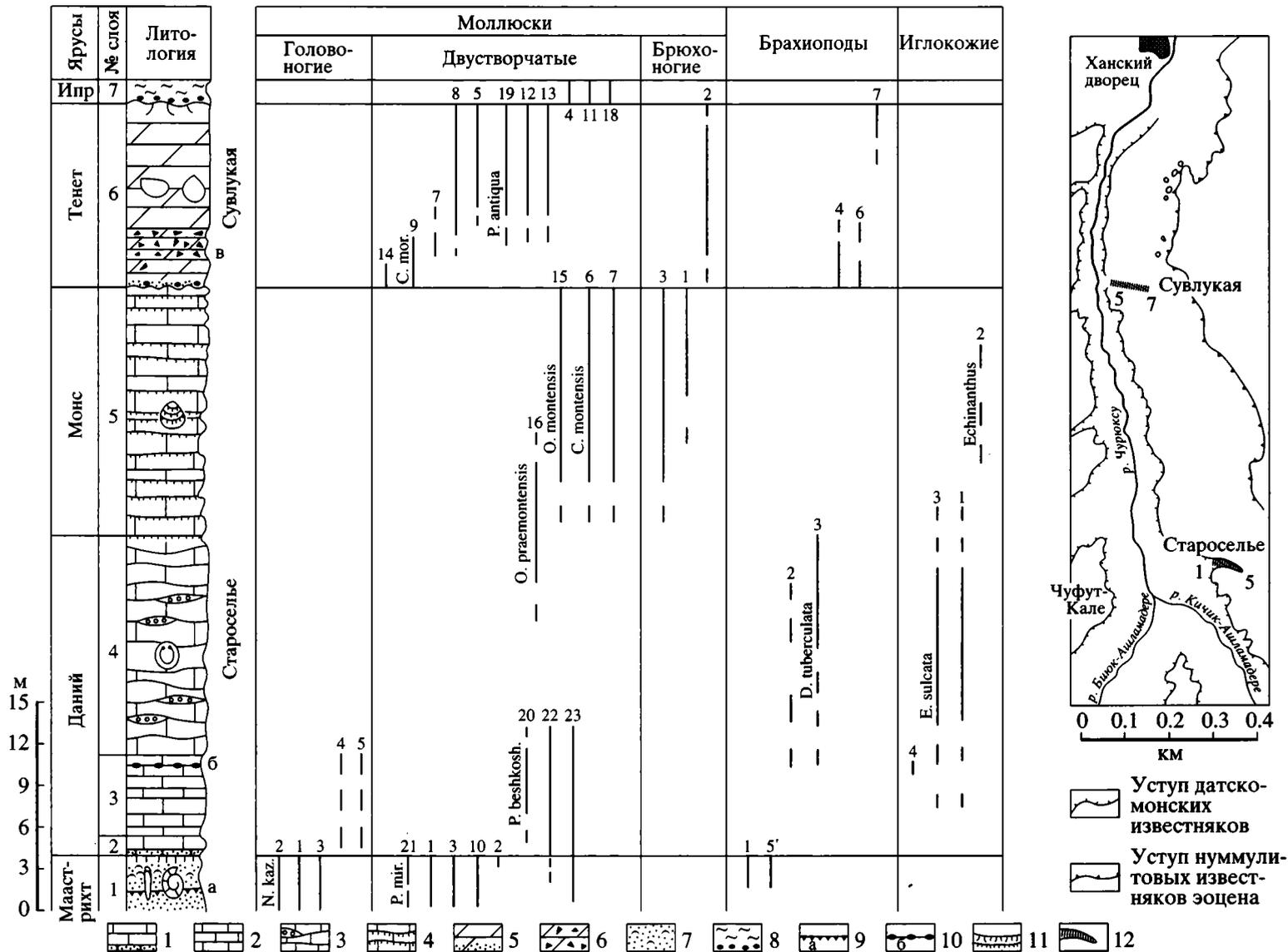


Рис. 4. Распространение макрофоссилий в разрезе Староселье. Цифры на рисунке – названия палеонтологических остатков (см. в приложении к подрисуночным подписям).

1 – известняки, в основании – глауконитово-известковистый песчаник; 2 – мшанковые известняки (слой 2); 3 – мшанково-серпулово-криноидные крепкие известняки с линзами, переполненными остатками криноидей; 4 – известняки органогенно-детритовые, очень крепкие; 5 – мергели, в основании песчанистые с фосфоритами; 6 – мергели с кремнями; 7 – карбонатные пески, переполненные устрицами; 8 – карбонатные глины с базальным горизонтом фосфоритов в песках; 9 – горизонт “а” фосфатизированных ядер гастропод и пелеципод; 10 – черные кремни “б”; 11 – образования различных типов “твердого дна” (ТД); 12 – рассматриваемые разрезы.

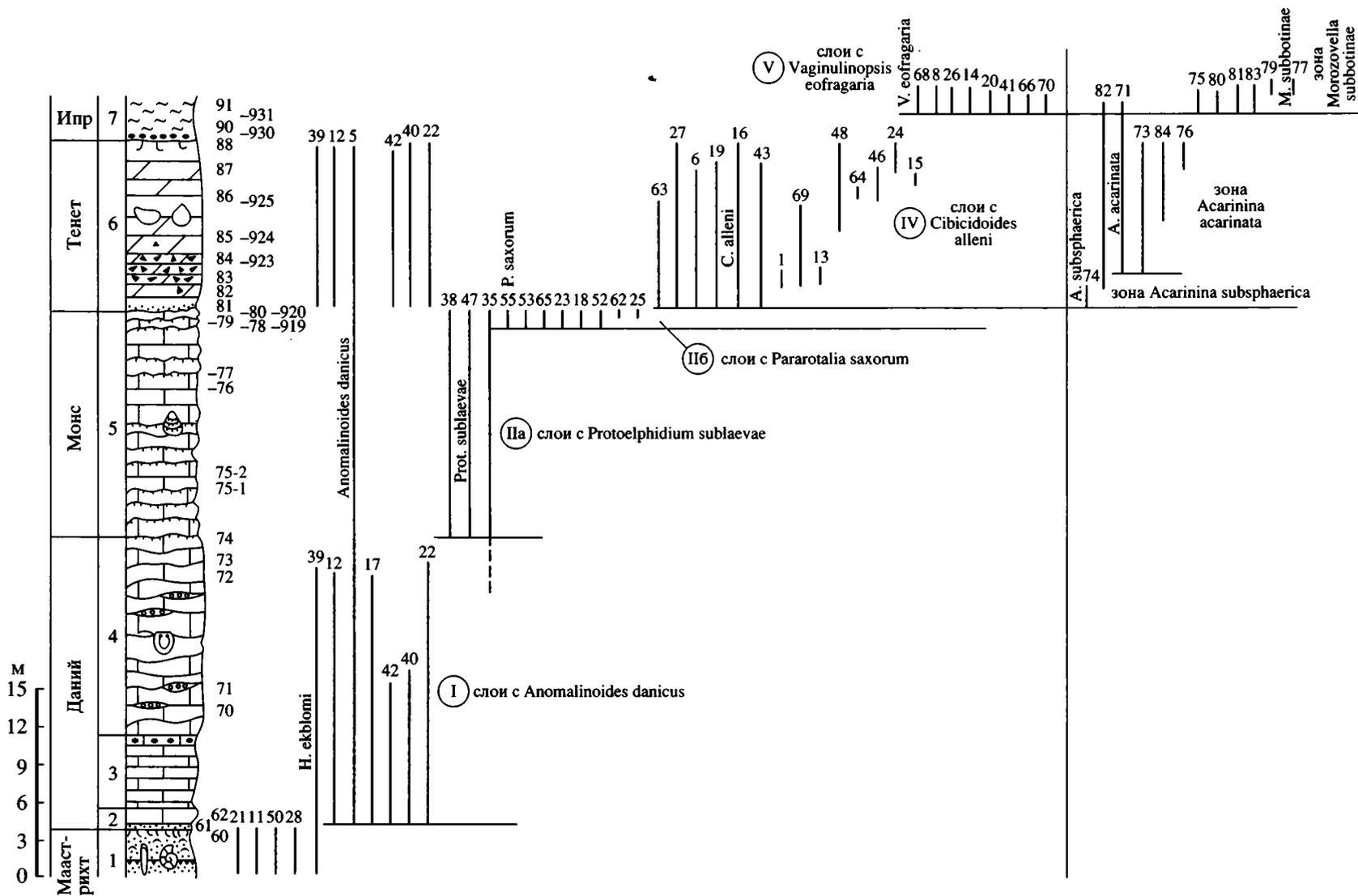


Рис. 5. Распространение микрофоссилий в разрезе Староселье. Условные обозначения см. на рис. 4. Римские цифры в кружках – слои (комплексы) бентосных фораминифер (список видов – арабские цифры на рисунке – приводится в приложении к подрисуночным подписям).

Ипр. 7. Глины известковистые коричневатосерые и темно-серые, в основании (0.2 м) темно-зеленые, песчанистые, обогащенные зернами глауконита и содержащие рассеянные желваки фосфоритов. Мощность 17–18 м.

Слои 1–5, вошедшие в литературу под названием разреза Ст а р о с е л ь е (С а л а ч и к), описаны по обнажениям правого берега Чурюксу над крайними восточными строениями Бахчисарая в месте слияния Большой и Малой Козьих долин (Биюк-Ашла-мадере и Кичик-Ашламадере).

Слои 5–7 записаны по обнажениям крутого, местами обрывистого правого склона долины Чурюксу на участке, называемом татарами Су в л у к а я (“водная скала”: после дождей на глинах сл. 7 продолжительное время задерживается вода, высачивающаяся по склону (Найдин, Беньямовский, 1994).

Бельбекский разрез

Значительно полнее “дано-монский бином” развит в долине р. Бельбек между с. Мало-Садовое и Танковое (Горбач, 1972; Найдин, 1964). Наиболее информативные и легко доступные обнажения расположены на крутых склонах квестового уступа над с. Мало-Садовое и по обоим берегам Бельбека в окрестностях с. Танковое.

В сводном разрезе снизу вверх выделяются следующие слои:

Верхний маастрихт. 1. Алевролиты (мелкозернистые песчаники) известково-глауконитовые, зеленовато-серые с *Neobelemnella kazimiroviensis* (Skolozdr.), *Hoploscaphites gr. constrictus* (Sow.), *Rynodonte mirabile* (Rouss.), *Chlamys* (*Microchlamys*) *acuteplicata* (Alth) и др.

Даний. В кровле слоя 1 развиты образования типа “твердого дна”. В балке Зеленой, впадающей справа в Бельбек ниже Мало-Садового, наблюдается двойное образование типа “твердого дна” с переотложенными рострами белемнитов.

2. Алевролиты (мелкозернистые песчаники), известково-глауконитовые, зеленовато-серые с *Deuteromya paulula* Gorbach, мелкими устрицами и морскими ежами *Pseudogibbaster akkajensis* (Web.) Posl. Et Moskv., *Hemiaster inkermanensis* Loriol и др. Мощность 2.3–3 м.

3. Известняки мшанково-серпулово-криноидные, светло-серые с желтоватым оттенком, внизу – алевритистые, светло-зеленовато-серые. Из двустворчатых моллюсков наиболее обычны *Rynodonte beshkoshensis* (Web.), *P. similis* (Push), *P. vesicularis* (Lam.); встречаются ядра наutilus: *Pseudocenoceras warsanofrevie* Shim., *Teichertia similis* Shim.; из брюхоногих моллюсков Л.П. Горбач (1972, с. 21) отмечает *Turritella vialovi* Gorbach; характерны достаточно разнообразные морские

ежи: *Ps. akkajensis* (Web.) Posl. et Moskv., *H. inkermanensis* Loriol и др. Мощность 10–11 м.

4. Известняки преимущественно мшанковые, белые, с 6–8 горизонтами кремней. Двустворчатые моллюски: *Isocardia faxensis* Lundgr., пликатулы, пектиниды и др.; более разнообразны брюхоногие моллюски: различные церитиумы и туррителлы, *Monodonta quadricordata* Ravn, *Campanile maximum* (Binckh.), *Crommium cipliensis* (Vinc.) и др.; из головоногих следует отметить редкие находки *Pseudocenoceras warsanofievie* Shim.; появляются неопределимые остатки краий; из морских ежей продолжают встречаться формы, указанные для слоя 3, но кроме них появляются эхинокорисы: *Echinocorys sulcata* Goldf. И *Ech. obliqua* Ravn, а также *Pseudogibbaster depressus* (Kong.) – по данным Л.П. Горбач и ее соавторов (Горбач и др., 1974), в слое 4 найдены иглы *Tylocidaris rosenkrantzi* Brotzen. Мощность 8 м.

5. Известняки криноидно-мшанковые, местами серпуловые, белые и серовато-белые, вверху – грубослоистые. Число определяемых остатков моллюсков существенно сокращается. Это *Plicatula praescyclostroides* Gorbach, *Lima holzapfeli* Hennig; в верхней части слоя появляется *Ostrea praemontensis* Gorbach. Наиболее стратиграфически важными являются остатки *Danocrania tuberculata* (Nilss.), *Isocrania posselti* Rosenkr. (Rosenkrantz, 1964; Титова, Фаворская, 1983) и других краий, а также раковины замковых брахиопод. Морские ежи, упоминавшиеся для нижележащего слоя, в данном слое встречаются чаще; известны находки игл тилоцидарисов. Из достаточно разнообразных серпул должны быть названы прямые *Ditrupe schlotheimi* (Rosenkr.) и спиральные *Glomerula gordialis* Schloth., а из криноидей – членики *Bourgueticrinus danicus* Br. Nils. Мощность 25–28 м.

Вверх известняки сл. 5 без видимого перерыва сменяются известняками сл. 6.

Монс. 6. Известняки органогенно-детритовые, очень крепкие, светло-желтовато-серые, на отдельных участках со скоплениями то створок небольших устриц, то неопределимых ядер пелиципод и гастропод. Из этого слоя Л.П. Горбач (1972) указывает *Ostrea montensis* Cossm., *O. praemontensis* Gorbach, *Corbis corneti* Vinc., *C. inkermanensis* Gorbach, *C. montensis* Cossm., *Turritella montensis* Br. Et Corn., а также *Echinanthus* sp. Кроме *O. praemontensis*, приходящей снизу, перечисленные моллюски сосредоточены в верхней части слоя. Мощность 15–20 м.

7. Известняки светло-розовато-желтые, крепкие, образующие толстые пласты с прослоями менее крепких известняков; характерны волнистая поверхность напластования, а также линзовидные прослои, переполненные остатками двустворок и брюхоногих. Кроме приведенных для сл. 6 форм, в этом слое встречены: *Crassatella ex-*

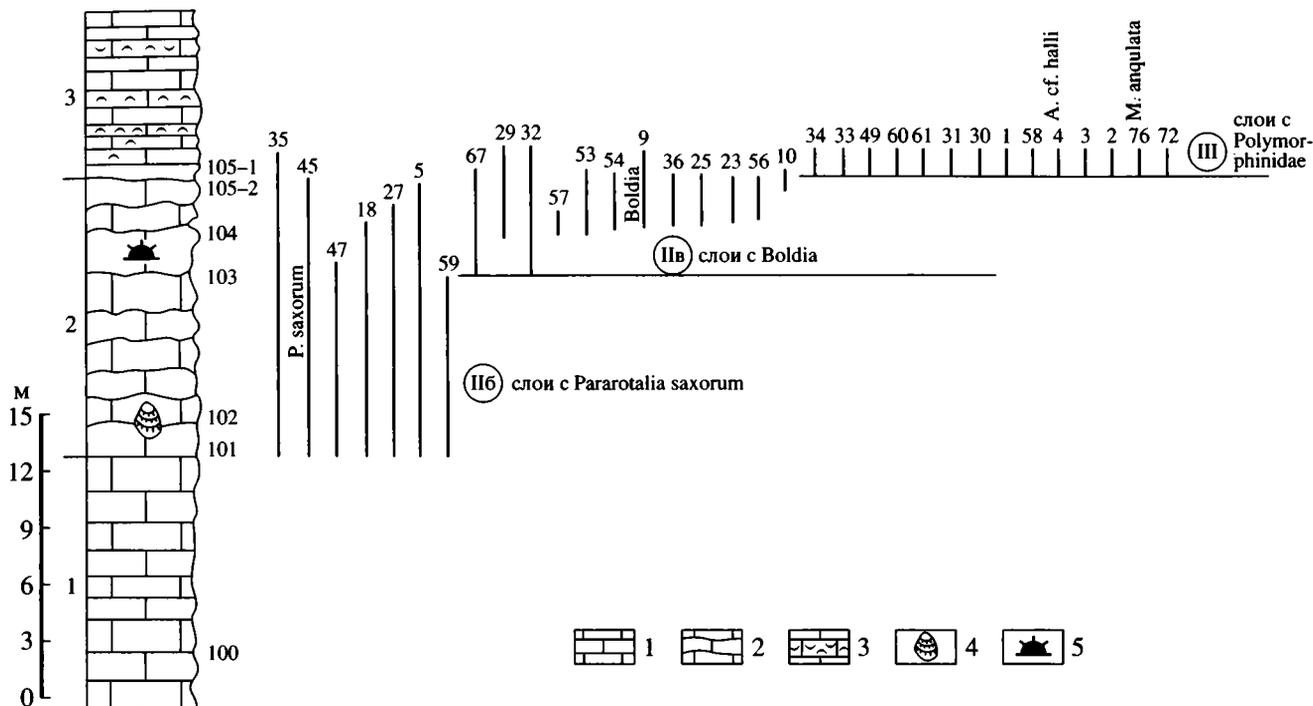


Рис. 6. Распространение микрофоссилий в разрезе Бельбек.

Римские цифры в кружках – слои (комплексы) бентосных фораминифер (список видов – арабские цифры – приводится в Приложении к подрисовочным подписям).

1 – известняки органогенно-детритовые; 2 – известняки с волнистой поверхностью напластования; 3 – известняки, переполненные остатками двустворок и брюхоногих; 4 – монские двустворки; 5 – монские морские ежи.

celsa Cossm., *Venerocardia excellens* Gorbach, *Phacoides montensis* Cossm., *Pitar montensis* (Cossm.) и некоторые другие моллюски, а также эхинантусы. Мощность 16–18 м.

8. Известняки розовато-серые грубослоистые, с линзовидными прослоями белых мучнистых известняков; сверху известняки окремнелые. Моллюски многочисленны: *Isognomon belbekensis* Gorbach, *Lima dotata* Gorbach, *Cerithium semicostatum* Desh., *Turritella montensis* Br. et Corn., *T. acuta* Br. et Corn. Мощность 6–8 м.

Комплекс моллюсков сл. 8 – типично монский. Однако положение слоя в самом верху последовательности слоев известняков, а также микропалеонтологические данные (см. ниже) позволяют высказать предположение о возможно зelandском возрасте известняков сл. 8.

Для известняков слоев 6–8 характерно развитие процесса перекристаллизации, с которым связаны, во-первых, значительное ухудшение сохранности фауны (преимущественно в виде ядер и отпечатков) и, во-вторых, утрата слоистости и “затусшевание” образований типа ТД, которые, по всей видимости, в толще известняков весьма многочисленны (рис. 7).

Тенет. 9. Светло-серые с зеленоватым оттенком алевролитистые мергели, в основании – глауко-

нитовые, вверх переходящие в светло-серые мергели. Поверхность подстилающих известняков сл. 8 не имеет следов нор и ходов. Мергели содержат типичную **тенетскую** фауну моллюсков (Найдин, Беньямовский, 1994).

К сожалению, макропалеонтологическая характеристика Бельбекского разреза не была подкреплена послышной микропалеонтологической характеристикой. В нашем распоряжении были пробы на микрофауну только из обнажения на правом берегу р. Бельбек у с. Танковое. Обнажение соответствует (точная корреляция не проводилась) слоям 7–8 описанного разреза. В нижней части обнажения (рис. 6) содержатся *Pararotalia saxorum* (d'Orbigny), *Protoelphidium sublaevae* (Ten Dam), *Cibicidoides cuvillieri* (Ten Dam), *Gavelinella lellingensis* Brotzen, *Anomalinoidea danicus* (Brotzen), *Schlosserina astericus* (Gümbel), *Pararotalia saxorum* (d'Orbigny) (слой с *Pararotalia saxorum*). Выше появляются *Vacuvalvulina keijzeri* (van Bellen), *Rotorbignella mariei* (van Bellen), *Rotalia marginata* d'Orbigny, *Eponides toulmini* Brotzen, *Elphidiella prima* (Ten Dam), *Boldia* sp., *B. variabilis* Szczechura et Pożaryska (слой с *Boldia*). По сравнению с монским комплексом Бахчисарайского разреза (Староселье–Сувлукская), данная ассоциация фораминифер монса более полная и наращивается вверх слоями с *Boldia*, которые отсутствуют в Бахчисарайском разрезе.

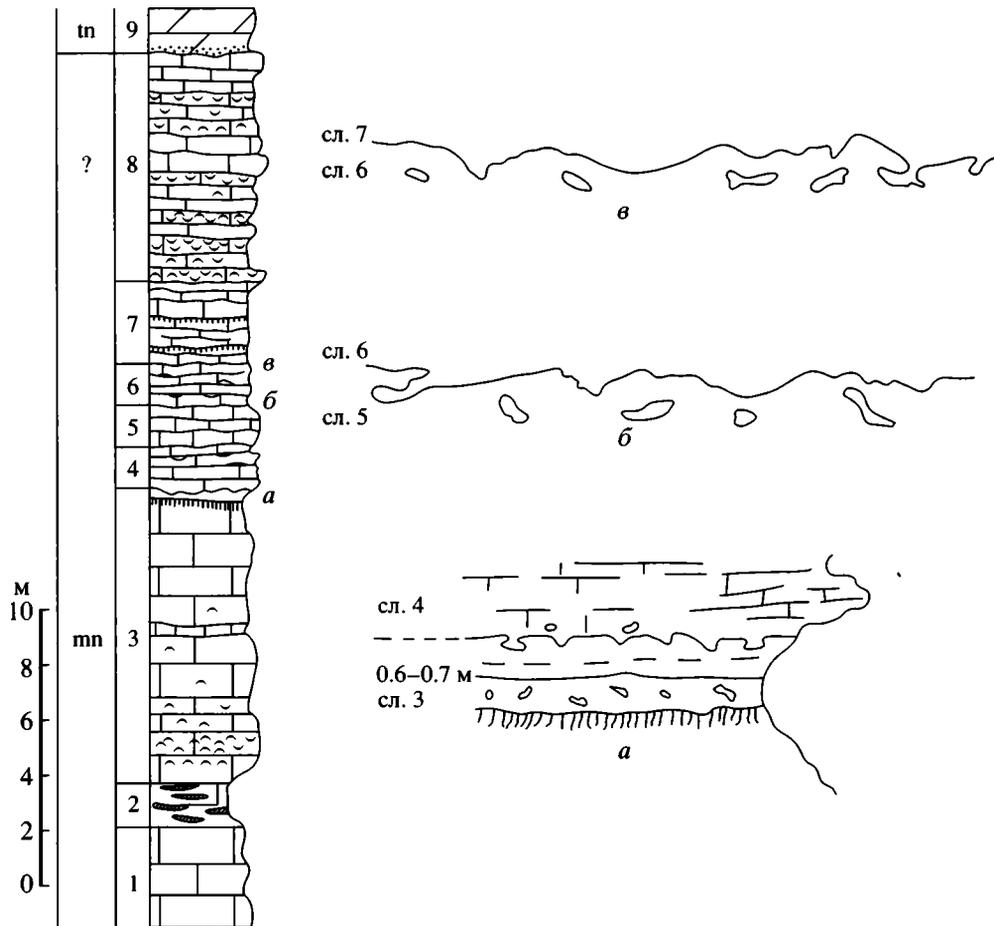


Рис. 7. Характер строения монских известняков. Левый берег р. Бельбек у с. Танковое.

mn – монс; ? – возможно зеландий; tn – тенет; 1–9 – слои; а–в – образования типа “твердого дна”, разделяющие некоторые слои.

1 – желтовато- и серовато-белые массивные известняки; 2 – серые известняки с продолговатыми линзами светло-серого цвета, возникновение которых Л.П. Горбач объясняет неравномерной цементацией (1.5–1.8 м); 3 – известняки как слой 1, но несколько крепче; один прослой более мягких известняков; в кровле – двойной горизонт ТД (10–11 м); 4 – неясноплитчатые известняки с неровными поверхностями напластования и крупными “кавернами”, заполненными относительно мягкими известняками (1.5 м); 5 – массивные известняки; образуют в склоне оглаженный выход (1.5 м); 6 – известняки, как слой 4 (1.5–1.6 м); 7 – известняки с очень неровными поверхностями напластования, как бы сложенные крупными кусками, поверхность которых напоминает цветную капусту (“капустная” текстура); издалека выход слоя напоминает скопления валунов (3–3.2 м). Известняки слоев 4–7 светло-желтовато-серые с легким розоватым оттенком; 8 – серовато-розовые крепкие толстоплитчатые известняки с волнистой поверхностью напластования; местами – скопления мелких двустворчатых и брюхоногих моллюсков, остатками которых сложены отдельные пласты (8–9 м); 9 – светло-серые мергели, внизу песчанистые с зернами глауконита.

