

ISSN 0869-592X

Том 14, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2006



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



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



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 14 № 5 2006 Сентябрь–Октябрь

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 14, номер 5, 2006

Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты
северной части Байкальской складчатой области

*А. М. Ларин, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, Л. Б. Макарьев,
С. З. Яковлева, В. П. Ковач*

3

Палеозойские породы в инфраструктуре метаморфического фундамента
Главного хребта Большого Кавказа

*М. Л. Сомин, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, О. А. Левченков,
А. Н. Письменный, С. З. Яковлева*

16

Развитие фораминифер и радиолярий на критических рубежах
альба–сеномана и сеномана–турона (Северный Перитетис)

В. С. Вишневская, Т. Н. Горбачик, Л. Ф. Копаевич, Л. Г. Брагина

28

Стратиграфия и радиолярии верхнемеловых отложений осадочного чехла
офиолитового комплекса Аракапас (Кипр)

Л. Г. Брагина, Н. Ю. Брагин

50

Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса:
новые данные Ag-Ag и U-Pb геохронологии

*П. Л. Тихомиров, В. В. Акинин, В. О. Исполатов, П. Александер,
И. Ю. Черепанова, В. В. Загоскин*

67

Бентосные фораминиферы в верхнечетвертичных осадках южной части
Берингова моря: распределение и палеоэкологические интерпретации

Т. А. Хусид, И. А. Басов, С. А. Горбаренко, М. П. Чеховская

82

Палеоботанический анализ материала ископаемых нор сусликов
и вмещающих их верхнеплейстоценовых отложений низовий р. Колымы

Д. А. Лопатина, О. Г. Занина

94

Персоналии

В.В. Меннер в деятельности Межведомственного стратиграфического комитета
и Международной комиссии по стратиграфии

А. И. Жамойда

108

Стратиграфия: уроки прошлого и пути в будущее
(к 100-летию со дня рождения акад. В.В. Меннера)

Ю. Б. Гладенков

115

Ольга Павловна Ярошенко

119

Виктор Александрович Захаров (к 70-летию со дня рождения)

121

* * *

Свеча горела... (памяти Михаила Семеновича Месежникова)

125

Contents

Vol. 14, No. 5, 2006

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

Early Proterozoic Syn- and Postcollision Granites in the Northern Part of the Baikal Fold Area

A. M. Larin, E. B. Sal'nikova, A. B. Kotov, L. B. Makar'ev, S. Z. Yakovleva, and V. P. Kovach 3

Paleozoic Rocks in Infrastructure of the Metamorphic Core, the Greater Caucasus Main Range Zone

M. L. Somin, A. B. Kotov, E. B. Sal'nikova, O. A. Levchenkov, A. N. Pis'mennyi, and S. Z. Yakovleva 16

Foraminifers and Radiolarians across the Albion–Cenomanian and Cenomanian–Turonian Boundaries (Northern Peri-Tethys)

V. S. Vishnevskaya, T. N. Gorbachik, L. F. Kopaevich, and L. G. Bragina 28

Stratigraphy and Radiolarians of Upper Cretaceous Sedimentary cover of the Arakapas Ophiolite Massif (Cyprus)

L. G. Bragina and N. Yu. Bragin 50

The Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt: Age of Its Northern Part According to New Ar–Ar and U–Pb Geochronological Data

P. L. Tikhomirov, V. V. Akinin, V. O. Isolatov, P. Alexander, I. Yu. Cherepanova, and V. V. Zagoskin 67

Benthic Foraminifers in Upper Quaternary Sediments of the Southern Bering Sea: Distribution and Paleooceanographic Interpretations

T. A. Khusid, I. A. Basov, S. A. Gorbarenko, and M. P. Chekhovskaya 82

Paleobotanical Analysis of Materials from Fossil Gopher Burrows and Upper Pleistocene Host Deposits, the Kolyma River Lower Reaches

D. A. Lopatina and O. G. Zanina 94

Personality

V.V. Menner and Activity of Interdepartmental Stratigraphic Committee and International Commission on Stratigraphy

A. I. Zhamoida 108

Stratigraphy: Lessons of the Past and Ways to the Future (to Centenary of Academician V.V. Menner)

Yu. B. Gladenkov 115

Olga Pavlovna Yaroshenko

119

Viktor Aleksandrovich Zakharov (on the 70th Birthday)

121

* * *

A Candle Was Lighting... (In Memory of Mikhail Semenovich Mesezhnikov)

125

УДК 552.2:551.72(571.5)

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ И ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

© 2006 г. А. М. Ларин*, Е. Б. Сальникова*, А. Б. Котов*, Л. Б. Макарьев**,
С. З. Яковлева*, В. П. Ковач*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 22.06.2005. г.

