

**Том 5, Номер 2**

ISSN 0869-592X

**Март - Апрель 1997**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

**Главный редактор  
Б.С. Соколов**



**МАИК "НАУКА"**



**"НАУКА"**

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

**Том 5 № 2 1997 Март–Апрель**

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

*Главный редактор*  
**Б. С. Соколов**

*Заместитель главного редактора*  
**М. А. Семихатов**

*Ответственный секретарь*  
**А. Б. Герман**

#### **Члены редакционной коллегии:**

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,  
И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибикова,  
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,  
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невесская, А. Г. Пономаренко,  
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хайн,  
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

*Зав. редакцией Т. В. Тришкина*

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

**Москва  
Издательство “Наука”  
Международная академическая  
издательская компания “Наука”**

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

## Том 5, номер 2, 1997

---

U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей

*Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, Б. В. Беляцкий, С. З. Яковleva,  
И. М. Морозова, Н. Г. Бережная, Н. Ю. Загорная*

3

Новые данные к стратиграфии рифея Тимана

*М. Е. Раабен, Л. И. Опаренкова*

13

Колебания уровня девонского моря в Московском бассейне

*Г. Д. Родионова, В. Т. Умнова*

21

Комментарии к ревизии стратиграфической шкалы пермской системы по результатам II Гваделупского симпозиума (США, Техас, Альпайна, апрель, 1996 г.)

*В. Г. Ганелин, А. В. Гоманьков, Т. А. Грунт, М. В. Дуранте,  
С. С. Лазарев, И. П. Морозова, А. И. Осипова*

29

Опорные корреляционные уровни пермской системы

*Г. В. Комляр*

35

К проблеме фитостратиграфии и палеофлористики среднего мела Северо-Восточной Азии

*В. Ф. Белый*

51

Нанопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона

*Е. А. Щербина*

60

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

О фациальной приуроченности палеозойских акритарх

*Н. А. Волкова*

71

К стратиграфии девона Монгольского Алтая

*Н. В. Оленева*

75

Радиолярии меловых отложений хребта Майни-Какыйнэ (Корякское нагорье)

*Л. Г. Брагина, Д. И. Витухин*

81

Использование палеобиогеохимических данных для выделения синхронных стратиграфических уровней в среднем миоцене Волыно-Подолии

*А. Н. Васильев*

85

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Особенности типизации в стратиграфической классификации

*С. С. Лазарев*

91

Отзыв (комментарий) на статью С.С. Лазарева

“Особенности типизации в стратиграфической классификации”

*А. И. Жамойда*

105

Стратоны и таксоны (о статье С.С. Лазарева

“Особенности типизации в стратиграфической классификации”)

*К. В. Симаков*

107

# Contents

---

---

**Vol. 5, No. 2, 1997**

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

---

---

**U-Pb Age of Granitoids in the Junction Zone between the Olekma Granite-Greenstone and Aldan Granulite-Gneiss Terranes**

*E. B. Sal'nikova, A. B. Kotov, B. V. Belyatskii, S. Z. Yakovleva, I. M. Morozova,  
N. G. Berezhnaya, and N. Yu. Zagornaya*

3

**New Records on the Riphean Stratigraphy of Timan**

*M. E. Raaben and L. I. Oparenkova*

13

**Fluctuations of Devonian Sea Level in the Moscow Basin**

*G. D. Rodionova and V. T. Umnova*

21

**On the Revised Stratigraphic Scale for the Permian System Adopted at the Second Guadalupian Symposium, Alpine, Texas, USA, April 1996**

*V. G. Ganelin, A. V. Goman'kov, T. A. Grunt, M. B. Durante, S. S. Lazarev,  
I. P. Morozova, and A. I. Osipova*

29

**Reference Correlative Levels of the Permian**

*G. V. Kotlyar*

35

**Mid-Cretaceous Phytostratigraphy and Paleofloristica in Northern Asia**

*V. F. Belyi*

51

**Nannoplankton of Paleogene Deposits in Eastern Kamchatka**

*E. A. Shcherbinina*

60

---

## BRIEF COMMUNICATIONS

**Facies Confinement of Paleozoic Acritarchs**

*N. A. Volkova*

71

**Devonian Stratigraphy of Mongolian Altai**

*N. V. Oleneva*

75

**Radiolarians from Cretaceous Deposits of the Maini-Kakyine Ridge, Koryak Highland**

*L. G. Bragina and D. I. Vitukhin*

81

**Biogeochemical Data Used to Identify Synchronous Stratigraphic Levels of the Middle Miocene in Volhynia-Podolia**

*A. N. Vasil'ev*

85

---

## CRITICS AND DISCUSSION

**Peculiar Features of Typification in Stratigraphic Classification**

*S. S. Lazarev*

91

**Comments to the article of S. S. Lazarev "Peculiar Features of Typification in Stratigraphic Classification"**

*A. I. Zhamoida*

105

**Stratigraphic and Taxonomic Units (Comments to the Paper of S. S. Lazarev "Peculiar Features of Typification in Stratigraphic Classification")**

*K. V. Simakov*

107

---

УДК 552.2:551.72(571.5)

## U-Pb ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ОЛЕКМИНСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ И АЛДАНСКОЙ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТЕЙ

© 1997 г. Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, Б. В. Беляцкий, С. З. Яковлева,  
И. М. Морозова, Н. Г. Бережная, Н. Ю. Загорная

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

Поступила в редакцию 26.04.95 г.

В результате датирования U-Pb методом по циркону реперных гранитоидных комплексов показано, что формирование главных надвиговых структур северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей Алданского щита произошло в интервале  $1962 \pm 5$ – $2398 \pm 4$  млн. лет. Установлено, что возраст наиболее ранних из распознаваемых структурно-метаморфических преобразований пород нестратифицируемого инфракrustального комплекса составляет  $3005 \pm 4$  млн. лет. Полученные данные позволяют более надежно коррелировать структурно-возрастные шкалы, разработанные для северного фланга и сопредельных территорий Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей.

**Ключевые слова.** U-Pb метод, гранитоиды, амфибол-биотитовые тоналито-гнейсы, поздний архей, ранний протерозой, Алданский щит.

### ВВЕДЕНИЕ

Основные черты геологического строения зоны сочленения и сопредельных территорий Олекминской гранит-зеленокаменной (ОГЗО) и Алданской гранулито-гнейсовой (АГГО) областей Алданского щита определяются структурными элементами, связанными с разновозрастными глубинными пластическими надвигами (Ранний докембрид..., 1986; Докембридская геология..., 1988; Сальникова, 1993; Precambrian geology..., 1993). В результате проведенных геологических и геохронологических исследований установлено, что глубинные надвиги восточной части ОГЗО принадлежат по крайней мере к трем возрастным группам, а их формирование относится к позднеархейскому и раннепротерозойскому этапам геологического развития Алданского щита (Сальникова, 1993; Сальникова и др., 1993; Котов и др., 1995). При этом наиболее надежно определены возрастные границы только наиболее ранних из распознаваемых глубинных надвигов, нижняя возрастная граница которых оценивается в 3.0 млрд. лет, а верхняя – в 2.6 млрд. лет (Сальникова и др., 1993; Котов и др., 1995). Данные о возрасте надвиговых структур зоны сочленения ОГЗО и АГГО, а также прилегающей территории АГГО пока еще отсутствуют, что затрудняет корреляцию структурно-возрастных шкал, разработанных для ОГЗО и АГГО (Ранний докембрид..., 1986; Докембридская геология..., 1988; Сальникова, 1993; Precambrian geology..., 1993). В связи с этим главные задачи исследований состояли в

том, чтобы путем датирования U-Pb методом по циркону реперных гранитоидных комплексов оценить возрастные границы образования главных надвиговых структур северного фланга зоны сочленения ОГЗО и АГГО и, учитывая ранее полученные геохронологические данные (Котов и др., 1993, 1995; Сальникова и др., 1993), на этой основе уточнить схему корреляции эндогенных процессов для северного фланга зоны сочленения и сопредельных территорий ОГЗО и АГГО.

### ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

По данным В.Л. Дука и В.И. Кицула (Кицул, Дук, 1985; Ранний докембрид..., 1986; Древнейшие породы..., 1989), восточная граница ОГЗО представляет собой сложную систему надвигов раннеархейского и раннепротерозойского возраста, по которым породы АГГО были надвинуты на породы ОГЗО. В ходе формирования этих надвигов в зоне “контакта” ОГЗО и АГГО произошло тектническое “совмещение” пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций – тоналит-трондьемитовых гнейсов нестратифицируемого инфракrustального комплекса ОГЗО и АГГО, вулканогенно-осадочных образований зеленокаменных поясов и супракrustальных толщ алданского мегакомплекса. Западная граница области широкого распространения “тектонических фрагментов” пород гранулитовой фации метаморфизма совпадает с Амгинским структур-

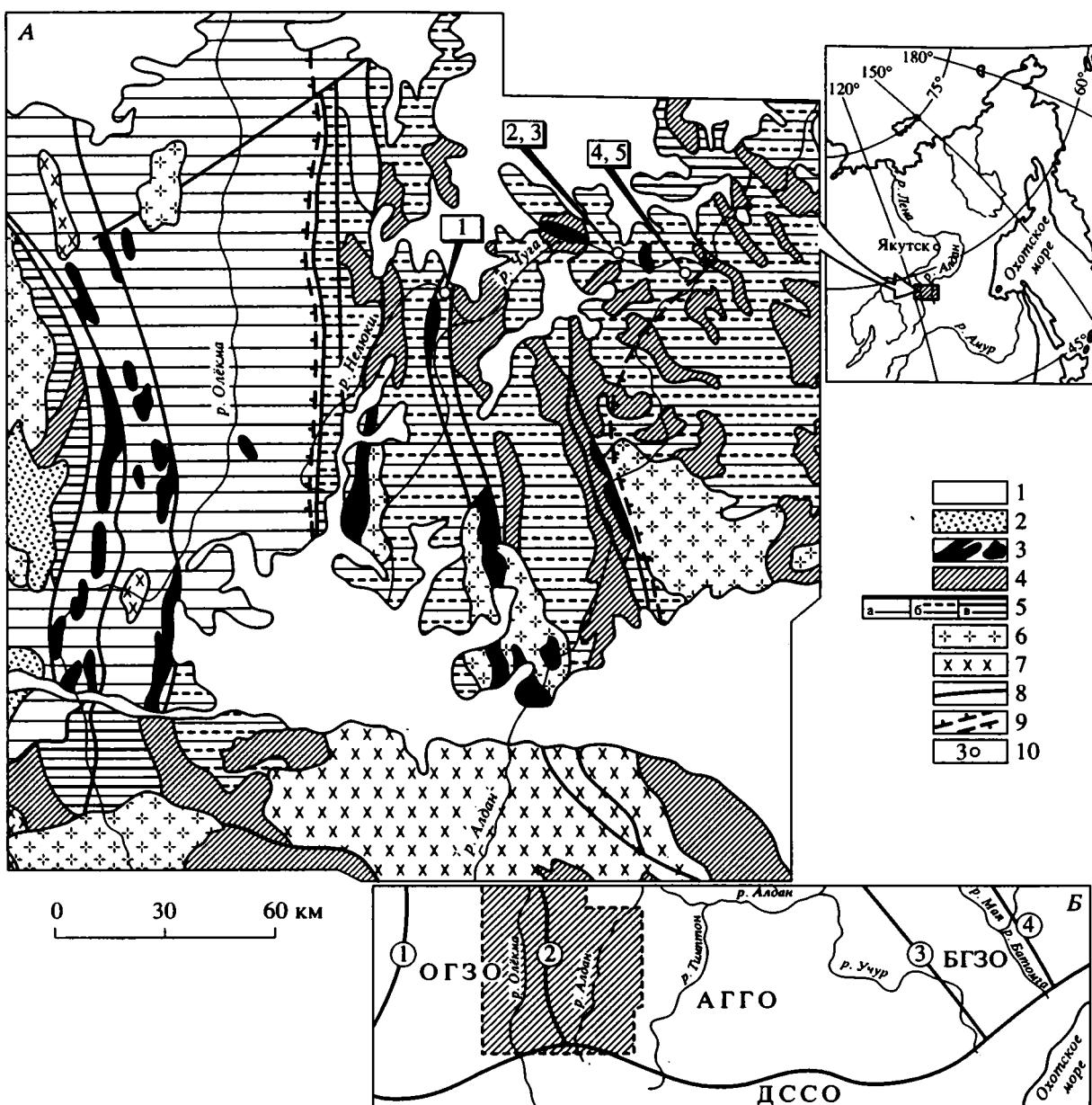


Рис. 1. Схематическая геологическая карта западной части Алданского щита. Составлена по материалам В.Л. Дука с соавторами (Ранний докембрий..., 1986; Докембрийская геология..., 1988; Precambrian geology..., 1993).

А. 1 – отложения Mz, Pz, V и R; 2 – угуская и удоканская серии PR<sub>1</sub>; 3 – верхнеархейские зеленокаменные пояса; 4 – супракrustальные образования алданского мегакомплекса (AR<sub>1</sub>); 5 – нестратифицируемый инфракrustальный комплекс: а – биотитовые и амфибол-биотитовые тоналит-трондемитовые гнейсы, б – биотитовые и амфибол-биотитовые тоналито- и гранито-гнейсы с включениями гиперстен-биотитовых тоналито- и гранито-гнейсов, в – гиперстен-биотитовые тоналито- и гранито-гнейсы; 6, 7 – интрузивные магматические комплексы: 6 – PR, 7 – AR; 8 – разрывные нарушения; 9 – предполагаемые границы зоны сочленения ОГЗО и АГГО; 10 – места отбора проб для геохронологических исследований и их номера: 1 – С-109, 2 – Н-319-1, 3 – Н-319, 4 – Н-317-4, 5 – Н-317-1.

Б. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Жуинский и Витимо-Нечерский; 2 – Амгинский; 3 – Улканский; 4 – Нельканский; 5 – Южно-Алданский. ОГЗО – Олекминская гранит-зеленокаменная область, АГГО – Алданская гранулито-гнейсовая область, БГЗО – Батомгская гранит-зеленокаменная область, ДССО – Джугджура-Становая складчатая область. Заштрихованное поле отвечает контуру рис. 1А.

ным швом (рис. 1), который, по мнению большинства исследователей, отвечает границе между ОГЗО и АГГО (Неелов, 1968; Неелов, Милькевич, 1979; Докембрийская геология..., 1988; Precambrian geology..., 1993). В качестве критерия для

выделения восточной границы зоны сочленения ОГЗО и АГГО принимается исчезновение “текtonических фрагментов” пород, принадлежащих ОГЗО, в том числе и супракrustальных образований зеленокаменных поясов (Сальникова, 1993).

**Таблица 1.** Схема корреляции эндогенных процессов зоны сочленения и сопредельных территорий Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей. Составили А.Б. Котов и Е.Б. Сальникова

Восточная часть ОГЗО	Северный фланг зоны сочленения ОГЗО и АГГО	Северо-западная часть АГГО
$S_7$ – зоны рассланцевания $\gamma_4$ – субщелочные граниты $F_{5-6}$ – субширотные и субмеридиональные открытые прямые складки	$S_7$ – зоны рассланцевания $\gamma_3$ – субщелочные граниты и лейкограниты $F_{5-6}$ – субмеридиональные и северо-западные открытые прямые складки $\gamma_2$ – щелочные и субщелочные лейкограниты, субщелочные граниты, граниты	$S_6$ – зоны рассланцевания $\gamma_3$ – субщелочные граниты и лейкограниты ( $1907 \pm 15$ млн. лет) $F_{4-5}$ – северо-восточные и субмеридиональные открытые прямые складки $\gamma_2$ – субщелочные кварцевые диориты, субщелочные диориты ( $1962 \pm 5$ млн. лет)
$F_4, S_4$ – глубинные надвиги $\gamma_3$ – пегматиты $F_3$ – субмеридиональные сжатые прямые складки $F_2, S_2$ – глубинные надвиги	$F_4, S_4$ – глубинные надвиги $F_3$ – субмеридиональные сжатые прямые складки $F_2, S_2$ – глубинные надвиги $v_1$ – дайки основных пород $\gamma_1$ – субщелочные граниты и лейкограниты, лейкограниты ( $2398 \pm 4, 2423 \pm 28, 2487 \pm 5$ млн. лет)	$F_3$ – северо-западные сжатые прямые складки $F_2, S_2$ – глубинные надвиги $v_2$ – дайки основных пород $\gamma_1$ – субщелочные граниты
$\gamma_2$ – субщелочные граниты, гранодиориты ( $2608 \pm 18$ млн. лет) $F_1, S_1$ – глубинные надвиги $v_1$ – дайки основных пород $\gamma_1^3$ – субщелочные граниты и гранодиориты $\gamma_1^2$ – субщелочные граниты, граниты, гранодиориты $\gamma_1^1$ – многофазные интрузии ( $3001 \pm 3$ млн. лет) Формирование пород Тунгурчинского зеленокаменного пояса	$F_1, S_1$ – изоклинальные складки, зоны рассланцевания	$F_1, S_1$ – изоклинальные складки, зоны рассланцевания $v_1$ – дайки основных пород
$S_n$ -сланцеватость  Формирование пород нестратифицируемого инфракrustального комплекса ( $3016 \pm 8-3212 \pm 8$ млн. лет)	$S_n$ -сланцеватость Формирование пород Чугинской толщи  Формирование пород нестратифицируемого инфракrustального комплекса ( $3184 \pm 85$ млн. лет)	$S_n$ -сланцеватость  Формирование пород курумканской толщи Формирование пород нестратифицируемого инфракrustального комплекса ( $3335 \pm 3$ млн. лет)

В качестве основы для реконструкции последовательности формирования интрузивных гранитоидных комплексов северного фланга зоны сочленения ОГЗО и АГГО использована структурно-возрастная шкала (табл. 1), разработанная

в результате изучения береговых обнажений р. Нелюки (от устья р. Китемелях до места ее впадения в р. Чуга), р. Чуга (от устья р. Нелюки до места ее впадения в р. Алдан), а также р. Алдан в районе устья р. Малый Нимныр (рис. 1).

Характерной чертой геологического строения изученной части зоны сочленения ОГЗО и АГГО является чередование тектонических пластин различной мощности, сложенных породами, метаморфизованными главным образом в условиях амфиболитовой фации – амфибол-биотитовыми и биотитовыми тоналито- и гранито-гнейсами инфракrustального комплекса, гранат-биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, высокоглиноземистыми гнейсами, гранатовыми амфиболитами, известково-силикатными породами, кальцифирами и кварцитами чугинской толщи, а также вулканогенно-осадочными образованиями Балаганахского и Соголохского зеленокаменных поясов (рис. 1). Породы гранулитовой фации метаморфизма, представленные гиперстен-биотитовыми и тоналито-гнейсами и двутироксеновыми кристаллическими сланцами, присутствуют в подчиненном количестве. Они обнаружены только в районах устья р. Нелюки и устья р. Чуга (рис. 1).

Как уже было отмечено выше, среди надвиговых структур восточной части ОГЗО выделены три возрастные группы (Котов и др., 1993, 1995; Сальникова, 1993; Сальникова и др., 1993). Однако в пределах северного фланга зоны сочленения ОГЗО и АГГО наиболее интенсивно проявлены структурно-метаморфические преобразования, связанные с формированием глубинных пластинчатых надвигов только второй и третьей группы (табл. 1). Структурные элементы надвигов второй группы представлены субгоризонтальными зонами рассланцевания  $S_2$  и пакетами лежачих изоклинальных складок  $F_2$  с субширотными шарнирами. Образованию этих структурных элементов предшествовало формирование зон рассланцевания  $S_1$  и изоклинальных лежачих складок с субмеридиональными шарнирами  $F_1$ , изгибающих мигматитовую полосчатость и кристаллизационную сланцеватость  $S_n$  в амфибол-биотитовых и биотитовых тоналито-гнейсах инфракrustального комплекса. Не исключено, что  $F_1$  и  $S_1$  отражают еще один этап глубинного надвигообразования, отвечающий формированию надвигов первой группы восточной части ОГЗО. Однако имеющиеся на сегодняшний день данные не позволяют надежно установить характер тектонических движений в процессе образования  $S_1$ . Зоны рассланцевания  $S_2$  и осевые поверхности складок  $F_2$  деформированы субмеридиональными сжатыми складками с пологими шарнирами  $F_3$ .

К структурному парагенезису надвигов третьей группы отнесены субгоризонтальные зоны рассланцевания  $S_4$  и лежачие складки с субмеридиональными шарнирами  $F_4$ . Более поздние по отношению к ним структурные элементы представлены открытыми прямыми складками  $F_{5-6}$  и свертикальными зонами рассланцевания  $S_7$ .

В зависимости от характера соотношений с разновозрастными структурными элементами в пределах северного фланга зоны сочленения ОГЗО и АГГО выделены следующие структурно-возрастные группы интрузивных гранитоидных комплексов (табл. 1):

1. Порфировидные амфибол-биотитовые граниты<sup>1</sup>, мелко- и среднезернистые биотитовые лейкограниты, субщелочные граниты и лейкограниты  $\gamma_1$ , слагающие пластинообразные тела, видимая мощность которых достигает 500 м, среди пород инфракrustального комплекса и чугинской свиты. В ходе наложенных структурно-метаморфических преобразований, связанных с формированием глубинных надвигов второй группы, поверхности контактов тел гранитоидов  $\gamma_1$  были приведены в субпараллельное положение по отношению к плоскостям структурным элементам вмещающих пород. Поэтому о нижней структурно-возрастной границе становления  $\gamma_1$  можно судить только на основании косвенных признаков, к числу которых относится отсутствие в  $\gamma_1$  следов проявления более ранних по отношению к  $S_2$  и  $F_2$  структурно-метаморфических преобразований. В региональной структурно-возрастной шкале (Ранний докембрий..., 1986) гранитоиды этой группы отнесены к раннеархейским интрузивно-магматическим комплексам.

2. Пегматоидные граниты, субщелочные граниты, субщелочные лейкограниты и щелочные лейкограниты  $\gamma_2$ , образующие жильные и дайковые тела мощностью от 0.3 до 3 м. Поверхности контактов тел  $\gamma_2$  пересекают структурные элементы надвигов второй возрастной группы ( $S_4$ ,  $F_4$ ) и деформированы открытыми складками  $F_{5-6}$ .

3. Биотит-амфиболовые граниты, аплитовидные субщелочные граниты и субщелочные лейкограниты  $\gamma_3$ , которые слагают небольшие массивы и маломощные дайковые тела, пересекающие крылья и осевые поверхности складок  $F_{5-6}$  и подвергающиеся интенсивному рассланцеванию в ходе образования  $S_7$ .

## АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Выделение цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Деление растертых проб цирконов по плотности проводилось в подогретой жидкости Клеричи с удельным весом 4.2–4.5 г/см<sup>3</sup> путем центрифугирования. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в стати-

<sup>1</sup> Здесь и далее по тексту статьи названия пород приведены в соответствии с работой "Магматические горные породы..." (1985).

ческом режиме. Точность определения содержания U и Pb составила 1%, U/Pb отношений – 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.2 нг Pb и 0.01 нг U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT и ISOPLOT (Ludwig, 1991a, 1991b). Все ошибки приведены на 2-х  $\sigma$  уровне. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975).

## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В качестве объектов для проведения геохронологических исследований были выбраны амфибол-биотитовые тоналито-гнейсы инфракrustального комплекса, участвующие в структурно-метаморфических преобразованиях начиная с момента формирования сланцеватости  $S_n$  и гранитоиды  $\gamma_1$ , становление которых предшествовало образованию глубинных пластических надвигов второй группы. Места отбора проб для геохронологических исследований показаны на рис. 1, а их результаты приведены в табл. 2–5 и на рис. 2–5.

**Амфибол-биотитовые тоналито-гнейсы инфракrustального комплекса.** Проба H-317-4 амфибол-биотитовых тоналито-гнейсов отобрана из обнажения, расположенного на правом берегу р. Алдан в районе устья р. Малый Нимныр (рис. 1). В пределах этого обнажения наблюдается чередование тектонических пластин ( $S_2$ ), сложенных мигматизированными тоналито- и гранито-гнейсами инфракrustального комплекса, глиномезистыми гнейсами чугинской толщи и гранитоидами  $\gamma_1$ . Наиболее интенсивные наложенные структурно-метаморфические преобразования тоналито-гнейсов в месте отбора пробы для геохронологических исследований связаны с формированием сланцеватости  $S_2$ . Кроме того, в них проявлены еще одна система сланцеватости ( $S_1$  и/или  $S_n$ ) и мигматитовая полосчатость, которые деформированы лежачими складками  $F_2$ .

Циркон, выделенный из пробы H-317-4, представлен двумя морфологическими типами кристаллов. К I типу относятся субдиоморфные призматические кристаллы цирконового габитуса светло-желтого и светло-коричневого цвета с гетерогенным внутренним строением. Обычно кристаллы циркона этого типа состоят из тонкозональных призматических ядер, широких оболочек с прерывистой зональностью и тонких кайм, характеризующихся высоким двупреломлением. Следует отметить, что ядра в цирконе I типа различаются по двупреломлению. Размеры кристаллов варьируют от 50 до 325 мкм,  $K_{удл} = 1.6\text{--}3.3$ .

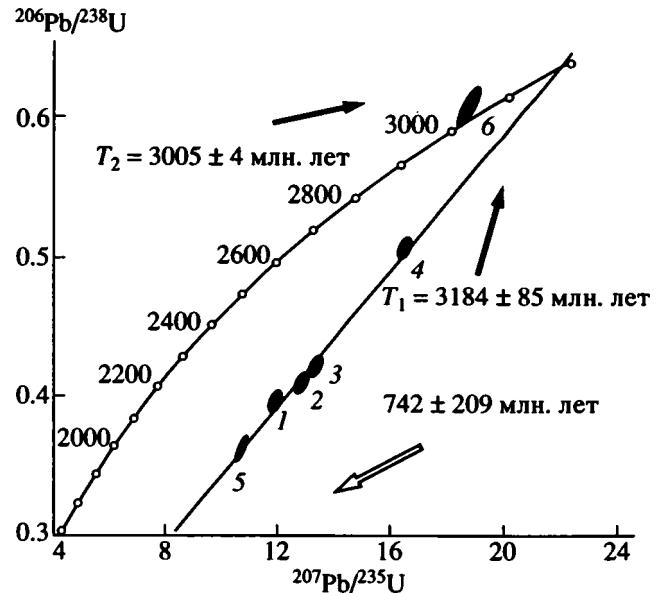


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для циркона из амфибол-биотитовых тоналито-гнейсов инфракrustального комплекса (проба H-317-4). Номера точек на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 2. Здесь и далее на рис. 3–5 размер эллипсов, соответствующих ошибка姆, полученным при расчете U/Pb отношений, увеличен в два раза.

Ко II типу отнесены мелкие (40–100 мкм) бесцветные прозрачные окружные многогранные кристаллы циркона с реликтовой зональностью, ядра в которых отсутствуют ( $K_{удл} = 1.0\text{--}1.6$ ).

Первоначально для U-Pb изотопных исследований были использованы три размерные фракции циркона: –60 мкм, содержащая главным образом циркон II типа; +60–70 мкм и +70–100 мкм, включающие циркон как I, так и II типов (Н 1–3; табл. 2, рис. 2). Как видно из рис. 2, точки, соответствующие изотопному составу этих фракций, располагаются далеко от конкордии. Для уменьшения степени дискордантности была проведена аэрообразивная обработка (Krogh, 1982) циркона I типа размерной фракции +70–100 мкм и деление по плотности циркона II типа размерной фракции –60 мкм. Фигуративные точки изотопного состава размерных фракций циркона (Н 1–3; рис. 2), остатка после аэрообразивной обработки циркона I типа фракции +70–100 мкм (Н 4, рис. 2), а также легкой фракции циркона II типа (Н 5, рис. 2) образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $3184 \pm 85$  млн. лет, а нижнее –  $742 \pm 209$  млн. лет; СКВО-2.6 (рис. 2). Практически на конкордии располагается точка, соответствующая изотопному составу тяжелой фракции циркона II типа (Н 6, рис. 2). Возраст этой фракции циркона, рассчитанный по отношению  $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ , составляет  $3005 \pm 4$  млн. лет (табл. 2).

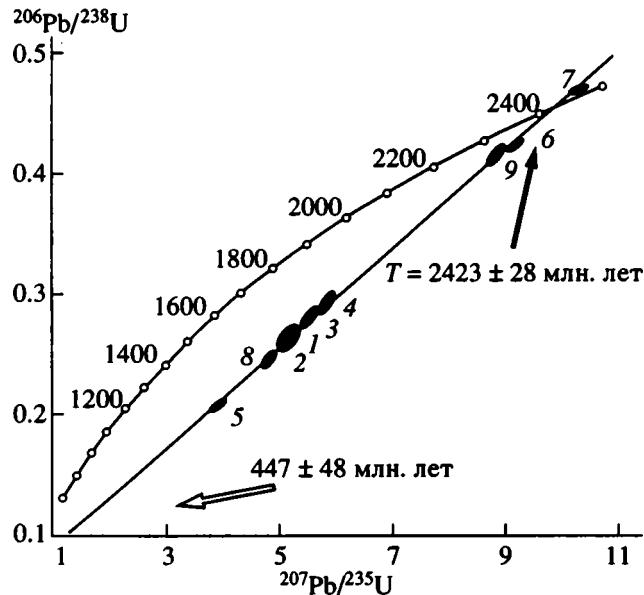


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из порфировидных амфибол-биотитовых гранитов  $\gamma_1$  (проба Н-319-1). Номера точек на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

Результаты U-Pb изотопных исследований свидетельствуют о том, что циркон амфибол-биотитовых тоналито-гнейсов инфракrustального комплекса представлен двумя разновозрастными морфологическими типами. Значение возраста  $3184 \pm 85$  млн. лет, полученное по верхнему пересечению дискордии, построенной главным образом для цирконов I типа, содержащих ядра, в первом приближении можно рассматривать как возраст формирования магматического протолита амфибол-биотитовых тоналито-гнейсов. Кристаллизация цирконов II типа и, вероятно, образование

оболочек, характерных для цирконов I типа, скорее всего, протекали в условиях метаморфизма высокотемпературной амфиболитовой фации – одновременно с формированием сланцеватости  $S_1$  и/или  $S_n$  и мигматитовой полосчатости, более ранних по отношению к сланцеватости  $S_2$ , возраст которой, как будет показано ниже, не превышает 2.4 млрд. лет. Следовательно, есть все основания полагать, что конкордантное значение возраста  $3005 \pm 4$  млн. лет, полученный для тяжелой фракции циркона II типа, соответствует времени проявления наиболее ранних из распознаваемых структурно-метаморфических преобразований пород инфракrustального комплекса северного фланга зоны сочленения ОГЗО и АГГО.

*Порфировидные амфибол-биотитовые граниты  $\gamma_1$ .* Для U-Pb изотопного датирования использована проба Н-319-1 интенсивно рассланцеванных ( $S_2$ ) порфировидных амфибол-биотитовых гранитов, отобранная из берегового обнажения в районе среднего течения р. Чуга (рис. 1). Аксессорный циркон из пробы Н-319-1 представлен субицидоморфными длиннопризматическими прозрачными и замутненными кристаллами циркона габитуса. Они имеют бледно-розовый цвет, высокое двупреломление и, как правило, сильно трещиноваты. В единичных случаях зерна циркона содержат округлые ядра и обладают реликтовой магматической зональностью. Иногда на гранях кристаллов наблюдаются следы растворения и роста. Размер зерен циркона изменяется от 40 до 250 мкм,  $K_{удл} = 3.0\text{--}4.0$ .

На первом этапе исследований были проанализированы три навески циркона размерных фракций  $-100$  мкм и  $+100\text{--}125$  мкм, а также навеска, состоящая из двадцати наиболее хорошо сохранившихся зерен циркона, изотопный состав которых оказался резко дискордантным (N 1-3, 8; табл. 3, рис. 3). В дальнейшем с целью возможно-

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из амфибол-биотитовых тоналито-гнейсов нестрагтифицируемого инфракrustального комплекса

Номера п/п	№ пробы, размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			Рассчитанные изотопные отношения		Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн. лет
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
1	H-317-4, -60	3.12	391	640	11784	0.2207	0.5735	0.3951	11.992	$2990 \pm 6$
2	H-317-4, +60-70	2.19	338	613	11095	0.2287	0.3250	0.4109	12.914	$3040 \pm 10$
3	H-317-4, +70-100	2.07	375	628	14253	0.2296	0.4283	0.4183	13.231	$3048 \pm 6$
4	H-317-4, +70-100 АО 64.5%	2.88	375	620	736	0.2512	0.1170	0.5051	16.476	$3100 \pm 5$
5	H-317-4, -60, ЛФ	18.1	286	574	2105	0.2212	0.3759	0.3599	10.709	$2955 \pm 2$
6	H-317-4, -60, ТФ	12.8	364	344	5714	0.2253	0.7778	0.6097	18.812	$3005 \pm 4$

Примечание. АО 64.5% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки; ТФ – тяжелая фракция циркона; ЛФ – легкая фракция циркона.

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из порфировидных амфибол-биотитовых гранитов  $\gamma_1$ 

Номера п/п	№ пробы, размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения				Рассчитанные изотопные отношения		Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн. лет
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		
1	H-319-1, -100	0.77	84.7	269	1145	0.1541	0.2254	0.2619	5.1654	$2264 \pm 5$	
2	H-319-1, -100	5.27	118	376	1815	0.1497	0.2116	0.2662	5.2438	$2265 \pm 4$	
3	H-319-1, 2O <sub>3</sub>	-	0.01*	0.03*	681	0.1638	0.2440	0.2886	5.7758	$2289 \pm 6$	
4	H-319-1, -50, ТФ	0.49	68.3	205	1604	0.1510	0.2262	0.2798	5.5208	$2265 \pm 3$	
5	H-319-1, -50, ЛФ	0.65	85.1	350	1063	0.1482	0.2027	0.2068	3.8827	$2179 \pm 5$	
6	H-319-1, +100–150, НРФ	3.29	30.1	57.8	1670	0.1640	0.2498	0.4241	9.1590	$2419 \pm 3$	
7	H-319-1, +100–150, НРФ	6.80	37.0	64.0	2175	0.1641	0.2544	0.4703	10.276	$2439 \pm 17$	
8	H-319-1, +100–125	3.95	124	421	1338	0.1521	0.2290	0.2450	4.8246	$2265 \pm 2$	
9	H-319-1, +100, ТФ	5.03	73.4	113	165.4	0.2280	0.4363	0.4153	8.8177	$2462 \pm 5$	

Примечание. ЛФ – легкая фракция циркона; ТФ – тяжела фракция циркона; НРФ – нерастворившаяся после предварительной кислотной обработки фаза; 2O<sub>3</sub> – количество индивидуальных зерен циркона в пробе; \* – при расчете содержаний вес исходной навески условно принят 1 г.

го уменьшения степени дискордантности было проведено деление циркона по плотности, а также использован метод предварительной кислотной обработки (Макеев, 1981). В последнем случае растертый циркон подвергался обработке смесью 35% HF и 9% HNO<sub>3</sub> в течение 2 ч при температуре 220°C. Затем растворившаяся часть пробы тщательно удалялась путем неоднократного взаимодействия с концентрированной HCl, а остаток циркона (нерастворенная фаза – НРФ) анализировался по стандартной методике.

Деление по плотности циркона фракции -50 мкм не вызвало увеличения степени его конкордантности (N 4, 5; рис. 3). Гораздо более конкордантной является тяжелая фракция циркона, выделенная из размерной фракции +100 мкм (N 9; рис. 3). К более резкому снижению дискордантности привело использование метода предварительной кислотной обработки. Точки, отвечающие изотопному составу нерастворенных остатков двух навесок циркона размерной фракции +100–150 мкм, располагаются практически на конкордии (N 6, 7; рис. 3) и имеют значение возраста ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) соответственно  $2419 \pm 3$  млн. лет и  $2439 \pm 17$  млн. лет (табл. 3). Окончательная дискордия для цирконов из пробы H-319-1 проведена по девяти точкам (рис. 3). Верхнее пересечение дискордии с конкордией соответствует возрасту  $2423 \pm 28$  млн. лет, нижнее –  $447 \pm 48$  млн. лет; СКВО = 48.

**Биотитовые лейкограниты  $\gamma_1$ .** Для U-Pb изотопных исследований этих гранитоидов использованы цирконы, выделенные из двух проб расланцеванных (S<sub>2</sub>) среднезернистых биотитовых лейкогранитов  $\gamma_1$ , одна из которых (H-319) взята вблизи места отбора пробы порфировидных ам-

фибол-биотитовых гранитов H-319-1, а другая (C-109) – из берегового обнажения р. Нелюки в районе ее устья (рис. 1).

Аксессорный циркон из проб H-319 и C-109 не отличается как по морфологическим признакам, так и по внутреннему строению. Он образует бледно-розовые субдиоморфные и идиоморфные кристаллы длиннопризматической формы цирконового габитуса, для которых характерно наличие магматической зональности и отсутствие ядер. Размер кристаллов варьирует от 40 до 200 мкм,  $K_{удл} = 3.0\text{--}3.5$ . Крайне редко во фракции -50 мкм присутствуют зерна циркона уплощенной или короткопризматической формы, обладающие высоким двупреломлением. Необходимо подчеркнуть, что зерна циркона из пробы H-319 очень сильно трещиноваты, замутнены и ожелезнены.

Предварительное U-Pb исследование двух гранулометрических фракций (+50–100 и +150 мкм) циркона из пробы H-319 обнаружило сильную дискордантность U/Pb отношений (N 1, 2; табл. 4, рис. 4). В связи с этим была проведена предварительная кислотная обработка двух навесок циркона фракции -135 мкм из пробы C-109 в течение 2 (N 3, рис. 4) и 3 ч (N 4, рис. 4) по методике, описанной выше. Фигуративные точки, отвечающие изотопному составу нерастворенных остатков циркона из пробы C-109 и размерных фракций циркона из пробы H-319, располагаются на единой дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $2487 \pm 5$  млн. лет, нижнее –  $332 \pm 15$  млн. лет; СКВО = 4 (рис. 4). Обращает на себя внимание, что нерастворенная фаза, полученная в результате кислотной обработки циркона из пробы C-109 в течение 3 ч, является практически конкордантной. Возраст это-

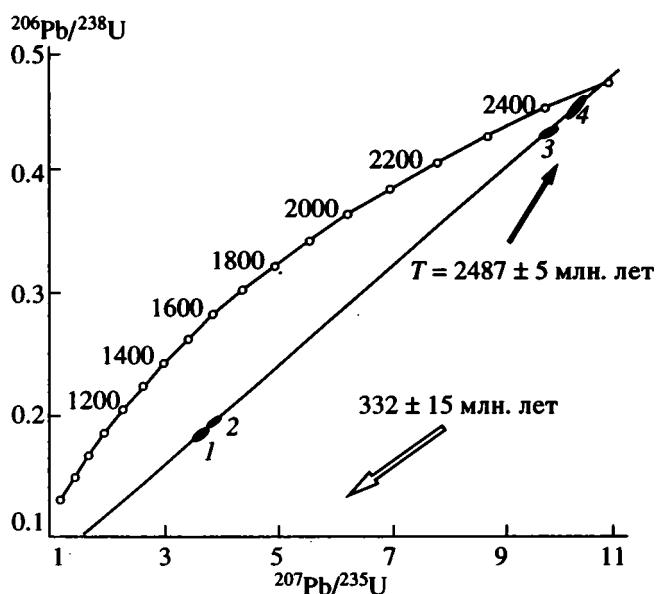


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из биотитовых лейкогранитов  $\gamma_1$  (пробы H-319, C-109). Номера точек на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 4.

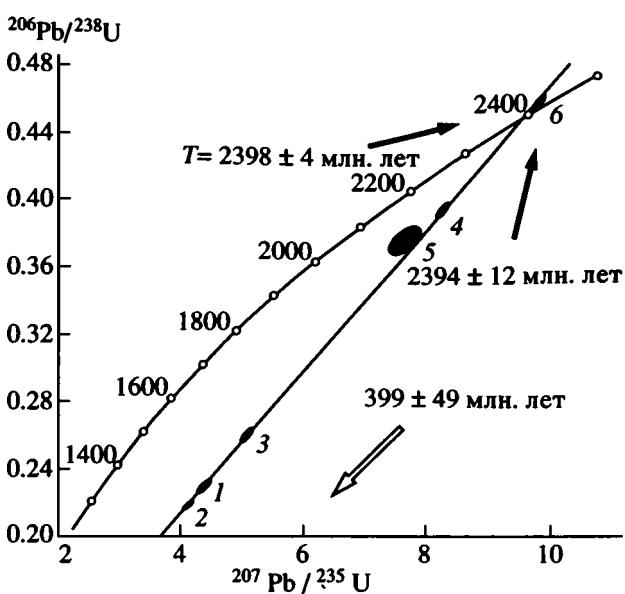


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из биотитовых субщелочных лейкогранитов  $\gamma_1$  (проба H-317-1). Номера точек на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 5.

го нерастворенного остатка ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) составляет  $2482 \pm 1$  млн. лет (табл. 4) и совпадает со значением возраста, полученного по верхнему пересечению дискордии, построенной для всех изученных фракций циркона.

**Биотитовые субщелочные лейкограниты  $\gamma_1$ .** Проба H-317-1 биотитовых субщелочных гранитов отобрана из берегового обнажения р. Алдан, расположенного в районе устья р. Малый Нимныр (рис. 1). Акцессорный циркон, выделенный из пробы H-317-1, представлен замутненными розово-желтыми субдиоморфными кристаллами призматической формы цирконового габитуса, обладающими магматической зональностью. Размер кристаллов изменяется от 50 до 450 мкм,  $K_{\text{удл}} = 2.0\text{--}3.0$ .

Первоначально для изотопного анализа были использованы две навески циркона, отобранные из размерных фракций  $-70$  и  $+125$  мкм (N 1, 2; табл. 5, рис. 5), которые оказались сильно дискордантными. На следующем этапе была проведена аэроабразивная обработка циркона, деление его по плотности и предварительная кислотная обработка. Небольшая степень аэроабразивной обработки (34%) циркона размерной фракции  $+125$  мкм незначительно изменила положение точки его изотопного состава (N 3, рис. 5). Более "конкордантными" оказались точки изотопного состава циркона размерной фракции  $+125$  мкм, подвергнутого глубокой аэрообразивной обработке (78%) (N 4, рис. 5), а также тяжелой фракции циркона, выделенной из размерной фракции  $+100\text{--}125$  мкм (N 5, рис. 5). Точка, отвечающая

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из биотитовых лейкогранитов  $\gamma_1$

Номера п/п	№ пробы, размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			Рассчитанные изотопные отношения		Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн. лет
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
1	H-319, +50–100	0.79	135	627	1184	0.1527	0.1871	0.1853	3.6265	$2251 \pm 4$
2	H-319, +150	1.32	127	567	1698	0.1507	0.1693	0.1957	3.8660	$2267 \pm 3$
3	C-109, -135, НРФ	–	0.03*	0.05*	710	0.1799	0.1904	0.4319	9.6698	$2480 \pm 11$
4	C-109, -135, НРФ	–	0.03*	0.05*	3763	0.1656	0.1494	0.4544	10.180	$2482 \pm 1$

Примечание. НРФ – нерастворившаяся после предварительной кислотной обработки фаза; \* – при расчете содержаний вес исходной навески условно принят 1 г.

Таблица 5. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из биотитовых субщелочных лейкогранитов  $\gamma_1$ 

Номера прб	№ пробы, размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			Рассчитанные изотопные отношения		Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн. лет
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
1	H-317-1, -70	9.70	226	746	2099	0.1447	0.3890	0.2276	4.3518	$2211 \pm 3$
2	H-317-1, +125	5.15	181	739	2340	0.1431	0.1515	0.2188	4.1543	$2198 \pm 2$
3	H-317-1, +125, АО 34%	2.77	170	597	3774	0.1445	0.1335	0.2606	5.0739	$2242 \pm 2$
4	H-317-1, +125, АО 78%	2.08	432	930	1792	0.1583	0.2016	0.3951	8.2466	$2362 \pm 3$
5	H-317-1, +100–125, ТФ	14.2	71.5	122	184.3	0.2166	0.4560	0.3760	7.6299	$2313 \pm 29$
6	H-317-1, +125, НРФ	0.88	124	211	1279	0.1645	0.3255	0.4549	9.7030	$2398 \pm 4$

Примечание. АО 34% – количество вещества, удаленного в процессе аэроабразивной обработки; ТФ – тяжелая фракция циркона; НРФ – нерастворившаяся после предварительной кислотной обработки фаза.

изотопному составу нерастворенного остатка после кислотной обработки циркона (+125 мкм) в течение 1 ч располагается на конкордии (N 6, рис. 5) и соответствует возрасту ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ )  $2398 \pm 4$  млн. лет (табл. 5). В целом фигуративные точки изотопного состава цирконов из пробы H-317-1 аппроксимируются линией регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $2394 \pm 12$  млн. лет, а нижнее –  $399 \pm 49$  млн. лет; СКВО = 7 (рис. 5). Принимая во внимание, что фракция циркона, для которой получено конкордантное значение возраста, располагается на этой же дискордии, можно рассматривать полученное для нее значение возраста  $2398 \pm 4$  млн. лет как возраст кристаллизации циркона из пробы H-317-1 биотитовых субщелочных лейкогранитов  $\gamma_1$ .

Как следует из приведенного выше описания, цирконы из гранитоидов  $\gamma_1$  обладают морфологическими характеристиками и особенностями внутреннего строения, которые указывают на их магматическое происхождение. Из этого следует, что значения возраста цирконов из этих гранитоидов  $2487 \pm 5$  млн. лет,  $2423 \pm 28$  млн. лет и  $2398 \pm 4$  млн. лет отвечают возрасту кристаллизации родоначальных для  $\gamma_1$  расплавов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в статье геохронологические данные показывают, что протолит амфибол-биотитовых тоналито-гнейсов нестратифицируемого инфракrustального комплекса северного фланга зоны сочленения ОГЗО и АГГО имеет возраст около  $3184 \pm 85$  млн. лет. Это дает возможность сопоставлять их с амфибол-биотитовыми и биотитовыми тоналит-трондьемитовыми гнейсами нестратифицируемого инфракrustального комплекса ОГЗО, среди которых к настоящему времени выделены две группы с возрастом  $3016 \pm 8$  млн. лет и  $3212 \pm 8$  млн. лет (Nutman et al., 1992), тогда как гиперстен-биотитовые тоналито-

гнейсы нестратифицируемого инфракrustального комплекса северо-западной части АГГО имеют возраст  $3335 \pm 3$  млн. лет (Nutman et al., 1992).

Возраст наиболее ранних структурно-метаморфических преобразований пород инфракrustального комплекса северного фланга зоны сочленения ОГЗО и АГГО составляет  $3005 \pm 5$  млн. лет. Близкий возраст имеет Тунгурчаканский габбродиорит-тоналит-трондьемитовый массив ( $3001 \pm 3$  млн. лет, U-Pb метод по циркону; Сальникова и др., 1993) ( $\gamma_1$ , табл. 1), становление которого предшествовало формированию глубинных пластических надвигов первой возрастной группы восточной части ОГЗО. Принимая во внимание эти данные, есть все основания рассматривать самые ранние из распознаваемых структурных элементов ( $S_n$ ), установленные в гнейсах инфракrustального комплекса ОГЗО и зоны сочленения ОГЗО и АГГО как одновозрастные. В свою очередь это позволяет коррелировать лежачие складки  $F_1$  и кристаллизационную сланцеватость  $S_1$  зоны сочленения ОГЗО и АГГО со структурными элементами глубинных надвигов первой возрастной группы восточной части ОГЗО. В северо-западной части АГГО возможными возрастными аналогами указанных структурных элементов являются лежачие складки  $F_1$  и кристаллизационная сланцеватость  $S_1$ .

Становление интрузий гранитоидов калиевого ряда  $\gamma_1$ , широко распространенных в пределах северного фланга зоны сочленения ОГЗО и АГГО, произошло в интервале  $2398 \pm 4$ – $2485 \pm 5$  млн. лет, т.е. связано не с раннеархейским (Ранний докембрий..., 1986), а с раннепротерозойским этапом геологического развития Алданского щита. Гранитоиды  $\gamma_1$  подвергаются наложенным структурно-метаморфическим преобразованиям только начиная с момента формирования глубинных пластических надвигов второй группы. Следовательно, нижняя

возрастная граница последних составляет не более 2.4 млрд. лет. Необходимо подчеркнуть, что структурные элементы глубинных надвигов этой группы уверенно прослеживаются не только на территории восточной части ОГЗО и северного фланга зоны сочленения ОГЗО и АГГО, но и на территории северо-западной части АГГО (Сальникова, 1993). Другими словами, они могут быть использованы в качестве общих точек отсчета для корреляции структурно-возрастных шкал, разработанных для восточной части ОГЗО и северо-западной части АГГО. О верхней возрастной границе формирования раннепротерозойских глубинных надвигов зоны сочленения и сопредельных территорий ОГЗО и АГГО в настоящее время мы может судить только на основании геохронологических данных, полученных для субщелочных диоритов и кварцевых диоритов северо-западной части АГГО ( $\gamma_2$ , табл. 1), внедрение которых, судя по их положению в структурно-возрастной шкале, произошло после формирования глубинных пластических надвигов третьей группы. По данным U-Pb метода по циркону возраст этих гранитоидов составляет  $1962 \pm 5$  млн. лет (Котов и др., 1993).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 94-05-17043) и Международного научного фонда (проект R1A000).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Докембрийская геология СССР / Под ред. Рундквиста Д.В. и Митрофанова Ф.П. Л.: Наука, 1988. 440 с.

Древнейшие породы Алдано-Станового щита: Путеводитель Международной геологической экспедиции Проекта МПГК № 280 "Древнейшие породы Земли". Л., 1989. 260 с.

Кицул В.И.; Дук В.Л. Эндогенные режимы формирования и этапы эволюции раннедокембрийской литосфера Витимо-Алданского щита // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембре. Л.: Наука, 1985. С. 217–235.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М. и др. Раннепротерозойские гранитоиды северо-западной части Алданской гранулито-гнейсовой области (Алданский щит): U-Pb и Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 1993. № 2. С. 15–21.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография / Под ред. Богатикова О.А. М.: Наука, 1985. 768 с.

Макеев А.Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. Л.: Наука, 1981. 64 с.

Неелов А.Н. Палеотектоника докембра Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей // Геология докембра. 23 сес. МГК. Л.: Наука, 1968. С. 41–51.

Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов Юго-Восточной Сибири. Л.: Наука, 1979. 311 с.

Ранний докембрый Южной Якутии / Под ред. Добрецова Н.Л. М.: Наука, 1986. 280 с.

Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей Алданского щита. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 1993. 16 с.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Немчин А.А. и др. О возрасте Тунгурчаканского массива (Олекминская гранит-зеленокаменная область, Алданский щит) // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 3. С. 356–358.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal composition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U. S. Geol. Surv. Open-File Rept. № 88-542. 1991a. 35 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U. S. Geol. Surv. Open-File Rept. № 88-557. 1991b. 64 p.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. V. 54. P. 195–210. Precambrian Geology of the USSR / Rundqvist D.V., Mitrofanov F.P. (eds.) Amsterdam: Elsevier, 1993. 528 p.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. P. 359–362.

Рецензент Е.В. Бибикова

УДК 551.72(470.13)

## НОВЫЕ ДАННЫЕ К СТРАТИГРАФИИ РИФЕЯ ТИМАНА

© 1997 г. М. Е. Раабен\*, Л. И. Опаренкова\*\*

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

\*\* Ухтинская геолого-разведочная экспедиция, 169400 Ухта, Портовая ул., 9, Россия

Поступила в редакцию 29.12.94 г., получена после доработки 06.12.95 г.

Биостратиграфическая характеристика верхнего рифея Тимана дополнена новыми данными, полученными при бурении ряда скважин в районах Цильменского Камня. Западные разрезы здесь густо насыщены строматолитовыми слоями, и это позволяет проследить до южной оконечности Северного Тимана всю последовательность горизонтов, выделенных в южно-уральском стратотипе каратаавия, от юрезанского до сүлеймановского включительно. Впервые за пределами Южного Урала прослежен симский горизонт с характерными для него строматолитовыми слоями с *Sophyton gaganicus* var *ikeni* Raab. et Komar и *Baicalia ex. gr. prima* Semikh., в местной шкале ему отвечает большая часть нижней подсвиты павьюгской свиты. Богатая ассоциация строматолитов сүлеймановского горизонта и граничных с ним уровняй минского горизонта характеризует верхнюю подсвиту павьюгской свиты. Строматолитсодержащие карбонатные толщи частично замещаются существенно сланцевыми отложениями в юго-восточных разрезах Цильменского Камня.

**Ключевые слова.** Рифей, строматолиты, горизонт, каратаавий, стратиграфия, корреляция.

Вопросы стратиграфии верхнего докембра Тиманского кряжа, принципиально важные для понимания строения и истории становления фундамента Восточно-Европейской платформы, изначально сталкивались и все еще сталкивается с рядом трудностей: их решение осложняют, с одной стороны, особенности самого разреза, изобилующего однообразными сланцевыми толщами, в сочетании с довольно интенсивной разломной тектоникой, а с другой – разобщенность поднятий – площадей выхода докембрейских толщ на поверхность и плохая обнаженность на этих площадях. Все это, вместе взятое, обусловило пестроту и противоречивость стратиграфических схем, возникших на ранних этапах исследований (см. обзор Журавлев и др., 1966); связанный с этим же недостаток фактического материала ощущается и сейчас. Вместе с дефицитом изотопно-геохронологических данных, он препятствует уточнению стратиграфической шкалы рифея Тимана и корреляционной схемы верхнего докембра Европейского Севера России, принятых МСК в 1985 г., в качестве рабочих схем (Рифей и венд..., 1987).

В последнее время новые материалы получены при бурении и маршрутных исследованиях на Цильменском поднятии, в бассейнах верхнего течения рек Цильмы и Рочуги, т.е. на южной оконечности Северного Тимана (рис. 1). Этот район близко примыкает к поднятиям Среднего Тимана, разрезы которого легли в основу общей для всего кряжа стратиграфической схемы верхнего докембра. В настоящей статье рассмотрены главным образом те из этих материалов, которые касаются биостратиграфической характеристики карбонатных строматолитсодержащих

толщ, играющих роль главных маркеров при решении вопросов корреляции тиманского докембра. Результаты изучения большой коллекции образцов из кернов скважин и поверхностных обнажений (более 80 образцов, сборы Л.И. Опаренковой, В.М. Пачуковского, В.Н. Опаренкова) существенно дополняют имеющиеся сведения о строматолитах рифея Тимана. Как будет показано ниже, полученные новые данные ставят вопрос о внесении корректив в ныне принятые представления.

В современной стратиграфической схеме верхнего рифея Тимана различают две карбонатные свиты: павьюгскую и ворыквинскую. Первая сопоставляется с миньярской свитой, вторая – со всем нижележащим надзильмердакским интервалом каратаавской серии стратотипа (табл. 1). На дневную поверхность выходит, за редкими исключениями, только павьюгская, более молодая свита: ее выходы известны на большинстве тиманских поднятий – на Джеким-Парме, Оч-Парме (Южный Тиман), Четласском и Цильменском Камнях (Средний и Северный Тиман), и она расценивается обычно как самый надежный маркер среди осадочно-метаморфических толщ региона (Ивенсен, 1964; Гецен, 1975 и др.). Эта карбонатная строматолитсодержащая толща была впервые обособлена на Джеким-Парме как девонская “свита скорлуповатых доломитов” (Милорадович, 1938); позднее, в сороковых годах, ее выделяли под различными названиями на Оч-Парме и на Четласском Камне (подробный обзор см. Журавлев и др., 1966; Гецен, 1975), однако мысль об общности карбонатных толщ на всем протяжении Тиманского кряжа, а также на п-ове Канин

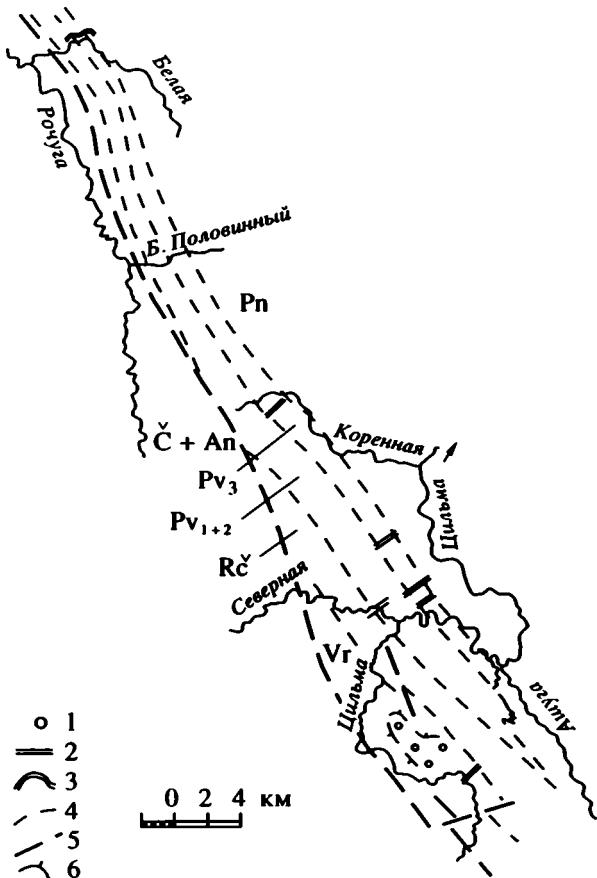


Рис. 1. Схема расположения мест сбора палеонтологического материала в бассейнах р. Цильмы и Рочуги (Северный Тиман).

1 – скважины; 2 – линии сближенных скважин; 3 – поверхностные обнажения (на р. Белой); 4 – границы местных литостратиграфических подразделений; 5 – разломы; 6 – элементы залегания (в ворыквинской свите).

высказывалась уже К.К. Волосовичем (1944) и другими геологами. Вскоре после первой публикации, в которой разноименные ранее карбонатные свиты Среднего и Южного Тимана объединены под общим названием быстринской свиты (Солнцев, Кушнарева, 1957), представление об их

единстве было принято почти всеми исследователями, за немногими исключениями (Разницын, 1964 и др.). Термин “быстринская свита”, впервые введенный Э.А. Кальберг на Среднем Тимане (Кальберг, Вологдин, 1947), прочно вошел в общий обиход. Гораздо менее известный термин “павьюгская свита” (Наливкин, 1962) включен в упомянутую корреляционную схему на Сыктывкарском совещании по верхнему докембрию в 1983 г. в связи с тем, что в типовом районе карбонатные породы не всегда имеют объем быстринской свиты и обособлялись иногда как ее нижняя толща или подсвита (Кальберг, 1948), а также как нижнебыстринская свита.

Важным аргументом в пользу единства быстринских отложений явилось сходство “древних водорослей” или “водорослевых построек” (Чочия, 1955; Солнцев, 1959), а позднее устойчивость строматолитовых и микрофитолитовых ассоциаций (Журавлев и др., 1966; Раабен, Забродин, 1972; и др.) в различных районах Тимана.

К составу органических остатков в быстринских отложениях обращались на всех этапах исследований, когда вставал вопрос о положении докембрийского разреза (ранее – “древних свит”, “сланцев М”) Тимана в общей стратиграфической шкале; при этом давно наметилась аналогия с карбонатными толщами гиперборея Скандинавии и Мурманского побережья (“слоями с гимнозолен”) или (и) с каратавием Западного склона Урала (Вологдин, 1938; Чочия, 1955; Раабен, 1960; Крылов, 1960 и др.). Корреляция с миньярской свитой, возможность которой предполагал Н.Н. Ростовцев (1948), исходя из сопоставления разрезов Южного Тимана, Поляудова Кряжа и Башкирского поднятия, нашла широкое признание с тех пор, как было установлено сходство быстринского и миньярского фитолитовых комплексов (Раабен, Забродин, 1972 и др.).