Волнистые и неровные поверхности напластования – “затушеванные” ТД.

Еще выше обнаружен комплекс бентосных фораминифер слоев с Polymorphinidae: *Guttulina problema* d'Orbigny, *G. hantkeni* Cushman, *Pirulina fusiformis* Roemer, *Globulina rotundata* Borneman, *Alabamina midwayensis* Brotzen, *Allomorpha* cf. *halli* Jennings и планктонные: *Morozovella angulata* (White), *Acarinina praecursoria* Morozova. Данная ассоциация резчайшим образом отличается от предшествующей, во-первых, почти полным исчезновением монских фораминифер, а во-вторых, появлением абсолютно иного комплекса бентосных фораминифер. Это сообщество фораминифер идентично тому, которое было описано из зеландских отложений стратотипического района Ф. Бротценом (Brotzen, 1948). Также важно отметить, что и по планктонным фораминиферам полностью подтверждается зеландский возраст осадков, так как встречающаяся *Morozovella angulata* отмечена Г. Хансеном в стратотипе зеландия (Hansen, 1968).

Таким образом, микропалеонтологическими данными подтверждаются геологические построения о большей стратиграфической полноте Бельбекского разреза, по сравнению с Бахчисарайским

(рис. 2). Границу монс/зеландий можно будет обстоятельно протрассировать на основании результатов совместного изучения макро- и микрофауны в обнажениях именно долины р. Бельбек между селами Мало-Садовое и Танковое.

Биостратиграфическая характеристика дания и монса Горного Крыма

Для стратиграфии палеоцена Крымско-Кавказской области первостепенное значение имеют морские ежи (Пославская, Москвин, 1959, 1960). К большому сожалению, изучение собранных в Горном Крыму остатков датских и монских морских ежей не было завершено. Тем не менее, по эволюционной последовательности видов рода *Pseudogibbaster* Moskvin (Москвин, 1983) в датских отложениях юго-запада Горного Крыма представляется возможным выделить зону *Pseudogibbaster akkajensis* (слои 2–3 Бельбекского разреза и сл. 2 Бахчисарайского разреза) и зону *Pseudogibbaster depressus* (соответственно сл. 4–5 и сл. 3–4 названных разрезов).

Как оказалось, важными стратиграфическими маркерами крымского монса являются редкие находки эхинантусов очень плохой сохранности, но, по-видимому, достаточно разнообразные. М.М. Москвин из Бельбекского разреза определил со знаками cf. и aff. несколько видов *Echinanthus*, названия которых здесь не приводятся. Несомненно, продолжение сборов и изучения остатков морских ежей представляет большой резерв стратиграфического расчленения “датско-монского бинома” Крыма.

Между верхним маастрихтом и данием существует региональный для Горного Крыма гиатус, с которым связано развитие ТД в кровле верхнего маастрихта. Стратиграфическая величина гиатуса наименьшая в долине Бельбека, где датско-монские отложения представлены наиболее полно, и возрастает к северо-востоку в сторону Симферопольского поднятия (рис. 2). У с. Скалистое и в пещерном городе Бакла в долине Бодрака типичные образования ТД замещаются своеобразной неровной (с глубокими карманами) поверхностью подводного размыва (рис. 2). Соответственно, из разреза дания выпадает большая часть зоны *Pseudogibbaster akkajensis*.

Применяя трехчленную схему деления датского яруса Дании Ф. Бротцена (Brotzen, 1959)² и основываясь на находках *игл Tylocidaris reosenkrantzi* в нижней части ряда крымских разрезов дания, Л.П. Горбач и ее соавторы (1974) предполагают, что мшанково-криноидно-серпуловые известняки Крыма имеют средне-верхнедатский

возраст. Подобное заключение согласуется с данными по крымским *кранидам*, которые близки к известным из средне- верхнедатских отложений Дании (Титова, Фаворская, 1983).

В датских отложениях Горного Крыма, помимо кранид, содержится довольно разнообразная ассоциация замковых брахиопод, среди которых преобладают новые виды (Горбач, Зелинская, 1975). Брахиоподовая фауна крымского монса исключительно бедна: Л.П. Горбач и В.А. Зелинская (1975, с. 68) указывают из разрезов монса у с. Танковое на Бельбеке и г. Кубалач в Белогорском районе лишь три вида, известные также из нижнего палеоцена Мангышлака и Северной Украины.

Из 37 видов мшанок (отряд Cheilostomata) дания Крыма 26 видов известны в отложениях датского яруса Дании. Так как криноидно-мшанковые известняки Юго-Западного Горного Крыма содержат много общих видов мшанок с *туфами Сипли* (верхний даний) Бельгии, высказывается предположение о том, что “датские отложения юго-западного Крыма частично или полностью являются аналогом туфов Сипли” (Быкова и др., 1969, с. 145).

По остаткам *конхилиофауны* в разрезах крымского дания хорошо обособляются его нижние горизонты, заключающие характерную ассоциацию устриц, еще не утративших (несмотря на стратиграфический гиатус!) эволюционных связей с позднемаастрихтскими предками. Эти горизонты О.С. Вялов и Л.П. Горбач (1982) выделяют в устричную зону *Rusnodonte beshkoshensis*, которая полностью или частично отвечает зоне *Pseudogibbaster akkajensis*.

По распространению установленной Л.П. Горбач (1972, с. 60) *Ostrea praemontensis* намечается одноименная зона (слои), охватывающая верхнюю часть дания (верхи сл. 5 Бельбекского разреза и верхи сл. 4 Бахчисарайского разреза) и нижнюю часть монса (сл. 6 Бельбекского разреза, нижняя часть сл. 4 Бахчисарайского разреза). Лишь очень немногие виды моллюсков, зарегистрированных в датских отложениях (включая *Ostrea praemontensis*), переходят в монс (Горбач, 1972). В целом же датский и монский комплексы моллюсков резко отличаются друг от друга не только таксономическим составом, но и количеством – монский комплекс несравненно богаче датского. В изученных разрезах выше зоны (слов) *Ostrea praemontensis* (сл. 6 Бельбекского разреза, верхи сл. 4 Бахчисарайского разреза) выделяется зона типично монских моллюсков (сл. 7 Бельбекского разреза и сл. 5 Бахчисарайского разреза).

Особое место в биостратиграфии и палеобиогеографии дания и монса Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) принадлежит *устрицам*, среди которых на отдельных участках

² Нижний даний – зона *Tylocidaris ödumi*, средний даний – зона *Tylocidaris rosenkrantzi* и зона *Tylocidaris brünnichi* и верхний даний – зона *Tylocidaris herupensis*.

области нередки эндемики. Для межрегиональных корреляций разрезов монских отложений огромной территории, включающий Бельгийский бассейн, платформенную Украину, Крым и Копетдаг, может быть использована *Ostrea montensis* Cossm. (Вялов, Горбач, 1982, с. 101; Горбач, Шехоткин, 1979, с. 52). Практически граница даний/монс отбивается по исчезновению краниид и появлению обильных остатков конхиолофауны. Более детальный осмотр показывает смену датских эхинокорисов монскими эхинантусами.

Очень важными для стратиграфии палеоцена Крыма являются данные по *фораминиферам* (Щуцкая, 1958; 1960; 1970; Ярцева, 1966, 1973; Маслакова, Нгуен ван Нгок, 1975; Pożaryska, Szczechura, 1970).

Монские отложения Бельгии по бентосным фораминиферам подразделены на три комплекса: нижний – А, средний – В и верхний – С. Причем нижний комплекс характеризует туфы Сипли (Moorkens, 1982). Монские отложения Крыма по бентосным фораминиферам нами подразделены на три части – нижнюю – слои с *Protoelphidium sublaevae*, среднюю – слои с *Pararotalia saxorum* и верхнюю – слои с *Boldia* (рис. 5 и 6). Средний и нижний комплексы можно параллелизовать со средней ассоциацией верхнего монса. Общими видами являются *Anomalinoidea danicus*, *Boldia* sp., *Pararotalia saxorum*, *Epistomaria budensis*, *Rotalia marginata*, *Vacuovalvulina keijzeri*.

Имеются требующие дополнительных подтверждений указания о находках в датских известняках Бахчисарайского и Бельбекского разрезов мелких нуммулитов (Ашуров, Немков, 1991, с. 465), а в монских известняках у с. Предущельное на Каче – *Nummulites solitarius* Nagre (Макаренко, 1961, с. 21). О значении *остракод* для стратиграфии датских и монских отложений Горного Крыма см. обзор в (Найдин, Беньямовский, 1988, с. 8–11; 1989, с. 26–27).

Седиментометрическая оценка дания и монса

Существование в Горном Крыму сдвоенной толщи известняков, состоящей из относительно мягких мшанковых известняков с краниями внизу и значительно более плотных известняков с *Crasatella* sp., *Corbis* sp., *Turritella* sp. сверху, заметили еще ранние исследователи геологии Крыма (Прендель, 1876, с. 87; Штукенберг, 1873, с. 70, фиг. 7). Позже О.К. Ланге и Г.Ф. Мирчинк (1909) краниевые известняки отнесли к данию, а крассателловые – к монсу.

Состав компонентов породообразующих остатков известняков на рубеже даний/монс заметно изменяется. Из разрезов крымского монса исчезают криноидно-мшанково-серпуловые известняки. Из 37 видов мшанок, описанных из датских отложений, в монсе остается всего лишь 8. Как и

датские, монские известняки Крыма относятся к категории органогенно-обломочных. Но состав слагающих из обломков иной – это обломки створок моллюсков, раковин фораминифер, скелетов багряных водорослей. По-видимому, в сложении датских и монских известняков Крыма принимали участие также остатки других организмов. Так, К.Б. Кордэ (1975) установила, что в датских и монских известняках разреза Староселье в комплексе с породообразующими известковистыми водорослями, мшанками, иглокожими и фораминиферами находятся мелкие (наблюдаются в шлифах) скелетные остатки своеобразных животных, принадлежащих к классу Hydroconozoa.

Таким образом, датские и монские известняки отличаются друг от друга не только палеонтологически, но и литологически. Из многих признаков литологических различий отметим лишь один, но весьма любопытный: монские известняки, несмотря на то, что они лежат выше датских, в значительной степени перекристаллизованы (по О.К. Ланге и Г.Ф. Мирчинку (1909), имеют “кристаллический характер”), они заметно “крепче” датских. Именно поэтому по ним в Юго-Западном Крыму выработана знакомая многим поколениям студентов поверхность “монско-датской” квесты. Именно поэтому карьеры по добыче датского пильного и блочного камня расположены в долине Бодрака, где даний не “бронирован” более “крепким” монсом (рис. 2).

В Юго-Западном Крыму смена палеонтологически и литологически различных датских и монских известняков происходит в видимо непрерывной последовательности. По-видимому, возможный перерыв (видимо, незначительный) просто пока не распознан. Между тем, в центральной части Горного Крыма перерыв даний/монс хорошо выражен (Макаренко, 1961, рис. 2; Найдин, 1964, рис. 4). Л.П. Горбач, В.В. Шехоткин (1982) в обнажениях по р. Кучук-Карасу описали даже развитый под монсом в кровле датских известняков возникший в субаэральных условиях структурно-каменный элювий.

Приведенные материалы показывают, что в Горном Крыму существуют две последовательно сменяющих друг друга по вертикали стратиграфические толщи, нижняя с датской и верхняя с монской фауной (рис. 2). Крымские разрезы не подтверждают основанные на интерпретациях разрозненных фрагментарных “разрезов” Западной Европы утверждения о полной или частичной фацальной замещаемости дания и монса. Эти разрезы, дополненные материалами разрезов карбонатных датско-монских отложений некоторых других регионов, свидетельствуют о том, что в *стратисфере датский и монский ярусы занимают вполне сопоставимые объемы с некоторым превышением дания над монсом* (табл. 3).

Таблица 3. Соотношение мощностей дания и монса в разрезах карбонатных отложений

Разрезы	Мелководные отложения, м						Глубоководные отложения, м	
	Горный Крым			Горный Мангышлак			Центральное Предкавказье	Австрия
	Юго-запад		Центр	Северный Актау	Южный Актау			
Ярусы	Инкерман	Бельбек	Староселье	Индол	Кауртакапы	Сулукапы	Хеу	Зальцбург*
Монс	24	40–45**	16–18	20	10	19–20	10	30
Даний	37	45–50	24–26	40	75	40–42	12	90

* По К. Gohrbandt (1963).

** Возможно, включая зеландий(?).

В наших сугубо предварительных седиментометрических оценках в первом приближении допускается относительно равномерный темп формирования карбонатных (вероятно, более правильно – известняковых) толщ. Следовательно, и по временной шкале продолжительность датского и монского веков должна быть в первом приближении пропорциональна мощностям отложений датского и монского ярусов.

По В.А. Берггрену и его коллегам (Berggren et al., 1995), продолжительность датского века равна 4.1 млн. лет (табл. 1). Как было показано выше, P2 соответствует монсу. Из 4.1 млн. лет Берггрен и другие на долю P2 (т.е. монса) отдают 0.7, а в работе 1995 всего лишь 0.4 млн. лет. Предварительные наброски применения седиментометрического анализа разрезов датских и монских карбонатных отложений не подтверждают возможность существования такого “короткого” монса.

Повторим: *мощности отложений датского и монского ярусов вполне сопоставимы, но с превышением первых и, следовательно, порядок продолжительности датского и монского веков примерно одинаков.*

ЕЩЕ РАЗ О САМОСТОЯТЕЛЬНОСТИ МОНСКОГО ЯРУСА И ЯРУСНОМ ДЕЛЕНИИ ПАЛЕОЦЕНА

Каждому из двух ярусов – датскому и монскому – присуще свое “макрофаунистическое ядро”. Причем монское “ядро” не является прямым эволюционным наследником датского: по составляющей его макрофауне оно вполне самостоятельно. Поэтому рассматривать монс как стадию, завершающую развитие датской фауны, и, следовательно, принимать его в качестве лишь верхней части дания – вряд ли правильно.

Самостоятельность монса как яруса, равновеликого датскому, обнаруживается также при широком пространственном распространении его

“макрофаунистического ядра”: от европейского побережья Атлантики на западе до Амударьи и Таджикской депрессии на востоке. “Ядро” характеризует один из стратонов прослеживаемой на всем этом огромном протяжении выдержанной стратиграфической последовательности. Подозрения в гомотаксиальности и фаунальной приуроченности фауны должны быть отброшены. Основное внимание в данной статье уделено продолжению начатого ранее (Найдин, Беньямовский, 1988, 1989) доказательства самостоятельности монского яруса.

В таком же специальном обсуждении нуждается обоснование введенного в шкалу зеландского яруса. Не очень четким представляется его верхняя граница с тенетским ярусом, а “макро и микрофаунистическое ядро” и палеобиогеографические реконструкции, необходимые для обеспечения достоверных стратиграфических корреляций, встречаются, как и для монса, большие затруднения.

Сложность восстановления палеобиогеографических условий палеоцена Европы подчеркивал еще А.Д. Архангельский (1912). Многие в выяснении палеобиогеографии палеоцена ЕПО сделали последующие исследователи и особенно К. Пожариска и Я. Шехура (см. Найдин, Беньямовский, 1988, 1989) и О.В. Амитров (1993). Однако “чем дальше в лес, тем больше дров”: чем больше появляется новых данных и предложений, тем больше возникает вопросов и затруднений. Так что еще очень много предстоит сделать по выяснению взаимоотношений палеобиогеографии и биостратиграфии палеоцена ЕПО.

К настоящему времени в развитии физико-географических условий палеоценовых морей северной полосы ЕПО намечаются два этапа: **первый**, продолживший и завершивший поздне меловую карбонатную циклотему, и **второй**, отвечающий следующей терригенно-кремнистой циклотеме. В соответствии с этими двумя этапами напраши-

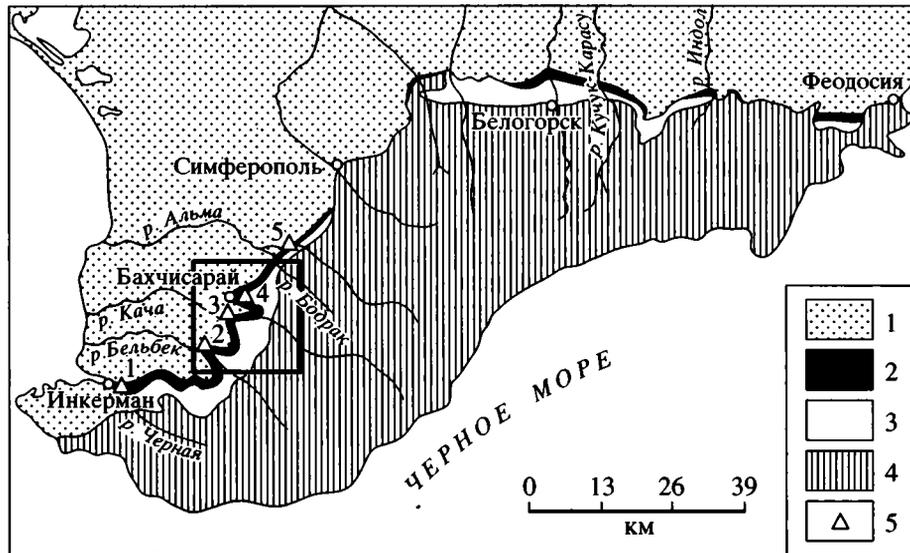


Рис. 8. Схематическая карта распространения датских и монских отложений Крыма.

1 – кайнозойские отложения; 2 – датские и монские отложения; 3 – верхнемеловые отложения; 4 – доверхнемеловые отложения; 5 – разрезы датских и монских отложений юго-западной части Горного Крыма: 1 – р. Черная (Инкерман), 2 – р. Бельбек (Мало-Садовое, Танковое), 3 – р. Кача (Предущельное), 4 – Бахчисарай (р. Чуруксу), 5 – р. Бодрак (Скалистое). Предлагаемый эталонный разрез показан в рамке.

вается вывод о естественности двухчленного деления палеоцена на нижний (ранний) и верхний (поздний).

В составе нижнего отдела палеоцена следует выделять датский и монский ярусы. Что касается верхнего отдела, то принятое деление на зеландский и тенетский ярусы следует рассматривать как предварительное – особенно в части зеландия. Кроме того, не следует забывать замечание Э. Стеурбаута (Steurbaut, 1998, с. 143, 146) о целесообразности деления верхнего палеоцена на герский и ланденский ярусы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 60–70-е годы в отечественной геологической литературе широко обсуждался, а в практике геолого-съемочных работ в областях развития палеогена применялся “Стратотипический разрез палеогеновых отложений СССР, г. Бахчисарай” (Решение..., 1963, с. 146–147). Его критике (в целом весьма справедливой и обоснованной) было посвящено много статей, в том числе статья Г.П. Леонова и его коллег (1965).

Однако необходимо согласиться с В.В. Меннером (1983, с. 11), заметившим, что “было бы полезно не критиковать Бахчисарайский разрез”, а “более четко охарактеризовать выделенные в нем подразделения”, так как в разрезе “при небольшой мощности и четкой последовательности выделяются почти все основные подразделения

палеогена, прослеживающиеся в умеренном поясе почти глобально”. Следуя рекомендации нашего учителя В.В. Меннера, мы расширяем показ достоинств Бахчисарайского разреза в качестве эталона при решении непростых вопросов стратиграфии не всего палеогена, а лишь только палеоцена.

Однако важное дополнение. В качестве эталона следует рассматривать не только собственно Бахчисарайский разрез, т.е. разрез Староселье–Сувлукая в долине Чуруксу, но и другие разрезы на юго-западе Горного Крыма, вскрытые долинами рек Кача и Бельбек (рис. 8). Именно так О.С. Вялов (1976, с. 81) понимал “Крымский разрез палеогена”. Тем самым исключается неизбежная при ориентировке на один разрез (практически – на одно обнажение) утрата ряда ценных и важных стратиграфических особенностей эталона (что по существу реально и происходило при попытках использования “Бахчисарайского стратотипического разреза палеогена”). Эти стратиграфические особенности могут быть выявлены только в результате анализа геологического строения достаточно обширного участка, в пределах которого расположены взаимодополняющие частные разрезы (обнажения).

Работа выполнена при поддержке ФЦП “Интеграция” и при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-64-917).

ПРИЛОЖЕНИЕ
К ПОДРИСУНОЧНЫМ ПОДПИСЯМ
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ
МАКРОФАУНА (рис. 4)
МОЛЛЮСКИ

Головоногие. 1 – *Hoploscaphites* gr. *constrictus* (Sowerby), 2 – *Neobelemnella kazimiroviensis* (Skolozdrówna), 3 – *Pachydiscus neubergicus* (Hauer), 4 – *Pseudococeras warsanofievie* Shimansky, 5 – *Techertia similis* Shimansky.

Двустворчатые. 1 – *Agerostrea lunata* (Nilsson), 2 – *Artigesia krymica* (Bobkova), 3 – *Chlamys* (*Microchlamys*) *acuteplicata* (Alth), 4 – *C. orcina* Vassilenko, 5 – *C. prestwichi* (Morris), 6 – *Corbis montensis* Cossmann, 7 – *C. transversaria* Cossmann, 8 – *Cucullea volgensis* Barbot de Marni, 9 – *Cyprina morrissi* Sowerby, 10 – *Exogyra decussata* Goldfuss, 11 – *Gryphaeostrea* gr. *eversa* (Melleville), 12 – *Liostrea reussi* (Netschaew), 13 – *Nemocardium edwardsi* Deshaes, 14 – *Ostrea crimensis* Zubkovitsch, 15 – *O. montensis* Cossmann, 16 – *O. praemontensis* Gorbach, 17 – *Phaladomya koninckii* Nyst, 18 – *Pseudamosium corneum* (Sowerby), 19 – *Pycnodonte antiqua* (Sowerby), 20 – *P. beshkoshensis* (Weber), 21 – *P. mirabilis* (Rousseau), 22 – *P. similis* (Pusch), 23 – *P. vesicularis* (Lamarck.).

Брюхоногие. 1 – *Campanile korobkovi* Gorbach, 2 – *Turritella kamyschinensis* Netschaew, 3 – *T. montensis* Briart et Cornet.

БРАХИОПОДЫ

1 – *Cyclothyris magna* (Pettitt), 2 – *Danocrania polonica* Rosenkrantz, 3 – *D. tuberculata* (Nilsson), 4 – *Terebratulina* gr. *bisinuata* Lamarck, 5 – *T. striata* Wahlberg, 6 – *Terebratulina tauremarginata* Sacco, 7 – *T. woodi* Nyst.

ИГЛОКОЖИЕ

1 – *Bourgueticrinus danicus* Nielsen, 2 – *Echinanthus* spp., 3 – *Echinocorys sulcata* Goldfuss, 4 – *Tylocidaris rosenkrantzi* Brotzen.

МИКРОФАУНА
ФОРАМИНИФЕРЫ

Бентосные. 1 – *Alkabamina midwayensis* Brotzen, 2 – *Allomorphina* aff. *conica* Cushman et Todd, 3 – *A.* aff. *Cretaceae* Reuss, 4 – *A.* cf. *halli* Jennings, 5 – *Anomalinoidea danicus* (Brotzen), 6 – *A. fera* (Schutzkaja), 7 – *A. simplex* Brotzen, 8 – *Asterigerina bartoniana* (Ten Dam), 9 – *Boldia* spp., 10 – *B. variabilis* Szczechura et Pożaryska, 11 – *Bolivina deccurens* (Ehrenberg), 12 – *Brotzenella acuta* (Plummer), 13 – *Bulimina trigonalis* Ten Dam, 14 – *Cibicides productus* (Terquem), 15 – *C. reinholdi* Ten Dam, 16 – *Cibicides alleni* (Plummer), 17 – *C. commatus* (Morozova), 18 – *C. cuvillieri* Rouvillois, 19 – *C. howelli* (Toul-

min), 20 – *C. gr. ungerianus* (d'Orbigny), 21 – *C. voltzianus* (d'Orbigny), 22 – *C. succedens* (Brotzen), 23 – *Elphidiella prima* (Ten Dam), 24 – *Eponides saginarius* E. Bykova, 25 – *E. toulmini* Brotzen, 26 – *Falsoplanulina subbotinae* (Balakhmatova), 27 – *Gavelinella lellingensis* Brotzen, 28 – *Gavellinella* spp., 29 – *Globulina gibba* d'Orbigny, 30 – *G. lacrima horrida* Reuss, 31 – *G. rotundata* Borneman, 32 – *Buttulina communis* d'Orbigny, 33 – *G. hankenii* Cushman, 34 – *G. problema* d'Orbigny, 35 – *G. gr. problema* d'Orbigny, 36 – *G. roemeri* Reuss, 37 – *Gyroidina* gr. *octocamerata* Cushman et Hanna, 38 – *hanzawaia budensis* (van Vellen), 39 – *H. ekblomi* (Brotzen), 40 – *Heterolepa hemicompressus* (Morozova), 41 – *H. libica* (Le Roy), 42 – *H. propria* (Brotzen), 43 – *Heterostomella gigantea* Subbotina, 44 – *Karreia pallax* Rzehak, 45 – *Pararotalia saxorum* d'Orbigny, 46 – *Pleurostomella paleocenica* Cushman, 47 – *Protoelpidium sublaevae* (Ten Dam), 48 – *Pullenia quinqueloba* (Reuss), 49 – *Pirulina fusiformis* Roemer, 50 – *Reussella minuta* Marsson, 51 – *Robulis pseudovortex* Marsson, 52 – *Romulina globifera* Brady, 53 – *Rotalia marginata* d'Orbigny, 54 – *R. lithotamnia katschanenensis* Schutzkaja, 55 – *R. saxorum* d'Orbigny, 56 – *R. schutzkaja* Szczechura et Pożaryska, 57 – *Rotorbinella mariei* (van Bellen), 58 – *Rosalina* gr. *yestadiensis* Brotzen, 59 – *Schlisserina astericus* (Gümler), 60 – *Sigmomorphina brotzeni* Pożaryska et Szczechura, 61 – *S. cf. soluta* Brotzen, 62 – *S. gr. soluta* Brotzen, 63 – *Siphonina prima* Plummer, 64 – *Stensioina beccariiformis* (White) (= *S. caucasica* Subbotina), 65 – *Talmannita pommeraniana* (Pożaryska et Szczechura), 66 – *Uvigerina praecompecta* Balakhmatova, 67 – *Vacuovalvulina kejzeri* (van Bellen), 68 – *Vaginulinopsis eofragaria* Balakhmatova, 69 – *Valvulineria ravni* Brotzen, 70 – крупные фораминиферы (нуммулиты и дискоциклины).