Раннепротерозойские гранитоиды в Байкальской складчатой области имеют ограниченное распространение и приурочены исключительно к дугообразной полосе выступов раннедокембрийского основания, расположенных по внешнему контуру байкалитид. На основании проведенных геохронологических и геохимических исследований гранитов Кевактинского массива и ничатского комплекса было показано, что формирование этих гранитов связано с разными стадиями геологического развития Байкальской складчатой области и протекало в различной геодинамической обстановке. Становление коллизионных гранитов ничатского комплекса произошло на рубеже 1908 ± 5 млн. лет и сопряжено с коллизией Алдано-Олекминской микроплиты и Нечерского террейна. Граниты Кевактинского массива (1846 ± 8 млн. лет) принадлежат к постколлизии Южно-Сибирскому магматическому поясу, формирование которого связано с последовательным приращением к Сибирскому кратону, начиная с рубежа ~ 1.9 млрд. лет серии микроплит, континентальных блоков и островных дуг. По возрасту и целому ряду других особенностей эти граниты резко отличаются от гранитоидов чуйского комплекса, в составе которого они ранее рассматривались. В этой связи предлагается гранитоиды чуйского комплекса разделить на два различных по возрасту, составу и тектоническому положению комплекса: собственно “чуйский” комплекс, объединяющий диорит-гранодиоритовую ассоциацию с возрастом ~ 2.02 млрд. лет (Неймарк и др., 1998) и с геохимическими характеристиками гранитоидов островных дуг и чуйско-кодарский комплекс постколлизии гранитов S-типа с возрастом 1.85 млрд. лет.

Раннепротерозойская история развития Байкальской складчатой области и зоны ее сочленения со структурами Алданского щита укладывается в возрастной интервал около 170 млн. лет, что в целом отвечает длительности формирования аналогичных структур в других регионах мира.

Ключевые слова. Ранний протерозой, коллизионные и постколлизии граниты, Байкальская складчатая область, геохронология, Южно-Сибирский магматический пояс.

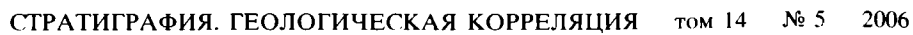
ВВЕДЕНИЕ

Байкальская складчатая область является частью гигантского Центрально-Азиатского складчатого пояса и сложена главным образом рифейскими и палеозойскими геологическими комплексами. Раннепротерозойские гранитоиды имеют в ней ограниченное распространение и приурочены исключительно к дугообразной полосе выступов раннедокембрийского основания, расположенных по внешнему контуру байкалитид (рис. 1). К ним относятся гранитоиды чуйского (или чуйско-кодарского), ирельского, абчадского, татарниковского, кочериковского, приморского и ничатского комплексов. Современные геохронологические и геохимические данные, позволяющие расшифровать последовательность формирования этих гранитоидов и провести их тектоническую типизацию, начали появляться сравнительно

недавно и пока еще их количество явно недостаточно для разработки геодинамической модели проявления докембрийского магматизма Байкальской складчатой области. В этой связи нами были проведены геохронологические и геохимические исследования гранитов Кевактинского массива и ничатского комплекса (рис. 1), знание возраста и тектонического положения которых может сыграть ключевую роль в понимании природы и эволюции раннепротерозойского гранитоидного магматизма рассматриваемого региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Кевактинский массив занимает большую часть Тонодского поднятия в северной части Байкальской складчатой области. Этот достаточно крупный массив, вытянутый в субширотном направлении, прорывает раннепротерозойские су-



пракрустальные породы михайловской и албазинской свит и перекрывается рифейскими высокоглиноземистыми метаосадочными породами пурпольской свиты Бодайбино-Патомской зоны. Кроме того, граниты Кевактинского массива прорываются небольшими субвулканическими телами сферолитовых гранит-порфиров язовского комплекса с возрастом 726 ± 4 млн. лет (Larin et al., 1998). Обычно Кевактинский массив рассматривается в составе чуйского комплекса, возраст которого оценивается в 2020 ± 12 млн. лет на примере гранитоидов Чуйского поднятия (Неймарк и др., 1998). Однако геологические и геохимические данные свидетельствуют о том, что гранитоиды этого комплекса в пределах Чуйского и Тонодского поднятий резко различаются (Неймарк и др., 1998). Поэтому отнесение их к одному комплексу вряд ли целесообразно (Ларин и др., 2003а).

К ничатскому комплексу относятся сравнительно небольшие интрузивные тела “черношпатовых” двуслюдяных, нередко пегматоидных, гранитов, приуроченные почти исключительно к зоне сочленения Байкальской складчатой области (Нечерское поднятие) и Алданского щита (западная часть Чара-Олекминского геоблока). Интрузивные тела этих гранитов прорывают породы удоканской серии (2180 ± 50 млн. лет; Бережная и др., 1988) и нерасчлененные раннепротерозойские граниты и перекрываются рифейскими отложениями Байкальского перикратонного прогиба (рис. 1а, 1б). В пределах Жуинской зоны разломов граниты ничатского комплекса секутся рифейскими дайками доросского комплекса преимущественно северо-восточной ориентировки.

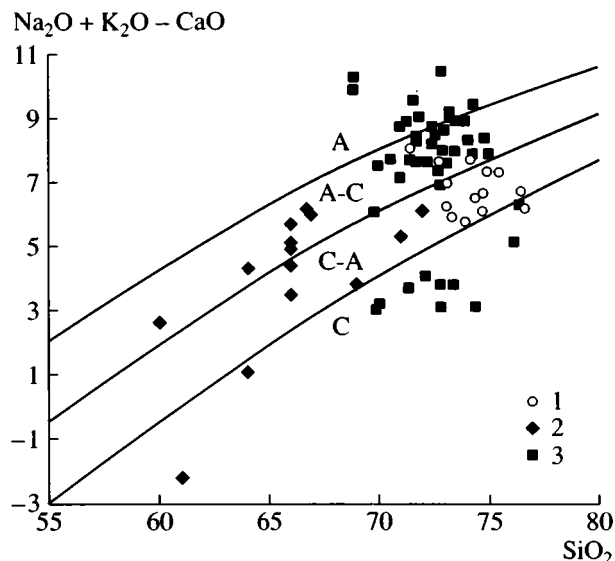


Рис. 2. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ для гранитоидов.