Присутствие в разрезе рифея Тимана еще одной, более древней карбонатной свиты достоверно установлено сравнительно недавно; вероятные аналоги катаевской свиты стратотипа отмеча-

Таблица 1. Корреляция подразделений верхнего рифея Тимана, Урала и Поляудова Кряжа. Из корреляционной схемы верхнего докембрая европейского Севера СССР (Рифей и венд..., 1987, с. 59–60); верхний рифей – в интервале возрастов  $1050 \pm 50$ – $690 \pm 25$

Тиманская гряда	Смежные регионы	
(Четласско-Цилемский вал)	Уральский кряж	Предуральский прогиб
Паунская свита	Миньярская свита	
Павьюгская свита		Низъянская свита
Рочугская свита	Подинзерские слои	
Ворыквинская свита	Инзерская свита	
	Катаевская свита	Деминская свита
	Зильмердакская свита	Рассольненская свита
Аньюгская свита		

лись в глубоких шурфах на крайнем юге Тимана (Ростовцев, 1948; Владимирская, 1955), в скважинах в Западном Притиманье (Кушнарева и др., 1955), но из-за отсутствия органических остатков их возраст оставался спорным, а самостоятельность вызывала сомнения (Черная, 1975). Карбонатная свита, охарактеризованная строматолитовой ассоциацией, близкой к катаевской и деминской, выделена И.П. Черной по данным бурения на южной оконечности Четласского Камня и получила название ворыквинской (Черная и др., 1979). В типовом районе ворыквинская свита резко отличается от павьюгской (быстрицкой) как обликом пород, так и составом строматолитов. Подобно катаевской и деминской свитам Урала она сложена пестроцветными карбонатными и карбонатно-глинистыми породами и содержит в нижней трети биостромные пласти со столбчатыми строматолитами. Свита построена трехчленно, с нижней толщей, представленной кирпично-красными известняками, средней толщей ленточных розовых и зеленоватых доломитов и мергелей, и верхней, сложенной серыми и зеленоватыми известняками и мергелями. Таким строением она здесь близко напоминает катаевскую свиту Южного Урала в западной полосе ее выходов с той лишь разницей, что слои со столбчатыми строматолитами тяготеют на Урале не к этой полосе, а к более восточным разрезам Инзерского синклиниория и Юрзанской мульды, где катаевская свита утрачивает трехчленное строение (Стратотип..., 1983). Столбчатые строматолиты в ворыквинской свите Четласского поднятия, как в катаевской и деминской, представлены *Inzeriatjomusi Kryl.* и несколькими формами *Jurusania*, одной из которых является *J. nizvensis Raab*. Пластовые строматолиты *Malginella*, распространенные в верхней подсвите катаевской свиты (К-3), в ворыквинских отложениях не встречены. Впрочем, и в деминской свите малгинеллы известны только в маломощных пачках на р. Низьве (Полюдовское поднятие) и отсутствуют на Колчимском и Ухтымском поднятиях.

На юго-востоке Четласского Камня ворыквинская свита непосредственно граничит с отложениями павьюгской свиты, охарактеризованными здесь только миньярскими формами строматолитов. Характер контакта между названными свитами из-за ограниченности прямых геологических данных остался не выясненным. Ни более древний возраст первой из них, ни принадлежность обеих свит к верхнему рифию не оспаривались, но соотношения между ними интерпретировались по-разному, равно как и вопрос о корреляции ворыквинской свиты с типовыми разрезами каратаевия Урала.

При выделении ворыквинская свита была соотнесена с катаевской свитой стратотипа, что вызвало одновременно предположение о том, что

между ее отложениями и быстрицкими строматолитами содержащими толщами имеется перерыв в интервале, отвечающем в стратотипе инзерской свите (Черная и др., 1979). Согласно другой интерпретации, вошедшей в ныне принятую корреляционную схему, обе свиты образуют единый непрерывный карбонатный разрез (Плякин, 1979; Рифей и венд..., 1987). Вместе с прочно вошедшей в практику аналогией между быстрицкой (павьюгской) и миньярской свитами, эта интерпретация обусловила сопоставление ворыквинской свиты с широким интервалом каратаевской серии Южного Урала, а также с деминской и двумя нижними подсвитами низьвенской свиты Полюдова Кряжа (Рифей и венд..., 1987), иначе говоря – с совокупностью Юрзанского и Симского горизонтов (Стратотип..., 1983). Представление о непрерывности разреза получило подтверждение данными о том, что на Цильменском Камне, в бассейне р. Рочуги павьюгская свита соединена постепенным переходом со сланцево-карбонатной рочугской свитой (Гецен, 1975), которая расценивается как латеральный аналог ворыквинской свиты (Рифей и венд..., 1987).

Как показано ниже, новые данные по Цильменскому поднятию в основном согласуются с принятой схемой соотношений ворыквинской, рочугской и павьюгской свит между собой, но ставят по иному вопросу об их стратиграфическом объеме и корреляции с типовыми разрезами каратаевия Урала.

Ворыквинская свита (более 300 м) слагает в верхнем течении р. Цильмы полосу ЮЮВ–ССЗ простирания, в большей части перекрытую отложениями девона. К югу от р. Северной ворыквинские отложения образуют антиклинальную структуру, погружающуюся в ССЗ направлении, а на юге осложненную поперечным разломом. Основание свиты на Цильменском Камне не вскрыто, ее контакт на западе с более древними образованиями аньюгской свиты и четласской серии является тектоническим. В составе ворыквинской свиты резко преобладают карбонатные породы – известняки и доломиты различной окраски, от светло-зеленовато-серых, почти белых, до темно-серых и коричнево-бурых; им подчинены прослои известково-глинистых сланцев. Среди доломитов распространены строматолитовые разности, иногда сопровождающие конгломерато-брекчиями. Близ основания вскрытого разреза встречены проблематичные структуры, похожие на постройки пассивно-ветвящихся строматолитов, но, видимо, отвечающие почти безрельефным матам, промытым узкими каналами. Несколько выше встречаются пластовые строматолиты *Stratifera pseudocolumnata Komar*, куполовидно-желваковые постройки *Paniscollenia* sp., колонки *Baicalia* (?), представленные фрагментарно. В средней части вскрытого разреза развиты два пласта строматолитовых пород,

прослеженные на восточном и западном крыльях упомянутой антиклинали. Первый, нижний пласт (10 м) образован колонками *Kussiella aff. timanica* Raab., второй (12 м) расположен в 45–50 м выше и заключает *Jurusania nizvensis* var. *kurtuniformis*; строматолитовые породы сопровождают карбонатные конгломерато-брекчии.

Вариетет *J. nizvensis* var. *kurtuniformis* (nov) сохраняет все признаки формального вида (аморфно-пленочная пластинчатая текстура слоев, малый размер колонок, их частые отклонения от кругло-цилиндрической формы, обилие соединительных мостиков); он характеризуется преобладанием уплощенных, с вытянутыми поперечниками колонок. Этой особенностью он напоминает сибирскую верхнериифейскую форму *Kurtunia longa* Schenfil, что отражено в названии вариетета.

Последние 100–150 м вскрытого разреза ворыквинской свиты не содержат строматолитов; верхняя граница свиты в бассейне Цильмы не наблюдалась, отсутствуют и прямые геологические данные о ее соотношении с рочугской свитой, которая примыкает к ней здесь с востока и также имеет общее падение на ВСВ.

Рочугская терригенно-карбонатная свита в типовом для нее районе – на правобережье Рочуги граничит снизу по разлому с четласской серией. Мощность рочугских отложений, обнаженных по притокам Рочуги – р. Белой и ручьям Большому и Малому Половинным, составляет 300–400 м. Нижняя половина сложена пестрыми тонкопараллельно-слоистыми сланцами, состоящими из карбонатов, серицита, хлорита и гидрослюд и чередующимися с маломощными прослойями известняков и доломитов; верхняя половина свиты представлена главным образом темно- и зеленовато-серыми сланцами того же состава с тонкими прослойями алевролитов и отдельными пачками доломитов, содержащих пропластки глинисто-углистых сланцев (Гецен, 1975). В бассейне Цильмы рочугские отложения также представлены преимущественно темноцветными, серыми и зеленоватыми серицит-хлоритовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, которым подчинены тонкие прослои алевролитов и тела карбонатных пород. Скважиной на р. Цильме, близ устья р. Северной проиден пласт (лиза?) строматолитовых доломитов и карбонатных конгломерато-брекчий мощностью около 10 м, залегающий в 100 м ниже кровли рочугской свиты. Строматолиты представлены *J. nizvensis* var. *kurtuniformis*, и присутствие этой общей формы говорит в пользу принятого в корреляционной схеме представления о латеральном замещении карбонатных пород ворыквинской свиты рочугскими сланцево-карбонатными отложениями, хотя не дает уверенности в том, что замещение охватывает объем этих свит полностью.

Павьюгская (быстринская, нижнебыстринская) свита, сложенная почти нацело карбонатными породами мощностью порядка 1000 м, протягивается непрерывной полосой с ССЗ и ЮЮВ от левобережья р. Рочуги до водораздела Цильмы с ее притоком, р. Ашгой. Она представлена здесь лучше, чем на речках Павьюге, Быстрой и в других разрезах на Четласском Камне, где обнаружения фрагментарны, а контакты с другими свитами носят тектонический характер. На Цильменском поднятии согласный, с постепенным переходом контакт павьюгской и подстилающей ее рочугской свит наблюдается на р. Цильме, где вскрыт скважинами близ устья р. Северной; как упоминалось выше, такой же характер соотношений отмечен и в бассейне р. Рочуги.

В бассейне Цильмы севернее р. Ашгуги павьюгская свита включает три толщи, которые картируются в качестве ее подсвит. Первая толща (нижнепавьюгская подсвита, 200–250 м) сложена известняками и доломитами, богатыми строматолитовыми разностями. В базальной части обособляется мощная пачка (40–50 м) темно-серых, почти черных строматолитовых доломитов с подчиненными прослойями углисто-глинистых сланцев. Доломиты образуют биостромные пласты, сложенные постройками *Sophyton gorganicus vag. ikeni* Raaben of Komar, иногда в сопровождении *Colonella* sp. Средняя часть первой толщи представлена серыми доломитами с *Baicalia ex. gr. prima* и *B. cf. lacera*. Верхняя часть толщи окрашена в более светло-серые и желтоватые тона и заключает *Poludia mutabilis* Raab. et Komar (рис. 2).

Вторая толща (среднепавьюгская подсвита, 300–350 м) выделяется как бесстроматолитовая подсвита. Она сложена сизыми и серыми слоистыми известняками и доломитами, преимущественно лишенными органических остатков, лишь в верхней части встречаются онколитовые разности с мелкими везикуллитами.

Третья толща (верхнепавьюгская подсвита, 450–500 м) нередко называется биогермной толщей и доля биогермных строматолитовых пород в ее составе очень значительна. Толща сложена массивными серыми, желто-бурыми и красноватыми доломитами; резко преобладающим строматолитовым разностям местами подчинены карбонатные брекчии, прослои онколитовых доломитов и отдельные пачки слоистых карбонатов.

Породы этой части разреза содержат богатый набор строматолитов. Общий их список включает *Gymnosolen giganteus* Raab., *G. ramsayi* Steinm., *G. levis* Kryl., *G. asymmetricus* Raab., *Minjaria* sp., *Inzeria* cf. *djejimi* Raab., *Parmites nubilosus* Raab. et Komar, *P. concrescens* Raab., *Tungussia perforata* Raab., *Poludia polymorpha* Raab., а также неопределенные формы родов *Tungussia*, *Parmites* и *Poludia*. По ранее приводившимся данным на р. Северной при-

существует также Con. miloradovi Raab. (Рифей и венд..., 1987). Онколовые разности пород за-ключают *Vesicularites* sp.

Материал, полученный по группе скважин на р. Цильме ниже устья р. Северной, позволил уста-новить последовательность некоторых из назван-ных форм в разрезе: *G. giganteus*, *G. ramsayi*, при-урочены к низам подсвиты; в средней части пре-обладают *P. polymorpha* и близкие к ней формы того же рода в сочетании с *Parmites nubilosus* и *Parmites* sp.; более высокие горизонты содержат *P. concrescens* и *G. levis*.

Верхнепавьюгская подсвита как толща пре-имущественно биогермных строматолитовых по-род прослеживается и в северных разрезах бассейна Рочуги. В обнажениях по р. Белой у ее основа-ния залегают массивные серые и желтоватые доломиты с *Gymnosolen giganteus*, выше, как и в бассейне Цильмы, хорошо представлены слои с массовыми *P. polymorpha* и *Poludia* sp. Первая и вторая подсвиты в бассейне Рочуги не разделены, так как здесь отсутствует обособленная сколько-нибудь четко бесстроматолитовая толща в сред-ней части разреза (см. также Рифей и венд..., 1987, рис. 21). У основания свиты, как и на Циль-ме, отмечена характерная пачка темноцветных доломитов с прослойями углистых сланцев.

Вверху павьюгская свита граничит с существ-венно сланцевой паунской свитой – верхним членом рифейского разреза в схеме 1985–1987 гг.; мощность ее пород, согласно схеме, составляет 1000–1500 м, по другим оценкам она варьирует от 600 до 2500 м. Паунская свита выделена в бассейне р. Светлой, на Четласском поднятии (Наливкин, 1962); ее стратотип на руч. Паун является частью типового разреза быстринской свиты (Паун, Быст-рая, Быструха – синонимичные названия одной и той же речки), и паунская свита совпадает здесь с верхнебыстринской (=оселковой=сланцевой) под-свитой схемы Э.А. Кальберг (1948). Она представ-лена темно- и стально-серыми кварцево-серици-товыми и серицитово-глинистыми сланцами с от-дельными маломощными прослойками доломитов и известняков. Из-за слабой обнаженности типо-вого и других разрезов объем паунской свиты и ее соотношения с другими докембрийскими лито-стратиграфическими подразделениями интер-претировалась по-разному. Так, В.Г. Гецен (1975) рассматривал породы паунской свиты в составе кислоручейского комплекса, считая, что они по-всеместно граничат с павьюгской свитой по текто-ническому контакту и относятся к другой струк-турно-формационной зоне. Позднее, исходя из данных по Оч-Парме, возобладало мнение о со-гласном залегании паунской свиты на павьюгской, вошедшее в корреляционную схему 1985–1987 гг. Однако прежде многие геологи, вслед за Э.А. Кальберг, предполагали вероятность лате-

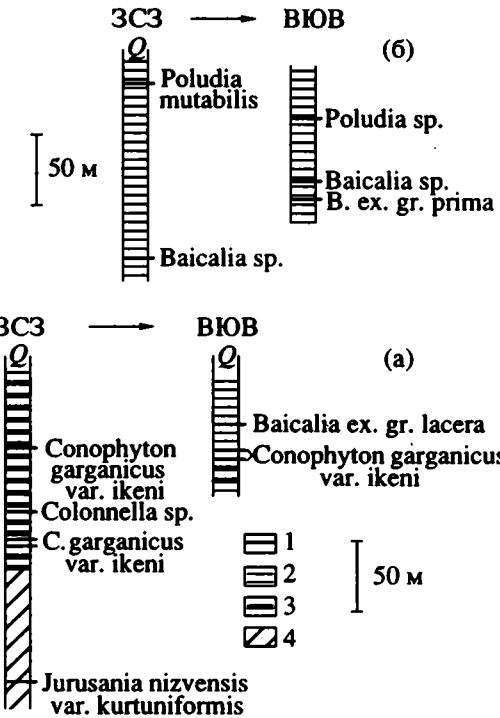


Рис. 2. Вертикальное распределение строматолитов в разрезах опорной группы скважин близ устья р. Се-верной, бас. Цильмы.

1 – уровни со строматолитами; 2–4 – вмещающие по-роды (2–3 – нижнепавьюгская подсвита): 2 – доломи-ты, строматолитовые доломиты, 3 – черные строма-толитовые доломиты с пачками углисто-карбонатных сланцев; 4 – рочугская свита, глинистые сланцы с про-слоями алевролитов и пачками карбонатных пород.

ральных фациальных замещений между карбо-натной и оселковой подсвитами быстринской сви-ты, т.е. между павьюгской и паунской свитами (см. обзор Журавлев, Осадчук, 1963; Журавлев и др., 1966). При этом отмечалось сокращение мощности карбонатных пород и исчезновение из разреза строматолитовых доломитов при одновременном возрастании мощности сланцевой толщи на Четласском Камне в направлении с ЮЮВ на ССЗ.

В бассейне Цильмы наблюдаются подобные же изменения, но в противоположном направле-нии, с ССЗ на ЮЮВ. В полосе от р. Белой до ус-тья р. Ашуги паунская свита картируется в соста-ве трех толщ, нижняя и верхняя имеют сущес-твенно сланцевый состав, разделяющая их толща сложена алевролитами, сланцами и песчаниками. Нижняя толща темноцветных известково-глинист-то-углистых сланцев залегает без видимого несо-гласия, но местами с размывом на строматолито-вых породах третьей толщи павьюгской свиты. В бассейне нижнего течения Ашуги стромато-литсодержание верхнепавьюгские породы от-сутствуют. На их простирации развиты отложения

**Таблица 2. Схема корреляции верхнерифейских строматолитсодержащих свит Тимана и Урала с учетом новых данных. Цифры в колонках – строматолитовые слои**

Тиман, свиты	Полюдов Кряж, свиты	Южный Урал	
		свиты	горизонты
?	Низъянская 8 7 6а 5 4 3	Укская	12 11
Паунская 9 8 7		Минярская	10 9 8 7
Павьюгская 6а 5		Инзерская	6 5
4		Симская	4
3			3
Рочугская	Деминская 2 1	Катавская	2 1
Ворыквинская 1, 2		Зильмердакская	
Аньютская	Рассольненская		

паунской свиты: темноцветные кварцево-хлорит-серпентитовые сланцы залегают на второй (средне-павьюгской) подсвите и заключают прослой и отдельные крупные пачки (до 70 м) карбонатных пород. В бассейне верхнего течения Ашуги и далее к югу павьюгская свита отсутствует, а поля развития паунских и рочугских сланцевых толщ смыкаются. Эти соотношения вновь ставят вопрос о вероятности латеральных переходов между павьюгской и паунской свитами. Они тем более вероятны, что характер накопления карбонатных пород первой из названных свит чаще всего трактуется как рифогенный или близкий к рифогенному.

Параллельно возникает и вопрос о том, не входят ли в паунскую свиту наряду с латеральными стратиграфическими аналогами павьюгской свиты также и более молодые отложения. Намеком на такую возможность представляются упомянутые следы размыва в основании нижней сланцевой толщи паунской свиты севернее Ашуги, а также и то, что на Оч-Парме при согласном залегании разрез этой свиты начинается конгломератами (Гецен, 1975). Проверить эти предположения можно было бы, лишь расширив изучение детальной листостратиграфии паунских и биостратиграфии павьюгских отложений за пределы рассмотренного района. Здесь мы касаемся этих вопросов в порядке их постановки. Палеонтологическими данными, которые могли бы пролить свет на вопросы стратиграфии паунской свиты, мы пока не располагаем, строматолитсодержащие породы в ней отсутствуют или крайне редки. В поле ее развития на р. Коренной М.Е. Раабен были найдены глыбы строматолитовых доломитов с *Poludia*

*polymorpha*, но привязка их к разрезу недостоверна, а новых, более надежных данных пока нет.

Возвращаясь к строматолитсодержащим толщам Цильменского Камня, подчеркнем, что в них устанавливается последовательность ворыквинской (ворыквинско-рочугской) ассоциации (слои 1, 2) и всего ряда строматолитовых слоев из различных уровней разреза павьюгской свиты. Снизу вверх этот ряд включает слои: 3 – с *Con. ganganicus var. ikeni* и колонеллами; 4 – с *Baicalia pl. sp.*; 5 – с *Poludia mutabilis* и верхнепавьюгскую многотаксонную ассоциацию, в составе которой намечаются слои: 6а – с *Gymnosolen giganteus*, *G. ramsayi*; 7 – с *Poludia polymorpha* и *Parmites nubilosus*; 8, 9 – с *Parmites concresens* и *G. levis* (табл. 2).

На других поднятиях Тимана известны только части этой последовательности. На Четласском Камне хорошо охарактеризованы низы строматолитсодержащего разреза: присутствующее в ней сочетание таких таксонов, как *Inzeria tjomusi Kryl.* и *Jurusania pl. sp.*, типично для нижнего карбатавия Северной Евразии как Урала, так и восточной Сибири (Семихатов, Раабен, 1993), а присутствие *J. nizvensis* объединяет ворыквинскую ассоциацию Четласского и Цильменского поднятий. Сравнивая ее состав в этих районах, можно заметить, что на юге она богаче столбчатыми формами, но беднее на уровне морфотипов. Пластовые и желваковые строматолиты, присутствующие лишь на Цильменском поднятии, расцениваются обычно как показатели мелководных обстановок, и весьма вероятно, что именно палеогеографические особенности определяют указанные выше различия. В павьюгской свите на Четласском Камне представлены

лишь элементы верхнепавьюгской строматолитовой ассоциации: *Gymnosolen asymmetricus*, *Inzergia djejimi*, *Parmites* sp.

На южном Тимане известна только павьюгская карбонатная свита. На Оч-Парме в породах нижней половины ее разреза присутствует *Tungussia colc imi*; верхняя половина свиты на Оч-Парме и весь видимый разрез ее на Джежимской Парме, представленные главным образом строматолитовыми доломитами, охарактеризованы таксонами, общими с верхнепавьюгской ассоциацией цильменского разреза: *Gymnosolen giganteus*, *Conophyton miloradoviči*, *Inzergia djejimi*, *Poludia polymorpha*, *Parmites concrescens*; на Джежимской Парме их сопровождают некоторые эндемики. Последовательность общих форм не отличается от установленной в бассейне Цильмы.

Исследования на Цильменском поднятии расширили данные о систематическом составе строматолитов нижней и верхней частей карбонатных толщ каратаевия Тимана, а также восполнили пробел в строматолитовой характеристике промежуточной части разреза. В результате численность таксонов, известных в составе верхнерифейского комплекса Тиманского кряжа, значительно возросла. Он включает сейчас 14 таксонов родового ранга и 22 формы, большинство которых допускает полное определение. Более 90% родов и около 80% видов являются общими с каратаевской серией и встречаются либо в разрезах Башкирского антиклинория, а также Полюдова кряжа, либо в одном из этих районов. Таким образом, не остается сомнений в принадлежности Тимана и западного склона Урала к единой строматолитовой провинции, а потому использование в ее пределах общих таксонов и близких по составу ассоциаций в целях детальной стратиграфической корреляции целесообразно и достаточно надежно.

Исходя из аналогий состава и последовательности таксонов, можно с большой долей уверенности сопоставить с катавской и деминской свитами допавьюгскую часть строматолитов содержащих толщи Северного и Среднего Тимана, несмотря на то, что верхние уровни ворыквинской и рочугской свит лишены строматолитов. Действительно, в основании павьюгской свиты на Цильменском поднятии залегают впервые найденные на Тимане слои с *Conophyton garganicus* var. *ikeni* в сопровождении *Colonella*: такие слои в стратотипе отмечают основание симской свиты ("подинзерских слоев"); выше следуют слои с *Baicalia ex. gr. prima*, которые на Урале занимают место близ кровли симской свиты; совокупность названных таксонов характеризует симский горизонт нижнего каратаевия (Стратотип..., 1983; Келлер, Раaben, 1988).

Строматолиты миньярского комплекса появляются в бассейне Цильмы ниже подошвы второй

(бесстроматолитовой толщи). Представленные здесь *Poludia mutabilis* и *Tungussia colc imi* входят на Урале в состав более разнообразной ассоциации тунгуссид, характеризующей нижнюю, большую часть миньской подсвиты и одноименного горизонта. На Полюдовом кряже из них известна *T. colc imi*, распространенная во II подсвите низьевенской свиты (Раaben, Забродин, 1972). Напомним, что она характеризует и низы вскрытого разреза павьюгской свиты на Оч-Парме. *Gymnosolen giganteus*, занимающий самое видное место среди строматолитов из нижних слоев верхнепавьюгской свиты, в стратотипе не представлен, но биогермные слои с этой формой находят полный аналог на Полюдовом кряже: они образуют нижнюю часть III подсвиты низьевенской свиты, перекрыты слоями с *Con. miloradoviči*, и в их кровле проводится граница миньского и сулаймановского горизонтов (Келлер, Раaben, 1989). Большая часть форм верхнепавьюгской ассоциации Цильменского Камня присутствует в бьянской подсвите Башкирского антиклинория, к ранее известным и широко распространенным на Тимане и Полюдовом кряже таксонам, упомянутым выше, добавляются такие южноуральские формы, как *Tungussia perforata*, *Parmites nubilosus*, *G. levis*.

Если приведенные сопоставления верны, то ворыквинско-рочугский интервал отвечает только катавской свите стратотипа и деминской свите Полюдова кряжа, тогда как павьюгская свита на Цильменском поднятии имеет широкий возрастной диапазон, близка по стратиграфическому объему к низьевенской свите Полюдова кряжа и отвечает в стратотипе интервалу, обнимающему свиты симскую, инзерскую и большую часть миньянской. Аналоги самых верхних слоев разреза каратаевской серии на Цильменском и других поднятиях Тимана отсутствуют, по крайней мере в карбонатных фациях: здесь не найдены слои с массовыми миньянами, с формами из шубинской пачки и из укской свиты (слои 10, 12, см. табл. 2).

Тот комплекс миньянских строматолитов, который широко распространен в тиманских разрезах и относился прежде ко всей павьюгской свите (см., например, Раaben, 1987), характеризует, как оказывается, только ее верхнюю часть. Отсутствие слоев с более древними формами в большинстве разрезов может быть связано с факторами, дающими знать о себе на Цильменском поднятии. Одним из них представляется неустойчивость по латерали карбонатных свит или отдельных толщ: за счет их замещения существенносланцевыми толщами заметно варьирует стратиграфический объем карбонатных членов верхнерифейского разреза Северного и Среднего Тимана. Еще одним вероятным фактором является прерывистое распространение внутри карбонатных толщ собственно строматолитовых слоев, нередко переходящих по латерали в немые слоистые породы,

как это, в частности, имеет место в средней части павьюгской свиты, между бассейнами Рочуги и Цильмы.

Однако не следует упускать из вида и того, что отсутствие иных, кроме миньярских, строматолитовых слоев в каких-либо из разрезов Тимана может быть лишь кажущимся. Достаточно вспомнить, что слои с юрезаниями и инзериями юрзанского горизонта были впервые обнаружены при бурении на Четласском Камне, то же повторилось сейчас на Цильменском Камне в отношении слоев с конофитонами и с байкалиями симского горизонта. В лучших поверхностных обнажениях бассейна р. Рочуги по-прежнему известны только слои с миньярскими строматолитами. Лишь материал, не менее полный, чем имеющийся для Цильменского поднятия, позволил бы надежно оценить характер разрезов других структур и составить общую картину взаимоотношений разнофациальных осадочных толщ верхнего рифея на Тимане.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Владимирская Е.В.* Додевонские отложения Колво-Вишерского края // Труды ВНИГРИ. 1955. Вып. 90. С. 225–280.
- Вологдин А.Г.* Новый Туруханский нефтеноносный район // Сов. геология. 1938. № 12. С. 3–13.
- Воллосович К.К.* Объяснительная записка к листу Р-38 (Сыктывкар) геологической карты СССР. М.: Госгеолиздат, 1944. 63 с.
- Гецен В.Г.* Строение фундамента Северного Тимана и п-ва Канин. Л.: Наука, 1975. 144 с.
- 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., Раaben М.Е., Черный В.Г.* К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41. Вып. 2. С. 49–75.
- Ивансен Ю.П.* Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.: Наука, 1964. 150 с.
- Кальберг Э.А.* Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана // Сов. геология. 1948. № 33. С. 33–40.
- Кальберг Э.А., Вологдин А.Г.* О возрасте метаморфической толщи Тимана // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58. № 1. С. 1640–1642.
- Келлер Б.М., Раaben М.Е.* Горизонты верхнего докембра // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 6–12.
- Крылов И.Н.* О значении строматолитов *Collenia buriatica* для стратиграфии позднекембрийских отложений окраин Русской платформы // Стратиграфия позднего докембра и кембра. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 131–139.
- Кушнарева Т.Н., Журавлев В.С., Зарх В.П., Саар А.А.* К стратиграфии и тектонике фундамента юго-западного Притиманья // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 5. С. 632–635.
- Милорадович Б.В.* Геологическое строение Джежимской Пармы (Южный Тиман) // Тр. НГРИ. Сер. А. 1938. Вып. 53. 52 с.
- Наливкин А.Б.* О стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимана // Тр. Совещ. по уточнению унифицир. стратиграф. схем палеозоя Волго-Уральской нефтяной провинции. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1962. С 122–123.
- Плякин А.М.* О некоторых проблемах стратиграфии докембра Тимана // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 109–111.
- Раaben М.Е.* О стратиграфическом значении слоев с *Gymnosolen* // Стратиграфия позднего докембра и кембра. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 125–131.
- Раaben М.Е., Забродин В.Е.* Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 215 с.
- Раaben М.Е.* Фитолиты в верхнем докембре Севера европейской части СССР // Рифей и венд Европейского Севера СССР. Сыктывкар. Коми ФАН СССР. 1987. С. 34–40.
- Разницын В.Н.* 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., Раaben М.Е.* Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 3–12.
- Солнцев О.А.* Метаморфические сланцы // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 133. С. 5–18.
- Солнцев О.А., Кушнарева Т.И.* Тимано-Печорская провинция // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 101. С. 5–48.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Черная И.П.* К вопросу о литологическом строении карбонатной толщи западной структурно-формационной зоны Тимана // Геол. и полезн. ископаемые Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1975. Вып. 3. С. 19–25.
- Черная И.П., Черный В.Г., Раaben М.Е.* Основные вопросы стратиграфии верхнего рифея и венда Тимана // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 102–107.
- Чочия Н.Г.* Геологическое строение Колво-Вишерского края // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 91. 390 с.

Рецензенты Ю.Р. Беккер, М.А. Семихатов

УДК 551.8:551.734(470.11.6)

## КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ДЕВОНСКОГО МОРЯ В МОСКОВСКОМ БАССЕЙНЕ

© 1997 г. Г. Д. Родионова, В. Т. Умнова

Центральный региональный геологический центр, 113105 Москва, Варшавское шоссе, 39а, Россия

Поступила в редакцию 18.12.94 г.

Представленная работа, основанная на большом фактическом материале, обобщает последние данные по изучению истории девонского осадконакопления в пределах Московского бассейна Русской платформы. Приводится шесть крупных ритмов седиментации и семь основных естественных геологических рубежей, а также корреляция их с зонами по миоспорам, брахиоподам и конодонтам. На рисунках показаны: кривая соотношения фаций моря с нормальной соленостью в Московском бассейне, ее сопоставление с палинологическими зонами и стандартной конодонтовой шкалой, а также этапы осадконакопления и этапы развития растений, продуцирующих споры. Показано сопоставление кривой соотношений фаций девонского моря с нормальной соленостью Московского бассейна с эвстатической кривой Джонсона.

**Ключевые слова.** Девон, Московский бассейн, осадконакопление, миоспоры, конодонты, брахиоподы.

Московский седиментационный бассейн рассматривается в объеме Московской синеклизы и обрамляющих ее с юга склонов Воронежской антеклизы. Московская синеклиза в девоне была занята мелководным, внутриплатформенным, полузамкнутым морским бассейном, периодически заоляющимся (рис. 1). Осадки девона Московского бассейна разнофациальны: морские, лагунные и прибрежно-континентальные. На большей части рассматриваемой территории они залегают глубоко от дневной поверхности. Мощность их в центральной, погруженной части синеклизы достигает 900–1000 м, на склонах Воронежской антеклизы сокращается до 150–200 м.

Для девонских отложений характерна ритмичность. Каждый ритм отражает время одного расширения и сокращения площади морских отложений (Тихомиров, 1967). Трансгрессивно-рессивные ритмы разных порядков по объему могут соответствовать стратонам стратиграфической шкалы (рис. 5).

При исследовании девонских отложений нами широко применялся палинологический метод, позволяющий сопоставлять одновозрастные отложения, выраженные в различных фациях: морских, лагунных с повышенной соленостью вод и в некоторой степени прибрежно-континентальных. Смена по разрезу (вертикали) руковоидящих форм и комплексов спор очень хорошо увязывается с современными представлениями об естественных рубежах и этапах осадконакопления в девонское время (Родионова, Умнова и др., 1995). Распространение комплексов брахиопод и коно-

донтов, как правило, ограничено лишь фациями моря с нормальной соленостью.

По данным более чем 1000 разрезов буровых скважин и обнажений Г.Д. Родионовой в 1993 г. для рассматриваемой территории были построены

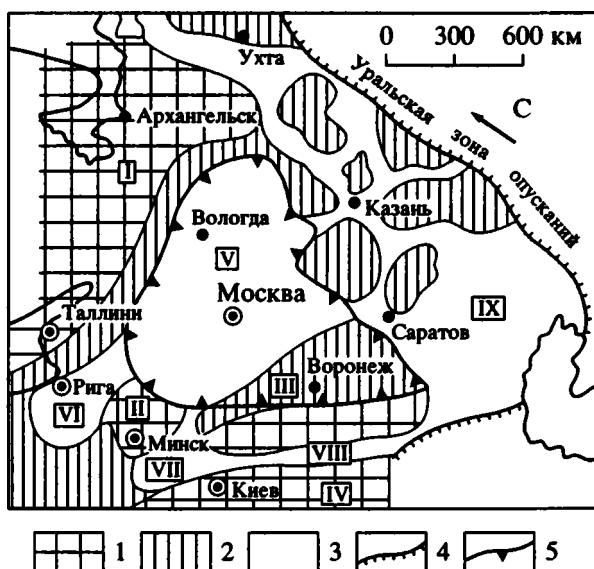


Рис. 1. Палеотектоническая схема Русской платформы в девоне.

1 – области поднятий; 2 – области поднятий, чередующиеся с опусканиями; 3 – области опусканий; 4 – границы Русской платформы; 5 – границы Московского бассейна. Названия крупнейших структур (к рис. 1–4). I – Балтийский щит; II – Белорусская антеклиза; III – Воронежская антеклиза; IV – Украинский щит; V – Московская синеклиза; VI – Литовско-Латвийская синеклиза; VII – Припятский прогиб; VIII – Днепровско-Донецкая впадина; IX – Прикаспийская впадина.

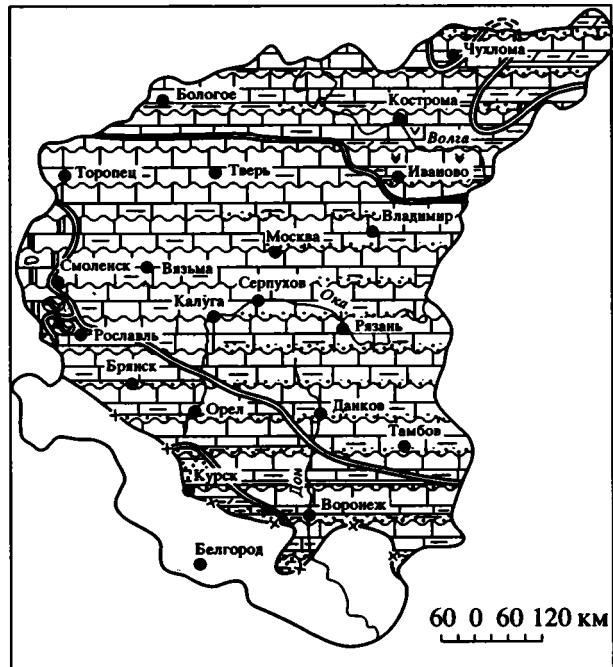
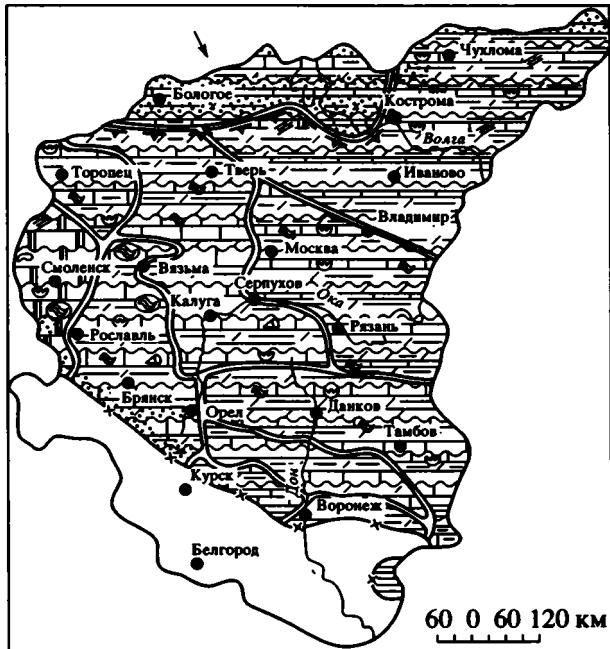


Рис. 2. Карта фаций саргаевского горизонта франского яруса центральных районов Русской платформы. Вся площадь занята морем нормальной солености (условные обозн. см. на рис. 3).



1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21
22	23	24	25	26	27	28
29	30	31				

Рис. 3. Карта фаций семилукского горизонта франского яруса центральных районов Русской платформы. Площадь моря с нормальной соленостью занимает всю площадь, кроме северо-запада территории.

Состав отложений: 1 – известняки; 2 – доломиты разнозернистые, метасоматические; 3 – доломиты микрокристаллические, седиментационные; 4 – известняки глинистые; 5 – доломиты глинистые; 6 – мергели известковые; 7 – мергели доломитовые; 8 – глины известковые; 9 – глины доломитовые; 10 – глины бескарбонатные; 11 – пески; 12 – песчаники и алевролиты; 13 – алевриты и глины алевритовые; 14 – гипсы сплошные, загипсованность; 15 – ангидриты; 16 – базальты. Накладные знаки (включения, текстурные особенности): 17 – глинистость; 18 – железистые оолиты; 19 – пестроцветность; 20 – кавернозность. Остатки ископаемых организмов: 21 – строматопоры; 22 – одиночные кораллы; 23 – колониальные кораллы; 24 – мшанки; 25 – кораллово-stromatoporовые рифы. Дополнительные знаки: 26 – границы современного распространения отложений; 27 – контуры фациальных зон; 28 – границы типовых разрезов; 29 – основные направления сноса обломочного материала; 30 – границы распространения фаций с нормальной соленостью; 31 – границы изученной территории.

литолого-фациональные погоризонтные карты и разрезы (рис. 2–4). На основании анализа этих материалов для данной работы ею построена условная кривая колебания уровня девонского моря Московского бассейна (рис. 5). За основу принято количественное соотношение (в процентах) фаций моря с нормальной соленостью от общей площади исследования. Под фациями моря с нормальной соленостью нами понимаются известково-глинистые и известковые отложения с брахиоподами, остракодами, конодонтами, гастраподами, иглокожими, мшанками и кораллами.

Изучение миоспор, зональное расчленение на их основе и выделение этапов развития наземных растений, продуцирующих споры, выполнено В.Т. Умновой. Анализ брахиопод приведен по материалам М.А. Ржонсицкой. При выделении местных брахиоподовых и конодонтовых зон и сопоставлении последних со стандартной шкалой были использованы региональная стратиграфическая схема Русской платформы (Решение..., 1990) и материалы к ней (Ржонсицкая, Куликова, 1991).

Нижнедевонские отложения в пределах рассматриваемой территории практически отсутствуют. В последние годы (Умнова, Родионова, 1991) под ряжскими отложениями установлено несколько местонахождений раннедевонских спор, по составу близких к комплексу *Emphanisporites minutus*–*E. protophanus* (нижняя часть лохковского яру-

са). Проследить и оконтурить поле развития этой толщи пока не удалось. Фаунистически подтвержденные отложения девона в пределах Московского бассейна известны с верхнего эмса.

В эмс-эйфельском этапе осадконакопления четко фиксируются два ритма: ряжско-дорого-

бужский и клинцовско-черноярский. Осадки нижнего ритма представлены внизу главным образом терригенными породами: песками, песчаниками, алевролитами, глинами (ряжский горизонт), вверху – галогенно-сульфатной толщей (дорогобужский горизонт). Органические остатки в породах редки и имеют обычно плохую сохранность: обломки рыб, остатки остракод и лингул, обугленный растительный детрит, споры. Для спор характерно господство форм подгруппы *Retusotriletes Naum.*, принадлежащих к палинозонам: *Retusotriletes clandestinus*–*Diaphanospora inassueta*–*Elenisporis biformis*. Клинцовско-черноярский ритм седиментации с максимумом трансгрессии в мосоловское время характеризуется главным образом глинисто-карбонатными осадками открытого моря, содержащими богатые комплексы брахиопод и остракод, а также встречаются остатки двустворок, гастропод, криноидей, мшанок, трилобитов, рыб. В этом интервале по брахиоподам выделяются местные зоны: *Plicopproductus nubelia*–*Spinatrypa mosolovica* (мосоловский горизонт) и *Variatrypa sokolovae* (черноярский горизонт); по спорам палинозоны: *Grandispora naumovi* (Hymenozonotrites naumovi) (клиновский горизонт) и *Rhabdosporites langii* (мосоловский и черноярский горизонты). По конодонтам отложения этого ритма известны как слои с *Polygnathus parawebbi* (Аристов, 1988) и соответствуют, по-видимому, зонам стандартной конодонтовой шкалы *australis-kockelianus* и, возможно, *costatus* (материалы Н.С. Овнатановой и Л.И. Кононовой). Осадки эмс-эйфельского этапа седиментации налегают на нижележащие породы разного возраста и прямо на кристаллический фундамент (Воронежская антиклизия) резко трансгрессивно. В ряжское время на севере территории, в районе Чухломы, имело место излияние базальтов. Подошва ряжского горизонта фиксирует естественный геологический рубеж (I).

**Живетский этап** осадконакопления представлен воробьевским, ардатовским и муллинским горизонтами, объединенными в старооскольский надгоризонт. В пределах Московского бассейна надгоризонт сложен терригенными осадками: глинами, песками, песчаниками и алевролитами. Породы сероцветные, реже пестроцветные, слюдистые, ритмично построенные. Из органических остатков они содержат лишь редкие споры зоны *Geminospora extensa* (*Archaeozonotrites extensus*). На склонах Воронежской антиклизы старооскольский надгоризонт сложен карбонатно-глинистыми осадками мелкого моря с брахиоподами, остракодами и конодонтами. По брахиоподам здесь выделяется зона *Stringocephalus burtini*. По конодонтам отложения этого ритма на склонах Воронежской антиклизы выделены как слои с *Ictiodus difficilis* (Аристов, 1988) и сопоставляются с зоной *vargus* стандартной конодонтовой шкалы. Породы содержат обычно массовые споры зоны *Gem-*

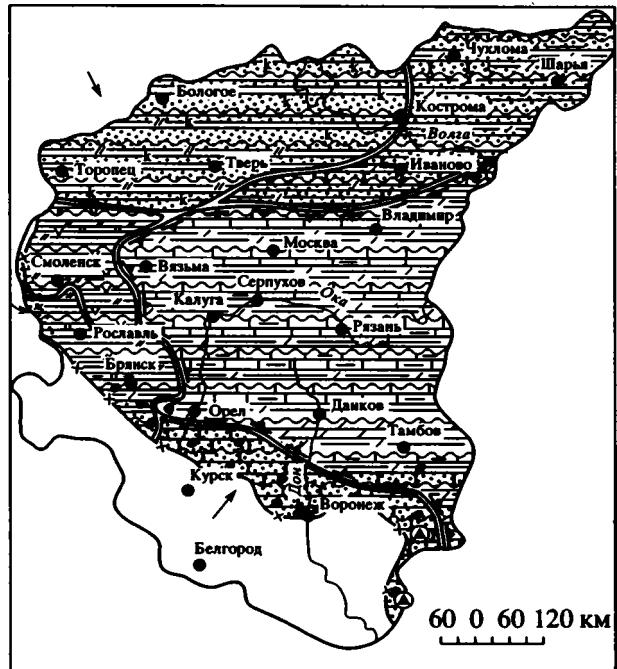


Рис. 4. Карта фаций петинского горизонта франского яруса центральных районов Русской платформы. Море нормальной солености занимает лишь восточную часть площади (условные обозн. см. на рис. 3).

*inospora extensa*. Отложения животского (старооскольского) этапа осадконакопления залегают на разных уровнях черноярского горизонта и местами на северо-восточном склоне Воронежской антиклизы прямо на породах мосоловского горизонта. В воробьевское время на склонах Воронежской антиклизы активизировались разломы, по которым наблюдалось излияние базальтов. На рубеже эйфельского и животского ярусов фиксируется естественный геологический рубеж (II).

**Нижнефранские образования** согласно региональной стратиграфической шкале (Решение..., 1990) представлены пашийским и тиманским горизонтами, объединенными в коми надгоризонт. В пределах Московского бассейна коми надгоризонт сложен песчано-глинистой толщей. Это – глины, пески, алевролиты, алевриты, песчаники. Породы слюдистые, нередко пестроцветные, содержат многочисленные растительные остатки, лингулы, филlopоды, рыбы, а также редкие споры *Archaeozonotrites micromanifestus* Naum., *Hymenozonotrites incisus* Naum. На склонах Воронежской антиклизы состав пашийско-тиманских отложений также песчано-глинистый, но в верхней части, коррелируемой с тиманским горизонтом, появляются тонкие прослои мергелей и известняков, содержащих комплексы брахиопод, остракод и конодонтов. Комплекс брахиопод здесь резко отличается от животского (старооскольского) появлением и массовым развитием

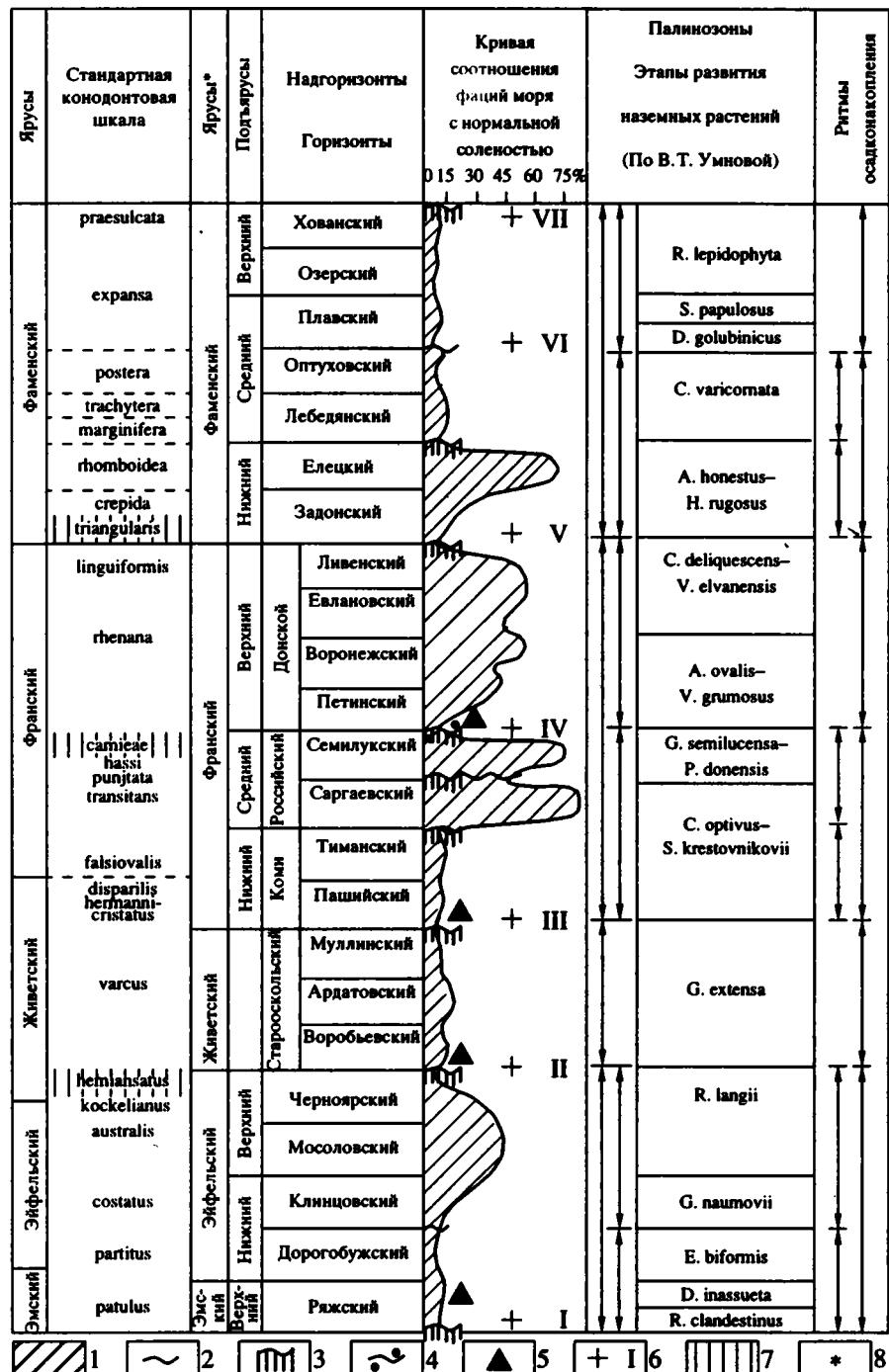


Рис. 5. Кривая соотношения фаций моря с нормальной соленостью для Московского бассейна в девоне.

1 – фации моря с нормальной соленостью; 2 – перерыв в осадконакоплении; 3 – то же с размытием; 4 – перестройка структурного плана; 5 – излияния базальтов; 6 – основные геологические рубежи и их нумерация; 7 – отсутствие стандартных конодонтовых зон; 8 – ярусное деление, принятое в России (Решение..., 1990).

представителей рода *Uchtospirifer*. В этом интервале по брахиоподам выделяются две местные зоны: *Uchtospirifer nalivkini* (внизу) и *Uchtospirifer timanicus* (вверху). Конодонты очень редки и архаичны: *Polygnathus linguiformis morphotype epsilon*

Ziegler et Klap., *P. pseudofoliatus* Witt., *P. xylus xylus* Stauff. По положению в разрезе и сопоставлению с районами, расположенными к востоку от рассматриваемой площади, где комплексы конодонтов более разнообразны, пашайско-тиманские

отложения Московского бассейна, по-видимому, условно можно сопоставить с зонами *hegtmanni* – *cristatus*, *disparilis* и *falsiovalis* стандартной конодонтовой шкалы (материалы Н.С. Овнатановой и Л.И. Кононовой). Споровые комплексы характеризуются массовым развитием форм *Archaeozonotrites micromanifestus* (нижняя часть палинозоны *Contagisporites optimus* – *Spelaeotrites krestovnikovii*). Породы нижнефранского (коми) этапа осадконакопления залегают на живетских образованиях трансгрессивно. На склонах Воронежской антиклизы муллинский горизонт частично или полностью размыт. В пределах Московской синеклизы отложений, охарактеризованных "муллинским" спектром спор, пока не обнаружено. На восточном склоне Воронежской антиклизы в начале пашийского времени изливались базальты. На рубеже живетского и франского ярусов фиксируется естественный геологический рубеж (III).

Следующий этап осадконакопления – среднефранский, включает российский надгоризонт. Этот этап разбивается на два ритма, которым отвечают саргаевский и семилукский горизонты.

В саргаевское время после кратковременного перерыва в осадконакоплении, приведшего местами к частичному размыту верхнетиманских отложений, последовало новое наступление моря. Это было самое широкое в истории девона центральных районов Русской платформы наступление моря. Морские воды двигались в основном с востока, со стороны Урала; были также поступления нормальных морских вод с запада, из Литовско-Латвийской синеклизы, и с юго-запада, из Припятского прогиба. Отложения саргаевского моря представлены известняками массивными, на западе бассейна доломитизированными (рис. 2). Море было заселено брахиоподами с преобладанием ринхонеллид. Встречаются также остракоды, мшанки, кораллы, иглокожие, гастроподы. Брахиоподы содержат формы: *Ladogia meyendorffii* (Vern.), *Hypothyridina calva* Mark. и *Eleutherokomma novosibirica* (Toll.), по которым выделена местная брахиоподовая зона. По спорам в этом интервале выделяется местная зона *Archaeozonotrites variabilis* var. *insignis*–*Acanthotrites dentatus* (верхняя часть известной палинозоны *Contagisporites optimus*–*Spelaeotrites krestovnikovii*); по конодонтам отложения этого ритма известны как слои с *Ansycrodella rotundiloba* (Аристов, 1988) и сопоставлены с зоной *transitans* (*Lower asymmetricus*) стандартной конодонтовой шкалы.

В семилукское время площадь моря с нормальной соленостью в пределах Московского бассейна несколько сократилось, оно стало более мелководным (рис. 3). Об этом свидетельствует карбонатно-глинистый состав осадков и коралловостроматопоровые, биогермные образования, развитые в западной части бассейна. Доманикоидные

образования наблюдаются лишь на востоке рассматриваемой территории, они выражены повышенной битуминозностью пород, отлагавшихся в начале семилукского времени. Семилукские осадки отражают самостоятельную трансгрессию моря: кровля саргаевских отложений здесь размыта. В то же время они соответствуют регressiveйной фазе более крупного ритма седиментации (российского). В семилукском море обитали замковые брахиоподы, остракоды, одиночные и колониальные кораллы, мшанки, гастроподы, иглокожие, двустворки. Для семилукского моря характерно пышное развитие брахиопод, обильных как в количественном отношении, так и по видовому разнообразию. Брахиоподы отличаются от саргаевских появлением и широким развитием представителей рода *Cyrtospirifer*, ринхонеллид рода *Stenometoporhynchus* и др.; выделяются местные зоны: *Cyrtospirifer rudkinensis*–*Stenometoporhynchus rudkini* (нижнесемилукский подгоризонт) и *Stenometoporhynchus pavlovi*–*Cyrtospirifer disjunctus* (верхнесемилукский подгоризонт). По спорам этот интервал соответствует зоне *Geminospora semilucensa*–*Perotrites donensis* (*Archaeozonotrites semilucensis*–*Nymenozonotrites donensis*); по конодонтам отложения данного ритма известны как слои с *Polygnathus timanicus* (Аристов, 1988), коррелируемыми со стандартной зоной *punctata* и низами *hassi* (Middle и Upper *asymmetricus*).

Позднефранский этап осадконакопления представлен петинским, воронежским, евлановским и ливенским горизонтами, объединенными в донской надгоризонт. В петинское время, после перерыва в осадконакоплении, началось новое наступление моря. На восточном склоне Воронежской антиклизы перерыв был значительным: петинско-воронежские слои здесь ложатся на разные уровни девона и прямо на кристаллический фундамент. Анализ фаций и мощностей показывает, что в предпетинское время произошла перестройка структурного плана и заложились в общих чертах контуры того полузамкнутого бассейна, который существовал до конца девонского времени, постепенно сокращаясь в размерах. В предпетинское время также активизировалась деятельность разломов, обрамляющих восточный склон Воронежской антиклизы, что привело к излиянию базальтов. Граница между средним и верхним франом является очень важным естественным рубежом в истории девона центральных районов Русской платформы (IV).

Площадь моря с нормальной соленостью в верхнефранское время по сравнению с семилукским сильно сократилась (рис. 4). Море двигалось с востока; с севера (Балтийский щит), с запада (Белорусская антиклиза) и с юга (Воронежский массив) шел снос терригенного материала. В верхнефранское время в условиях моря с нормальной или близкой к ней соленостью в пределах большей,

восточной части бассейна отлагались ритмически переслаивающиеся глинистые и карбонатные породы. В ливенское время на северном склоне антеклизы и в юго-восточной части синеклизы формировалась толща известняков коралловомицанковых, кораллово-строматопоровых, органогенно-детритовых и водорослевых мощностью 25–30 м. На северо-западе бассейна, северо-западнее линии Торопец–Тверь–Кострома, шло интенсивное накопление терригенных, часто пестроцветных осадков. На западе синеклизы (города Смоленск–Вязьма) существовала лагуна с повышенной соленостью вод, в ней преимущественно осаждались доломиты седиментационные, с прослойками гипсов. На юге бассейна, на склонах Воронежской антеклизы, наблюдаются морские и прибрежно-морские, терригенно-карбонатные и мелководные карбонатные осадки (воронежское, евлановское и ливенское время), а также прибрежно-континентальные (петинское время). Колебания уровня моря в верхнефранское время шли по нарастающей волнобразно, выделяются ритмы: петинско-нижневоронежский, верхневоронежский, евлановско-ливенский. Регрессивные фазы внутри ритмов и для всего позднефранского этапа осадконакопления в целом в пределах Московского бассейна не всегда выражены четко.

В осадках моря с нормальной соленостью наблюдаются многочисленные брахиоподы, остракоды, двустворки, гастроподы, кораллы; много водорослей. Брахиоподы позднего франа значительно отличаются от ранне- и среднефранских широким распространением родов *Theodossia* и *Adolfia*. По брахиоподам выделяются местные зоны: *Nervostrophia latissima*–*Adolfia siratschoica* (петинский горизонт); *Theodossia uchensis*–*Adolfia krestovnikovi* (нижневоронежский подгоризонт); *Th. tanaica* (верхневоронежский подгоризонт); *Th. evlanensis*–*Cyrtospirifer* (*Tenticospirifer*) *markovskii* (евлановский горизонт) и *Th. livensis*–*C. (T.) tribulatus* (ливенский горизонт). По спорам, найденным во всех литофациях, верхнефранские отложения соответствуют палинозонам *Archaeoperisaccus ovalis*–*Vertucosisporites grumosus* (петинский и воронежский горизонты) и *Cristatisporites deliquesens*–*Vertucosisporites evlanensis* (евлановский и ливенский горизонты) с максимальным содержанием оболочек *Archaeoperisaccus* в петинское время. Морские аналоги петинского и воронежского горизонтов содержат конодонты, резко отличные от семилукских, не имеющие с ними практически общих видов. Они содержат *Palmatolepis semichatovae* Ovn., широко распространенный на Русской платформе в интервале, коррелируемом со стандартной зоной *gigas* (*gigas*). Отложения, соответствующие верхней части зоны *hassi* и зоне *jamicae*, возможно, в пределах Московского бассейна отсутствуют (материалы Н.С. Овнатановой и Л.И. Кононовой). Еланские отложения известны как слои с *Polygnathus brevis*, ливенские –

как слои с *P. australis* (Аристов, 1988). И те и другие коррелируются со стандартными зонами *gigas* и *linguiformis* (*gigas*). Зоне *linguiformis*, скорее всего, соответствуют осадки ливенского горизонта.

**Раннефаменский этап** осадконакопления объединяет задонский и елецкий горизонты. В задонское время после перерыва в осадконакоплении море вновь вступило на территорию Московского бассейна. О перерыве в предзадонское время свидетельствуют: отсутствие аналогов домановических и кузьмических слоев Белоруссии, резкая смена комплексов брахиопод, остракод и спор, возможное отсутствие одной стандартной конодонтовой зоны (*triangularis*) (материалы Н.С. Овнатановой и Л.И. Кононовой). Таким образом, на границе франа и фамена мы имеем естественный геологический рубеж (V).

Задонско-елецкое море двигалось в основном с востока (Урал) и юго-востока (Прикаспийская впадина). По площади распространения это было самое обширное наступление моря после семилукской трансгрессии. В раннефаменское время почти на всей площади бассейна существовало море с нормальной или близкой в ней соленостью, заселенное многочисленными брахиоподами, остракодами, двустворками и др. В задонское время в пределах большей части бассейна накапливались известково-глинистые осадки, в краевых его частях и на северо-западе территории сильно опесчаненные. В елецкое время в Московском бассейне отлагались в основном известковые осадки. Нижнефаменские образования соответствуют одному ритму осадконакопления, в котором задонские осадки отражают его базальную часть, а елецкие – максимум трансгрессии. Регрессивная фаза этого ритма в пределах территории выражена слабо. Не исключено, что осадки, соответствующие ей, здесь отсутствуют. О возможном перерыве в осадконакоплении свидетельствуют: четкая смена комплексов брахиопод, остракод, конодонтов и спор на границе нижнего и среднего фамена, а также отсутствие отложений, соответствующих петриковским слоям Белоруссии.