Планктонные. 71 – *Acarinina acarinata* Subbotina, 72 – *A. praecursoria* Morozova, 73 – *A. soldadoensis* (Bronnimann), 74 – *A. subsphaerica* Subbotina, 75 – *A. triplex* Subbotina, 76 – *Morozovella angulata* (White), 77 – *M. subbotinae* (Morozova), 78 – *Planorotalites elongata* (Glaessner), 79 – *Pseudohastigerina* spp., 80 – *Subbotina aequiensis* Loeblich et Tappan, 81 – *S. compressaeformis* Khalilov, 82 – *S. nana* Khalilov, 83 – *S. linaperta* Finlay, 84 – *S. velascoensis* Cushman.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амитров О.В. История гастропод палеогеновых морей запада Евразии. М.: Наука, 1993. 208 с.

Архангельский А.Д. Успехи изучения палеоценовых отложений в России с 1905 по 1911 гг. // Ежегодн. Геол. и минерал. России. 1912. Т. 14. Вып. 4–5. С. 121–147.

Аишуров А.А., Немков Г.И. Первые находки нуммулитов в датских отложениях Крыма // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 464–467.

- Быкова Н.К., Горбач Л.П., Фаворская Т.А.* Новые данные о датском ярусе Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44. Вып. 6. С. 145.
- Вялов О.С.* Бахчисарайский разрез палеогена. Основные обнажения палеоцена // Геол. и геохим. горючих ископаемых. 1976. Вып. 47. С. 145.
- Вялов О.С., Горбач Л.П.* Значение поздне меловых и палеогеновых устриц для стратиграфии и межрегиональной корреляции (на примере Крыма) // Тр. 24-й сессии Всес. палеонтол. о-ва. 1978. Л., 1982. С. 98–103.
- Горбач Л.П.* Стратиграфия и фауна моллюсков ранне-го палеоцена Крыма. М.: Недра, 1972. 152 с.
- Горбач Л.П., Зелинская В.А.* Стратиграфическое распространение брахиопод в верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложениях Крыма // Тектоника и стратиграфия. 1975. Вып. 9. С. 67–71.
- Горбач Л.П., Фаворская Т.А., Шмидт О.И.* Иглы *Turcidaris* из датских отложений Крыма // Палеонтол. сб. 1974. № 11. Вып. 1. С. 50–53.
- Горбач Л.П., Шехоткин В.В.* Раннепалеоценовая известковая кора Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1982. № 1. С. 137–141.
- Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х.* Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1952. 150 с.
- Каханова Л.П., Яркин В.И.* Новые данные к установлению палеоценовых образований Средней Азии // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167. № 6. С. 1334–1357.
- Кордэ К.Б.* Нудрозопозоа из меловых и палеогеновых отложений Крыма. Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1975. С. 32–38.
- Ланге О.К., Мирчинк Г.Ф.* О верхнемеловых и третичных отложениях окрестностей Бахчисарая // Бюл. МОИП. 1909. (1910). Т. 23. С. 36–42.
- Леонов Г.П., Алимарина В.П., Найдин Д.П.* О принципе и методах выделения ярусных подразделений эталонной шкалы // Вест. Моск. ун-та. Серия: Геология. 1965. № 4. С. 15–28.
- Макаренко Д.Е.* Моллюски палеоценовых отложений Крыма. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 154 с.
- Маслакова Н.И., Нгуен ван Нгок.* Распространение бентосных фораминифер в пограничных отложениях мела и палеогена юго-западного Крыма. Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1975. С. 7–14.
- Меннер В.В.* Ярусная шкала палеогена на примере Бахчисарайского разреза Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1983. № 11. С. 5–11.
- Мороз С.А., Савронь Э.Б.* Кайнозойские моря Донбасса. Киев: Изд-во Киевского у-та, 1975. 200 с.
- Морозова В.Г.* Зональная стратиграфия датско-монских отложений СССР и граница мела и палеогена // Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 83–100.
- Москвин М.М.* *Pseudogibbaster* – новый род датских и палеоценовых морских ежей // Палеонтол. журнал. 1983. № 3. С. 112–116.
- Москвин М.М., Найдин Д.П.* Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы // Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15–40.
- Муратов М.В.* Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран // Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 2. 510 с.
- Найдин Д.П.* О стратотипах датского и монского ярусов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35. Вып. 5. С. 97–106.
- Найдин Д.П.* Датские и монские отложения Крыма. Сборник в честь акад. Й. Ивчева. София: Изд-во АН Болгарии, 1964. С. 164–184.
- Найдин Д.П.* Проблема границы мела и палеогена в современной литературе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 3. С. 53–67.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* О верхнем ограничении датского яруса. Ст. 1. Стратотипы ярусов палеоцена // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1988. № 10. С. 3–15.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* О верхнем ограничении датского яруса. Ст. 2. Даний, монс и зelandий за пределами стратотипических районов // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1989. № 1. С. 21–37.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* Разрез палеогена Сувлукая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 75–86.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Конаевич Л.Ф.* Опорные разрезы палеоцена Мангышлака // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 46–61.
- Пантелеев Г.С.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски датских и палеоценовых отложений Закаспия. М.: Наука, 1974. 189 с.
- Пославская Н.А., Москвин М.М.* Иглокожие. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 237–304.
- Пославская Н.А., Москвин М.М.* Морские ежи отряда *Spatangoida* в датских и пограничных с ними отложениях Крыма, Кавказа и Каспийской области // Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 47–82.
- Прендель Р.А.* Геологический очерк меловой формации Крыма и слоев переходных от этой формации к эоценовым образованиям // Зап. Новорос. о-ва естествоиспытателей. 1876. Т. 4. С. 67. Вып. 1. С. 67–102.
- Путеводитель экскурсий (XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум). Ч. 1. М.: МГУ, 1971. 149 с.
- Решение XV пленарного заседания Палеогеновой комиссии. 1981. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 21. 1983. С. 41–44.
- Решение XVI пленума Палеогеновой комиссии. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 24. 1989. С. 51–54.
- Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР // Сов. геология. 1963. № 4. С. 145–154.
- Титова М.В., Фаворская Т.А.* О датских кранидах Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 4. С. 101–113.

- Штукенберг А.А.* Геологический очерк Крыма // Материалы для геол. России. 1873. Т. 5. С. 1–100.
- Шуцкая Е.К.* Фораминиферы верхних слоев “датско-монских” известняков юго-западного Крыма // Тр. ВНИГНИ. 1958. Вып. 9. С. 197–211.
- Шуцкая Е.К.* Фораминиферы верхнего палеоцена юго-западного Крыма (Бахчисарайский район) // Тр. ВНИГНИ. 1960. Палеонтологический сб. № 3. С. 235–259.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 70. 255 с.
- Ярцева М.В.* К вопросу о возрасте “датско-монских” известняков Юго-Западного Крыма // Вопросы микропалеонтологии. 1966. Вып. 10. С. 248–254.
- Ярцева М.В.* Характеристика комплексов бентосных фораминифер датского палеоцена стратотиповых разрезов бахчисарайского района // Тектоника і стратиграфія. 1973. Вып. 6. С. 33–39.
- Aubry M.-P.* Northwestern European Paleogene magnetostratigraphy, biostratigraphy, and paleogeography: Calcareous nanofossil evidence // Geology. 1985. V. 13. № 3. P. 198–202.
- Berggren W.A.* Some planktonic Foraminifera from the Maastrichtian and type Lanian stages of southern Scandinavia // Stockh. Contr. Geol. 1962. V. 9. № 1. P. 1–106.
- Berggren W.A.* Paleocene – a micropaleontologist’s point of view // Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists. 1965. V. 49. № 9. P. 1473–1484.
- Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J., Van Couvering J.A.* Cenozoic geochronology // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 96. № 11. P. 1473–1484.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Geochronology time scale and global stratigraphy and chronostratigraphy. Geochronology time scale and global stratigraphy correlation // SEMP Spec. Publ. 1995. № 54. P. 129–212.
- Bignot G.* The position of the Montian stage and related facies within the stratigraphic-paleogeographic framework of NW Europe during the Danian // Contrib. Tertiary and Quaternary Geology. 1993. V. 29. № 3–4. P. 47–59.
- Brotzen F.* The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // Sveriges Geol. Unders. 1948. Ser. C. № 493. 145 p.
- Brotzen F.* On *Tylocidaris* species (Echinoidea) and the stratigraphy of the Danian of Sweden // Sveriges Geol. Unders. 1959. Ser. C. № 571. 81 p.
- Cavelier C., Pomerol Ch.* Stratigraphy of the Paleogene // Bull. Soc. Geol. 1986. Sér. 8. T. 2. № 2. P. 255–265.
- Gaudriaux I., Marlière R.* Relations entre Danien et Montien a Mons // Bull. Soc. Géol. France. 1971. Sér. 7. T. 13. № 3–4. P. 239–244.
- Gohrbadt K.* Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen // Mitt. Geol. Ges. Wien. 1963. Bd. 56. № 1. 116 p.
- Hansen H.J.* On the biostratigraphic age of the Lower Selandian of Denmark // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1968. V. 18. № 3–4. P. 77–284.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156–1166.
- Jenkins D.G., Luterbacher H.P.* Paleogene stages and their boundaries (Introductory remarks) // N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh. 1992. Bd. 186. № 1–2. P. 1–5.
- Krach W.* Fauna i stratigrafia paleocenu srudkowej Sisly // Studia Geologica Polonica. 1981. V. 71. S. 5–80.
- Marlière R.* Le Montien de Mons: état de la question. Colloque sur le Paléogène (Bordeaux. 1962) // Mém. BRGM. 1964. № 28. P. 875–884.
- Marlière R.* Sur le stratotype du Montien á Mons // Mém. Expl. Cartes Geol. Min. Belgique. 1977. № 17 (1). 230 p.
- Moorkens T.L.* Foraminifera of the Montian stratotype, and of subjacent strata in the “Mons Well 1996”, with a review of Belgian Paleocene Stratigraphy // Mem. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique. 1982. № 17(2). 186 p.
- Moorkens T.L.* Late Paleocene to Early Eocene bio-sequence and volcanic event stratigraphy: correlation of Belgium and North Sea basin // Strata. 1998. Ser. 1. V. 9. P. 101–105.
- Perch-Nielsen K., Hansen J.M.* Selandian // Mem. hors. Serie (2) du Bull. d’nf. geol. De Paris. 1981. P. 219–230.
- Pomerol Ch.* Stratigraphy of Palaeogene: hiatuses and transitions // Proc. Geol. Assoc. London. 1989. V. 100. Pt. 3. P. 313–324.
- Požaryska K., Szczuchura J.* Foraminifera from the Paleocene of Poland, their ecological and biostratigraphical meaning // Palaentol. Polon. 1968. № 20. 107 p.
- Požaryska K., Szczuchura J.* On some warm-water foraminifera from the polish Montian // Acta palaeontol. Polon. 1970. V. XV. № 1. P. 95–108.
- Robaszynski F.* Paléocene et Eocene inférieur de la région de Mons et du Nord de la France: arguments actuels de corrélation // Bull. Soc. Belge Geol. 1979. T. 87. № 4. P. 239–247.
- Robaszynski F.* Montian // Stratotypes of Paléogène stages / Ch. Pomerol. (ed). Paris, 1981. P. 181–200.
- Rosenkrantz A.* Note on some crinoids from Central Poland // Acta palaeontol. Polon. 1964. V. 9. № 4. P. 513–538.
- Salaj J.* Micrubiostatigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). Bratislava: Inst. géol. de D. Štúr. 1980. 238 p.
- Steurbaut E.* High-resolution holostatigraphy of Middle Paleocene to Early Eocene strata in Belgium and adjacent areas // Paläontographica. Abt A. 1998. Bd. 247. Lfg. 5–6. S. 91–156.
- Szczuchura J., Pożaryska K.* The montian warm-water foraminifera in the meridional province of Europe // Acta palaeontol. Polon. 1971. V. 16. № 4. P. 345–368.
- Troelsen J.C.* Some planktonic Foraminifera of the type Lanian and their stratigraphic importance // US Natur. Mus. Bull. 1957. № 215. P. 125–134.
- Vincent E.* Observations sur les couches montiennes traversées au puits № 2 du charbonnage d’Eyesden, près de Maaseyck (Limbourg) // Bull. Acad. Roy. Belgique. Sci. 5 sér. 1928. T. 14. № 10. P. 554–568.

Рецензенты Ю.Б. Гладенков, М.Я. Серова.

УДК 551.782.113/2(262.8+262.5)

К ПРОБЛЕМЕ ГРАНИЦЫ МИОЦЕНА–ПЛИОЦЕНА В ЭВКСИНЕ© 2000 г. **И. С. Чумаков***Московский государственный университет,
119899 Москва, Воробьевы горы, Россия*

Поступила в редакцию 18.10.98 г.

Применение микропалеонтологических (нанопланктон) и палеомагнитных методов исследований для целей стратификации и корреляции стратиграфических подразделений позднего неогена в региональной шкале Эвксина (черноморская область Восточного Паратетиса) и, что очень важно, для проведения здесь границы миоцена–плиоцена в соответствии с глобальной (средиземноморской) шкалой, привели исследователей к существенным расхождениям при оценке возраста границ местных ярусов, подъярусов и слоев. Так, граница миоцена–плиоцена указывается разными авторами в весьма широком временном интервале (более 4 млн. лет). Автор рассматривает объективные и субъективные причины таких расхождений и показывает взаимосвязь геологических событий, происшедших в конце миоцена–начале плиоцена в Средиземном море и в Эвксине. В отличие от представлений других авторов граница понтического и киммерийского регионарусов в Эвксине рассматривается как возрастной и событийный аналог рубежа миоценовой и плиоценовой эпох, выделенного в Средиземноморье и отмеченного границей мессинского и занклийского ярусов. Колебания уровней бассейнов Эвксина –Черноморского, Азовского и Дакийского в конце понтического времени и в киммерии являются отражением изменений гидрологического режима как в собственно Средиземном море, так и в Мировом океане.

Ключевые слова. Стратиграфия, палеомагнетизм, корреляция, понт, киммерий, занклий, мессиний, нанопланктон, Эвксин, Средиземное море.

Невозможность проведения прямых сопоставлений геологических событий конца миоцена–начала плиоцена в Средиземном море (Тетис) и в Восточном Паратетисе с использованием в последнем региональной стратиграфической шкалы, построенной на эволюции эндемичной малакофауны явилась причиной привлечения к решению проблемы корреляции как микропалеонтологических, так и физических методов исследований. Однако, как мы увидим ниже, авторы, представляющие эти методы (изучение нанопланктона и палеомагнитные измерения) пришли к различным выводам как при определении положения границ регионарусов, подъярусов и слоев верхнего неогена Восточного Паратетиса в глобальной (средиземноморской) шкале, так и в проведении границы миоцена–плиоцена в самом Восточном Паратетисе. Тем не менее представляется, что в свете современных данных и, в том числе, полученных в результате глубоководного бурения в Мировом океане, возникшие противоречия в значительной мере разрешимы.

Выявление и изучение известкового нанопланктона, как представлялось, не приспособленного к существованию в солоноватоводных бассейнах, может быть оценено как достижение, открывшее новые подходы к стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии бассейнов Восточного Паратетиса и определенно заявившее о существовании

здесь двух биот – эндемичной и океанической. Последняя, в свою очередь, явно указывает на связи бассейнов Тетиса и Паратетиса и на проникновение в последний средиземноморских вод со свойственной им микрофауной и микрофлорой подобно тому, как это происходит в настоящее время в Черном море.

Вклад в это направление исследований сделан благодаря научному содружеству В.Н. Семененко (малакофауна) и С.А. Люльевой (нанопланктон), которые являются авторами серии статей, показывающих новые возможности в изучении позднего неогена Восточного Паратетиса. Однако интерпретация палеонтологических определений этих авторов в свете новых данных требует корректировки. Так, на первом этапе исследований нанопланктона Керченско-Таманского региона В.Н. Семененко (1987, с. 205) пришел к выводу о том, "...что граница миоцен–плиоцен пройдет внутри киммерийского яруса Восточного Паратетиса, по подошве камышбурунского горизонта, поскольку азовский горизонт киммерия, учитывая нахождение в нем *Discoaster quinquegatus* и *Ceratolithus tricomiculatus* относится к палеомагнитной эпохе 5 (как и верхняя часть мессиния), а вышележащая толща киммерия содержит *Ceratolithus acutus* и относится к палеомагнитной эпохе Гильберта", т.е. к плиоцену.

Позже В.Н. Семенов и Ю.В. Тесленко (1994, с. 58), вновь возвращаясь к проблеме той же границы, достаточно определенно заявляют следующее: “Впервые нами установлено, что глобальная граница миоцена–плиоцена в океанических осадках и в Средиземноморье (Тетис) возрастом около 5 млн. лет проходит в Эвксино-Каспии (Восточном Паратетисе) выше понта – между понтом и средним киммерием”, т.е. внутри азовских слоев. Заметим, что существовавшие в годы изучения В.Н. Семенова и С.А. Люльевой киммерийского нанопланктона представления о положении в глобальной стратиграфической шкале неогена *D. quinquegatus* ниже границы миоцена–плиоцена, а *S. acutus* выше этой же границы и привели этих авторов к указанным выводам. Результаты же исследований керн глубоководных скважин показали, что вымирание *D. quinquegatus* происходит в раннем плиоцене, что позволило Берггрену с соавторами (Berggren et al., 1995), формулируя признаки границы миоцена–плиоцена, определенно указать на LAD *D. quinquegatus* и FAD *S. acutus* выше этой границы¹. Судя по цитируемой публикации заключение сделано на основании данных, полученных по результатам бурения глубоководных скважин № 845 и 854 ODP. Следовательно, присутствие *D. quinquegatus* в азовских слоях не может служить доказательством принадлежности их нижней части к верхнему миоцену (мессинию) и, таким образом, не может служить обоснованием проведения границы миоцена–плиоцена внутри азовских слоев киммерия.

Для подтверждения правильности проведения границы миоцена–плиоцена в Восточном Паратетисе (а по существу только в Эвксине), В.Н. Семенов использует результаты магнитостратиграфических исследований, выполненных М.А. Певзнером в основном по образцам керн скважины № 15, пробуренной на Керченском п-ве, и, частично, по наземным разрезам Тамани.

В магнитохронологической шкале М.А. Певзнера (1976, с. 18) киммерийский ярус отвечает эпохам Гильберт и 5 (в полном их объеме), а также верхней части эпохи 6. Интересующие нас в данном случае азовские слои (нижний киммерий) отнесены к нижней половине эпохи Гильберт (вероятно на уровне, близком к эпизоду Нунивак), а также к эпохам 5 и 6 в указанном выше объеме. Поскольку верхняя граница азовских слоев определена М.А. Певзнером “около 4.4 млн. лет (меж-

ду эпизодами Сидуфиал и Нунивак”, общая продолжительность азовского времени оценивается в 1.7–1.8 млн. лет. Однако при рассмотрении ряда работ М.А. Певзнера (1976, 1986) и сведений, изложенных в статьях и монографии В.Н. Семенова (1978, 1979, 1987), обращает на себя внимание отсутствие данных, позволяющих установить в изученных разрезах признаки палеомагнитных эпох 5 и 6, равно как и конкретных эпизодов в эпохе Гильберт.

По В.Н. Семенову (1987, с. 144, 159) “самая нижняя часть киммерия в скв. 15 не изучена, так как сложена песками, непригодными для палеомагнитных исследований” и далее: “В разрезе скв. 15 эпоха 5 не зафиксирована. Она падала на перерыв в осадконакоплении”.

Заметим, что в скв. 15, пробуренной в Черепчинской мульде на Керченском п-ве, по керну которой и сделаны все стратиграфические построения В.Н. Семенова и С.А. Люльевой, первые находки киммерийского нанопланктона появляются в 12 м выше контакта понт–киммерий. При этом фоссилии *D. quinquegatus* найдены в вышележащем 14-метровом интервале. Следовательно, эпизод Твера может быть найден не раньше, чем в 26 м выше контакта понт–киммерий, поскольку указанный вид нанопланктона исчезает ниже этого эпизода. Однако первые палеомагнитные измерения в этой скважине начинаются только в 37 м выше того же контакта. Таким образом, очень важный для стратиграфических построений эпизод Твера или пропущен, или же им является эпизод, выделенный в интервале 44–54 м выше контакта понт–киммерий. Но даже в случае принятия последнего варианта в эпохе Гильберт, охватывающей по данным авторов большую часть разреза киммерия, не может быть пяти эпизодов прямой полярности, так как их всего четыре. “Лишние” (один или два?) эпизоды должны быть отнесены к эпохе Гаусс так, как это и показано в работах В.А. Зубакова и В.В. Кочегуры (1976, 1990). Впрочем, М.А. Певзнер (1986, с. 14), подводя итог своим исследованиям киммерия, замечает: “Открытым остался вопрос о точном количестве зон прямой полярности в обратно намагниченных отложениях киммерия и их сопоставлении с эпизодами эпохи Гильберт”.

По В.Н. Семенову и С.А. Люльевой (1982, с. 65, 66) в разрезе мыса Железный Рог “Азовский горизонт намагничен прямо (у М.А. Певзнера – *обратно*. – И.Ч.) и сопоставлен с 5-й палеомагнитной эпохой”. Однако в той же работе, отмечая находку на мысе Железный Рог *Ceratolithus* ex gr. *acutus* (по С.А. Люльевой (1989) уже без “ex gr.”), авторы показывают ее место в разрезе: “низы нижнего киммерия” (выделено нами. – И.Ч.), что исключает присутствие здесь в низах кимме-

¹ Во избежание возможных недоразумений мы приводим заключение Берггрена и его соавторов на языке оригинала: “The Miocene/Pliocene boundary is equated here with the base Zanclean stage as Stratotypified at Capo Rossello in Sicily (Cita, 1975; Hilgen, 1991; Hilgen and Langereis, 1993; Langereis and Hilgen, 1991) which appears to be bracketed by the FADs of *Gt. tumida* and *Gt. sphericomiozea* (below) and the FADs of *Ceratolithus acutus* and *Gt. puncticulata* and LAD of *Discoaster quinquegatus* (above)” (p. 199).

рия (азовские слои) эпохи 5, так как *S. acutus* известен только в отложениях эпохи Гильберт.

Из публикации В.Н. Семененко (1987, с. 159, 144–146) следует, что в “разрезе мыса Железный Рог самым верхам эпохи 5 отвечают нормально намагниченные отложения киммерия”, хотя там же из текста следует, что в этом же разрезе как понтические глины, так “...и низы перекрывающих их нижнекиммерийских отложений (до мощного, порядка 3.5 м рудного пласта) намагничены обратно. Залегающая над ними 12-метровая толща глин киммерия имеет нормальную намагниченность”. Таким образом, в этом разрезе первый снизу в киммерии прямо намагниченный эпизод выявлен только над камышбурунскими (среднекиммерийскими) слоями и, следовательно, азовские слои здесь не могут быть отнесены к эпохе 5. Здесь же заметим, что в работе В.Н. Семененко и М.А. Певзнера (1979, рис. 2) в разрезе мыса Железный Рог весь интервал киммерия от подошвы до кровли камышбурунских слоев показан как не изученный.