Поля на диаграмме по (Frost et al., 2001): А – щелочное, А-С – щелочно-известковое, С-А – известково-щелочное, С – известковое. 1–3 – магматические комплексы: 1 – чуйско-кодарский (Кевактинский массив); 2 – чуйский; 3 – ничатский.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом, а содержаний элементов-примесей методом рентгенофлуоресцентного анализа (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb, Th, Ba, Cr, Co, Ni, V) и методом ICP MS (PЗЭ, Li, Be, Sc, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Cs, Hf, Ta, Th, U) с относительной погрешностью 5–10%.

Рис. 1. Схема тектонического строения южной части Сибирской платформы и участки геохронологических исследований (а); б и в – врезки, иллюстрирующие геологическое строение областей развития коллизионных гранитов ничатского комплекса и чуйско-кодарского комплекса, соответственно.

а). 1 – мезозойские и кайнозойские рифты и наложенные впадины; 2 – осадочный чехол Сибирской платформы; 3 – рифейские перикратонные прогибы; 4 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 5 – рифейские складчатые образования на раннедокембрийском основании; 6 – раннепротерозойские коллизионные и постколлизийные магматические образования; 7 – раннепротерозойские складчатые пояса; 8 – раннепротерозойские эпикратонные бассейны; 9 – раннепротерозойская сутурная зона (Пристановой пояс высокобарических гранулитов); 10 – архейские краевые выступы Сибирской платформы; 11 – архей-раннепротерозойский Джугджуро-Становой складчатый пояс; 12 – главные разломы.

б). 1 – четвертичные отложения; 2 – мезозойские щелочные породы мурунского комплекса (а – интрузии, б – дайки); 3–5 – рифейские геологические комплексы: 3 – диабазы и долериты доросского комплекса (R_3) (а – интрузии, б – дайки), 4 – осадочные породы сеньской свиты (R_{2-3}), 5 – осадочные породы балаганахской и большеторской серий (R_2) и пурпольской свиты (R_1); 6–9 – раннепротерозойские геологические комплексы: 6 – граниты ничатского комплекса, 7 – нерасчлененные граниты, 8 – гнейсограниты и мигматит-граниты куандинского комплекса, 9 – метаосадочные породы впадин Удоканского типа; 10 – тоналиты, гнейсограниты, гранулиты и супракрустальные породы Чара-Олекминского тектонического блока Алданского щита (AR); 11 – дизъюнктивные нарушения (а – разломы, б – надвижки); 12 – места отбора геохронологических проб.

в). 1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2–4 – позднерифейские геологические комплексы: 2 – дайки и силы диабазов чайского комплекса, 3 – гранит-порфиры язовского комплекса, 4 – метаморфические породы Бодайбино-Патомской зоны; 5–7 – раннепротерозойские геологические комплексы: 5 – граниты чуйско-кодарского комплекса, 6 – гранитоиды чуйского комплекса, 7 – супракрустальные породы михайловской и албазинской свит; 8 – дизъюнктивные нарушения (а – разломы, б – надвижки); 9 – места отбора геохронологических проб.

Таблица 1. Химический состав представительных образцов раннепротерозойских гранитоидов Байкальской складчатой области

Компо- ненты	Чуйско-кодарский комплекс (Кевактинский массив)				Чуйский комплекс			Ничатский комплекс		
	Л-290*	Л-384	Л-383	Л-385	SH-58	3110/29	35-89	10263-6	10075	10176-1
	CBG	CBG	CBG	FBG	T	B-AGD	B-AGD	PG	PG	LG
SiO ₂	73.06	73.02	73.34	75.44	70.00	66.00	66.80	68.90	73.01	71.85
TiO ₂	0.22	0.30	0.31	0.12	0.33	0.44	0.32	0.29	0.06	0.09
Al ₂ O ₃	13.85	13.76	13.28	12.68	15.40	16.50	15.40	15.91	14.99	14.73
Fe ₂ O ₃	2.75	3.34	3.10	2.37	3.40	3.80	3.40	1.56	0.78	2.45
FeO										
MnO	0.03	<0.02	0.04	0.04	0.043	0.062	0.073	<0.01	<0.01	0.04
MgO	0.22	0.31	1.48	<0.2	1.40	1.60	1.60	1.10	0.27	0.28
CaO	0.97	0.31	0.34	0.43	2.90	3.20	2.70	0.54	0.82	0.48
Na ₂ O	2.42	2.00	1.82	2.58	5.00	4.90	5.30	2.76	2.89	3.29
K ₂ O	4.78	5.81	4.42	5.14	1.10	2.70	3.50	7.63	6.54	6.18
P ₂ O ₅	0.20	0.16	0.12	0.14	0.12	0.25	0.19	<0.05	0.06	0.06
H ₂ O										
П.п.п.	0.99	<0.5	1.24	0.52	0.79	0.68	0.43	1.05	0.50	0.62
F	0.096	0.19	0.11	0.22						
Li	50	120	94	100		2.6		3.7		17.5
Rb	199	315	285	379	35	43	117	156	131	309
Sr	113	62	54	36	474	903	919	451	182	92
Y	22	27	35	21	7	15	9	8	6	39
Zr	129	136	160	97	175	156	106	19	52	114
Hf	1.03	2.44				2.10		0.17		3.28
Nb	9	13	19	19	6	14	4	10	<5	8
Ta	0.64	0.76				0.22		0.55		0.54
Pb	24	21	21	26	12	9	15	59	61	46
Th	16.0	23.0	29.0	20.0	4	4	1	6	<5	40
U	1.5	3	6	13		0.6		0.2		4.6
Ba	1255	756	748	418	598	1745	519	4802	1018	609
Cr	47		57	50	38	45	54	4.7		6.0
Ni	7	11	20	10	7	12	11	4.8		4.3
Co	<10	<10	<10	<10	11	3	2	1.7		1.6
V	<10	<10	<10	<10	36	37	60	<10	<10	<10
Zn	41.6	45.3				35.7		28.4		26.0