Для брахиопод, заселявших задонско-елецкое море, была характерна высокая численность при сравнительно однообразном видовом составе. Комплекс брахиопод резко отличен от верхнефранских: исчезают атрипиды, пентамериды и представители рода *Theodossia*, появляются новые виды рода *Cyrtospirifer* и многочисленные ринхонеллиды группы *Ripidiorhynchus zadonicus* (Nal.). Местные зоны по брахиоподам включают *Cyrtospirifer zadonicus*–*C. asiaticus*–*Ripidiorhynchus zadonicus* (задонский горизонт) и *C. brodi*–*R. brodicius* (елецкий горизонт). По спорам нижнефаменский интервал соответствует, по В.Т. Умновой, зоне *Archaeozonotrites honestus*–*Hymenozonotrites rugosus*. По конодонтам отложения задонского времени известны как слои с *Icriodus io-*

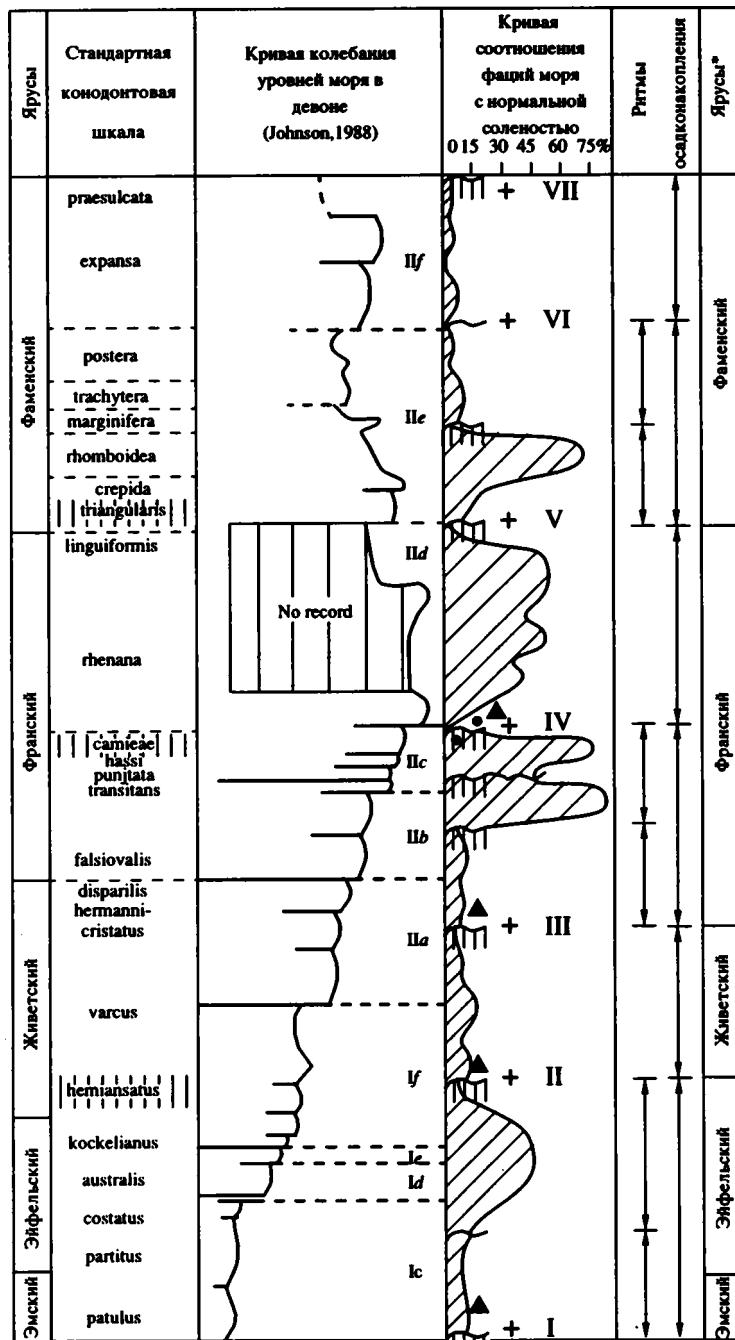


Рис. 6. Сравнение эвстатической кривой девона (Johnson, 1988) и кривой соотношения фаций моря с нормальной соленостью для Московского бассейна в девоне (условные обозн. см. на рис. 3).

waensis (Аристов, 1988), скоррелированные со стандартной зоной *crepida*. Отложения, соответствующие конодонтовой зоне *triangularis*, как указывалось выше, в центральных районах Русской платформы, видимо, отсутствуют. Отложения елецкого времени известны как слои с *Palmatolepis superlobata*–*P. wolskiae* (Аристов, 1988), корре-

лируемые со стандартной конодонтовой зоной *rhomboidea*.

На завершающих девонское осадконакопление средне- и позднефаменском этапах седиментации Московский бассейн представлял собой полузамкнутую лагуну с повышенной соленостью вод, очень слабо заселенную организмами. Здесь

отлагались преимущественно доломиты седиментационные, с прослойями гипсов. Они охарактеризованы в основном спорами, по которым выделяются зоны: *Cornispora varicornata* (лебедянский и оптуховский горизонты), *Discernisporites golubinicus* и *Spelaeotritetes papulosus* (плавский горизонт) и *Retispora lepidophyta* (озерский и хованский горизонты). Наибольший приток вод с соленостью, близкой к нормальной, наблюдался в верхнеплавское (кудеяровское) время. Этот интервал характеризуется комплексом брахиопод местной зоны *Sinotectirostrum otrada*–*Cystospirifer kapsedensis*. На склонах Воронежской антеклизы в морских фаунах среднего и верхнего фамена обнаружены конодонты. Отложения лебедянского времени здесь известны как слои с *Pelekysgnathus curtus*; оптуховского – как слои с *P. australis*; плавского – как слои с *Polygnathus irregularis*, *Neoicriodus ? salebrosus* и *Antognathus volnovachensis*; озерского и хованского – как слои с *Pelekysgnathus reejaui* (Аристов, 1988). Они соответствуют стандартным конодонтовым зонам от *marginifera* до *praesulcata* (включительно) (рис. 5). Естественным геологическим рубежом является граница оптуховского и плавского горизонтов (VI). Она хорошо выражена литологически: на верхнеоптуховские (киселево-никольские) тонкослоистые пелитоморфные доломиты с прослойями гипсов трангрессивно налегают нижнеплавские (тургеневские) породы: доломиты массивные, пятнистоглинистые, в разной степени опесчаненные. На склонах Воронежской антеклизы тургеневские слои представлены в основании песчаниками. На этом рубеже наряду с девонскими появляются каменноугольные формы брахиопод и остракод, а также исчезают растения, продуцировавшие оболочки *Cornispora* и появляется флора со спорами *Retispora lepidophyta*.

Граница девона и карбона (рубеж VII) подчеркивается в пределах Московского бассейна перерывом в осадконакоплении (отсутствует зиганский горизонт), выпадением в разрезах одной палинозоны (*R. lepidophyta*–*Vallatisporites pusillites*) и нескольких зон по остракодам.

Наиболее четкие рубежи в изменении направленности процессов осадконакопления тождественны для всего Московского бассейна, фиксируются на границах стратиграфических подразделений, знаменующих начало и конец крупных ритмов седиментации. Они выражаются в смене комплексов органических остатков, подчеркиваются перерывами в осадконакоплении, временами сопровождаются активизацией вулканической деятельности. Основными рубежами являются: нижне-среднедевонский (I), эйфельско-живетский (II), живетско-франский (III), средне- и верх-

нефранский (IV), франко-фаменский (V), среднефаменский (оптуховско-плавский) (VI) и девонско-каменноугольный (VII).

Сопоставление с кривой Джонсона и др. (Johnson et al., 1985, 1988) показывает определенное сходство основных ритмов осадконакопления и, что особенно важно, учитывая специфику Московского бассейна, основных естественных геологических рубежей в истории седиментации в средне-верхнефранское и фаменское время (рис. 6). Вместе с тем можно отметить ряд явных несовпадений, особенно заметных для живета. Если на кривой Джонсона этот интервал характеризуется повышением уровня моря по сравнению с эйфелем, то в центре Русской платформы в живетское время имеет место резкое снижение уровня моря. Уточнение кривой колебания уровня моря в девоне на Русской платформе, вероятно, должно сопровождаться биофаunalным и седиментологическим анализом обстановок, как основы для расшифровки истории развития бассейна. Также можно рекомендовать более широкое применение палинологического метода для сопоставления разнофаunalных отложений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.А. Девонские конодонты Центрального Девонского поля (Русская платформа). М.: Наука, 1988. 119 с.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988). Девонская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 59 с.
- Ржонсницакая М.А., Куликова В.Ф. Девон Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 11–21.
- Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И. и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М.: ГГП РосгеоЛФонд, 1995. 265 с.
- Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М.: Недра, 1967. 268 с.
- Умнова В.Т., Родионова Г.Д. Стратиграфия и палинологическая характеристика девона центральных районов Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 47–53.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 96. P. 567–587.
- Johnson J.G., Sandberg C.A. Devonian eustatic events in the Western United States and their biostratigraphic responses // McMillan N.G., Embry A.F. and Glass D.A. (eds.) Devonian of the World. 1988. V. 3. P. 171–193.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 551.736+551.8+56(113.6)

## КОММЕНТАРИИ К РЕВИЗИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ II ГВАДЕЛУПСКОГО СИМПОЗИУМА (США, ТЕХАС, АЛЬПАЙНА, АПРЕЛЬ, 1996 г.)

© 1997 г. В. Г. Ганелин\*, А. В. Гоманьков\*, Т. А. Грунт\*\*, М. В. Дуранте\*,  
С. С. Лазарев\*\*, И. П. Морозова\*\*, А. И. Осипова\*\*

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

\*\*Палеонтологический институт РАН, 117321 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 29.05.96 г.

В статье критически рассмотрены предложения по основному делению пермской системы, одобренные Международной подкомиссией по стратиграфии перми на II Гваделупском симпозиуме, проходившем в апреле 1996 г. в Техасе (США). Эти предложения сводятся к замене общепринятого двухчленного деления перми трехчленным и выделению отделов (подотделов) не в едином стратотипическом регионе, каковым на протяжении 150 лет являлось Приуралье, а на разных континентах. В Приуралье сохраняются типовые разрезы лишь нижнего (Предуральского) отдела; в качестве типовых для среднего – Гваделупского подотдела (или отдела) принимаются южные (Техасские) разрезы США, а верхнего Лопинского подотдела (или отдела) – Южного Китая.

Однако границы Гваделупского и Лопинского подотделов (отделов) не могут быть надежно прослежены за пределами экваториального пояса. С еще большим основанием это относится к границам ярусов, составляющих эти отделы. Трудности связаны с тем, что из морских беспозвоночных (кононты, фузулиниды, аммоноиды), на которых основывается расчленение и корреляция Гваделупского и Лопинского подотделов (отделов), первые две группы практически полностью отсутствуют в Бореальной и Нотальной климатических зонах, в то время как аммоноиды чрезвычайно редки и представлены другими родами.

В предлагаемой Пермской подкомиссией схеме не нашло своего отражения и положение глобального палеомагнитного рубежа – смены гиперзон Киама и Иллавара, который не установлен в экваториальной зоне, но надежно зафиксирован в стратотипическом разрезе татарского яруса в Приуралье, совпадая с границей подъярусов.

Таким образом, рассматриваемая схема не может быть распространена на большую часть пермских бассейнов и, по существу, является провинциальной. Решение о признании подразделений этой шкалы в качестве стандартных является преждевременным. Предлагается создать ряд рабочих групп при Международной Пермской подкомиссии, в которых могли бы быть решены проблемы корреляции и стандартного деления пермской системы.

**Ключевые слова.** Пермь, стратиграфия, корреляция, палеобиогеография.

В последнее время (1992–1996 гг.) общая ярусная шкала пермской системы подвергается радикальной ревизии. Формальным поводом для отказа от традиционных ярусных подразделений служит неудовлетворительная с точки зрения специалистов по биостратиграфии перми Северной Америки и Южной Евразии, палеонтологическая характеристика кунгурского, уфимского и татарского ярусов.

Со времен Р. Мурчисона (1841) Приуралье рассматривалось в качестве единого стратотипического региона как для пермской системы в целом, так и для отдельных ее составляющих (двух отделов и семи ярусов). В соответствии с предложениями Подкомиссии по стратиграфии перми Международной комиссии по стратиграфии (IUGS) пермская система должна подразделяться на три

составляющих со стратотипами на трех разных континентах (таблица)<sup>1</sup>.

В Приуралье сохраняется лишь нижний (предуральский) отдел, тогда как стратотип нижнего (гваделупского) подотдела верхнего отдела предполагается выделить в Техасе (США), а верхнего (лопинского) подотдела – в Южном Китае. Однако именно Урал и Русская платформа являются стратотипическим регионом для пермской системы в целом, и именно кунгурский, уфимский и

<sup>1</sup> Уже после того, как данный материал был сдан в печать, Международная подкомиссия по стратиграфии перми опубликовала еще один вариант общей шкалы пермской системы (Jin Yugan, 1996; Spinoso, 1996) и одновременно провела по нему почтовое голосование, фактически осуществив юридическое его закрепление без обсуждения в печати.

## Варианты ревизии шкалы пермской системы

Glenister, Furnish, 1961 Руженцев, 1965		Glenister et al., 1992		Glenister et al., 1993		Jin Yugan et al., 1994		Glenister et al., 1994		II Гваделупский симпозиум, 1996		
Триас		Триас		Триас		Триас		Триас		Триас (Грисбахский)		
Верхняя пермь	Джульфинский	Верхняя пермь (Лопинский отдел)		Верхняя пермь (Лопинский отдел)		Верхняя пермь	Чансиньский	Лопинский подотдел	Чансиньский	Лопинский подотдел	Чансиньский	
	Кэпитэнский	Кэпитэнский		Гваделупский отдел	Кэпитэнский		Лопинский подотдел		Уцзяпинский		Лопинский подотдел	
	Вордский (зона Waagenoceras)	Гваделупский отдел			Вордский		Джульфинский (Уцзяпинский)		Лайбинский		Уцзяпинский	
	Орденская пермь	Вордский			Роадский		Кэпитэнский		Кэпитэнский		Кэпитэнский	
	Роадский	Гваделупский отдел		Средняя пермь	Гваделупский отдел		Гваделупский подотдел	Верхняя пермь	Гваделупский подотдел	Верхняя пермь	Гваделупский подотдел	
	Артинский (включая кунгур)	Артинский			Артинский		Вордский		Вордский		Вордский	
	Сакмарский	Уральский отдел			Уральский отдел		Роадский		Роадский		Роадский	
	Ассельский	Сакмарский		Нижняя пермь	Сакмарский		Кубергандинский	Чисянский подотдел	Каседральский	Чисянский подотдел	Кунгурский	
	Ассельский	Ассельский			Ассельский		Болорский		Леонардский подотдел		Предуральский отдел	
	Карбон	Сакмарский			Сакмарский		Артинский		Хесский		Артинский	
Нижняя пермь	Артинский	Уральский отдел		Нижняя пермь	Уральский подотдел		Уральский подотдел	Нижняя пермь	Артинский	Нижняя пермь	Сакмарский	
	Сакмарский	Сакмарский			Сакмарский		Сакмарский		Предуральский подотдел		Ассельский	
	Ассельский	Ассельский			Ассельский		Ассельский		Ассельский		Ассельский	

казанский ярусы были первыми, выделенными в ее составе. Все нижнепермские отложения, за исключением кунгура, считались до начала нынешнего столетия пермо-карбоном.

Очевидно, что юридическое утверждение границ гваделупского и лопинского подотделов автоматически ведет к принятию американских и китайских ярусов, составляющих эти подотделы. Это в свою очередь, по существу, означало бы отказ от Приуралья, как от классического стратотипического региона пермской системы, просуществовавшего более 150 лет.

Предложения по модернизации пермской шкалы нужно рассматривать в нескольких аспектах:

1. Насколько уверенно прослеживаются предлагаемые границы при широких межрегиональных корреляциях, иными словами, насколько хорошо смыкаются региональные стратиграфические шкалы (в данном случае при переходе с Восточно-Европейской на Североамериканскую шкалу, а затем при переходе с Североамериканской на Тетиическую или Южнокитайскую) и, соответственно, насколько новая шкала будет более стабильной, хорошо обоснованной и информативной, чем традиционная Восточно-Европейская.

2. Насколько удовлетворительна палеонтологическая характеристика соответствующих стратиграфических подразделений.

3. В какой мере предлагаемая новая шкала учитывает палеогеографию и биogeографию пермского периода.

В таблице представлены различные варианты модернизации общей шкалы начиная с 1992 г. Уже ее беглый обзор показывает, что в первых четырех вариантах обсуждалась только нижняя граница Гваделупского подотдела (отдела). Каждое новое предложение подвергалось резкой критике (Ретмоплиес, 1993–1996) и затем выдвигалось новое. Само разнообразие вариантов, сменившихся за столь короткое время, свидетельствует о чрезвычайной затрудненности совмещения основания Гваделупского подотдела (отдела) с кровлей Предуральского отдела. Неясной остается также корреляция кровли Гваделупского подотдела (отдела) с подошвой Лопинского. На основании материалов, полученных в результате Международного симпозиума “Проблемы эволюции пермской морской биоты” (Международный симпозиум..., 1995; Путеводитель экскурсии..., 1995), проведенных совместно Палеонтологическим институтом РАН (Москва), Институтом геологии Коми Научного центра УрО РАН (Сыктывкар) и Института геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург) и последующей публикации (Chuvashov et al., 1995) удалось прийти к соглашению о сохранении нижнего отдела пермской системы в его традиционном объеме.

В варианте, предложенном на II Гваделупском симпозиуме, по существу, впервые признано со-

ответствие роадского яруса Североамериканской шкалы уфимскому ярусу Восточно-Европейской. До середины 80-х годов практически во всей литературе роадский комплекс аммонидей (Furnish, 1973; Руженцев, 1976), конодонтов (Wardlaw, Collinson, 1984) и брахиопод (Cooper, Grant, 1976) рассматривался как нижнепермский. Эта широко распространенная точка зрения была отражена и в Глобальной стратиграфической шкале (Cowie, Bassett, 1989).

Большинство отечественных исследователей отмечает несовпадение объема роадского и уфимского ярусов. Часть специалистов склоняются к точке зрения, что роадский ярус соответствует нижнему (соликамскому) горизонту уфимского яруса (Чувашов, 1984). Другие высказывают мнение о его соответствии верхнему (шешминскому) горизонту. Сейчас становится преобладающей последняя точка зрения. Таким образом, необходимо признать, что определенность положения в шкале уфимского яруса, выделенного А.В. Нечаевым в 1915 г., наличие в его составе двух горизонтов, достаточная палеонтологическая характеристика (как в морских, так и в континентальных фациях) играют стабилизирующую роль и создают возможность последовательных детальных корреляций, в том числе и межрегиональных. Именно это позволило, вопреки расхожему мнению о низких корреляционных возможностях уфимского яруса, уточнить стратиграфическое положение роадского яруса. Но это не только не может являться основанием для замены уфимского яруса роадским, но, наоборот, свидетельствует о необходимости сохранения уфимского яруса в общей шкале. Кроме того, новые представления о принадлежности роадского яруса к верхней перми и о его соответствии уфимскому ярусу (или его части) пока звучат декларативно и преимущественно в устной форме. Серьезные публикации на эту тему отсутствуют. Поэтому представляется необходимым создание международной рабочей группы по детальному изучению границы нижнего и верхнего отделов пермской системы, как это и предлагалось на Международном симпозиуме по проблемам эволюции пермской морской биоты (Chuvashov et al., 1995) на Русской платформе (с особым акцентом на северные разрезы, где развиты нормально-морские отложения этого возрастного интервала) и его корреляции с одновозрастными отложениями Северной Америки, Тетиса, Колымо-Омолонского массива, Верхоянья, а также Австралии. В частности, в опорном разрезе перми Колымо-Омолонского массива (разрез ручья Водопадного) в непрерывной последовательности представлены нормально-морские отложения от середины артинского до татарского яруса включительно (Опорный разрез..., 1990).

Нижняя граница Лопинского подотдела до последнего времени практически не рассматривалась (см. таблицу), хотя очевидно, что ситуация вокруг нее не менее сложная. Ясно, что основание джульфинского яруса не соответствует кровле кэпитэнского, хотя это и было показано на многих схемах. До последнего времени молчаливо признавалось также совпадение подошвы джульфинского и уцзяпинского ярусов. Однако сейчас установлено, что нижняя граница уцзяпинского яруса располагается значительно ниже подошвы джульфинского. Эту границу практически невозможно даже обсуждать, так как все новые данные исчерпываются публикацией Г. Коттура (Kozur, 1995), в которой между подошвой джульфинского яруса и кровлей кэпитэнского вводится новый лайбинский (Laibinian) ярус. Если граница такого ранга остается необоснованной даже в пределах приэкваториальной зоны, то в бореальных разрезах невозможно установить и ее приблизительное положение.

Фаунистическая характеристика предлагаемых подразделений основана на трех группах: аммоидеи, фузулиниды и конодонты. Для нижней перми такой выбор относительно удовлетворителен. Однако в разрезах верхней перми Бореальной и Нотальной зон фузулиниды, как известно, отсутствуют полностью, а конодонты и аммоидеи чрезвычайно редки. Поэтому в предложенном варианте фактически приведена характеристика разрезов только тропической зоны без учета внешнотропических. Особенное недоумение вызывает совпадение границ на всех стратиграфических уровнях, проводимых по этим трем группам. Избранный подход полностью игнорирует принцип взаимозаменяемости признаков, провозглашенный Международной комиссией по стратиграфии. В предлагаемую шкалу не введена ни одна группа органических остатков, которая позволила бы провести корреляцию с разрезами внешнотропических бассейнов.

Морской разрез гваделупской серии, предложенный в качестве стратотипического для гваделупского подотдела (отдела), действительно является хорошим по своей обнаженности. Он представляет собой небольшой по площади уникальный природный объект и фактически является ископаемым атоллом, окруженным комплексом бассейновых и предрифовых фаций. Соотношения различных формаций и их составляющих очень сложные. Многочисленны межформационные и внутриформационные перерывы. Палеогеографически полузолоченный Гваделупский бассейн принадлежал к более крупному Делаварскому, который, в свою очередь, входил в состав крупного Североамериканского экваториального бассейна (Мидконтинента). Его биogeографические связи с бассейнами Евразии были чрезвычайно затруднены. Акватории Русской платфор-

мы, напротив, занимали центральное место в системе Евро-Азиатских бассейнов. Широкими были миграционные связи с Канадской Арктикой, Северо-Восточной Азией, Тетисом. В последнее время намечаются биогеографические связи и с Перигондваной. Кроме того, Приуралье в поздней перми располагалось в области умеренных широт Бореальной области, своими южными окраинами сближаясь с экваториальной зоной, что также повышает корреляционные возможности расположенных здесь стратотипов как с экваториальными, так и с высокобореальными разрезами. Важно также, что именно разрезы Русской платформы позволяют связать нормально-морские отложения с континентальными, так как здесь существует весь спектр переходных фаций. Это позволяет надеяться на создание в конечном итоге единой шкалы для морских и континентальных отложений. С этой целью возможно использование спорово-пыльцевых комплексов, развитых на Русской платформе практически во всех типах фаций.

Важно, что граница нижнего и верхнего (среднего) отделов пермской системы отнюдь не сводится к смене смежных конодонтовых зон в единичных разрезах экваториальной климатической зоны. В действительности, граница отделов пермской системы была установлена А.В. Нечаевым в разрезах Русской платформы в качестве наиболее существенного рубежа, отражающего эколого-системную и эволюционную перестройку в развитии морской и наземной биоты. Граница Гваделупского и Лопинского подотделов (отделов) является рубежом значительно более низкого ранга.

Говоря о корреляционных возможностях Уральской шкалы, не следует забывать, что разрезы татарского яруса являются пока единственными в мире, где наиболее полно и детально изучена граница палеомагнитных гиперзон Киама и Иллавара. Эти разрезы уже сейчас могут быть предложены в качестве эталонных для установления границы гиперзон. Ни в Тетисе, ни в Североамериканских бассейнах эта граница до сих пор точно не установлена. И с этой точки зрения принятие новой шкалы для верхнего отдела перми представляется по крайней мере преждевременным.

В проведении столь радикальной ревизии верхнего отдела пермской системы, как нам представляется, следует проявить большую осторожность, чтобы на смену имеющимся трудностям не пришли новые, еще более значительные.

Очевидно, что стратиграфические проблемы пермской системы происходят не из-за несовершенства стратотипов некоторых ярусов. Главным образом они вызваны реальной сложностью палеогеографии пермского периода, особенно его конечных этапов.

В этой ситуации наивно полагать, что проблема совершенствования общей шкалы пермской системы может быть решена заменой одного стратотипического разреза другим. Такая замена может быть произведена только в самом крайнем случае, когда окажутся исчерпанными все другие возможности, в результате глубокого анализа всех имеющихся альтернатив, проведения детальных подготовительных работ и в конечном итоге выбора наилучшего варианта, который поддержит большинство специалистов.

Между тем, спешность предлагаемого нового варианта расчленения пермской системы представляется очевидной. Данный вариант не отражает возможностей применения данной шкалы за пределами приэкваториального пояса. Обширные пространства крупнейших бассейнов перми северной Евразии (Стратиграфические схемы Урала, 1994; Опорный разрез..., 1990) и Гондваны (Archbold, 1993), где за последние десятилетия достигнуты значительные успехи в биостратиграфии пермской системы полностью выпали из рассмотрения авторами проекта. Подкомиссия проигнорировала и формальное предложение Г. Тараса (H. Taraz, 1996) о выделении стратотипа среднего отдела пермской системы в разрезах Центрального Ирана.

Искусственно расчлененная на три части со стратотипами на трех разных континентах (или в трех разных бассейнах) общая шкала пермской системы теряет свою целостность, а невозможность использования ее подразделений за пределами приэкваториального пояса лишает исследователей общего стратиграфического языка.

Возможно, предлагаемая Подкомиссией по пермской стратиграфии шкала полезна как вспомогательная для корреляции отложений в пределах приэкваториального пояса и в качестве таковой может быть целесообразно ее официальное утверждение (как, например, была принята в свое время самостоятельная параллельная шкала для южных районов бывшего СССР; Левен, 1980). Однако утверждение этих подразделений в качестве стандартных в настоящее время нам представляется преждевременным. Данное решение нарушает существующую стабильность стратиграфической номенклатуры. В значительной степени оно может стать препятствием для поисков нового более приемлемого варианта.

И уж совершенно недопустимым представляется закрепление за предлагаемыми подотделами (отделами) собственных наименований, что привлечет за собой принятие соответствующих ярусов чисто автоматически.

Насколько известно, Подкомиссия по стратиграфии триасовой системы (в чьей компетенции находится нижняя граница триасовой системы) пока не осуществила своего выбора, и в создав-

шейся сложной ситуации также было бы важно не спешить с принятием формального решения о закреплении за подотделами (отделами) собственных географических наименований.

Целесообразность сохранения традиционных ярусов перми в общей шкале обусловлена помимо доводов содергательного характера также обеспечением максимальной стабильности и универсальности названий, что может быть достигнуто только на пути последовательного соблюдения принципа приоритета (названий, но не содержания соответствующих стратиграфических подразделений).

Применительно к ситуации вокруг замены традиционных (и приоритетных) ярусных наименований пермской системы это означает, что введение американских и китайских названий ярусов в общую шкалу (а это практически неизбежно после утверждения собственных названий подотделов) не только дестабилизирует общую ситуацию вокруг шкалы пермской системы, но и нарушает принципы приоритета, которые в науке являются общепринятым юридической и этической нормой.

Очевидно, что целостными и перспективными с точки зрения потенциальных возможностей разработки единой шкалы являются разрезы России и Китая. Американские разрезы такой целостностью не обладают из-за неудовлетворительной характеристики их нижней и верхней частей, а также биogeографической изолированности. В свете этого настойчивая активность американских специалистов в их стремлении ввести североамериканские стратиграфические подразделения в единую шкалу, выглядит очень спешной и скорее является следствием соображений национального престижа, чем реальной необходимости модернизации существующей шкалы.

Представляется, что работа Подкомиссии по стратиграфии перми была чрезвычайно плодотворной. Она выяснила круг проблем, которыми необходимо заниматься в рабочих группах в течение ближайших лет. Однако мы думаем, что необходимо с большей осторожностью подходить к принятию формальных решений в особенности в тех случаях, когда не достигнуто фактического согласия между специалистами (формальное почтовое голосование нельзя считать методом достижения консенсуса). В особенности это касается тех случаев, когда принятие новой стратиграфической схемы связано с коренной ломкой устоявшихся (и приоритетных) представлений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Левен Э.Я. Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис // Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 51 с.

Международный симпозиум “Проблемы эволюции пермской морской биоты” (с экскурсией на пермские отложения р. Кожим, Республика Коми): Тез. докладов. М.: ПИН РАН, 1995. 69 с.

*Murchison R.I.* Геологические наблюдения в России // Геол. журнал. 1841. Часть 4. № 11–12. С. 160–170.

*Nechaev A.V.* Казанский и уфимский ярусы пермской системы // Геол. вестник. 1915. Т. 1. № 1. С. 4–6.

Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 197 с.

Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожим. Москва; Сыктывкар: ПИН РАН, Институт геологии КНЦ УрО РАН, 1995. 45 с.

*Ruzhenets V.E.* Позднепермские амониоиды на Дальнем Востоке // Палеонтол. журн. 1976. № 2. С. 36–50.

*Ruzhenets V.E., Sar'ycheva T.G., Shavyrev A.A.* Биостратиграфические выводы // Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя: Тр. ПИН АН СССР. 1965. Т. 108. С. 93–116.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / Ред. Анцыгин Н.Я., Попов Б.А., Чувашов Б.И. Екатеринбург, 1994. 151 лист.

*Чувашов Б.И.* Артинский ярус нижней перми (проблемы расчленения и корреляции). Науч. докл. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1984. 65 с.

*Archbold N.W.* A zonation of the Permian brachiopod faunas of Western Australia // Proc. of the Eighth Gondwana Symposium. Hobart (Tasmania) Australia. 21–24 June 1991. Rotterdam, Brookfield, 1993. P. 313–321.

*Chuvashov B., Bogoslovskaya M., Grunt T. et al.* International Symposium “Evolution of Permian marine Biota” // Permophiles. A Newsletter of SCPS. 1995. № 27. P. 27–30.

*Cooper G.A., Grant R.E.* Permian brachiopods of West Texas. I–VI. Smithsonian Contrib. Paleobiol. Washington, DC., 1972–1977. 3370 p.

*Cowie J.W., Bassett M.G.* Global Stratigraphic Chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration. International Union of Geological Sciences. P. 1, 1989. 1 p.

*Furnish W.M.* Permian stage names in Permian and Triassic System and their mutual boundary // Can. Soc. Petrol., Geosogist. 1973. Mem. 21973. P. 522–548.

*Glenister B.F.* A call to action // Permophiles. A Newsletter of SCPS. 1993. № 22. P. 2–5.

*Glenister B.F. et al.* The Guadalupian: proposed international standard for the Middle Permian Series // Internat. Geol. Rev. 1992. V. 34. № 9. P. 657–688.

*Glenister B.F., Furnish W.M.* The Permian Ammonooids of Australia // J. Palaeontology. 1961. № 35. P. 673–736.

*Glenister B.F. et al.* Revised Operational Scheme of Permian Chronostratigraphy // Permophiles. A Newsletter of SCPS. 1994. № 25. P. 12–15.

*Jin Yugan.* A global Chronostratigraphic Scheme for the Permian System // Permophiles. A Newsletter of SCPS. 1996. № 28. P. 4–10.

*Jin Yugan, Glenister B.F., Kotlyar G.V., Sheng Jinzhang.* An operational scheme of Permian chronostratigraphy // Palaeoworld 4. V. 1. Palaeontol. Stratigr. Nanjing Univ. Press, 1994. P. 1–13.

*Kozur H., Mostler H.* Guadalupian (Middle Permian) Conodonts of Sponge – Bearing Limestones from the Margins of the Delaware Basin, West Texas // Geol. Croat. 1995. V. 48. № 2. P. 107–128.

Permophiles. Newsletters of SCPS. 1993–1996. № 23–28.

Second International Guadalupian Symposium. Abstracts and Proceedings. Sul Ross State University Alpine, Texas, USA / Wardlaw B.R., Rohr D.M. (eds). 80 p.

*Spinoza C.* Subcommission on Permian Stratigraphy // Rep. the Meeting in Alpine Texas. Permophiles. A Newsletter of SCPS. 1996. № 28. P. 1–4.

*Taraz H.* Middle Permian Stratotype. Permophiles. A Newsletter of SCPS. 1996. № 28. P. 10.

*Wardlaw B.R., Collinson J.W.* Conodont paleoecology of the Permian Phosphoria Formation and related rocks of Wyoming and adjacent areas // Conodont Biofacies and Provincialism. Geol. Soc. America. 1984. Spec. Paper 196. P. 263–281.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 551.736:56(11)

## ОПОРНЫЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ УРОВНИ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

© 1997 г. Г. В. Котляр

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт

199026 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Поступила в редакцию 17.04.95 г., получена после доработки 27.07.95 г.

Анализ биотических и абиотических событий пермского периода выявил ряд контрастных глобально прослеживаемых биостратиграфических рубежей, к которым приурочены существенные изменения фаунистических сообществ. Наиболее значимые – “кунгурский”, кубергандинский (роадский) и джульфинский – связаны с трангрессиями, а первый, кроме того, с крупнейшей палеогеографической перестройкой. Глобальный характер трангрессий и связанные с ними биотические изменения обусловлены, скорее всего, эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. В начале “кунгурского” века происходит наиболее существенная перестройка пермской биоты, проявленная различным образом в бассейнах Бореальной и Тетической областей. Кубергандинский (роадский) рубеж связан с появлением и широким географическим распространением роадского комплекса аммоидей, включающего отряд Ceratitida, и одновременным появлением *Mesogondolella nankingensis*. Джульфинский рубеж определяется вымиранием почти всех высших фузулинид, массовым развитием аберрантных родов, появлением араккоцератид, существенными преобразованиями в развитии кораллов, брахиопод и других групп фауны. Отмечаются рубежи более низкого порядка. Один из них соответствует максимальному развитию среднепермской трангрессии (фаза *Neoschwagerina craticulifera-Afghanella schencki* в Тетисе и ее аналоги в других областях) и характеризуется появлением вордского комплекса аммоидей. Рубеж в середине мидийского яруса сближен во времени со сменой палеомагнитных гиперзон Кайама и Иллаварра и маркируется появлением кептенского зонального рода *Timorites*. Выявленные рубежи представляют опорные уровни, позволяющие проводить широкие корреляции.

**Ключевые слова.** Пермь, корреляция, биостратиграфия, шкала, ярус, схема, зона, комплекс.

Необходимость создания глобального стандарта пермской системы, основанного на морских разрезах, назрела давно. Однако принятию такой шкалы должна предшествовать детальная межобластная корреляция пермских отложений. Основой корреляции является зональная стратиграфия.

Глубокие различия в составе фаунистических сообществ Бореальной и Тетической областей потребовали создания для каждой из них самостоятельных региоярусных шкал.

Шкала области Тетис была утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом (Постановление по стратиграфической шкале..., 1981) и длительное время довольно успешно использовалась. В ее основу положены представления о направленности развития одной из ведущих для этой области группы ископаемых – фузулинид, обеспечивающих детальное расчленение отложений и достаточно надежные корреляции в пределах всей области (табл. 1).

Шкала Бореальной области находится в стадии завершения, и в качестве одного из кандидатов стратиграфического стандарта рассматривается опорный, наиболее полный, хорошо изученный и детально расчлененный разрез морских отложений Колымо-Омолонской провинции Се-

веро-Востока России (Кашик и др., 1990). Он включает 15 лон комплексного обоснования, возрастные датировки которых основаны на совместных находках аммоидей с зональными комплексами брахиопод, фораминифер и двустворок. Многие из выделенных В.Г. Ганелиным лон прослеживаются в пределах значительной части Бореальной области (табл. 2).

Анализ биотических и абиотических событий пермского периода в пределах Бореальной и Тетической областей позволил установить ряд опорных уровней, способствующих проведению межобластной корреляции.

Существенный биостратиграфический рубеж в ранней перми Бореальной области, с которым связана перестройка ископаемых сообществ, приурочена, по-видимому, к началу “кунгурского” века. В восточной части области (Таймыро-Колымский, Верхояно-Охотский и Юконский бассейны) раннепермский этап характеризуется “верхоянским”, крайне эндемичным типом сообществ, тесно связанным с каменноугольным, и содержит группы, широко развитые в карбоне, среди которых доминируют разнообразные *Jakutoprotodus* (мунугуджакский горизонт и его аналоги). На рубеже мунугуджакского и джигдалинского горизонтов происходит существенная смена ископаемых

Таблица 1. Корреляция пермских отложений области Тетис

Система	Отдел	Ярус	Шкала области Тетис (Левен, 1980; 1993)	Закавказье (Котляр и др., 1983; 1989)		Центральный Иран Абаде (Iran. – Jap. Gr., 1981)		Юго-Восточный Памир (Левен и др. 1989)		Юго-Западный Дарваз (Левен и др., 1989)						
Нижний	Яхтешский	Болорский	Куберган-динский	Мургабский	Мидийский	Дорашам-ский	Джуль-финский	Дорашам-ская	Pleuronodoceras	Paratirolites	Paratirolites	Colaniella parva	Кафирбачинская свита			
									Paratirolites	Phisonites	Shevyrevites	Clarkina subcarinata				
									Vedioceras ventroplanum	Videoceras	Videoceras	Colaniella cylindrica				
									Araxoceras latum	Araxoceras	Araxoceras	Reichelina cribroseptata				
									Codonofusiella	Codonofusiella kwangsiana	Codonofusiella kwangsiana	Kutgalльская пачка				
									Lepidolina	Baisalina pulchra	Yabeina Baisalina pulchra	Mesogondolella postserata	Степановитес inflatus			
									Yabeina	Chusenella abichi	Chusenella abichi	Yabeina archaica N. margaritae	Кафтартмольская Шакарсевская Хамтарминская			
									Neoschwagerina margaritae		Neoschwagerina margaritae	Dейринская пачка Verbeekina	Вальвалякская свита			
									Neoschwagerina craticulifera	Eopolydiexodina persica		Praesumatrina	Дарайтангская свита			
									Neoschwagerina simplex	Praesumatrina	Schwagerina quasifusulini formis	Cancellina cutalensis	Гундаринская свита Armenina Misellina ovalis			
Верхний	Давалинская	Ачинская	Гиниканская	Артинская	Хачиская	Джуль-финская	Формация Сурмаг	Абаде	Пачка 1, 2	Пачка 3	Пачка 4	Пачка 5	Пачка 6	Пачка 7	Ганская свита	
									Cancellina cutalensis	Armenina	Misellina parvicostata					
									Misellina ovalis	Armenina	Brevaxina dyhrenfurthi	Darvasites cf. ordinatus	Misellina intermedia	Misellina parvicostata		Сафетдаронская свита
									Misellina parvicostata	Brevaxina dyhrenfurthi						Brevaxina dyhrenfurthi
									Chalaroschwagerina vulgaris							Челамчинская свита Chalaroschwagerina vulgaris

**Таблица 1. (Окончание)**

Горизонт	Южное Приморье (Котляр и др., 1990; Zakharov, Oleinikov, 1994)	Япония, Китаками (Ehri et al., 1986; Ueno, 1992)	Китай (Sheng, Jin, 1994)	Южная Монголия (Павлова и др., 1991)	Соляной Кряж (Jin Yugan et al., 1994)
Людянинский	Liuchengoceras	Тойома	Чанчунский	Pleuronodoceras	
	Huananoceras Iranites			Paratirorites	
	Eusanyangites			Iranites	
	Cyclolobus			Phisonites	
	Xenodiscus subcarbonarius			Sanyangites	
Чандалазский	Lepidolina kumaensis	Канокура	Вудячинский	Araxoceras	
	Timorites			Stacheoceras	
	Monodiexodina			Codonofusiella kwangsiana	
Владивостокский	Yakovlevia mammatiformis		Ленгинский	Lepidolina	Солонкерский комплекс
	Daubichites			Timorites	
				Monodiexodina	
Абрекский	Primorewia	Сакамогозава	Ксингбонгский	Metadoliolina inviluta	Цаганульский комплекс
				Yabeina gubleri	
	Brevaxina otakiensis			Neoschwagerina margaritae	
			Луодинский	craticulifera	
				Afghanella schencki	
				Neoschwagerina simplex	
				Cancellina neoschwagerinae	
			Ховголь-сккий	Misellina claudiae	Формация Амб
				Brevaxina dyrenfurthii	
				Gobioceras elenae	
				Kolymaella ogonerensis	
				Neouddenites orientalis	
	Dунайский горизонт		Лонглинский	Monodie xodina linearis	Формация Сардай
				Zelia heritschi	

**Таблица 2. Корреляция пермских отложений Бореальной области.**

Таблица 2. (Окончание)

подобласть		Таймыро-Колымская подобласть					
Канадский Арктический архипелаг	Юкон	Колымо-Омолонская провинция	Верхояно-Охотская провинция	Таймырская провинция	Ангарида		
Формация	Формация, зона	Горизонт/Лона	Горизонт/Свита	Свита, горизонт	Серия/Горизонт		
Дегерболс		Stepanoviella paracurvata (15)		Зверинская		?	
Тролд Фиорд		Cancrielloides curvata (14)		Черноярская		Тайлаганский	
		Cancrielloides obrutschewi (13)	Dулгалахский	Маганская	(14)	Грамотеинский	
(13)		Magadania bajcurica (12)		Сереличанская	(13)	Ленинский	
Пачка А (12)		Terrakea korkodonensis (11)	Деленжинский	Черкомбальская	(12)	Кольчутинская	
Assистенс		Terrakea borealis (10)		Kадачанская Tumaroceras (7)		Ускатский	
Daubichites (8)		Omolonia snjatkovi (9)		Такамкытская		Казанково-маркинский	
		Mongolosia russiensis (8)		Neouddenites (6)		Митинский	
Сабина Бей		Kolymaella ogonerensis (7)		Хабахская		Старокузнецкий	
Неназванная А Uraloceras		Megousia kuliki		Мысовская (5)		Усятский	
		Neouddenites (6)	Тумаринский			Кемеровский	
		Anidanthus aagardi (5)		Эндыбалоэчийская (3)		Ишановский	
		Jakutopproductus verchoyanicus Zone (2)	Jakutopproductus burgaliensis (4)	Sоколинский			
			Jakutopproductus rugosus (3)	Хорокытская (2)		Промежуточный	
			Jakutopproductus verchoyanicus (2)	Криволучинская (1)			
			Jakutopproductus expositus (1)	Верхнетурозовский			
Белчер Чанел							

сообществ (Кашик и др., 1990). Появляется своеобразный (по мнению М.Ф. Богословской – кунгурский) комплекс аммоноидей, включающий роды *Neouddenites*, *Tumaroceras*, *Epijuresanites*, *Uraloceras*, иноцерамоподобные двустворчатые моллюски рода *Aphanaia*, вымирают представители рода *Jakutoprotuctus*. Комплекс брахиопод чрезвычайно близок свальбардскому, талатинско-лекворкутскому, пайхойскому. В нем доминируют анидантиды уральско-печорского (свальбардского) облика – *Anidanthus aagardi* (*Toula*), широко развиты такие роды, как *Arctitreta*, *Dyros*, *Uraloprotuctus*, *Yakovlevia*, *Megousia*, *Liosotella*, *Helenaeprotuctus*, *Cancrinella*, *Waagenoconcha*, *Spiriferella*. Присутствуют *Tomiopsis*, *Pseudosyringothyris russiensis* Zav., близкий к *Primorewia reshetnikovi* Lich. et Kotl. Оценивая комплекс аммоноидей как кунгурский, следует, однако, иметь в виду, что распространение “кунгурского” комплекса не ограничивается, по-видимому, кунгурским ярусом, а имеет более широкое распространение.

Аналогичный комплекс аммоноидей или отдельные, но характерные его представители, такие как *Neouddenites*, *Tumaroceras*, *Uraloceras*, встречены совместно с теми же ассоциациями брахиопод в Верхоянье (Андреанов, 1985) и на Юконе (Nassichuk, 1971; Shi, 1994).

В Южной Монголии в конце ранней перми отмечена существенная геодинамическая перестройка (Павлова и др., 1991). В результате обширной трансгрессии на востоке восстановились широкие связи Бореального бассейна и Палеотетиса, способствующие проникновению в последний бореальных элементов. Среди брахиоподовых сообществ (ховсгольский комплекс) появляются характерные представители уральско-печорских (свальбардских) форм – *Arctitreta*, *Yakovlevia*, *Megousia*, *Helenaeprotuctus*, *Cancrinella*, *Liosotella*, *Waagenoconcha*, *Ungelarella*, а также род *Neouddenites*, чрезвычайно характерный для данного этапа развития пермской биоты.

Близкий, но обедненный комплекс брахиопод присутствует также в конюшковском (=нижней части абрецкого) горизонте Южного Приморья (Котляр, 1978).

В западной части Бореальной области (бассейны Восточной Европы, Урала, Шпицбергена, Канадской Арктики) раннепермский этап развития характеризуется широким развитием в фаунистических комплексах фузулинид, колониальных кораллов, тетических брахиопод, наследующих каменноугольный тип сообществ. Аналогичные ассоциации этого времени содержали бассейны Канадского Арктического архипелага и Шпицбергена. В конце ранней перми происходит существенная смена биоты. Практически полностью исчезают фузулиниды, колониальные кораллы, тетические элементы в составе брахиопод. Появ-

ляются характерные комплексы, в которых доминируют *Arctitreta*, *Yakovlevia*, *Megousia*, *Anidanthus*, *Cancrinella*, *Liosotella*, *Kochiprotuctus*, *Waagenoconcha*, *Spiriferella*, *Ingelarella* или *Tomiopsis*, известные в литературе как “свальбардские” или “пайхойские”. Они установлены в бассейнах Печорской провинции (талатинская и лекворкутская свиты), Шпицбергена (старостинская свита), Канадского Арктического архипелага (в отложениях, перекрывающих формацию Белчер Чаннел).

Точное положение рассмотренного рубежа в общей шкале пермской системы установить довольно сложно. Как уже упоминалось, по присутствию актастинских и “кунгурских” аммоноидей соответственно в верхах муунугуджакского и в верхней зоне джигдалинского горизонтов ограничивают его положение верхней половиной артинского яруса. Однако будет ли он соответствовать границе нижне- и верхнеартинского подъярусов, подошве кунгурского яруса или проходить внутри верхнеартинского подъяруса, сказать трудно. Нами принято до некоторой степени условно соответствие этого рубежа основанию саранинского горизонта, поскольку именно на этом уровне отмечается перестройка фаунистических сообществ и появление кунгурских элементов в составе некоторых групп (Горский, 1984). Е.А. Гусева (Гусева и др., 1968) отмечает, что к началу кунгурского века (саранинского времени) весь артинский комплекс, за исключением двух видов (*Healdia panda* Kotsch. и *Mastosurpis lenticularis* Coop.), вымирает. И если асельско-артинская ассоциация остракод в значительной мере преемственна от каменноугольной, то начиная с саранинского времени она носит иммиграционный характер. В подошве саранинского горизонта вымирают все фузулиниды, за исключением единичных реликтовых форм в неволинской пачке. Комплекс мелких фораминифер, по данным Л.П. Гроздиловой, более сходен с кунгурским, чем с артинским (Гусева и др., 1968). В какой-то мере подтверждают принятую точку зрения находки конодонтов в разрезах верхней части нижней перми Урала и Шпицбергена. В переходных артинско-кунгурских слоях Приуралья (шуртанская свита), относящихся к саранинскому горизонту, выделена конодонтовая зона *Neostreptognathodus pnevi* (Bando et al., 1980), к которой отнесен также комплекс конодонтов старостинской свиты Шпицбергена. Как выяснилось позднее, зона *pnevi* не ограничена саранинским горизонтом, но охватывает также и кунгурский ярус. В то же время распределение аммоноидей в конце ранней перми, по мнению М.Ф. Богословской, противоречит отнесению саранинского горизонта, который содержит позднеартинскую ассоциацию аммоноидей, к кунгурскому ярусу. В настоящее время это противоречие вряд ли может быть разрешено, поскольку, с одной стороны, мы не знаем точного соответствия “кунгурского” ком-

плекса аммоноидей восточной части Бореальной области кунгурским аммоноидаям Урала, с другой, – в кунгурском ярусе в последней стратиграфической схеме пермских отложений Урала указаны типичные позднеартинские аммоноидеи (Стратиграфические схемы..., 1993). И наконец, как отмечает М.Ф. Богословская, кунгурский этап на Урале “очень тесно связан с артинским и не всегда уверенно может быть от него отделен” (Богословская, 1984).

Принятое нами соответствие рассмотренного биостратиграфического рубежа подошве саранинского горизонта хотя безусловно не бесспорно, тем не менее уровень, на котором происходит столь отчетливая и характерная смена ископаемых сообществ, хорошо коррелируется в пределах всей Бореальной области.

Распознается рассмотренный корреляционный уровень и в области Тетис, где он связан с широко развитой трансгрессией. Начало трансгрессии определяется неоднозначно. Так, Э.Я. Левен (1993) первоначально связывал ее с яхташским или артинским веками, а позднее – с позднеяхташским временем (Leven, 1994). Е.В. Мовшович считал ее кунгурской, а Т.А. Грунт – скользящей во времени: в конце яхташского времени она охватывала северные окраины Тетиса, а позднее, в борорское время, развивалась и в Перигондванских морских бассейнах.

Анализируя главные события пермской истории Э.Я. Левен (1993) достаточно подробно коснулся взаимоотношений и возрастных датировок яхташско-борорских отложений с подстилающими породами. Из его анализа явствует, что на значительной территории области Тетис отложения яхташского яруса отсутствуют (Южный Афганистан – разрезы Вардак и Тезан, Иран, Закавказье, Юго-Восточный Памир) и в этих случаях на более древних образованиях залегают отложения с *Misellina*. Не представляет исключения и южное перигондванское побережье Палеотетиса, где трансгрессия началась также с борорского времени, поскольку, как отмечает Э.Я. Левен, в Тибете трансгрессивно залегающие известняки точно датировать не представляется возможным, а на севере Каракорума трансгрессивная серия содержит борорские фузулиниды. Аналогичная картина наблюдается на Юго-Востоке Памира, где в разрезе Куртеке на базардаринской серии, верхний возрастной предел которой оценивается как артинский (Грунт, Новиков, 1994), залегают трансгрессивно известняки с борорскими фузулинидами, а в разрезе Кастанат-Джилга – кочусуйская свита, отнесенная в настоящее время в полном объеме к борорскому ярусу (Левен и др., 1989).

Недостаточно четкая возрастная датировка начала трансгрессивного цикла связана, по-видимому, с трудностью расчленения позднеяхташ-

ских и раннеборорских фузулинидовых комплексов. Э.Я. Левен отметил, что “близость яхташского и борорского фузулинидовых комплексов не всегда позволяет решать с каким из рассматриваемых ярусов мы имеем дело в том или ином обнаружении, и они чаще воспринимаются как единое целое” (Левен, 1993, с. 64). Трудно отделить верхнюю зону яхташского яруса от низов борорского, вернее, от низов кочусуйской свиты и по другим группам фауны. Так, в зоне *Chalaroschwagerina vulgaris* ряда разрезов Японии присутствуют конодонты зоны *Mesogondolella intermedia-Vjalovognathus shindensis* низов кочусуйской свиты – *Mesogondolella bisseli* Clark et Behn., *M. intermedia* (Igo), *M. asiatica* (Igo), *Pseudohindeodus nassichuki* (Kozur). Все виды характерны для низов кочусуйской свиты (Kozur et al., 1994). Анализируя конодонтовые ассоциации зоны *vulgaris* Японии, Е.В. Мовшович (1986) сопоставлял их с комплексами низов давалинской свиты Закавказья, с нижними слоями формации Чися провинции Гуйчжоу Южного Китая (т.е. с зоной *M. intermedia-M. guioensis*), а также с кунгурским ярусом.

Сходство аммонитовых комплексов нижней части кочусуйской свиты и зоны *vulgaris* отмечала и Т.Б. Леонова (Левен и др., 1992), указывая, что из 30 видов яхташского комплекса 25 встречены в низах кочусуйской свиты. Из них общими являются *Metalegoceras pamiricum* Leon., *Cardiella pamirica* (Toum.), *Crimites doliaris* Leon., *Prostacheoceras alter* Leon., *Neocrimites dutkevitchi* Pavl., *Eolegoceras murgabenze* Leon., а роды *Agathiceras*, *Thalassoceras*, *Shyndoceras*, *Veruzhites* в яхташском и бозтеринском комплексах представлены каждый одним и тем же видом.

Зону *Mesogondolella intermedia-Vjalovognathus shindensis* низов кочусуйской свиты Х. Коцур сопоставлял достаточно уверенно по присутствию общих видов *Neostreptognathodus excultus*, *N. foliatus*, *Mesogondolella intermedia*, *M. guioensis* с нижней зоной серии Ленерд Западного Техаса (Wardlaw, Glenister, 1995) и одноименной зоной Чисянской серии Южного Китая (Marine Permian..., 1994; Wang Zhi-hao, 1994). Наличие в зоне *M. guioensis-N. excultus* Северной Америки *Neostreptognathodus pnevi* послужило основанием для корреляции нижней части кочусуйской свиты не только с подошвой серии Ленерд, но и обоих подразделений с подошвой саранинского горизонта Урала (Kozur et al., 1994).

Поскольку в нижней части кочусуйской свиты отсутствуют фузулиниды, конодонтовая зона *M. intermedia-V. shindensis* не может быть точно привязана к фузулинидовой шкале. А поэтому остается неясным следует ли зону *vulgaris*, содержащую тот же комплекс конодонтов, относить к борорскому ярусу или, наоборот, низы кочусуйской

свиты – к зоне *vulgaris* яхташского яруса. Этот вопрос требует дальнейшего разрешения.

Второй корреляционный уровень пермской системы не менее яркий. Он определяется появлением роадского комплекса аммоидей и совпадает с началом трансгрессивно-ретрессивного цикла осадконакопления. Уровень легко распознается практически повсеместно во всех палеобиогеографических областях. Наиболее значимое значение для характеристики этого уровня в пределах Бореальной области имеют разрезы Колымо-Омолонской провинции. Здесь в омолонское время отмечена крупная трансгрессия (Кашик и др., 1990), обусловившая накопление карбонатной толщи. Граница джигдалинского и омолонского горизонтов представляет четкий и достаточно контрастный биостратиграфический рубеж, с которым связана резкая смена ассоциаций аммоидей. Впервые появляются представители роадского комплекса – роды *Daubichites* и *Sverdrupites*, сменявшие кунгурских *Neouddenites*, *Tumaroceras*, *Uraloceras*, *Epijuresanites*. В ассоциации двустворок появляется род *Kolymia*, а среди брахиопод роль доминантов переходит к тонкоструйчатым линопродуктидам – родам *Mongolosia*, *Omolonia*, *Tegakea*.

Аналогичная смена биоты происходит в разрезах Верхояно-Охотской провинции на границе тумаринского и деленгинского горизонтов, а также в Новоземельской провинции. В первой из них роадские роды аммоидей *Daubichites* и *Sverdrupites* появляются в основании деленгинского горизонта совместно с характерным родом брахиопод *Mongolosia* и двустворками рода *Kolymia* (Андреанов, 1985; Бяков, 1991). Роадский комплекс также как в Таймыро-Колымской провинции сменяет кунгурский с *Tumaroceras*, *Uraloceras*, *Neouddenites*.

В Новоземельской провинции роадский комплекс появляется в верхней половине кочергинской и низах геркинской свит. Он представлен родами *Daubichites*, *Sverdrupites*, *Altudoceras* (Богословская и др., 1982). Подстилающие отложения содержат обильные *Phylladoderma arberi*, *Cardiopterus piniformis* и другую типичную для печорской серии флору, что свидетельствует о том, что слои с аммоидеями не могут быть древнее верхов уфимского яруса.

Западнее Новоземельской провинции роадский комплекс аммоидей неизвестен. Приуроченность роадского события к середине уфимского века помимо данных, приведенных выше, определяется детальной корреляцией отложений. Многие брахиоподовые зоны, установленные В.Г. Ганелиным (Кашик и др., 1990) в Колымо-Омолонской провинции прослеживаются достаточно широко в пределах всей Бореальной области, включая Южную Монголию. Это относится в пер-

вую очередь к пограничным зонам джигдалинского (*Kolymaella ogonensis*) и омолонского (*Mongolosia russiensis*) горизонтов. К последней приурочен роадский комплекс аммоидей. Зона *Kolymaella ogonensis* была установлена недавно в верхах соликамского горизонта уфимского яруса в стратотипической области. Ранее указывалось (Котляр, Ганелин, 1989), что распространение кунгурского комплекса аммоидей не ограничивается кунгурским ярусом. Так, находки кунгурских *Uraloceras* известны в морских аналогах соликамского горизонта в средней части табынской свиты на Пай-Хое (Гуськов и др., 1980), а рода *Tumaroceras* – в кадачанской свите, подстилающей черкамбальскую свиту с роадским комплексом аммоидей (Стратиграфический словарь..., 1977). В зоне *Kolymaella ogonensis*, выявленной в Южной Монголии (Павлова и др., 1991), определен *Gobioceras elenae*, который М.Ф. Богословская (Богословская, Павлова, 1988) считает несомненно кунгурским, существовавшим одновременно с родом *Epijuresanites*. По ее мнению, именно *Gobioceras* явился предком роадского рода *Spirolegoceras*. В нижележащих отложениях с ховсольским комплексом брахиопод зоны *Megousia kulikii* присутствует *Neouddenites orientalis* Bog. Таким образом, в двух пограничных брахиоподовых зонах Колымо-Омолонской провинции и Южной Монголии происходит аналогичная смена кунгурского и роадского комплексов аммоидей. Учитывая, что роадский комплекс аммоидей непосредственно сменяет кунгурский, последние представители которого присутствуют в аналогах соликамского горизонта, появление роадского комплекса следует связывать со второй половиной уфимского века, скорее всего с шешминским временем. Следует учесть, однако, что если распространение родов *Spirolegoceras* и *Sverdrupites* ограничено узким временным интервалом, а именно роадским веком, то род *Daubichites*, по-видимому, продолжает свое существование и в более молодых отложениях (Sheng Jin-zhang, Jin Yukan, 1994).

Роадский комплекс аммоидей установлен в формации Ассистенс Канадского Арктического архипелага, сменяющей в разрезе формацию Сабина Бей, относимую к кунгурскому ярусу (Beauchamp et al., 1989b). С началом ассистенской трансгрессии здесь связано появление родов *Daubichites* и *Sverdrupites* (Nassichuk, 1970). Очень важным является одновременное появление наряду с роадскими аммоидеями переходных форм конодонтов от *Mesogondolella idahoensis* к *M. nankingensis* (Kozur, Nassichuk, 1977), в то время как для подстилающей формации Сабина Бей характерно присутствие лишь *M. idahoensis* (Beauchamp et al., 1989a).

Роадский комплекс аммоидей впервые установлен в Северной Америке – штаты Айдахо,

Вайоминг, Аризона, в пачке Мид Пик формации Фосфория. Там указываются *Daubichites*, *Spiroleoceras*, *Glossoceras bramsonorum*, *Stacheoceras exolobatum* (Miller, Cline, 1934; Furnish, 1973), уровень появления которых совпадает, по данным американских ученых, с первым появлением *Mesogondolella nankingensis*, определяющим нижнюю границу роадского яруса (Grant, Wardlaw, 1984).

Аналог роадских отложений устанавливается также в Западной Австралии, где в пачке Лайтхейформации Ливеринг указывается *Daubichites goochi* (Teichert), *Agathiceras* и *Popanoceras* (Glenister, Furnish, 1961).

В области Тетис появление роадского комплекса аммоидей приурочено к подошве кубергандинского яруса (Чедия и др., 1986). Он сменяет в разрезе бозтеринский комплекс бородского яруса, который М.Ф. Богословская и Т.Б. Леонова по уровню развития видов сопоставляют с кунгурским Бореальной области. По присутствию родов *Epiglyphioceras*, *Stacheoceras*, *Paraceltites*, впервые появившихся в роадском комплексе Северной Америки, а также родов *Bathyaniceras* и *Popanoceras*, не характерных для бородского яруса, комплекс уверенно сопоставлен с роадскими. Появление роадских аммоидей в нижней фузулинидовой зоне кубергандинского яруса – *Misellina ovalis*, *Argmenina* позволяет проводить широкие и достаточно надежные корреляции в пределах всей области Тетис (табл. 1). Следует добавить также, что в разрезах Китая, несколько ниже слоев с *Cancellina*, Х. Коцуром (устное сообщение) отмечено появление *Mesogondolella nankingensis*. Данные о первом появлении этого вида в зоне *Neoschwagerina craticulifera* он считает ошибочными.