Все приведенные выше сведения позволяют заключить, что в исследованных В.Н. Семененко и М.А. Певзнером разрезах как микропалеонтологические, так и палеомагнитные обоснования для проведения границы миоцена–плиоцена в пределах азовских слоев отсутствуют.

В предложенной В.А. Зубаковым (1990, рис. 5, 1–3) интерпретации результатов палеомагнитных исследований на Тамани азовские слои сопоставляются с эпохой Гильберт в интервале: нижняя часть эпизода Кочити–верхняя часть эпизода Твера. Таким образом, в пределах последнего эпизода и проводится им граница киммерия и понта.

При определении же границы миоцена–плиоцена В.А. Зубков (1990, с. 76) исходит, как он пишет, из “отечественной традиции”, относя понт к плиоцену. В итоге этот “...отечественный рубеж миоцена и плиоцена датируется либо в 6.8, либо в 5.5 млн. лет”.

Попытку установить границу миоцена–плиоцена и провести корреляцию регионарусов неогена Восточного Паратетиса со средиземноморской (глобальной) шкалой неогена, предпринятую В.М. Трубиным (см. Гурарий и др., 1995), следует признать крайне неудачной. Палеомагнитные исследования, выполненные на базе изучения терригенных комплексов осадков континентального генезиса в Грузии, не имеют практически значимой палеонтологической привязки опробованных разрезов, не учитывают множественности возможных перерывов (слои песков и песчаников). В корреляционных построениях полностью игнорируются многочисленные радиометрические датировки, равно как и микропалеонтологические данные, опубликованные ра-

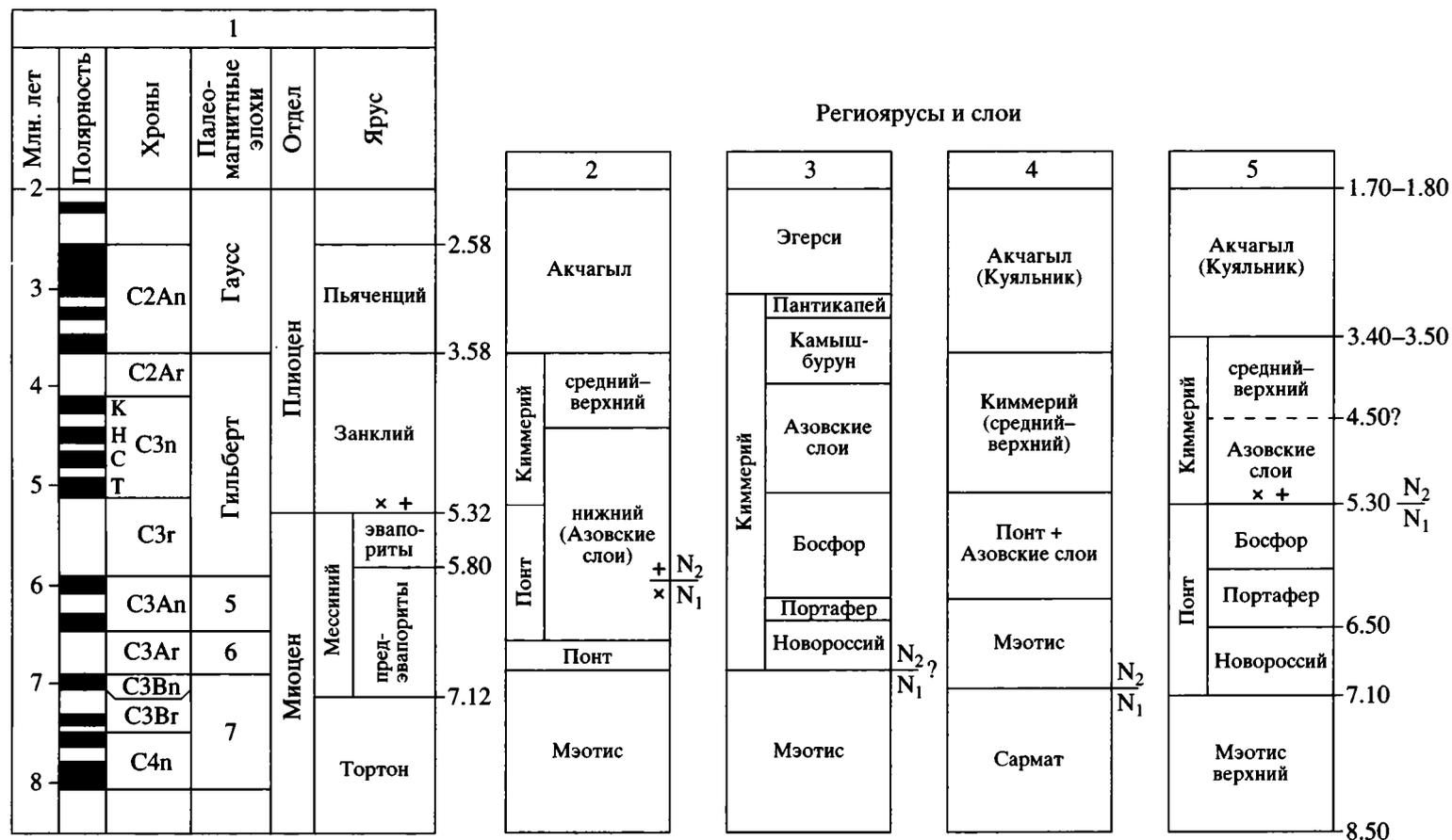
нее². В работе совершенно не использованы результаты палеомагнитных измерений, выполненных в Закавказье группой А.Н. Третьяка и др. (1990) в том же стратиграфическом интервале. В итоге, обнаружив в немой толще неполный разрез понта и части мэотиса, В.М. Трубин (см. Гурарий и др., 1995, с. 71) приходит к выводу, что “...мэотис отвечает 5 и 6 эпохам, а понт с азовским горизонтом, в основном, нижней части эпохи Гильберт по эпизод Твера включительно, т.е. весь этот интервал в целом коррелируется с мессинием”. И здесь же В.М. Трубин заключает: “...мессинский (s. l.) интервал имеет примерно тот же объем и занимает примерно то же место в магнитохронологической шкале, что и мэотис – понтический интервал Паратетиса”, т.е. уже без азовских слоев. В конечном итоге, В.М. Трубин предлагает проводить границу миоцен–плиоцен под мессинием и под мэотисом соответственно.

Из палеомагнитной шкалы В.М. Трубина (см. *Neogene Stratigraphy...*, 1996) следует, что понт и азовские слои вместе взятые имеют продолжительность в 1 млн. лет (сравним с продолжительностью одних только азовских слоев у М.А. Певзнера).

Приведенные выше данные выявляют весьма различный подход к интерпретации результатов палеомагнитных измерений, выполненных разными авторами и, как следствие, к определению положения границы миоцен–плиоцен и к корреляционным построениям в более широком стратиграфическом интервале. Итак, у М.А. Певзнера и В.Н. Семененко граница миоцен–плиоцен проходит в средней (верхней?) части азовских слоев, у В.А. Зубакова по контакту мэотис–понт, у В.М. Трубина – “под мэотисом”. Таким образом, в целом разброс значений в оценке границы миоцен–плиоцен близок к 4.5 млн. лет (рис. 1).

Обратим внимание на интересную закономерность. Ранее нами (Чумаков и др., 1982) уже отмечалось, что эпоха 5 М.А. Певзнером установлена только в континентальных отложениях вне области Восточного Паратетиса. В.А. Зубаков (1990) также только в континентальных отложениях разреза Любимовка в Крыму предполагает присутствие образований эпохи 5, с которой он соотносит портаферское время. Таким образом, по В.А. Зубакову, значительная часть верхнего понта, как и большая часть киммерия, отвечают эпохе Гильберт, но никак не эпохе 5. В.М. Трубин находит эквивалентны эпохи 5 среди континентальных отложений Грузии, явно ошибочно относя к этой эпохе самые нижние слои понта и

² Дабы не “связывать” себя данными других авторов, В.М. Трубин (см. Гурарий и др., 1995, с. 71) заявляет: “...ни моллюсковая фауна, ни планктон, ни трековые датировки не дают, к сожалению, достаточно надежных привязок”. Наиболее надежными реперами для стратиграфических и корреляционных построений В.М. Трубин считает остатки позвоночных в континентальных толщах.



Магнитостратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена региояруссов Эвксина с глобальной шкалой.

1 – Глобальная шкала по У. Берггрену и др. (W.A. Berggren et al., 1995); 2–4 – региошкала для бассейнов Эвксина по: 2 – М.А. Певзнеру (1986) и В.Н. Семененко и М.А. Певзнеру (1979), 3 – В.А. Зубакову (1990), 4 – В.М. Трубишину (см. Гурарий и др., 1995; см. Neogene Stratigraphy..., 1996); 5 – радиометрическая шкала по И.С. Чумакову (1993) (с дополнениями). × – *Discoaster quinquemamus*; + *Ceratolithus acutus*. К, Н, С, Т – эпизоды прямой полярности в эпохе Гильберт: К – Кочити, Н – Нунивак, С – Сидуфиал, Т – Твера; ср. – средний, верх. – верхний.

верхний мзотис. Возникает вопрос – а существует ли в морских разрезах неогена Эвксина эпоха 5? Эту проблему мы рассмотрим в отдельной статье.

В монографии В.Н. Семененко (1987, с. 180), подводящей некоторый итог его исследованиям, автор следующим образом комментирует события, происшедшие в Эвксине на рубеже понтического и киммерийского веков: “На границе понта и киммерия широко отмечается фаза эрозии, которая, возможно, синхронна эрозионной фазе, приуроченной к контакту мессиния и занклия (*иначе говоря – миоцена и плиоцена. – И.Ч.*) в Средиземном море. Новая трансгрессия приходится на начало киммерийского века. Она совпадает с началом второй фазы развития мессинского бассейна”. Очень противоречивое суждение!

Итак, по В.Н. Семененко (1987, с. 180), трансгрессия начала киммерийского века (азовское время) приходится на время формирования мессинских эвапоритов. “Климатическая же трансгрессия по времени совпадала с занклийской, что и объясняется проникновением нанопланктона в киммерийский бассейн”. Таким образом, по В.Н. Семененко, в киммерийском веке было две трансгрессии: первая – в начале киммерийского века (позднемиоценовая) и вторая – в начале плиоцена (занклийская, климатическая), и в то же время фаза эрозии на контакте понта и киммерия отвечает такой же фазе на границе мессиния и занклия. Понятно, что, с одной стороны, автору хочется увязать все события с положением в разрезе киммерия нанофоссилий, с другой – с событиями в Средиземном море на рубеже миоцена–плиоцена. Заметим, что коль скоро *Discoaster quinquegatus* присутствует в плиоцене, необходимость в таких трудных пассажах отпадает. Но в 1994 г. В.Н. Семененко и Ю.В. Тесленко сообщают уже о позднепонтической–раннекиммерийской регрессии, с которой они связывают переуглубление старых и формирование новых речных долин, объясняя это явление понижением базиса эрозии. После прочтения ряда последних статей В.Н. Семененко так и остается неясным его представление о природе Азовского бассейна.

Исходя из геологических и палеонтологических данных мы исключаем существование раннекиммерийской регрессии, поскольку само проникновение в Эвксин и его Азовский бассейн занклийской нанофлоры с *D. quinquegatus*, *S. tricorniculatus* и *S. acutus* и другими формами нанопланктона могло произойти только в условиях раннеплиоценовой (занклийской) трансгрессии.

В Средиземном море открытие Гибралтарской “щели” привело к затоплению составляющих его впадин и разделяющих их перемычек. Заметим, что к этому моменту в глубоких участках впадин существовали солоноватоводные бассейны типа озера-моря (*lago-mare*), резко сменившие

собой эвапоритовый этап развития мессинского бассейна. Подчеркнем, что раннеплиоценовая (занклийская) трансгрессия в Средиземноморском бассейне была связана с выравниванием уровней Мирового океана и иссушенного Средиземного моря и, таким образом, не являлась эвстатической. Этот процесс выравнивания уровней превратил Средиземное море в глубоководный бассейн и распространился на весь Эвксин (включая Азовский и Дакийский бассейны), привнеся сюда океанический планктон³. Однако благоприятные условия для миграции в Эвксин морских организмов возникали и в процессе последующей эвстатической трансгрессии (уже второй занклийской) в период первого плиоценового климатического оптимума, когда уровень Мирового океана в результате таяния льдов Антарктиды и сокращения криосферы в Северном полушарии поднялся по разным оценкам на 30–40 м. В целом, начало этой трансгрессии отвечает эпизоду Сидуфиал (4.8 млн. лет)⁴. Присутствие же в низах азовских слоев *D. quinquegatus*, вымирание которого произошло непосредственно перед эпизодом Твера (но выше границы миоцен–плиоцен) указывает на проникновение океанической нанофлоры в азовский бассейн в самом начале занклия.

Так же, как и первая занклийская “трансгрессия выравнивания” в Средиземном море, раннекиммерийская трансгрессия в Эвксине носила мгновенный (в геологическом смысле) характер (Чумаков, 1974) и именно по этой причине в районах, где не было дельт местных рек, разрезы азовских слоев начинаются с глин, хотя и выявляют четкие контакты с отложениями понтического яруса. Совершенно аналогичный контакт занклийских отложений с породами различного возраста мы многократно наблюдали в разных районах Средиземноморья⁵.

М.В. Муратов (1951, с. 19), отмечая факт киммерийской трансгрессии в Эвксине, пишет, что “на Керченском полуострове киммерийские отложения кое-где заполняют глубокие эрозионные ложбины, внедряясь в них в виде ингрессий, и

³ По данным С.А. Люльевой (1991) в нижних (гетских) слоях плиоцена Дакийского бассейна комплекс нанофлоры значительно более разнообразен, чем таковой в районе Керчи и Тамани, что кажется вполне естественным, если учесть сравнительно большую близость Румынии к Средиземному морю.

⁴ По данным австралийских исследователей Антарктиды (Anderson, 1980), уровень Мирового океана в интервале 4.5–3.5 млн. лет поднимался на 75 м.

⁵ В погребенных каньонах Средиземноморья под занклийскими глинами скважины вскрывают пески и галечник, которые французские геологи “по традиции” называют инфраплиоценом, что в корне неверно, поскольку это русловое образования рек мессинского времени. Также без должных обоснований пески и песчаники, залегающие местами у контакта понтических и киммерийских отложений, относят к базальным образованиям последних.

ложатся с резким размывом, переходя с понтических отложений на миоценовые и даже майкопские глины”. Отмеченное выше М.В. Муратовым явление следует разделить на два этапа. Первый, связанный с занклийской трансгрессией выравнивания уровней бассейнов, действительно отмечен ингрессией во все эрозионные и тектонические депрессии без явных следов размыва. Второй же этап, обусловленный глобальной трансгрессией, выражен контактом киммерия с различными более древними отложениями, как это и отмечено М.В. Муратовым. Добавим, что местами этот контакт выявляет и небольшие угловые несогласия между камышбурунскими слоями и более древними отложениями.

Характерно, что во всех известных нам разрезах понтического яруса в мелководных фациях отсутствует или частично размыт верхнепонтический (босфорский) подъярус, часто отсутствует средний (портаферский) подъярус, а киммерий в ряде случаев начинается сразу с рудных (камышбурунских) слоев. Так, в лектостратотипе понта (г. Одесса) наблюдается только нижний (новороссийский) подъярус, также частично размытый, а в гипостратотипе (Камышбурунский профиль близ Керчи), где в мелководных фациях представлены все три подъяруса понта, отсутствуют азовские слои киммерия. Очевидно, что верхние слои босфорского подъяруса здесь также размыты. Заметим, что значительные территории Северного Причерноморья вне депрессий и, в частности, Камышбурунский район, в азовское время оставались сушей и только после резкого повышения уровня моря во время глобальной плиоценовой трансгрессии превратились в мелководные, хорошо прогреваемые бассейны, что и предопределило гигантизм развитой здесь фауны моллюсков.

По нашим представлениям (Чумаков и др., 1982; Чумаков, 1993) понтический век завершился регрессией в результате сброса части воды понтического бассейна в Средиземное море с образованием в последнем солоноватоводного (до 12–15%) озера-моря (*lago-mare*) с фауной моллюсков и остракод понтического облика. Новый уровень сохранившегося в Эвксине бассейна определялся порогом, отделявшим этот бассейн от Средиземноморской впадины, и в этом бассейне не прекращалось осадконакопление и продолжала существовать понтическая малакофауна или, скорее, ее часть, приспособленная к обитанию в опресненных водах. Это время, не зафиксированное в наземных разрезах, мы предложили условно именовать эпипонтом. Действительно, быстрое падение уровня позднепонтического моря отмечено переуглублением долин местных рек, размывом понтических отложений на больших площадях, карстообразованием, формированием погребенных почв, кор выветривания, такыров, корок

перекристаллизации известняков, накоплением красноцветных песчаников и глин. В.Н. Семеновко и Ю.В. Тесленко (1994, с. 65) также отмечают, что “в период максимальной понтической регрессии на месте современной глубоководной впадины Черного моря кратковременно существовала суша с несколькими почти пресноводными бассейнами” и что только в киммерии “...началось формирование глубоководной впадины Черного моря”. К какому же ярусу следует отнести осадки почти пресноводных озер или озера? В.Н. Семеновко (1987, с. 94), признавая существование эрозионной фазы на границе понт-киммерий и указывая вслед за А.Г. Эберзиным (1940) на прямую преемственность фауны азовских слоев от понтической, делает интересное заключение: “...фауна азовского горизонта отвечает стратиграфическому перерыву между понтом и киммерием, причем не всему перерыву, а **лишь его верхней части** (*выделено нами. – И. Ч.*). Нижняя часть этого хиатуса в полных разрезах, по-видимому, могла быть заполнена мовкикардиумовыми слоями”. Не затрагивая проблему возраста последних (их стратиграфическое положение в кавказских разрезах остается еще недостаточно ясным), остановимся на проблеме фауны времени хиатуса. Что же такое его верхняя и нижняя части? Если следовать представлениям В.Н. Семеновко о кратковременном существовании в это время в пределах современной глубоководной части Черного моря почти пресноводных озер, то в их короткой истории было как бы два этапа развития малакофауны, и если “верхний” из них отвечает азовским (по В.Н. Семеновко) слоям, то нижний, естественно, должен отвечать понтическим. Такое деление нам представляется нереальным хотя бы потому, что азовские слои знаменуют собой явно трансгрессивную фазу развития бассейна, а осадки упоминавшихся пресноводных озер могут отвечать только регрессивной фазе. Логично допустить, что такие формы, как *Paradasna deformis* Ebers., появляющиеся уже в первых сантиметрах разреза азовских слоев на Тамани, зародились именно в этих пока еще гипотетических озерах нашего эпипонта уже на ранней его стадии.

В данном случае уместно привести сделанные В.Н. Семеновко и С.А. Люльевой (1982, с. 65, 66) наблюдения в разрезе относительно глубоководных фаций понтических и азовских слоев на мысе Железный Рог: “В самых верхах этой (*понтической. – И. Ч.*) обратно намагниченной толщи... начинают появляться нижнекиммерийские формы моллюсков, в частности понтическая *Paradasna abichi* замещается нижнекиммерийской *Paradasna deformis*”. Возвращаясь к тому же разрезу В.Н. Семеновко (1987, с. 146) пишет: “Здесь граница киммерия (азовский горизонт) и понта проходит в **самой верхней части валенциеннезиевых глин** (*выделено нами. – И. Ч.*), где понтическая *Paradasna abichi*

Р. Ноем замещается нижнекиммерийской *Paradacna deformis* Ebers., т.е. изменения в фауне верхнего понта–нижнего киммерия происходят лишь на видовом уровне”.

Если это наблюдение В.Н. Семененко верно, то его заключение о соответствии фауны азовских слоев верхней части обсуждаемого перерыва нельзя признать состоятельным.

Сравним приведенное выше описание перехода от понтических слоев к азовским с таковым, сделанным в том же разрезе Н.И. Андрусовым еще в 1903 г. (1961, с. 616). Над валенсиеннезиевыми глинами (у Андрусова – слой 14) в составе вышележащего слоя 15 под литерой “а” выделен слой “... сильно железистого, глинистого, довольно твердого мергеля темно-бурого цвета, в котором наблюдаются остатки раковин лишь с отчасти сохранившейся раковинкой”. Выше, в том же слое 15 Н.И. Андрусовым под литерой “б” описаны синевато-серые глины, затем слой “синевато-серого вещества”, над которым начинаются выходы бурого железняка.

По А.К. Богдановичу и В.Н. Буряку (1986, с. 148) “В разрезе у мыса Железный Рог на контакте понта и киммерия залегают: буровато-серый мергель (0.35) и серые известковистые глины с *Paradacna deformis* Ebers и *Pterodacna edentula* (Desh) (0.5); они перекрыты пластом (2 м) бурого железняка с разнообразной камышбурунской фауной”. Те же авторы указывают на присутствие в основании киммерия бурого ожелезненного мергеля (до 0.2 м) с *Dreissena rostriformis* (Desh.) и *Pterodacna praeedentula* Ebers. и 20-метровой пачки серых глин с *Paradacna deformis* на участке между мысами Панагия и Тузла.

Мы многократно посещали разрез на мысе Железный Рог и сделали ряд дополнений к описанию предыдущих авторов. Так, темно-бурый мергель следует назвать известковистой глиной, поскольку карбонат развит здесь очень неравномерно. Цвет ее от красно- до темно-бурого. Характерна неравномерная, с мелкими гнездами за-гипсованность глин, обломки раковин несут явные следы растворения на изломах и ребрах. В глинах отчетливо прослеживаются оглеенные следы корневых систем. По совокупности признаков этот слой определен как погребенная почва. Имея мощность от 0.3 до 1.2 м, она прослежена на 40–50 м между двумя осыпями.

Погребенная почва развита по серым карбонатным глинам босфорских слоев, содержащим расплюснутые раковины *Valensiennius* и *P. abichi*. Раковины *P. deformis* найдены в серых глинах только над погребенной почвой, а последняя четко разделяет собой босфорские и азовские слои.

В.Н. Буряк и В.А. Присяжнюк – известные исследователи неогена Восточного Паратетиса – любезно согласились посетить этот разрез и ос-

мотреть характер контакта понт–киммерий и полностью согласились с нашей идентификацией “бурого мергеля”, как погребенной почвы, развитой на понтических отложениях. Совместного присутствия *P. abichi* и *P. deformis* ниже и выше погребенной почвы участники экскурсии не обнаружили.

В своем недавнем описании этого же разреза С.В. Попов (см. *Neogene Stratigraphy...*, 1996, с. 17) делает явную ошибку, относимую как и В.Н. Семененко (1987), горизонт с номером 15а (“Brownish-grey, ferruginous solid marls”) к первому снизу слою киммерия, так как трансгрессия азовского века, естественно, не могла начаться с погребенной почвы⁶.

Западнее, в ядре синклинали между мысами Железный Рог и Панагия также на контакте понтических и азовских слоев нами наблюдался горизонт (до 0.25 м) бурых глин, разделяющий серые глины с *P. abichi* и такие же глины с *P. deformis*. В данном случае этот базальный горизонт азовских слоев образован скорее всего за счет перемыва понтических красноцветных почв или коры выветривания. Интересно, что здесь, как на мысе Железный Рог и во многих других разрезах, рассматриваемый контакт не содержит хрестоматийных признаков трансгрессии (галечники, пески и т.д.). Он полностью аналогичен трансгрессивным разрезам основания занклийского яруса и свидетельствует о “мгновенной” трансгрессии, с которой и начинается плиоцен как в Средиземноморье, так и в Эвксине.

Возвращаясь к высказанной нами идее о существовании сверху понтического яруса явного hiatus и, соответственно, о пропуске порядка 100–150 тыс. лет в стратиграфической региошкале Эвксина, мы должны согласиться с тем, что данные глубоководного бурения в Черном море ожидаемого ответа на поставленный вопрос не содержат. Стратификация буровых колонок остается неубедительной, ибо не опирается на известковый планктон.

Создалась странная ситуация, когда в наземных разрезах неогена окраин Эвксина выделяются комплексы нанопланктона и, в том числе, зональные формы, а в скважинах, пробуренных в глубоководной части моря, нанопланктон отсутствует или столь редок, что не позволяет достаточно однозначно определить возраст поднятых пород. А.П. Жузе и В.В. Мухина (1980, с. 57), обсуждая результаты выполненной ими по диатомовым водорослям стратификации разрезов глубоководных отложений в скважинах, пробуренных в Черном море, определенным образом ставят под сомнение данные С.А. Люльевой по

⁶ В 1974 г. во время землетрясения весь крупный блок пород, включавший в себя и описываемый разрез, был сброшен к подножию склона и превращен в хаотическую массу обломков.

нанопланктону в мэотических и киммерийских слоях Керченского п-ва, заявляя, что “одновременное сосуществование истинно морских нанопланктонных организмов и солоновато-пресноводных диатомей противоречит природе как тех, так и других”.