Примечание. B-AGD – биотит-амфиболовые порфириовидные гранодиориты; CBG – крупнозернистые биотитовые граниты; FBG – мелкозернистые биотитовые граниты; T – трондьемиты; PG – пегматоидный гранит; LG – лейкогранит. Л-290* и др. – номера образцов.

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb геохронологические исследования цирконов проведены как для стандартных навесок (0.43–0.79 мг), так и для микронавесок (2–30 зерен) циркона. Контроль внутреннего строения индивидуальных зерен циркона осу-

ществлялся с помощью оптического микроскопа и катодолюминесценции. Выбранные для геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностного загрязнения в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени циркон промывался особо чистой водой. Разложение и

Таблица 2. Содержание РЗЭ в раннепротерозойских гранитоидах Байкальской складчатой области

Компоненты	Ничатский комплекс		Чуйско-кодарский комплекс		Чуйский комплекс
	10263-6	10176-1	Л-290	Л-384	3110/29
La	15.07	50.56	30.8	15.3	29.4
Ce	24.21	116.60	64	59	65
Pr	2.11	12.76	7.34	4.18	7.37
Nd	7.37	48.42	27.09	15.65	26.41
Sm	1.02	8.75	5.41	3.83	4.28
Eu	2.22	0.60	1.13	0.51	1.16
Gd	0.75	6.25	4.36	3.67	2.96
Tb	0.07	0.87	0.67	0.66	0.35
Dy	0.29	5.54	3.09	3.66	1.47
Ho	0.05	1.36	0.54	0.74	0.28
Er	0.11	4.58	1.19	1.86	0.70
Tm	0.01	0.76	0.15	0.27	0.10
Yb	0.05	5.23	0.86	1.63	0.67
Lu	0.01	0.68	0.12	0.20	0.08
[La/Yb] _N	191.2	6.53	24.16	6.36	29.75
[La/Sm] _N	9.32	3.64	3.58	2.52	4.32
[Gd/Yb] _N	11.42	0.97	4.11	1.82	3.59
Eu/Eu*	7.75	0.25	0.71	0.41	0.99

химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). Уровень холостого опыта не превышал 30 pg Pb и 5 pg U. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме, а также при помощи электронного умножителя (коэффициент дискриминации умножителя для Pb – 0.32 ± 0.11% amu).

Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 1999). 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). Все ошибки приведены на уровне 2σ.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Данные о химическом составе и распределении малых и редкоземельных элементов в гранитоидах чуйского и ничатского комплексов приведены в таблицах 1 и 2.

Гранитоиды чуйского комплекса, развитые в пределах Чуйского поднятия, представлены главным образом диоритами и кварцевыми диоритами, при подчиненной роли гранодиоритов. Они принадлежат к породам известково-щелочной и

известковой серий (рис. 2) с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$. Среди них преобладают низкоглиноземистые породы умеренной железистости ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO} = 0.65\text{--}0.89$). Рассматриваемые гранитоиды отличаются невысокими содержаниями как HFS-, так и LIL-элементов, за исключением Ba и Sr. На дискриминационных диаграммах они попадают в по-

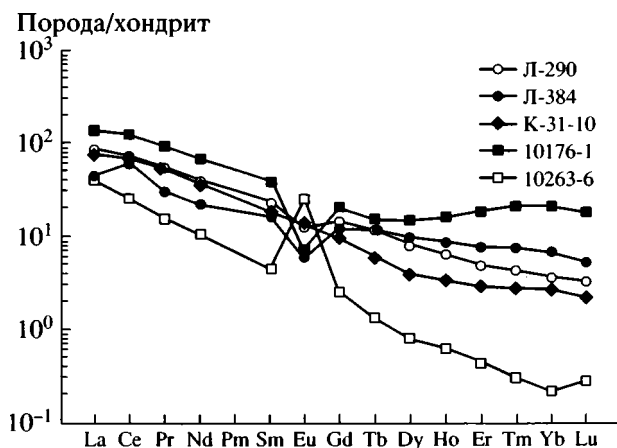


Рис. 3. Нормированные к хондриту по (Taylor, McLennan, 1985) спектры распределения РЗЭ в гранитоидах. Л-290 и Л-384 – чуйско-кодарский (Кевактинский массив) комплекс; К-31-10 – чуйский комплекс; 10176-1 и 10263-6 – ничатский комплекс.