В северо-американских разрезах роадский комплекс аммоидей появляется в основании Гваделупской серии.

Таким образом, если считать появление роадского комплекса аммоидей одновременным, нижние границы омолонского горизонта и его аналогов в Бореальной области, кубергандинского региона яруса Тетиса и роадского региона яруса американской шкалы можно считать синхронными и соответствующими границе соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса в стратотипе.

Однопорядковым с рассмотренными является рубеж в основании джульфинского яруса. Нижняя граница яруса связана с глубокими эволюционными преобразованиями в составе аммоидей. Впервые на этом уровне появляются араксоцератиды – роды *Anderssonoceras*, *Araucoceras*, *Prototoceras* и многие другие, совместно с которыми продолжают существовать в самом начале джульфинского века *Kingoceras*, *Timorites*, *Cyclolobus*. Легко распознается нижняя граница джульфинского яруса по фузулинидам. На границе фузулинид-

вой зоны *Codonofusiella kwangsiiana*, выделляемой практически повсеместно (Китай, Закавказье, Иран), происходит смена швагеринидо-вербекинидовой ассоциации фузулинид шубертеллидов. Полностью исчезают швагериниды и вербекиниды, получают массовое развитие аберрантные фузулиниды, появившиеся значительно раньше. В развитии мелких фораминифер происходит смена доминант-хемигордиопсидовые сообщества сменяются нодозарийдовыми, появляются специализированные роды (Котляр и др., 1989). Происходит значительная перестройка коралловых сообществ, которая особенно резко проявилась в западной части области Тетис, где “ваагенофиллоидная” фауна сменилась “плерофиллоидной”. В сообществах брахиопод чрезвычайно характерно появление араксатирисов.

Происходят изменения и в радиоляриевых ассоциациях. Наряду с появлением рода *Neoalbella* резко сокращается число представителей рода *Folliculus* (Руденко, 1991).

В конодонтовой последовательности нижняя граница джульфинского яруса в стратотипе определяется в настоящее время согласно данным М.В. Пятаковой (1983) и подтвержденная А.Г. Григоряном (неопубликованные данные), появлением *Clarkina "leveni"* Koz., Most. et Piat. в зоне *Codonofusiella kwangsiiana* (=слоям с *Codonofusiella* + *Araxilevis*). Это не противоречит более ранним представлениям о положении границы яруса в основании слоев с *Araxilevis*, поскольку род *Araxilevis* появляется одновременно с массовыми кодонофузиеллами (Котляр и др., 1983) в Ахуринской зоне (сокращенный тип разрезов). Отсутствие *Araxilevis* в стратотипическом разрезе Дорашам-2 объясняется, по-видимому, фациальными причинами. Следует отметить, что формы, идентифицированные указанными авторами как *Clarkina leveni*, согласно новым представлениям могут оказаться выделенными недавно видами *Clarkina postbitteri* Mei et Wardlaw или *Cl. dukouensis* Mei et Wardlaw в низах джульфинского яруса в Иране (The Iranian-Chinese Res. Gr., 1995).

Аналогичная картина наблюдается и в разрезах Китая (Sheng Jin-zhang, Jin Yugan, 1994), где основание Вуцзяпинского яруса или отдела Лопин определяется появлением конодонтов *Clarkina postbitteri*. На этом же уровне показаны массовые кодонофузиеллы, выделенные в зону *Codonofusiella kwangsiiana*. Важно отметить, что в ряде китайских разрезов в отложениях, относимых к нижней части Вуцзяпина (верхняя часть формации Доулун) указываются такие роды, как *Paraceltites*, *Doulingoceras*, *Roadoceras*, *Altudoceras* при полном отсутствии араксоцератид (Zhou Zuren, 1994). Одновременно с указанными аммоидиями появляется *Clarkina postbitteri*, а *Clarkina leveni* совместно с араксоцератидами присутству-

ют лишь в средней части Вуцзяпина. Намечается двучленное деление яруса Вуцзяпин, поскольку фаунистические комплексы нижней и верхней частей яруса существенно отличны. Не исключено, что и в закавказских разрезах после переопределения всех конодонтов из слоев, подстилающих зону *Aragoceras*, может наметиться двучленное деление джульфинского яруса.

Нижней границе джульфинского яруса в Бореальной области соответствует рубеж, на котором происходит смена морского осадконакопления континентальным (Садовников, Орлова, 1994). На Русской платформе, согласно данным, полученным в последнее время (Gomankov, 1994), с джульфинским ярусом по палинологическим комплексам может коррелироваться вятский горизонт.

Таким образом, рассмотренные событийные рубежи, связанные с существенными изменениями в составе фаунистических сообществ различных групп, позволяют рассматривать их как глобальные корреляционные уровни.

Помимо этих рубежей, намечаются и другие рубежи более низкого ранга, требующие, однако, в дальнейшем доизучения и уточнения. Прежде всего можно отметить рубеж, соответствующий максимуму среднепермской трансгрессии, начавшейся еще в роадское (даубихитовое) время. В Бореальной области этот рубеж соответствует границе зон *Omolonia snjatkovi* и *Tettakea borealis* в Таймыро-Колымской подобласти. На этом уровне происходит внезапное вымирание даубихитового или роадского комплекса аммоидей, широкое развитие брахиопод родов *Tettakea*, *Orulgania* и *Tumarinia*. Первый из них чрезвычайно близок, если не тождественен, вордскому роду *Grandaurispina*, а *Orulgania* и *Tumarinia* – казанским *Licharewia*, с которыми первоначально они отождествлялись. Отражением широкой северной трансгрессии среднеомолонского времени (Кашик и др., 1990) явилась, скорее всего, казанская ингрессия в Восточно-Европейской провинции. Данные для прямой корреляции казанского яруса с терракиевыми зонами омолонского горизонта и их аналогами в пределах Бореальной области отсутствуют, однако уровень эволюционного развития брахиопод, некоторая общность мелких фораминифер (Кашик и др., 1990) и мшанок (Морозова, 1981) позволяют условно коррелировать казанский ярус, омолонский горизонт (без двух нижних зон) с мургабским и вордским регионарными Тетиса и Северной Америки. Найдка в основании казанского яруса гониатита рода *Altudoceras* (определенного первоначально как *Pseudogastrioceras*) (Куликов и др., 1973), близкого, по мнению А.М. Павлова, к ранневордским видам, подтверждает одновозрастность этих подразделений.

Несомненно, с казанским ярусом и большей верхней половиной омолонского горизонта может коррелироваться часть формации Ассистенс Канадского Арктического архипелага, содержащая виды *Tettakea* (Waterhouse, 1971) и покрывающая пачка А с редкими *Magadania*, а также нижняя часть формации Тролд Фиорд.

Максимальное развитие среднепермской трансгрессии в области Тетис приходится на зону *Neoschwagerina craticulifera*–*Afghanella schencki*, четко распознаваемому в пределах всей области. Подошва зоны связана с появлением характерного вордского рода *Waagenoceras*, определяющего его нижнюю границу. В Сицилии, как известно, *Waagenoceras* встречен совместно с *N. craticulifera*. С основанием зоны *N. craticulifera* связано также вымирание наиболее характерных родов роадского комплекса. Новые данные, полученные в Крыму, свидетельствуют, что в зоне *Neoschwagerina simplex* еще отсутствуют типично вордские роды, а появляются они лишь в зоне *N. craticulifera* (Захаров, устное сообщение). Характерно присутствие ряда казанских мшанок родов *Girtypora* и *Girtyporina*, встреченных совместно с *Neoschwagerina craticulifera* и ильинской (казанской) флорой в отложениях владивостокского горизонта Южного Приморья (Киселева, 1986). Примечательно также сходство брахиоподовых и мшанковых комплексов владивостокского горизонта и цаганульского Южной Монголии (Павлова и др., 1991). Они характеризуются наличием общих родов бореальных брахиопод – *Arctitreta*, *Kochipructus*, *Waagenoconcha*, *Liosotella*, *Yakovlevia*, *Megousia*, *Spiriferella*, *Alispiriferella*, *Kaninospirifer* и мшанок.

Проведенные сопоставления позволяют наметить достаточно надежный корреляционный уровень, определяемый нижними границами аммонитовой генозоны *Waagenoceras* и фузулинидовой зоны *Neoschwagerina craticulifera*–*Afghanella schencki*.

Применение взаимозаменяемых признаков и последовательных корреляций свидетельствует, скорее всего, о соответствии этого уровня подошвам казанского яруса Русской платформы, зоны *Tettakea borealis* и ее аналогов в пределах Бореальной области границе зон *Neoschwagerina simplex* и *N. craticulifera* области Тетис и основанию Вордского регионаряуса Северной Америки (табл. 3).

До недавнего времени хорошим коррелятивным уровнем считалась нижняя граница мидийского яруса, определяемая появлением родов высокоразвитых фузулинид – *Yabelina* и аммоидей – *Timorites* (Левен, 1975). При этом отмечалось двучленное деление яруса и хорошо распознаваемый рубеж в его средней части (Левен, 1980; Котляр, 1993). Совместные находки многочисленных видов *Yabeina* с богатейшими комплексами вордских аммоидей в слоях Кейч Крик Западной

Таблица 3. Корреляция пермских региональных школ

Общая шкала		Региональная Восточно-Европейская школа		Региональная школа востока Бореальной области (Ганелин, 1984; Садовников, Орлова, 1994)		Региональная школа Тетис (Левен, 1980, 1993)		Региональная школа Китая (Sheng et al., 1994)		Региональная школа Японии (Minato et al., 1978; Jin et al., 1994)		Региональная школа Северной Америки (Ross, Ross, 1987; Jin et al., 1994)		
Система		Отдел		Горизонт		Горизонт, региоярус		Отдел		Региоярус		Региоярус		
Пермская		Верхний						Верхний				Очоя		
Нижний		Артинский		Кунгурский		Уфимский		Казанский		Татарский		Ярус		
Асельский	Сакмарский	Артинский	Кунгурский	Уфимский	Казанский	Татарский	Ярус	Горизонт	Горизонт, региоярус	Таймырский	Дорашамский	Чансинский	Набекоси	
										Вятский	Джульфинский	Вуцзяпинский	Маехама	Отдел
										Северодвинский	Хивачский	Мидийский	Ивайдзаки	Очоя
										Уржумский	Гижигинский	Ленгвунский	Каттизава	
										Шешминский	Омолонский	Мургабский	Акасака	
										Соликамский	Джигдалинский	Кубергандинский	Набеяма	
										Иренский	Болорский	Луодинский	Кабаяма	
										Филипповский	Яхташский	Лонглинский	Кавагуши	
										Саранинский	Сакмарский	Цизонгский	Нагато	
										Саргинский	Ассельский			Леноксий
										Иргинский				Нилский
										Бурцевский				
										Стерлитамакский				
										Тастубский				
										Шиханский				
										Холдинговый				

Канады (Ross, Nassichuk, 1970) и в Сицилии, заставляют пересмотреть объем, возрастные датировки, определение нижней границы и корреляцию мидийского яруса. Более того, приходится констатировать, что вряд ли целесообразно сохранять ярус, охарактеризованный в разных его частях резко отличными комплексами аммоноидей, тем более, чем принадлежность верхней его части (зоны *Lepidolina kumaensis*) к мидийскому ярусу оспаривается самим автором.

В то же время граница верхнемидийских отложений, маркируемая появлением зонального кептенского рода *Timorites* – одна из наиболее диагностируемых и глобально прослеживаемых. Анализируя мидийские отложения в области Тетис, Э.Л. Левен (1993) справедливо отметил их широкое распространение. Однако проведенный им обзор свидетельствует в большинстве случаев о трансгрессивном залегании верхне-, а не нижнemидийских отложений. Это относится к разрезам Китаками Японии, чандалазскому горизонту Приморья, кафтормольской и кафирбачинской свитам Дарваза, формации Лонге Тибета, формации Варгал Соляного Кряжа и ряда других. Нижнемидийские отложения во многих разрезах Тетиса составляют единую карбонатную серию с мургабскими и с трудом отделяются от них. Это четко проявлено в разрезах Акиеси, Атетсу, Акасака и Оми Японии (Minato et al., 1978), Закавказья (Котляр и др., 1989), Центрального Ирана (Tagaz, 1970), Эльбурса (Stepanov et al., 1969).

Появление рода *Timorites*, маркирующего нижнюю границу кептенских отложений Америки и верхнемидийских Тетиса, отмечено в зоне *Lepidolina minatoi*, содержащей в зональном комплексе и *Lepidolina kumaensis*, формации Ивайдзаки Японии (Ehiro et al., 1986), на границе зон *Monodiechidina sutschanica* и *Parafusulina stricta* чандалазского горизонта Южного Приморья (Котляр и др., 1989), в серии Маокоу Китая (Liang, 1983), формации Абаде Ирана (Ehiro et al., 1986), слоях Баслео Тимора (Haniel, 1915; Wanner, 1932), в осахтинской свите Приамурья (Руженцев, 1955). Повсеместное появление рода *Timorites* сопровождается находками *Stacheoceras* и реже *Neogeoceras*, *Roadoceras*. По фузулинидам этот рубеж не четкий и проходит в кровле зоны *Neoschwagerina margaritae*, относимой к мургабскому ярусу (Baud et al., 1993), несмотря на присутствие в ней представителей рода *Yabeina* и других фораминифер мидийского возраста. Появление рода *Timorites* совпадает примерно с появлением комплекса мелких фораминифер зоны *Baisalina pulchra*. В конодонтовой последовательности на этом уровне появляется *Mesogondolella postserratata*.

В Бореальной области коррелируемый уровень устанавливается в основании гижигинского горизонта Колымо-Омолонской провинции и тоготуй-

ского горизонта Забайкалья. Их соответствие верхнемидийским отложениям Тетиса и кептенским Северной Америки базируется на находках в зоне *Cancrinelloides obrutshewi* тоготуйской свиты аммоноидей рода *Timorites* (Окунева, Захаров, 1992) и характерного общего с гижигинским вида двустворок – *Maitaia bella* Biak. Аналогичная ассоциация, включающая виды *Timorites sigillarius* Ruzh. и *Maitaia bella*, а также богатый комплекс мшанок зон *Parafusulina stricta*, *Lepidolina kumaensis*–*Metadololiolina lepida* чандалазского горизонта Южного Приморья известны в средней толще осахтинской свиты Приамурья. Кроме того, в Корякии известны совместные находки зонального вида гижигинского горизонта *Cancrinelloides obrutshewi* и позднемидийских фузулинид *Yabeina globosa* и *Lepidolina multiseptata* (Эппстейн и др., 1985).

Весьма характерным является то, что на рассматриваемом рубеже отмечается обеднение фаунистических сообществ. В Бореальной области изменился брахиоподовый тип ассоциаций. На смену разнообразному тонкоструйчатому линопродуктивному с *Terebratula* и *Magadania* приходит крайне однообразный комплекс с *Cancrinelloides*, *Spitzbergenia*, редкими строфалозинидами. Резкое обеднение комплексов отмечается на этом уровне в других палеобиогеографических областях (Jin Yugan et al., 1994).

Важную роль для корреляции верхнепермских отложений играют палеомагнитные данные. Изучение палеомагнитных свойств пермских отложений как в Бореальной, так и в области Тетис не выявило, к сожалению, точное положение границы гиперзон Киама и Иллаварра, которая может быть использована как важнейший контролирующий маркер при глобальных корреляциях разнофациальных отложений. Однако во всех тетицких и перигондванских разрезах появление знакопеременных зон отмечается примерно на одном и том же уровне вблизи подошвы верхнего мидия – в верхней части зоны *Chusenella abichi* Закавказья (Котляр и др., 1984), в основании кутальской пачки ганской свиты Юго-Восточного Памира (Давыдов и др., 1982) и хамтарминской свиты Северного Памира (Новиков и др., 1991), в верхах владивостокского горизонта Южного Приморья (Захаров, Сокарев, 1991), в верхней части формации Маокоу и в базальных слоях формации Варгал Соляного Кряжа (Jin Yugan et al., 1994). На близком уровне зафиксировано появление знакопеременных зон и в Бореальной области – в средних частях гижигинского горизонта (Кашик и др., 1990) и шадровской свиты Новой Земли (Гуревич, Слаущитайс, 1988), в верхней части Ротлигена Центральной Европы (Menning, 1988). В Северной Америке зона прямой полярности установлена вблизи основания формации Ятс, что соответствует, по представлениям М. Меннинга,

средней части кептенского яруса (Menning, 1988). Учитывая, что на Русской платформе граница гиперзона Киама и Иллаварра проходит в верхней части уржумского горизонта татарского яруса, можно предположить, что верхнемицийские и кептенские отложения могут соответствовать в целом татарскому ярусу.

Прослеживание рассмотренных корреляционных уровней в континентальных отложениях Ангариды может быть проведено достаточно условно через паралические и прибрежно-морские разрезы Печорской, Таймырской, Колымо-Омолонской, Верхояно-Охотской и Дальневосточной провинций, а также с использованием разрезов Монголии.

Первый корреляционный уровень, соответствующий появлению бардинской флоры в Приуралье, сопоставлен С.В. Наугольных (1993) по наличию ряда общих таксонов в составе бардинского и ишановского флористических комплексов с основанием ишановского горизонта Ангариды. Это заключение полностью подтвердило проведенные ранее сопоставления морских и континентальных отложений (Котляр, Ганелин, 1989). Бардинская субтропическая смешанная флора пришла на смену ксерофитной евразийской. Аналогичные изменения произошли в составе лекворкутской флоры Печорского Приуралья, о чем свидетельствует появление большого количества листостебельных мхов – характерного элемента кордайтовой лесной формации (Бураго, 1986).

В Южном Приморье существенная перестройка в растительном мире отмечена в начале абрекского времени, когда произошла экспансия катазиатской флоры на эту территорию. Приуроченность к этому времени морских прослоев с конюшковским комплексом брахиопод, полностью подтверждают проведенные корреляции по фауне и флоре, а также заключение о потеплении климата и трансгрессии.

В Китае, по мнению В.И. Бураго, абрекской флоре соответствует раннешихэзинская флора (Бураго, 1986).

Кубергандинские (роадские) отложения могут соответствовать времени формирования папоротниково-птеридоспермо-кордайтовой флоры, а их нижние границы коррелироваться с границей верхнебалахонской и кольчугинской серий. Первый элементы кольчугинской флоры появляются в бореальных разрезах в зоне *Mongolosia russiensis* омолонского горизонта Колымо-Омолонской провинции. Приуроченность к этой зоне аммоницей роадского комплекса позволяет совмещать границу верхнебалахонской и кольчугинской серий Ангариды с границами джигдалинского и омолонского горизонтов, а соответственно и с границей соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса, что согласуется с высказанными

най ранее точкой зрения С.В. Мейена (1984). Примерно на этом же уровне отмечается перестройка в растительных сообществах Приморья (рубеж арбекского и владивостокского горизонтов), когда происходит резкое сокращение количества кордайтов и начинают доминировать птеридоспермы и папоротники (Бураго, 1986). Многие палеоботаники появление кордайтовой флоры связывают с началом казанского века (Бураго, 1986; Дурант, 1994).

Если считать уровень появления зон прямой полярности (в разрезах, где отсутствует смыкаемость гиперзона Киама и Иллаварра) в Бореальной области, Тетисе, Ангариде и в типовой местности на Русской платформе синхронным, тогда можно совместить нижние границы верхнемицийских и кептенских отложений с основанием ленинского горизонта Ангариды, поскольку нижняя граница гиперзоны Иллаварра зафиксирована в средней части последнего (Мейен, 1984). Принятое соответствие подтверждается флористическими данными. В верхнемицийских отложениях Южного Приморья (сицинская флора чандалазского горизонта) найдены сульциевые кордайты и семена, характерные для грамотеинского и тайлаганского горизонтов.

Недавно К.Б. Фостером и Р.Дж. Джонсом (Foster, Jones, 1994) установлен важный корреляционный уровень, маркируемый появлением двух видов миопор *Scutisporites unicus* Klaus и *Playfordiaspora cancellosa* (Playford et Dettmann) Maheshwari et Banerji, который они ошибочно связывали с появлением *Lueckisporites virkkiae* Potonié et Klaus в подошве татарского яруса. На этом основании они коррелировали формацию Чидру, относимую к джульфинскому ярусу, с татарским ярусом общей шкалы в полном объеме. А.В. Гоманьков (Gomankov, 1994) убедительно доказал, что джульфинскому ярусу могут соответствовать лишь верхи татарского яруса, а скорее всего, лишь вятский горизонт. В целом джульфинскому, а возможно, и дорашамскому ярусам Тетиса помимо верхней части татарского яруса, вероятно, соответствует часть вулканогенно-осадочной толщи Сибирской платформы, выделенная в "таймырский ярус" (Садовников, Орлова, 1994).

## ВЫВОДЫ

В результате проведенной корреляции выявлен ряд главных корреляционных опорных уровней, прослеживаемых глобально.

Первый из них отражает крупную палеогеографическую перестройку и связан с обширной трансгрессией. Это один из самых контрастных биостратиграфических рубежей, который может фиксироваться подошвами конодонтовых зон *Neostreptognathodus pnevi* на Урале, *Mesogondolella*

*guioensis*—*Neostreptognathodus excultus*—*N. pnevi* в Америке и *M. guioensis*—*N. excultus* в Тетисе. Это позволяет нижние границы саранинского горизонта артинского яруса Приуралья, джигдалинского горизонта и его аналогов в Бореальной области, болорского яруса Тетиса (Левен, 1980) и Ленердской серии Америки считать синхронными.

Второй опорный уровень, фиксируемый началом среднепермской трансгрессии, определяется появлением характерного роадского комплекса аммоноидей, часто именуемого в Бореальной области “даубихитовым”. Он распознается повсеместно, фиксируется подошвой конодонтовой зоны *Mesogondolella nankingensis* и соответствует подошвам кубергандинского региона яруса Тетиса, омолонского горизонта и его аналогов Бореальной области, границе соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса общей шкалы в стратотипе, подошве Гваделупской серии или роадского яруса в Америке.

Третий уровень – основание джульфинского яруса, маркируемого появлением араксоцератид, конодонтов *Cl. postbitteri* и нижней границей фузулинидовой зоны *Codonofusella kwangsiana*. Он прослеживается преимущественно в Тетисе. В Бореальной области ему соответствует рубеж, на котором происходит смена морского осадконакопления континентальным. На Русской платформе палинологические данные позволяют выявить примерное положение джульфинской границы в верхней части татарского яруса.

Корреляционные уровни более низкого порядка представляют менее яркие биостратиграфические рубежи и определяются главным образом сменой комплексов аммоноидей и конодонтов.

Данная публикация основана на исследованиях, поддержанных МНФ (грант № SV-000) и МНФ совместно с Правительством РФ (грант № SV-300).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андранинов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноиды Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 177 с.

Богословская М.Ф. Аммоноиды // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 248–257.

Богословская М.Ф., Павлова Е.Е. О развитии аммоноидей семейства *Spirolegaceratidae* // Палеонт. журн. 1988. № 2. С. 111–114.

Богословская М.Ф., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Пермские аммоноиды Новой Земли // Палеонт. журн. 1982. № 4. С. 58–67.

Бураго В.И. К вопросу о границе Ангарского и Катализатского растительных царств // Пермо-триасовые события в развитии органического мира Северо-Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 6–23.

Бяков А.С. Стратиграфия и двустворчатые моллюски пермских отложений бассейна р. Колымы // Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1991. 25 с.

Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 111–123.

Горский В.П., Алексеева И.А., Владимирович В.П. и др. Восточно-Европейская провинция // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 29–75.

Грунт Т.А., Новиков В.П. Биостратиграфия и биогеография ранней перми Юго-Восточного Памира // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 4. С. 28–37.

Гуревич Е.Л., Слауцитайс И.П. Палеомагнитный разрез верхнепермских и нижнетриасовых отложений полуострова Адмиралтейства (остров Новая Земля) // Изв. АН СССР. 1988. Сер. геол. № 1. С. 102–110.

Гусева Е.А., Гроздилова Л.П., Горский В.П. Биостратиграфическое обоснование границы между артинским и кунгурским ярусами на Урале // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 4. С. 893–895.

Гуськов В.А., Пухонто С.К., Яцук Н.Е. Верхнепермские отложения Северо-Восточного Пай-Хоя // Сов. геология. 1980. № 2. С. 68–75.

Давыдов В.И., Комиссарова Р.А., Храмов А.Н., Чедия И.О. О палеомагнитной характеристике верхнепермских отложений Юго-Восточного Памира // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 5. С. 1177–1181.

Дуранте М.В. Позднепалеозойские флоры Ангариды (палеокосистемный подход, климатические реконструкции) // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. С. 248–257.

Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 133 с.

Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И., Бяков А.С. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 200 с.

Киселева А.В. Позднепермские мшанки владивостокского горизонта Приморья // Пермо-триасовые события в развитии органического мира Северо-Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 48–56.

Котляр Г.В. Сопоставление верхнепермских отложений Южного Приморья с одновозрастными образованием Тетической и Бореальной областей // Верхний палеозой Северо-Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 5–23.

Котляр Г.В. Расчленение и корреляция верхней перми Тетиса и Циркумпацифики // Тихоокеанская геология. 1993. № 4. С. 7–20.

Котляр Г.В., Ганелин В.Г. Пермь. Межрегиональная корреляция стратифицированных образований и развитие осадконакопления в геологической истории территории СССР // Геологическое строение и минерализация СССР. Т. 10. Кн. 1. Л.: Недра, 1989. С. 180–185.

Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кропачева Г.С. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. 189 с.

Котляр Г.В., Комиссарова Р.А., Храмов А.Н., Чедия И.О. Палеомагнитная характеристика верхне-

- пермских отложений Закавказья // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 3. С. 669–674.
- Котляр Г.В., Кропачева Г.С., Соснина М.И. и др.* Зональное расчленение верхнепермских отложений Южного Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 104–116.
- Котляр Г.В., Чедия И.О., Кропачева Г.С., Вукс Г.П.* О слоях с *Codonofusella* и *Ajaxilevis* в верхней перми Закавказья // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 1. С. 190–195.
- Куликов М.В., Павлов А.М., Ростовцев В.Н.* О находке гониатитов в нижнеказанских отложениях северной части Русской платформы // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 6. С. 1412–1414.
- Левен Э.Я.* Ярусная шкала пермских отложений Тетиса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50. Вып. 1. С. 5–21.
- Левен Э.Я.* Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 50 с.
- Левен Э.Я.* Яхташский ярус перми: обоснование, характеристика, корреляция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 8. С. 50–60.
- Левен Э.Я.* Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 59–75.
- Левен Э.Я., Дмитриев В.Ю., Новиков В.П.* Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме пермских отложений Средней Азии (Памирский субрегион). Душанбе: Дониш, 1989. 60 с.
- Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю.* Пермь Дарваз–Заалайской зоны Памира. Фузулиниды, аммоноиды, стратиграфия // Тр. Палеонтол. ин-та РАН. 1992. Т. 253. 202 с.
- Мейен С.В.* Корреляция пермских отложений Ангарской области // Основные черты стратиграфии пермской области СССР. Л.: Недра, 1984. С. 226–229.
- Мовшович Е.В.* Пермские конодонты СССР и проблемы корреляции перми Лавразии // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 33–49.
- Морозова И.П.* Позднепалеозойские мшанки Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1981. 118 с.
- Наугольных С.В.* Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья и ее корреляция с флорами Центральной Ангариды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 5. С. 53–62.
- Новиков В.П., Супрычев В.В., Храмов А.Н.* Корреляция верхнепермских отложений Памира и Приуралья по палеомагнитным и литологическим данным // Пермская система Земного шара. Пермь: Уро АН СССР, 1991. С. 62.
- Окунева Т.М., Захаров Ю.Д.* Первые находки пермских аммоноидей в бассейне р. Борзы (Забайкалье) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 142–144.
- Павлова Е.Е., Мананков И.Н., Морозова И.П. и др.* Пермские беспозвоночные Южной Монголии // Тр. Совместной Сов.-Монгольской палеонтол. экспедиции. 1991. Вып. 40. 173 с.
- Постановление по стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис // Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. Вып. 19. С. 15.
- Пятакова М.В.* Конодонты перми и нижнего триаса Закавказья и их стратиграфическое значение: Автoref. дис ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1983. 17 с.
- Руденко В.С.* Пермские *Albaillellaria* (*Radiolaria*) Приморья и их биостратиграфическое значение: Автoref. дис ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1991. 26 с.
- Руженцев В.Е.* Семейство *Cyclolobidae* Zittel // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103. С. 701–703.
- Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф.* Таймырский ярус – терминальный ярус континентальной перми // Докл. РАН. Геология. 1994. Т. 338. № 5. С. 658–661.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: АООТ "Урал. геол.-съемочная экспедиция". 1993. 151 л. схем. Объяснит. зап. 1994. 152 с.
- Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.
- Чедия И.О., Богословская М.Ф., Давыдов В.И., Дмитриев В.Ю.* Фузулиниды и аммоноиды в стратотипе кубергандинского яруса (Юго-Восточный Памир) // Ежегод. Всес. палеонт. о-ва. 1986. Т. 29. С. 28–53.
- Эпштейн О.Г., Терехова Г.П., Соловьева М.Н.* Палеозой Корякского нагорья (фауна фораминифер, биостратиграфия) // Вопросы микропалеонтологии. 1985. Вып. 27. С. 47–76.
- Bando Y., Bhatt D.K., Gupta V.J. et al.* Some remarks on the conodont zonation and stratigraphy of the Permian // Rec. Research Geol. 1980. V. 8. 35 p.
- Baud A., Marcoux J., Guiraud R. et al.* Late Murgabian map and paleoenvironments of the Tethys // Permophiles. 1993. № 22. P. 18–19.
- Beauchamp B., Harrison J.C., Henderson C.M.* Upper Paleozoic biostratigraphy and basin analysis of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago: Part 1. Time frame and tectonic evolution // Bull. Canadian Petrol. Geol. 1989. V. 19. № 1. P. 105–113.
- Beauchamp B., Harrison J.C., Henderson C.M.* Upper Paleozoic stratigraphy and basin analysis of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago: Part 2. Transgressive – regressive sequences // Ibid. 1989. P. 115–124.
- Ehiro M., Shimoyama Sh., Murata M.* Some Permian Cyclolobaceae from the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. New Ser. 1986. № 142. P. 400–408.
- Foster C.B., Jones P.J.* Correlation between Australia and the type Tatarian, Russian Platform, evidence from palynology and Conchostraca: a discussion // Permophiles. 1994. № 24. P. 36–43.
- Furnish W.M.* Permian stage names // The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1973. Mem. 2. P. 522–548.
- Glenister B.F., Furnish W.M.* The Permian ammonoids of Australia // J. Paleontol. 1961. V. 35. № 4. P. 673–736.
- Gomankov A.V.* Palynological correlation of the type Tatarian: continuing the discussion // Permophiles. 1994. № 25. P. 33–35.

- Grant R.E., Wardlaw B.R.* Redefinition of Leonardian–Guadalupian boundary in regional stratotype for Permian of North America. 27 Internat. Geol. Congress. Proceeding. Moskwa. 1984. P. 52.
- Haniel C.A.* Die Cephalopoden der Dyas von Timor // Palaeontol. Timor. 1915. Lief 3. Sbh. 6. 153 S.
- Iranian–Japanese Research Group. The Permian and the Lower Triassic Systems in Abadeh Region, Central Iran // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. 1981. V. 47. № 2. 133 p.
- Jin Yugan, Glenister B.F., Kotlyar G.V., Sheng Jin-zhang.* An Operational Scheme of Permian Chronostratigraphy // Palaeoworld 4. 1994. Nanjing Univ. Press. P. 1–13.
- Jin Yugan, Sheng Jin-zhang, Glenister B.F. et al.* Revised Operational scheme of Permian Chronostratigraphy // Permophiles. 1994. № 25. P. 12–15.
- Jin Yugan, Zhang Jing, Shang Qinghua.* Two phases of the end-Permian mass extinction. Pangea: Global Environments and Resources // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. P. 813–822.
- Kozur H., Nassichuk W.W.* Permian conodonts in the Canadian Arctic Archipelago–Biostratigraphic discussion // Geological Surv. Canada. 1977. Pap. 77-1A. P. 139–143.
- Kozur H., Davydov V., Kotlyar G.* Preliminary report on the Permian conodont fauna of Darvas and SE-Pamir and its importance for the Permian Time Scale // Permophiles. 1994. № 24. P. 13–15.
- Leven E.Ya.* The Mid-Early Permian regression and transgression of the Tethys. Pangea: Global Environments and Resources // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. P. 233–239.
- Liang X.* New material of Permian ammonoids with discussion on the origin, migration of Araxoceratidae and the horizon of the Paratirolites // Acta Palaeontol. Sinica. 1983. V. 22. № 6. P. 606–615.
- Marine Permian in Guizhou and Guangxi. Excursion Guidebook. Guiyang. China. 1994. 40 p.
- Menning M.* On the Illawarra reversal // Permophiles. 1988. № 13. P. 12–16.
- Miller A.K., Cline L.M.* The Cephalopods of the Phosphoria Formation of Northwestern United States // J. Paleontol. 1934. V. 8. № 3. P. 281–302.
- Minato M., Gorani M., Hunahashi M. (eds).* The Geologic Developments of the Japanese Islands // Tsukiji Shokan Co. Ltd. Tokyo, 1965. 442 p.
- Minato M., Kato M., Nakamura K. et al.* Biostratigraphy and correlation of the Permian of Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. 1978. Ser. 4. V. 18. P. 11–47.
- Nassichuk W.W.* Permian Ammonoids from Devon and Melville islands, Canadian Arctic Archipelago // J. Paleontology. 1970. V. 44. № 1. P. 77–97.
- Ross C.A., Nassichuk W.W.* Yabeina and Waagenoceras from the Atlin Horst Area, Northwestern British Columbia // J. Paleontology. 1970. V. 44. № 4. P. 779–781.
- Ross C.A., Ross J.R.P.* Late Paleozoic sea levels and depositional sequences // Cushman Found. Research. Spec. Publ. 24. 1987. P. 137–149.
- Sheng H.* Late Lower Permian ammonoids from Xiukang Formation, Lhaze District, Xizang (Tibet) // Himalayan geology. II. 1984. P. 219–243.
- Sheng Jin-zhang, Jin Yugan.* Correlation of Permian deposits in China // Palaeoworld 4. 1994. V. 1. Nanjing Univ. Press. P. 14–113.
- Shi G.* The Late Palaeozoic brachiopod genus Jakutoprotodus Kashirtsev 1959 and the Jakutoprotodus verchoyanicus Zone, northern Yukon Territory, Canada // Alcheringa. 1994. V. 18. P. 103–120.
- Stepanov D.L., Golshani F., Stocklin J.* Upper Permian and Permian–Triassic boundary in North Iran // Geol. Surv. Iran. 1969. Rep. № 12. 72 p.
- Taraz H.* Uppermost Permian and Permo-Triassic beds in Central Iran // Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geol. 1970. V. 35. № 8. P. 1280–1294.
- Termier H., Termier G.* Les Ammonoides du Permian (Kubergandian) de Tezak (Afghanistan central) // Ann. Soc. Geol. Nord. 1972. V. 42. P. 105–115.
- The Iranian–Chinese Research Group. Field work on the Lopingian stratigraphy in Iran // Permophiles. 1995. № 27. P. 5–6.
- Ueno K.* Permian aberrant fusulinaceans from the Akiyoshi Limestone Group, Southwest Japan // Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. 1992. Sec. B V. 13. P. 1–13.
- Wang Zhi-hao.* Early Permian conodonts from the Nashui section, Luodian of Guizhou // Palaeoworld 4. 1994. V. 1. Nanjing Univ. Press. P. 203–224.
- Wanner J.* Beiträge zur Paläontologie des Ostindischen Archipels, III. Zur Kenntnis der permischen Ammonoideenfauna von Timor // Neues Jahrb. Min. Geol. Paläont. Beil. 1932. Bd. 67. S. 257–278.
- Wardlaw B.R., Glenister B.F.* Leonardian conodont biostratigraphy of the Glass Mountains, West Texas // Palaeoworld 5. 1995. V. 5. P. 12–16.
- Waterhouse J.B.* The Permian brachiopod genus Terrakea Booker, 1930 // Smithson. Instit. Contrib. Paleobil. 1971. № 3. P. 347–361.
- Zakharov Yu.D., Oleinikov A.D.* New data on the problem of the Permian–Triassic boundary in the Far East. Pangea: Global Environments and Resources // Canad. Assoc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. P. 845–856.
- Zhou Zuren.* On the study of the boundary strata between Guadalupian and Lopingian Series // Permophiles. 1994. № 24. P. 24–26.

Рецензенты М.Ф. Богословская, Т.А. Грунт

УДК 551.763.32:561(5.71)

## К ПРОБЛЕМЕ ФИТОСТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОФЛОРИСТИКИ СРЕДНЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

© 1997 г. В. Ф. Белый

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,  
685000 Магадан, Портовая ул., 16, Россия

Поступила в редакцию 07.07.95 г.

Анализ предложенной В.А. Самылиной общей последовательности среднемеловых стратофлор Северо-Восточной Азии, учитывающий современные данные о возрасте и пространственном положении различных фитостратиграфических подразделений показал, что в северной части Сибирско-Канадской меловой палеофлористической области наряду с флорами широко надрегионального распространения выделяются территории развития локальных флор: чаунской и аркагалинской. Эти флоры возникли в период крупнейшей среднемеловой перестройки растительного мира (смены мезофитных флор кайнофитными) в условиях резкого изменения и дифференциации физико-географической обстановки на Северо-Востоке Азии. Доказывается филогенетическая связь чаунской и аркагалинских флор. Показано, что в течение сеномана–сантона на Северо-Востоке Азии флора аркагалинского типа господствовала в области вулканического нагорья, тогда как рядом, на Пенжинско-Анадырских прибрежных равнинах и островах, развивались новые ценозы с преобладанием кайнофитных хвойных и покрытосеменных.

**Ключевые слова.** Фитостратиграфия, стратофлора, сукцессионный ряд палеофлор, буор-кемюсская, арманская, гребенкинская, чаунская, аркагалинская таффлоры, филогения, средний мел, Северо-Восточная Азия, палеогеографические обстановки.

### ВВЕДЕНИЕ

В 1974 г. В.А. Самылина предложила схему фитостратиграфического расчленения континентального мела Северо-Востока СССР и обосновала концепцию стратофлор как “общего систематического состава растений, происходящих из одновозрастных отложений, распространенных на ограниченной, но значительной по площади территории, объединенной единой историей геологического развития и единой историей развития органического мира” (Самылина, 1974, с. 7). Схема была принята 2-м Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием по Северо-Востоку СССР (Магадан, 1975 г. – Решение 2-го..., 1978); она использовалась при проведении геологических съемок и тематических работ, развивалась и совершенствовалась. Завершение ее может быть отнесено к 1986–1988 гг. (Самылина, 1986, 1988) (табл. 1).

Всегда и с полным основанием В.А. Самылина подчеркивала, что разработка схемы фитостратиграфии среднего мела Северо-Востока СССР не ограничивается решением только региональных проблем геологии, ибо средний мел является важнейшим этапом развития растительного мира, когда флора “сугубо мезофитного облика” сменилась “типично кайнофитной”. “Коренная перестройка флоры произошла за чрезвычайно короткий отрезок времени – средний–поздний альб (около 10 млн. лет). В течение этого времени ак-

тивно формировались растительные ассоциации нового типа, на данном этапе сосуществовавшие со старыми мезофитными ассоциациями. К началу позднего мела распад структуры мезофитных биоценозов в основном завершается и сохранившиеся во флорах реликты мезофита уже не образуют самостоятельных биоценозов” (Самылина, 1988, с. 111).

В.А. Вахрамеев включал Северо-Восточную Азию в состав Сибирско-Канадской меловой палеофлористической области (Вахрамеев, 1976). Поэтому вывод В.А. Самылиной о том, что выделенные “стратофлоры среднего мела составляют сукцессионный ряд палеофлор”, преемственность которых “вытекает из систематического состава” и стратиграфического положения (Самылина, 1988, с. 115) позволял если не утверждать, то предполагать общеобязательность этой последовательности палеофлор для территории по крайней мере от р. Лены до Аляски.

Пожалуй, наиболее уязвимым местом концепции единого сукцессионного ряда среднемеловых флор является систематический состав аркагалинской флоры. По мнению В.А. Самылиной и Е.Л. Лебедева, эта палеофлора представляет собой флуктуацию в сукцессионном ряду, обусловленную похолоданием, связанным с усилением вулканической деятельности в регионе (Самылина, 1974, 1988; Лебедев, 1987). При этом оставалась почти без внимания географическая

**Таблица 1.** Стратофлоры среднего мела Северо-Востока СССР (по В.А. Самылиной 1976, 1986, 1988)

Период	Зона	Век
Сантон	Валижгенская	87.5
Коньяк		88.5
Турон		90
	Гребенкинская	91
Сеноман		95
	Аркагалинская	97.5
Альб	Арманская	100
	Топтанская	105
	Буор-кемюсская	110
Апт		113
	Силяпская	115
Баррем		119

Длительность веков дана по шкале У.Б. Харленда и др. (1985)

ограниченность распространения аркагалинской палеофлоры – отсутствие ее в последовательностях среднемеловых флор Вилюйской впадины и Колвиллского прогиба на Аляске.

В течение всей работы над схемой стратофлор В.А. Самылина обращала внимание на своеобразие систематического состава чаунского флористического комплекса (Белый, 1977; Самылина, 1974, 1988), отвечающего скорее всего времени развития арманской стратофлоры (Самылина, 1988, с. 109, 110). Однако место его в сукцессионном ряду палеофлор оставалось не определенным и значение феномена чаунского флористического комплекса в развитии растительности среднего мела на Северо-Востоке Азии и на Аляске не рассматривалось по существу.

Наконец, надо иметь в виду, что две верхние стратофлоры сукцессионного ряда, гребенкинская и валижгенская, установлены в территориально разобщенных районах Анадырско-Корякской геосинклинальной системы (АКС), тогда как все остальные, более древние, происходят из разрезов молассового комплекса Верхояно-Чукотских мезозоид (ВЧМ) и вулканических накопле-

ний Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), где относительное положение от двух до четырех стратофлор устанавливалось непосредственным наблюдением в разрезах.

Историко-геологические и палеогеографические различия районов распространения среднемеловых тафофлор, обусловленные интенсивными структурными преобразованиями на территории Северо-Восточной Азии в среднем мелу, должным образом не учитывались.

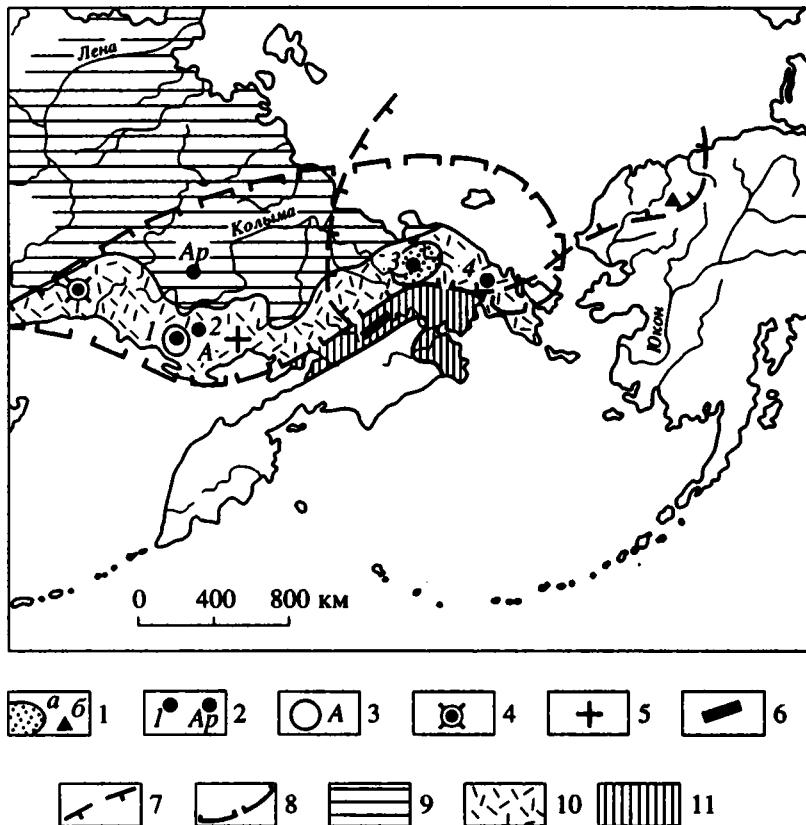
### СУКЦЕССИОННЫЙ РЯД ПАЛЕОФЛОР И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ В СРЕДНЕМ МЕЛУ

В предложенной В.А. Самылиной общей последовательности среднемеловых стратофлор достаточно хорошо выделяются палеофлоры широкого надрегионального распространения. К числу их относятся прежде всего буор-кемюсская, арманская и гребенкинская стратофлоры.

Тафофлоры, по систематическому составу и возрасту соответствующие буор-кемюсской стратофлоре, широко распространены как на Северо-Востоке Азии, так и в Северной Америке. Они прослеживаются в Приверхоянском краевом прогибе (Самылина, 1967, 1976), в Западном Приохотье (Лебедев, 1974), на острове Котельном (Васильевская, 1975). В Колвиллском прогибе на Аляске это тафофлоры из отложений Kukpuk Formation, нижней части Corwin Formation, а также Tuktu Formation, которые выделяются Ч. Смайли в "Первую флористическую зону" раннего и среднего альба (Самылина, 1976; Smiley, 1969a, 1969b). В Канаде, в провинциях Альберта и Британская Колумбия, буор-кемюсской тафофлоре соответствует "Нижняя флора Блэрмор", возраст которой по соотношениям с морскими слоями определяется ранним и средним альбом.

Широко распространены тафофлоры арманского типа: в Вилюйской впадине – это аграфеновская палеофлора (Киричкова, Самылина, 1978); в провинциях Альберта и Британская Колумбия – "Верхняя флора Блэрмор" (Самылина, 1976; Bell, 1956; Stott, 1968; Вахрамеев, 1974); в Колвиллском прогибе – "Третья флористическая зона", по Ч. Смайли (Smiley, 1969b, 1972). Сонахождение континентальных флороносных отложений и морских слоев с фауной позволяют датировать "Верхнюю флору Блэрмор" концом среднего–поздним альбом (Bell, 1956; Stott, 1968), а "Третью флористическую зону" Колвиллского прогиба поздним альбомом (Smiley, 1972).

Также достаточно надежно по общему систематическому составу и сонахождению с морскими слоями, содержащими фауну зоны *Inoceramus dunveganensis ajensis*, сопоставляются гребенкин-



Распространение тафофлор чаунского и аркагалинского типов и главные палеогеографические элементы среднемеловой суши Северо-Восточной Азии.

1 – тафофлоры чаунского типа: *a* – стратотипическая площадь нахождения тафофлор, *b* – р. Чандлер на Аляске; 2 – тафофлоры аркагалинского типа: 1–4 – главные местонахождения тафофлор, образующих списочный состав растений табл. 2 (*1* – ольская свита, Ольское плато; *2* – мыгдыкитская свита, Гипотетическое плато; *3* – эргываамская свита, левобережье верхнего течения р. Мильгууеве; *4* – леурваамская свита, р. Амгуэма), *Ap* – Аркагалинская угленосная площадь; 3 – стратотипическая площадь арманских тафофлор; 4 – северная часть Ульинского прогиба, где, по Е.Л. Лебедеву (1987), наблюдается последовательность арманской–аркагалинской–гребенкинской тафофлоры; 5 – тафофлоры смешанного (арманского–аркагалинского) типа в южной части Омсукчанского района; 6 – стратотипическая площадь тафофлор гребенкинского типа; 7, 8 – предполагаемые ареалы распространения чаунской (7) и аркагалинской (8) флоры; 9–11 – палеогеографическое районирование среднемеловой суши: 9 – Верхояно–Колымский эпигеосинклинальный регион, Приверхоянский краевой прогиб, Вилуйская впадина (аккумулятивные равнины, мелкогорье), 10 – Охотско–Чукотский регион (окраинно–континентальное вулканическое нагорье), 11 – Пенжино–Анадырский регион (прибрежные равнины и острова).

ская тафофлора правобережья р. Анадырь (Терехова, 1988; Щепетов и др., 1992), "Четвертая флиристическая зона" Колвиллского прогиба (Smiley, 1969a, 1972) и флора Dunvegan Formation Западной Канады (Bell, 1963; Stott, 1968).

Противоположно этому ареал аркагалинской стратофаулы ограничивается территорией ОЧВП и юго-восточной части ВЧМ (рисунок): ни в отложениях Вилуйской впадины (Буданцев, 1968), ни в непрерывных разрезах среднего мела Колвиллского прогиба (Smiley, 1969a, 1972) тафофлора аркагалинского типа не обнаружена.

Таким образом, если в Канаде и на Аляске в непрерывных разрезах континентальных отложений, содержащих слои с морской фауной, тафофлоры арманского типа сменяются тафофло-

рами гребенкинского, то на Северо-Востоке Азии картина оказывается более сложной. Здесь типовые местонахождения арманской и гребенкинской тафофлор разобщены территориально и структурно (рисунок). В стратотипическом районе арманской тафофлоры морские отложения мела отсутствуют; в бассейне р. Анадырь возраст отложений, содержащих гребенкинскую флору, датируется по соотношениям с морскими слоями поздним альбом–ранним туроном (Терехова, 1988; Щепетов и др., 1992).

В бассейнах рек Армани и Олы отложения, содержащие арманскую тафофлору, перекрыты толщей (ольская свита), содержащей аркагалинскую тафофлору (Самылина, 1974; Белый, Самылина, 1987). Лишь в северной части Ульинского

прогиба Е.Л. Лебедев выделяет пять последовательно сменяющих друг друга флористических комплексов (аринский, уенминский, усть-амкинский, гырыканский и дукчандинский), из которых аринский параллелизуется с арманской, гырыканский – с аркагалинкой и дукчандинский – с гребенкинскими стратофлорами (Лебедев, 1987). Систематический состав уенминского и усть-амкинского комплексов дает основание рассматривать их как промежуточные между арманской и аркагалинской стратофлорами.

Геологическая изученность Северо-Восточной Азии позволяет с достаточной степенью уверенности утверждать, что в едином стратиграфическом разрезе или на единой стратотипической площади тафофлоры арманского и чаунского типов не встречаются. В пределах ОЧВП установлено, что ареал тафофлор арманского типа не распространяется севернее, а чаунского – южнее 64° с.ш. (Белый, 1994, рис. 4). Выше толщ с тафофлорами арманского и чаунского типов лежат вулканические накопления преимущественно кислые, содержащие захоронения растительных остатков, относящихся к аркагалинной стратофлоре.

При всем различии систематического состава тафофлор арманского и чаунского типов их роднят находки *Tchaonia*, *Birisia ochotica*, *Phoenicopsis angustifolia* и молодых хвойных *Taxites*, *Sequoia*, *Elatocladus*. Ближайшим аналогом чаунского флористического комплекса является тафофлора “Второй флористической зоны” в Колвилльском прогибе на р. Чандлер (Белый, 1977, 1994), обнаруженная в толще Lower Killik Tongue, содержащей морские слои с фауной позднего альба (Smylie, 1969а, 1972).

Ареал распространения и возраст тафофлор чаунского типа (рис. 1) дают основание считать, что это была локальная флора, существовавшая одновременно с арманской флорой широкого надрегионального распространения.

Таким образом, в северной части меловой Сибирско-Канадской палеофлористической области выделяются две разновозрастные локальные палеофлоры – чаунская и аркагалинская, ареалы которых совмещались только в северной части ОЧВП и примыкающей к нему с северо-запада территории.

Средне-позднеальбская “коренная перестройка флоры” (Самылина, 1988, с. 111) была явлением планетарным, во всяком случае в северном полушарии повсеместно установленным, отражающим общий ход развития растительного мира. На территории Северо-Восточной Азии она совпала с крупнейшим структурно-ландшафтным преобразованием. Наличие тафофлор буор-кемюсского типа в основании разреза вулканических накоплений ОЧВП позволяет считать, что со среднего альба (Белый, 1994) на границе ВЧМ и АКС на-

чало формироваться окраинно-континентальное вулканическое нагорье. В тылу этого нагорья располагалась низменная эпигеосинклинальная суши ВЧМ, а с фронтальной стороны – обширный морской бассейн Корякско-Камчатской геосинклинальной области. С конца среднего и в позднем альбе началось осушение внешней, примыкавшей к Охотско-Чукотскому вулканическому нагорью, зоны АКС. Здесь возникали прибрежно-морские равнины, располагавшиеся в подноожье вулканического нагорья, и обширные острова, которые подвергались периодическим затоплениям.

Таким образом, суши, образовавшаяся в позднем альбе на территории Северо-Восточной Азии, состояла из трех резко различных палеографических регионов: Верхояно-Колымского (ВКР) – внутренконтинентальное мелкогорье и низменности, Охотско-Чукотского (ОЧР) – окраинно-континентальное вулканическое нагорье и Пенжино-Анадырского (ПАР) – прибрежно-морские равнины, обширные низменные острова. Если в ВКР и на большей части ОЧР континентальная стадия развития началась в поздней юре и флора мезофита эволюционировала здесь в достаточно стабильной обстановке, то на суше ПАР новый ботанический регион стал развиваться лишь с позднего альба. Он заселялся как со стороны ОЧР, так и со стороны обширной суши и прибрежных равнин Центральной Аляски. Ведущая роль в этом процессе принадлежала молодым прогрессировавшим формам хвойных и покрытосеменным. Примечательно, что и в самых ранних палеофлорах среднего мела ПАР отсутствуют или крайне редки такие реликты мезофита, как *Sphenobaiera*, *Pseudotorellia*, *Phoenicopsis*, *Czekanowskia*, постоянно, нередко изобильно встречающиеся в тафофлорах ВКР и ОЧР до раннего сенона включительно.

Тектоническая неоднородность и неустойчивость суши ПАР в течение среднего мела обнаруживается в особенностях стратиграфических разрезов конкретных районов. Как следует из данных К.В. Паракецова, В.П. Похиалайнена, Г.П. Тереховой (1974), А.Б. Германа (1993), континентальное осадконакопление (и развитие растительного покрова) представляло здесь эпизоды на фоне более продолжительных периодов мелководного морского осадконакопления. Это препятствовало нормальному эволюционному развитию растительности и усиливало роль мигрантных форм и сообществ. В разрезах ПАР представлены, как правило, хорошо датированные по соотношению с морскими слоями континентальные осадки, содержащие ту или иную тафофлору. Но по ним нельзя судить о реальных естественных интервалах времени существования и эволюции растительных сообществ.

Несомненно, что флоры нового ПАР как более активные и прогрессировавшие распространялись на смежную территорию ОЧР: произошло возвратное движение растительности, но качественно иного систематического состава. Примеры этому известны в ряде районов ОЧВП (Белый, 1994).

## К ФИЛОГЕНИИ АРКАГАЛИНСКОЙ ПАЛЕОФЛОРЫ

Систематический состав и характер тафоценозов арманской и аркагалинской стратофлор, детально изученные В.А. Самылиной, свидетельствуют о существенных различиях этих палеофлор. Так, в тафоценозах арманской стратофлоры растения мезофитного и кайнофитного типов обычно не смешиваются. Из этого следует вывод, что "мезофитные и кайнофитные типы растительных ценозов сосуществовали друг с другом, занимая, очевидно, разные экологические ниши..." и "поочередно сменяли друг друга" (Самылина, 1988, с. 102). В аркагалинской стратофлоре реликты мезофита уже "не образовывали самостоятельных ценозов, а входили в состав кайнофитных ценозов как их естественная составная часть... Некоторые из них (*Phoenicopsis*) были даже в числе содоминантов низинных лесов" (Самылина, 1988, с. 102).

Аркагалинская стратофлора отличается от арманской "прежде всего безусловным преобладанием в ее составе типично позднемеловых растений и доминированием хвойных" (Самылина, 1988, с. 102). Однако покрытосеменные в ней по количеству составляют около 21% против 33% в арманской. "В тафоценозах кайнофитного типа, относящихся к арманской стратофлоре, покрытосеменные обычны, а иногда встречаются в обилии. В тафоценозах же аркагалинской стратофлоры... покрытосеменные, за исключением остатков *Quereuxia*, чрезвычайно редки и единичны. Среди аркагалинских покрытосеменных в отличие от арманских преобладают мелколистные формы; исчезают платановые, *Menispermites*..." (Самылина, 1988, с. 102). В северной части Ульинского прогиба Е.Л. Лебедев (1987) и в Омсукчанском районе С.В. Щепетов (1991а) обнаружили тафофлоры, по стратиграфическому положению, систематическому составу и характеру тафоценозов занимающие промежуточное положение между арманской и аркагалинской стратофлорами. Но факт деградации группы покрытосеменных в составе аркагалинской стратофлоры требовал специального объяснения, и таковым стало предположение о значительном похолодании климата, вызванном резким усилением вулканической деятельности (Самылина, 1974, 1988; Лебедев, 1987). При этом предполагалась непродолжительность существования аркагалинской флоры – ранний

сеноман. Несостоятельность этого объяснения наряду с ранее высказанными возражениями (Белый, 1988) стала очевидной после того, как были получены палинологические данные о том, что верхняя возрастная граница отложений, содержащих аркагалинские тафофлоры, отвечает раннему сенону (Маркевич, 1989; Белый, 1994).

Необходимость прибегать к внешним фактам для объяснения феномена аркагалинской палеофлоры полностью отпадает, если обратиться к сравнению систематического состава чаунского флористического комплекса и аркагалинской стратофлоры. В табл. 2 приведены составы чаунского флористического комплекса только по тем коллекциям, которые изучались В.А. Самылиной либо при ее участии, и аркагалинских тафофлор из разрезов только ОЧР, которые описаны в ее монографии (Самылина, 1988 – см. также рисунок) и были пополнены более поздними сборами С.В. Щепетова (табл. 2).

Возникновение и филогенетические связи чаунского флористического комплекса с более древними флорами совершенно не ясны и обсуждаться не могут. Интересно лишь подчеркнуть, что по относительному количеству цикадофитов чаунский комплекс напоминает пеженскую (Олойская зона) и буор-кемюсскую (Омсукчан) палеофлоры (Самылина, 1974). Широкое распространение в составе чаунского комплекса папоротников рода *Tchauinia* может указывать на связь его с ожогинской (Зырянская впадина) и огонер-юряхской (Приверхоянский краевой прогиб) палеофлорами (Самылина, 1974; Самылина, Филиппова, 1970).

Несмотря на резкое различие систематического состава чаунской и арманской флор, обнаруживается удивительное сходство характера их тафоценозов, наблюдаемое при сборе растительных остатков непосредственно на местности, в поле. В чаунском комплексе тафоценозы мезофитного (*Tchaunia*, *Birisia*, *Ctenis*, *Heilungia*) и кайнофитного (*Quereuxia*, *Metasequoia*) типов, как правило, обособлены, но в тех и других постоянно присутствует *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* (Белый, 1977; Щепетов, 1991б).

Как следует из сравнения чаунской и аркагалинской флор (табл. 2), между ними устанавливаются достаточно четкие признаки различия и преемственности. Аркагалинская флора значительно обеднена папоротниками и цикадофитами. В ней отсутствуют *Tchaunia*, *Birisia ochotica*, *Coniopteris bicrenata*, *Kolymella*, *Heilungia* и *Ctenis* – характерные представители мезофитной растительности чаунского флористического комплекса.

Гинкговые также более разнообразны в чаунской тафофлоре, чем в аркагалинской. В обеих тафофлорах широко представлен *Phoenicopsis ex gr. angustifolia*.