Заметим, что незначительные количества наофоссилий в осадках Паратетиса по сравнению с осадками нормальноморских бассейнов диктуют, по заключению С.А. Люльевой (1989) необходимость длительного и нестандартного просмотра препаратов. Именно нестандартная методика выделения наофоссилий позволила С.А. Люльевой получить очень важный для стратификации разрез неогена микропалеонтологический материал. В то же время в описаниях слоев, содержащих наофоссилии, у В.Н. Семененко и С.А. Люльевой (1982) мы обычно не находим указаний на присутствие здесь солоноватоводных моллюсков. Так, при чтении описания разреза скв. 15 создается впечатление, что остатки малакофауны и наофоссилии находятся в разных слоях и что присутствие первых исключает присутствие вторых. Характерно, что ни в одном из наземных разрезов, в которых обнаружены наофоссилии, те же авторы не приводят указаний на совместное их нахождение с остатками моллюсков, не говоря уже о том, что привязки находок тех и других повсеместно отсутствуют.

Из опыта собственных исследований мы предполагаем, что солоноватоводная фауна и океанический нанопланктон находятся в разных слоях и отражают более сложную картину взаимодействия двух бассейнов – Тетиса и Паратетиса. По-видимому, только точная привязка всего палеонтологического материала и детальные описания разрезов могут прояснить возникшую проблему. Во всяком случае, можно констатировать, что одной из причин неудач в стратификации глубоководных скважин, пробуренных в Черном море, является слабая изученность разрезов наиболее глубоководных отложений неогена на суше.

Исследователи неогена Восточного Паратетиса, обращая внимание на размыв, предшествовавший отложению азовских слоев киммерия и на их трансгрессивное залегание, обычно объясняли эти явления тектоническими причинами. Так, по А.Г. Эберзину (1940, 1968), эти процессы обязаны предкиммерийской фазе орогенеза; по А.В. Кожевникову (1985) – кавказской орогенической фазе и т.д. Не исключая возможного влияния тектонического фактора, все же заметим, что обсуждаемые явления на рубеже миоцена–плиоцена в Эвксине находятся в определенной связи с драматическими событиями, происходившими в соседнем – Средиземноморском бассейне – с его иссушением и “мгновенной” трансгрессией, отметившей начало плиоценовой эпохи, а также с

глобальной плиоценовой трансгрессией. М.В. Муратов (1951, с. 19), рассматривая возможные причины изменений режима Черноморского бассейна в плиоцене и квартере полагал, что эти явления “...вероятно, вызваны не изменениями уровня Мирового океана, а поднятиями или опусканиями области Причерноморья вместе с Русской платформой или другими движениями земной коры”. Однако, не считая свои выводы безусловными, М.В. Муратов отметил, что “... окончательно этот вопрос пока решить нельзя”. Заметим, что свои соображения о причинах изменений режима Черноморского бассейна М.В. Муратов сформулировал задолго до начала глубоководного бурения в Средиземном море, когда никто из европейских геологов не предполагал как существование мессинского солеродного бассейна, так и “мгновенной” занклийской трансгрессии выравнивания. Заметим, что и представления о масштабах трансгрессии, обусловленной плиоценовым климатическим оптимумом, в значительной мере обязаны исследованиям только последних двух десятилетий в Антарктиде.

Последние годы отмечены активными исследованиями на Таманском п-ве – в области развития пелагических фаций сармата, мэотиса, понта и нижнего киммерия. Несомненно, что здесь будут выделены новые стратотипы различного значения и, в том числе, отсутствующие в Восточном Паратетисе стратотипы границ ряда ярусов и подъярусов неогена. Поэтому уже сейчас важно объективно оценить итоги работ предшествующих исследователей, осмыслить допущенные ими объективные и субъективные ошибки и внести новое в понимание геологических событий, происшедших в Эвксине и в Тетисе на грани двух эпох – миоцена и плиоцена, используя весь комплекс методов исследований современной геологии.

Итак, по представлению автора статьи, граница миоцена и плиоцена в Эвксине проходит в основании азовских слоев киммерийского яруса. Сами азовские слои отвечают времени “мгновенной” первой занклийской трансгрессии выравнивания уровней Мирового океана и Средиземного моря, являющейся глобальной границей миоцена и плиоцена.

Следующая, вторая занклийская трансгрессия в Эвксине привела к затоплению в Северном Причерноморье обширных низменностей с образованием камышбурунских слоев киммерия и целиком связана с повышением уровня Мирового океана во время плиоценового климатического оптимума.

Перерыв, фиксируемый в наземных разрезах в конце понта, вероятно обязан сбросу вод босфорского бассейна в Средиземное море с образованием во впадинах последнего солоноватоводного озера-моря, осадки которого частично перекры-

вают мессинские эвапориты и, в свою очередь, перекрыты нормальноморскими отложениями занклийского яруса. Времени Средиземноморского позднемессинского озера-моря в Эвксине отвечают озерные осадки гипотетического эпипонта, предположительно сохранившиеся в ныне глубоководной части Черного моря.

Автор выражает искреннюю признательность Е.Е. Милановскому и В.Т. Фролову за критические замечания, которые учтены при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрусов Н.И.* Геологические исследования на Таманском полуострове // Изб. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 593–660.
- Богданович А.К., Буряк В.Н.* Таманский полуостров // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. Полутом. 1. С. 142–150.
- Гурарий Г.З., Кудашева И.А., Трубихин В.М., Феин А.Г., Шипунов С.В.* Возраст нахчорской и ширакской свит Центральной и Восточной Грузии и проблема границы миоцена и плиоцена (палеомагнетизм и стратиграфия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 62–72.
- Жузе А.П., Мухина В.В.* Стратиграфия верхнекайнозойских отложений по диатомеям // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 52–65.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В.* Магнитохронологическая шкала новейшего этапа (5 млн. лет) // Геомагнитные исследования. М.: Наука, 1976. № 17. С. 37–44.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 223 с.
- Кожевников А.В.* Антропоген гор и предгорий. Генетический анализ. М.: Недра, 1985. 180 с.
- Люльева С.А.* Цератолиты (нанопланктон) миоценовых и плиоценовых отложений юго-запада СССР // Доп. АН УРСР, сер. "Б". Геол., хим. и биол. науки. 1989. № 11. С. 14–18.
- Люльева С.А.* Вапнистый нанопланктон дакийских відкладів південного заходу України // Доп. АН УРСР. 1991. № 1. С. 73–77.
- Муратов М.В.* История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. XXIV(1). С. 7–34.
- Певзнер М.А.* Палеомагнетизм мио-плиоцена Таманского полуострова // Тез. докл. съезда "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма". М., 1976. С. 73.
- Певзнер М.А.* Стратиграфия среднего миоцена-плиоцена юга Европы (по палеомагнитным данным). Автореф. дис. докт. г.-м. наук. М.: ГИН АН СССР. 1986. 32 с.
- Семеновко В.Н., Люльева С.А.* Опыт прямой корреляции миоплиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1978. Вып. 2. С. 95–105.
- Семеновко В.Н., Певзнер М.А.* Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 5–15.
- Семеновко В.Н., Люльева С.А.* Проблемы прямой корреляции верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 9. С. 61–71.
- Семеновко В.Н.* Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев: Наукова думка, 1987. 230 с.
- Семеновко В.Н., Тесленко Ю.В.* Геологические события в Восточном Паратетисе на рубеже миоцена и плиоцена // Геол. журн. 1994. № 1. С. 58–68.
- Третьяк А.Н.* Стратиграфический аспект палеомагнитного изучения мезотиса Азербайджана. Деп. в ВИНТИ 20.09.90. № 5103–В90. 15 с.
- Чумаков И.С.* Нижний плиоцен Средиземного моря – фашия мгновенной трансгрессии ("потоп") // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49. № 2. С. 114.
- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С.* Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М.: Наука, 1992. 96 с.
- Чумаков И.С.* Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68–75.
- Эберзин А.Г.* Средний и верхний плиоцен Черноморской области // Стратиграфия СССР. Неоген. М.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. XII. С. 477–566.
- Эберзин А.Г.* О киммерийских отложениях Новоселовки (Керченский полуостров) // Тез. докл. II научно-техн. конф. по изуч. полезн. ископ. осадочн. комплекса юга Украины. Киев: Изд-во КГУ, 1968. С. 38–41.
- Anderson Ian.* Antarctica was once warm, fossils suggest // New Sci. 1980. V. 122. № 1667. P. 30.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P.* A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special publication. 1995. № 54. P. 129–212.
- Neogene Stratigraphy and Palaeontology of the Taman and Kerch Peninsulas // Excursion guidebook. Field Symposium 4–14th June 1996. Moscow. Palaeontol. Inst. RAS. 1996. 31 p.*

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.71.8:551.796(571.63)

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МОРСКОГО ГОЛОЦЕНА (ШЕЛЬФ ПРИМОРЬЯ)

© 2000 г. Н. Н. Кузьмина, Е. Е. Талденкова

*Московский государственный университет, географический факультет,**119899 Москва, Воробьевы горы, Россия*

Поступила в редакцию 07.07.98 г., получена после доработки 28.12.98 г.

Представительность материала морских скважин, полнота геологической летописи, детальные геолого-геоморфологические исследования и комплексный подход к изучению отложений шельфа и побережья Приморья (литологические и палеонтологические методы в совокупности с изотопным датированием) позволили провести их стратиграфическое расчленение, корреляцию и реконструкцию палеогеографических событий голоцена. Наиболее заметные изменения палеосреды отмечались в начале голоцена (10.3–10.0 тыс. лет назад) и в начале бореального времени (около 9 тыс. лет назад). К этим стратиграфическим рубежам приурочены резкие изменения литологии осадков, состава палинологических и диатомовых ассоциаций, отражающие колебания климата и уровня моря. В голоцене выделены три термических максимума: бореальный, атлантический (оптимум) и суббореальный.

Ключевые слова. Стратиграфия, корреляция, шельф, голоцен, палеогеография, побережье, Японское море.

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемое исследование основано на многолетнем комплексном изучении кернов морских буровых скважин и осадков прибрежных террас Приморья. Накопленный к настоящему времени обширный материал позволил провести детальное стратиграфическое расчленение морских голоценовых отложений шельфа и побережья Приморья и реконструировать палеогеографические события этой эпохи.

Нами детально были изучены два ключевых участка: в Южном Приморье – залив Восток, в Среднем Приморье – бухта Киевка. Залив Восток входит в пределы крупнейшего залива Японского моря – залива Петра Великого (рис. 1). Это залив закрытого типа, образованный в результате ингрессии моря в пределы долин рек. Дно залива осложнено понижениями затопленных долин рек Литовка и Волчанка, русла которых прослеживаются до отметок –70 м. Аккумулятивные формы рельефа представлены морской террасой в кутовой части залива высотой 4 м со значительным прослоем морских трансгрессивных осадков, датированных 5080 ± 300 (МГУ-916) лет назад и аллювиально-лагунной террасой восточного берега залива с мощным горизонтом древесно-травянистого торфа, датированного в пределах 24300–34070 (МГУ-931, 932, 933, 1221, 1222, 1224) и 33800–45700 (ГИН-6600, 6601, 6602, 6607) лет назад. Бухта Киевка расположена к северо-востоку от залива Петра Великого (рис. 1) и приурочена к шельфу и побережью открытой части Японского моря. По

геологической изученности она значительно уступает более южным районам Приморья. В геоморфологическом отношении бухта Киевка представляет открытую на юг бухту, образованную ингрессией моря в пределы широкого участка долины нижнего течения р. Киевки. Среди прибрежно-морских аккумулятивных форм интерес представляют две морские террасы. Нижняя морская аккумулятивная терраса высотой 3–4 м повсеместно распространена в бухтах Киевка, Мелководная и других соседних бухтах и сложена песчано-галечными ритмично-слоистыми осадками с включением раковин моллюсков. Верхняя, более молодая морская терраса высотой до 5 м, расположена на участке побережья бухты Киевка между устьями старой и новой протоки. Поверхность ее осложнена береговыми валами (серия из 18 гряд) и межваловыми понижениями.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основной материал, на котором базируются проведенные комплексные стратиграфические исследования шельфа, собран при изучении керна глубоких опорных скважин, пробуренных с плавучих буровых установок МГРЭ ПГТО “Приморгеология” (АО “Дальморгеология” с глубин 16–70 м и с выходом керна 18–55 м. Описание и отбор проб керна проведены непосредственно в процессе морского бурения Н.Н. Кузьминой. Использовался также материал ударных трубок. Максимальная мощность голоценовых осадков (около 31 м) зафиксирована на глубине моря 16 м

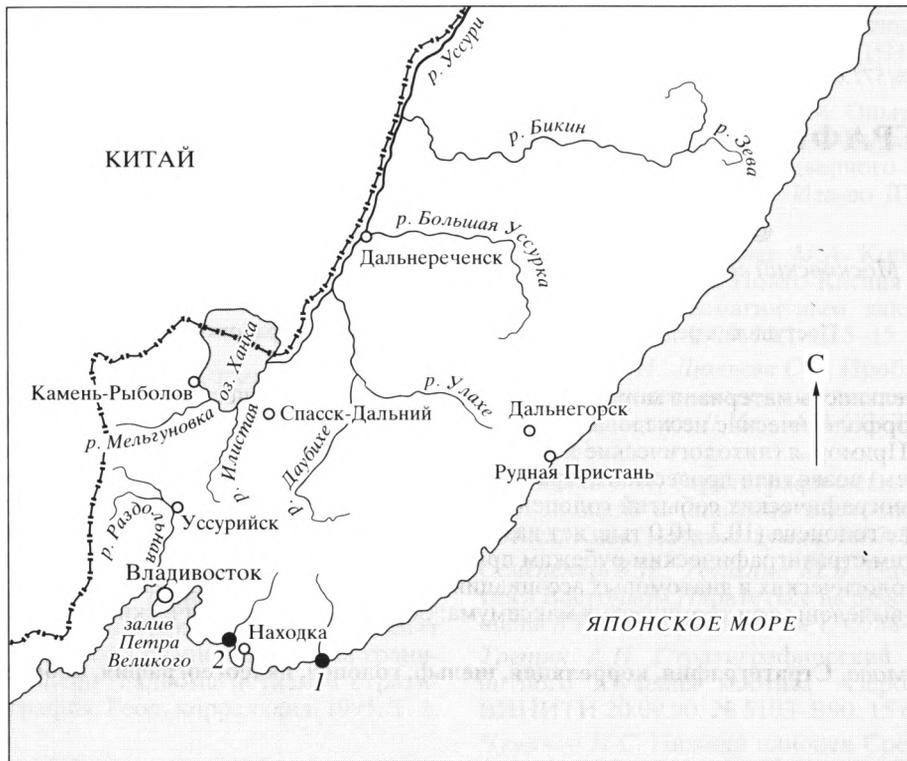


Рис. 1. Схема района исследований.
1 – бухта Киева; 2 – залив Восток.

при бурении скважины 132, заложенной по оси Киевской депрессии (рис. 2). Мористее их мощность уменьшается до 14 м (скв. 133, гл. моря 34.5 м, рис. 3), сокращаясь до 3–7.5 м в прибортовой части депрессии (скв. 119, гл. моря 35 м). Литологически это очень разнородные осадки от галечников до алевритов и пелитов. Более тонкий состав отложения имеют в прибрежной зоне шельфа, более крупный – мористее.

Отложения анализировались комплексом методов: литологических (гранулометрический, минералогический и др. анализы), палеонтологических (спорово-пыльцевой, диатомовый, малакологический, микрофаунистический анализы), изотопного датирования (радиоуглеродный анализ). Одновременно проводилось геолого-геоморфологическое изучение террас побережья.

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ШЕЛЬФА И ПОБЕРЕЖЬЯ. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В составе неоднородной толщи осадков на материковом шельфе Приморья выделены отложения среднего и позднего плейстоцена и голоцена. В стратиграфической схеме голоценовые отложения шельфа объединены в киевский горизонт по

названию регионального типового разреза шельфа Приморья – разреза Киевский. Мы предлагаем считать данный участок стратотипом разреза морских голоценовых осадков всего приморского шельфа Японского моря по следующим причинам: 1) относительная тектоническая стабильность района. Это положение обосновывается в ряде работ (Худяков и др., 1972; Короткий и др., 1976; Кулаков, 1980; Кулаков, Пушкар, 1976). Район может служить эталонным участком для решения вопроса о колебаниях уровня моря в голоцене (равно как и в плейстоцене) не только в пределах Дальнего Востока, но и всего северо-западного сектора Тихого океана; 2) непрерывное осадконакопление, начиная с отложений времени второго позднеплейстоценового похолодания (сартанского по сибирской шкале) и кончая современными осадками; 3) разрез содержит слои, насыщенные раковинным и органическим материалом, палеонтологически полно охарактеризованные и датированные радиоуглеродным методом.

Осадки начала голоцена согласно, без стратиграфического перерыва, залегают на отложениях второго позднеплейстоценового похолодания (сартанского), вскрытых скв. 133 (рис. 3) в интервале 13.8–21.4 м по керну. По комплексу данных эти отложения подразделяются на два подгоризонта: а) алевриты мощностью 6 м, накопление

Возраст, генезис	Глубина, м	Литологическая колонка	Образцы	Слой	Мощность, м	Краткое описание
$Q_{IV}^{3}SBO_2, m$	0		C^{14} 0-0.25 C^{14} 0-0.50 C^{14} 0.50-0.80 C^{14} 1.35-1.60 C^{14} 1.60-2.00 C^{14} 2.40-2.70	1	2.70	Алеврит серый, слоистый, с многочисленными включениями ракушки и обломками древесины
$Q_{IV}^{3}SBO_1, m$	5		12) 2.70-3.10; 13) 3.10-3.40; 14) 3.40-3.70; 15) 3.70-4.40; 16) 4.40-5.00; 17) 5.00-6.00; 18) 6.00-6.30; 19) 6.30-6.60	2	3.90	Песок серый, среднезернистый, с ракушей и обломками пород
$Q_{IV}^{2}AT, m$	10		20) 6.60-6.90; 21) 6.90-7.20; 22) 7.20-7.60; 23) 7.60-8.00; 24) 8.00-8.40; 25) 8.40-8.80; 26) 8.80-9.00; 27) 9.00-9.25; 28) 9.25-9.50; 29) 9.50-9.80; 30) 9.80-10.10; 31) 10.10-10.35; 32) 10.35-10.60; 33) 10.60-10.90; 34) 10.90-11.20; 35) 11.20-11.50	3	4.90	Алеврит серый с ракушечным детритом
$Q_{IV}^{2}AT, m$	11		C^{14} 11.80-12.10 36) 11.50-11.80; 37) 11.80-11.95; 38) 11.95-12.10	4	0.60	Песок серый с ракушей и растительными остатками
$Q_{IV}^{2}AT, m$	12		C^{14} 12.30-12.50 39) 12.10-12.30; 40) 12.30-12.50; 41) 12.50-12.70	5	0.60	Алеврит серый, с растительными остатками
$Q_{IV}^{2}AT, m$	15		C^{14} 13.90-14.10 C^{14} 14.50-14.70 C^{14} 15.30-15.80	6	4.40	Пелит темно-серый, тонкослоистый, с ракушей и растительными остатками
$Q_{IV}^{2}AT, m$	20		63) 17.10-17.30; 64) 17.30-17.50; 65) 17.50-17.70; 66) 17.40-17.90; 67) 17.90-18.10; 68) 18.10-18.30; 69) 18.30-18.50; 70) 18.50-18.70; 71) 18.70-18.90; 72) 18.90-19.10; 73) 19.10-19.30; 74) 19.30-19.50; 75) 19.50-19.70; 76) 19.70-19.90; 77) 19.90-20.10; 78) 20.10-20.30; 79) 20.30-20.50; 80) 20.50-20.70	7	0.40	Песок серый, грубозернистый, с обломками пород
$Q_{IV}^{2}AT, m$	21		81) 20.70-20.90; 82) 20.90-21.10; 83) 21.10-21.30; 84) 21.30-21.50; 85) 21.50-21.70	8	3.20	Ил темно-серый, слоистый с ракушей
$Q_{IV}^{1}VO_1, l, m$	25		C^{14} 21.70-22.10 C^{14} 22.30-23.70	9	1.00	Песок серый, среднезернистый
$Q_{IV}^{1}VO_1, l, m$	26		86) 21.70-21.90; 87) 21.90-22.10; 88) 22.10-22.30; 89) 22.30-22.50; 90) 22.50-22.70; 91) 22.70-22.90; 92) 22.90-23.10; 93) 23.10-23.30; 94) 23.30-23.50; 95) 23.50-23.70	10	2.00	Ил темно-серый, с ракушечным детритом и крупными древесными остатками
$Q_{IV}^{1}VO_1, l, m$	27		96) 23.70-23.90; 97) 23.90-24.10; 98) 24.10-24.30	11	0.60	Песок серый, среднезернистый, слоистый
$Q_{IV}^{1}VO_1, l, m$	28		99) 24.30-24.70; 100) 24.70-25.10; 101) 25.10-25.40; 102) 25.40-25.70; 103) 25.70-26.00	12	1.70	Ил темно-серый, с растительными остатками
$Q_{IV}^{1}VO_2, l, m$	30		C^{14} 26.25-26.35 C^{14} 26.75-27.00	13	1.00	Алеврит серый, с растительными остатками
$Q_{IV}^{1}VO_2, l, m$	31		104) 26.0-26.25; 105) 26.25-26.50; 106) 26.50-26.75; 107) 26.75-27.00	14	1.00	Песок серый, среднезернистый, хорошо сортированный
$Q_{IV}^{1}VO_2, l, m$	32		108) 27.00-27.50	15	0.85	Алеврит темно-серый, тонкослоистый
$Q_{IV}^{1}VO_2, l, m$	33		109) 28.00-28.70; 109a) 28.00-28.50; 110) 28.50-28.85; 111) 28.85-29.20; 112) 29.20-29.40	16	0.75	Ил темно-серый, тонкослоистый, с обломками древесины
$Q_{IV}^{1}VO_2, l, m$	34		C^{14} 29.20-29.60 113) 29.40-29.60	17	0.90	Песок серый, среднезернистый, слоистый, плотный
$Q_{IV}^{1}VO_2, l, m$	35		114) 29.60-30.00; 115) 30.00-30.50 116) 30.50-30.80; 117) 30.80-31.00; 118) 31.00-31.30	18	0.80	Ил темно-серый, слоистый, плотный
$Q_{II}^4, al-m$	35		119) 31.30-31.70; 120) 31.70-32.00; 121) 33.20-33.75; 122) 33.75-34.30; 122a) 34.30-35.10; 123) 35.10-35.50; 124) 35.50-36.00; 125) 37.00-37.75; 126) 37.50-38.00; 127) 38.00-39.00	19	7.70 в.м.	Галечник желто-бурый, плотный, выветрелый, железненный
Q_{II}^3, al	35					

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22

Рис. 2. Скважина 132, пробурена в бухте Киевка с понтона ПБУ-16, глубина моря 16 м. 1 – галька, гравий; щебень, дресва; 2, 3 – песок; 4 – супесь; 5 – суглинок; 6 – глина; 7 – алеврит; 8 – пелит; 9 – ил; 10 – илистый песок; 11 – суглинок с гравием и галькой; 12 – переслаивание песков и супесей; 13 – переслаивание песков и суглинков; 14 – переслаивание песков и глины; 15 – включения раковин моллюсков и их обломков; 16 – торф; 17 – дернина; 18 – включения растительных остатков; 19 – погребенная почва; 20 – выходы коренных пород; 21 – номер стратиграфического слоя; 22 – радиоуглеродные даты.