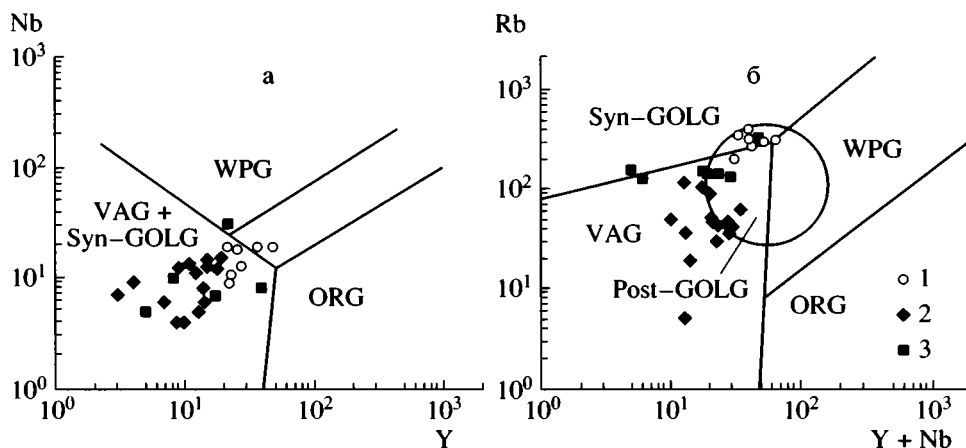


Рис. 4. Дискриминационные геохимические диаграммы а) Y-Nb и б) Rb-(Y + Nb) для гранитоидов по (Pearce et al., 1984; Pearce, 1996).

Поля составов гранитоидов: WPG – внутриплитных, OCR – орогенных, VAG – вулканических дуг, Syn-GOLG – синколлизонных и Post-GOLG – постколлизонных.

Др. усл. обозначения см. на рис. 2.

для гранитов вулканических дуг (рис. 4). Спектры распределения РЗЭ в гранитоидах чуйского комплекса демонстрируют высокую степень фракционированности ($[La/Yb]_N = 29.8$, $[La]_N = 80.2$, $[Yb]_N = 2.7$) и отсутствие Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.99$) (рис. 3). Специфической особенностью этих гранитоидов является “вогнутость” графиков распределения РЗЭ в области ТРЗЭ (рис. 3), характерная для гранитоидов магматических дуг и TTG ассоциации.

Биотитовые и биотит-мусковитовые, иногда турмалиносодержащие граниты Кевактинского массива являются типичным представителем субщелочных калиевых гранитов S-типа (Ларин и др., 2003а). Они принадлежат к породам известково-щелочной и щелочно-известковой серий (рис. 2), среди которых преобладают высокоглиноземистые ($A/CNK = 0.97–1.58$) граниты повышенной железистости ($0.77–0.96$). Граниты Кевактинского массива отличаются умеренными содержаниями большинства некогерентных элементов. Некоторое обогащение наблюдается только для Rb (200–380 ppm), Li (50–120 ppm) и F (0.1–0.22%). Кроме того, они обогащены ЛРЗЭ ($[La]_N = 83.8$, $[La/Yb]_N = 24.2$) и имеют хорошо выраженную отрицательную Eu аномалию ($Eu/Eu^* = 0.41–0.27$) (рис. 3). На тектоно-магматических дискриминационных диаграммах (рис. 4) точки составов гранитов Кевактинского массива попадают в поле постколлизонных гранитов.

Граниты ничатского комплекса в целом имеют субщелочной характер. Однако соотношение щелочей в этих гранитах сильно изменчиво и хотя на диаграмме $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (рис. 2) большая часть точек их составов попадает в поле щелочно-известковых пород, некоторые разно-

видности соответствуют породам щелочной и известковой серий. Характерной особенностью гранитоидов ничатского комплекса является высокая глиноземистость (1.04–1.69) и сильно варьирующая железистость (0.45–0.98). По всем этим признакам они наиболее близки к гранитам S-типа. Несмотря на значительные вариации содержания элементов-примесей, в целом граниты ничатского комплекса обеднены большинством некогерентных элементов. При этом пегматоидные граниты этого комплекса обогащены K, Ba и Sr и резко обеднены HFS-элементами и РЗЭ. Для последних характерно некоторое обогащение ЛРЗЭ и очень высокая степень деплетированности ТРЗЭ ($[La/Yb]_N = 192$; $[La]_N = 41.1$, $[Yb]_N = 0.21$) при высокой положительной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 7.7$) (рис. 3). Положительная Eu аномалия в этих гранитах коррелируется с высокими содержаниями Ba и Sr и низкими содержаниями ТРЗЭ и Zr. Не исключено, что высокие содержания Ba, Sr и Eu связаны с присутствием кумулятивных полевых шпатов, а деплетирование по ТРЗЭ обусловлено фракционированием циркона или граната. В поздних лейкогранитах ничатского комплекса содержания большинства некогерентных элементов возрастают, а содержания Ba, Sr и K уменьшаются. На фоне общего увеличения содержания РЗЭ, особенно тяжелых, резко уменьшается степень их фракционированности ($[La/Yb]_N = 6.5$; $[La]_N = 137.8$, $[Yb]_N = 17.8$) и возникает отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.25$). Появление отрицательной Eu аномалии и уменьшение содержания Ba, Sr и K скорее всего связаны с фракционированием полевых шпатов, а возрастание концентраций РЗЭ, особенно ТРЗЭ, – с присутствием акцессорного торита или