Среди хвойных как в чаунской, так и в аркагалинской тафофлорах господствуют формы, харак-

Таблица 2. Список растений, обнаруженных в тафофлорах чаунского и аркагалинского типов из разрезов ОЧВП

Название растения	Типы тафофлоры	
	чаунский	аркагалинский
<i>Thallites</i> sp.	+	+
<i>Equisetites</i> sp.	+	+
<i>Osmunda</i> sp.		+
<i>Coniopteris tschuktschorum</i> (Krysht.) Samyl.		+
<i>C. dicksonioides</i> Samyl.	+	
<i>C. aff. bicrenata</i> Samyl.	+	
<i>Birisia ochotica</i> Samyl.	+	
<i>Asplenium</i> cf. <i>dicksonianum</i> Heer		+
<i>Arctopteris</i> aff. <i>tschumikaensis</i> E. Lebedev	+	
<i>Tchaunia tchaunensis</i> Samyl. et Philipp.	+	
<i>Tch. lobifolia</i> Samyl. et Phillip.	+	
<i>Kolymella raevkii</i> Samyl. et Philipp.	+	
<i>Hausmannia</i> sp.		+
<i>Sphenopteris</i> sp.	+	+
<i>Cladophlebis grandis</i> Samyl.	+	
<i>Cl. tchaunensis</i> Samyl.	+	
<i>Cl. tschuktschorum</i> Philipp.	+	
<i>Cl. frigida</i> (Heer) Sew.	+	
<i>Cl. septentrionalis</i> Holl.		+
<i>Cl. cf. arctica</i> (Heer) Sew.		+
<i>Lobifolia</i> sp.		+
<i>Heilungia</i> cf. <i>iezetujensis</i> Vachr. et Srebr.	+	
<i>H. cf. udensis</i> Koshman	+	
<i>Heilungia</i> sp.	+	
<i>Ctenis paliavamensis</i> Philipp.	+	
<i>C. ex gr. yokoyamai</i> Krysht.	+	
<i>Ctenis</i> sp.	+	
<i>Taeniopteris</i> sp.	+	
<i>Sagenopteris</i> cf. <i>variabilis</i> (Velen.) Velen.	+	
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Ung.) Heer	+	+
<i>G. ex gr. lepida</i> Heer	+	
<i>G. ex gr. concinna</i> Heer	+	
<i>G. ex gr. sibirica</i> Heer		+
<i>Sphenobaiera</i> cf. <i>pulchella</i> (Heer) Fl.	+	
<i>Sph. cf. longifolia</i> (Pom.) Fl.	+	
<i>Sph. flabellata</i> Vassil.	+	
<i>Sphenobaiera</i> sp.		+
<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer	+	+
<i>Ph. steenstrupii</i> Sew.		+
<i>Podozamites</i> sp.	+	
<i>Araucarites microphylla</i> Sveshn.		+
<i>A. subacutus</i> Philipp.	+	
<i>Athrotaxopsis grandis</i> Font.	+	
<i>Cephalotaxus borealis</i> Samyl.		+
<i>C. aff. microphylla</i> Sveshn. et Budants.		+
<i>Taxus</i> cf. <i>brachyphylla</i> Samyl.	+	
<i>Torreya gracillima</i> (Holl.) Krysht. et Baik.		+
<i>Taxites</i> ex gr. <i>intermedius</i> (Holl.) Samyl.	+	+
<i>T. torreyoides</i> Samyl.		+
<i>Abies</i> sp.		+
<i>Picea</i> sp.		+

Таблица 2. (Окончание)

Название растения	Типы тафофлоры	
	чаунский	аркагалинский
<i>Larix</i> sp.		+
<i>Cedrus</i> sp.		+
<i>Pinus</i> sp.		+
<i>Pityocladus pseudolarixoides</i> Samyl.		+
<i>Pityophyllum ex gr. nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	+	+
<i>P. ex gr. staratschinii</i> (Heer) Nath.		+
<i>Pityospermum minutum</i> Samyl.		+
<i>P. parvulum</i> Samyl.		+
<i>P. piniformis</i> Samyl.		+
<i>P. semiovale</i> Samyl.		+
<i>Pityostrobus</i> sp.		+
<i>Sequoia minuta</i> Sveshn.		+
<i>S. parvifolia</i> Samyl.		+
<i>S. antiqua</i> Samyl.		+
<i>S. cf. concinna</i> Heer		+
<i>S. ambigua</i> Heer	+	+
<i>S. cf. reichenbachii</i> (Gein) Heer	+	
<i>Sequoiadendron microphyllum</i> Samyl.		+
<i>Metasequoia asiatica</i> Samyl.		+
<i>M. ex gr. occidentalis</i> (Newb.) Chaney		+
<i>Metasequoia</i> sp.	+	
<i>Parataxodium neosibiricum</i> Sveshn. et Budants.	+	
<i>Cryptomeria cretacea</i> Samyl.		+
<i>Cunninghamia orientalis</i> (Philipp.) Samyl.		+
<i>Pagiophyllum cf. triangulare</i> Pryn.	+	
<i>Taiwania cretacea</i> Samyl.		+
<i>Tollia cf. cunninghamioides</i> Sveshn. et Budants.		+
<i>Tollia</i> sp.	+	
<i>Libocedrus catenulata</i> (Bell) Krysht.		+
<i>Thuja cretacea</i> (Heer) Newb.		+
<i>Thuja</i> sp.	+	
<i>Elatocladus zheltovskii</i> Philipp.	+	
<i>E. aff. acifolia</i> Bell	+	
<i>E. communis</i> Philipp.		+
<i>Cinnamomoides ievlevii</i> Samyl.	+	
<i>Cinnamomoides</i> sp.		+
<i>Coccus cf. extinctus</i> Velen.		+
<i>Trochodendroides cf. microphylla</i> Philipp.	+	
<i>T. ex gr. arctica</i> (Heer) Berry		+
<i>Menispermites</i> sp.	+	
<i>Dalbergites</i> sp.		+
<i>Cercidiphyllum minutum</i> Samyl.	+	
<i>Ziziphoides</i> sp.	+	+
<i>Cissites cf. microphyllus</i> Budants.		+
<i>Macclintockia berinigiana</i> Herman (M. S.)		+
<i>Quereuxia angulata</i> (Newb.) Krysht.	+	+
<i>Dicotylophyllum asymmetricum</i> Samyl.		+
<i>Dicotilophyllum</i> sp.	+	+
<i>Lokyma onkilonica</i> (Krysht.) Samyl.		+
<i>Carpoliites</i> sp.	+	+

терные для позднего мела. При этом видно, что разнообразие систематического состава хвойных существенно возрастает в аркагалинских тафофлорах. Покрытосеменные образуют резко подчиненную, но характерную группу растительных остатков обеих тафофлор. Они мелколистны, находки их крайне редки и только отпечатки *Quereuxia angulata* образуют значительные скопления. Покрытосемянные в аркагалинской тафофлоре более разнообразны, чем в чаунской, но относительное количество наиболее часто встречающихся в их составе *Quereuxia* и *Trochodendroides* примерно одинаково.

Заканчивая сравнительную характеристику чаунской и аркагалинской флор, надо еще раз обратить внимание на то, что систематический состав аркагалинской флоры здесь представлен только тафофлорами из разрезов ОЧР. Сделано это сознательно, ибо тафофлоры из угленосных отложений аркагалинской свиты, формировавшиеся в иной физико-географической обстановке (болотистая низменность ВКР), более разнообразны прежде всего остатками покрытосеменных: если в общем списочном составе аркагалинской стратофлоры (Самылина, 1988, с. 19, 20) указано 23 листовых вида покрытосеменных, то в рассматриваемых тафофлорах из ОЧР их всего 11. Таким образом, систематический состав тафофлор аркагалинского типа ОЧР еще резче отклоняется от общей тенденции эволюции состава палеофлор Северо-Восточной Азии, предполагаемой концепцией единого сукцессионного ряда палеофлор. Проблема филогенетики аркагалинской флоры, как следует из рассмотренного выше материала, получает естественное решение, если принять, что эта флора имела прямую эволюционную связь с чаунской флорой.

Как уже отмечалось ранее, верхний возрастной предел аркагалинской стратофлоры, по палинологическим данным, определяется ранним сеноном. Наличие в ряде мест ОЧР между тафофлорами арманского и аркагалинского типов захоронений растительных остатков смешанного облика, а также данные Е.Л. Лебедева о том, что в северной части Ульинского прогиба толща с гырыканским (аркагалинским) флористическим комплексом перекрыта толщой с дукчандинским (гребенкинским) комплексом (Лебедев, 1987) не позволяет менять принятное представление о начале формирования флоры аркагалинского типа в раннем сеномане. Следовательно, возрастной диапазон развития палеофлоры аркагалинского типа в настоящее время определяется от сеномана до сантонса, т.е. ~14 млн. лет (Харленд и др., 1985), что ставит свои особые проблемы: прежде всего это длительное сосуществование и взаимоотношение на Северо-Востоке Азии резко различных палеофлор ОЧР и ВКР, с одной стороны, и ПАР – с другой.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Процесс смены мезофитной флоры на кайнофитную на Северо-Востоке Азии совпал с крупными структурно-геологическими и палеогеографическими преобразованиями, в результате которых на позднеальбской суше Северо-Восточной Азии образовалось три региона: Верхояно-Колымский, Охотско-Чукотский и Пенжино-Анадырский. Это, несомненно, отразилось на особенностях развития растительного мира.

2. Территория Северо-Восточной Азии входила в состав меловой Сибирско-Канадской палеофлористической области. В позднем альбе (возможно, с конца среднего альба) на севере этой области (севернее 64° с.ш.) на относительно небольшой площади, от р. Колымы на западе до бассейна р. Колвилл на востоке, обособился палеоботанический субрегион, который предлагается называть Чаунским. Тафофлоры Чаунского субрегиона образуют чаунский флористический комплекс, возраст которого определяется поздним альбом.

Условия возникновения и филогенетика чаунской флоры не ясны. Возможно, она является следствием тех далеко еще не познанных процессов, которые регулировали образование позднемелового Северо-Тихоокеанского рефугиума, установленного В.А. Вахрамеевым (1981).

3. Аркагалинская флора филогенетически связана с чаунской. Поэтому ее не следует включать в общий сукцессионный ряд палеофлор Северо-Восточной Азии и Сибирско-Канадской области в целом.

Возникнув из чаунской флоры, вероятно, в сеномане, аркагалинская флора существовала до конца раннего сенона (сантонса). Главные места нахождения аркагалинских тафофлоры связаны с вулканическими накоплениями поздней стадии развития ОЧВП. Аркагалинская флора распространялась на территорию ВКР, где на площадях угленакопления ее систематический состав становился разнообразнее (особенно в группе покрытосеменных), но не менялся принципиально. Ареал аркагалинской флоры соизмерим с ареалом чаунской, но несколько смещен относительно него на юго-запад.

4. Новообразованная суши прибрежно-морских низменностей и островов ПАР заселялась преимущественно молодыми прогрессировавшими флорами хвойных и покрытосеменных. Реликты мезофита, столь характерные для флоры среднего мела ОЧР и ВКР, здесь отсутствуют или крайне редки даже в альб-сеноманских отложениях.

Заселение суши ПАР происходило, по-видимому, как со стороны ОЧР, так и со стороны Аляски. В качестве предположения можно думать, что гребенкинская стратофлора ПАР эволюционно связана с арманской флорой ОЧР (Белый, 1988). "Корни" некоторых других тафофлор, вы-

деляемых с этим регионе А.Б. Германом (1993), возможно, следует искать на Аляске.

5. Фитостратиграфическое расчленение нижней части континентального верхнего мела ВКР и ОЧР, с одной стороны, и ПАР – с другой, по единой схеме невозможно.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

**Белый В.Ф.** Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.

**Белый В.Ф.** Актуальные вопросы фитостратиграфии "среднего" мела Северо-Востока СССР: Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 34 с.

**Белый В.Ф.** Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.

**Белый В.Ф., Самылина В.А.** О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по наблюдениям в бассейнах рек Армани, Олы и Малтана // Тихоокеанская геология. 1987. № 5. С. 76–85.

**Буданцев Л.Ю.** Позднемеловая флора Вилюйской впадины // Ботан. журн. 1968. Т. 53. № 1. С. 3–16.

**Василевская Н.Д.** Раннемеловая флора о. Котельного и ее место среди одновозрастных флор Арктики // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межведомств. стратигр. совещ. Магадан: ОНТИ СВКНИИ, 1975. С. 111.

**Вахрамеев В.А.** Меловые отложения предгорий Скалистых гор Канады (Альберта) и их сравнительная палеофлористическая характеристика // Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М.: Наука, 1974. С. 152–163.

**Вахрамеев В.А.** Развитие меловых флор северной части Тихоокеанского пояса // МГК. XXV сессия: Докл. сов. геологов. Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976. С. 128–137.

**Вахрамеев В.А.** Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 3–14.

**Герман А.Б.** Этапность и цикличность развития позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 87–96.

**Киричкова А.И., Самылина В.А.** Корреляция нижнемеловых отложений Ленского угленосного бассейна и Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1978. № 12. С. 3–18.

**Лебедев Е.Л.** Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 254. 147 с.

**Лебедев Е.Л.** Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.

**Маркевич В.С.** О возрасте аркагалинской свиты // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 93–98.

**Паракецов К.В., Похицайнен В.П., Терехова Г.П.** Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадырско-Корякского региона // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Ч. 2. Мезозой: Тр. СВКНИИ. Вып. 63. Магадан: ОНТИ СВКНИИ, 1974. С. 196–227.

Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозое Северо-Востока СССР. Магадан, 1974–1975 гг. Магадан: ГКП СВТГУ, 1978. 192 с.

**Самылина В.А.** Мезозойская флора левобережья р. Колымы // Гинкговые, хвойные. Общие главы // Тр. БИН АН СССР. Сер. VIII. Палеоботаника. 1967. Вып. 6. С. 134–175.

**Самылина В.А.** Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флоры кайнофита) // XXVII Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974. 56 с.

**Самылина В.А.** Меловая флора Омсукчана. Л.: Наука, 1976. 207 с.

**Самылина В.А.** Корреляция континентальных меловых отложений Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1986. № 6. С. 43–53.

**Самылина В.А.** Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.

**Самылина В.А., Филиппова Г.Г.** Новые меловые папоротники Северо-Востока СССР // Палеонтол. журнал. 1970. № 2. С. 90–97.

**Терехова Г.П.** О возрасте кривореченской свиты и гребенкинского флористического комплекса // Стратиграфия и палеонтология Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 100–117.

**Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др.** Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

**Щепетов С.В.** Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991а. 160 с.

**Щепетов С.В.** Среднемеловая флора чаунской серии (Центральная Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991б. 141 с.

**Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В.** Среднемеловая флора правобережья р. Анадырь. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 83 с.

**Bell W.A.** Lower Cretaceous floras of Western Canada // Mem. Geol. Surv. Canada. 1956. № 285. 331 p.

**Bell W.A.** Upper Cretaceous floras of the Dunvegan, Bad Heard and Milk river formations of Western Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. 1963. № 94. 76 p.

**Smiley Ch.J.** Cretaceous floras of Chandler-Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics // AAPG Bull. 1969a. V. 53. № 3. P. 482–502.

**Smiley Ch.J.** Floral zones and correlation of Cretaceous Kukpowruk and Corwin formations, northwestern Alaska // AAPG Bull. 1969b. V. 53. № 10. P. 2079–2093.

**Smiley Ch.J.** Applicability of plant megafossil biostratigraphy to marine–non-marine correlations: an example from the Cretaceous of Northern Alaska. 24th IGG–Section 7, 1972. P. 413–421.

**Stott D.F.** Lower Cretaceous Bullhead and Fort St. – John group between Smoky and Peace rivers, Rocky Mountain foothills, Alberta and British Columbia // Bull. Geol. Surv. Canada. 1968. № 152. 279 p.

Рецензент А.Б. Герман

УДК 577.475.551.781(571.66)

## НАННОПЛАНКТОН ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

© 1997 г. Е. А. Щербанина

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

Поступила в редакцию 28.12.94 г., получена после доработки 31.01.96 г.

Детальное изучение палеогеновых терригенно-туфогенных толщ п-ва Кроноцкий, п-ва Говена, о. Карагинский и Командорских о-вов позволило выделить несколько уровней распространения наннoplanktona и привязать их к стандартной зональной наннoplanktonной схеме. Тем самым удалось не только показать принципиальную применимость группы для стратиграфии региона, но и в ряде случаев установить возраст толщ, прежде считавшихся немыми.

**Ключевые слова.** Палеоген, зональная стратиграфия, наннoplankton, аргиллиты, алевролиты, туфы, флишоидный комплекс.

Проблема возрастных датировок сложнодислоцированных толщ Дальнего Востока в настоящее время стоит довольно остро. Решение этой проблемы сталкивается с целым рядом значительных затруднений. Во-первых, осадочные породы этой молодой тектонически активной области подверглись столь существенной переработке, что обнаружить неизменные не только макро-, но и микрофоссилии – задача чрезвычайно сложная. Во-вторых, сложное тектоническое строение региона часто не допускает уверенной пространственной корреляции осадочных толщ различных структурно-фауниальных зон. В-третьих, положение региона в высоких широтах обусловило развитие многих специфических (часто эндемичных) форм ископаемых. Определение стратиграфического распространения последних, равно как и корреляция выделенных по ним подразделений с более изученными низкоширотными стратиграфическими шкалами, само по себе является довольно сложной задачей.

В такой ситуации изучение паланктона и, в частности, наннoplanktona с его быстрой эволюцией во времени, позволившей разработать зональные шкалы высокой стратиграфической разрешающей способности, широким географическим распространением и не слишком жесткой климатической приуроченностью зональных видов, может послужить решению многих стратиграфических проблем региона.

До недавнего времени основную роль в расчленении палеогена Северо-Востока России играли моллюски, изучение которых заложило основы стратиграфии региона, хотя недостатки использования этой группы известны. В последнее время началось интенсивное изучение микрофоссилий (планктонных и бентосных фораминифер, радиолярий, диатомей), позволившее не только

датировать эндемичные комплексы моллюсков, но и толщи, не содержащие остатки малакофауны. Особое значение имело изучение плактонных фораминифер, поскольку достаточно хорошо разработанная для расчленения палеогена зональность по этим группам (в отличие от кремневых микробионтов) допускает более точное, чем ранее, датирование вмещающих их толщ, а также их корреляцию с соседними регионами (Серова, 1966, 1969а, 1969б, 1970, 1973; Крашенинников и др., 1988; Беньяновский и др., 1992; Волобуева и др., 1994 и др.).

До недавнего времени наннoplankton считался бесперспективной группой для стратиграфии кайнозоя Северо-Востока России. Распространенные здесь карбонатные породы, в которых обычно присутствует наннoplankton, испытывали в этом регионе столь сильные диагенетические преобразования, что наннофоссилии, если они и присутствовали там изначально, должны были полностью перекристаллизоваться. Очевидно, по этой причине ни один исследованный нами образец карбонатных пород не дал положительных результатов. Терригенные отложения, типичные для этих разрезов, также подверглись существенным изменениям, испытав воздействие флюидов, растворяющих карбонатную составляющую осадков, а также окрекление и тектонизация.

Однако несколько лет назад во флишевых отложениях п-ва Ильинский на северо-востоке Камчатской области Н.Г. Музылевым и Д.И. Витухиным были обнаружены наннoplanktonные ассоциации, которые, даже будучи сильно обедненными, позволили выделить три стратиграфических уровня распространения наннoplanktona (Гладенков и др., 1988). Первый соответствует верхнему палеоцену (танету), второй – интервалу

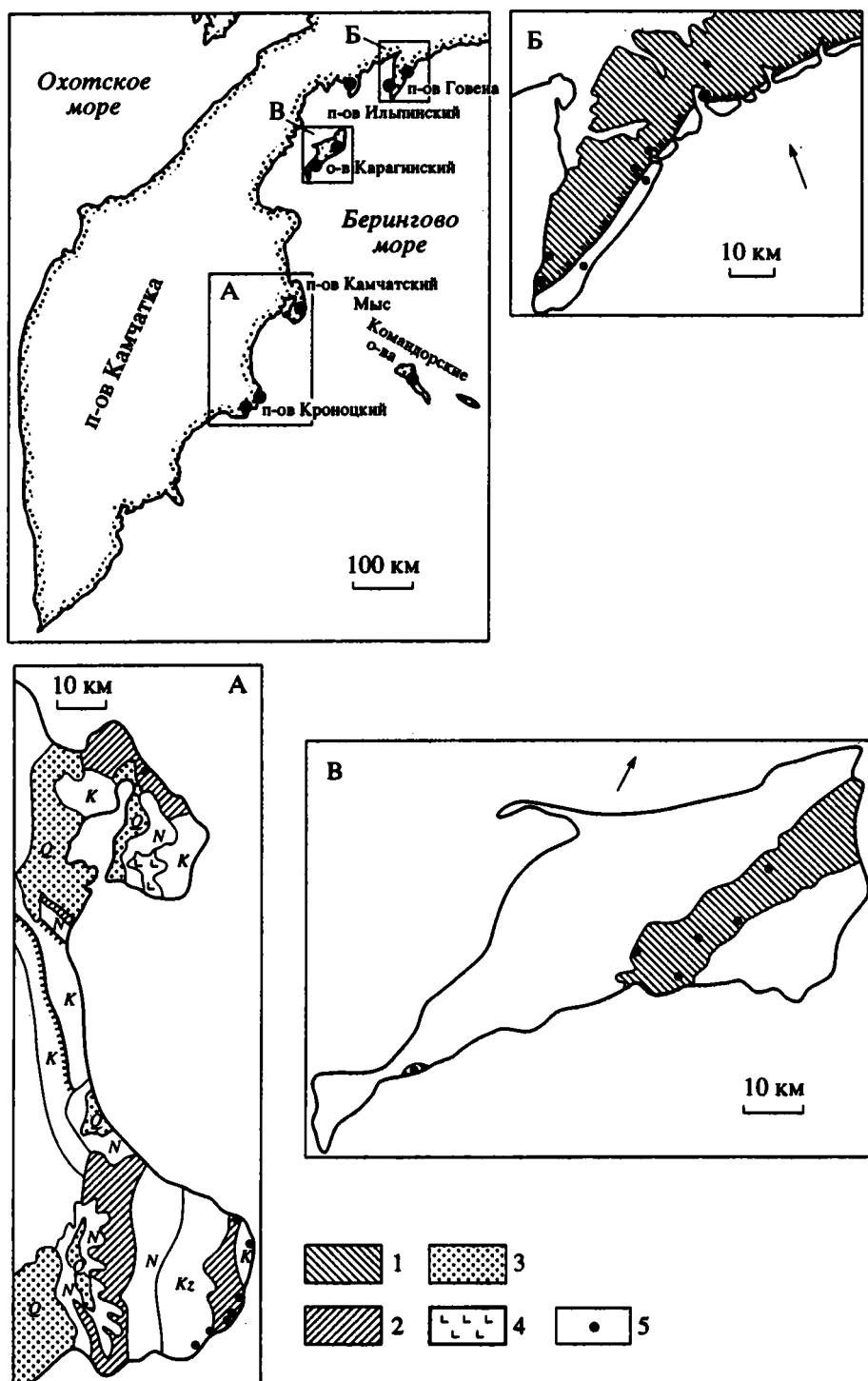


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов палеогена Берингоморского региона.  
1 – флишевые толщи п-ва Говена и о. Карагинский; 2 – вулканогенно-осадочные толщи п-вов Кроноцкий и Камчатский мыс; 3 – четвертичные отложения; 4 – магматические комплексы; 5 – изученные разрезы.

нижний–средний эоцен (ипр–лютет), третий – верхней части среднего эоцена (бартона). Эти находки показали перспективность использования остатков наннопланктона для расчленения палеогеновых толщ дальневосточных регионов.

В настоящее время присутствие наннопланктона установлено сразу в нескольких разрезах Восточной Камчатки и островов Берингова моря – это п-ов Говена, о. Карагинский, п-ов Кроноцкий, Камчатский мыс и Командорские о-ва (рис. 1).

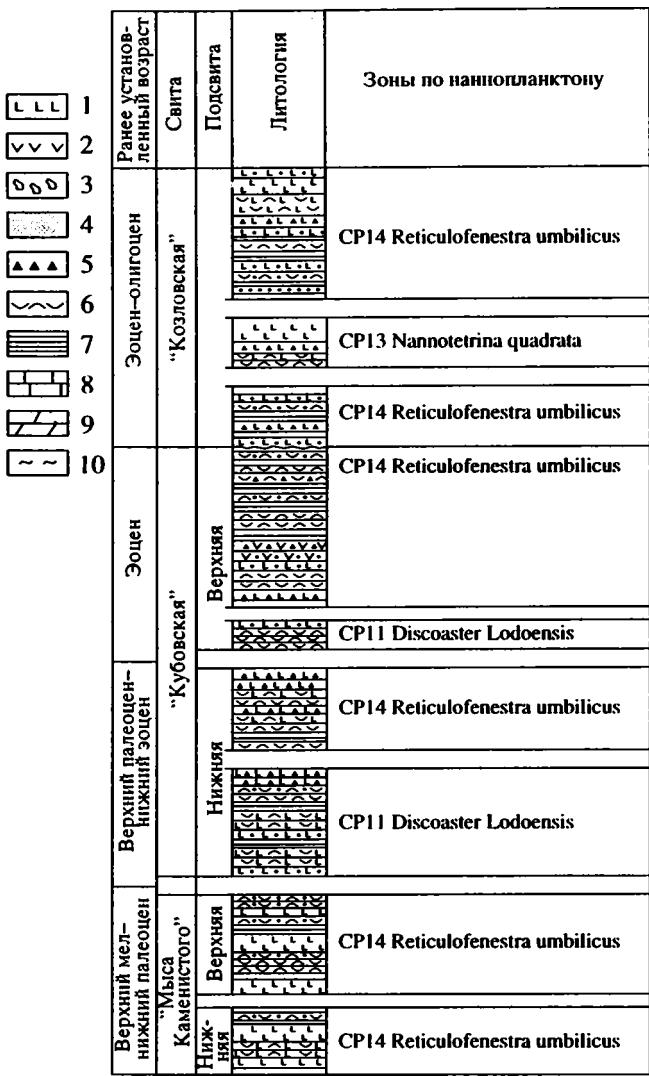


Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез палеогеновых отложений п-ва Кроноцкий, принятый до настоящего времени, и возрастные датировки по нанопланктону.

1 – базальты; 2 – андезиты; 3 – конгломераты; 4 – песчаники, алевролиты; 5 – гравелиты, брекчи; 6 – туфы; 7 – глины, аргиллиты; 8 – известняки; 9 – мергели; 10 – опоки.

Отложения палеогена представлены здесь в основном мощными терригенно-туфогенными толщами, часто с потоками эфузивов. К сожалению, многочисленные разрывные нарушения, искажающие нормальное залегание слоев, существенно затрудняют стратиграфическое изучение и корреляцию палеогеновых отложений региона.

Находки нанопланктона в Восточно-Камчатском регионе связаны с двумя типами пород: вулканогенно-осадочными толщами (п-ов Кроноцкий, о. Беринга) и терригенно-туфогенными флишевыми отложениями (о. Карагинский, п-ов Говена, Ильинский).

Вследствие неблагоприятных фациальных условий нанопланкtonные ассоциации повсеместно сильно обеднены и характеризуются средней или плохой сохранностью.

### ПОЛУОСТРОВ КРОНОЦКИЙ

Палеогеновые отложения п-ва Кроноцкий (рис. 1А) представлены мощными вулканогенно-осадочными толщами, в которых при геологосъемочных работах были выделены три свиты: свита мыса Каменистого, кубовская и козловская свиты (рис. 2).

По существовавшим до настоящего времени представлениям в основании разреза залегает свита мыса Каменистого, установленная на востоке полуострова к северу от мыса Кроноцкий. В ее отложениях была обнаружена пыльца мелового возраста. Считающаяся более молодой кубовская свита (контакт со свитой мыса Каменистого не установлен) выделена на юго-востоке полуострова. М.Я. Серовой в отложениях этой свиты определены богатые комплексы планктонных и бентосных фораминифер раннего палеоцена – зоны *Globorotalia angulata* s. l. (Серова, 1966; Крашенинников и др., 1988).

Козловская свита, выделенная на самом юге п-ва Кроноцкий с размывом залегает на отложениях кубовской свиты. На основании изучения моллюсков возраст свиты определялся в интервале поздний эоцен–олигоцен. Нанопланктон обнаружен в отложениях всех трех свит в обнажениях из разных частей полуострова. Образцы для изучения нанофоссилий и описания разрезов были любезно предоставлены Ю.Б. Гладенковым (ГИН РАН), геологические данные – М.Е. Бояриновой (ПГО “Камчатгеология”). Изучение состава нанопланктонных ассоциаций показало, что возраст указанных свит не только существенно отличается от установленного ранее, но и сами они включают разновозрастные толщи.

Ниже приведены описания палеогеновых отложений п-ва Кроноцкий в той последовательности, в какой они располагались в принятом до ныне разрезе “снизу вверх”, т.е. в обнажениях северной части полуострова вдоль побережья Берингова моря на юг и далее на запад.

Терригенно-туфогенная толща, обнажающаяся к югу от мыса Кроноцкого в береговых разрезах между реками 2-е Ущелье и 3-е Ущелье, ранее относившаяся к “кубовской” свите, сложена снизу вверх (рис. 3):

1. Конгломераты с темной окатанной галькой туфов и гипербазитов размером от 2–3 до 20–30 см. Включают многочисленные раковины устриц. 15 м.

2. Светло-серые, почти белые опоки с раковинами *Variamussium*. 3 м.

Номер слоя	Литология	№ образца	R. umbilicus	R. dictyoda	R. coenura	R. hillae	Dict. bisectus	Dict. daviesii	Cibr. reticulatum	C. formosus	Cycl. abisectus	Cycl. floridanus	Helic. compacta	Ch. solitus	Ch. grandis	Ch. altus	Transv. pulcherooides	Neoc. dubius	E. obtusa
Сл.5		201/19	...	...	...	...	...	:	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
		201/17	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
Сл.4		201/16	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
		201/13	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
Сл.3		201/8	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
		201/7	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
Сл.2		201/4	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
		201/3	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...

— 1  
--- 2  
.... 3

Рис. 3. Схема распределения наннопланктона в отложениях “кубовской” свиты в обнажении между реками 2-е Ущелье и 3-е Ущелье (условные обозначения см. рис. 2). Количественные обозначения: 1 – несколько экземпляров в каждом ряду поля зрения микроскопа; 2 – более 10 экземпляров в препарате; 3 – несколько экземпляров в препарате.

3. Чередование темно-серых туфопесчаников и туфогравелитов (мощностью 0.5–1 м) со светлыми алевролитами (0.1–0.3 м). Содержит раковины *Dentalium* и *Variamussium*, а также спикулы губок; отмечены ходы илоедов. 10 м.

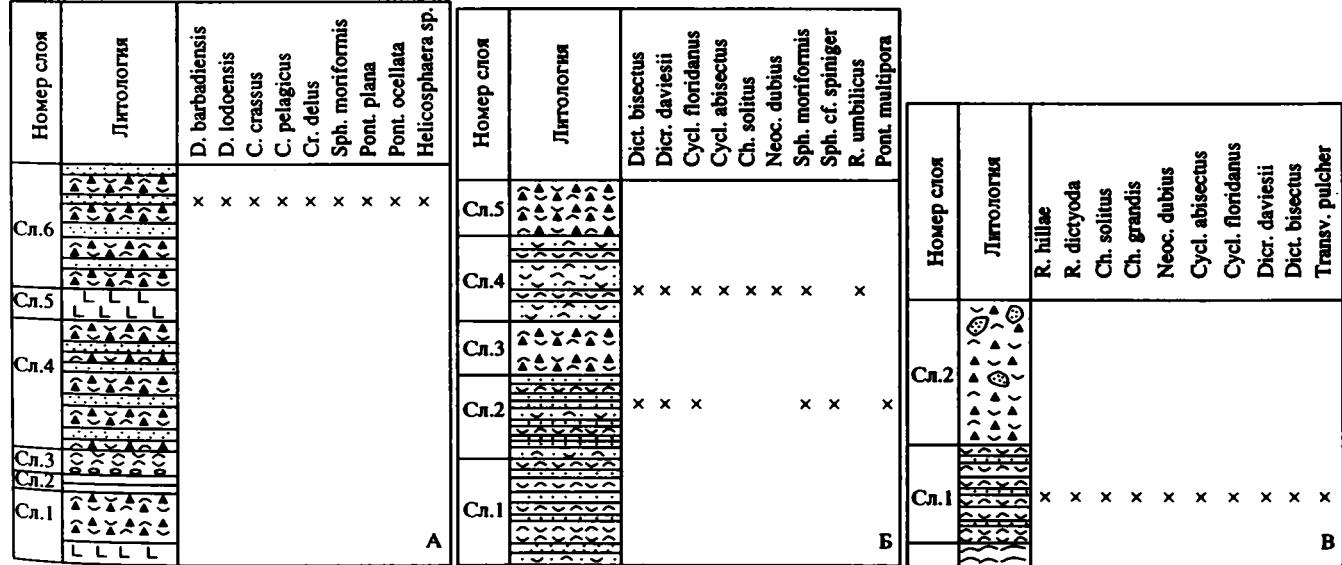


Рис. 4. Схема распространения наннопланктона в разрезах: А – устье р. Кубовой, Б – устье ручья Извилистый, В – устье р. Выдровой (условные обозначения см. рис. 2).

1. Коричневые однородные туфогравелиты со сложной текстурой. 10–12 м.

2. Слоистая пачка крепких зеленых аргиллитов с белесыми стяжениями в верхней части. 4 м.

3. Туфы с крупной галькой (10–12 см) в основании. 6 м.

4. Чередование темно-серых туфогравелитов и туфоалевролитов. Около 30 м.

5. Агломератные лавы. Около 8 м.

6. Аналогичное сл. 4 чередование туфогравелитов и слоистых алевролитов. Около 30 м.

В верхней части сл. 6 обнаружен комплекс наннопланктона верхней части нижнего эоцена (ипра), включающий *Discoaster lodoensis*, *D. barbadiensis*, *Cruciplacolithus delus*, *Coccolithus crassus*, *C. pelagicus*, *Sphenolithus moriformis*, *Pontosphaera ocellata*, *P. plana*, *Helicosphaera* sp. – зона CP11 *Discoaster lodoensis*.

К югу от р. Бараньей на мысе Острый в отложениях, также ранее относимых к “кубовской” свите, выявлены две разновозрастные наннопланктонные ассоциации. В обнажении в бухте к северу от мыса, в толще, представленной чередованием туфов, туфопесчаников, туфогравелитов и туфоалевролитов обнаружен довольно бедный комплекс наннопланктона, относящийся, по-видимому, к верхней части эоцена – это *Dictyosccites bisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus cf. spiniger*, *Ericsonia obruta*, *Chiasmolithus* sp.

К югу от мыса Острого обнажается толща зеленых туфов с прослойями слоистых выбеленных туфов. В ней установлена наннопланктонная ассоциация верхов нижнего эоцена (ипра) – зоны CP11 *Discoaster lodoensis*: *Coccolithus formosus*, *C. gamma*, *Helicosphaera seminulum*, *Sphenolithus radians*, *Discoaster barbadiensis*, *D. lodoensis*, *Pontosphaera ocellata*, *Transversopontis pulcheroides*, *Zygrhablithus bijugatus*. В устьевой части ручья Извилистый обнажается терригенно-туфогенная толща “кубовской” свиты (верхняя подсвита) (рис. 4):

1. Пачка темно-серых, при выветривании темно-коричневых, темно-серых с прослойями голубовато-серых и черных крепких плитчатых алевролитов. Более 25 м.

2. Переслаивание голубовато-серых тонкослоистых туфопесчаников, зеленовато-серых алевроплитчатых туфов. Около 20 м.

3. Темный массивный туфогравелит с пемзой. 10–15 м.

4. Слоистая пачка рыжеватых туфопесчаников с тонкими прослойями туффитов. Около 20 м.

5. Массивные туфогравелиты с характерной “подушечной” поверхностью выветривания. Около 15 м.

В слоях 2 и 4 выявлен наннопланктон верхней части среднего эоцена (бартона) зоны CP14 *Reticulofenestra umbilicus*: *Dictyosccites bisectus*, *D. daviesii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Chiasmolithus solitus*, *Neococcolithes dubius*, *Sphenolithus moriformis*, *S. cf. spiniger*, *Pontosphaera multipora*.

В нижнем течении р. Выдровой обнажается терригенно-туфогенная толща, ранее относимая к “козловской” свите (рис. 4). В основании разреза – шаровые базальты, выше залегают (снизу вверх):

1. Крепкие массивные темно-коричневые псаммитовые туфы с прослойми (0.2–0.5 м) темно-серых и черных алевролитов. Около 20 м.

2. Массивные темно-серые, на выветрелой поверхности коричневые туфогравелиты с линзами алевролитов. Около 30 м.

В алевролитовом прослое сл. 1 обнаружена довольно представительная наннопланктонная ассоциация верхней части среднего эоцена (бартона) зоны CP14 *Reticulofenestra umbilicus*: *Chiasmolithus solitus*, *C. grandis*, *Reticulofenestra hillae*, *R. dictyoda*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus formosus*, *Neococcolithes dubius*, *Dictyosccites daviesii*, *Transversopontis pulcheroides*.

На берегу моря к западу от устья р. Ущелье располагается небольшое обнажение пород, относимых к “кубовской” свите. На базальтах залегает пачка переслаивания туфопесчаников и псаммитовых туфов с туфоаргиллитами и туфоалевролитами черного цвета. В верхней части – крепкие серые выбеленные туфы и туффиты с плитчатой отдельностью, включающие довольно многочисленные раковины *Variamussium*. Мощность пачки 10 м. Состав наннопланктонной ассоциации этих отложений позволяет отнести их к среднезоценовой зоне CP13 *Nannotetrina quadrata* (верхний лютет). Здесь присутствуют: *Discoaster binodosus*, *Chiasmolithus solitus*, *C. modestus*, *Reticulofenestra coenura*, *Nannotetrina quadrata*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Cruciplacolithus delus*, *Helicosphaera seminulum*, *Neococcolithes dubius*, *Pontosphaera plana*, *Transversopontis pulcher*, *Blackites creber*, *Sphenolithus moriformis*.

Таким образом, предполагавшееся ранее стратиграфическое соотношение свиты мыса Каменистого, кубовской и козловской свит, по-видимому, оказывается ошибочным. Наиболее древними из изученных отложений сложена нижняя часть “нижней подсвиты кубовской свиты” (верхняя часть ипра – зона CP11 *Discoaster lodoensis*). “Свита мыса Каменистого”, верхняя часть “нижней подсвиты кубовской свиты” и ее “верхняя подсвита”, а также нижняя часть “козловской свиты” являются, очевидно, возрастными аналогами (рис. 5). Их возраст соответствует бартону (зона CP14 *Reticulofenestra umbilicus*). В верхней части “козловской свиты” выявлена наннопланк-

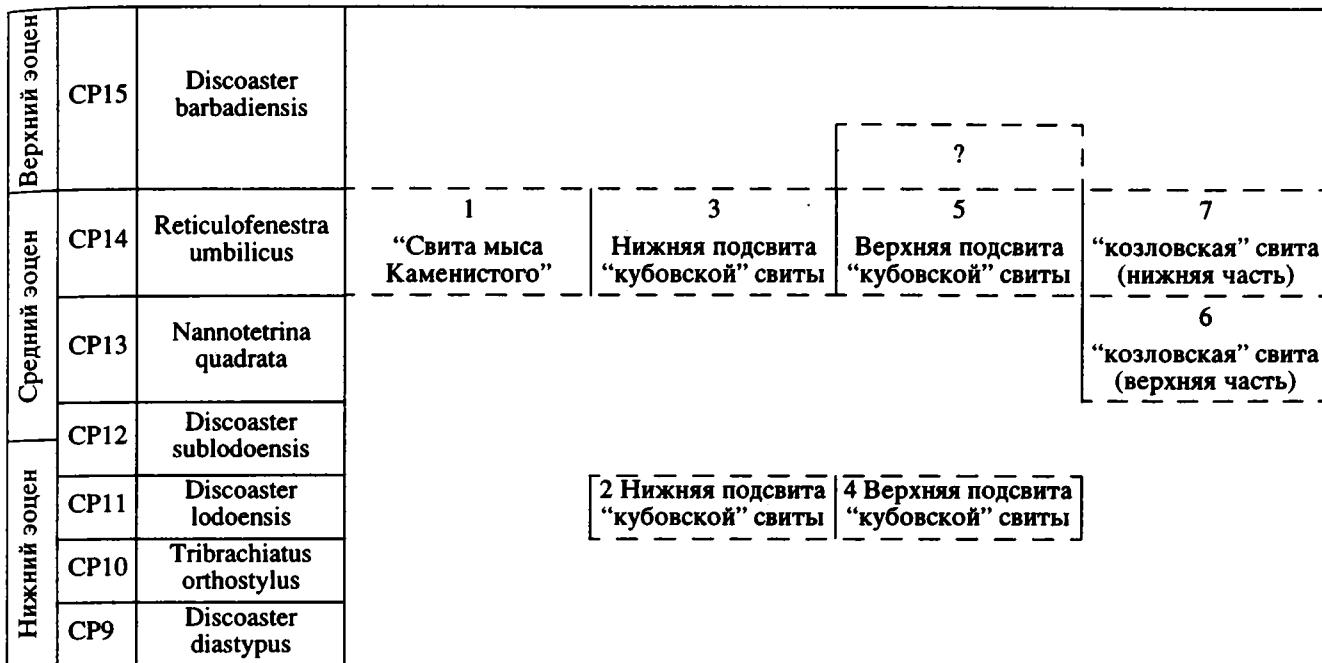


Рис. 5. Схема стратиграфического сопоставления осадочных толщ п-ва Кроноцкий по данным изучения наннопланктона.

Цифры на схеме: 1 – обнажение между устьями рек 3-е Ущелье и Буй, 2 – устье р. Кубовой, 3 – обнажение между реками 2-е Ущелье и 3-е Ущелье, 4 – обнажение к югу от мыса Острого, 5 – обнажения к югу от р. Бараньей и у устья ручья Извилистый, 6 – обнажение к западу от устья р. Ущелье, 7 – обнажение в устье р. Выдровой.

тонная ассоциация лютетского возраста (зона CP13 *Nannotetina quadrata*).

Следовательно, выделявшиеся ранее “свита мыса Каменистого”, “кубовская” и “козловская” свиты не являются валидными; они, по-видимому, включают толщи разного возраста (учитывая помимо определений наннопланктона полученные ранее датировки по фораминиферам и пыльце) и не образуют той стратиграфической последовательности, которая принималась долгие годы.

### ПОЛУОСТРОВ ГОВЕНА

В пределах п-ва Говена выделены две структуро-фациальные зоны (Чамов, 1991): северо-западная (характеризующаяся широким развитием гипербазитовых потоков, распространенных в однообразных флишевых толщах) и юго-восточная (сложенная флишоидными толщами, сходными с таковыми о. Карагинского), граница между которыми совпадает с линией Приморского надвига (рис. 1Б). Для выяснения возрастных соотношений толщ, слагающих эти структуры, Н.П. Чамовым (ГИН РАН) был проведен отбор образцов по обе стороны от надвиговой зоны. Присутствие наннопланктона установлено в обоих блоках.

Палеогеновый наннопланктон в северо-западной структурно-фациальной зоне обнаружен в вулканогенно-осадочной толще флишоидного

комплекса. Макрофауна в этих отложениях крайне редка и принадлежит, по мнению Ю.Б. Гладенкова, широкому возрастному интервалу, охватывающему палеоцен-эоцен (Гладенков, 1972). Планктонные фораминиферы определялись М.Я. Серовой из местонахождений в разных частях полуострова. На севере п-ва Говена (бассейн р. Пылговаям) ею установлен комплекс фораминифер палеоценового возраста (Серова и др., 1973). Здесь же, по определениям М.И. Полищук, выявлены фораминиферы позднего эоцена (Кравченко-Бережной, 1989). В юго-западной части полуострова М.Я. Серовой выделен комплекс фораминифер *Globigerina nana-Acarinina primitiva* позднего палеоцена (Серова, 1969б) и фораминиферы условно эоценового возраста (Серова, 1970).

Породы флишоидного комплекса представлены ритмичным чередованием темно-серых, почти черных аргиллитов и алевролитов с зеленовато-серыми туфами, туффитами и туфоалевролитами общей мощностью в несколько сотен метров. Эта толща, относимая к ильпинской свите, часто включает потоки базальтов.

Наиболее представительны наннопланктоные ассоциации следующих местонахождений северо-западной структурно-фациальной зоны:

1. Ручей Порог бассейна р. Усатавая на северо-востоке полуострова. Наннопланктон обнаружен только в одном образце, отобранном из ар-

гиллитов в 80 м выше нижнего лавового потока. Комплекс наннoplanktona включает *Dictyococcites bisectus*, *Coccolithus formosus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *R. coenura*, *Sphenolithus moriformis*, *Discoaster deflandrei*. Наннoplanktonная ассоциация сложена видами довольно широкого стратиграфического диапазона, позволяющими датировать вмещающие отложения интервалом от бартона (зона CP14 *Reticulofenestra umbilicus*) до низов олигоцена (зона CP16 *Helicosphaera reticulata*).

2. Очень бедный комплекс, включающий *Reticulofenestra umbilicus*, *Dictyococcites bisectus*, *Coccolithus formosus*, *C. pelagicus*, *Sphenolithus moriformis* того же возрастного интервала (бартон–низы олигоцена), установлен в обнажении под Еуваямским ледником в 140 м от основания разреза.

3. Наиболее богатая наннoplanktonная ассоциация установлена на юго-западе полуострова в Атавропельских горах в осадках, перекрывающих тело гипербазитов. Мощность коренного выхода 70–80 м. Комплекс представлен видами *Reticulofenestra umbilicus*, *R. hillae*, *R. coenura*, *Discoaster nodifer*, *D. deflandrei*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus formosus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *C. abiseptus*, *Dictyococcites bisectus*, *D. scrippsae*, *Sphenolithus radians*, *S. moriformis*, *Helicosphaera sp.*, *Chiasmolithus sp.*, многочисленными неопределенными мелкими ретикулофенестрами и диктиококкитами. Однако, несмотря на относительное видовое разнообразие комплекса, только присутствие *Sphenolithus radians* указывает, что возраст отложений ограничивается, по-видимому, нижней зоной указанного выше интервала – CP14 *Reticulofenestra umbilicus*, хотя нельзя совершенно исключить низов верхнего эоценена.

Значительно более бедные наннoplanktonные ассоциации выявлены в отложениях, складывающих юго-западную структурно-фаунистическую зону. Найдки наннoplanktona приурочены в основном к южной части полуострова (береговые разрезы в устьях рек Ирваем и Потахаваем) и представлены единичными экземплярами *Dictyococcites bisectus*, *Discoaster deflandrei*, *D. saipanensis*, *D. barbadiensis*, *Cyclicargolithus floridanus*. Комплекс такого состава характеризует интервал зон CP14–CP15 (бартон–приабон).

Таким образом, находки наннoplanktona на п-ве Говена позволяют предположить если не полную синхронность отложений, слагающих обе структурно-фаунистические зоны (что невозможно с уверенностью утверждать при таком широком временном интервале: верхняя часть среднего эоценена–верхний эоцен), то во всяком случае их близость внутри этого возрастного интервала.

## ОСТРОВ КАРАГИНСКИЙ

На о. Каагинском палеогеновый наннoplankton обнаружен в двух разнофациальных толщах: во флишоидных отложениях, перекрывающих базальты в центральной части острова (сходных с описанными на п-ве Говена), и в свите мыса Тонс на юго-западном его окончании (рис. 1В).

Флишевые отложения о. Каагинского представлены переслаиванием песчаников и алевропаргиллитов с примесью туфового материала, в основании толщи – лавовые потоки. Образцы для изучения наннoplanktona отбирались Н.П. Чамовым (ГИН РАН).

Наиболее разнообразный комплекс наннoplanktona установлен в нижнем течении р. Кулутуваям из флишоидной пачки, представленной чередованием алевролитов и аргиллитов (с преобладанием аргиллитов) с прослоями подушечных базальтов общей мощностью около 100 м, и включает *Reticulofenestra umbilicus*, *R. hillae*, *R. coenura*, *Dictyococcites bisectus*, *D. scrippsae*, *D. daviesii*, *Sphenolithus moriformis*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Coccolithus formosus*, *C. pelagicus*, *Isthmolithus recurvus*. Ассоциация такого состава позволяет датировать вмещающие отложения верхним эоценом–низами олигоцена (зоны CP15 *Discoaster barbadiensis*–CP16 *Helicosphaera reticulata*).

Более бедный, но относящийся к тому же пограничному эоцен–олигоценовому интервалу комплекс выявлен в песчано–алевритовых толщах из обнажений в среднем течении и верховьях р. Яклегриваям, а также на северо–западном склоне г. Пай: *Dictyococcites bisectus*, *D. cf. daviesii*, *Reticulofenestra umbilicus*, *R. coenura*, *R. cf. oamaruensis*, *Discoaster deflandrei*, *Cyclicargolithus floridanus*.

Дополнительные элементы в наннoplanktonной ассоциации появляются только в образцах из верховьев р. Какукваям (здесь присутствует *Discoaster saipanensis*) и среднего течения р. Яклегриваям (*Crinocentrum reticulatum*), ограничивающие возрастной интервал только верхним эоценом. Хотя очевидно, что установить стратиграфическое соотношение образцов с наннoplanktonом в разных обнажениях невозможно, вполне вероятно, что все они, скорее всего, принадлежат верхнему эоцену.

В юго–восточной части о. Каагинского Ю.Б. Гладенковым была выделена свита мыса Тонс, отнесенная им к олигоцену (Гладенков, 1972). Позже был показан позднеэоценовый возраст свиты (Гладенков и др., 1982). Она подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена чередованием черных туфов, туфоаргиллитов и алевролитов мощностью около 240 м. Содержит остатки раковин *Acila sp.*, *Yoldia ex gr. watasei*, *Variamussium ex gr. pillarensis*, *Dentalium sp.* Верхняя подсвита сложена темно–серыми креп-



Рис. 6. Уровни присутствия нанопланктона в палеогеновых отложениях о. Беринга (условные обозначения см. рис. 2).

кими кремнистыми туфами с карбонатными конкрециями в основании толщи. М.Я. Серова, изучавшая бентосные фораминиферы свиты мыса Тонс, датирует ее в основном верхним эоценом, но не исключает среднезоценовый возраст осадков (Серова, 1975; Крашенинников и др., 1988).

Образцы отложений свиты мыса Тонс для изучения нанопланктона, предоставленные Д.В. Коваленко (Институт литосферы РАН), были отобраны из верхней части нижней подсвиты близ мыса Окно. Комплекс нанофоссилий, включающий *Dictyococcites bisectus*, *D. daviesii*, *Reticulofenestra umbilicus*, *R. hillae*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Coccolithus formosus*, *Chiasmolithus solitus*, *Sphenolithus moriformis*, позволяет датировать толщу верхами среднего эоцена (бартона) – зона CP14 *Reticulofenestra umbilicus*.

### КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА

К настоящему времени приняты две схемы расчленения палеогеновых отложений Командорских островов (Жигалов, 1964; Шмидт, 1978) с разным объемом выделенных свит, причем их пространственная и возрастная корреляции весьма неопределенны. В настоящей работе используется схема Ю.В. Жигалова и геологические данные А.А. Цветкова с соавторами (Цветков и др., 1990), согласно которым в разрезе палеогеновых отложений острова Беринга выделено три свиты (рис. 6). В основании разреза – преимущественно

терригенная свита мыса Толстого с комплексом моллюсков эоценового возраста (Гладенков, 1984). Перекрывающая ее буяновская свита сложена туфами и конгломератами. В верхней части разреза выделяется каменская свита, имеющая двучленное строение: нижняя часть ее сложена чередованием опок, туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов, верхняя – диатомитами и туфодиатомитами. В верхней части каменской свиты выявлен комплекс диатомей олигоценового возраста (Гладенков, Щербинина, 1991). В отложениях никольской свиты, частично коррелирующей с каменской свитой, М.Я. Серовой определены фораминиферы верхнего эоцена–нижнего олигоцена, а Л.М. Долматовой – диатомей нижнего миоцена и, возможно, олигоцена (Шмидт и др., 1973).

Нанопланктон обнаружен в образцах, отобранных А.Ю. Гладенковым (Институт литосферы РАН) из каменской свиты и В.И. Гречинным (ГИН РАН) – из свиты мыса Толстого и с о. Медный. В каменской свите присутствие нанопланктона установлено только в ее основании. Это довольно бедная ассоциация, представленная единичными *Coccolithus pelagicus*, *Dictyococcites bisectus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Discoaster binodosus*, *Cribrocentrum reticulatum*, а также мелкими ретикулофенестрами и диктиококкитесами. Такой комплекс характерен для верхов среднего эоцена (бартона) и, возможно, низов верхнего эоцена (приабона) – интервал зон CP14 *Reticulofenestra umbilicus* – CP15 *Discoaster barbadiensis*.

## ПОЛУОСТРОВ КАМЧАТСКИЙ МЫС

В палеогеновых отложениях Камчатского мыса в ходе геологической съемки выделены три свиты: верещагинская (нижний палеоцен), рифовская (верхний палеоцен) и баклановская (эоцен). Образцы для изучения наннoplантоном отбирались А.Э. Олейником (ГИН РАН) из верхней части рифовской свиты и из баклановской свиты к северу от бухты Солдатская (мыс Нос). В отложениях рифовской свиты наннoplантон не обнаружен.

Баклановская свита сложена мелководными грубообломочными терригенными отложениями с примесью вулканогенного материала (рис. 7). Нижнебаклановская подсвита представлена туфоконгломератами, псаммитовыми и алевритовыми туфами, алевролитами, мергелями, известняками и диатомитами. В этих отложениях обнаружены моллюски эоценового возраста (Гладенков, 1972). Верхнебаклановская подсвита сложена туфоконгломератами, туфогравелитами, алевролитами, андезитами, туффитами с моллюсками *Variamusium ex gr. kamchaticum*.

В отложениях нижней части нижнебаклановской подсвиты наннoplантон крайне редок. Это в основном единичные *Coccolithus pelagicus* и *Sphenolithus moriformis*.

Более представительная наннoplантонная ассоциация обнаружена в верхах нижнебаклановской свиты: *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus formosus*, *C. pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *D. nodifer*, *Dictyococcites bisectus*, *D. daviesii*, *D. scrippsae*, *Reticulofenestra umbilicus*, *R. coenura*. Такой комплекс наннoplантоном позволяет установить возраст верхов нижнебаклановской подсвиты в довольно широком стратиграфическом диапазоне – от верхов среднего эоцена (бартона) до низов олигоцена (зоны CP14 *Reticulofenestra umbilicus* – CP16 *Helicosphaera reticulata*).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изучение палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона позволило выделить пять уровней с наннoplантоном в следующих возрастных интервалах:

а) верхний палеоцен (танет), установленный Н.Г. Музылевым и Д.И. Витухиным на п-ве Ильпинский;

б) верхняя часть нижнего эоцена (верхний ипр) – п-ов Кроноцкий;

в) нижняя часть среднего эоцена (лютет) – п-ов Кроноцкий, п-ов Ильпинский;

г) верхняя часть среднего эоцена (бартон) – п-ов Кроноцкий, п-ов Говена, о-в Карагинский, Командорские о-ва, п-ов Ильпинский, п-ов Камчатский мыс;

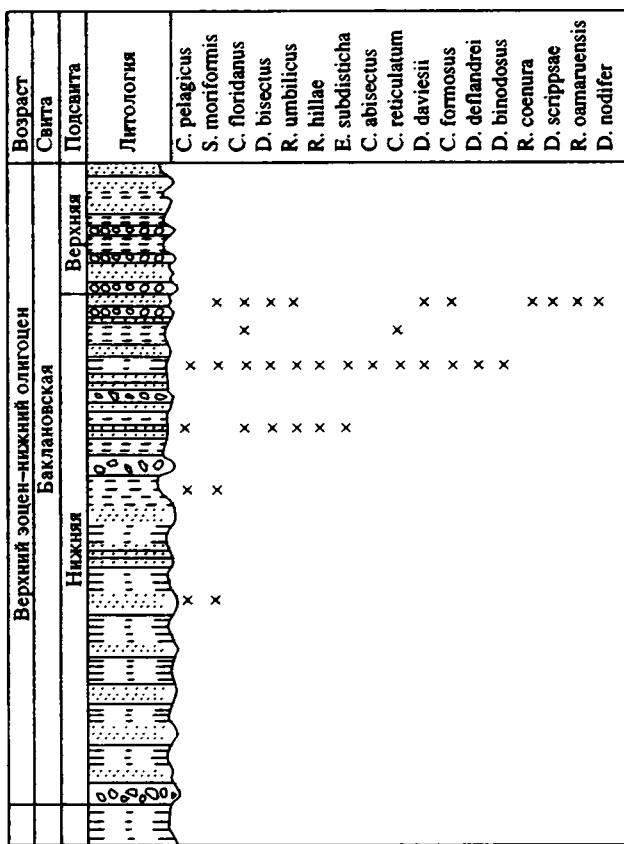


Рис. 7. Схема распределения наннoplантоном в отложениях Баклановской свиты п-ва Камчатский мыс (условные обозначения см. рис. 2).

В верхах свиты мыса Толстого найдены единичные экземпляры *Coccolithus pelagicus*, *Dictyococcites bisectus* и мелкие неопределимые формы *Dictyococcites*. Поскольку представители этого рода появляются в бартонской зоне CP14 *Reticulofenestra umbilicus*, это позволяет датировать верхнюю часть свиты мыса Толстого не древнее верхов среднего эоцена. Соответственно, вышележащие отложения каменской свиты относятся или к верхней части указанного для них возрастного интервала, или одновозрастны свите мыса Толстого, что согласуется с гипотезой М.Н. Шапиро о надвиговом положении первой. В настоящее время данные по наннoplантону не позволяют однозначно решить проблему стратиграфического соотношения этих свит.

Самое предварительное изучение позволило установить присутствие наннoplантоном и в отложениях свиты мыса Толстого на о. Медный. Выявлен довольно бедный комплекс, представленный *Dictyococcites bisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus moriformis*, *Discoaster nodifer*, *Helicosphaera* sp., относящийся к тому же возрастному интервалу (бартон–приабон).

д) поздний эоцен (приабон) – о. Карагинский, нерасчлененный с эоценом – Командорские о-ва, п-ов Камчатский мыс.

Наннопланктонные ассоциации нижнего и среднего эоцена достаточно представительны для выделения зон по стандартной схеме Х. Окады и Д. Бакри (Okada, Bukry, 1980). Что касается позднеэоценового–раннеолигоценового интервала, то проведение границы эоцена и олигоцена в изученном регионе практически невозможно из-за крайне редкой встречаемости видов (*Discoaster barbadiensis* и *Discoaster saipanensis*), чье исчезновение должно фиксировать эту границу. Это обстоятельство отмечено и для осадков скважины глубоководного бурения 192A, заложенной в бореальной области (Щербина, 1992).

2. Вместе с тем общая обедненность комплексов наннофоссилий в целом, видимо, связана с неблагоприятными условиями развития нанnofлоры и накопления их остатков в осадках районов высокой тектонической активности Дальнего Востока. Широкое распространение туфов в отложениях изученного региона свидетельствует об обилии здесь пепловой взвеси в океанических водах палеогенового времени, что неизбежно должно значительно “разбавлять” биогенную составляющую осадков. С другой стороны, значительные диагенетические преобразования часто делают невозможным изучение наннопланктона. Интересно отметить, что для этой цели терригенные отложения (аргиллиты и алевролиты) являются более перспективными, чем карбонатные, изобилующие вторичным кальцитом. Изученные нами образцы из прослоев известняков и карбонатных конкреций вследствие сильной перекристаллизации не дали положительных результатов. По-видимому, в терригенных отложениях сочетание диагенетических процессов перекристаллизации и растворения более благоприятны для сохранности наннопланктона.

3. Из всех изученных разрезов только наннопланктонные ассоциации п-ва Кроноцкий включают характерные для мелководных шельфовых отложений формы (понтосферы и хеликосферы). В остальных частях региона комплексы наннопланктона содержат хоть и сильно обедненный, но все же достаточно типичный для открытых частей океана набор видов. Моллюски, обнаруженные в отложениях “кубовской” и “козловской” свит, также свидетельствуют об осадконакоплении в шельфовой зоне (личное сообщение В.Н. Синельниковой). Появление наннопланктона в мелководных условиях, видимо, фиксирует трангрессивные максимумы. В самом деле, уровни распространения наннопланктона в палеогеновых отложениях п-ва Кроноцкий совпадают с отмеченными на эвстатической кривой (Vail et al., 1977) трангрессиями позднего ипра, позднего лютета и бартона,

отчетливо выраженных и в мелководных отложениях палеогена Западной Европы (Aubrey, 1983). Отсутствие наннопланктона раннеипрского (зоны CP9–CP10) и раннелютетского (зона CP12) возраста совпадают с периодами регрессий, с которыми коррелируются региональные перерывы в пелагических фациях Тихого океана (Щербина, 1992).