Возраст, генезис	Глубина, м	Лито-логическая колонка	Образцы	Слой	Мощность, м	Краткое описание
$Q_{IV}^3 SAT, m$	0		1) 0.00–0.20; 2) 0.20–0.40; 3) 0.40–0.60; 4) 0.60–0.80; 5) 0.80–1.00; 6) 1.00–1.20; 7) 1.20–1.40; 8) 1.40–1.60	1	1.60	Алеврит темно-серый, с ракушей
$Q_{IV}^2 SBO_1, m$			9) 1.60–1.80; 10) 1.80–2.00; 11) 2.00–2.20; 12) 2.20–2.40; 13) 2.40–2.60; 14) 2.60–2.80; 15) 2.80–3.00; 16) 3.00–3.20; 17) 3.20–3.40; 18) 3.40–3.60; 19) 3.60–3.80; 20) 3.80–4.00; 21) 4.00–4.10; 22) 4.20–4.45	2	2.85	Песок серый, среднезернистый, с обилием ракуши и мелкой галькой Песок желто-серый, крупнозернистый, с галькой
$Q_{IV}^1 BO_2, m$	5		23) 4.45–4.70; 24) 4.70–5.00; 25) 5.00–5.30; 26) 5.30–5.60; 27) 5.60–5.90; 28) 5.90–6.20; 29) 6.20–6.50; 30) 6.50–6.85; 31) 6.85–7.20	3	2.75	Галечник серый с песчаным заполнителем
$Q_{IV}^1 BO_1, m$			32) 7.20–7.45; 33) 7.45–7.70; 34) 7.70–8.00; 35) 8.00–8.30; 36) 8.30–8.50; 37) 8.50–8.80	4	1.60	Песок серый, разнозернистый, с галькой
			38) 8.80–9.00	5	0.20	Суглинок буро-желтый, ожелезненный
			39) 9.00–9.20; 40) 9.20–9.40	6	0.40	Алеврит серый, слоистый
$Q_{IV}^1 PBO_2, m$	10		41) 9.40–10.00; 42) 10.00–10.20; 43) 10.20–10.40	7	1.00	Песок темно-серый, хорошо сортированный
			44) 10.40–10.70; 45) 10.70–11.00	8	0.60	Галечник серый с песчаным заполнителем
$Q_{IV}^1 PBO_1, m$			46) 11.00–11.30; 47) 11.30–11.60; 48) 11.60–11.90; 49) 11.90–12.20; 50) 12.20–12.40; 51) 12.40–12.70; 52) 12.70–13.05; 53) 13.05–13.40; 54) 13.40–13.70	9	2.70	Песок серый, мелкозернистый, с редкой галькой
Q_{III}^4, m	15		55) 13.70–14.00; 56) 14.00–14.30	10	0.60	Алеврит серый с растительными остатками
			57) 14.30–14.60; 58) 14.60–14.80	11	0.50	Песок серый, среднезернистый, тонкослоистый
			59) 14.80–15.10	12	0.30	Алеврит серый, слоистый
			60) 15.10–15.45	13	0.35	Песок серый, среднезернистый
Q_{III}^4, l	20		61) 15.45–15.80; 62) 15.80–16.00; 63) 16.00–16.20; 64) 16.20–16.40; 65) 16.40–16.60; 66) 16.60–16.80; 67) 16.80–17.00; 68) 17.00–17.20; 69) 17.20–17.50; 70) 17.50–17.70; 71) 17.70–17.90; 72) 17.90–18.10; 73) 18.10–18.30; 74) 18.30–18.50; 75) 18.50–18.70; 76) 18.70–18.90; 77) 18.90–19.10; 78) 19.10–19.30; 79) 19.30–19.60; 80) 19.60–19.80; 81) 19.80–20.00; 82) 20.00–20.20; 83) 20.20–20.40; 84) 20.40–20.60; 85) 20.60–20.80; 86) 20.80–21.00; 87) 21.00–21.20; 88) 21.20–21.40	14	5.95	Алеврит темно-серый, тонко-ритмично-слоистый, с растительными остатками и обломками древесины
			89) 21.40–22.10	15	0.70	Песок серый, среднезернистый
Q_{III}^3, m			90) 22.10–22.45; 91) 22.45–22.80; 92) 22.80–23.00; 93) 23.00–23.50; 94) 23.30–23.65; 95) 23.65–24.00	16	1.90	Алеврит серый, тонкослоистый, с растительными остатками
	25		96) 24.00–24.50; 97) 24.50–25.00; 98) 25.00–25.70	17	1.70	Песок серый, разнозернистый, с галькой и древесными остатками
Q_{II}^4, m	30		99) 25.70–26.05; 100) 26.05–26.40; 101) 26.40–26.80; 102) 26.80–27.00; 103) 27.00–27.40; 104) 27.40–27.70; 105) 27.70–27.90; 106) 27.90–28.30; 107) 28.30–28.70; 108) 28.70–28.90; 109) 28.90–29.30; 110) 29.30–29.60; 111) 29.60–30.00; 112) 30.00–30.40; 113) 30.40–30.70; 114) 30.70–31.00; 115) 31.00–31.30; 116) 31.30–31.60	18	5.90 в.м.	Галечник серо-бурый, с песчано-глинистым заполнителем, выветрелый, плотный, ожелезненный

Рис. 3. Скважина 133 (пробурена в бухте Киевка с понтона ПБУ-16, глубина моря 34.5 м). Усл. обозначения см. на рис. 2.

которых происходило в условиях холодного пресного замкнутого озера. Осадконакопление осуществлялось вне связи с колебаниями уровня моря в эпоху термического минимума первой половины сартанского времени – главного климатического минимума плейстоцена. Они залегают на датированных в 21400 лет каргинских

отложениях; б) переслаивающиеся прибрежно-морские пески и алевриты, мощностью до 2 м, соответствующие началу послеледниковой трансгрессии, в толще которых отмечается чередование “холодных” и “относительно теплых” спорово-пыльцевых спектров, отражающих неустойчивые климатические условия второй половины поздне-

ледниковья. Ритмичность осадконакопления является в чередовании литологических признаков и смене диатомовых ассоциаций. Начало накопления голоценовых осадков приурочено к отметкам –48 ... –49 м по отношению к современному уровню. Это время характеризовалось резким потеплением климата, происшедшим на границе плейстоцена–голоцена и зафиксированным по данным спорово-пыльцевого анализа в скв. 133 на глубине 11.0–13.8 м по керну. Эта граница гипсометрически четко совпадает с подошвой голоценовых отложений, выделенных в скв. 132 (рис. 2) и датированных в 9660 ± 160 (МГУ-822) лет.

Полученный материал по отложениям голоцена двух крупных районов Приморья позволяет подробно расчленить толщу и выделить слои, которые сопоставляются с горизонтами схемы Блитта-Сернандера (Хотинский, 1977): пребореальные (РВО), бореальные (ВО), атлантические (АТ), суббореальные (SBO) и субатлантические (SAT) (Кузьмина и др., 1987; Кузьмина, Шумова, 1992; Кузьмина, Постоленко, 1995; Kuz'mina, 1994; Kuz'mina, 1995; Kuz'mina, Taldenkova, 1995).

Пребореальные осадки (РВО) подразделяются на два (РВО₁ и РВО₂) слоя. Слой РВО₁ представлен морскими мелководными, хорошо сортированными песками (скв. 133, интервал 11.0–13.8 м), отличающимися малым содержанием минеральных новообразований (до 8%), видимо, в связи с незначительным количеством активной органики в осадках. Пески формировались в обстановке окислительного режима и повышенной гидродинамической активности среды. В составе диатомового комплекса преобладают морские виды, среди которых наиболее разнообразно представлены сублиторальные и неритические диатомеи, преимущественно аркто-бореальные и космополиты (*Thalassiosira nordenskioldii*, *T. decipiens*). Из солоноватоводно-морских наиболее многочисленны *Cocconeis scutellum*, *Diploneis smithii*. Пресноводные диатомеи разнообразны и включают речные планктонные (*Tabellaria fenestrata*, *Aulacosira baicalensis*) и бентосные, в том числе и реофильные виды, характерные для проточных вод (*Cyclotella meneghiniana*, *Symbella sinuata* и др.). Пресноводные диатомеи поступали в прибрежную зону с речным стоком.

В составе спорово-пыльцевых спектров по сравнению с "холодными" спектрами отложений сартанского времени резко возрастает участие пыльцы широколиственных пород (до 40%), представленных, в основном, *Quercus* (до 33%) и *Ulmus* (до 80%). Из хвойных отмечается пыльца *Pinus koraensis* (до 24%), *Picea sect. eurpicea* (до 16%), *Abies* (до 5%). Увеличивается содержание спор, в том числе *Osmunda cf. cinnamomea* (до 25%), индикатора теплого и влажного климата. Холодостойкие элементы представлены пылью *Lag-*

ix (до 18%) и единичными зернами *Betula sect. nanae et fruticosae* и *Alnaster* (не более 6%). Характер спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о значительных изменениях в растительном покрове и потеплении климата, происшедшем на границе плейстоцена–голоцена. Начало голоцена характеризовалось расширением площади хвойношироколиственных лесов, основными доминантами которых были ель, кедр корейский, а из широколиственных – дуб и вяз. Количественные характеристики климата для отдельных этапов голоцена были получены с помощью информационно-статистического метода (Шумова и др., 1986). Среднегодовая температура в РВО₁ была ниже современной на 3–4°C, температура июля – на 2°C, температура января – на 4–5°C, а количество осадков было меньше на 50 мм (таблица).

Слой РВО₂ представлены отложениями, вскрытыми в скв. 133 в интервале 9–11 м. Это прибрежно-морские среднесортированные, более крупнозернистые, чем нижележащие, пески. В минеральном составе тяжелой фракции значительно участие новообразований группы окислов-гидроокислов железа и марганца (до 38%), характеризующих окислительные условия среды накопления осадков. Много обломков пород. Осадки РВО₂ в скв. 132, интервал 26.0–31.3 м по керну (9660 ± 160 (МГУ-822) лет), представлены переслаиванием песков и алевроитов лиманного и лиманно-морского происхождения. В составе тяжелой фракции преобладают терригенные минералы – роговая обманка и обломки пород, полностью отсутствует ильменит. Минеральные новообразования достаточно разнообразны (гидроокислы железа, пирит, карбонаты и др.), но содержатся в очень малых количествах. Глинистое вещество в шлифах терригенного происхождения не несет следов преобразования. Это объясняется суровыми климатическими условиями времени формирования толщи.

В составе диатомового комплекса преобладают пресноводные и пресноводно-солоноватоводные виды, представленные *Achnanthes minutissima*, *Navicula pupula*, *Symbella ventricosa*. Разнообразны реофилы, такие, как *Meridon circulare et v. constricta*. Морские диатомеи представлены небольшим числом неритических (*Thalassiosira gravida*) и сублиторальных (*Rhaphoneis surirella*, *Melosira sulcata*, *Opephora marina*, *Cocconeis scutellum*) видов. Численность солоноватоводных диатомей с учетом встречаемости достигает 29%, доминирует *Diploneis smithii* и его варианты. Разница в составе диатомовой флоры отложений РВО₂ в разных скважинах объясняется прежде всего генетической принадлежностью толщи: в скв. 132 осадки формировались в сильно опресненном лимане, имевшем постоянную, но ограниченную связь с морем. Мористее, в скв. 133, вскрыты осадки пересыпи,

Изменения климатических показателей и колебаний уровня Японского моря в голоцене

Раздел	Горизонт	Подгоризонт	Тыс. лет	Индекс	Слой	Радиоуглеродные даты	Климатические показатели	Типы отложений	Колебания уровня моря			
Голоцен	Киевский	Верхний субатлантический	2.5	Q_{IV}^3	SAT ₃	160 ± 110 720 ± 150	$t = 3-4^{\circ}C$ осадки = 800–850 мм	Морские, относительно глубоководные, прибрежно-морские	Современный Подъем уровня моря на 2.5–3 м			
					SAT ₂	1400 ± 200						
					SAT ₁	1420 ± 180						
		Средний атлантический			5.0	Q_{IV}^2	SBO ₂			3530 ± 130	t на 1–2°C выше современной	Снижение уровня моря Подъем уровня моря на 1.5–2 м
							SBO ₁			4740 ± 125	t на 1–2°C ниже современной, осадки = современным	
							AT ₃			5080 ± 300 5790 ± 110	t на 2°C, а осадки на 50–100 мм выше современных (оптимум)	
	Нижний борейальный	8.0	Q_{IV}^1	BO ₂	6260 ± 110	t на 2°C, а осадки на 25 мм ниже современных	Прибрежно-морские, лагунные		Постледниковая трансгрессия	Постепенный подъем уровня моря с двумя остановками		
					AT ₂						6300 ± 570 6790 ± 90	
					BO ₁						7370 ± 140 7360 ± 250	
	Нижний пребореальный	9.3	Q_{IV}^1	PBO ₂	9660 ± 160	t на 6–8°C, а осадки на 100–150 мм ниже современных	Прибрежно-морские, лагунные		Регрессия	–49 м		
											PBO ₁	t на 3–4°C, а осадки на 50 мм ниже современных
											Плейстоцен	Второй холодный
Средний	8	t на 10–11°C, а осадки на 150–200 мм ниже современных										
	7											
	6											
Нижний	Болотные		5									
			4									
			3									
Озерные	Регрессия	2	t на 10–11°C, а осадки на 150–200 мм ниже современных									
		1										
		21400–24300										

перекрывшей лиманную бухту уже в начале голоцена, т.е. в РВО₁.

По сравнению с осадками начала голоцена (РВО₁), в спорово-пыльцевых спектрах увеличивается количество пыльцы *Betula sect. fruticosae* et *paupae* до 35%, *Alnaster* до 38%, значительно участие пыльцы *Larix* – 30%. Сокращается участие пыльцы широколиственных (9–30%), из которой *Ulmus* составляет 21%. Из спор исчезает *Osmunda*, появляется *Lycoperidium cf. pungens* (до 14%) и *Selaginella sibirica* (до 11%).

Вторая половина пребореала отмечается значительным похолоданием. На приморской равнине господствовала лесотундра, где чередовались березово-лиственничные редколесья и ерниковые сообщества. В наиболее благоприятных условиях были развиты березово-ильмовые леса, отмечаемые М.И. Нейштадтом (1957) для раннего голоцена. По нашим данным, среднегодовые температуры были ниже современных на 6–8°C, средняя температура июля – на 4–5°C, средняя температура января – на 8–10°C, количество осадков было на 100–150 мм меньше современных (таблица).

Бореальные осадки вскрыты в скв. 132 и 133 и также подразделяются на два подгоризонта – ВО₁ и ВО₂. Наиболее полный разрез отложений ВО₁ вскрыт в скв. 133 в интервале 7.2–9.0 м. Они представлены серыми среднесортированными галечниками. В минеральном составе тяжелой фракции преобладают терригенные компоненты (обломки пород, роговая обманка и др.), новообразования присутствуют в виде окислов–гидроокислов железа и марганца в количестве до 32%. Как и нижележащие пески с галькой РВО₁, они накапливались в обстановке окислительного режима и повышенной гидродинамической активности среды. В скв. 132 отложения ВО₁ (интервал 20.7–26.0 м) представлены переслаиванием серых песков и темно-серых илов с ракушечным детритом и растительными остатками лиманного облика. Минеральный состав отложений ВО₁ значительно отличается от состава отложений этого времени, вскрытых в скв. 133. Различия обусловлены неодинаковой генетической принадлежностью породы и заключаются в безусловном преобладании роговой обманки и обломков среди терригенных минералов и практическом отсутствии аутигенных компонентов.

Среди диатомей преобладают морские формы, которые включают океанические (*Coscinodiscus oculus-iridis*, *Thalassiothrix longissima*), неритические холодноводные (*Thalassiosira nordenskiöldii*, *T. gravis*, *Chaetoceros* sp.) и сублиторальные (*Paralia sulcata*, *Rhaphoneis surirella*, *Cocconeis vitrea*, *C. scutellum*, *Operphora marina*) виды. Доля морских диатомей в скв. 132 достигает 8–14%. В скв. 133 присутствуют эвригалинные солоноватоводно-морские диатомей *Cocconeis scutellum*, *Diploneis smithii* и прес-

новодные *Achnanthes atacamae*, *Cymbella ventricosa*, *Synedra* sp. Наиболее резкие изменения в составе диатомовой флоры отмечаются на глубине 9.0 м по керну в скв. 133 и определяются по сокращению почти в полтора раза видового разнообразия пресноводных диатомовых водорослей и увеличению числа морских видов. На этой глубине проводится граница РВО и ВО между слоями. В целом, низкие показатели обилия морских диатомей в скв. 132 свидетельствуют об их угнетенном состоянии. Благоприятные условия существовали лишь для эвригалинных видов, способных переносить значительные колебания солености вод. Пресноводные галофильные виды не получили широкого развития и немногочисленны по видовому составу (*Achnanthes hauckiana*, *Gomphonema parvulum*, *Navicula mutica*). Доминируют индифферентные виды, для которых оптимальны воды с соленостью до 5‰. Таким образом, в составе диатомового комплекса отложений ВО₁ скважин 132 и 133 имеются некоторые различия, обусловленные фациальной принадлежностью толщ, но, в целом, комплекс диатомовых водорослей характеризует условия мелководного, сильно опресненного за счет речного стока, бассейна с участками застойного режима.

Начало бореального времени отмечается существенными изменениями в составе спорово-пыльцевых спектров, указывающих на резкое и значительное потепление. По сравнению с нижележащими пребореальными слоями отмечается пяти- или шестикратное увеличение пыльцы широколиственных пород (до 48%), а также их видовое разнообразие. Она представлена, в основном, пыльцой *Quercus mongolica*, *Q. dentata* (37–43%), *Ulmus* (6–14%) и др. Велико участие пыльцы *Betula sect. albae* (25–44%) при некотором увеличении пыльцы хвойных. Сокращается количество пыльцы холодостойких элементов.

В это время в лесостепном ландшафте были развиты широколиственные, в основном, дубовые леса с примесью березы. На открытых местообитаниях господствовали осоково-злаковые луга и разнотравно-полынные степи. Среднегодовые температуры и температуры июля были выше современных на 1–2°C, а температуры января – на 0.5–1°C, осадков выпадало почти столько же, сколько и в настоящее время (таблица).

Отложения ВО₂ вскрыты в скв. 133, интервал 4.5–7.2 м, и представлены серыми галечниками, относительно хорошо сортированными. В минеральном составе тяжелой фракции много аутигенных минералов, в частности, окислов–гидроокислов железа и марганца (до 40%). Комплекс диатомей включает преимущественно морские виды – океанические *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Thalassiothrix longissima*, неритические аркто-бореальные и биполярные холодноводные *Thalassi-*

osira gravis, T. hyalina, разнообразные сублиторальные – *Paralia sulcata*, *Cocconeis vitrea* и другие виды. Пресноводные и пресноводно-солонатоводные диатомеи представлены *Aulacosira italica*, *Cocconeis pediculus*, *Cymbella ventricosa* и др.

Вторая половина бореального времени ознаменовалась небольшим похолоданием, что отразилось в палинологических спектрах. Среди пыльцы теплолюбивой растительности несколько возрастает содержание холодостойких элементов *Betula sect. fruticosae et panae* – до 14% и *Alnaster* – до 4%. На фоне березово-дубовых лесов отмечается локальное развитие ерников листовничного редколесья, что указывает на относительное похолодание. Это похолодание отмечается также в скв. 132. Среднегодовые температуры были ниже современных на 2°C, июля – на 1°C, января – на 2–3°C, осадков выпадало меньше на 25 мм (таблица).

Таким образом, осадки пребореального и бореального этапов вскрыты на шельфе на глубинах –48...–36 м по отношению к современному уровню моря. Они имеют ингрессивный характер и фиксируют начало ингрессии Японского моря в пределы долины р. Киевки. На этот отрезок времени приходится образование морской аккумулятивной формы – пересыпи, которая формировалась, в основном, из материала, поступающего от абразионных участков берега, и отчленила ингрессионную бухту от моря. Скорость ингрессии была значительной – до 8 мм/год. Величина подъема уровня моря, по всей видимости, практически компенсировалась осадконакоплением. По нашим подсчетам, скорость осадконакопления в пребореальное время в условиях депрессионной структуры рельефа составляла 7.5 мм/год, в бореальное – снизилась до 3.0 мм/год. На рубеже пребореального и бореального этапов произошли крупные изменения в рельефе, режиме осадконакопления и климатических условиях. Резкое и значительное потепление климата обусловило обширную экспансию широколиственных формаций в изученном районе. Это потепление характеризуется увеличением среднегодовых температур на 8–10°C по сравнению с периодом пребореального похолодания и на 1–2°C по сравнению с современностью (таблица). В это время лесотундра сменилась господством березово-широколиственной, преимущественно дубовой, лесостепи.

В оценке палеогеографии побережья Японского моря имеет существенное значение сопряженный анализ геологических данных. Особенности расположения стоянок древнего человека связаны со спецификой его хозяйственной деятельности, зависимой как от уровня социально-экономического развития, так и от условий природного окружения. Изучение археологических памятников в районах бухт Мелководная, Киевка, Авангард (зал. Восток) и других показало,

что в раннем голоцене наблюдается лишь выдвигание стоянок древних людей в сторону моря из глубины континента и расположение их на структурно-денудационных поверхностях высотой 20–40 м в приустьевых частях рек. Основным занятием человека этого времени была внутриконтинентальная охота (Кузьмина, Степанов, 1984).

Отложения атлантического возраста (АТ) – климатического оптимума голоцена – вскрыты скв. 132 (интервал 6.5–20.7 м по керну), скв. 180 и прослежены в основании лагунной и морской террас побережья бухты Киевка и зал. Восток. На шельфе отложения атлантического времени представлены тонкими осадками – илами, пелитами, алевролитами с редкими прослоями песков темно-серого цвета, раковинами моллюсков и растительными остатками. На побережье развиты илы и пески, насыщенные раковинами моллюсков.

Для шельфовых отложений атлантического времени характерно постепенное увеличение средней размерности зерен снизу вверх по толще и улучшение сортированности до 0.45. Отличительной особенностью минерального состава тяжелой фракции является присутствие разнообразных минеральных новообразований в значительных количествах (до 80%). Наряду с пиритом отмечается сидерит в различных модификациях, глауконит, нигде более не встреченный. Появление глауконита свидетельствует о морском генезисе отложений и связано, видимо, с обогащением осадков органическим веществом благодаря апвеллингу. Следовательно, осадки формировались на значительных глубинах. Содержание гумуса в пересчете на органический углерод составляет 1.06–2.27%. Аккумуляция описываемых осадков происходила в условиях, благоприятных для накопления гумуса и возникновения новообразований. Видимо, терригенный снос был слабым вследствие возросшей глубины бассейна, и климатические условия способствовали поступлению в море значительного количества органического вещества. В составе диатомовой флоры резко возрастает численность морских, солонатоводно-морских и солонатоводных видов водорослей – до 50% в нижней части толщи и до 96% в средней и верхней. Среди них доминируют неритические *Thalassiosira nordenskioldii*, *Thalassionema nitzschioides* с участием океанических видов – *Coccinodiscus marginatus*, *C. curvatulus*. Высокую численность имеют сублиторальные виды *Rhaphoneis surirella*, *Cocconeis scutellum* и другие. Пресноводные диатомеи разнообразны по видовому составу, но по встречаемости не превышают показателей “единично” и “редко”. Состав диатомовой флоры и соотношения экологических групп в комплексах, наряду с литолого-минералогическими данными, дают возможность предположить, что накопление осадков происходило в от-

носителем глубоководного морского залива в условиях теплого климата.

Микрофауна из атлантических отложений характеризуется: 1) максимальным количеством экземпляров фораминифер – 3368; 2) их видовым разнообразием – до 24 видов; 3) преобладанием известковых бентосных форм. В наибольшем количестве встречены: *Elphidium selveyense*, *Protelphidium aster tuberculatum*, *Criboelphidium granatum*, *Buccella frigida*, *B. hannai arctica*, *B. inusitata*. Наиболее теплолюбивой является *Buliminella elegantissima*. Перечисленные виды встречаются практически на всей акватории шельфа западного побережья Японского моря на глубинах до 120 м, с максимумом на глубине около 50 м. Осадки накапливались в условиях шельфовой фации при плюсовых придонных температурах небольших значений и солености, близкой к нормальной. В небольших количествах найдены планктонные фораминиферы с раковинами угнетенного вида и преимущественно ювенильные формы, что, в целом, свидетельствует о наличии течений и относительной глубоководности.

В шельфовых осадках атлантического возраста встречены два ископаемых комплекса моллюсков (Taldenkova, 1994). Первый обнаружен в илистых осадках на глубине 16.3–16.8 м (скв. 132). Сохранность раковин хорошая, раковины крупные, массивные. В комплексе доминирует субтропический вид *Crassostrea gigas*. В примеси встречаются виды *Mya japonica*, *Musculista orientalis*, *Pandora cf. wardiana*. Комплекс очень тепловоден, ведущее место в нем занимают субтропические и низкобореальные виды. По раковинам этого комплекса получена датировка 7360 ± 250 (МГУ-802) лет. К этому же времени относится и вышележащий комплекс моллюсков (11.8–12.4 м по керну), найденный там же в слое песка. Он представлен преимущественно обломками раковин. Преобладает низкобореальный вид *Srenomytilus grayanus*, в примеси к нему встречены *Protothaca staminea*, *Crassostrea gigas*, ряд мелких гастропод. Холодноводных видов в составе комплекса нет. В целом, преобладают обитатели мелководий, но попадают сравнительно глубоководные виды, например, *Suavodrillia kennicottii*, который обитает на глубинах 50–60 м. Датировка, полученная по раковинам этого комплекса, равна 7370 ± 140 (МГУ-830) лет.

В общем составе пыльцы и спор отложений этого времени преобладает пыльца древесных пород, среди которой господствует пыльца широколиственных (36–77%), в основном *Quercus mongolica*, *Q. dentofae* (32–72%). Богат набор прочих термофилов – *Ulmus* (3 вида), *Corylus*, *Tilia* (три вида), *Carpinus betulus*, *C. cordata*, *Uglans manshurica*, *Rhellodendron*, *Arliaceae*, *Syringa*. Высоко содержание пыльцы древовидной березы, в основном, *Betula sect. albae* (до 52%). Пыльца холодо-

стойких растений практически отсутствует. Среди пыльцы травянистых растений вновь преобладает пыльца *Artemisia* (26–58%), взамен *Graminae* (8–29%). Аналогичные спектры получены для отложений, залегающих в основании 3.5-метровой лагунной террасы. Климат был несколько теплее и суше современного.