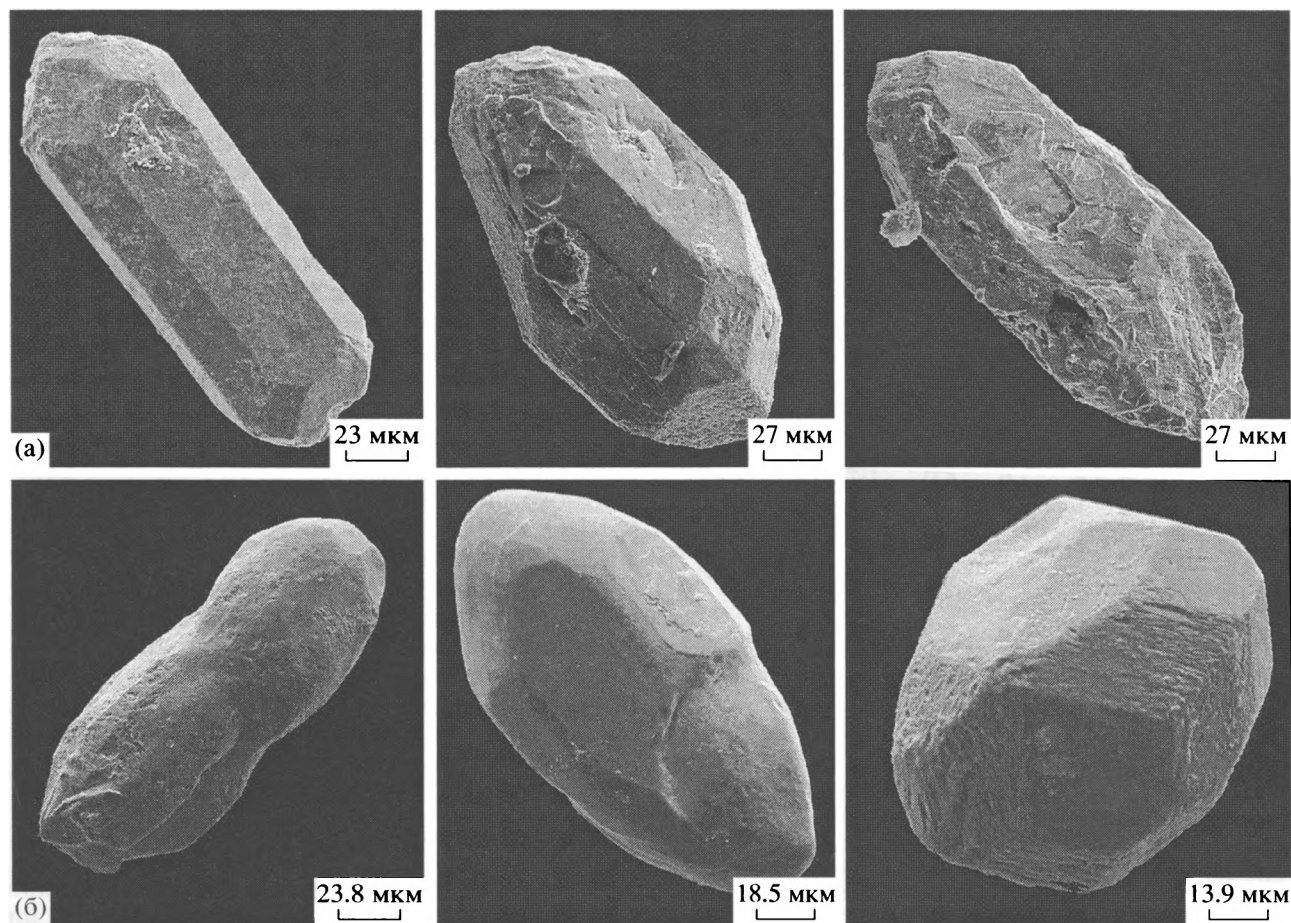


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ55 (ускоряющее напряжение 20 кВ); а – гранит Кевактинского массива (проба Л-384), б – гранит ничатского комплекса (проба 10263-6).

ксенотима, что подтверждается высокими содержаниями Th. На тектоно-магматических дискриминационных диаграммах составы гранитов ничатского комплекса попадают преимущественно в поле синколлизонных гранитов (рис. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Места отбора проб для U-Pb геохронологических исследований гранитоидов Кевактинского массива и ничатского комплекса показаны на рис. 1, а полученные результаты представлены в табл. 3 и на рис. 5, 6.