4. Данные изучения палеогенового наннопланктона Беринговоморского региона позволяют наметить общую климатическую тенденцию региона в течение эоценового времени.

Нижнеэоценовые комплексы наннопланктона, обнаруженные на п-ве Кроноцкий, характеризуются относительной тепловодностью, включая такие тепловодные формы, как дискоастеры (*D. barbadiensis*, *D. binodosus*, *D. lodoensis*) и сферолиты (*S. radians*, *S. moriformis*), при этом холодноводные хиазмолиты (широко представленные в одновозрастных отложениях скв. 192A на гайоте Майджи) здесь не обнаружены, возможно, вследствие общей обедненности ассоциации.

В верхнелютетском комплексе наннопланктона (зона CP13 *Nannotetrina quadrata*) отмечается уже значительное преобладание холодноводных элементов. Единственный вид дискоастеров (*D. binodosus*) обнаружен в единичных экземплярах, в то же время появляются хиазмолиты (*Chiasmolithus solitus*, *C. modestus*) и относительно многочисленные ретикулофенестры (*Reticulofenestra coenura*).

Бартонские отложения (зона CP14 *Reticulofenestra umbilicus*), широко распространенные по всему региону, включают наннопланктонные ассоциации, изобилующие разнообразными холодноводными формами (хиазмолиты, ретикулофенестры, диктиококкитесы) при почти полном отсутствии тепловодных представителей наннопланктона.

В верхнеэоценовых отложениях, установленных на о-ве Карагинском, также практически отсутствуют тепловодные элементы (за исключением нескольких экземпляров дискоастеров), как это установлено и в скв. 192A.

Таким образом, наннопланктонные ассоциации Восточно-Камчатского региона демонстрируют отчетливую тенденцию изменения состава от довольно тепловодных комплексов раннего эоцена до холодноводных позднеэоценовых. В целом эта схема хорошо согласуется с современными представлениями о начавшемся после раннепалеогенного температурного оптимума похолодании, связанном с заложением в среднем эоцене Циркум-Антарктического течения. Последующая термоизоляция Антарктиды привела к образованию резко выраженной климатической зональности и значительному похолоданию в высоких широтах. С началом этого процесса, приходящимся

на ранний олигоцен, совпадает исчезновение наннопланктона из высоких широт Северной Пацифики. Поэтому потенциал этой группы для стратиграфии отложений бореальной области моложе раннеолигоценового возраста, видимо, не высок.

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 93-85-68).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беньяковский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др.** Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 1. С. 110–123.
- Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньяковский В.Н. и др.** Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (п-ов Ильинский) // Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 63 с.
- Гладенков А.Ю.** Стратиграфия кайнозоя Камчатского региона по диатомеям (олигоценовый и эоплейстоценовый уровни) // Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1991. 30 с.
- Гладенков А.Ю., Щербина Е.А.** Первые находки наннопланктона в палеогеновых отложениях Командорских островов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 126–128.
- Гладенков Ю.Б.** Неоген Камчатки (вопросы биостратиграфии и АН СССР. Вып. 214. М.: Наука, 1972. 250 с.
- Гладенков Ю.Б.** Комплексы моллюсков из третичных толщ Командорских островов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 3. С. 64–82.
- Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Орешкина Т.В.** Корреляция кайнозоя Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. С. 62–65.
- Гладенков Ю.Б., Музылев Н.Г., Витухин Д.И. и др.** Наннопланктон в палеогене Корякского нагорья // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1198–1201.
- Жегалов Ю.В.** Командорские острова // Геология СССР. Т. XXXI. М.: Недра, 1964. С. 189–207.
- Кравченко-Бережной И.Р.** Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины // Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы АН СССР, 1989. 20 с.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А.** Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана // Вып. 429. М.: Наука, 1988. 120 с.
- Серова М.Я.** Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 93 с.
- Серова М.Я.** Зональное расчленение и корреляция палеогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской провинции // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969а. С. 101–114.
- Серова М.Я.** Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ юго-западной части Корякского нагорья (п-ов Говена) // Докл. АН СССР. 1969б. Т. 182. № 2. С. 412–415.
- Серова М.Я.** Планктонные фораминиферы верхнепалеоценовых отложений полуострова Говена // Вопросы микропалеонтологии. 1970. Вып. 13. С. 168–182.
- Серова М.Я., Данилеско Л.А., Коледа А.А., Петрина Н.М.** Расчленение верхнемеловых и палеогеновых отложений Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 10. С. 73–83.
- Серова М.Я., Борзунова Г.П., Шапиро М.Н.** Палеоген южной части острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 73–83.
- Цветков А.А., Федочук А.В., Гладенков А.Ю.** Геологическое строение и магматизм о-ва Беринга (Командорские о-ва) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 40–56.
- Чамов Н.П.** Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений полуострова Говена (юг Корякского нагорья) // Литология и полезн. ископаемые. 1991. № 5. С. 79–94.
- Шмидт О.А.** Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды // М.: Наука, 1978. 100 с.
- Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М.** Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ командорских островов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 11. С. 77–87.
- Щербина Е.А.** Стратиграфия и палеоокеанография палеогена Тихого океана // Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 20 с.
- Aubry M.-P.** Correlations biostratigraphiques entre les formations paleogenes epicontinentales de l'Europe du Nord-Ouest, basees sur la nannoplankton calcaire // These Universite Pierre et Marie Curie. Paris, 1983. 208 p.
- Okada H., Bukry D.** Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biosstratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // Micropaleontology. V. 5. № 3. 1980. P. 321–325.
- Vail P.R., Mitchum K.M., Thompson S.** Seismic stratigraphy and global changes of sea level // In: Payton C.L. (ed.) Seismic stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. V. 26. P. 83–93.

Рецензенты И.А. Басов, М.Я. Серова, Ю.Б. Гладенков

УДК 551.73:561.255

## О ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ АКРИТАРХ

© 1997 г. Н. А. Волкова

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

Поступила в редакцию 20.12.94 г., получена после доработки 11.07.95 г.

**Ключевые слова.** Акритархи, палеозой, палеообстановка, фации, палеоэкология.

Проблема фациальной зависимости таксономического состава фитопланктона важна для реконструкции морских палеообстановок прошлого и для детальных стратиграфических построений, так как бедные по систематическому составу комплексы фитопланктона с господством лишенных орнаментации сфероморф и разнообразные комплексы с преобладанием сложно орнаментированных форм могут встречаться на одном стратиграфическом уровне. Для целей стратиграфии имеют значение только последние, демонстрирующие существенные изменения по разрезу, а обедненные комплексы с преобладанием сфероморф в определенных обстановках могут встречаться практически в любом интервале шкалы.

Выяснению условий, в которых происходило формирование упомянутых контрастных по составу комплексов, посвящена довольно обширная литература. В настоящей статье приведен краткий обзор публикаций, направленных на выяснение фациальной зависимости богатства и разнообразия ранне- и среднепалеозойского фитопланктона, представленного в основном акритархами и празинофитами. Этот фитопланктон может рассматриваться в качестве модельного объекта, так как акритархи достигают максимального обилия и разнообразия в кембрии–девоне, а обилие празинофит, являющихся консервативной группой организмов, приурочено к определенным палеообстановкам.

В работах, посвященных фациальной приуроченности палеозойского фитопланктона, оценивалось его распределение в зависимости от таких факторов, как глубина палеобассейна, расстояние от береговой линии, направление преобладающих течений и гидродинамика среды. Вместе с тем ряд авторов анализировал воздействие тафономических причин на состав наблюдаемых ныне комплексов микрофоссилий.

В одной из первых работ, посвященных этой проблеме, канадский исследователь Ф. Степлин (Staplin, 1961) описал модель распространения гистрикосфер (акритарх) в околорифовых фациях верхнего девона провинции Альберта в Канаде. Им были выделены три морфологические группы

фитопланктона: простые сферические формы, формы с тонкими шипами, формы с толстыми шипами и полиэдрические. Первая группа имеет широкое распространение, вторая также широко распространена, но редко встречается вблизи рифа, третья приурочена преимущественно к отложениям, удаленным от рифа. Оптимальной обстановкой для развития акритарх, по мнению Степлина, являются спокойные глубокие воды, удаленные от рифа. Обилие всех типов увеличивается с расстоянием от рифа. Такие факторы, как действие волн, разрушение микрофоссилий животными, диагенетические процессы не оказывают существенного влияния на распространение фитопланктона. Некоторые отклонения от указанной модели Степлин связывает с наличием течений. Сходные результаты, связанные с фациальной приуроченностью фитопланктона, были получены из нижней юры Великобритании (Wall, 1965) силура штата Пенсильвания (Smith, Saunders, 1970), верхнего ордовика–нижнего силура штата Огайо (Gray, Boucot, 1972). В последней работе была отмечена связь морфотипов акритарх с глубиной воды. Позднее (Jacobson, 1979) были описаны морфологические группировки акритарх, свойственные морским палеообстановкам среднего и верхнего ордовика США; выявлены три фациальных комплекса фитопланктона в силурийских шельфовых отложениях Англии (Dorling, 1981), установлены группировки микрофоссилий, свойственные палеозойским палеообстановкам в бассейне Радамес Ливии (Al-Ameri, 1983), рассмотрена связь между палинологией и фациями среднего палеозоя (Richardson, 1990, Ричардсон, 1984), а также закономерности распределения акритарх в верхнем кембрии–нижнем ордовике Китая (Yin, 1986).

Все указанные авторы пришли к заключению, что систематический состав палеозойского фитопланктона (акритархи, празинофиты) зависит от среды обитания. В прибрежной мелководной обстановке обитают бедные как по количеству форм, так и по систематическому составу ассоциации фитопланктона с господством сфероморф. Фитопланктон здесь обычно плохой сохранности.

В удаленной от берега типично морской среде обилие и разнообразие фитопланктона возрастают. Ассоциации фитопланктона здесь хорошей сохранности, богаты видами и представлены сложно орнаментированными формами. При переходе к глубоководной обстановке океанических бассейнов обилие и разнообразие фитопланктона падает. Решающими факторами, влияющими на распределение фитопланктона, авторы считают глубину воды, расстояние от береговой линии и отчасти направление преобладающих течений. Прочие как экологические (гидродинамика среды, тип осадка и др.), так и тафономические факторы (особенности диагенеза и др.) не оказывают существенного влияния на состав фитопланктона. Необходимо отметить также, что, как полагают Дж. Грей и А. Буко (Gray, Boucot, 1972), распространение акритарх различных морфологических типов связано с глубиной воды. В поверхностных слоях обитают сфероморфные акритархи, в более глубоких слоях акантоморфные и другие более сложные формы. Поэтому сфероморфы могут встречаться на любом расстоянии от берега, они являются убиквистами. Такое же распространение имеют некоторые таксоны акантоморф (род *Micrhystridium*), однако прибрежные формы этих таксонов имеют более короткие шипы по сравнению с более глубоководными.

Сходное заключение о фациальной принадлежности раннепалеозойских акритарх Восточно-Европейской платформы сделали исследователи Северной Евразии (Рудавская, 1974; Пискун и др., 1979; Менс, Пашкевичене, 1981; Пискун, Зиновенко, 1986). Основными факторами, контролировавшими состав комплексов акритарх, они считают глубину воды и расстояние от берега. Наиболее полные и разнообразные комплексы акритарх, по их мнению, приурочены к отложениям максимальной трансгрессии.

Альтернативные выводы о фациальной приуроченности акритарх еще в 80-х годах были получены Г.К. Колбат (Colbath, 1980) и М. Велш (Welsch, 1986). Колбат описал в фациально относительно монотонных отложениях верхнего ордовика штата Индиана (США), чередование двух сообществ фитопланктона, в одном из которых насчитывалось два вида, а в другом – девять. Колбат пришел к выводу, что это чередование было связано со сменой водных масс, заключающие эти сообщества, и не зависит от фаций. Не отрицается также предположение, что чередование может отражать сезонные колебания разнообразия однородного фитопланктонного сообщества.

Немецкий исследователь М. Велш (Welsch, 1986) изучал акритархи из отложений от среднего кембрия до tremadoca на полуострове Дигермул на севере Норвегии. Из этих отложений им было выделено шесть микрофлор. Рассматривая вы-

шеприведенную модель фациальной зависимости фитопланктона, Велш пришел к выводу, что она не применима для изученных им отложений. Сфероморфы не играют существенной роли в составе выделенных им микрофлор, несмотря на то, что обстановка формирования вмещающих отложений менялась от прибрежной мелководной до открыто морской.

Наиболее развернутая критика фациальной приуроченности акритарх дана в работе М. Мочидловска и Г. Видаля (Moczydłowska, Vidal, 1992), которая посвящена изучению нижнекембрийского фитопланктона из свиты Лёса на о-ве Борнхольм. Авторы установили присутствие отдельных морфологических типов акритарх в различных литофациях и палеообстановках формирования этой свиты, которая изменялась от прибрежной мелководной до открыто морской. В свите были встречены немногочисленные акритархи плохой и отчасти хорошей сохранности, представленные различными морфологическими подгруппами: *Sphaeromorphitae*, *Acanthomorphitae*, *Herkomorphitae*, *Disphaeromorphitae* и *Pteromorphitae*. Все перечисленные морфологические подгруппы наблюдались по всему разрезу свиты, несмотря на различие конкретных палеообстановок формирования вмещающих пород. Эти данные, по мнению авторов, свидетельствуют об отсутствии фациального контроля над распространением кембрийских акритарх. Мочидловска и Видаль считают, что процессы физического, химического и биологического воздействия на планктонные микроорганизмы в морской среде крайне сложны и не могут дать простого объяснения пространственного распределения фитопланктона в геологическом прошлом и потому первопричины наблюдаемых аномалий в распространении ископаемого фитопланктона остаются неясными. Распределение популяций фитопланктона в современных морях регулируются взаимодействием комплекса факторов, таких как освещенность, температура, солнечность, глубина воды, ее расслоенность, наличие кислорода и питательных веществ, гидродинамика среды и др. Поэтому, согласно Мочидловска и Видалю, перспективы расшифровки палеообстановок формирования конкретных микробиот в геологическом прошлом встречают непреодолимые трудности.

Однако в работе, опубликованной годом позже (Moczydłowska et al., 1993), Мочидловска и Видаль уже не придерживаются этой точки зрения. Они пишут, что наблюдаемые неравномерности в популяциях фитопланктона в современных морских обстановках не могут быть использованы для актуалистической интерпретации ископаемых сообществ фитопланктонных организмов. Наблюданная в геологической летописи неадекватная картина распределения микроорганизмов

нивелирует влияние относительно кратковременных воздействий и отражает какую-то усредненную картину палеоэкологического распределения фитопланктона в конкретный интервал геологического времени. Фациальный контроль над распределением конкретных сообществ фитопланктона в последнее время получил новое подтверждение. Английские исследователи Д. Ричардсон и С. Расул (Richardson, Rasul, 1990) описали палинофации в позднесилурских шельфовых и бассейновых (глубоководных) отложениях Великобритании. Они отмечают преобладание сфероморф и тасманитесов, а также форм рода *Micrhystridium* с короткими шипами в прибрежной обстановке, увеличение разнообразия акритарх с присутствием акантоморфных, полигономорфных и нетроморфных форм в открыто морской обстановке и обилие празинофит в глубоководной. Сходные данные получены для палеозойских карбонатных обстановок (Martin, 1993). О фациальной приуроченности акритарх сообщают также исследователи, изучавшие акритархи среднего и верхнего кембрия в бассейне Радамес Западной Ливии и Южного Туниса (Albani et al., 1991). Ф. Мартен (Martin, 1992) указывает, что низкое разнообразие верхнекембрийских и нижнеордовикских акритарх в провинции Альберта (Канада) возможно связано с мелководными морскими условиями образования вмещающих отложений. Г. Видаль и Д. Пиль (Vidal, Peel, 1993) сообщают, что разнообразие обильных и хорошо сохранившихся нижнекембрийских акритарх в Северной Гренландии найдено в глубоководных шельфовых аргиллитах, а в более мелководных осадках обилие и разнообразие микрофоссилий уменьшается. Существенно, что впервые обнаруженные Видалем и Пилем нижнекембрийские крупные (до 180 мкм) акантоморфные формы акритарх приурочены к глубоководному шельфу.

Обзор довольно обширной литературы показывает, что данные большинства исследователей свидетельствуют в пользу фациальной зависимости таксономического состава палеозойских акритарх. При этом наибольшего обилия и разнообразия акритархи достигают в отложениях шельфовых морей, удаленных от береговой линии. Их обилие и разнообразие снижается при переходе к мелководной прибрежной обстановке, где доминируют сфероморфные формы. Господство сфероморф наблюдается также в глубоководных отложениях.

Приведенная схема, отражающая общие закономерности распределения палеозойского фитопланктона, не всегда выдерживается. Противоречащие этой схеме данные некоторых исследователей, рассмотренные выше (Colbath, 1980; Welsch, 1986; Moczydlowska, Vidal, 1992), возможно, отражают влияние других факторов, таких как коле-

бание водных масс, сезонные изменения в составе фитопланктона, занос орнаментированных форм в прибрежные воды морскими течениями, избирательная сохранность различных морфологических групп акритарх в осадках и др. Тем не менее без учета экологического фактора в настоящее время трудно объяснить находки комплексов акритарх, состоящих преимущественно из одних сфероморф, на различных стратиграфических уровнях. Такие комплексы известны, например, из верхневендинской котлинской свиты Восточно-Европейской платформы (Волкова и др., 1979), терминального протерозоя (свита Родда Бедс) Южной Австралии (Jenkins et al., 1992), среднего—верхнего кембрия бассейна Радамес Западной Ливии и Южного Туниса (Albani et al., 1991), tremadока Эстонии (Хейнсалу и др., 1991) и провинции Альберта в Канаде (Martin, 1992), ордовика Антарктиды (Ribeiro, 1991) и других мест в палеозое, что может служить основанием для отнесения вмещающих отложений к докембрию. Комплексы с преобладанием сфероморф действительно характерны для самых верхов докембрия некоторых регионов. Однако присутствие таких комплексов на более высоких стратиграфических уровнях, которым, как правило, свойственны орнаментированные формы, скорее всего, связано со специфическими палеообстановками. Все сказанное выше позволяет сделать вывод, что таксономический состав палеозойского фитопланктона контролировалась фациальная обстановка.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 93-05-9403.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пискун Л.В. и др. Растильные микрофоссилии // Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. С. 4–39.
- Менс К., Пашкевичене Л. О фациальном контроле распределения акритарх в лонгитаском горизонте Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геол. 1981. Т. 30. № 4. С. 148–155.
- Пискун Л.В., Жуков Н.Д., Моисеева Т.И. Закономерности распространения акритарх в силурских отложениях Брестской впадины в зависимости от фациально-геохимических условий // Новое в стратиграфии, текtonике и четвертичной геологии Белоруссии. Минск: БелНИГРИ, 1979. С. 3–11.
- Пискун Л., Зиновенко Г. Закономерности распределения акритарх в нижнекембрийских отложениях Белоруссии в зависимости от фациальных условий // Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин: АН ЭССР, 1986. С. 120–126.
- Ричардсон Дж.Б. Палинология, фации и корреляция среднего палеозоя // Стратиграфия. Секция С-01: Докл. 27-го Междунар. геол. конгр. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 159–169.

- Rudavskaya V.A.* Комплексы микрофитофоссилий и их связь с условиями осадкообразования // Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974. С. 30–36.
- Xейнсалу X., Вийра В., Паалинс И.* Пограничные кембро-ордовикские отложения разреза Сака II в северо-восточной Эстонии // Изв. АН Эстонии. 1991. Т. 40. № 1. С. 8–15.
- Al-Ameri T.K.* Acid-resistant microfossils used in the determination of palaeozoic palaeoenvironments in Libya // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. V. 44. P. 103–116.
- Albani R., Massa D., Tongiorgi M.* Palynostratigraphy (Acritarchs) of some Cambrian beds from the Rhadames (Ghadamis) Basin (Western Libya–Southern Tunisia) // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 1991. V. 30. № 3. P. 255–280.
- Colbath G.K.* Abundance fluctuations in Upper Ordovician organic-walled microplankton from Indiana // Micropaleontology. 1980. V. 26. № 1. P. 97–102.
- Dorning K.J.* Silurian acritarch distribution in the Ludlovian shelf sea of South Wales and the Welsh Borderland // Neale et Brasier (ed.). Microfossils from recent and fossil shelf seas. Published by Ellis Horwood Limited, Chichester, England. August, 1981. P. 31–36.
- Gray J., Boucot A.J.* Palynological evidence bearing on the Ordovician–Silurina paraconformity in Ohio // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. V. 83. № 5. P. 1299–1313.
- Jacobson S.R.* Acritarchs as paleoenvironmental indicators in Middle and Upper Ordovician rocks from Kentucky, Ohio and New York // J. Paleontology. 1979. V. 53. № 5. P. 1197–1212.
- Jenkins R.J.F., McKirdy D.M., Foster C.B., O'Leary T., Pell S.D.* The record and stratigraphic implications of organic-walled microfossils from the Ediacaran (terminal Proterozoic) of South Australia // Geol. Mag. 1992. V. 129. № 4. P. 401–410.
- Martin F.* Uppermost Cambrian and Lower Ordovician acritarchs and Lower Ordovician chitinozoans from Wilcox Pass, Alberta // Bull. Geol. Surv. Canada. 1992. № 420. 57 p.
- Martin F.* Acritarchs: a review // Biol. Rev. 1993. V. 68. P. 475–538.
- Moczydlowska M., Vidal G.* Phytoplankton from the Lower Cambrian Laeså formation on Bornholm, Denmark: biostratigraphy and palaeoenvironmental constraints // Geol. Mag. 1992. V. 129. № 1. P. 17–40.
- Moczydlowska M., Vidal G., Rudavskaya V.A.* Neoproterozoic (Vendian) phytoplankton from the Siberian platform, Yakutia // Palaeontology. 1993. V. 36. Pt. 3. P. 1–27.
- Ribecai C.* Occurrence of the organic-walled microfossils from the Priestley formation (Wilson Terrane, northern Victoria Land, Antarctica) and the problem of their age: a preliminary report // Mem. Soc. Ital. 1991. V. 46. P. 157–161.
- Richardson J.S., Rasul S.M.* Palynofacies in a Late Silurian regressive sequence in the Welsh Borderland and Wales // J. Geol. Soc. London. 1990. V. 147. № 4. P. 675–686.
- Smith N.D., Saunders R.S.* Paleoenvironments and their control of acritarch distribution: Silurian of east-central Pennsylvania // J. Sediment. Petrol. 1970. V. 40. № 1. P. 324–333.
- Staplin F.L.* Reef-controlled distribution of Devonian microplankton in Alberta // Palaeontology. 1961. V. 4. № 3. P. 392–424.
- Vidal G., Peel J.S.* Acritarchs from the Lower Cambrian Buen formation in North Greenland // Rapp. Grønland. Geol. Undersøgel. Bull. 1993. № 164. 35 p.
- Wall D.* Microplankton, pollen and spores from the Lower Jurassic in Britain // Micropaleontology. 1965. V. 11. № 2. P. 151–190.
- Welsch M.* Die Acritarchen der Höheren Digermul-Gruppe, Mittel-kambrium bis Tremadoc, Ost-Finnmark, Nord-Norwegen // Palaeontographica. Abt. B. 1986. Bd. 201. № 1–4. 109 S.
- Yin Lei-ming.* Acritarchs // Chen-Jun-Juan. (ed.) China Prospect Publishing House, Beijing. 1986. P. 314–373.

Рецензенты А.Ю. Розанов, М.А. Семихатов

УДК 551.734(235.226)

## К СТРАТИГРАФИИ ДЕВОНА МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

© 1997 г. Н. В. Оленева

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

Поступила в редакцию 14.09.95 г., получена после доработки 23.01.95 г.

Широко распространенные мощные девонские отложения в Монгольском Алтае ранее были подразделены на два крупных стратиграфических комплекса. Из них нижний был отнесен к нижнему девону и эйфельскому ярусу, а верхний – к живетскому ярусу и верхнему девону. На основе изучения нового палеонтологического материала в составе девона Монгольского Алтая выделяются шесть разновозрастных толщ, отвечающих следующим стратиграфическим подразделениям – нижнеэмсскому, верхнеэмсскому – эйфельскому, живетскому, франкскому и фраменскому. Впервые приводится состав органических остатков, характерных для верхнедевонских отложений.

**Ключевые слова.** Монгольский Алтай, стратиграфические подразделения, толща, верхний девон, брахиоподы.

В результате предыдущих исследований на площади Монгольского Алтая было выявлено широкое распространение мощных девонских отложений. На основе предварительных определений по различным группам морских беспозвоночных – мшанок, брахиопод, реже кораллов и криноидей, удалось установить стратиграфические подразделения, соответствующие крупным интервалам геологического времени. Так, А.Б. Дергунов, Б. Лувсандаанзан и др. (1980) выделяли два разновозрастных стратиграфических комплекса – нижний (нижний девон–эйфель) и, верхний (живет–верхний девон).

В последнее время (1988–1991 гг.) здесь проведены крупномасштабные геолого-съемочные работы, выполненные экспедицией “Совгео в МНР”. В составе этой экспедиции мною был собран обширный палеонтологический материал, позволяющий дать более детальное расчленение девона Монгольского Алтая. Девонские отложения изучались здесь в основном на площади Алтайской подзоны, в пределах Сагсайской и Баинтуинской мульд и Дельюно-Юстыдского моногеосинклинального прогиба, выделенных ранее на территории Монголо-Алтайской структурной зоны (Амантов, Матросов, 1962; Дергунов, Лувсандаанзан и др., 1971; Дергунов, Маркова, 1974) (рис. 1).

Формирование девонских отложений в названных структурах происходило в двух разобщенных морских бассейнах, отличавшихся по условиям седиментации, а следовательно, и по вещественному составу слагающих толщ. Соответственно этому корреляция девонских отложений рассматриваемых структурных подразделений возможна только на биостратиграфической основе. Основные разрезы девонских отложений были изучены в районах сомонов: Баинту, Алтай, по реке Сагсай (Алтайская подзона); Цагаан нуур, Улэгей, Де-

люн, по рекам Кобдо, Хаттугийн гол, озера Тал нуур (Дельюно-Юстыдский прогиб) (рис. 1, 2).

Основное внимание в настоящей работе уделялось анализу стратиграфического распространения ископаемых остатков фауны и флоры, собранных по всем разрезам послойно. Из них брахиоподы изучались мною, остальные группы были определены следующими ведущими специалистами: ругозы – Л.М. Улитиной, мшанки – И.П. Морозовой (ПИН РАН, Москва); двустворчатые моллюски – В.Ф. Куликовой, криноидей – Г.А. Стукалиной, флора – Н.М. Петросян (ВСЕГЕИ, С.-Петербург). Кроме того, в работе использованы определения табулят, проведенные Н.В. Дубатоловым, и ругоз – В.А. Желтоноговой (СНИИГГиМС, Новосибирск), взятым из геологического фондового материала.

В результате полученных данных устанавливается ряд разновозрастных интервалов внутри ранее выделенных крупных стратиграфических комплексов девонских отложений Монгольского Алтая, а именно – нижнего (нижний девон–эйфель) и верхнего (живет–верхний девон) (таблица).

В Алтайской подзоне отложения нижнего комплекса залегают несогласно на всех подстилающих, в том числе и силурийских образованиях. В его составе выделяется нижняя толща вулканогенно-осадочная (600 м) с линзами известняков, содержащих многочисленную фауну табулят, ругоз, и верхняя – пестроцветная, терригенно-осадочная (800–1800 м) с конгломератами в основании, содержащая линзы пелитоморфных известняков и известняковистых алевролитов преимущественно с флорой. Отложения, отвечающие нижней (первой) толще, были изучены из двух местонахождений.

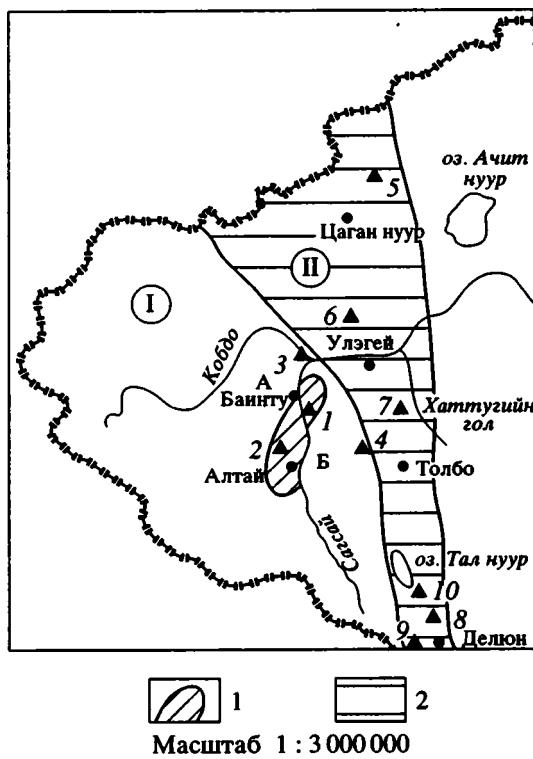


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

I. Алтайская подзона.

Районы: 1 – сомона Баинту, 2 – руч. Холдзатий гол; 3 – среднего течения р. Кобдо; 4 – сомона Толбо.

II. Делюно-Юстыдский прогиб.

Районы: 5 – сомона Цаган нур, 6 – сомона Улэгей; 7 – р. Хаттугий гол; 8 – горы Бор-Шовгор уул; 9 – сомона Делюн, 10 – оз. Тал нур.

1 – наложенные мульды: А – Буягинская, Б – Сагайская; 2 – Делюно-Юстыдский прогиб.

1. На правобережье реки Сагсай, 10 км юго-восточнее сомона Баинту в мощной карбонатной линзе мощностью 150 м найдены брахиоподы *Leptagonia cf. orientalis* Alekseeva, *Leptostrophia bayrimica* Alekseeva, *Tastaria* sp., *Wilsonella prima* Khalfin, *W. tschernyshevae* O. Erlanger, *Brachyspirifer* sp.

2. В среднем течении реки Кобдо, в ее левом борту, в 16 км юго-юго-западнее сомона Улэгей, из темно-серых известняков мощностью 80 м определены табуляты *Pachypora tortuosa* Scharkova, *P. tomchumyshensis* Mironova, *Dendropora ganinen sis* Mironova, *Egosiella lecomptei* Mironova, *Thamnopora diserta* Mironova, *T. kamyshensis* Mironova, *T. compacta minima* Scharkova, *Calipora elegans* Yanev, ругозы *Tryplasma aequabilis* Lonsdale. Из этих двух местонахождений табуляты *P. tortuosa*, *T. compacta minima*, *C. elegans*, брахиоподы – *W. prima*, *W. tschernyshevae*, и представители *Tastaria* характерны для чулунского горизонта, что позволяет относить рассматриваемые отложения к нижнему эмсу (Алексеева, 1990, 1993).

Отложения верхней (второй) толщи были изучены:

1. Севернее сомона Алтай, в левом борту руч. Холдзатий гол, правого притока реки Сагсай, где в пелитоморфных известняках определены растительные остатки *Caudophyton aquatilis* S. Stp., *Barrandeinopsis beliakovi* Kryshtofovich, *Herbula marinae* S. Stp., *Barsassia ornata* Zalessky, *Hostimella hostimensis* Potonie et Bernard.

2. На расстоянии 20 км на северо-запад от сомона Толбо из трех местонахождений были определены следующие табуляты: *Favosites ex gr. goldfussi* Orbigny, *Pachyfavosites ex gr. polymorphus* (Goldfuss), *Squameofavosites ex gr. obliquespinus* (Tchernyshev), *Calipora ex gr. tenuisquamata* Dubatolov, *Heliolites cf. vulgaris* Tchernyshev; ругозы *Tryplasma ex gr. devoniana* Soshkina, *Taimyrophyl lum carinatum* Bulvanker, *Xistriphyllum ex gr. uralicum* Soshkina; трилобиты *Neoprobolium ex gr. altai cum* (Khalfin).

Среди перечисленных органических остатков находятся группы табулят, характерные для цаганхалгинского горизонта Монголии и, широко известные из шандинского – мамонтовского горизонтов Алтая-Сянской области и их стратиграфических эквивалентов (Алексеева, 1993; Дубатолов, 1982). Среди флоры, виды *C. aquatilis*, *B. beliakovi* известны в шандинском – мамонтовском горизонтах Салаира, сопоставляемых с цаганхалгинским горизонтом Монголии. Кроме того, из этого местонахождения известны остатки плауновых, которые, по мнению Н.М. Петросян, обнаруживают сходство с казахстанским зональным видом, характерные для бесобинского горизонта (верхний эйфель) – *Artschalyphton unicum* Senk. В целом толща, содержащая приведенный комплекс, соответствует в Монголии цаганхалгинскому горизонту эмс-эйфельского возраста.

В Делюно-Юстыдском прогибе отложения рассматриваемого нижнего комплекса также имеют двуслойный состав и следующее строение: нижняя толща – пестроцветная, терригенно-вулканогенная (400–1200 м), и верхняя – темноцветная, туфогенно-терригенно-кремнистая (2100 м), залегающая с переходными слоями на нижележащей.

Отложения нижней (первой) толщи залегают с размывом на породах нижнего палеозоя, отсюда ископаемые остатки до настоящего времени неизвестны.

Из верхней (второй) толщи, изученной севернее сомона Делюн, в р-не горы Бор-Шовгор уул, ранее ошибочно относившейся к верхнему девону, определены растительные остатки: *Aneurophyton germanicum* Krause et Weyland, *Barsasopteris nativa* S. Stp., *Uralia camdjalensis* Petrosian, *Protolepidodendron scharyanum* Krejci, *Barrandeinopsis beliakovi* Kryshtofovich, *Barsassia ornata* Zalessky, *Herbula marinae* S. Stp.; криноиды *Salairocrinus humilis*

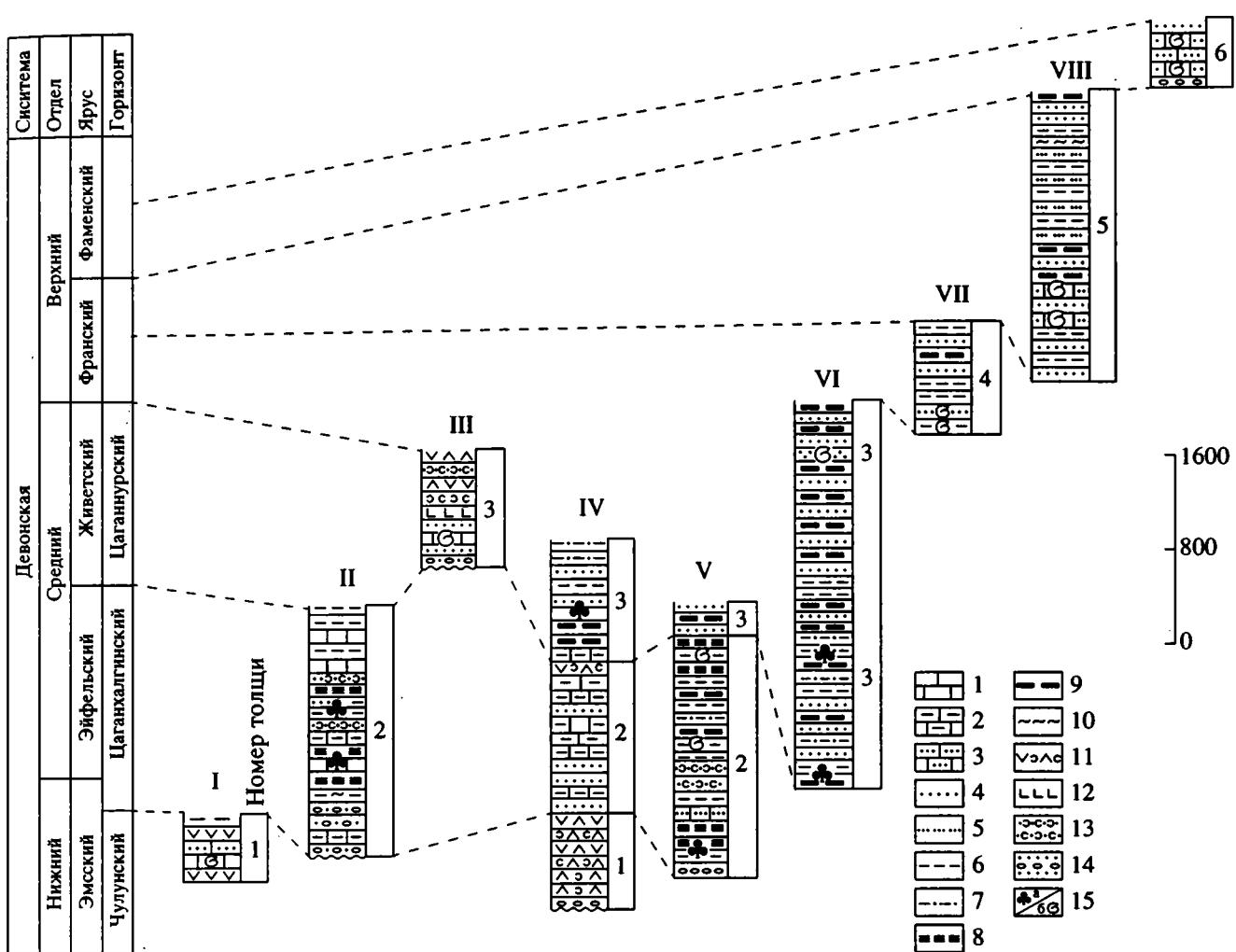


Рис. 2. Схема корреляции изученных разрезов девона Монгольского Алтая.

Алтайская подзона: I – 16 км юго-юго-западнее сомона Улэгей, среднее течение р. Кобдо. II – 25 км южнее сомона Баинту, левый борт руч. Холдзатий гол; III – район сомона Баинту; Делюно-Юстынский прогиб; IV – севернее сомона Делюн; V – район горы Бор-Шовгор уул; VI – 2–5 км юго-западнее горы Дунд-Толгой; VII – район горы Хуйтен-Сарвал уул; VIII – правый борт распадка Урт-Зух, 4,2 км севернее сомона Цаган нур; IX – южная оконечность оз. Тал нур.

1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – песчанистые известняки; 4 – песчаники; 5 – мелкозернистые песчаники; 6 – алевролиты; 7 – алевропесчаник; 8 – кремнистые алевролиты; 9 – “черносланцевые” алевролиты; 10 – аргиллит; 11 – лавы и туфы кислого и среднего состава; 12 – лавы и туфы основного состава; 13 – туфы и туфопесчаники; 14 – конгломерат; 15 – места находок остатков: а) флоры, б) фауны.

Dubatolova. По составу растительных остатков, среди которых *B. ornata*, *B. nativa*, *H. marinae* характерны для шандинского-мамонтовского горизонта Салаира, отложения этой толщи могут быть сопоставимы с пестроцветной, терригенно-осадочной толщиной Алтайской подзоны и, по всей видимости, отвечают цаганхалгинскому горизонту.

В Алтайской подзоне, отложения верхнего комплекса (живет-фран), с угловым несогласием залегают на нижележащие серии кембрия-ордовика. Рассматриваемый комплекс, сложенный пестроцветными осадочно-вулканогенными по-

родами с прослоями известняков мощностью более 800 м, отнесен мною к третьей толще. Основной ее разрез был изучен на правобережье р. Сагсай, в р-не сомона Баинту. Отсюда определены брахиоподы: *Euryspirifer pseudocheehiel* (Hou Hunfe), *Spinocystia martianofi* (Stuckenbergs), *S. kizylschinica* Gratsianova, *S. carinata* Ehlers and Wright, *S. audacula* (Owen), *Athyris concentrica* (Buch), *Sibiratypa ex gr. vassicensis* Rzonsniskaja; ругозы *Altaiphyllo belgebaschicum* Ivania. Состав данной фауны типичен в Саяно-Алтайской области для чиеловых слоев – алчедатского горизонта (верхний живот).

## Корреляция девонских отложений Монгольского Алтая и сопредельных областей

Стандартная шкала		Монголия	Номер толщи	Монгольский Алтай		Салаир	Кузбасс
				Алтайская подзона	Делюно-Юстыдский прогиб		
Девонская	Верхний	Ярус	Горизонт	Литологический состав толщ		Горизонт	Горизонт
				6	пестроцветная известково-песчанистая 250 м		Пещер-кининский
				5	сероцветные песчаники 1800–2100 м		Вассинский
	средний	франкский	Цаганнурский	4	зеленовато-серая, алевропесчанистая 800 м		Изылинский
				3	пестроцветная осадочно-вулканогенная 800 м	сероцветная песчано-алевролитовая 2600 м	Алчедатский
	нижний	эйфель-живетский	Цаганхалгинский	2	пестроцветная терригенно-осадочная 800–1800 м	темноцветная тuffогенно-терригенная 2100 м	Мамонтовский Шандинский
				1	вулканогенно-осадочная 600 м	пестроцветная терригенно-вулканогенная 400–1200 м	Беловский Салаиркинский

В Делюно-Юстыдском прогибе образования верхнего комплекса (живет-верхний девон) согласно залегают на нижележащих отложениях второй толщи (эмс-эйфель) и представлены сероцветными песчано-алевролитовыми "черносланцевыми" осадками, суммарная мощность которых может доходить до 5500 м. На основе проведенного многою монографического изучения брахиопод в Делюно-Юстыдском прогибе выделяются четыре стратиграфических интервала, охарактеризованные разновозрастными органическими остатками и отличающиеся по вещественному составу. Из них нижний, третий по счету, стратиграфический интервал представлен, типично "черносланцевой", песчано-алевролитовой толщей, мощностью более 2600 м, по фауне и флоре соответствующий цаганнурскому горизонту живетского яруса, установленному Р.Е. Алексеевой (1990).

Наиболее широко в Делюно-Юстыдском прогибе развиты отложения цаганнурского горизонта (третья толща). Разрезы последнего были изучены в районе сомонов Цаган нуур, Улэгей, по реке Хаттугийн гол.

1. На правобережье реки Хаттугийн гол из песчано-алевролитовых отложений определены растительные остатки *Aneurophyton germanicum* Krause et Weyland, *Hyenia sphaenophylloides* Nathorst, *Svalbardia polymorpha* Hoeg, *Barrandeina pectinata* Nathorst, *Calamophyton bicephalum* Leclercq et Andrews, *Thamnocladiites vanopdenbaschii* Stockmans. При этом, типично верхнеживетские формы *S. polymorpha*, *T. vanopdenbaschii* появляются только в средней части разреза. Завершается разрез песчано-алевролитовой пачкой с брахиоподами: *Euryspirifer pseudocheehiel* (Hou Hun-fe), *Spinocystria martianofi* (Stuckenbergs), *Sibiratrypa ex gr. vassinensis* Rzonsnickaja, *Dagnachonetes dundensis* Oleneva.

2. В 15 км юго-западнее сомона Цаган нуур в отложениях цаганнурского горизонта присутствуют брахиоподы *Schizophoria* (*Schizoporia*) *striatula* (Schlotheim), *Leptagonia sinuata* Rzonsnickaja, *Sibiratrypa lebedjanica* (Rzonsnickaja), *Euryspirifer pseudocheehiel* (Hou Hun-fe), *E. pseudocheehiel alatus* (Stuckenbergs), *Spinocystria martianofi* (Stuckenbergs), *S. audacula* (Owen), *Tsaganella plana* Oleneva; мшанки *Hemitrypa cf. devonica* Nekhoroshev, *Semi-*

*coscinium* cf. *planiformis* Krasnopalova; трилобиты *Scutellum* ex. gr. *costatum* Puschkin.

Четвертый интервал, сложенный зеленовато-серой песчано-алевролитовой толщей (800 м) и пятый – сероцветной, преимущественно песчанистой (1800–2100 м) толщей соответствуют по брахиоподам и двустворчатым моллюскам франскуму ярусу. Шестой стратиграфический интервал представлен известково-песчанистой толщей (250 м), которая предположительно относится к фаменскому ярусу. Ниже дана характеристика этих толщ.

По остаткам ископаемой фауны верхнедевонские (франские и фаменские) отложения выделены только в пределах Дельюно-Юстыдского прогиба. Образования, относящиеся к франскому ярусу, залегают согласно на отложениях цаганнурского горизонта (третьей толщи), и подразделяются на два стратиграфических уровня (четвертая и пятая толщи). Из четвертой толщи были определены как животные, так и верхнедевонские (франские) формы, из пятой – только франские виды.

Основные разрезы четвертой толщи были изучены из трех местонахождений 1) юго-западнее сомона Цаган нуур в левом борту долины Харговь, 2) севернее перевала Шинэ даваа, 3) севернее сомона Улэгей в р-не горы Хуйтэн-Сарвал уул. По этим разрезам отобраны и определены ископаемые остатки сходного комплекса – брахиоподы *Euryspirifer pseudocheehiei* (Hou Hun-fe), *Mucrospirifer mesocostalis* (Hall), *M. mesocostalis tricostata* (Rzonnickaja), *Productella* sp.; двустворчатые моллюски *Leptodesma* (*Leptodesma*) *spirigerum* (Conrad), *Cypricardella* cf. *gregaria* (Hall et Whitfield), *Sphenotus* cf. *tiogensis* Mc Alester, *Parallelodon delitescens* (Beushausen), *Paracyclas* cf. *rectangularis* Sandb., *Ptychopteria* (*Ptychopteria*) proto Hall, *Miculoloidea* sp., *Leptodesma* sp. Среди перечисленных форм присутствуют виды, известные из отложений животского и франского ярусов. По составу фауны эту толщу можно сопоставить с изылинкинским горизонтом Кузбасса (нижний фран), для которого также характерно присутствие некоторых транзитных видов, широко распространенных в животских отложениях (Ржонсицкая, 1968; Решения..., 1982).

Отложения пятой толщи, представленные преимущественно песчаниками мощностью 1800–2100 м распространены севернее сомона Цагаан нуур, в правом борту распадка Урт-Зуух, здесь найдены брахиоподы *Eoschuchertella chemungensis* (Conrad), *Elytha fimbriata* (Conrad), *Douvillinooides singularis* Oleneva, *Mucrospirifer mesocostalis* (Hall), *Cyrtospirifer schelonicus* Nalivkin; двустворчатые моллюски *Prothyris* (?) cf. *lanceolata* Hall, *Vertumnia* cf. *reversa* (Hall), *Pteronites* sp., *Pterinea* sp. Геологический возраст отложений, содержа-

щих эти органические остатки, несомненно, франский, сопоставимый с вассинским (нижне-франским) горизонтом Кузбасса.

Фаменские отложения (шестая толща) на площади Дельюно-Юстыдского прогиба выделяются условно. В небольшом тектоническом блоке в районе южной оконечности оз. Тал нуур из пестроцветной, известково-песчанистой толщи мощностью 250 м были определены брахиоподы *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalfin, C. aff. *prosumbens* Simorin; двустворчатые моллюски *Nuculoidea peetzi* (Khalfin), *Sanguinolites?* *contractus* (Hall), *Eoschizodus?* *chemungensis* (Conrad). Из них на сопредельной территории в Кузнецком бассейне из пещеринского горизонта (нижний фамен) известны – C. *tschernyschewi* и N. *peetzi*, (Ржонсицкая, 1968), на основании чего и предполагается фаменский возраст рассматриваемой шестой толщи.

## ВЫВОДЫ

1. Впервые среди девонских отложений Монгольского Алтая устанавливаются шесть разновозрастных толщ, охарактеризованных органическими остатками, отвечающими нижнему эмсу, верхнему эмсу-эйфельскому ярусу, животскому, франскому и, предположительно, фаменскому ярусу.

2. Из выделенных стратиграфических подразделений нижние три толщи соответствуют чулунскому, цаганхалгинскому и цаганнурскому горизонтам унифицированной стратиграфической схемы девона Монголии.

3. Впервые по составу органических остатков в верхнедевонских отложениях Монгольского Алтая выделяются толщи, сопоставимые с изылинским и вассинским горизонтами франского яруса, и, условно, фаменского яруса, сопоставимого с пещеринским горизонтом Кузнецкого бассейна.

Пользуясь случаем, выражая свою признательность всем упомянутым выше специалистам, принимавшим участие в определении ископаемых остатков, а также всем геологам экспедиции “Совгэо в МНР”, помогавшим в сборах палеонтологического материала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Р.Е. Девон Монгольской Народной Республики // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 5. С. 1184–1187.  
 Алексеева Р.Е. Биостратиграфия девона Монголии. М.: Наука, 1993. 133 с.  
 Дергунов А.Б., Лусанданзан Б. К стратиграфии отложений, выполняющих наложенные структуры Северо-Западной Монголии // Проблемы геологии Монголии. Улан-Батор: Изд-во АН МНР, 1970. С. 4–21.  
 Дергунов А.Б., Лусанданзан Б. Наложенные структуры Северо-Западной Монголии // Материалы науч-

конф., посвящ. 30-летию геол. службы МНР. Улан-Батор: Госиздат, 1971. С. 24–48.

*Дергунов А.Б., Маркова Н.Г.* Зоны Монгольского Алтая // Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 195 с.

*Дергунов А.Б., Лувсандаанзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.

*Дубатолов В.Н.* Корреляция среднедевонских отложений Сибири и Ардени (по материалам изучения табулят) // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона // Тр. полевой сес. Между-

нар. подкомис. по стратиграфии девона. Самарканд. 1978. Л.: Наука, 1982. С. 58–64.

Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Часть II (средний и верхний палеозой), 1979. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 130 с.

*Ржонсницкая М.А.* Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Л.: Недра, 1968. Т. 1. 286 с.

Рецензенты А.С. Алексеев, А. Ю. Розанов

УДК 563.14:551.763.3(571.661)

## РАДИОЛЯРИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА МАЙНИ-КАКЫЙНЭ (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

© 1997 г. Л. Г. Брагина, Д. И. Витухин

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

Поступила в редакцию 10.10.94 г., получена после доработки 16.10.95 г.

**Ключевые слова.** Меловые отложения, радиолярии, фораминиферы, Корякское нагорье.

В районе хребта Майни-Какыйнэ (рисунок) широко развиты мел-палеогеновые отложения, представленные мощными вулканогенно-осадочными толщами. Однако вопрос о стратиграфическом расчленении этих образований из-за их слабой палеонтологической охарактеризованности дискутировался долгие годы. С целью решения этой проблемы в 1963–1964 гг. были проведены комплексные исследования и детальное опробование разрезов на фораминиферы (Тарасенко и др., 1970). В результате этих работ были выделены свиты: хакинская – маастрихт (содержит *Inoceramus shikotanensis*), инетываямская – дат-палеоцен (содержит *Rzehakina epigona*), ивтыгынская – дат-палеоцен (содержит *Rzehakina epigona*), иночтиваямская – палеоцен (содержит *Globigerina nana* и *Astartinina primitiva*), ильпинская (эоцен–олигоцен). Радиолярии впервые были определены из отложений инетываямской свиты и изучены в шлифах А.И. Жамойдой. Возраст определялся в широких пределах – мел–палеоген (Жамойда и др., 1963).

В настоящее время разработана и успешно применяется методика выделения радиолярий из различных типов пород, в том числе и кремнистых, путем их растворения в слабом растворе плавиковой кислоты (HF), что дает возможность выделять объемные скелеты радиолярий из подобных толщ.

В 1986 г. сотрудниками Геологического института РАН был изучен и опробован на радиолярии (сборы К.Г. Казакова) разрез по р. Иночтиваям – верхнему левому притоку р. Вывенки, который снизу вверх представлен:

### Хакинская свита

Базальтовые агломератовые лавы, темно-серые и буровато-серые. Мощность 50 м.

60 м задерновано.

### Инетываямская свита

1. Конгломераты средне-мелкогалечные, иногда валунные. Мощность 30 м.

10 м задерновано.

2. Алевролиты песчанистые, мелкощебенчатые бордового цвета. Мощность 28 м.

3. Ритмичное переслаивание тонкополосчатых кремней темно-серых, тонких прослоев (0.1–0.15 м) окремненных туфов и сильно кремнистых туфогенных алевролитов зеленовато-серого цвета, сменяющимися алевролитами массивными, кремнистыми. В основании слоя встречен комплекс радиолярий с *Clathrocyclas hygromia* Foreman, *Stichomitira livermorensis* (Campbell et Clark), *Lithostrotbus zhamoidai* Kasin佐, *Xitus asymbatos* (Foreman), *Phacodiscus* (?) sp., *Nexastomatum* sp. – позднекампанского-маастрихтского возраста. Мощность 50 м.

4. Переслаивание среднезернистых вулкано-терригенных песчаников темно-серого цвета с алевролитами темно-серыми, туфогенными. Мощность 35 м.

5. Песчаники вулканогенно-терригенные, мелкозернистые, массивные. Мощность 12 м.

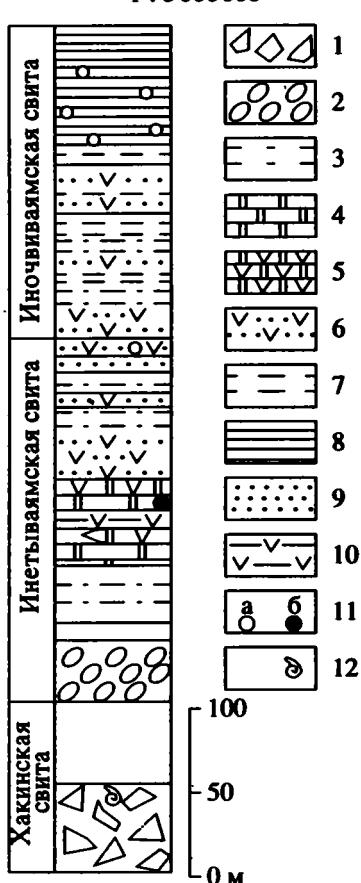
6. Алевролиты песчанистые, туфогенные, серые с отдельными маломощными прослоями мелкозернистых вулкано-терригенных песчаников. Мощность 12 м.

7. Алевролиты темно-серые до черных, тонкослоистые с прослоями среднезернистого, песчаного вулкано-терригенного материала. Мощность 4 м.

8. Ритмичное флишоидное переслаивание вулканогенно-терригенных, туфогенных среднезернистых песчаников темно-серого цвета. Мощность 6 м.

### Иночтиваямская свита

1. Алевролиты кремнистые, туфогенные, коричневые с овальными карбонатными конкрециями. Мощность 15 м.



Разрез верхнемеловых–нижнепалеогеновых отложений хребта Майни–Какынэ.

На врезке: 1 – положение разреза на карте.

1 – агломераты; 2 – конгломераты; 3 – алевролиты песчанистые; 4 – кремни; 5 – кремни туффитовые; 6 – кремнистые алевролиты; 7 – алевролиты; 8 – аргиллиты; 9 – песчаники; 10 – алевролиты туффитовые; 11 – а) карбонатные конкреции; б) место находки радиолярий; 12 – слои с иноцерамами.

2. Ритмичное флишоидное переслаивание песчаников серых, вулканогенно-терригенных, среднезернистых с алевролитами неравномерно песчанистыми, коричневато-бурыми и алевролитами серыми. Мощность 85 м.

3. Ритмичное флишоидное переслаивание песчаников серых вулкано-терригенных, среднезер-

нистых с алевролитами темно-серыми, массивными. Мощность 20 м.

4. Алевролиты песчанистые, серые. Мощность 8 м.

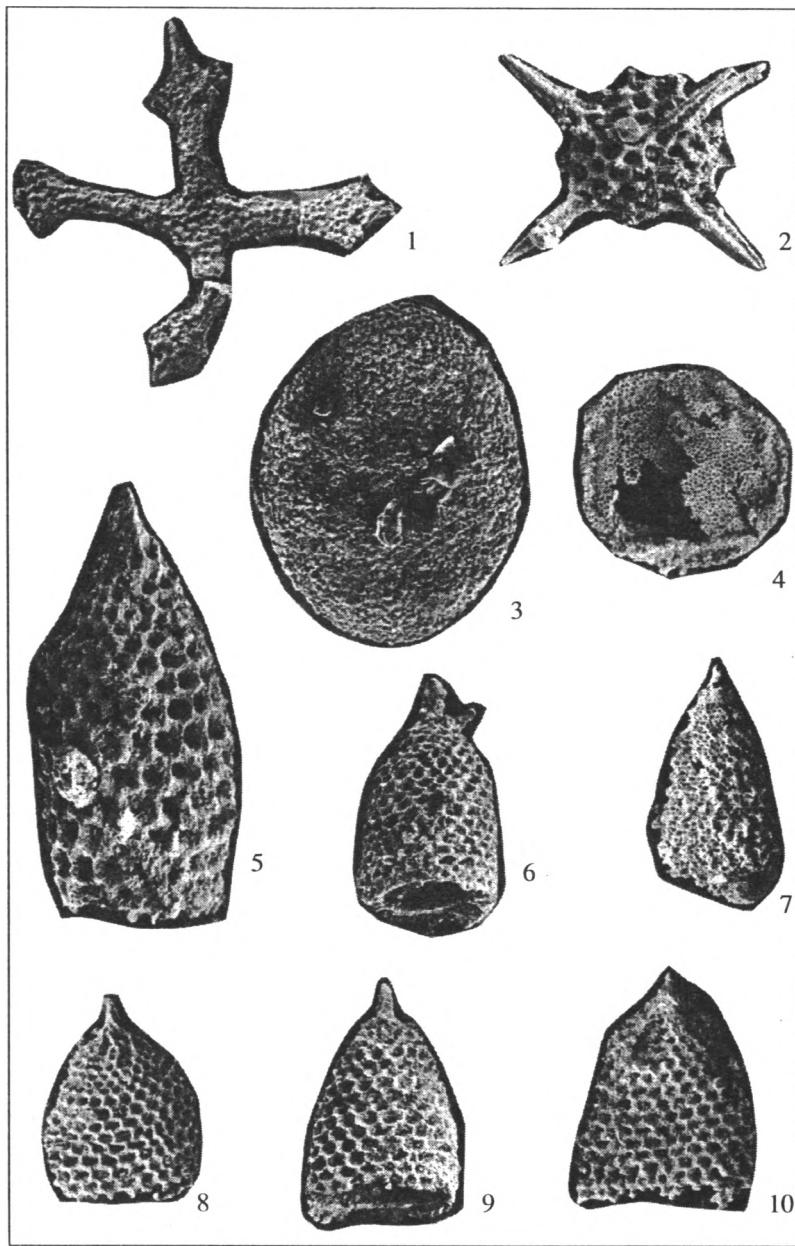
5. Аргиллиты темно-серые, мелкощебеччатые с карбонатными конкрециями. Мощность 70 м.

Из отложений иноччиваямской свиты выделены остатки представителей подотрядов: *Sphaeroidae*, *Discoidea*, *Larcoidea* кайнозойского облика, точнее неопределимые из-за плохой сохранности. Остатков представителей отряда *Nassellaria* не встречено.

Для верхнемеловых отложений Корякского нагорья характерно развитие вулканогенно-кремнистых образований. А там, где они развиты, всегда остро стоит проблема датировки, поскольку в подобных отложениях макро- и микрофауна с известковым скелетом, как правило, отсутствуют.

Не являются исключением и отложения инетчиваимской свиты, нижняя часть которой представлена валунными конгломератами с прослоями гравелитов, выше залегают красно-бурые алевриты. Средняя и верхняя части свиты состоят преимущественно из кремнистых пород. При дезинтеграции образцов выяснилось, что результативными оказались лишь несколько отобранных из средней части инетчиваимской свиты. Здесь из кремнистых пород удалось выделить комплекс радиолярий, представленный видами: *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark), *Clathrocyclas hyronia* Foreman, *C. diceros* Foreman, *C. gravis* Vishnevskaya, *Lithostrophus zharmoidai* Kasin佐va, *Xitus asymmetricus* (Foreman), *Phacodiscus* (?) sp., *Nexastomus cf. sp.*, а также представителей семейства *Hagiastriidae*. Это небогатый комплекс с ярко выраженной доминацией представителей рода *Clathrocyclas*. Все остальные виды занимают подчиненное положение. Это может быть обусловлено: во-первых, избирательной сохранностью скелетов, когда ажурные скелеты могли и не сохраниться (выделенные формы несут следы литификации породы – нередко сдавлены и раздроблены); во-вторых, не исключено, что комплекс формировался в относительно неритической обстановке, так как именно для неритических комплексов радиолярий характерно численное доминирование одного-двух видов (Кругликова, 1974; Витухин, 1993).