В растительном покрове господствовали широколиственные, березово-широколиственные леса с преобладанием дуба, обогащенные различными термофилами – вязом, лещиной, орехом, грабом, липой, бархатом, ясенем, кленом, аралиевыми и др. Открытые пространства занимали разнотравно-попынные степи. Климат был значительно теплее современного. Все температурные показатели были выше современных на 2°C, осадков выпадало на 50–100 мм больше, чем ныне (таблица).

С максимальной фазой развития последнециклового трансгрессии совпало и начало единого цикла прибрежно-морской аккумуляции, с которым связано образование 3–4 м морской террасы бух. Мелководная. Цоколь террасы сложен тонкими лагунными илами с включением ископаемых раковин моллюсков. Кровля илов расположена на высоте +2 м. Время их образования относится ко второй половине атлантического периода (C^{14} датировки в пределах 6000–5000 лет). В соседней бухте Каплунова изучено строение 3.5–4.0 м лагунной террасы, в основании которой также встречены отложения атлантического возраста. Кровля цоколя террасы расположена на отметке +2 м. Морские осадки атлантического возраста также служат цоколем I надпойменной террасы р. Киевки, вскрытой в 3–4 км выше по течению реки, высотой около 5 м над уровнем моря с отметками кровли цоколя +2.5 м.

Отложения атлантического этапа вскрыты также в зал. Восток: на побережье – расчистка 100 (слой 1–6, рис. 4) и на шельфе – скв. 180 (интервал 0–0.5 м). На шельфе отложения представлены алевритами и песками с раковинами моллюсков, по которым получена C^{14} датировка в 6300 ± 570 (МГУ-1028) лет. Алевриты отличаются значительной глинистостью (до 35%) и плохой сортированностью. В минеральном составе тяжелой фракции присутствуют преимущественно терригенные минералы, что свидетельствует о значительном терригенном сносе и активной динамике. В составе диатомовой флоры отмечается наличие морских видов: *Thalassiosira excentrica*, *Cyclotella striata*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Actinocyclus divisus*, *Odontella aurita*, *Thalassionema nitzschioides* и др., т.е. преобладают планктонные неритические и панталассные формы. Пресноводные виды диатомовых водорослей практически отсутствуют.

Комплекс моллюсков из песчаного слоя скв. 180 показывает их смешанный видовой и биогеографический состав. Присутствуют ракови-

Возраст	Генезис	Глубина, м	Лито- логическая колонка	Образцы	Мощность, м	Краткое описание
Современ- ный		0		1) 0.05	0.40	Песок серый, среднезернистый
				2) 0.30		
Q _{IV} ³ SAT ₁	eol			3) 0.45	0.10	Песок темно-серый, гумусированный
				4) 0.60		
				5) 0.75	0.30	Песок серый, разнозернистый
				6) 0.90		
Q _{IV} ² SBO ₂	m	1		7) 1.20	0.15	Песок гумусированный
				8) 1.60		
				9) 1.80		
Q _{IV} ² SBO ₁	lag	2		10) 2.00	1.10	Алеврит серый, плотный, с крупными растительными остатками (ветки, шишки, семена, листья и т. д.) C ¹⁴ -дата – 5080 ± 300 (МГУ-916)
				11) 2.10		
				12) 2.20		
				13) 2.30		
				14) 2.40		
				15) 2.50		
				16) 2.60		
				17) 2.70		
				18) 2.80		
				19) 2.90		
Q _{IV} ² AT ₃	lag	3		19a) 3.00	0.10	Песок с галькой
				20) 3.10		
				21) 3.20		
Q _{IV} ² AT ₂	m			22) 3.30	0.30	Ил серый с растительными остатками
				23) 3.40		
				24) 3.50		
Q _{IV} ² AT ₁	m	4		25) 3.65	0.90	Ил светло-серый, вязкий
				26) 3.80		
				27) 3.95		
				28) 4.10		
Q _{IV} ¹	m					

Рис. 4. Расчистка 100 (вскрывает строение 3–4-метровой морской террасы у пос. Авангард (залив Восток). Усл. обозначения см. на рис. 2.

ны видов моллюсков, характерных для соответствующей глубины (40–50 м). Среди них бореально-арктические *Tridonta borealis borealis*, *Serripes groenlandicus*, которые доминируют в комплексе, а также обломки раковин мелководных видов, видимо, привнесенные придонными течениями. Среди них *Pododesmus macroshisma*, *Ostrea* sp., *Macosoma* cf. *incongua* и др. Придонные течения очень характерны для этой части дна зал. Восток, временами они достигают большой скорости, имеют пульсирующий характер, часто меняют направления. Таким образом, литолого-фаунистические данные и состав диатомовой флоры свидетельствуют о формировании толщи отложений в условиях морского бассейна при довольно высоком положении уровня моря.

В общем составе пылевых спектров этой толщи пыльца древесных представлена, в основном, теплоумеренными широколиственными породами (34–46%) – *Ulmus* (16–40%), *Quercus mongolica* (12–41%) и т.д. Отмечается пыльца *Betula* (12–43%) и *Alnus* (до 13%). Среди трав – пыльца *Varia* (12–60%), *Artemisia* (20–48%). В это время в ландшафте стабилизируются березово-широколиственные леса с участием кедра корейского. Климат был теплым, теплее современного, умеренно-влажным. Время образования толщи сопо-

ставляется с атлантическим этапом голоцена и подтверждается радиоуглеродной датировкой в 6300 лет.

Отложения голоценового возраста участвуют и в строении морской аккумулятивной 4-метровой террасы на побережье, стратиграфически сложно построенного аккумулятивного комплекса (расчистка 100, рис. 4). В разрезе террасы выходят (снизу вверх): 1) илы вязкие, тонкие, видимой мощности 0.30 м. По данным спорово-пыльцевого анализа илы формировались в условиях относительного похолодания климата, происшедшего на границе бореального и атлантического периодов голоцена; 2) алевриты плотные с крупными растительными остатками (ветки, шишки, семена, листья и т.д.), датированные на отметке +2 м по C¹⁴ методом в 5080 ± 300 (МГУ-916) лет назад. Для толщи характерна плохая сортированность и наличие сидерита, который на 96% слагает тяжелую фракцию. Высоко содержание сульфидов железа (до 55%) в слое на гл. 2.85 м, насыщенном растительными остатками. В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца широколиственных пород (71–76%), представленная, в основном, *Quercus* (25–40%), а также *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Erexinus*, *Juglans*, *Carpinus cordata*, *Araliaceae*. Присутствует *Pinus koraiensis* (5–26%) и другие. Состав комплекса из отло-

жений этой толщи характеризует климат времени ее формирования как теплый, оптимально влажный, когда широкое развитие получили широколиственные леса, и отвечает времени атлантического оптимума голоцена, что также подтверждается радиоуглеродной датировкой. Детальный палинологический анализ позволил расчленить описываемую толщу на три пачки, отвечающие трем фазам развития растительности и климата оптимума голоцена: а) фаза распространения широколиственных, преимущественно дубовых, лесов в условиях теплого умеренно-влажного климата начала атлантического периода (АТ₁); б) фаза оскудения состава широколиственных лесов и локального появления ерниковых зарослей в растительном покрове в условиях относительного похолодания климата, происшедшего в середине атлантического периода (АТ₂); в) фаза развития широколиственных лесов в условиях наиболее благоприятного и теплого климата второй половины атлантического оптимума (АТ₃) – собственно оптимума голоцена – времени расцвета диатомовой флоры и фауны моллюсков. Цоколь отложений атлантического возраста в описанной 4-метровой террасе (5080 ± 300 (МГУ-916) лет назад) расположен на отметке +2 м, что предполагает высокое, выше современного, стояние уровня Японского моря в оптимум голоцена (максимальная стадия развития последнеледниковой трансгрессии). Фациально-генетическое и стратиграфическое расчленение толщи разреза морской террасы зал. Восток существенно дополняют и детализируют сведения о стратиграфии оптимума голоцена и его палеогеографических особенностях.

Атлантический этап является эпохой оптимальных условий для развития растительного покрова и характеризуется наиболее тепловодной на протяжении всего голоцена флорой диатомей, микрофауной фораминифер и малакофауной, что свидетельствует о наиболее благоприятных температурных условиях вод Японского моря (согласно данным С.П. Плетнева (1985) температура поверхностных вод Японского моря в оптимум голоцена была на 1–3°C выше современной). Атлантическое время ознаменовалось широким развитием последнеледниковой трансгрессии и подъемом уровня моря выше современного положения на 2–3 м (Кузьмина, Шумова, 1992). На шельфе формировались относительно глубоководные осадки. По нашим данным, скорость осадкоотложения в это время составляла 5.3 мм/год. Одновременно с накоплением этой толщи осадков на шельфе происходило образование 2.5–3.0-метровой морской террасы и основания 3.5-метровой лагунной террасы побережья.

В среднем голоцене, в атлантическое время, поселения древних людей уже прочно укореняются на побережье, но занимают возвышенные

участки террасовидных поверхностей, так как значительный подъем уровня моря мешал им занять более низкие поверхности. Контакты населения с пляжными участками проявляются в наличии морской гальки и ракуши, специально занесенных на столь высокие уровни. Встречаются также сезонные и кратковременные стоянки на низких морских аккумулятивных террасах, обычно в ингрессионных бухтах. Стоянки имеют охотничий облик.

Суббореальные отложения (SBO) вскрыты на шельфе в скв. 132, интервал 0.8–6.5 м; в скв. 133, интервал 1.6–4.5 м; в скв. 119, интервал 0.5–7.6 м; а также – в разрезе 3.5 м лагунной террасы, в основании 2.5 м речной террасы р. Киевки и в 4-метровой морской террасе зал. Восток. По литологическим данным, характеру диатомовых водорослей, микро- и макрофауны, спорово-пыльцевых спектров отложения этого времени подразделяются на два подгоризонта – SBO₁ и SBO₂. Осадки, формировавшиеся в условиях относительного похолодания климата первой половины суббореального периода (SBO₁), представлены песками с включением раковин моллюсков на шельфе и илами, участвующими в строении лагунной и морской террас. Отложения, отвечающие потеплению климата второй половины суббореального времени (SBO₂), представлены алевролитами с ракушей на шельфе и песками в разрезах аллювиальной и морской террас.

SBO₁ – среднесортированные пески с галькой (скв. 132, 6.5–2.7 м), в минералогических спектрах тяжелой фракции которых, в отличие от отложений атлантического возраста, господствуют терригенные минералы. Очень высоко содержание роговой обманки (до 40%), обломков пород и минералов группы эпидота, появляется ильменит (до 2%). Аутигенные минералы единичны. Можно предположить, что, по сравнению с атлантическим временем, глубина моря уменьшилась, вновь активизировался терригенный снос. Состав диатомовой флоры также свидетельствует о некотором снижении уровня моря по сравнению с атлантическим этапом. В составе диатомового комплекса уменьшается численность и видовое разнообразие морских диатомей. Наиболее часто встречаются сублиторальные виды: *Rhaphoneis surirella*, *Cocconeis scutellum*, *Trachyneis aspera*. В группе пресноводных доминируют *Synedra ulna* v. *amphirchinchus*, *Meridion circulare*, *Cocconeis placentalis*. Морские диатомеи из осадков этого возраста в скв. 133 представлены холодноводными арктобореальными, северобореальными неритическими (*Porosira glacialis*, *Thalassiosira nordenskioldii*, *T. hyalina*, *T. gravida*) и сублиторальными (*Paralia sulcata*, *Arachnoidiscus ehrenbergii*, *Navicula transitans*) видами. В видовом составе фораминифер преобладают *Buliminella legantissima*, *Bucella frigida*, *Elphidium subclavatum*. Присутствие *Buliminella*

elegatissima указывает на сохранение мористых условий и нормальной солености.

В скв. 133 в толще песка (интервал 2.1–2.9 м) обнаружен комплекс моллюсков, по раковинам которого получена датировка 4740 ± 125 (МГУ-825) лет. Комплекс включает раковины плохой сохранности, преобладают обломки, часто неопределимые. Скорее всего, это отложения фации ракушечников (Евсеев, 1981), т.е. достаточно мелководные накопления (до $-5 \dots -10$ м). По составу комплекс холодноводен, в нем преобладают бореально-арктические виды *Liocuma fluctuosa*, *Macoma calcaria*, *Serripes groenlandicus* и широко распространенный бореальный вид *Protothaca staminea*. Сочетание холодноводности состава и мелководного характера отложений свойственно холодным эпохам голоцена, так как в теплые эпохи на хорошо прогреваемых мелководьях преобладали субтропические и низкобореальные моллюски, а бореально-арктические виды были связаны с большими глубинами, как это имеет место и ныне. Например, среди моллюсков, собранных с поверхности дна на глубине моря 35 м, преобладают бореально-арктические виды *Tridonta borealis borealis* и *Serripes groenlandicus*.

По данным палинологии, начало суббореального периода характеризуется увеличением роли темнохвойных пород – *Picea sect. omarica*, *P. sect. euricea* до 27%, *Pinus koraiensis* до 16%, *Abies* до 14%, а также большим распространением ерников *Betula sect. panae et fruticosae* до 7% и *Alnaster* до 4% на фоне преобладания широколиственных формаций. Состав пыльцы и спор указывает на относительное похолодание климата, которое произошло на рубеже 5000–4500 лет. Аналогичные спектры, отвечающие похолоданию первой половины суббореального времени, получены для отложений разреза 3.5 м лагунной террасы в бух. Каплунова и 4 м морской террасы на побережье зал. Восток. Это относительное похолодание климата выразилось в некотором расширении площади лиственных лесов и ольшанников на прибрежной равнине. Ближе к предгорьям были развиты березово-широколиственные леса. Среднегодовая температура была на 2°C ниже современной, температура июля и января – на $1\text{--}2^\circ\text{C}$. Осадков выпадало почти столько же, сколько в настоящее время (таблица).

Осадки SBO_2 представлены серыми средне-сортированными (0.23) алевритами (скв. 132, гл. 0.5–2.7 м). В тяжелой фракции содержится терригенный комплекс минералов, среди которых преобладают обломки пород и роговой обманки. Качественный и количественный состав терригенно-минералогических спектров отложений SBO_1 и SBO_2 сходен. В составе диатомовой флоры происходят изменения: возрастает роль группы морских и солноватоводно-морских диатомей (с 54 до

85%) и уменьшается содержание пресноводных диатомовых водорослей до 19%. Меняется видовой состав морских диатомей. Наряду с неритическими (*Porosira glacialis*, *Thalassiosira nordenskioldii*, *Actinoptichus undulatus*) и сублиторальными (*Cocconeis scutellum*, *Navicula forcipata*, *N. transitans*) видами появляются разнообразные океанические диатомеи – *Coscinodiscus oculus-iridis*, *C. marginatus*. Эти изменения в составе диатомовой флоры свидетельствуют о дальнейшем повышении уровня моря. Меняется состав микрофауны фораминифер. Преобладающими являются виды *Eggerella advena*, *Trochammina inflata*, *Elphidium subclavatum* и другие. Суббореальный комплекс моллюсков (SBO_2) встречен в разрезе скв. 132 на глубине 1.4–2.7 м в толще алеврита. Его возраст, определенный радиоуглеродным методом, равен 3530 ± 130 (МГУ-858) лет назад. Раковины имеют хорошую сохранность. По всей видимости, это отложения типичной фации автохтонной аккумуляции (Евсеев, 1981), соответствующие глубинам моря около 20 м. Состав комплекса холодноводен, в нем широко представлены бореально-арктические виды *Liocuma fluctuosa*, *Macoma calcaria*, *Serripes groenlandicus* и широко распространенный бореальный вид *Protothaca staminea*. Холодноводность состава этого комплекса связана с закономерной вертикальной зональностью распределения моллюсков различных зоогеографических групп. Таким образом, во второй половине суббореального времени существовали условия, близкие к современным (положение уровня моря и климатическая обстановка).

Конец суббореального времени ознаменован потеплением климата. В составе спорово-пыльцевых спектров содержание пыльцы древесных пород увеличено до 72% в основном за счет *Pinus koriensis* (до 30%), сокращения роли широколиственных термофилов (до 34%) и обеднения их видового состава по сравнению с атлантическим оптимумом. Подобные спектры характеризуют илы, вскрытые в основании 2.5-метровой террасы р. Киевки. В это время в ландшафте господствовали хвойно-широколиственные леса, доминантами которых были дуб, ель и кедр корейский с примесью березы. Среднегодовые, июльские и январские температуры были выше современных на $1\text{--}2^\circ\text{C}$ (таблица).

В разрезе 4-метровой морской террасы зал. Восток описанные выше атлантические отложения, залегающие в цоколе террасы, перекрываются алевритами плотными, среднесортированными (0.29). Среди терригенных минералов тяжелой фракции присутствуют амфиболы, эпидот, ильменит и другие. Аутигенные компоненты представлены, в основном, сульфидами железа. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о некотором похолодании климата, приведшем к изменению характера растительности и появлению мелколиственно-широколиственных

лесов. Похолодание климата характеризует условия первой половины суббореального периода, когда произошло небольшое снижение уровня моря и образовалась лагуна. Выше на алевролитах залегают песок слоистый, хорошо сортированный (0.43). Для него характерно высокое содержание в тяжелой фракции пироксенов (до 44%), обломков пород (до 30%) и граната (до 51%). По палинологическим данным толща формировалась в условиях потепления климата второй половины суббореального периода, когда были развиты кедрово-дубовые леса.

Суббореальный период – сложное время. В его начале отмечается небольшая регрессия моря. Литология осадков на шельфе, состав диатомовой флоры, малакофауны и микрофауны в них, свидетельствуют о мелководном характере осадков, накопление которых происходило в условиях похолодания климата. На участках, прилегающих к морю, развивается обширное лагунообразование. Лагуны оказались очагами скопления разнообразной пищи (рыбы, птицы, животные) и, естественно, привлекали к себе людей (охотников, рыболовов). На стоянках, продолжавших функционировать на склонах сопок, появилось земледелие и образовались поселки, имевшие базовое значение. Археологические данные подтверждают регрессивное стояние уровня моря. Стоянки древнего человека появляются на абразионной поверхности высотой 4.5 м сразу после выхода ее из волноприбойной зоны (Селиванов, Степанов, 1982). Во второй половине суббореального периода на фоне потепления климата вновь наблюдается подъем уровня моря. Этому времени соответствуют относительно глубоководные осадки на шельфе с холодным и сравнительно глубоководным комплексом малакофауны, в которых возрастает роль морских диатомей и вновь появляются океанические виды. Археологически этому времени соответствуют вновь появившиеся разнокультурные поселения древних людей на структурно-денудационных поверхностях высотой 20–40 м.

Субатлантические отложения вскрыты на шельфе в скв. 132, 133, 119, 180, 162, 163, а также в береговых разрезах морских террас. Они представлены различными песками с галькой и гравием, галечниками с обильными раковинами моллюсков, а также лагунными и мелководными песками и илами с растительными остатками и моллюсками. Геоморфологическое строение побережья, соотношение фаций в разрезах террас и на шельфе, археологические данные позволяют судить об этапах прибрежно-морской аккумуляции этого времени. Начало этапа (SAT₁) отмечено похолоданием климата. В составе спорово-пыльцевых спектров несколько возрастает роль пыльцы холодостойких растений. Особенно четко это относительное похолодание выявилось в

осадках первой надпойменной террасы р. Киевки. На приморской равнине леса заменили ерниковые заросли из ольховника, что объясняется, вероятно, некоторым иссушением территории. В этот период ярким феноменом на побережье становится янковская культура древнего человека (раннего железного века Приморского края), возраст которой оценивается в 2500–2000 лет назад. Древние люди устраивали сезонные поселения не только на высотах 4–5 м, но и нередко почти на современном уровне моря (бух. Мелководная). В это время море регрессирует. Полученные данные позволяют предположительно оценить величину регрессии в 2–3 м ниже современного уровня моря.

SAT₂ – отложения характеризуются “умеренно-теплыми” спорово-пыльцевыми спектрами, в которых значительно возрастает роль пыльцы древесных пород, в основном, за счет пыльцы темнохвойных, главным образом, *Pinus koraiensis* (24–68%). Несколько сокращается участие пыльцы широколиственных пород (16–36%), в основном, *Quercus mongolica* (6–20%). Это время характеризуется значительной экспансией темнохвойных пород, в основном, кедра корейского при небольшой примеси широколиственных, преимущественно, дуба. По М.И. Нейштадту (1957), это фаза корейского кедра. Времени, сопоставляемому с эпохой среднесубатлантического потепления, соответствует формирование 2.5-метровой морской аккумулятивной террасы на побережье, радиоуглеродный возраст которой по раковинам моллюсков равен 1420 ± 180 (МГУ-758) лет (бух. Мелководная) и 1400 ± 200 (МГУ-810) лет (бух. Киевка). Эпоха среднесубатлантического потепления характеризуется развитием трансгрессии Японского моря. Данные археологических исследований свидетельствуют о погребении остатков янковской культуры в пляжный песок или в гравийно-галечные отложения, слагающие прибрежные валы высотой 4.2 м. Керамический материал стоянок оказался принудительно измельченным и окатанным, тогда как каменные изделия не приведены в окатанное состояние. Из этого следует, что трансгрессия была кратковременной.

В конце субатлантического времени (SAT₃) в составе спорово-пыльцевых спектров отложений сокращается количество пыльцы темнохвойных пород. В растительном покрове темнохвойные формации значительно обогащаются за счет широколиственных и мелколиственных пород. Климат и растительность аналогичны современным. В это время продолжала формироваться 4-метровая морская терраса с хорошо выраженной поверхностью, осложненной береговыми валами (в бухте Киевка – до 18 валов на расстоянии 2 км от берега). Возраст по раковинам моллюсков на глубине 2.2 м от поверхности пятого вала составляет

720 ± 150 (МГУ-759) лет. Отложения конца субатлантического этапа представлены маломощным поверхностным слоем во всех изученных скважинах и разрезах морских террас. На шельфе осадки датированы по раковинам моллюсков в 160 ± 110 (МГУ-826) лет в скв. 132 на глубине 0.5–0.8 м – по керну. В шельфовых осадках в приповерхностном слое встречены раковины фораминифер *Eggerella advena*, *Trochammina inflata* и др. Практически отсутствуют известковые виды. Агглютинирующие виды доминируют качественно и количественно, с преобладанием шельфовых форм, тяготеющих к условиям незначительного опреснения, главным образом, в бореальных областях (Троицкая, 1973). Комплекс диатомей этого времени отражает современные условия осадконакопления на шельфе Японского моря.

Моллюски субатлантического возраста, найденные в донных осадках, представляют собой единое целое с комплексом моллюсков второй половины суббореального времени. Это также относительно холодноводные виды, накапливавшиеся на глубинах моря порядка 20 м (скв. 132). Одновременно на мелководьях обитал более тепловодный комплекс моллюсков, остатки которого встречаются в отложениях береговых террас. Состав его разнообразен, среди преобладающих – такие низкобореальные виды, как *Spisula sachalinensis*, *Callista brevisiphonata*, *Mya japonica*, *Glycymeris yessoensis*, *Venerupis japonica*, *Protothaca euglipta* и другие. Эти же виды встречаются и в современных пляжевых выбросах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детально изученные нами голоценовые отложения шельфа и побережья бухты Киевка и ряда соседних более мелких бухт и залива Восток подразделяются на пять горизонтов и сопоставляются с известными стратиграфическими схемами голоцена Южного Приморья (Короткий и др., 1976, 1980) и Сибири (Хотинский, 1977; Кинд, 1974). Разрез голоценовых отложений, вскрытых в условиях депрессионной структуры, начинается с осадков пребореального времени, согласно залегающих на “холодных” сартанских отложениях и датированных радиоуглеродным методом (9660 ± 160 лет). Наиболее четко выделяются два рубежа, относящиеся к началу голоцена (10.3–10 тыс. лет) и началу бореального времени (около 9 тыс. лет), отмеченные значительными изменениями в палеоландшафте. На первом рубеже, соответствующем общепринятым представлениям о нижней границе голоцена (10300–10000 лет назад), наблюдается резкое потепление климата; происходит смена “холодных”, типа перигляциальных, спорово-пыльцевых спектров на “умеренно-теплые”; уменьшается содержание пресноводных диатомовых водорослей; меняется литологический облик осадков и

минералогический состав тяжелой фракции; происходит изменение геоморфологической ситуации. Вторая стратиграфическая граница отмечается на рубеже примерно 9000 лет. В осадках этого времени происходит смена “умеренно-холодных” спорово-пыльцевых спектров второй половины пребореального этапа на “теплые” спектры бореального времени; в составе диатомового комплекса существенная роль принадлежит морским видам; литология осадков и геоморфологическое строение бухты свидетельствуют о нарастании процессов морского морфолитогенеза. Рубеж 9000 лет предлагается нами в качестве нижней границы голоцена для шельфовой зоны Приморья.