Граниты Кевактинского массива. Акцессорный циркон биотитовых гранитов Кевактинского массива (проба Л-384) представлен главным образом идиоморфными и субидиоморфными прозрачными и замутненными кристаллами призматической и длиннопризматической формы розового и светло-сиреневого цвета цирконового габитуса (рис. 5). Основными кристаллографиче-

скими формами являются грани призмы {100}, {110} и дипирамиды {111}, {101} и {102}. Поверхность кристаллов неровная, мелкопористая (рис. 5), что, вероятно, является результатом выщелачивания. В единичных случаях вершины пирамид кристаллов циркона имеют интенсивную темно-сиреневую окраску. Внутреннее строение большей части кристаллов характеризуется присутствием мутной полуметамиктной и метамиктной сахаровидной оболочки с пониженным двупреломлением, иногда составляющей около 50% объема зерна, и более прозрачной центральной незональной части. К оболочкам, как правило, приурочены включения биотита. Размеры зерен циркона изменяются от 30 до 250 мкм; Кудл = 1.5–2.5.

Изотопные исследования проведены для четырех навесок, содержащих наиболее прозрачные и идиоморфные зерна циркона (–85 + 60 мкм и >150 мкм; № 1–4, табл. 3), при этом циркон из двух навесок был подвергнут аэроабразивной обработке, в результате которой было удалено соответственно около 40% и 50% его вещества (№ 3, 4;

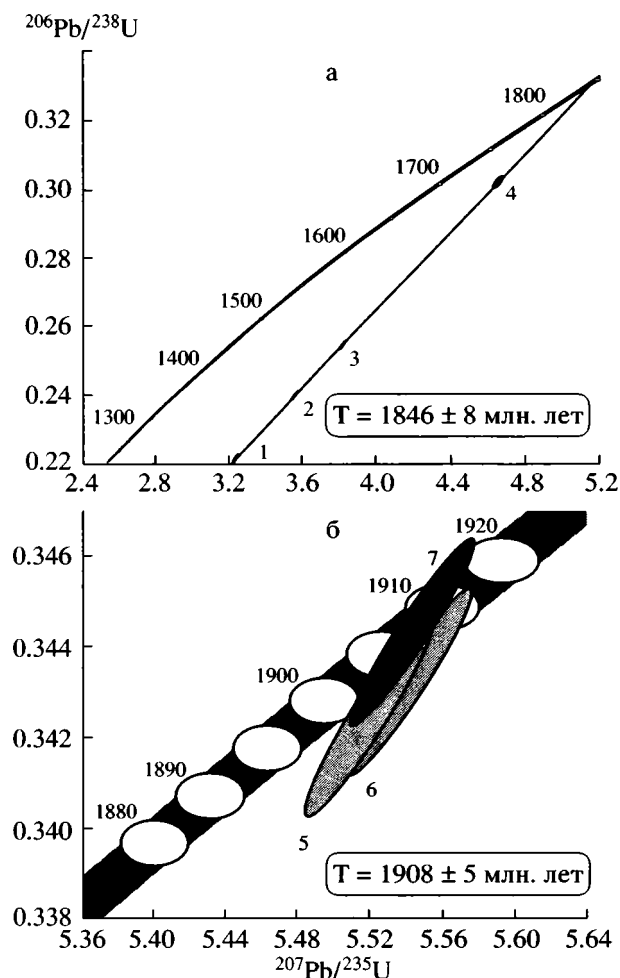


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитов Кевактинского массива (а) и гранитов ничатского комплекса (б). Номера точек изотопного состава соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

табл. 3). Точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию (рис. 6), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1846 ± 8 млн. лет, а нижнее – 387 ± 27 млн. лет (СКВО = 0.78). Морфологические особенности циркона из гранитов Кевактинского массива свидетельствуют об его магматическом происхождении, что позволяет рассматривать полученный возраст (1846 ± 8 млн. лет) в качестве оценки возраста становления этого массива.

Граниты ничатского комплекса. Акцессорный циркон, выделенный из двуслюдяных гранитов ничатского комплекса (проба 10263-6), образует субидiomорфные и идиоморфные прозрачные и замутненные кристаллы призматического, короткопризматического и дипирамидального облика вишневого цвета (рис. 5). Огранка кристаллов представлена сочетанием граней призмы {100}, {110} и дипирамиды {111}, {112}. Для их

внутреннего строения характерна магматическая зональность. В отдельных замутненных кристаллах присутствуют ядра. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм; Кудл = 2.0–3.0.