Присутствие в ассоциации видов *Orbiculiforma renillaeformis*, *Clathrocyclas hyronia*, а также *Stichomitria livermorensis* позволяют ограничить время существования ассоциации рамками поздний кампан–маастрихт. Комплекс может быть сопоставлен с одновозрастными бореальными ассоциациями Восточной Камчатки (Зинкевич и др., 1988), и Западной Камчатки (Зинкевич и др., 1994) и острова Шикотан (Брагина, 1991) по наличию общих видов, прежде всего *Clathrocyclas hyronia* и *Stichomitria livermorensis*. В том же районе в



**Фототаблица.** Комплекс радиолярий из инетываямской свиты.

1 – *Hagiastriidae* gen. et sp. indet.  $\times 200$ ; 2 – *Stylosphaera* sp.  $\times 500$ ; 3 – *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark)  $\times 200$ ; 4 – Gen. et sp. indet.  $\times 200$ ; 5 – *Lithostrobus zhamoidai* Kasinova.  $\times 500$ ; 6 – *Clathrocyclas* cf. *diceros* Foreman.  $\times 200$ ; 7 – *Xitus asymbatos* (Foreman).  $\times 200$ ; 8 – *Clathrocyclas gravis* Vishnevskaya.  $\times 200$ ; 9 – *Clathrocyclas hytronia* Foreman.  $\times 200$ ; 10 – *Clathrocyclas* sp.  $\times 200$ .

отложениях инетываямской свиты Г.Ю. Авериной (Чехович и др., 1990) были также найдены радиолярии. Присутствие в ассоциации *Dictyoprgora* sp. позволяет, по мнению Г.Ю. Авериной, предполагать позднекампано-палеоценовое время ее существования. Поскольку изображения этих форм не приведены, судить об этом материале сложно. Кроме того, в отложениях той же инетываямской свиты в приустьевом участке р. Инетываям В.С. Вишневской описан более богатый

комплекс из отложений, подстилаемых толщей с *Inoceramus shikotanensis* и перекрываемых слоями с *Rzhehakina* (Богданов и др., 1987), т.е. ситуация идентична таковой в исследуемом разрезе. По его положению в разрезе В.С. Вишневская считает этот комплекс мел-палеогеновым. Однако, к сожалению, пока нет достоверных данных о радиоляриях датского яруса Северо-Восточной Азии. Ряд видов изученного комплекса по данным некоторых исследователей (Hollis, 1993) встречается в

палеоцене. Однако в составе нашего комплекса нет ни одного типично кайнозойского вида, и это позволяет датировать вмещающие отложения концом позднего мела (поздний кампан–маастрихт).

Данная программа выполнена при поддержке Международного научного фонда, грант № MR-6000.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Брагина Л.Г.* Позднекампанско-маастрихтские радиолярии острова Шикотан. Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока // Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1991. С. 100–103.

*Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинская П.К. и др.* Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.

*Витухин Д.И.* Расчленение кайнозоя Дальнего Востока России по радиоляриям. М.: Наука, 1993. 104 с.

*Жамойда А.И., Липман Р.Х., Михайлов А.Ф., Титов В.А.* О возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Корякского нагорья по данным изучения радиолярий // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Л.: ВСЕГЕИ, 1963. С. 75–104.

*Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Брагина Л.Г.* Тектоника полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 87–102.

*Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др.* Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.

*Кругликова С.Б.* Радиолярии в поверхностном слое осадков Охотского моря // Океанология. 1974. Т. 15. Вып. 1. С. 116–122.

*Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я.* Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни-Какыйнэ (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139–146.

*Чехович В.Д., Богданов В.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др.* Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 157 с.

*Hollis C.J.* Latest Cretaceous to Late Paleocene radiolarian biostratigraphy: A new zonation from New Zealand region // Marine Micropaleontology. 1993. № 21. Р. 295–327.

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

УДК 551.782.12:564.1/3(477.8)

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАЛЕОБИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ СИНХРОННЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ В СРЕДНЕМ МИОЦЕНЕ ВОЛЫНО-ПОДОЛИИ

© 1997 г. А. Н. Васильев

Харьковский государственный университет, 310077 Харьков, пл. Свободы, 4, Украина

Поступила в редакцию 05.05.94 г., получена после доработки 21.08.95 г.

**Ключевые слова.** Событийная стратиграфия, палеобиогеохимия, средний миоцен, бивальви, гастropоды, Волыно-Подольская плита.

Главными задачами стратиграфии являются как можно более дробное расчленение и корреляция разрезов. В связи с необходимостью решения этих задач в последние годы в практику стратиграфических работ внедряются новые направления, среди которых, благодаря своей перспективности, заметное место занимает сверхдетальная событийная стратиграфия (high-resolution event stratigraphy). Она основана на фиксации в геологических разрезах проявлений краткосрочных (от нескольких часов до 100 тыс. лет) событий, которые находят отражение в процессах осадконакопления. Такие события по своей природе могут быть тектоническими, вулканическими, климатическими, океанографическими, седиментологическими и биологическими, а в некоторых случаях обусловленными внеземными явлениями.

Обычно в качестве "геологически мгновенных" событий рассматривают быстрые региональные тектонические движения, цунами, сильные штормы, вулканические извержения, резкие изменения в океанических течениях и стратификации вод, колебания климата, региональные кратковременные эволюционные и миграционные биологические процессы и др. (Kauffman, 1988).

Указанные события носят, как правило, региональный или локальный характер. Отличительной их чертой служит присутствие в геологических разрезах разнообразных по характеру перерывов в осадконакоплении или слоев небольшой мощности, несущих специфические текстурные, структурные, геохимические и прочие признаки. Задача исследователя, изучающего такие проявления, состоит не только в том, чтобы обнаружить их, но и в том, чтобы выяснить породившие их события, распознать условия возникновения каждого из них и увязать по возможности с глобальными событиями, которые, по сути, лежат в основе планетарной стратиграфической корреляции. В настоящее время ведется интенсивный поиск и апробация методов, позволяющих регистрировать в

разрезах поверхности и отложения, соответствующие названным кратковременным событиям. В качестве одного из таких методов может быть применен палеобиогеохимический анализ.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Для иллюстрации возможностей палеобиогеохимического метода при выделении следов краткосрочных событий и соответствующих им синхронных стратиграфических уровней рассмотрим результаты наших исследований верхнебаденских отложений Волыно-Подолии, относящихся к среднему миоцену. Изучались раковины моллюсков (21 вид из классов *Bivalvia* и *Gastropoda*) из подгорских и тернопольских слоев, отобранных в 17 обнажениях, расположенных на территории Львовской, Тернопольской и Хмельницкой областей (рис. 1). Среднемиоценовые отложения Волыно-Подолии хорошо изучены и весьма полно палеонтологически охарактеризованы, что явились

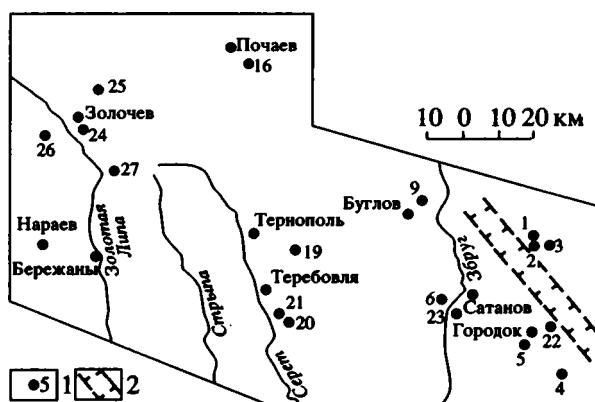


Рис. 1. Размещение изученных обнажений на территории Волыно-Подолии.

1 – обнажения и их номера; 2 – Подольская структурно-геохимическая зона.

Средние содержания некоторых химических элементов в раковинах моллюсков из среднего миоцена Волыно-Подолии

Вид (количество определений)	Содержания, ppm							
	Mg	Sr	Ba	Ti	Mn	B	Cu	Ba
<i>Nucula nucleus</i> (28)	430	2300	1700	91	88	8.0	1.9	90
<i>Glycymeris pilosa deshayesi</i> (151)	420	2900	1200	80	94	9.0	1.7	200
<i>Ostrea edulis digitalina</i> (192)	1080	1100	700	86	116	9.8	1.5	80
<i>Linga columbella</i> (32)	380	1900	1600	84	87	10.5	1.5	100
<i>Lucinoma borealis</i> (64)	400	2200	1300	87	86	11.6	1.4	50
<i>Glans rudista</i> (22)	570	2300	1100	91	90	8.6	1.4	250
<i>Cardites duboisi</i> (30)	640	3900	1100	94	90	8.8	2.4	820
<i>Venus multilamella</i> (64)	360	2900	1600	89	91	9.0	2.2	280
<i>Callista chione</i> (37)	330	2600	1300	80	85	8.0	1.9	510
<i>Corbula gibba</i> (16)	350	1700	900	91	89	7.7	1.7	430
<i>Chama gryphoides</i> (16)	650	2900	1300	118	96	10.0	2.3	470
<i>Gibbula buchi</i> (25)	360	2700	2500	91	82	7.1	1.9	150
<i>Oxystele orientalis</i> (50)	310	2600	2300	90	88	7.3	1.9	120
<i>Astraea meynardi</i> (24)	370	1900	1800	92	92	7.6	1.6	110
<i>Turritella bicarinata</i> (27)	410	2500	1000	93	88	7.0	1.7	260
<i>Conus dujardini</i> (29)	320	2000	700	82	85	7.3	2.0	400

главными причинами выбора этого района в качестве полигона для исследований.

Подгорские слои распространены в северо-восточной и восточной частях Волыно-Подолии и представлены кварцевыми и кварц-глауконитовыми песками мощностью до 7 м. В изобилии встречающиеся в них раковины бивальвий и гастropод характеризуются хорошей сохранностью. Среди них преобладают *Glycymeris pilosa deshayesi* (May), *Nucula nucleus* (Linne), *Ostrea edulis digitalina* Dub., *Lucinoma borealis* (Linne), *Linga columbella* Lam., *Venus multilamella* Lam., *Cardites duboisi* (Desh.), *Turritella bicarinata* Eichw., *Natica millepunctata* Lam., *Conus dujardini* Desh. Наряду с раковинами моллюсков подгорские слои содержат многочисленные остатки фораминифер, мшанок, остракод, морских ежей и др.

Тернопольские слои представлены толщей баранковых известняков и известковистых глин мощностью до 10 м. Остатки моллюсков распределены в них неравномерно, причем особенно часто встречаются раковины *Ostrea edulis digitalina*, *Chama gryphoides* Linne, *Panopaea meynardi* Desh., *Oxystele orientalis* (Cossm. et Peyr.) и *Bittium deformе* (Eichw.).

Отобранные раковины очищались от постоянных примесей, промывались дистиллированной водой, просушивались до постоянного веса при температуре до 100°C, после чего истирались до состояния пудры. Порошковые пробы буферировались хлористым аммонием и анализирова-

лись методом эмиссионной спектроскопии с использованием спектрометра СТЭ-1 (Васильев, Журавель, 1988а). Всего проанализировано более 800 проб. Сведения о средних содержаниях в раковинах некоторых химических элементов приведены в таблице; кроме этих элементов также оценивались концентрации Si, Al, Fe, Pb, Zn, Ni, Co, Ag, La, Y. При обработке аналитических данных были применены методы многомерной статистики, в частности, использован факторный анализ, который позволяет оптимально сократить пространство исходных признаков, сохранив при этом всю первоначальную информацию.

Диагенетические изменения раковин оценивались с помощью специально разработанной методики (Васильев, Борисенко, 1989). На основании этой оценки мы пришли к заключению, что в большинстве случаев подгорские и тернопольские слои содержат раковины хорошей сохранности, без существенных изменений первичного химического состава за счет постседиментационных преобразований. Эти раковины и использованы нами в данной работе.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Прежде чем перейти к обсуждению результатов исследований, следует отметить два важных преимущества палеобиогеохимического анализа, которые могут быть полезны при решении задач сверхдетальной событийной стратиграфии.

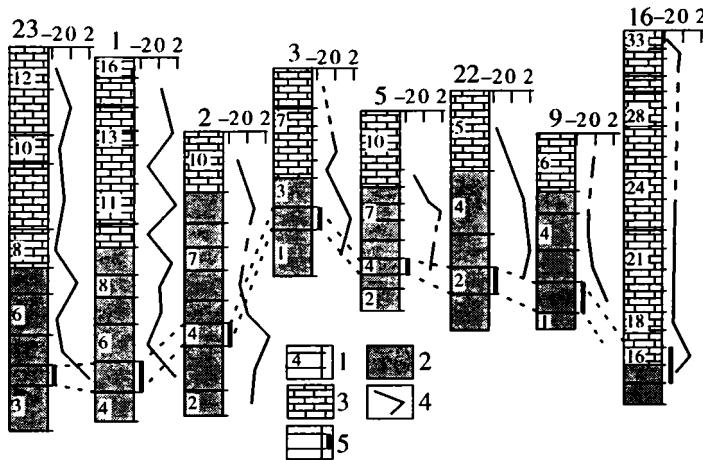


Рис. 2. Сопоставление верхнебаденских отложений юго-восточной части Волыно-Подолии по палеобиогеохимическим данным.

1 – слой и его номер; 2 – пески подгорских слоев; 3 – литотамниевые известняки тернопольских слоев; 4 – кривые значений фактора со структурой  $\frac{\text{Ba} \cdot \text{Cu}}{\text{B}}$  (по результатам факторного анализа); 5 – интервалы с повышенными содержаниями серебра в раковинах моллюсков.

Во-первых, экзоскелеты организмов, в частности раковины моллюсков, в силу особенностей своего строения обладают способностью сохранять в постседиментационных условиях свой химический состав (в той или иной мере это зависит от степени диагенетических преобразований), сформировавшийся еще при жизни организма и несущий информацию о существовавших тогда условиях среды (Weber, 1977).

Во-вторых, концентрация химических элементов в экзоскелетах происходит, согласно существующим сейчас представлениям (Walls et al., 1977), двумя путями: 1) в результате метаболических реакций организма и 2) непосредственно из вод обитания путем адсорбции. Это дает возможность в идеальном случае регистрировать разные категории событий прошлого – от физических и биологических, хорошо заметных также по литологическим и популяционным изменениям, до химических самой различной природы, в том числе и тех событий, которые не приводят к заметным трансформациям в седиментационных процессах и биоценозах.

Основываясь на имеющихся данных о существенной роли в формировании химического состава скелета организма гидрохимических условий населяемых ими водоемов (Васильев, Борисенко, 1990), можно со значительной долей вероятности предположить, что появление в водах своеобразных, типичных только лишь для данной акватории в определенное время элементов-примесей фиксируется в раковинах моллюсков.

В позднебаденском море Волыно-Подолии появление типоморфных химических элементов во многом было обусловлено его приуроченностью к

юго-западной окраинной части Украинского щита и, в частности, к Подольской структурно-геохимической зоне. Упомянутая зона пространственно и генетически связана с одноименным глубинным разломом, который имеет северо-западную ориентировку и продолжается за пределами щита, нарушая фундамент Волыно-Подольской плиты (рис. 1). Подольская структурно-геохимическая зона характеризуется выраженной концентрацией в породах кристаллического фундамента таких химических элементов, как Pb, Cu, Bi, Ba, La, Ce, Nb, P, F (Галицкий и др., 1984). В среднем миоцене Подольский разлом, как и другие диагонально ориентированные разрывные нарушения Волыно-Подолии, вследствие поднятий и складчато-надвиговых деформаций в Карпатах, испытывал активизацию (Знаменская, Чебаненко, 1985). Это, по-видимому, привело к возрастанию объема поступавших в позднебаденский бассейн глубинных минерализованных вод, обогащенных специфическими химическими элементами. За счет этого юго-восточная часть позднебаденского бассейна по сравнению с северо-западной обогащалась Ba, Cu, Pb и др. (Васильев, Журавель, 1988б).

На рис. 2 приведены разрезы верхнебаденских отложений северо-восточной и центральной частей Волыно-Подольской плиты и распределения значений стандартизованного показателя  $\frac{\text{Ba} \cdot \text{Cu}}{\text{B}}$  для раковин *Glycymeris pilosa deshayesi* по разрезу. Этот показатель получен в результате применения факторного анализа. Исходная выборка охватывала данные о химическом составе раковин из отложений верхнего бадения всей исследованной площади, поэтому и упомянутый показатель

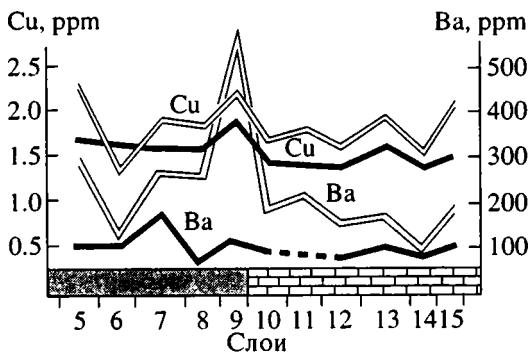


Рис. 3. Содержания бария и меди в раковинах *Glycymeris pilosa deshayesi* (двойная линия) и *Linga columbella* (жирная линия) из обнажения 1.

можно рассматривать как универсальный для этого стратиграфического интервала. Причем структура показателя имеет такой или почти такой вид для раковин большинства изученных таксонов, в частности для бивальвий *Veneridae*, *Lucinidae*, гастропод *Trochidae*. Каждый слой в исходной выборке характеризовался усредненными значениями концентрации элементов в раковинах по 3–9 пробам.

Наиболее высокие значения показателя  $\frac{Ba \cdot Cu}{B}$  указывают на повышение концентрации в раковинах бария и меди и понижение бора, а отрицательные значения показателя свидетельствуют об обратном соотношении содержаний этих элементов. Как известно, применение модели линейного факторного анализа дает возможность косвенно оценить переменные, не поддающиеся непосредственному измерению. В данном случае нам удалось среди других процессов, контролирующих изученную геохимическую систему, выявить зависимость между измеренными биогеохимическими показателями и региональными тектоническими процессами.

Неполнота геологической летописи не позволила нам представить события прошлого более полно, но и приведенная информация дает основание говорить о существовании нескольких краткосрочных событий, приводивших к поступлению бария и меди в бассейн. В обнажении 1, в котором подгорские слои представлены наиболее полно, можно насчитать четыре таких события, причем практически во всех случаях они приурочены к регressiveным ритмам осадконакопления. В подгорских слоях регressiveные ритмы представлены разнозернистыми песками с примесью кремневых гравия и гальки, в тернопольских – багрянковыми известняками с примесью песка. Контрастность содержаний химических элементов в раковинах различных видов моллюсков не одинакова, о чем можно судить из рис. 3, иллюст-

рирующего распределение по разрезу абсолютных значений содержаний Ba и Cu в раковинах *Glycymeris pilosa deshayesi* и *Linga columbella*.

Периодический характер изменений концентрации Ba и Cu в раковинах по разрезу, приуроченность максимумов к регressiveным ритмам подтверждают нашу точку зрения о существенной роли в формировании биогеохимических аномалий эндогенных процессов. Повышенные содержания в раковинах моллюсков бария, меди, а также свинца соответствуют активизации долгоживущих глубинных разломов в периоды поднятий. Этот геохимический эффект обнаружен лишь в юго-восточной части бассейна, т.е. в области влияния Подольской структурно-геохимической зоны. Как видно на рис. 2, уже для обнажения 9, расположенного севернее, и тем более для обнажения 16, еще более удаленного от Подольского глубинного разлома, показатель, описывающий накопление в раковинах бария и меди, имеет отрицательные или близкие к нулевым значения, его изменения здесь отличаются малой амплитудой и не носят какого-либо закономерного характера.

Вариации показателя  $\frac{Ba \cdot Cu}{B}$  контролируются

как содержаниями бария и меди, так и концентрацией бора. Причем последний в раковинах из отложений восточной и центральной частей изученной площади распределен монотонно, значения его содержаний меняются в довольно узком диапазоне и остаются на уровне фоновых. В то же время на западе площади бор становится типоморфным элементом, создавая повышенные концентрации в раковинах. Содержания бария и меди здесь, наоборот, невысоки, т.е. изменения значения показателя  $\frac{Ba \cdot Cu}{B}$  в этой части площади определяются в основном вариациями содержаний бора. Очевидно, к западу влияние Подольской структурно-геохимической зоны на гидрохимию баденского бассейна резко ослабевало. В этой части площади верхнебаденские отложения формировались в большей мере за счет сноса с растущего Карпатского сооружения, для которого в это время был характерен вулканизм (Круглов и др., 1985). Поступление в морской бассейн продуктов денудации вулканогенных пород, а также обогащенных бором флюидов, сопутствующих извержениям, неизбежно приводило к росту концентрации бора в воде и соответственно в раковинах моллюсков.

В составе подгорских песков выделяется один слой, отличающийся наряду с накоплением в раковинах моллюсков Ba, Cu и Pb, проявленным только в разрезах юго-восточной части площади, концентрацией серебра (рис. 2), лантана и иттрия (рис. 4). Аномально высокие содержания серебра – порядка 0.32–1.0 ppm (фоновые значения – около 0.025 ppm) установлены в раковинах *Glycymeris*

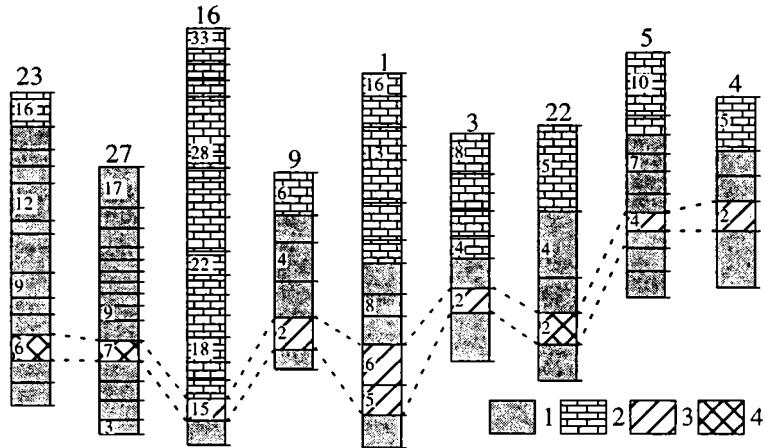


Рис. 4. Стратиграфическая приуроченность повышенных содержаний лантана и иттрия в раковинах моллюсков.

1 – пески подгорских слоев; 2 – литотамниевые известняки тернопольских слоев; 3, 4 – интервалы повышенных содержаний в раковинах моллюсков: 3 – лантана, 4 – лантана и иттрия.

*pilosa deshayesi*, *Ostrea edulis digitalina*, *Venus multilamella* и ряда других видов. Следует отметить, что повышенное содержание серебра в раковинах наблюдается на достаточно большой площади и лишь в северо-западной части района исследований этот эффект не прослеживается.

Большой устойчивостью характеризуется ореол повышенной концентрации лантана (15–25 ppm) в раковинах большинства изученных моллюсков. В ряде случаев, в частности в обнажениях 22, 25, 27, с лантаном ассоциирует иттрий, концентрация которого достигает 12 ppm.

Некоторое латеральное несовпадение зон проявления тех или иных геохимических эффектов может быть объяснено различиями миграционных свойств химических элементов. Не исключено, что мы имеем дело с комплексными показателями, отражающими несколько наложенных событий различного характера и интенсивности. В нашем случае такими наложенными событиями могут быть, например, проявления наземного кислого и среднего вулканизма, имевшего место в Карпатах в среднем миоцене. В связи с этим в западной части исследованной площади, т.е. ближе к Карпатам, наиболее контрастные содержания в раковинах моллюсков присущи бору – постоянному члену вулканогенных геохимических ассоциаций. И соответственно в этой части бассейна в качестве информативного показателя для выделения синхронных стратиграфических уровней целесообразно использовать этот химический элемент.

## ВЫВОДЫ

Приведенные данные свидетельствуют о возможности использования палеобиогеохимического метода для обнаружения в геологических

разрезах следов, несущих информацию о краткосрочных событиях.

1. В юго-восточной части изученной площади для детальной корреляции разрезов верхнего бадения могут быть использованы повышенные содержания в раковинах моллюсков Cu, Ba и Pb. Процесс поступления этих химических элементов в бассейн носил ритмический характер, но, что очень важно, каждый из обнаруженных ритмов имеет свой специфический оттенок.

2. Качественно этот оттенок, с одной стороны, может определяться какими-либо изменениями основного процесса, в нашем случае, например, изменениями интенсивности тектонических движений и, как следствие, возрастанием или уменьшением объемов фильтрующихся по зонам дробления флюидов. Биогеохимические аномалии, вызванные тектоническими событиями различной интенсивности, вероятно, будут отличаться по составу лишь из-за природных метаболических или химических ограничений (барьеров) накопления организмами тех или иных химических элементов. С другой стороны, на проявления основного процесса могут накладываться геохимические эффекты, отражающие другие менее ярко проявленные в данном регионе процессы, которые и придают своеобразие геохимическим показателям для каждого седиментационного ритма.

3. Применение палеобиогеохимических данных позволило осуществить детальное сопоставление ряда частных разрезов полифациальных подгорских и тернопольских слоев на территории Хмельницкой, Тернопольской и Львовской областей Украины.

4. Палеобиогеохимический метод может быть использован для выделения реперов местного значения, так как полученные на его основе син-

хронные стратиграфические уровни отвечают главному требованию, предъявляемому к реперным слоям, – соответствуют одному и тому же событию.

В заключение автор считает своим долгом выразить глубокую благодарность профессору В.П. Макридину за обсуждение настоящей статьи и полезные советы.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев А.Н., Борисенко Ю.А.* Биогеохимические критерии оценки диагенеза раковин ископаемых моллюсков // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 6. С. 1474–1477.
- Васильев А.Н., Борисенко Ю.А.* Отражение в химическом составе раковин этолого-трофической принадлежности ископаемых моллюсков // Вестн. Харьковского ун-та. 1990. 345. С. 14–19.
- Васильев А.Н., Журавель Н.Е.* Использование хлористого аммония в качестве буфера для спектрального определения микроэлементов в ископаемых раковинах моллюсков // Вестн. Харьковского ун-та. 1988а. № 325. С. 46–48.

*Васильев А.Н., Журавель Н.Е.* Геохимическая зональность позднебаденского бассейна Волыно-Подолии по палеобиогеохимическим данным // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1988б. № 7. С. 3–6.

*Галицкий Л.С., Горлицкий В.Б., Кипнес Л.А. и др.* Геология и металлогения Украинского щита: Объяснительная записка к комплекту карт масштаба 1 : 1000000. Киев: Мингео УССР, 1984. 150 с.

*Знаменская Т.А., Чебаненко И.И.* Блоковая тектоника Волыно-Подолии. Киев: Наук. думка, 1985. 156 с.

*Круглов С.С., Смирнов С.Е., Фильшинский Л.Е. и др.* Геодинамика Карпат. Киев: Наук. думка, 1985. 136 с.

*Kaufman E.* Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy // Annual Rev. Earth and Planet. Sci. 1988. V. 16. P. 606–654.

*Walls R.A., Ragland P.C., Crisp E.L.* Experimental and natural early diagenetic mobility of Sr and Mg in biogenic carbonates // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. № 41. P. 1731–1737.

*Weber J.N.* The incorporation of strontium into reef coral skeletal carbonate // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. № 37. P. 2173–2190.

Рецензент В.А. Сочава

УДК (012).551.7

## ОСОБЕННОСТИ ТИПИЗАЦИИ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

© 1997 г. С. С. Лазарев

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

Поступила в редакцию 19.03.94 г., получена после доработки 05.12.94 г.

**Ключевые слова.** Стратиграфическая классификация, терминология, номенклатура, стратотип, лимитотип.

*Разучиваться более трудно, чем учиться. (A. Кестлер, 1993, с. 97)*

Типизация<sup>1</sup> в науке обычно занимает подобающее ей место на периферии, поскольку имеет лишь косвенное отношение к содержательному ядру, выполняя сугубо вспомогательные (технические) функции. Однако развитие взглядов на типизацию в стратиграфиишло по особому пути, который привел к тому, что проблемы типизации самым неразрывным образом оказались связаны с содержательными проблемами. Именно отношение к типу в стратиграфии как к содержательному эталону, характеризующему стратон, можно рассматривать в качестве основной "апоморфии", обусловившей отклонение стратиграфической типизации от более обычного направления развития типизации, примером которого служит типизация в биологии.

Дискуссии в процессе подготовки статьи выявили одно серьезное возражение, которое может нарушить всю логику дальнейших рассуждений. Оно основано на сугубо прагматическом подходе и заключается в том, что стратиграфической классификации как таковой нет и быть не может, а потому аналогии с биологической классификацией неправомочны. Возражение относится прежде всего к общей (международной) шкале; имеется в виду, что иерархия стратиграфических подразделений не обязательно связана с содержательной иерархией; существует лишь последовательность геологических событий, упорядоченных во времени, а их сложившаяся иерархия не нуждается в пересмотре; необходимо лишь уточнение границ между известными подразделениями (и заполнение возможных пробелов) без существенного перемещения границ стратонов. Тем самым общий анализ и ревизия имеющейся сейчас общей стратиграфической шкалы даже не предполагается, а одним из критериев выбора

уточненной границы<sup>2</sup> становится ее близость к ранее принятой. Такой подход принципиально оправдывает условность исторически сложившейся общей стратиграфической шкалы, т.е. в конечном счете нацелен на ее консервацию.

Мне представляется более правильным рассматривать общую шкалу не только как отражение временной последовательности геологических событий, но и последовательность, иерархическая упорядоченность которой отражает масштабность историко-геологических процессов. Принятие этого положения позволяет проводить аналогии с биологической классификацией. Речь идет прежде всего о иерархической форме классификации: любая стратиграфическая схема есть результат группировки ранее выделенных стратонов в содержательные блоки разного масштаба. Последовательность стратонов в шкале отражает их упорядоченность во времени, а группировка элементарных стратонов в стратоны более крупного масштаба и составляет процедуру, вполне сопоставимую с таксономией в биологической классификации. Сам по себе факт постоянного "перетаскивания" стратиграфических границ (т.е. смена их иерархии) свидетельствует о том, что стратиграфам важна не только правильная последовательность стратонов во времени, но и их иерархическое соотношение в стратиграфической шкале – схеме стратиграфической классификации. Метод аналогий в данном случае оправдан не только общими соображениями о неслучайности наших ассоциаций, но и тем обстоятельством, что исторический компонент играет существенную роль в обеих классификациях и что эволюция органического мира – наилучшая основа для конструирования геологического времени, по крайней мере – фанерозоя. Разумеется, аналогия – еще не доказательство, но это хороший метод для анализа и разъяснения ситуаций; здесь аналогии будут использованы для большей ясно-

<sup>1</sup> Я предпочитаю использовать слово типизация, нежели чем типификация, как это обычно делается.

<sup>2</sup> Работа по уточнению границ общей шкалы, т.е. по выбору наиболее значимой (лучше коррелируемой) границы, начиная с 60-х годов проводится рабочими группами в рамках международных проектов.

сти “новых” предложений по типизации в стратиграфии, которые для многих стратиграфов выглядят непривычными, а потому и необычными.

Прежде чем обсуждать особенности типизации в стратиграфии, мне кажется целесообразным дать краткий анализ той стратиграфической парадигмы, на фоне которой и во взаимной связи с которой формировалась система типизации в стратиграфии.

## КОНЦЕПЦИЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИИ

Понятие “хроностратиграфия” в настоящее время имеет разные оттенки. В практической стратиграфии под этим словом обычно понимается та часть стратиграфии, которая занимается привязкой стратонов (стратон – подразделение любой стратиграфической шкалы – см. Мейн, 1989) и стратиграфических схем к общей шкале. В этом нет ничего предосудительного, разве только то, что термин “хроностратиграфия” несет некоторую претензию на монополию времени.

Иное дело – концепция хроностратиграфии, наиболее существенная особенность которой заключается в том, что время в ней, по существу, отделено от реальных геологических процессов и даже противопоставлено им. Вот почему в иерархии категорий стратиграфической классификации хроностратиграфические подразделения могут выделяться наряду и параллельно с другими, якобы не временными подразделениями: литостратиграфическими, биостратиграфическими и др. В Международном стратиграфическом справочнике, 1978 г. (вдохновитель и редактор Х. Хедберг) хроностратиграфия недвусмысленно определена как “раздел стратиграфии, который занимается возрастом слоев и их временными соотношениями” (с. 88). Другие виды стратиграфии по определению того же справочника занимаются только расчленением горных пород по соответствующим признакам.

История становления этой концепции отражена в публикации Дж. Ханкока (Hancock, 1977) и была связана в значительной степени с именем Холлиса Хедберга (Hollis Hedberg), который развивал ее с начала 50-х годов. Хроностратиграфия в той или иной степени вошла в сознание современных стратиграфов, хотя по-разному отразилась на представителях разных школ в стратиграфии. Следы этой концепции можно найти в стратиграфическом кодексе любой страны и в мышлении почти всех стратиграфов. Наиболее яркая критика хроностратиграфической концепции О. Шиндевольфа (1975) была существенно ослаблена тем, что автор, судя по контексту, тоже считал стратиграфическую шкалу не более чем моделью для корреляции. Вероятно, поэтому он вообще отрицал значение стратотипа.

В тех пор эта концепция принципиально не менялась, хотя определенные попытки ее совершенствования имели место. В последние десятилетия в рамках хроностратиграфии все большее внимание уделяется выбору точек глобальной стратиграфической границы – Global Boundary stratotype sections and points (GSSP), которые, как считается (Cowie et al., 1986, p. 5), нужны “для определения без сомнения момента геологического времени... Правильно выбранная GSSP даст реальную точку в породе, а не абстрактную концепцию: все другие методы могут оказаться диахронными”. Реальность этой точки состоит только в том, что она определима в одном единственном разрезе, но ее корреляция за пределами распространения соответствующих фаций невозможна без какой-либо концептуальной основы.

Вероятно, первым, кто указал на неправомочность постановки в один ряд с методами стратиграфии (лито-, био- и др.) хроностратиграфии был В.А. Красилов (1977). Он, а затем Г. Джаджер (Jaeger, 1981) и Дж. Джонсон (Johnson, 1992) справедливо отметили, что хроностратиграфия это не метод, а концепция, теоретический каркас. Что касается самих методов (лито-, биостратиграфии и др.), то они дают, согласно этой концепции, аргументы диахронные границы, хотя конкретная величина этого отклонения принципиально неопределенна.

Предтечей хроностратиграфической концепции было понятие геохронологической шкалы, введенной с самого начала построения стратиграфической классификации как шкалы, параллельной стратиграфической, причем сама эта двойственность шкал предполагала, пусть и неосознанно, некоторую самостоятельность геологического времени от геологических процессов. Здесь мы подходим, наконец, к тому рациональному зерну, которое при желании можно обнаружить в концепции хроностратиграфии. Последовательно возникшие понятия: геохронологические подразделения – хроностратиграфические подразделения – корреляционные подразделения – имеют явное концептуальное родство между собой и выражали стремление стратиграфов дать некоторую общую шкалу времени, оторванную от реального, материального, вещественного субстрата, который изменчив не только в разных регионах, но и в пределе одного региона. Теоретической основой создания общей шкалы как метрики времени является принцип хронологической взаимозаменяемости стратиграфических признаков, известный еще как принцип Мейена. Он был сформулирован в явном виде недавно, только в 1974 г. (Мейен, 1989), после того как контур общей шкалы уже был готов. Этот принцип позволяет стратиграфу отрываться от субстратной основы стратиграфического подразделения в месте его первоначального установления и использовать название

данного стратона там, где признаки, по которым он был установлен, выражены иначе или даже вообще отсутствуют. Подобные подразделения, оторванные от вещественного субстрата, но основанные на реальных исторических процессах и их взаимосвязях, не стоит называть хроностратиграфическими, поскольку последние получили уже репутацию фантомов, связанных с концепцией абсолютного физического времени. В какой-то степени это касается и геохронологических подразделений, играющих роль временных эквивалентов стратиграфических подразделений<sup>3</sup>. Наиболее удобный и недвусмысленный термин для них – корреляционные подразделения, которым В.А. Зубаков (1978, 1980) противопоставил непосредственно наблюдаемые – регистрационные подразделения.

Концепция хроностратиграфии неотделима от концепции условности стратиграфических подразделений. Действительно, раз однородное непрерывное физическое время служит вместелищем некоторой последовательности геологических пород, а исторически сложилось так, что подразделения общей шкалы выделялись без взаимной увязки, подобно тому, как строились этажи Вавилонской башни, то почему бы произвольно, но точно не зафиксировать в определенном разрезе границы между условно выделенными интервалами. По существу, такое гармоничное соединение хроностратиграфии и условности общей шкалы воплощено в Проекте английского кодекса (перевод на рус. яз. см. Жамойда и др., 1969). Условность стратонов и условность их границ – нечто принципиально различное (об этом см. ниже). Когда говорят о границах, нередко используют слово “удобство”: стратотипы нижних границ хроностратиграфических подразделений выбираются с учетом удобства “так, чтобы точка, маркирующая границу (золотой гвоздь), была обозначена четким изменением фаун, флор и других особенностей, наблюдавшихся на этой границе” (Холланд, 1979, с. 9). Это значит, что геологическое время, неотделимое от геологических процессов, не является монотонным и однородным как физическое время. А это в свою очередь означает, что разные по историко-геологической значимости и географическому распространению стратиграфические границы (сигналы геологического времени) в принципе могли бы стать основой для обоснования разных по масштабу естественных стратиграфических подразделений. Сама

по себе непрекращающаяся ревизия границ, т.е. поиски оптимальных для корреляции стратиграфических уровней, означает определенный отказ от условности.

Модель хроностратиграфии основана на существовании общей оси (физического) времени, которая разделена точками (“точка глобального стратотипа границы”) на отрезки, соответствующие стратиграфическим подразделениям. Каждая такая точка “фиксирует определенный момент геологического времени (временной сигнал) в геохронологической шкале” (Стратиграфический кодекс, 1992, с. 75). Такая временная ось с точками служит стандартом для привязки разного рода геологических событий. Из реальных разрезов (стратотипов) для составления общей шкалы извлекается только время: “главная особенность хроностратиграфических единиц заключается в том, что в основу их выделения и разграничения положены не какие-либо физические свойства, а соответствие определенным подразделениям геологического времени” (Степанов, Месежников, 1979, с. 355). И тем не менее протагонисты хроностратиграфии считают подразделения этой шкалы стратиграфическими, параллельно которым должны присутствовать геохронологические единицы, поскольку “геологическое время нематериально” (там же, с. 356). Нет сомнений, что в изложенном смысле хроностратиграфические и геохронологические единицы – синонимы. Более важно, что хроностратиграфическая концепция отдает приоритет временному расчленению. “Хроностратиграфическая процедура полностью изменила логику классификации: если в традиционных схемах сначала выделяли кластеры геологических событий, а затем отвечающие им интервалы геологического времени, то в хроностратиграфии сначала подразделяется время, а затем условные деления времени накладываются на последовательность событий независимо от их внутреннего единства” (Красилов, 1977, с. 32). Хроностратиграфическая процедура логически требует условных стандартов; условных в том смысле, что относительная значимость временных сигналов не столь уж важна, т.е. решение проблем иерархии и классификации историко-геологических событий необязательно.

Хотя хроностратиграфическая концепция заняла за последние десятилетия прочные позиции в мозгах стратиграфов, мне кажется, что более традиционной следовало бы считать стратиграфию, в которой геологические процессы и геологическое время неразделимы. Принятие такой стратиграфической парадигмы означало бы, что в рамках любого отдельно взятого историко-геологического процесса, оставившего свой след в геологической летописи, нет смысла говорить о диахронности границ. Лучше, пожалуй, говорить о презумпции изохронности, подобно тому как

<sup>3</sup> О. Шиндевольф, по-видимому, прав, считая такую параллельную систему понятий излишней. Несогласие с этим другого противника стратотипов, В.Е. Руженцева (1977), не подкреплено никакими доказательствами. Нельзя же считать доказательством неаргументированную позицию Руженцева идти не от стратиграфии к геохронологии, а наоборот: последнее противоречило бы наиболее фундаментальному принципу стратиграфии – принципу Стенона.

сейчас иногда говорят о презумпциях в филогенетике, причем наиболее близкая аналогия здесь – презумпция унаследованности (Расницын, Длусский, 1988). Например, если в каком-то районе мы видим сходную последовательность (гомотаксальность) литологических подразделений, то соответствующие им литологические границы можно считать изохронными, если нет надежных свидетельств противного. Диахронность литологических границ может быть установлена, как это часто бывает, более точными методами, основанными на других процессах, например биологических (биостратиграфические методы). В пределах биостратиграфического метода диахронность границ по какой-либо группе устанавливается использованием другой группы, дающей более точные результаты. Какой бы детальностью ни обладал наиболее точный в настоящее время метод, нет никакой гарантии, что последующие исследования не позволят провести еще более точные границы, т.е. обнаружить диахронность путем либо детализации того же самого метода, либо обнаружения другого, более точного метода. Предела точности (дробности) никто заранее указать не может, можно только предположить (как это сделал когда-то Д.В. Наливкин), что в биостратиграфии он ограничен размером ископаемых. Поскольку в каждом конкретном случае мы не можем говорить о некоей абсолютной, раз и навсегда установленной изохронности, то обсуждать понятие "изохронности" вообще, как это делается в рамках хроностратиграфии, бессмысленно.

К сожалению, принципиальная грань между хроностратиграфией и традиционной стратиграфией остается до сих пор трудно различимой даже для тех стратиграфов, которые отвергают концепцию физического времени в стратиграфии. Вспомним хотя бы попытки уяснить, придавали или нет хроностратиграфический смысл своим зонам Д'Орбины и А. Оппель. Совершенно ясно, что первые поколения стратиграфов вообще не задумывались об этом, а последовательность ископаемых в породах они воспринимали как временную последовательность и не более того. Аналитический скальпель, заточенный на хроностратиграфической концепции, в те счастливые времена еще не расчленил единое тело стратиграфии на хроностратиграфию и другие типы стратиграфий. Временной аспект имеют любые зоны, используемые в стратиграфии. Так, называемые хронозоны отличаются только тем, что они признаны наиболее удобными в качестве универсального межрегионального языка. А выбирались они не по принципу отражают они время или нет, а исходя из того, насколько узкий стратиграфический интервал они характеризуют, насколько далеко прослеживаются и насколько удобно их распознавать.

Хроностратиграфия в наиболее последовательном варианте (концепция физического времени + условность стратонов общей шкалы) требует зафиксированных стандартов – стратотипов подразделений, а еще лучше – стратотипов границ. При этом подлежит фиксации и регламентации исторически сложившееся содержание стратонов общей шкалы после незначительных уточнений границ стратонов. Сложившаяся к настоящему времени система типизации в стратиграфии имеет особенности, необычные для типизации в других науках, и в значительной степени обусловлена хроностратиграфической парадигмой. Принятие последней заманчиво, помимо соблазна простоты искусственной классификации (Красилов, 1977), еще и тем, что она обещает в ближайшей перспективе достижение некоего абсолюта. В самом деле, хроностратиграфия по существу исчерпает себя после того как все уточненные границы стратонов общей шкалы будут зафиксированы и зарегламентированы. Однако развитие содержательной классификации в стратиграфии рано или поздно должно стать актуальной проблемой.

### СТРАТОТИП И ЛИМИТОТИП В СОВРЕМЕННОЙ СТРАТИГРАФИИ

Проблемы типизации в стратиграфии обусловлены тем, что понятию типа – стратотипа – придается не только номенклатурное значение. В настоящее время понятие "стратотип" содержит по крайней мере три существенно разных аспекта: номенклатурный тип; эталон для единообразного определения и понимания стратиграфического подразделения; зафиксированный условный интервал времени – универсальный стандарт геохронологической шкалы. Различия этих трех аспектов далеко не всегда осознаются. В качестве примера процитируем наиболее широко известное в России (и бывших республиках СССР) справочно-методическое пособие по стратиграфии (Степанов, Месежников, 1979): 1 – "следует согласиться с мнением Б.С. Соколова, что стратотип охраняет название, но не объем стратиграфического подразделения" (с. 392); 2 – "Стратотипы как важнейшие геологические эталоны необходимы для всех категорий стратиграфических подразделений" (с. 388); 3 – "Стратотипы хроностратиграфических подразделений являются стандартом для их определения" (с. 388). Из этих трех высказываний, соответствующих трем разным аспектам понимания стратотипа, следует, что стратотип общей шкалы должен выполнять сразу все три функции.

В последние десятилетия все более усиливается тенденция перехода от типизации стратиграфических подразделений к типизации их границ. Соответственно Н.К. Эрбеном был предложен

термин лимитотип (Зубаков, 1978), который уже укоренился во втором издании "Стратиграфического кодекса" в России (1992). Переход на типизацию границы означает, что содержание (характеристика) стратона отходит на задний план (это просто интервал между двумя границами), а основной акцент переносится на фиксацию границы. Если граница не имеет собственного названия, то лимитотип несет не номенклатурную, а исключительно содержательную функцию, либо функцию условного временного репера (в зависимости от подхода к природе стратиграфических подразделений и их границ).

Известно два разных теоретических обоснования для необходимости переноса центра тяжести в стратиграфических исследованиях, а соответственно и в типизации, на стратиграфические границы. Первое из них особенно ясно было отражено во вступительной части Проекта английского кодекса (Жамойда и др., 1969). Необходимость типизации границ (маркирующих точек) объясняется умозрительностью существующих хронологических шкал: поскольку естественная эталонная шкала неизвестна, то для однозначного понимания стандартная шкала должна быть создана "произвольно и по договоренности" (с. 94). Дальнейшая логика такова: поскольку последовательность главных стратиграфических подразделений уже установлена, а сами они имеют названия (например, кембрий, ордовик), необходимо для сохранения названий этих подразделений определить их границы. Фиксация маркирующих точек в стратотипах, по мнению авторов Проекта, навсегда исключит путаницу. Такие представления наследуют и развивают обсужденную выше концепцию хроностратиграфии, хотя авторы Проекта и не использовали термин "хроностратиграфия".

Второе и прямо противоположное обоснование необходимости типизации стратиграфических границ имеет сущностную природу: центр тяжести в стратиграфических исследованиях переносится на изучение событий ("событийная стратиграфия"); либо несколько иначе: границы приобретают первостепенное значение, поскольку они рассматриваются как разного рода "сигналы пространственно-временной координации событий или сигналы геологического времени" (Зубаков, 1978, с. 17), а для этого "достаточно иметь лишь эталоны самих сигналов, т.е. границ" (там же, с. 26).

Переключение внимания исследований со стратонами на их границы несколько меняет специфику исследований. Интересно, что к этому выводу привели независимо стратиграфы из разных стран: М.А. Мирфу (см. Johnson, 1979) и В.А. Зубаков (1978): стратоны несут характеристику, т.е. максимальный набор признаков – источник, который

может бесконечно пополняться; границы имеют обоснование (дефиницию), т.е. тот необходимый и достаточный минимум признаков, который позволяет прослеживать границы стратона. Отсюда следует, что решение дилеммы условность–естественность в отношении стратонов и их границ не обязательно должно совпадать, т.е. естественность стратона еще не приводит к однозначности практического определения его границ (Соколов, 1971). Положение о естественности стратонов основано на том, что они отражают "общие закономерности (этапность) развития лито- и биосферы в тесном их взаимодействии между собой и с другими оболочками планеты" (Стратиграфический кодекс, 1992, с. 25). Обычно для фанерозоя упор делается на этапы развития органического мира, так как явно или неявно предполагается, что органический мир наиболее чуткий векторный индикатор времени в эволюции геосистем.

Границы общей шкалы имеют концептуальный характер, абстрагированный от материального субстрата. В любом конкретном разрезе может быть множество хорошо выраженных границ, каждая из которых вполне реальна и естественна, однако корреляционная (концептуальная) граница совсем не обязательно совпадает с лучше выраженной в данном разрезе или местности границей.

Постепенность (ступенчатость) концептуальных границ, основанных на комплексе разных признаков, изменения которых часто не совпадают, приводят к необходимости не свободного от субъективности выбора. Выбор силурийско-девонской границы в основании граптолитовой зоны *uniformis* или границы девона и карбона в основании конодонтовой зоны *sulcata* вовсе не означает, что именно на этих уровнях границы систем лучше обоснованы; просто на данном этапе изучения они оказались более удобными, а потому и естественными (Мейен, 1989) по сравнению с другими близлежащими уровнями. Временная фиксация этих границ оправдана необходимостью разного рода практической деятельности (составлением легенд геологических карт). Однако нет никакой необходимости фиксировать такого рода границы в конкретном разрезе (в стратотипе границы).

Я вовсе не против указания конкретных разрезов. Но одно дело – дать ясные ссылки на один или даже несколько монографических разрезов, где можно хорошо наблюдать транзитность условно выбранной группы (смыкаемость филетически смежных зон) для фиксации соответствующих границ, что вполне разумно и полезно, а другое дело – использовать зафиксированную точку в стратотипе границы как некий временной репер (хроностратиграфический стандарт), т.е. придать этой точке определенный юридический статус.

Юридически закрепляется не просто условность, а удвоенная условность, поскольку первая из них – это фиксация границы по моменту появления именно *uniformis* или *sulcata*, а вторая – состоит в том, что фиксируется не просто момент появления данного таксона, понимание которого может измениться, но точка в конкретном разрезе. Такая точка при отсутствии пробела в соответствующем разрезе может оставаться вечно, она фиксирует только время и никак не зависит от наших переменчивых концепций. Первого рода фиксация оправдана соображениями стабильности, но, в принципе, подлежит изменению в случае, если старая концепция границы окончательно отомрет, как это, например, случилось с границей нижнего и верхнего (среднего) карбона, которая раньше проводилась в основании намюра. Второго рода фиксация (точка на временной шкале) теоретически не зависит от наших переменчивых концепций, т.е. в принципе нацелена на вечную консервацию. Вот почему первого рода условность может быть оправдана, а вторая – противопоказана содержательной стратиграфии.

Постепенность процессов, на следах которых основаны границы, послужила основой для идеи объемных границ (Карпинский, 1945; Халфин, 1980), т.е. промежуточных стратонов, которые В.А. Красилов (1977) назвал (опять же по аналогии с биологическим термином экотон) стратоэктонами.

Постепенность, а следовательно, условность – имманентная особенность любых границ естественных процессов. Аналог принципа дополнительности Н. Бора, переформулированный Я.И. Страбогатовым (1968) для соотношения стационарного и эволюционного аспекта систематики, пригоден, очевидно, и для стратиграфии: чем детальнее мы изучаем и расчленяем разрезы, тем труднее нам выбрать вариант “естественной” границы. Принцип Бора, по мнению К. Поппера (1983), был связан в физике с инструменталистской философией, т.е. с pragmatическим подходом. Точно также в стратиграфии (и в биологии) принцип дополнительности оправдывает условное, чисто прикладное разграничение стратонов (таксонов). Впрочем, не исключено, что палеоэкосистемный подход позволит когда-нибудь преодолеть такого рода условность стратиграфических границ, на что надеялись сторонники каузального подхода к стратиграфии (Красилов, 1977; Мейен, 1989 и др.).

Таким образом, условность стратиграфической границы равнозначна постепенности или (при экстраполяции данных) ступенчатости (“ступени Шинdevольфа”) появления и исчезновения тех признаков, которые используются для разграничения стратонов. Понятно, что такого рода

условность не имеет ничего общего с той условностью, которая рассматривалась выше при обсуждении концепции хроностратиграфии.

## ТИПИЗАЦИЯ И ЭТАЛОННИРОВАНИЕ; СТАНДАРТИЗАЦИЯ

Проблемы типизации имеют принципиально разные аспекты, которые во избежание недоразумений полезно выразить терминологически, что и нашло отражение в подзаголовке данного раздела. Используемые термины могут показаться неудачными, но они не придуманы здесь, а выбраны таким образом, чтобы в наименьшей степени нарушить традиции.

Итак, поскольку терминология типов в стратиграфии имеет явное сходство с терминологией типов в зоологической номенклатуре (отличаясь только прибавлением слова “страто”), то и понятия слов “типовизация, стратотип” в стратиграфии лучше всего оставить только в номенклатурной сфере. Основная функция стратотипа при таком понимании будет точно такой же, какую имеет функция типа в биологической номенклатуре, т.е. функция привязки и стабилизации названий. Для успешного выполнения этой функции стратотип должен быть: 1) единственным и законодательно зафиксированным в соответствии с (пересмотренными) правилами стратиграфической номенклатуры; 2) установленным в соответствии с принципом иерархии, т.е. стратотипом любого подразделения должно быть подразделение более низкого ранга; конечным (низшим) уровнем, аналогичным голотипу, для общей шкалы формально можно считать корреляционную зону<sup>4</sup> и слой в определенном разрезе для местной шкалы; 3) для выбора синонимичных названий используется принцип приоритета, который как и в зоологической номенклатуре может нарушаться в исключительных случаях и только по решению соответствующего Стратиграфического комитета, когда он вступает в явное противоречие со стабильностью названия, а его использование может привести к путанице.

Ни одна из перечисленных особенностей стратотипа не должна характеризовать, а наоборот – противопоказана процедуре, которую С.В. Мейен (1989), В.Е. Руженцев (1977) и др. не совсем удачно называли эталонированием. Соответствующий разрез имел бы название стратоэталон, а, по существу, отвечал бы понятию опорного разреза в брошюре Л.С. Либровича и Н.К. Овчинина (1963) и в Стратиграфическом кодексе (1992), т.е. это наиболее хороший (по степени обнаженности

<sup>4</sup> Очевидно, типизацию ниже уровня яруса следует сместить в конкретный регион – прототип яруса. В противном случае исчезнет физическая основа, которая держит всю номенклатурную надстройку.

и насыщенности корреляционными признаками) разрез или несколько разрезов, которыми стратиграфы иллюстрируют свое понимание стратона. Это значит, что стратоэталон (опорный разрез) выполняет сугубо справочную иллюстративную функцию по содержательной характеристике стратона. Он (или они) полезны и необходимы еще и потому, что физически невозможно одинаково хорошо и детально изучить все множество разрезов (Мейен, 1989). Одна существенная поправка должна быть внесена в понятие опорного разреза Либровича и Овочкина (1963, с. 21): нельзя согласиться с тем, что опорные разрезы помимо прочего должны соответствовать "какому-либо впервые установленному в другом районе или стране крупному подразделению единой шкалы (ярус или крупнее), либо наиболее крупному региональному стратиграфическому подразделению (обычно серии, иногда комплексу)". Это требование в контексте сугубо содержательной интерпретации понятия "опорный разрез" абсолютно излишне. Более того, в такой интерпретации опорные разрезы для одного и того же стратона могут указываться не только автором стратона, но и любыми исследователями, имеющими свое, отличное от авторского понимание данного стратона и которые используют хорошие, детально изученные разрезы (это и есть опорные разрезы) и не обязательно те, которые использовал автор стратона для иллюстрации своих представлений. Содержательный аспект в опорных разрезах (как и в стратотипе) не подлежит фиксации и регламентированию, а сами они аналогичны оригиналам (но не голо-, лекто- или неотипу!), иллюстрирующим новое понимание таксона в работах по ревизии биологических таксонов, т.е. имеют отношение исключительно к содержательной, но не номенклатурной проблеме. Из содержательной природы стратоэталонов (=опорных разрезов) следует и другое отличие их от стратотипов: временной объем стратоэталона, в принципе, должен находиться на том же иерархическом уровне, что и соответствующий стратон. По той же причине к стратоэталону неприменимы принцип приоритета и принцип уникальности. Вот почему термины "эталонирование", "стратоэталон" этимологически весьма неудачны. Стратоэталонов (опорных разрезов) может быть столько, сколько понадобится, чтобы по возможности полно проиллюстрировать характеристику стратона, но номенклатурный тип (стратотип) всегда должен быть один, ибо только эта уникальность позволит стратотипу успешно выполнять функцию стабилизатора названия.

Саму концепцию, которую имеет тот или иной автор в отношении соответствующего стратона, можно было бы по аналогии с биологией назвать "стратоархетипом". Есть, однако, различие между меняющимся архетипом (и стратоархетипом)

таксона (стратона) и существующим на данный момент или у данного исследователя обобщенным пониманием таксона (стратона). И то и другое соответствует понятию архетип (стратоархетип). Между тем, было бы лучше, как мне кажется, во втором случае, когда речь идет о сиюминутном понимании таксона (стратона), говорить не об архете, а о диагнозе (конкретном обосновании), что обычно и делается. Упомянутое выше различие в специфике изучения границы основано на том, что стратон имеет и архетип (все потенциально возможное содержание) и диагноз (сиюминутное обоснование), а граница имеет только диагноз. Признаки меняющегося диагноза границы черпаются из бесконечной характеристики соответствующих смежных стратонов. Тем самым граница в стратиграфии аналогична различию между диагнозами таксонов в биологии. Понятие "стратоархетип" включало бы в себя более узкое понятие "биохронотип" (Руженцев, 1977). Хотя для фанерозоя биостратиграфический метод действительно является ведущим, однако было бы принципиально неверным все возможности и перспективы корреляции сводить исключительно к биостратиграфии. Близкий по звучанию термин "хронотип" (Халфин, 1973, 1980) означает совсем иное: по Л.Л. Халфину, только стратотипы региональных подразделений могут, якобы, нести содержательную нагрузку, а стратотипы общей шкалы – не могут; поэтому для последних он предложил термин "хронотип", который "дает нам лишь биохронологические (возрастные) отметки его нижней и верхней границ по смене одних органических форм другими" (Халфин, 1980, с. 171). От близкого по значению термина "лимитотип" термин Халфина отличается явным биостратиграфическим акцентом. Понятия и термины "хронотип" и "лимитотип" в содержательном аспекте излишни. Концептуальная (или если угодно – биогеосистемная) природа корреляционных границ (так же как и корреляционных стратонов) принципиально не может быть отражена и зафиксирована в одном разрезе. Более того, фиксация и регламентация границы в виде точки в конкретном разрезе означает, по существу, переход к условному стандарту (фиксированной точке на временной шкале), который становится принципиально независимым от дальнейшей судьбы развивающихся концепций. Вот почему заверения сторонников "золотого гвоздя" в том, что можно будет потом изменить его положение в разрезе, вызывают законное недоверие. В этой связи понимание хорошего термина "лимитотип" лучше было бы оторвать от хроностратиграфии, т.е. понимать его не как эталонный разрез, в котором зафиксирована граница–точка, а как условно принятый, но вполне определенный феномен (например, основание зоны), по которо-

му из чисто практических соображений зафиксирована стратиграфическая граница.

Термин “стратоархетип” более удачно отражал бы суть дела и продолжил бы ту традицию в стратиграфической терминологии, которая использует аналогичные термины из биологии. Впрочем, гораздо более важно, чтобы стратиграфы, наконец, поняли то, что уже давно поняли биологи: один разрез (экземпляр, типовой вид) не обязательно “самый-самый”, но обязательно один нужен для стабилизации и регулирования названия стратона (таксона), и, как таковой, он должен быть узаконен. Что же касается понимания (диагностирования) стратона, то первоначально указанный типовой разрез в лучшем случае иногда может отразить первоначальное, авторское понимание стратона, но не может, в принципе, содержать весь корреляционный комплекс стратона (подобно тому, как один экземпляр не может отразить содержание вида). Номенклатурный тип – стратотип – и завязанный на нем принцип приоритета не имеют отношения к изменчивому содержанию стратона и к выбору границы. Как таковой стратотип должен представлять собой одно из соподчиненных подразделений соответствующего стратона. Пример с датским ярусом, приведенный в этом контексте В.А. Красиловым (1977), не точен. Красилов писал, что если бы датский ярус был типом меловой системы, то его перенесение в палеоген “означало бы ликвидацию названия “меловая система””. Неточность здесь состоит в том, что название “меловая система” появилось в 1831 г., а название “палеоген” в 1872 г. В данном случае название объединенного подразделения (датский ярус + палеоген) должно было бы быть “меловая система”, что вызвало бы большое неудобство (нарушение стабильности, пуганицу названий). Вот почему аналогичные случаи передаются в биологии на рассмотрение Международной комиссии. Впрочем, подобные примеры в стратиграфии были бы, как и в биологии, относительно редкими. Маловероятно, что типом меловой системы был бы указан датский ярус.