В голоцене данной территории выделены три термические максимума, соответствующие бореальному, атлантическому и суббореальному периодам. Бореальный максимум знаменует существенный палеогеографический рубеж. Однако оптимальные условия для существования растительности, широкого развития морской фауны и флоры сложились в атлантическое время. С оптимумом голоцена связано интенсивное морское осадконакопление на шельфе и побережье, пик развития послеледниковой трансгрессии, когда уровень моря превысил современный на 2–3 м. Суббореальный максимум был, в целом, менее выраженным, но наиболее влажным за голоценовый период. Уровень Японского моря превышал современный на 1.5–2.0 м. Это второй значительный подъем уровня моря в голоцене после атлантического оптимума. Развитие послеледниковой трансгрессии в голоцене было неравномерным. С начала голоцена и до первой половины суббореального этапа наблюдался устойчивый подъем уровня моря с двумя остановками в раннем голоцене. Уровень моря превышал современный во второй половине суббореального этапа. Пик развития трансгрессии приходится на конец атлантического времени (АТ₃). В первой половине суббореального и в начале субатлантического этапов море регрессировало.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Евсеев Г.А.* Сообщества двустворчатых моллюсков в послеледниковых отложениях шельфа Японского моря. М.: Наука, 1981. 148 с.
- Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С.* Четвертичные отложения Приморья (стратиграфия и палеогеография). Новосибирск: Наука, 1980. 233 с.
- Короткий А.М., Троицкая Т.С., Караулова Л.П., Царько Е.И.* О позднеголоценовой регрессии Японского моря. Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 117–131.

- Кузьмина Н.Н., Степанов В.П.* О некоторых особенностях развития прибрежной зоны Японского моря в голоцене. Человек и природа на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 19–21.
- Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М., Полякова Е.И., Недешева Г.Н.* Палеогеографические реконструкции голоцена северо-западного побережья и шельфа Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 4. С. 78–89.
- Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М.* Палеосреда климатических оптимумов позднего плейстоцена и голоцена на шельфе Приморья. Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 143–153.
- Кузьмина Н.Н., Постоленко Г.А.* Хронологическая корреляция процессов седиментогенеза в долинах континента и шельфа // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 5. С. 657–659.
- Кулаков А.П.* Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 176 с.
- Кулаков А.П., Пушкарь В.С.* Материковая окраина юга Дальнего Востока в антропогене (главные черты развития). Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 41–62.
- Нейштадт М.И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 394 с.
- Плетнев С.П.* Стратиграфия донных отложений и палеогеография Японского моря в позднечетвертичное время по планктонным фораминиферам. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 110 с.
- Селиванов А.О., Степанов В.П.* Опыт геoarхеологических исследований на морском побережье (на примере Советского Приморья). Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 115–133.
- Троицкая Т.С.* Фораминиферы западного шельфа Японского моря и условия их обитания. Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск: Наука, 1973. С. 119–168.
- Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.
- Худяков Г.И., Денисов Е.П., Короткий А.М. и др.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 421 с.
- Шумова Г.М., Кузьмина Н.Н., Климанов В.А.* Растительность и некоторые климатические показатели голоцена прибрежной зоны Среднего Приморья. Вопросы общей физической географии и палеогеографии плейстоцена. Ч. I. М.: Деп. ВИНТИ. № 3150–8–86, 1986. С. 112–120.
- Kuz'mina N.N.* Holocene epoch of the shelf evolution in connection with working of building materials and construction of the coast // Proceedings of the Coastal Zone Conference, Halifax, 1994. V. 4. P. 1853–1856.
- Kuz'mina N.N.* Main features of the coastal zone development in Holocene, north-western Sea of Japan. Abstracts of the XIV Intern. INQUA Congress, Berlin, 1995. P. 151.
- Kuz'mina N.N., Taldenkova E.E.* Paleogeography of the Primorje shelf and coast. Abstracts of IGU Conference Global Changes and Geography. Moscow, 1995. P. 203.
- Taldenkova E.E.* Fossil and recent mollusks of the coastal and shelf sediments, north-western Sea of Japan. Proceedings of the Coastal Zone Conference, Halifax, 1994. V. 5. P. 2126–2132.

Рецензенты М.А. Ахметьев, С.А. Лаухин

УДК (0.63):551.71

ТРЕТЬЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОЕ РЕГИОНАЛЬНОЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО НИЖНЕМУ ДОКЕМБРИУ КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

© 2000 г. В. З. Негруца*, К. И. Хейсканен**, Т. Ф. Негруца*, В. И. Робонен**

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184200 Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

**Институт геологии Карельского научного центра РАН, 185610 Петрозаводск, Пушкинская ул., 11, Россия

Поступила в редакцию 28.10.99 г.

Ключевые слова. Стратиграфия, корреляция, события, геохронология, архей, нижний протерозой (карелий), Карелия, Кольский п-ов.

Выполненные в конце 70-х–начале 80-х годов работы по сбору, систематизации и обобщению огромного объема информации по геологии, геофизике, металлогении и изотопной хронометрии докембрия восточной части Балтийского щита и всестороннее обсуждение этой информации специалистами различных организаций, выполнявших геологические работы на Кольском полуострове и в Карелии, позволили впервые разработать единые для всей этой территории стратиграфические схемы архейских, нижнепротерозойских и верхнепротерозойских отложений. На специально созданном в 1982 г. Межведомственном региональном стратиграфическом совещании (МРСС) эти схемы были приняты как согласованные (Богданов и др., 1983; Кратц и др., 1984). При этом схемы по архею и верхнему протерозою рассматривались как рабочие, а схема по нижнему протерозою – как корреляционная. Все схемы были составлены на основе структурно-фациального районирования территории и отражали корреляцию сводных стратиграфических последовательностей каждой из таких зон. Все местные последовательности были установлены в результате детального (1 : 50 000 и крупнее) геологического картирования и детализированы в ходе тематических исследований, которые выполнялись коллективами специалистов ПГО “Севзапгеология”, ВСЕГЕИ, Карельского и Кольского научных центров, а также ГИН и ИГГД Академии наук СССР, ЛГУ, ЛГИ и многих других организаций. В результате было достигнуто согласованное понимание геологической сущности конкретных стратиграфических подразделений и границ и места этих границ в типовых разрезах. Менее определенной оказалась корреляция разрезов отдельных изолированных тектонических структур между собой, вследствие чего наметились существенные разно-

гласия и ряд приводящих обстоятельств не позволили опубликовать стратиграфические схемы в том виде, в каком они были приняты на совещании 1982 г., и привели к тому, что на Бюро Межведомственного стратиграфического комитета в 1989 г. была утверждена лишь результирующая левая часть схемы, принятой МРСС. В 1990 г. на Всесоюзном стратиграфическом совещании в Уфе, в отличие от утвержденной схемы, карельский комплекс был разделен на две части. При этом к верхнему карелию в столбце “характерные региональные представители” был отнесен только вепсийский надгоризонт.

Последующие исследования и в особенности работы над созданием легенд к новому поколению геолокарт, выполненные в 1995–1998 гг. в ГПП “Севзапгеология” под руководством М.А. Корсаковой для карельской серии и в ОАО “Центрально-Кольская экспедиция” А.М. Ремизовой для кольской серии, выявили необходимость значительной модернизации и детализации стратиграфической схемы, утвержденной МСК в 1989 г. В связи с этим встала задача совершенствования стратиграфической основы нового поколения геологических карт масштаба 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000. Авторами этих легенд уточнено зональное районирование докембрия Карелии и Кольского полуострова, обоснованы стратотипы местных стратиграфических подразделений, впервые выделены и охарактеризованы петротипы магматитов региона и, с учетом новых данных по геохронологии, предложено новое решение ряда дискуссионных вопросов расчленения и корреляции дорифейских отложений региона и датирования стратиграфических границ. Для рассмотрения возникших в связи с этим проблем по инициативе Постоянной комиссии по стратиграфии нижнего докембрия МСК (председатель В.З. Негруца) и Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Запа-

ду России (председатель К.И. Хейсканен) было проведено очередное МРСС. Оно проходило в г. Петрозаводске в Институте геологии Карельского НЦ РАН 18 июня 1999 года в рамках созданной здесь Международной конференции "Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии". Последнее обстоятельство обеспечило широкое участие в МРСС специалистов по докембрию Балтийского щита, в том числе в области структурной петрологии и геохронологии, что создало условия для комплексного рассмотрения стратиграфии докембрия и корреляции экзогенных и эндогенных событий на современном уровне знаний. Существенным в этом плане явилось активное участие в подготовке и проведении МРСС Петросовета по Северо-Западу России (председатель В.С. Куликов), под эгидой которого проводилась упомянутая конференция. На МРСС присутствовало 35 человек из 10 геологических организаций Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Апатит, Мончегорска и Архангельска).

В плане подготовки к МРСС 12 мая 1999 г. в Петрозаводске под председательством В.З. Негруцы и К.И. Хейсканена проходило рабочее совещание с участием Ю.Б. Богданова, А.И. Голубева, В.Я. Горьковца, М.А. Корсаковой, В.С. Куликова, А.М. Ремизовой, В.И. Робонена, С.И. Рыбакова. На основе сообщений М.А. Корсаковой и А.М. Ремизовой о результатах их работ по составлению легенд к геологическим картам масштаба 1 : 200000 нового поколения, сравнения этих легенд с известными схемами расчленения дорифея Балтийского щита и обсуждения фактических данных по структуре, составу и изотопному возрасту раннедокембрийских образований региона был разработан макет стратиграфической схемы Карелии и Кольского полуострова, который был предложен для рассмотрения на МРСС. Это совещание проходило в форме рабочей дискуссии с вопросами и предложениями по ходу сообщений.

Во вступительном слове на МРСС В.З. Негруца напомнил историю двух предшествующих совещаний по докембрию Восточной части Балтийского щита и принятые на них документы, обратил особое внимание на широкое стратотипическое значение Карело-Кольского дорифейского протерозоя и обозначил главную цель совещания 1999 г.: привести региональную стратиграфическую схему в соответствие с достигнутым уровнем стратиграфической изученности региона и создать современную базу не только для легенд государственных геологических карт нового поколения, но и для дальнейшего совершенствования наших знаний докембрийской истории обширного и сложно построенного региона. В сообщениях М.А. Корсаковой и А.М. Ремизовой были освещены особенности работ по стратиграфо-петрологической периодизации нижнего докембрия

Карелии и Кольского полуострова. М.А. Корсакова подчеркнула необходимость разработки новой легенды применительно к конкретным структурно-фациальным зонам и обязательное выделение для каждой хроностратиграфической единицы стратотипов, среди которых были установлены валидные (опубликованные в печати), условно валидные (описанные в отчетах) и невалидные. Новым явилось поддержанное участниками МРСС предложение вводить в стратиграфические схемы магматические комплексы и выделять их типичные представители (петротипы). Подобный же подход к составлению легенды кольской серии карт был продемонстрирован в выступлении А.М. Ремизовой. Она обратила внимание на существенное пополнение банка данных по изотопному датированию пород, полученных главным образом в Геологическом институте Кольского НЦ РАН, на необходимость учета в легенде влияния наложенных процессов и деления лопня на три равноценные части. В.С. Куликов и В.Ф. Смолькин проинформировали совещание о работе, проведенной ими (с широким привлечением специалистов Института геологии Карельского и Геологического института Кольского НЦ РАН) по оценке валидности описанных в литературе магматических и метаморфических комплексов архея и нижнего протерозоя Карелии и Кольского полуострова. Из 137 выделенных для Карелии петротипов валидными признаны 45 и условно валидными 27, а остальные были охарактеризованы как нуждающиеся в дополнительном анализе. При этом оба выступающих обратили внимание на то, что отделение интрузивных комплексов от комагматических вулканитов, как это принято в современных легендах, неправомерно с хроностратиграфических позиций, и что все магматические породы следует объединить в единые вулcano-плутонические комплексы, поскольку база данных по изотопным датировкам их возраста на 90% состоит из данных по интрузиям. Ю.Б. Богданов осветил некоторые трудности использования стратиграфической схемы при составлении карт масштаба 1 : 1 000 000 и необходимые в связи с этим изменения, в частности, по объединению слишком дробных стратиграфических и петрологических единиц в более крупные.

В.И. Робонен (с комментариями В.З. Негруцы и К.И. Хейсканена) представил предлагаемый рабочей группой макет стратиграфической схемы и проект составленной В.З. Негруцой объяснительной записки к ней. После обсуждения схема была принята совещанием (таблица). Докладчик осветил историко-геологические критерии обособления стратиграфических подразделений, их разноранговую иерархическую соподчиненность и возрастные рубежи. Особое внимание В.И. Робонен уделил сохраняющейся многовариантности событийной интерпретации данных изотопной

**КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ
И АРХЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА**

Принята на заседании Межведомственного регионального стратиграфического совещания по стратиграфии
нижнепротерозойских и архейских отложений в г. Петрозаводске 18 июня 1999 г.

Общие (I–II) и региональные (III–VI) стратонаты*						Возраст млн. лет	Типовые разрезы и стратиграфические единицы	Общая шкала времени**				
I	II	III	IV	V	VI			Возраст млн. лет	Период	Эра	Эон	
Протерозой	Верхний PR ₂	Рифей R	Бурзянский	Хогланд(ск)ий HG		1650	Разрез о-ва Хогланд	1600	Статерий	Палеопротерозой	Протерозой	
	Нижний PR ₁	Карел(ьск)ий K	Верхний K ₃	Вепсий(ский) K ₃ ² (VP)		1800	Шокшинская свита					1800
				Калевий(ский) K ₃ ¹ (KL)		1950	Ладожская серия					
			Средний K ₂	Людиковый(ский) K ₂ ² (LD)	Суйсар(ск)ий Su		1950	Суйсарская свита	2050			Рясый
					Заонеж(ск)ий Zп			2100				
				Ятулий(ский) K ₂ ¹ (JT)	Тулумозер(ск)ий Tm		2100	Тулумозерская свита				
					Медвежьегор(ск)ий Md			2300				
	Нижний K ₁	Сариолий(ский) K ₁ ² (SR)	Янгозер(ск)ий Jп		2300	Янгозерская свита	2300	Сидерий				
			Сумий(ский) K ₁ ¹ (SM)			2450			Селецкий (р. Лужма) и Краснореченский разрезы			
	Архей	Верхний A ₂	Лопий(ский) L	Верхний L ₂		2600	Гимольская серия	2800	Неоархей			
Нижний L ₁				2800	Контокская серия							
Нижний A ₁		Саам(ск)ий S			3200	Водлозерский блок: ПМК***	3200	Палеоархей				
						Волоцкая толща			3600	Эоархей		

* Ранги стратиграфических подразделений (I–VI): общая шкала (I–II): I – акротема, II – эонотема; региональная схема (III–VI): III – комплекс, IV – подкомплекс, V – надгоризонт, VI – горизонт.

** Шкала Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия.

*** Плутоно-метаморфический комплекс.

хронометрии и связанной с этим сложности их хроностратиграфического использования. Была отмечена принципиальная новизна методики составления предлагаемой схемы, состоящая в том, что: 1) все стратонаты фиксированы конкретными опорными разрезами, а частично и стратотипами точек границ; 2) каждое подразделение является по своему смыслу геособытийным неповтори-

мым наслоением и отличается от вмещающих образований совокупностью признаков, по которым уверенно прослеживается и картируется. Данные изотопного возраста пород рассматриваются как дополняющие историко-геологические признаки и используются для межрегиональной корреляции как хронометрические реперы, ре-

альный возраст которых с уточнением знаний может изменяться.

Ход каждого выступления многократно прерывался вопросами и краткими комментариями, в которых затрагивались и проблемы, непосредственно не связанные со стратиграфией региона, но интересные в общем плане. В частности, В.В. Жданов поднял очень важный вопрос о включении в легенду и в Петрографический кодекс как объектов картирования метаморфо-метасоматических тел. Против этого предложения высказался Ф.П. Митрофанов. Конкретно по рассматриваемой схеме в дискуссии выступили: Ю.Б. Богданов, В.А. Глебовицкий, М.А. Корсакова, В.С. Куликов, Ю.И. Лазарев, Ф.П. Митрофанов, Э.Б. Наливкина, В.З. Негруца, Т.Ф. Негруца, В.Ф. Смолькин, А.М. Ремизова, В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, К.И. Хейсканен, В.И. Шульдинер. Основные споры развернулись по расчленению архея, принципам обособления саамия и лопия и границе между ними, а также стратиграфической сущности свекофенния и его соотношениям с калевием, вепсием и ятулием. Обсуждались вопросы трех- или двучленного деления карелия, положение границы между нижним и верхним карелием или нижним, средним и верхним карелием, формальное определение подошвы сумия как основания протерозоя, ранги ряда границ (в частности, между сариолием и ятулием, калевием и вмещающими его толщами), иерархия стратиграфических единиц и их соответствие категориям общей стратиграфической шкалы.

Ю.Б. Богданов по поручению группы специалистов ВСЕГЕИ в составе А.М. Ахмедова, Ю.Б. Богданова, Б.В. Петрова, Л.В. Травина и В.И. Шульдинера представил альтернативу рекомендуемой схеме, в которой предлагается двучленное деление карелия с границей между нижним и верхним карелием по подошве ятулия (2300 млн. лет), нижней границы лопия – 3100 млн. лет, а границы архея и протерозоя (нижней границы сумия) – 2500 млн. лет. По мнению названных авторов, ятулий следует расчленить на янгозерский и туломозерский горизонты, в людиковийском надгоризонте горизонты не выделять, а вместо типовых разрезов и стратотипических единиц следует ограничиться указанием стратотипических районов.

В.С. Куликов остановился на продолжительности формирования стратонев и их иерархии и предложил плутоно-метаморфическую ассоциацию Водлозерского блока в качестве типа саамия. Коснувшись геохронологии в целом, он призвал вообще перейти на галактическую шкалу. Э.Б. Наливкина обратила внимание на то, что определение изотопного возраста границы архея и протерозоя в 2600 млн. лет хорошо согласуется с реальными соотношениями во многих мировых

разрезах. Ю.Б. Богданов отметил необходимость проверки датировки 2620 млн. лет, полученной им и О.А. Левченковым для вулканитов тунгудской свиты, относимой к сумию, но отделенной, по его утверждению, конгломератами от вышележащих кислых вулканитов, безусловно принадлежащих сумию. Т.Ф. Негруца подчеркнул, что стратиграфическое положение тунгудских вулканитов строго определено: они перекрывают с постепенным переходом монокварцевые терригенные отложения окуневской свиты и генетически неразрывно связаны с перекрывающими их кислыми вулканитами ожиярвинской свиты сумия. Вместе они составляют единый осадочно-магматический цикл пород, который и определяет объем сумия. В.Ф. Смолькин в связи с обсуждением изотопного возраста границы архея и протерозоя привел цифры возраста карбонатитов Силинъярви – 2590 млн. лет, амфиболитов лаппония – 2539 млн. лет, кислых вулканитов Роокиаапа – 2526 млн. лет, риолитов Вочеламбины – 2520 млн. лет и указал на то, что многие образования этого стратиграфического уровня имеют Rb-Sr и Sm-Nd датировки более 2500 млн. лет. В связи с этим он поддержал мнение о том, что граница архея и протерозоя должна датироваться 2500 млн. лет. Ю.И. Лазарев отметил, что цифра 1950 млн. лет не отвечает реальному возрасту границы людиковия и карелия. В.А. Глебовицкий указал на мировую статистику геохронологических данных, интерпретируемых как обоснование деления архея на три части с рубежами, датированными 3500 и 3200 млн. лет. Граница архея и протерозоя более дискуссионна и определение ее изотопного возраста, по мнению В.А. Глебовицкого, должно делаться в плановом порядке и получить формальное утверждение. Свекофенний, по его мнению, является тектоническим термином. Начало развития свекофеннских структур совпадает с образованием офиолитового комплекса Ермуа и открытием людиковийского океана. С.И. Рыбаков считает, что свекофенний надо выделять, начиная с конгломератов Партанен, а комплекс Ермуа–Оутокумпу относить к людиковию и считать его древнее калевия.

В результате прошедшего обсуждения МРСС утвердило в качестве корреляционной прилагаемую стратиграфическую схему (таблица). В решении совещания особенно подчеркнута необходимость разработки и формального утверждения единой для Карелии и Кольского полуострова системы типовых разрезов и опорных точек границ (эталон) региональных стратиграфических подразделений всех рангов, а также выработки согласованного перечня валидных датировок стратиграфических реперов как обязательного условия качественного улучшения стратиграфической основы всех видов производственных и научно-исследовательских геологических работ в регионе.

В качестве первоочередных задач выделены следующие: а) уточнение критериев обособления саамия, а также определение нижней и верхней границ лопия; б) совершенствование внутреннего расчленения лопия и критериев регионального трассирования его составных подразделений, уточнение изотопного возраста их границ; в) уточнение как внутреннего строения сумия и сариолия, так и стратиграфического положения связанных с ними расслоенных интрузий; г) продолжение исследований событийного содержания стратиграфических границ и оценки длительности стратиграфических перерывов с особым вниманием к условиям и времени основной структурно-палеогеографической перестройки, обусловившей заложение свекофеннской и начало закрытия беломорской областей осадконакопления.

Совещание обратило внимание геолкомов и других заинтересованных организаций на осново-

полагающее значение стратиграфических разработок не только в связи с составлением геологических, но и для разнообразных прогнозно-металлогенических и геолого-экономических карт. Это делает необходимым широкое распространение результатов совещания, для чего они должны быть опубликованы в кратчайшие сроки и в полном виде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов Ю.Б., Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Межведомственное стратиграфическое совещание по докембрию Советской части Балтийского щита // Сов. геология. 1983. № 11. С. 122–124.

Кратц К.О., Негруца В.З., Соколов В.А. и др. Новое в стратиграфии Советской части Балтийского щита // Сов. геология. 1984. № 7. С. 102–118.

Рецензент М.А. Семихатов

Сдано в набор 28.03.2000 г.

Подписано к печати 25.05.2000 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отг. 4.0 тыс.

Уч.-изд. л. 14.9

Бум. л. 7.0

Тираж 272 экз.

Зак. 3719

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Международная академическая издательская компания “Наука/Интерпериодика” информирует о том, что завершился конкурс на лучшие публикации 1999 года в издаваемых ею журналах.

Лауреатами Премий МАИК “Наука/Интерпериодика” за 1999 год по группе наук о Земле стали авторы следующих публикаций:

ГЛАВНАЯ ПРЕМИЯ

Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А., Пушаровский Д.Ю., Руженцев С.В.

Цикл статей по глубинной тектонике Земли.

“Геотектоника”, “Доклады Академии наук”

ПРЕМИИ

1. Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н., Вейс А.Ф., Артемова А.В.

“Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2.3–2.06 млрд. лет назад”

“Стратиграфия. Геологическая корреляция”

2. Дымников В.П.

“О предсказуемости изменений климата”

“Известия АН. Физика атмосферы и океана”

3. Добрецов Н.Л.

“Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или важная геологическая закономерность”

“Петрология”

4. Диденко А.Н.

Цикл работ по эволюции палеоокеанических бассейнов фанерозоя.

“Физика Земли”

5. Кошляков М.Н., Сажина Т.Г., Гольдин А.Ю., Романов А.А., Романов Ю.А., Тараканов Р.Ю.

Цикл работ, посвященный проблемам климата и циркуляции вод тихоокеанской Антарктики.

“Океанология”

6. Батурин Г.Н., Покровский Б.Г., Люка Ж., Прево-Люка Л.

Цикл статей, посвященный широкому спектру теоретических и экспериментальных проблем фосфогенеза.

“Литология и полезные ископаемые”, “Доклады Академии наук”

7. Томсон И.Н.

Цикл статей, посвященных металлогении рифтогенных зон фанерозоя.

“Геология рудных месторождений”, “Доклады Академии наук”

8. Анцыферов С.М., Дебольский В.К., Неймарк Р.В., Сеземан Н.А., Бреховских В.Ф., Дебольская Е.И., Мородасов М.А., Долгополова Е.Н., Решетков А.Б., Котляков А.В.

Цикл работ, рассматривающих динамику распространения примесей в водных потоках.

“Водные ресурсы”

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Биофизика
Биохимия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геомагнетизм и аэрономия
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Доклады Академии наук

Журнал аналитической химии
Журнал вычислительной математики
и математической физики
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал технической физики
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Журнал экспериментальной и теоретической физики
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Неорганические материалы
Нефтехимия
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Письма в Журнал технической физики
Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и техника полупроводников
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физика твердого тела
Физика элементарных частиц и атомного ядра
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Polymer Science. Series C
Russian Journal of Genetics
Geomagnetism and Aeronomy
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Technical Physics
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Journal of Experimental and Theoretical Physics
Protection of Metals
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Petroleum Chemistry
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Technical Physics Letters
Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya. Physics of the Solid Earth
Semiconductors
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Physics of the Solid State
Physics of Particles and Atomic Nuclei
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

Журналы МАИК "Наука/Интерпериодика", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis
Russian Journal of Mathematical Physics