Не менее важно понять и второе обстоятельство: характеристика, содержание стратона (как и таксона) не должны принципиально подлежать какому бы то ни было фиксированию и регламентированию, в том числе ссылкой на какой-либо разрез. Эти ссылки могут иметь исключительно справочный иллюстративный характер. Учитывая специфику стратиграфии, можно примириться только с фиксацией границы стратона (имеется в виду концептуальная, корреляционная граница, но не точка на временной шкале).

Я вынужден еще и еще раз с разных позиций обсуждать эти, на первый взгляд, не очень сложные истины, на которых спотыкался даже такой

блестящий теоретик, каким был С.В. Мейен. Хотя Мейен различал процедуры типизации и эталонирования, однако стратотипоиды (гипостратотипы), компенсирующие неполноту стратотипа, он связывал с процедурой типизации, а не эталонирования. Здесь, во-первых, не правомочна аналогия гипостратотипов с типоидами в биологии, поскольку последние на ранг ниже соответствующего таксона (даже в сумме они не представляют вида), во-вторых, весьма сомнительно, что типоид в биологии “именно типифицирует, а не эталонирует признаки” (с. 79). Мне представляется незыблемым положение об уникальности экземпляра, который держит название вида. Ошибочным мне представляется и положение Мейена (1989) о том, что от эталонирования отказаться нельзя по следующей причине: “Основные принципы стратиграфии (Стенона, Гексли) и хронологической взаимозаменяемости признаков... требуют субстратной основы, исходных разрезов, к изучению которых всегда можно вернуться и проверить правильность приложения всех трех принципов” (с. 81). Далее это обосновывается следующим примером-моделью: представим себе, что в качестве основы корреляции принята последовательность комплексов А–В–С; допустим, что в каком-то разрезе мы встретили последовательность А–С–В; если последний случай действительно имеет место, то по принципу Гексли общая шкала приобретет вид А–(В + С). Все верно, кроме того, что стратоэталон тут ни при чем: вне зависимости от того в каком разрезе будет доказано нарушение принятой ранее последовательности, общая шкала приобретет вид А–(В + С). Один разрез никогда не может эталонировать всю характеристику стратона; подобные разрезы всегда выполняют лишь справочную, иллюстративную функцию. Вот почему термин “эталонный разрез” мне кажется крайне неудачным. Я бы заменил выражение “нельзя отказаться от эталонирования” выражением “нельзя отказаться от указания опорных разрезов”, что впрочем и так самоочевидно.

Любопытно, что и типизация в биологии на начальных стадиях становления, когда популяционное мышление еще не восторжествовало, переболело той же самой болезнью. Наверное, многие систематики удивятся, узнав о положении в зоологической номенклатуре всего 60–70 лет назад, когда от голотипа (помимо того, что он – номенклатурный тип) требовалось, чтобы он по возможности представлял “...все признаки нового вида или подвида в наиболее характерном для них развитии...” (Правила палеозоологической номенклатуры, 1932, с. 25). Никаких следов подобных требований в современных кодексах зоологической номенклатуры (МКЗН, 1966; 1988) не осталось. В их преамбуле ясно сказано, что цель кодекса – в обеспечении стабильности и универсальности научных названий и ни одно положе-

ние или рекомендация кодекса не ограничивает свободу мысли или действий в области таксономии. А.П. Расницын (1992) обратил внимание на неточность этого положения преамбулы и сформулировал в явном виде три таксономически зависимых принципа в современной номенклатуре, которые касаются содержательного аспекта: принцип типа, принцип иерархии и принцип синонимии. По существу, все они являются следствием иерархической формы системы, т. е. можно сказать, что правила номенклатуры в современном МКЗН ориентированы исключительно на иерархическую систему. Этим, собственно, и ограничивается содержательный аспект в современном МКЗН, что совершенно несопоставимо, например, с последним изданием "Стратиграфического кодекса" России. Образно говоря, биология легко переболела той болезнью, которая в стратиграфии приняла хроническую форму.

Вторая ненормальность типизации в стратиграфии тесно связана с первой и заключается в том, что иерархичность классификации не сопровождается таковой в типизации: если в биологической классификации типом служит один из соподчиненных таксонов, то в стратиграфической классификации типом служит один из элементов того же самого таксономического ранга. Пожалуй, только П. Сильвестор-Бредли (по Шиндельвольфу, 1975) и В.А. Красилов (1977) заметили эту ненормальную особенность типизации в стратиграфии. Такая типизация приводит в стратиграфии к существенному расширению номенклатурных рамок, по сравнению с таковыми в биологической классификации, где типом всегда является таксон более низкого ранга. Нетрудно догадаться о причинах столь необычной типизации: ведь стратотип в стратиграфии несет и содержательную функцию. Однако широкие номенклатурные рамки в стратиграфии остаются всегда принципиально недостаточными, чтобы вместить в них зафиксированное содержание стратона. Такой подход по аналогии с организмоцентризмом в биологии можно было бы назвать разрезоцентризмом. Аналогия с биологией очевидна: ни один разрез, каким бы хорошим он ни был, не может полностью и навсегда отразить понимание стратона. Поиски идеального разреза – стратотипа, совмещающего в себе и номенклатурный и содержательный аспекты стратона, поистине напоминают поиски философского камня. Разумеется, интенсивные исследования даже в описочном направлении приносят и положительные результаты. Однако подобно тому, как открытие нашатыря и фосфора не оправдывают принципиальную позицию алхимиков, так и детальные исследования избранных разрезов (конкурсы стратотипов), полезные сами по себе, не оправдывают современную концепцию стратотипов.

Таким образом, неосуществимое желание совместить номенклатурный и содержательный аспекты в одном разрезе – стратотипе – привело к отказу от принципа иерархии в стратиграфической типизации. Это в свою очередь сделало принцип приоритета тормозом на пути усовершенствования стратиграфической классификации. Сравним, например, статью XII. 9 нового Стратиграфического кодекса (1992) России с соответствующими положениями в биологической номенклатуре. При расчленении таксона (наиболее базальная практика в систематике) старое название сохраняется за той группой, куда попадает тип. Это удобно и разумно. Аналогичная процедура в стратиграфии требует, в соответствии с указанной статьей, отказа от старого и появления двух-трех новых названий, что в биологической классификации выглядело бы абсурдом. Не лучшим образом смотрится с этих позиций и следующая статья XII. 10, согласно которой название стратона при изменении его объема может сохраняться, если изменение не превышает одной трети его состава.

Одна специфическая особенность, препятствующая на первый взгляд использованию принципа иерархии в стратиграфической типизации, состоит в том, что в отличие от биологической классификации, где последний (низший) член иерархии – экземпляр – обладает свойством неделимости, в стратиграфии любое наименьшее стратиграфическое подразделение таким свойством не обладает. Эта специфика не касается подразделений общей шкалы, название низшего члена которой (хронозона) основано, как и в биологии, на гологипте, т.е. формально не требует материального носителя названия в виде какого-либо стратиграфического подразделения. Однако любые низшие подразделения региональной и местной шкалы действительно не обладают свойством неделимости, что является серьезным возражением против введения иерархии в их типизацию. Именно для этих низших членов иерархии региональных и местных подразделений (пачка, слой), но только для них (!), можно воспользоваться подходом, предложенным в упомянутых выше статьях XII. 9 и XII. 10 Стратиграфического кодекса (1992). Вероятность того, что при возможном делении свиты на части новая граница отчленит более одной трети типового слоя, гораздо меньше, чем если она отделит более одной трети всей свиты, а это значит, что гораздо реже придется отвергать старые названия.

Особенности номенклатурных процедур привели нас к дилемме: либо продолжать использовать "язык предков" ценой сдерживания или даже остановки развития содержательной стороны стратиграфической классификации, либо отказаться от "языка предков" и перейти к построению все более содержательной стратиграфической клас-

сификации. Этот же вывод содержится в недавней статье авторитетного российского стратиграфа В.А. Зубакова (1992). Не задаваясь извечным вопросом российской интеллигенции “кто виноват?”, Зубаков ограничивается другим традиционным вопросом “что делать?”. Он предлагает оставить без дальнейшей переработки хроностратиграфическую (международную) шкалу как уже сложившуюся историческую конструкцию, выполняющую главным образом языковую функцию и охраняемую приоритетом, а содержательную сторону разрабатывать в рамках другой, параллельной стратиграфии – номостратиграфии, еще не отягощенной приоритетами. Однако если сохранить ту же систему типизации, то рано или поздно любая новая стратиграфия окажется под бременем приоритетов, которые будут сдерживать развитие содержательных проблем. Вот почему мне кажется более целесообразным иной путь: изменение системы типизации в стратиграфии по уже проверенным образцам более “цивилизованной” типизации в биологии. Тогда сам собой отпадет “коварный” вопрос, который А.И. Жамойда (1980, с. 36) поставил В.А. Красилову после публикации в 1977 г. книги последнего: “если для типификации необходим номенклатурный тип, то почему им не может быть как раз стратотипический разрез?”.

Оба аспекта типизации, изложенные выше, и их противопоставление имеют смысл только в том случае, если мы рассматриваем стратиграфические подразделения и их классификацию как отражение каких-то реальных процессов и событий, происходивших в истории Земли. Если же встать на точку зрения условности стратиграфических подразделений и стратиграфической классификации, то типизация в стратиграфии автоматически лишится содержательного аспекта (что само по себе хорошо) и перейдет в область чисто техническую, вполне сопоставимую со стандартизацией в промышленности. В такой системе понятий термины “стандартная шкала”, “стандартная граница” и “стандартный разрез” вполне уместны и удачны, а стратотип становится универсальным стандартом геохронологической шкалы (Hedberg, 1978). Типизацию условных объектов и условных величин лучше называть стандартизацией. Главной особенностью такого рода типизации является не только отказ от обслуживания содержательного аспекта, но также и от номенклатурного аспекта. Действительно, эти стандарты временных интервалов в стратиграфии вводятся не для того, чтобы стабилизировать соответствующие названия, а для того, чтобы заполнить (без перерывов и перекрытий) временную шкалу, использовав систему уже исторически сложившихся (традиционных) названий. Логика этой процедуры подводит к тому, чтобы вообще отказаться от стратотипов-интервалов и полностью перейти

на стратотипы-границы (точки на временной шкале).

В целом стандартизация представляет собой наиболее точную и логически более безупречную репликацию в типизационном процессе хроностратиграфической концепции, чем выгодно отличается от более обычной типизации с ее содержательным аспектом. Можно, пожалуй, рискнуть провести аналогию между хроностратиграфией (в синтезе со стандартизацией) в стратиграфии и кладистикой в биологии. В обоих случаях логика построений наименее уязвима, но исходные посылки ошибочны: в одном случае используется концепция абстрактного монотонного времени, а в другом случае предполагается, что эволюция шла наиболее экономным путем. В обоих случаях, по существу, игнорируется масштаб различий.

Итак, типизация в стратиграфии понимается слишком широко и включает в себя три разных процедуры: 1 – типизация в узком смысле, касающаяся исключительно номенклатурного аспекта; 2 – эталонирование, т.е. фиксация содержательного аспекта стратона; 3 – стандартизация, при которой стратотип становится условным стандартом промежутка времени. Важно отметить, что стандартизация стала необходимым логическим следствием эталонирования: рамки юридически оформленного типа не могут долго соответствовать неизбежно меняющемуся содержанию; поэтому они превращаются в условные точки (абсолютного) времени, независимые от развивающегося содержания. Такого рода дрейф в сторону условности приводит наиболее последовательных protagonists хроностратиграфии к отказу от рассмотрения стратиграфической шкалы как схемы содержательной классификации. Это, к сожалению, далеко не все понимают; сравним, например, принципиально противоречие друг другу первый и второй абзацы статьи III. 1 Стратиграфического кодекса (1992). Кстати, в английском языке понятия “эталон” и “стандарт” выражаются одним словом *standard*.

## АНАЛОГИИ С БИОЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИЕЙ

Предыдущий текст был насыщен аналогиями, касающимися преимущественно проблем типизации. В таблице, кроме того, приведены аналогии некоторых содержательных сторон классификации обеих наук. Эти аналогии дают основу для анализа как элементов сходства, так и элементов специфики в сравниваемых науках.

Приведенные в таблице аналогии можно было бы продолжить. Например, можно говорить о некотором сходстве методических подходов: уже

## Аналогии в зоологической и стратиграфической классификациях

Предмет аналогий	Зоологическая классификация	Стратиграфическая классификация	
Объекты	Таксоны	Стратоны	
Основное содержание (квантэссенция)	Родство, сходство–различие	Временная последовательность, время (геологическое)	
Мерономическое соответствие	Гомологизация	Корреляция	
Потенциально возможное содержание (характеристика) объекта	Архетип	Стратоархетип	
Сиоминтическое концептуальное различие (обоснование) объекта	Диагноз	Диагноз стратона, обоснование границы	
Номенклатурный тип объекта	Голотип, типовой вид, типовой род	Стратотип, лимитотип (при наличии собственного названия)	
Иерархические подразделения	a. Вид, род, семейство и т. д.	a. Зона (корреляционная), ярус, отдел и т. д.	
Основные уровни иерархии	б. Паратаксоны a. Видовой б. Уровень высших таксонов	б. Слой, пачка, свита (формация) и т. д. a. Регистрационные подразделения б. Корреляционные подразделения	Стратотип, лимитотип в современном понимании

упоминалась аналогия между кладизмом и хроностратиграфической концепцией; имеется определенный аналог гипотезе прерывистого равновесия – гипотеза прерывистых аградационных циклов (Goodvin, Anderson, 1985); известен также аналог фенетического подхода без взвешивания признаков – определение возраста по хроновалентностям и хронопотенциалам (Pop, 1971). Рискну провести еще одну аналогию в концепциях обеих классификаций: в каузальной стратиграфии выявлению ранга стратона, оценке и выбору границ предшествуют некоторые историко-геологические реконструкции (Красилов, 1977; Мейен, 1989); в биологии аналогичное методическое требование (филогенетические реконструкции) выполняется пока что только в рамках кладистики, хотя есть мнение, что ему должна следовать и традиционная (эволюционная) систематика (Лазарев, 1993).

## ТОТАЛИТАРИЗМ В СТРАТИГРАФИИ?

Вопросительный знак в подзаголовке означает не столько сомнение автора в правомочности приведенной аналогии, сколько сомнение в том, что тоталитаризм в стратиграфии оправдан и его необходимо сохранить. Аналогия с развитием в социальной сфере нарушила наше первоначальное намерение ограничиться аналогиями с биологией, поскольку в биологии, как и в других науках, подобных аналогий, пожалуй, нет. Наука сама по се-

бе демократична<sup>5</sup>; такие примеры как борьба церкви против гелиоцентрической системы мира или борьба в СССР с кибернетикой и генетикой – это социальные феномены, навязанные науке извне. Иная картина – в стратиграфии, где тоталитаризм появился без воздействия социальных сфер, но до сих пор не осознается стратиграфами, подобно тому, как до перестройки большинство советских людей не осознавали, что они живут в тоталитарном государстве. Насколько мне известно, только С.В. Мейен (1985, 1989) отмечал тот факт, что официальные решения в стратиграфии касаются содергательных проблем, но мало что сказал о причинах столь необычной ситуации в стратиграфической науке. Понятно, что для производственных организаций, занимающихся, например, составлением разнообразных геологических карт, в каждом конкретном случае необходима определенная регламентация, которая разрабатывается и утверждается коллегиально. Такого рода регламентация неизбежна и ее можно обнаружить в самых разных сферах производственной деятельности. Элементы тоталитаризма я усматриваю в другом, а именно в фиксации и юридизации содергательных научных понятий, принимаемых пусть даже самой авторитетной коллегией ученых. Я уверен, что нельзя в документе, именуе-

<sup>5</sup> В этом контексте вспомним К. Поппера (1983), который считал, что наука помимо ее практической ценности, еще более ценна своим освободительным влиянием, как одна из величайших сил, делающих человека свободным.

мом Кодексом, принимать систему научной классификации стратиграфических подразделений или давать определения каким-либо содержательным понятиям, например "ярус", "зона", "стратотип". В этой связи А.С. Раутян обратил мое внимание на то, что в биологии (в отличие от стратиграфии) мы имеем кодексы зоологической номенклатуры, а не кодексы зоологии или ботаники вообще. Только в стратиграфии считается нормальным выносить коллегиальные решения по содержательным понятиям. Эти решения затем фиксируются стратиграфическими кодексами разных стран. В результате мы получаем, например, такое жесткое предписание для зоны общей шкалы: "Зона должна иметь стратотип" (Стратиграфический кодекс, 1992, с. 28). По существу, это – юридическое предписание российским стратиграфам следовать той сомнительной системе типизации, которую по отношению к зоне разделяют даже не все сторонники хроностратиграфии. Нам остается только радоваться, что мы имеем право думать иначе и даже публиковать свои, не совпадающие с Кодексом научные представления (тоталитаризм в науке гораздо мягче социального тоталитаризма). И тем не менее навязывание через кодексы общего (единого) решения содержательных проблем очевидно. К тому же коллегиальные решения содержательных проблем обычно полны противоречий принципиального характера, что особенно ярко демонстрируют оба варианта Кодекса СССР (России). В этом смысле я вполне солидарен с критикой В.А. Зубакова (1992) второго издания Кодекса России и мог бы продолжить перечень противоречий, связанных с проблемами типизации.

В чем же причина тоталитаризма в стратиграфии? Мне представляется, что этот феномен во многом объясняется, во-первых, торжеством хроностратиграфической концепции с ее установкой на условность и стандартизацию стратонов и их границ, а следовательно – на конвенциональность решений, принимаемых коллегиально. Естественными безоговорочно принимаются только местные шкалы, а общей шкале отводится роль условного стандарта. Соответственно складывалась система типизации, обещающая в ближайщей перспективе достижение "светлых хроностратиграфических идеалов", когда все границы общей шкалы будут зафиксированы и зарегламентированы. Это предполагает сохранение старых названий не путем введения иерархичности в типизацию, а путем косметического ремонта исторически сложившейся общей шкалы, т.е. путем незначительного уточнения, а затем и фиксации границ, интервалы между которыми законсервируют номенклатурный и содержательный аспекты стратонов на момент фиксации.

Еще более глубокая причина тоталитаризма в стратиграфии состоит, по-видимому, в ее специфике, постоянно склоняющей стратиграфов к конвенциям. Дело в том, что в отличие от биологии, где с размытостью границ между таксонами нередко можно мириться, в стратиграфии по чисто практическим соображениям границы между стратонами должны иметь максимальную четкость. Поэтому конвенционализм при выборе варианта границы неизбежен, по крайней мере, до тех пор, пока не будут найдены и приняты какие-то общие методические решения этой проблемы.

Разумеется, трудно возражать против требования стабильности вообще; в данном случае полезно различать: 1 – стабильность названий; 2 – стабильность границ, 3 – стабильность существующей иерархии границ и стратонов общей шкалы. При любых содержательных пертурбациях стабильность названий можно сохранять, если принять те принципы типизации, которые успешно работают в биологии. Однако закреплять (регламентировать) сложившиеся на сегодняшний день содержание и иерархию стратонов общей шкалы равносильно установлению тоталитаризма в стратиграфии. С одной стороны, нам повезло, что требование юридизации содержательного аспекта стратонов сформировалось только в последние десятилетия: иначе многие привычные названия (например, кембрий, силур, карбон, пермь) были бы давно отброшены, поскольку их объемы (соответственно и содержание) существенно менялись. С другой стороны, поражает уверенность стратиграфов нашего времени в том, что теперь-то уже все основное сделано, что мы вот-вот достигнем "зияющих высот" в разработке общей шкалы (осталось только уточнить границы). Аналогичный подход в биологии, где систематика тоже выполняет функцию общего языка, означал бы следующее: нужно прекратить содержательные ревизии систем, давайте сделаем последние уточнения границ сложившихся к настоящему времени таксонов, зафиксируем их юридически и тогда уже наступит счастливое время единомыслия. Подобное требование означало бы остановку в развитии классификации (любой классификации), а потому требование стабильности применимо только к названиям.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основы господствующей сейчас хроностратиграфической парадигмы были в какой-то степени заложены еще в самых первых схемах общей шкалы введением двух параллельных систем подразделений – стратиграфических и геохронологических. Есть, однако, принципиальное различие между геохронологическими и хроностратиграфическими подразделениями: если первые являются всего лишь адекватным временным ас-

пектом стратиграфических подразделений, то вторые приобрели вполне определенную самостоятельность.

Хроностратиграфическая концепция связана с сугубо прагматическим (инструменталистским) подходом в стратиграфии и нацелена на быстрое и окончательное создание модели общей шкалы – оси времени, разделенной точками, т.е. стандартами нижних границ стратонов. Такой подход в конце концов логически приведет к отказу от типизации стратонов и переходу исключительно к типизации границ-точек. При этом исключается номенклатурный аспект типизации, а после фиксации и регламентации всех точек станет ненужным развитие содержательного аспекта общей шкалы. Тем самым сознательно или неосознанно рвутся связи между стратиграфическими шкалами, с одной стороны, и проблемами периодизации и иерархизации историко-геологических процессов, с другой стороны.

Можно предположить, что длительное преобладание прагматического подхода в стратиграфии в значительной степени объясняется ее спецификой – стремлением к максимально точным границам. Учитывая размытость корреляционных границ, приходится прибегать к конвенциональности при выборе наиболее приемлемого варианта. Однако важно понять специфику конвенций, присущую хроностратиграфическому подходу: условные точки на временной шкале становятся, в принципе, окончательной основой (базисом) шкалы в том смысле, что они не требуют ревизии в рамках этой концепции.

Вряд ли можно ожидать, что другое, “чисто научное”, направление в стратиграфии, представленное, например, такими именами как О. Шиндельвальф, С.В. Мейен, В.А. Красилов, В.А. Зубаков отомрет после того, как все границы общей шкалы будут зафиксированы. Еще четверть века назад Б.С. Соколов (1971, с. 164) писал об угрозе стратиграфической стабильности от стихийного стремления “к ревизии общего стратиграфического стандарта Западной Европы, действительно данного нам силой истории”.

Трудно возражать против стабильности вообще, особенно против стабильности стратиграфических шкал – основы составления геологических карт. Стабильность, как и условность, требует дифференцированного рассмотрения. Стабильность, касающаяся содержательного аспекта, допустима в стратиграфии как сознательная, но временная консервация господствующих сейчас представлений; это означает, что иерархия стратонов и положение границ в общей шкале должны меняться не постоянно и вне связи с общей стратегией построения шкалы, а поэтапно, скачкообразно, после того, как старые представления о стратиграфической классификации отомрут. Конечно, “зрелость” новых представлений – понятие весьма

субъективное; именно поэтому консерватизм (стабильность) в любом случае будут поддерживаться коллегиальностью решений. Важно, однако, избежать той абсолютной стабильности (соответственно и условности), которая определяется хроностратиграфической парадигмой. Безоговорочно приемлемо только требование стабильности названий. Соответствующая этому требованию процедура типизации должна быть максимально эффективной и независимой от содержательных проблем.

Признание права на возможность содержательной ревизии стратиграфических шкал делает актуальной проблему стабилизации названий. Принятая сейчас система типизации названий не приспособлена к работе по содержательной ревизии стратиграфических шкал, поскольку принцип приоритета без иерархичности в типизации не позволяет сохранить старое название при существенном переносе его границ. Стабильность названий при любых пертурбациях стратиграфических шкал лучше обеспечила бы типизация по образцу таковой в биологии. Принципиальная основа всех стратиграфических кодексов такова, что она не в состоянии регламентировать проблемы строгого выбора названий: все решается обычно интригами, отношениями, а в конечном итоге – голосованием. Только коренное изменение процедуры типизации могло бы послужить основной для создания настоящей юрисдикции, т.е. для создания Международного кодекса стратиграфической номенклатуры. Важно отметить, что сама по себе перестройка типизационной процедуры никак не заденет уже существующие названия и границы стратонов ни в общей, ни в региональной шкалах. Чтобы решиться на перемены в процедурах типизации, стратиграфам достаточно, во-первых, признать, что стратиграфическая шкала – это не только условная “линейка” для измерения времени, но и модель, отражающая содержательные стороны историко-геологических процессов, а во-вторых, отказаться от общепринятой сейчас процедуры фиксации архетипа (содержательного аспекта стратона) в стратотипе.

В заключение я хотел бы поблагодарить М. Бассетта (Национальный музей Уэлса, г. Кардифф), беседа с которым подтолкнула меня к написанию этой статьи. Первоначально предполагалось его соавторство, но к сожалению, это его намерение по разным причинам не реализовалось, так что он не несет ответственности за содержание статьи. Я не могу перечислить всех лиц, которые участвовали в полезном обсуждении данной статьи. Однако нельзя не отметить особую конструктивную роль в критическом обсуждении статьи А.Ю. Розанова и А.С. Алексеева. За критические замечания я признателен также рецензентам А.И. Жамайде и К.В. Симакову. Стоит отметить, что принципиальные расхождения между автором статьи и упомянутыми оппонентами остались.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жамойда А.И.** Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Стратиграфическая классификация. Л.: Наука, 1980. С. 32–63.
- Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И.** Обзор зарубежных стратиграфических кодексов. М.: Наука, 1969. 103 с.
- Зубаков В.А.** Ритмостратиграфические подразделения. Проект дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 71 с.
- Зубаков В.А.** О полной стратиграфической классификации // Стратиграфическая классификация. Л.: Наука, 1980. С. 90–115.
- Зубаков В.А.** Новый подход к стратиграфической классификации // Сов. геология. 1992. № 5. С. 46–53.
- Карпинский А.П.** Об аммонеях артинского яруса и о некоторых сходных с ними каменноугольных формах // Собрание сочинений. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. С. 32–151.
- Кестлер А.** Дух в машине // Вопр. философии. 1993. № 9. С. 93–122.
- Красилов В.А.** Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Лазарев С.С.** О методах филогенетики // Палеонтол. журн. 1993. № 2. С. 5–17.
- Либрович Л.С., Овечкин Н.К.** Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. М.: Гостоптехиздат, 1963. 25 с.
- Международный кодекс зоологической номенклатуры. 2-е изд. М.; Л.: Наука, 1966. 100 с.
- Международный кодекс зоологической номенклатуры. 3-е изд. Л.: Наука, 1988. 205 с.
- Мейен С.В.** Структура теоретической стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 8–16.
- Мейен С.В.** Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Поппер К.** Логика и рост научного знания. М.: Прогресс, 1983. 606 с.
- Правила палеозоологической номенклатуры / Ред. Б.К. Лихарев. Л.; М.: Гос. научн.-техн., геол.-развед. изд-во, 1932. 34 с.
- Расницын А.П.** Принципы номенклатуры и природа таксона // Журн. общ. биол. 1992. Т. 53. № 3. С. 307–313.
- Расницын А.П., Длусский Г.М.** Принципы и методы реконструкции филогенезов // Меловой биоценотический кризис и эволюция насекомых. М.: Наука, 1988. С. 5–15.

- Руженцев В.Е.** Биохронотип или стратотип? // Палеонтол. журн. 1977. № 12. С. 23–34.
- Соколов Б.С.** Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.
- Старобогатов Я.И.** Практические приемы систематики и вопрос о критерии вида // Зоол. журн. 1968. Т. 47. Вып. 6. С. 875–886.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С.** Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 423 с.
- Халфин Л.Л.** Фитостратиграфия Кузбасса с общетеоретических позиций стратиграфии / Тр. Сиб. НИИ геол., геофиз. и минерального сырья. 1973. Вып. 140. Ч. 1. С. 7–25.
- Стратиграфический кодекс. 2-е изд., дополненное. СПб.: Межвед. стратиграф. комитет, 1992. 120 с.
- Халфин Л.Л.** Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Холланд Ч.** Хроностратиграфия и другие аспекты стратиграфической классификации // Изв. АН КазССР, 1979. Сер. геол. № 4–5. С. 6–11.
- Шиндевольф О.** Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 1975. 136 с.
- Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J., Bassett M.G., Remane J.** Guidelines and Statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS) // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1986. № 83. Р. 1–14.
- Goodwin P.W., Anderson E.J.** Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation // J. Geol. 1985. V. 3. № 5. P. 515–533.
- Hancock J.M.** The historic development of concepts of biostratigraphic correlation // Kaufmann E.G. and Hazel J.E.: Concept and Methods of Biostratigraphy. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson and Ross, 1977. P. 3–22.
- Hedberg H.D.** Stratotypes and an international geochronologic scale // Contr. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976. Tulsa, Okla, 1978. P. 33–38.
- Jaeger H.** Trends in stratigraphischer Methodik und Terminologie // Z. geol. Wiss. 1981. B. 9. № 3. S. 309–332.
- Johnson J.J.** Intent and reality in biostratigraphic zonation // J. Paleontol. 1979. V. 53. № 4. P. 931–942.
- Johnson J.J.** Belief and reality in biostratigraphic Zonation // Newslet. Stratigr. 1992. V. 26. № 1. P. 41–48.
- Pop E.I.** Determination des ages géologiques à l'aide des chronoévolences et des chronopotentiels // Bul. Soc. sci. geol. RSR, 1971. V. 13. P. 73–80.
- Рецензенты А.С. Алексеев, А.Ю. Розанов, А.И. Жамойда, К.В. Симаков

УДК (012):551.7

## ОТЗЫВ (КОММЕНТАРИЙ) НА СТАТЬЮ С.С. ЛАЗАРЕВА “ОСОБЕННОСТИ ТИПИЗАЦИИ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ”<sup>1</sup>

© 1997 г. А. И. Жамойда

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
199026 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Поступила в редакцию 26.07.95 г.

**Ключевые слова.** Стратиграфическая классификация, типизация, общая шкала, опорный разрез, стратон.

Думаю, что предложения автора об изменении типизации в стратиграфии по образцу таковой в биологии (отделение названия от содержания, назначение стратотипом подразделения единицы более низкого ранга, расчленение понятия “стратотип” на архетип, диагноз и номенклатурный тип) никогда не будут приняты. И это хорошо, потому что, если они будут приняты, то тогда и начнется неразбериха, которая приведет прежде всего к параличу геологической картографии.

Но дело не только в этом. Вид принимается типовым для рода в том числе потому, что существует в одном и том же интервале времени с родом. Один же слой (или пачка) не может быть типом свиты, потому что (в том числе) отражает совсем иной стратиграфический объем (интервал времени формирования), чем свита. Уже не говорю о разной содержательности всей свиты и одного слоя в ней. А без содержательности в геологии никуда не денешься.

Автор неправ, что общая шкала случайна по содержанию и иерархии. Как ни удивительно, но случайное оказалось планетарно (!) закономерным. И стандарт этот не условный, как показали многочисленные исследования, посвященные так называемой событийной стратиграфии. Признанный лидер этого направления О. Валлизер (Walliser, 1989; Жамойда и др., 1991) после ревизии границ крупных стратонов фанерозоя пришел к важному выводу о том, что большая часть этих границ является действительно событийной, т.е. отражает глобальные изменения, играющие определенную роль в эволюции организмов и экосистем. Следовательно, общая стратиграфическая шкала фанерозоя, хотя и была разработана в основном на европейском материале, является действительно глобальной (во всяком случае до подотделов, а во многих случаях до ярусов включительно).

Общая шкала является стандартом, но не условным, и не абстракцией. Б.С. Соколов (1971, с. 160), признавая абстрагирование (не абстрактность!) общих стратиграфических подразделений, пишет: “Специфика общей шкалы заключается только в том, что она отражает непрерывность стратиграфической последовательности (как следствие чисто регионального синтеза) и в силу этого принята за международный хроностратиграфический стандарт или этalon”. Не случайно Ю.В. Тесленко (1976) применил термин “интеграция”, объясняя соотношение местных и региональных подразделений с общими. Первые относятся к последним как частное к общему. Эта идея заложена в основу отечественных Стратиграфических кодексов (1977; 1992).

Стратиграфическая граница имеет не только диагноз. Ее стратотип определяется как конкретный разрез, при комплексном изучении которого выбирается и фиксируется положение (условно – точка) границы. Такое понимание стратиграфической границы было принято в отечественных Стратиграфических кодексах (1977, 1992), а теперь и в Международном руководстве по стратиграфии (International Stratigraphic Guide, 1994).

Опорный разрез – это действительно оригинал, но автор не понял его назначения. Он необходим прежде всего для выработки более или менее надежных легенд к геологическим картам.

Рассуждения о тоталитаризме – просто дань моде. Единообразное понимание объектов и явлений – одно из условий плодотворности научных исследований, которые ведутся многими коллективами. Это же элементарно. И кодексы не “навязывают” решения содержательных проблем, а подытоживают мнение большинства к данному моменту. Никому не заказано думать и понимать по-другому.

Более же всего меня удивили утверждения автора, что “иерархия стратонов и положение

<sup>1</sup> См. этот номер, с. 91–104.

границ в общей шкале **должно меняться**", правда, лишь "скаккообразно", после отмирания старых представлений. И здесь же автор замечает, что "зрелость новых представлений – понятие весьма субъективное". Жизнь же подсказывает, что следует что-то менять только тогда, когда уже нельзя не менять. Это относится и к стратиграфии.

Несмотря на то, что я не могу согласиться почти ни с одним соображением или предложением автора, тем не менее рекомендовал статью к печати. В ней (в отличие от многих подобных) предлагаемая концепция изложена четко и ясно, а следовательно, желающие могут дискутировать с автором.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Жамойда А.И., Розанов А.Ю., Семихатов М.А. и др. Проблемы стратиграфии и палеонтологии // Пробле-*

мы геологии и полезных ископаемых на XXVIII сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1991. С. 11–27.

*Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.*

*Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.*

*Стратиграфический кодекс (издание второе, дополненное). СПб.: Межвед. стратиграф. комитет, 1992. 120 с.*

*Walliser O. Use of Global Changes for Stratigraphical Subdivision // 28th International Geological Congress. Abstracts. Washington. 1989. V. 3. P. 317.*

*International Stratigraphic Guide. Second Edition / A. Salvador (ed.). Geol. Soc. America. Inc. 1994. 214 p.*

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК (012).551.7

## СТРАТОНЫ И ТАКСОНЫ (О СТАТЬЕ С.С. ЛАЗАРЕВА “ОСОБЕННОСТИ ТИПИЗАЦИИ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ”)<sup>1</sup>

© 1997 г. К. В. Симаков

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН  
685000 Магадан, Портовая ул., 16, Россия

Поступила в редакцию 25.08.95 г.

**Ключевые слова.** Стратиграфическая классификация, типизация, общая шкала, опорный разрез, стратон.

Появление статьи С.С. Лазарева, затрагивающей не только вынесенные в заголовок вопросы типизации, но и большинство ключевых проблем современной стратиграфической теории и даже некоторые аспекты теории научного познания, в целом, конечно, не случайно. Автор, безусловно, относится к числу тех исследователей, которых не удовлетворяет и беспокоит современное кризисное состояние стратиграфической теории, что и заставляет его подходить к обсуждению частного, казалось бы, вопроса о типизации стратиграфических подразделений с исключительно широких позиций. Поискам выхода из давно уже развивающегося кризиса теоретической стратиграфии посвящены работы С.В. Мейена (1985, 1989), И.В. Крутия (1973, 1978 и др.), В.А. Красилова (1970, 1977; Красилов и др., 1985), В.А. Зубакова (1978, 1992 и др.) и ряда других ученых, опирающихся на более или менее различные методологические предпосылки. Знамением этого кризиса является также не прекращающаяся вот уже более 25 лет работа над совершенствованием стратиграфического кодекса, проводимая группой наших ведущих специалистов под общим руководством А.И. Жамойды. Поэтому прежде всего я не советовал бы автору кидать камни в хрустальный дворец стратиграфических кодексов и упрекать их составителей в противоречивости некоторых формулировок. Последние отражают, с одной стороны, вынужденные на данном этапе развития стратиграфии компромиссы между альтернативными точками зрения специалистов, настойчиво добивающихся гегемонии своих представлений, а с другой, как справедливо отмечал С.В. Мейен (1989), – неразработанность методологических оснований общей стратиграфической теории.

В отличие от других исследователей, в более (И.В. Крутъ) или менее (В.А. Зубаков) явной форме связывающих свои надежды на усовершенствование теоретико-познавательного аппарата

стратиграфии с системным подходом, С.С. Лазарев видит выход из современного кризиса в перенесении методом прямой аналогии в стратиграфию принципов и методов зоологической систематики. С этой точкой зрения трудно согласиться по целому ряду соображений.

Прежде всего, справедливо критикуя современную хроностратиграфическую концепцию, автор упустил из виду, что она окончательно оформилась в столь явной, уязвимой для критики с философских (методологических) позиций форме в результате развития тех взглядов, которых придерживались создатели международной стратиграфической шкалы (далее – МСШ), стоявшие на принципиально тех же позициях, что и С.С. Лазарев.

Действительно, предлагая свою систему иерархически соподчиненных универсальных единиц, Е. Реневье (Renevier, 1874, 1897) опирался на аналогию с зоологической систематикой. При этом, вводя в стратиграфию эту иерархическую систему, он прихватил попутно и типичное для эволюционистов второй половины XIX в. (и унаследованное современными систематиками) представление об условности любых таксономических категорий. Однако при этом он “забыл” ввести в стратиграфию стержневую идею любой классификации – общее основание сравнения (деления) классифицируемых объектов. Благодаря этому так называемая стратиграфическая классификация никогда не была и не является классификацией в общепринятом смысле, т.е. распределением множества объектов по классам (разрядам, таксонам) в соответствии с мерой их тождества и различия по общему основанию сравнения (деления).

Между тем, использование при построении МСШ аналогии с зоологической систематикой было глубоко ошибочным (хотя вполне объяснимым с психологической точки зрения). Более того, оно противоречило изначальному замыслу самого Е. Реневье, поскольку он рассматривал МСШ в качестве хронометра или хронографа, то

<sup>1</sup> См. этот номер, с. 91–104.

есть прибора или инструмента, предназначенного для определения временных (возрастных) свойств и отношений между местными (региональными) стратонами. При такой постановке вопроса при введении иерархически соподчиненной системы универсальных хронологических (а именно их Реневые и ставил во главу своей классификации) единиц необходимо было использовать аналогию с иерархией естественных первоначальных мер обыденного времени (год, месяц, сутки). Однако это требовало введения содержательных определений предложенных Е. Реневье подразделений (эра, период, эпоха, век). Если бы такие определения были даны, то это, в свою очередь, потребовало бы коренной перестройки стихийно складывавшейся системы последовательных стратиграфических подразделений, выступавших в соответствии с решениями II сессии Международного геологического конгресса (МГК) в качестве эталонов единиц МСШ, пересмотря их объема и границ. Ни Е. Реневые, ни участники следующих (III–VIII) сессий МГК не пошли на это. Вместо этого они, во-первых (опять-таки по аналогии с зоологической систематикой), ввели в стратиграфию принцип приоритета, благодаря которому получили право называть одним и тем же термином (ярус, отдел и т.д.) подразделения, изначально выделенные по совершенно различным признакам. Во-вторых, они вернулись к начальному предложению Е. Реневье, отдав приоритет хронологическим (а не стратиграфическим) подразделениям, определив последние как соответствующие "циклам развития преимущественно пелагических фаун" (не указав, опять-таки, что подразумевалось под термином "цикл"). Иными словами, после VIII сессии МГК геохронологические единицы рассматривались как подразделения палеобиологического времени. Кстати, этой же точки зрения придерживались и Г. Шенк с С. Мюллером, предложившие для их обозначения термин "time-stratigraphic unit" (Schenck, Muller, 1941, с. 1420). Представление же об абсолютном оторванном от вещественного субстрата времени было навязано Международной подкомиссии по стратиграфической классификации Х. Хедбергом, несмотря на отчаянное сопротивление Шиндельвольфа, Елецкого, Тайхерта и некоторых других. Вместе с тем, следует помнить, что хроностратиграфическая концепция унаследовала представление об искусственности подразделений МСШ и условности их границ именно от первоначальной концепции, опиравшейся на аналогию между стратиграфической и биологической классификацией и твердо стоявшей на позициях эволюционного учения (Никитин, Чернышев, 1889).

Таким образом, именно использование в стратиграфии аналогии с зоологической систематикой привело к тому, что мы имеем на сегодняшний день, – к хаосу, создав который своими руками, мы пытаемся как-то упорядочить, используя,

если следовать предложениям автора, тот же подход, который и привел к этому хаосу. Поэтому соглашаясь с исходным положением С.С. Лазарева о необходимости приведения структуры МСШ в соответствие с разномасштабными, иерархически соподчиненными этапами развития какого-то процесса, не могу разделить его оптимизма по поводу того, что это может быть достигнуто с помощью введения в стратиграфию принципов биологической классификации. До тех пор, пока в стратиграфии не будут приняты содержательные определения основных понятий (стратон, зона, ярус и т.д.) и не введено общее основание для их сравнения, ни о какой подлинно научной стратиграфической классификации не может быть и речи. Кстати говоря, это понимают и составители стратиграфических кодексов, стремящиеся ввести жесткую содержательную регламентацию употребления отдельных терминов. И это отнюдь не проявление тоталитаризма, как полагает С.С. Лазарев, якобы призванного ограничить творческую активность, а просто стремление ввести некий порядок и создать предпосылки для начала работы по стратиграфической классификации. Другое дело, что введение таких содержательных дефиниций – это не задача кодексов, что предложенные определения являются не всегда удачными и т.п. – в этом с автором (и не только с ним) можно, вероятно, согласиться.

Вместе с тем я не могу принять общее утверждение С.С. Лазарева о принципиальной недопустимости введения в стратиграфии содержательных определений, не только лимитирующих использование таких терминов, как ярус, зона и т.д., но и регламентирующих процедуру их выделения, т.е. превращающих эти термины из произвольно наклеиваемых ярлыков в научные понятия. Возможность и необходимость упорядочения (а точнее – разработки) именно понятийно-терминологической базы стратиграфии определяется, с моей точки зрения, во-первых, системной природой<sup>2</sup> объекта изучения стратиграфии (стратисфера) и пониманием общей направленности любых научных исследований на выявление закономерностей строения и развития изучаемого объекта, во-вторых. Признание ничем не лимитированной "свободы творчества" при выделении стратонов неизбежно приводит к субъективному и искаженному (в соответствии с представлениями каждого исследователя) отображению реальности. А закрепление содержания и объема этих произвольно "вырезанных" подразделений с помощью предлагаемой автором процедуры типизации и эталонизации вновь приведет нас к хаосу. Тот факт, что биология не способна пока ввести содержательные определения используемых в ней

<sup>2</sup> Последняя, кстати, объективно ограничивает "свободу" выделения стратонов 15 типами системных трансформаций (Урманцев, 1974).

таксономических категорий свидетельствует лишь о том, что она еще не подошла к раскрытию общих закономерностей строения и развития живого вещества как единой системы. Однако это не повод вводить неполноту нашего современного знания во всеобщий принцип и распространять его на другие научные дисциплины.

Кстати, отстаивая “свободу творчества” при выделении стратонов, С.С. Лазарев невольно вступает в противоречие с исходным для своей статьи утверждением о том, что общую (международную) шкалу следует рассматривать как отражение временной последовательности иерархически упорядоченных геологических событий, связанных с разномасштабными историко-геологическими процессами. Постулируя необходимость приведения структуры современной МСШ в соответствие с содержательной иерархией геоисторического процесса<sup>3</sup>, автор тем самым вольно, а скорее, – невольно признает и существование объективных предпосылок для введения содержательных определений разномасштабных подразделений по крайней мере общей шкалы. Введение таких определений (предлагавшихся, кстати, в инструктивных документах МСК СССР 1954–1965 гг.), с одной стороны, жестко регламентирует как использование отдельных терминов, так и процедуру их выделения, а с другой – дезавуирует саму идею возможности применения в стратиграфии принципов биологической систематики, не готовой по ряду как объективных, так и субъективных причин к введению содержательных определений терминов, используемых в ней для обозначения иерархически соподчиненных таксономических категорий.

Подчеркну, что все изложенное выше касается единиц МСШ, но *mutatis mutandis* относится и к корреляционным, и к регистрационным (по принятой автором терминологии) подразделениям. Между тем С.С. Лазарев предлагает использовать принципы биологической классификации, типизации и эталонизации в стратиграфии вообще, то есть не только на глобальном, но и региональном и локальном (местном) уровнях. С этим опять-таки трудно согласиться по следующим соображениям.

Прежде всего региональная и местная (локальная) стратиграфия занимается *расчленением* и *корреляцией*, но отнюдь не классификацией стратонов, поскольку не использует какого-либо общего основания сравнения выделенных свит (формаций и т.п.) и не группирует их в какие-то классы по признаку меры их тождества и различия. Как подчеркивал С.В. Мейен (1989), таксон не аналогичен стратону: *таксон* – это всегда группа объек-

тов, связанных отношениями сходства–различия, интерпретируемыми как показатель их генетического единства (родства); местный стратон (свита и т.п.) – это уникальный, единичный объект (точнее, вещь, – см. Крутъ, 1978), обособляемый не в результате объединения (группировки) нескольких сходных друг с другом по какому-либо общему признаку объектов, а в результате вычленения его из целого – разреза данного региона. Поэтому не случайно С.В. Мейен (1989, с. 77) основную стратиграфическую процедуру предложил называть *стратономией*, подразумевая под этим термином совокупность принципов расчленения, и противопоставил ее *таксономии*, объединяющей принципы выделения таксонов. Прекрасно понимая, что стратономическая процедура ведет к обособлению индивидов, а таксономическая – к их объединению (группировке), С.В. Мейен не успел, однако, развить до конца эту идею и сформулировать принципы стратиграфического расчленения.

Далее, коренное отличие таксонов и стратонов состоит в том, что последние в общем случае представляют собой протоколы подвижно-равновесных состояний разномасштабных гео- или палеоэкосистем и сами являются *системами*. Принципиальная возможность расчленения стратонов определяется их элементно-компонентной пространственно-временной структурой. Последняя допускает возможность разделения регионального стратона как в интенсивном (в соответствии с этапностью развития), так и в экстенсивном (в соответствии с пространственной неоднородностью) аспектах. Получаемые в результате того или иного (или комбинированного) расчленения стратиграфические подразделения низшего ранга также представляют собой индивидуальные системы (подсистемы), в содержательном плане неравноценные как друг другу, так и объединяющему их стратону (системе). Именно это и исключает возможность применения в стратиграфии одного из основных принципов биологической классификации – принципа иерархии, на обязательном использовании которого настаивает С.С. Лазарев.

Кстати, если уж использовать предлагаемый С.С. Лазаревым метод аналогий, то применительно к региональным и местным стратонам более уместной представляется их аналогия с химическими соединениями или минералами, поясняющая невозможность руководствоваться принципом иерархии при их типизации. Действительно, стратоны как геосистемы представляют собой результат взаимодействия (“реакции”) косых, биокосых и биологических систем прошлого, продукты деятельности которых и выступают в качестве первичных (элементарных) их компонентов (“атомов”). Развивая эту аналогию, можно построить двухуровневую иерархическую систему стратонов, низшему уровню которой будут отвечать генетически однородные (косные, био-

<sup>3</sup> Я здесь не касаюсь обоснованности данной точки зрения на природу подразделений МСШ, которая не отвечает первоначальному замыслу ее создателей и не поддерживается многими современными исследователями.

косные, биогенные) слои (=атомам химических элементов), а высшему – их комбинации (=химическим соединениям, минералам). В этом случае классификация стратонов может строиться по принципам химической или минералогической систематики, т.е. развиваться по пути выделения в качестве таксонов групп стратонов, сходных по своему композиционному составу и аналогичных в химии щелочам, основаниям, кислотам и т.д., а в минералогии – окислам, силикатам, алюмосиликатам и т.п. Такая феноменологическая по своей сущности классификация стратонов имеет полное право на существование и могла бы составить предмет специального раздела стратиграфии ("стратилогии" – по аналогии с минералогией). Но дело, однако, не в этом, а в том, что данная "химико-минералогическая" (в противовес "биологической") аналогия позволяет лучше понять принципиальное отличие стратономической процедуры от таксономической: в процессе стратиграфического расчленения мы "разлагаем" геосистему (соединение, минерал) на составляющие ее и иерархически подчиненные ей подсистемы (атомы), которые по своим свойствам не аналогичны ни друг другу, ни той системе, в состав которой они входили. Стратономия в этом смысле аналогична химическим реакциям разложения: разлагая воду на кислород и водород, мы получаем неодинаковые по своим свойствам гомогенные вещества, относящиеся к иному (атомарному) уровню организации и представляющие собой газы, а не жидкость. Если следовать логике биологической классификации, то что в этом примере, в соответствии с принципом иерархии, нужно принимать за тип воды – кислород или водород? Иначе говоря, стратономическая процедура приводит к выделению объектов разных уровней организации, внутри каждого из которых возможна систематизация относящихся к нему подсистем (вещей) по некоторым, свойственным только данному уровню свойствам. Например, можно систематизировать косные компоненты стратонов по их генезису на вулканогенные, пластогенные и хемогенные (с возможным их дальнейшим разделением на виды). Однако ни один из этих компонентов не может выступать в качестве номенклатурного типа сложно построенной вулканогенно-осадочной свиты, подобно тому как вид выступает в качестве номенклатурного типа рода в биологической классификации.

Наконец, создание региональных стратиграфических схем, представляющих собой модели первичных пространственно-временных отношений местных стратонов, основанное на их группировке в корреляционные подразделения, также не аналогично процедуре выделения биологических таксонов, а скорее может быть уподоблено процедуре гомологизации в биологии, хотя и существенно отличается от нее. Гомологизация в биологии, если можно так выразиться, имеет

объемную природу, то есть касается разновозрастных объектов (гомологичное строение имеют конечности и позднепалеозойских рептилий, и современных млекопитающих). Между тем стратиграфическая корреляция носит, образно выражаясь, плоскостной характер, затрагивая лишь объекты, занимающие одинаковое возрастное положение в пространственно разобщенных участках. Если подходить к определению процедуры корреляции с системных позиций, то ее можно назвать расшифровкой экстенсивной (компонентной) структуры определенного элемента интенсивной (временной) структуры регионального стратокомплекса. Возвращаясь к "химико-минералогической" аналогии, можно сказать, что корреляционные подразделения представляют собой более сложные (по сравнению с местными) соединения: если местные стратоны, допустим, относятся к окислам или силикатам, то корреляционные – к алюмосиликатам.

Все сказанное, естественно, не исключает принципиальной возможности стратиграфической классификации на региональном и местном уровнях в ее подлинном понимании, т.е. как распределения разновозрастных местных и региональных стратонов по классам (разрядам, таксонам) в соответствии с мерой их тождества и различия. Однако такая процедура возможна лишь при наличии содержательных определений (типа определения понятий окисел, силикат и т.п. в минералогии) тех терминов, которые используются для обозначения региональных и местных стратиграфических единиц (горизонт, свита и т.п.). Разработка принципов такой классификации (при которой, конечно, необходимо будет учитывать и весь положительный опыт, накопленный как биологической, так и химической и минералогической систематикой) позволит не только упорядочить стратиграфическую терминологию, но и стандартизировать стратономическую процедуру, но, само собой разумеется, не заменить ее.

Очевидно, спецификой стратонов, их принципиальным отличием от биологических таксонов определяется и своеобразие процедур их типизации и эталонизации, не вполне учитываемые автором статьи. Кроме невозможности использования принципа иерархии, типизация региональных и местных стратонов как на феноменологическом ("химико-минералогическом"), так и на системном уровне требует их содержательного определения, т.е. разработки системы их таксономических категорий. Поэтому, вообще говоря, при отсутствии содержательных определений, регламентирующих процедуру выделения стратонов, сама по себе идея материализации стратоэталонов (создание этакой стратиграфической палаты мер и весов) кажется мне не особенно плодотворной да и до конца осмысленной, поскольку в само понятие "эталон" в геологии вкладывается принципиально иной смысл, чем в метрологии. Этапо-

низация в стратиграфии – это фиксация феноменологических признаков конкретного стратона, позволяющих проследить его площадное распространение. При этом мы вынуждены эталонизировать, с одной стороны, характерные особенности самого стратона, представляющего собой протокол определенного состояния гео- или палеоэкосистемы того или иного масштаба, а с другой – его границы, являющиеся протоколами *событий*, приводивших к смене этих состояний. Кроме того, применительно к различным (универсальным, корреляционным и регистрационным по терминологии автора) подразделениям вопросы их типизации (номенклатуризации) и эталонизации должны, видимо, решаться неодинаково.

Так, для местных (регистрационных) подразделений стратотип, как носитель номенклатурного типа, и стратоэталон, видимо, могут совмещаться в одном разрезе (Жамойда, 1980, с. 36), чтобы обеспечивать стабильность местных стратиграфических схем и легенд геологических карт. Впрочем, учитывая системную природу стратонов, не менее логичной представляется и точка зрения о необходимости ряда опорных разрезов, являющихся эталонами входящих в стратон-геосистему подсистем. Кроме того, при решении вопроса уникальности–множественности опорных разрезов стоит, видимо, учитывать и те формальные (мощность и т.п.) требования к картируемым подразделениям при геостемках различного масштаба: в общем случае чем крупнее масштаб съемки, тем более мелкие по своему пространственно-временному объему стратоны будут отображаться на карте.

Что касается корреляционных подразделений, то к ним, видимо, применима не очень четко изложенная автором идея их диагностики<sup>4</sup>. Если я правильно ее понял, то для корреляционных подразделений следовало бы эталонизировать границы и давать диагноз тех хронологически взаимозаменяемых признаков, по которым они прослеживаются. В этом случае для данной категории подразделений можно было бы ограничиться ус-

<sup>4</sup> Предложенный автором в этом контексте термин “стратоархетип” является крайне неудачным, поскольку под архетипом понимаются инвариантные признаки таксона, отличающие его от смежных таксонов (Мейен, 1989). Между тем как корреляционные, так и универсальные стратиграфические подразделения не аналогичны таксонам, и представляющие их частные разрезы ни в коем случае не могут быть уподоблены отдельным индивидам, объединяемым в таксон: они представляют собой части целого (мероны), а не индивиды. Идея стратоархетипа была бы уместной при наличии содержательных определений стратонов. В этом случае, как и в химико-минералогической классификации, можно было бы говорить об архетипах различных видов стратонов, подобных, скажем, окислам ( $R_2O$ ,  $RO$ ,  $R_2O_3$  и т.п.). Автор же использует термин “стратоархетип” для характеристики отдельных стратонов, аналогичных конкретным соединениям ( $Na_2O$ ,  $FeO$  и т.п.).

тановлением только стратотипов их границ (лимитотов). Наконец, для универсальных подразделений выделение стратоэталонов кажется вообще нецелесообразным, поскольку для них достаточно диагноза (например, струний – это отложения со смешанной девонско-каменноугольной фауной). Вместе с тем, как и для корреляционных, мне кажется обязательным для них установление лимитотов, фиксирующих *события*, являющиеся естественными границами универсальных подразделений<sup>5</sup>.

Как видно из изложенного, иерархическая организация стратисфера в целом и стратонов любого (глобального, регионального, локального) уровня организации не могут быть адекватно расшифрованы на основании прямой аналогии с биологической классификацией. В одном случае, когда речь идет об иерархии подразделений МСШ (понимаемой как внешняя система отсчета или координатная сетка, предназначенная для глобальной корреляции региональных и местных подразделений, но не как отображение глобального геисторического процесса) более уместной представляется аналогия с иерархией естественных первоначальных мер обыденного времени. В другом случае, когда мы рассматриваем иерархию региональных (корреляционных) и местных (локальных или регистрационных) подразделений, больше подходит аналогия с химико-минералогической систематизацией. Во избежание недоразумений подчеркну, что ни та, ни другая аналогия не выявляют специфической (пространственно-временной) сущности иерархической соподчиненности стратиграфических единиц, которая и должна, видимо, быть положена в основу их классификации. Здесь важно подчеркнуть другое, а именно, что и та, и другая аналогия настойчиво подводят нас к мысли о том, что естественная классификация невозможна без *содержательных определений* тех терминов, которые используются при описании природных явлений, т.е. без разработки понятийно-терминологической базы, регламентирующей не только употребление терминов, но и процедуру выделения соответствующих феноменов.

Все высказанные комментарии касаются принципиальной позиции автора, которая, как он и сам прекрасно понимает, в корне отличается от широко распространенной точки зрения, согласно которой “стратиграфической классификации как таковой нет и быть не может”. С тем, что ее нет, можно безоговорочно согласиться, а с тем, что быть не может, согласиться никак нельзя, и в

<sup>5</sup> К сожалению, автор недостаточно глубоко проанализировал вопрос о стратиграфических границах, который связан с более общей методологической проблемой о роли тривиальных и нетривиальных конвенций (соглашений) в теоретико-познавательном аппарате стратиграфии (Симаков, 1986 и др.).

в этом отношении сама постановка С.С. Лазаревым проблемы создания основ стратиграфической классификации заслуживает поддержки и одобрения. Другое дело, что я не могу принять предложенный автором подход к решению этой фундаментальной для стратиграфии проблемы. В принципе, я солидарен с точкой зрения С.В. Мейена (1989, с. 88–89), который, отмечая тесную взаимосвязь и взаимовлияние биологии и стратиграфии, писал: “Тем более удивительно, что союз с биологией не помешал стратиграфии развиваться. Смена господствующих биологических доктрин... лишь косвенно отразилась на самих стратиграфических схемах. Зато она нашла прямые отражения в попытках сформулировать принципы стратиграфии и объяснить природу стратиграфических подразделений и границ. При всей плодотворности этого союза именно ему мы обязаны путаницей во многих стратиграфических представлениях”. С этих позиций обсуждаемая работа С.С. Лазарева могла бы рассматриваться как очередной “акт агрессии” биологии на стратиграфию, если бы она не была вызвана наилучшими побуждениями ее автора.

Подчеркну вместе с тем, что и высказанная мной точка зрения по затронутым С.С. Лазаревым проблемам является далеко не бесспорной. Вполне отдавая себе в этом отчет, я отнюдь не собираюсь, подобно автору статьи, навязывать другим исследователям и тем более составителям стратиграфических кодексов свои рекомендации по тем или иным процедурным проблемам.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

**Жамойда А.И.** Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л.: Наука, 1980. С. 32–63.

**Зубаков В.А.** Ритмостратиграфические подразделения. Проект дополнений к стратиграфическому кодексу СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 71 с.

**Зубаков В.А.** Новый подход к стратиграфической классификации // Сов. геология. 1992. № 5. С. 46–53.

**Красилов В.А.** Палеоэкосистемы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 114–120.

**Красилов В.А.** Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.

**Красилов В.А., Зубаков В.А., Шульдинер В.И., Ремизовский В.И.** Экостратиграфия. Теория и методы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 147 с.

**Круть И.В.** Исследование основ теоретической геологии. М.: Наука, 1973. 205 с.

**Круть И.В.** Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 367 с.

**Мейен С.В.** Структура теоретической стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 8–16.

**Мейен С.В.** Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.

**Никитин С.Н., Чернышев Ф.Н.** Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне // Горн. журн. 1889. Т. 1. № 1. С. 114–150.

**Симаков К.В.** Проблема определения хроностратиграфических границ (на примере границы девона и карбона). М.: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1986. 396 с.

**Урманцев Ю.А.** Симметрия Природы и природа Симметрии. М.: Наука, 1974. 229 с.

**Renevier E.** Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans régions classiques, leurs synonymes, et les principaux fossiles de chaque étage. Lausanne, 1874. 36 p.

**Renevier E.** Résumé du Chronographe Géologique // Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat. 1897. V. XXXIII. P. 1–7.

**Schenck H.G., Muller S.W.** Stratigraphic terminology // Geol. Soc. Amer. Bul. 1941. V. 52. P. 1419–1426.

Рецензент А.Ю. Розанов

## ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;
- 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочтаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Тerek).

## УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

**Российская академия наук с 1997 года меняет условия подписки на академические журналы. Это связано с необходимостью уменьшить убытки от выпуска периодики Академии, в связи с чем будут подняты подписные цены. Повышение цен будет проходить в два этапа.**

**На первом этапе (I полугодие 1997 года) объявленные в каталоге подписные цены будут доступны всем категориям научных работников, преподавателям, аспирантам и студентам вузов, всем государственным и научным библиотекам, а также научным и вузовским организациям.**

**На втором этапе (II полугодие 1997 года) численность специалистов и количество организаций, имеющих право пользования льготной подпиской, будет существенно сокращено. Воспользоваться этими льготами можно будет только при подписке в издательстве "Наука", в редакции журнала и в других местах, которые будут указаны дополнительно. Каталожная цена на академические журналы и, следовательно, стоимость подписки в отделениях связи будет значительно повышена.**

**Подписные цены на академические научно-популярные журналы не претерпят существенных изменений.**