Изотопные исследования проведены для трех навесок, состоящих из соответственно 2, 20 и 30 наиболее прозрачных и идиоморфных зерен циркона из размерных фракций >150 мкм и >100 мкм, предварительно подвергнутых аэроабразивной обработке (№ 5–7, табл. 3). Как видно из табл. 3 и рис. 6, точка изотопного состава циркона в результате аэроабразивной обработки которого осталось около 50% вещества, располагается на конкордии, а циркон двух других навесок характеризуется незначительной дискордантностью (степень дискордантности 0.5%). Возраст конкордантного циркона составляет 1908 ± 5 млн. лет (СКВО = 0.004, вероятность конкордантности = 0.95) и совпадает со средней величиной возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) циркона трех навесок (1911 ± 7 млн. лет, СКВО = 4.2). Морфологические особенности изученного циркона указывают на его кристаллизацию из расплава. Поэтому есть все основания принимать оценку возраста 1908 ± 5 млн. лет в качестве возраста кристаллизации родоначальных для гранитов ничатского комплекса расплавов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты геохронологических исследований показывают, что формирование гранитоидов ничатского комплекса и Кевактинского массива связано с разными этапами раннепротерозойской истории Байкальской складчатой области. Обращает на себя внимание, что граниты ничатского комплекса (1908 ± 5 млн. лет) по возрасту близки к синкинематическим гнейсогранитным куполам Приольхонья (1890 ± 25 млн. лет – Бибикова и др., 1990), гранулитовому метаморфизму в Ангаро-Канской глыбе (1900 ± 10 млн. лет – Бибикова и др., 1993). Возраст гранитов ничатского комплекса также близок к возрасту гнейсогранитов куандинского комплекса – 1895 ± 30 млн. лет (Геологическое строение ..., 1986). И те, и другие рассматриваются В.С. Федоровским (1985) как типичные синметаморфические гранитоиды, связанные между собой постепенными переходами. Гнейсограниты куандинского комплекса, образующие многочисленные куполовидные массивы (диапир-плутоны) в обрамлении Кодаро-Удоканского прогиба, формировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В северо-западной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита, на его границе с Патомской зоной Байкальской складчатой области, там, где гнейсограниты куандинского комплекса сменяются гранитами ничатского комплекса, наблюдается также смена андалузит-силлиманитового метаморфического ореола на кианит-силлиманитовый

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов Кевактинского массива и ничатского комплекса

№	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a
Гранит Кевактинского массива чуйско-кодарского комплекса (проба Л-384)													
1	–85 + 60	0.79	64.9	279	2237	0.1061 ± 1	0.0879 ± 1	3.2382 ± 65	0.2213 ± 4	0.93	1466 ± 3	1289 ± 3	1734 ± 1
2	>150	0.61	36.0	113	299	0.1089 ± 1	0.1156 ± 1	3.8208 ± 76	0.2544 ± 5	0.89	1597 ± 3	1461 ± 3	1782 ± 1
3	–85 + 60, А 40%	0.43	32.8	125	852	0.1078 ± 1	0.0972 ± 1	3.5632 ± 71	0.2398 ± 5	0.91	1541 ± 3	1386 ± 3	1762 ± 1
4	>150, А 50%	0.46	77.6	148	106	0.1114 ± 1	0.1744 ± 1	4.6461 ± 88	0.3024 ± 6	0.76	1758 ± 4	1703 ± 3	1823 ± 2
Гранит ничатского комплекса (проба 10263-6)													
5	>150, 2 з., А 30%	–	U/Pb* 2.97		5260	0.1169 ± 1	0.0193 ± 1	5.5188 ± 110	0.3423 ± 7	0.94	1904 ± 4	1898 ± 4	1910 ± 1
6	>100, 20 з., А 30%	–	U/Pb* 2.94		6255	0.1171 ± 1	0.0270 ± 1	5.5433 ± 111	0.3432 ± 7	0.96	1907 ± 4	1902 ± 4	1913 ± 1
7	>100, 30 з., А 50%	0.15	67.2	193	1692	0.1168 ± 1	0.0337 ± 1	5.5443 ± 111	0.3443 ± 7	0.95	1908 ± 4	1907 ± 4	1908 ± 1

Примечание. ^a Изотопные отношения скорректированы на бланк и обычный свинец; А 40% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; * – навеска циркона не определялась; 2 з. – количество проанализированных зерен. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U. Аэробразивная обработка циркона проводилась по методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1982). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT и ISOPLOT (Ludwig, 1991, 1999). 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). Все ошибки приведены на уровне 2σ.

(Федоровский, 1985). Граниты обоих комплексов прорываются постколлизийными рапакивигоподобными гранитами кодарского комплекса (1873–1876 млн. лет – Ларин и др., 2000).

Геологические и геохимические особенности гранитов ничатского комплекса свидетельствуют об их принадлежности к коллизионным гранитам, образование которых скорее всего связано с парциальным плавлением древнего (позднеархейского) корового вещества в результате термальной релаксации и/или эксгумации орогена в ходе изотермальной декомпрессии (Ларин и др., 2003а). Вероятнее всего они были сформированы в результате коллизии Алданской континентальной плиты и Нечерского террейна.

Возрастной интервал между становлением коллизионных гранитов ничатского комплекса и типичных постколлизионных магматических образований, таких как граниты кодарского комплекса или изверженные породы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (Ларин и др., 2003б), составляет 40–30 млн. лет. Такой возрастной интервал между проявлением син- и постколлизионного гранитоидного магматизма в целом типичен и для других складчатых поясов (Добрецов и др., 2001; Bonin et al., 1998; Väisänen et al., 2000). Согласно расчетным данным (Лобковский и др., 2004) наступление собственно орогенной стадии с подъемом рельефа на 3–5 км, как правило, отстает от начала коллизии на 20–40 млн. лет; именно столько времени требуется для нагнетания значительного объема пластичной нижней коры в осевую зону орогена.

Полученные геохронологические данные подтверждают предположение о неоднородности чуйского комплекса гранитоидов (Неймарк и др., 1998). В этой связи представляется целесообразным оставить за гранитоидами Чуйского поднятия (2020 млн. лет), имеющими геохимические характеристики гранитоидов вулканических дуг, название чуйский комплекс, а для более поздних гранитов Тонодского поднятия (Кевактинский массив) использовать название чуйско-кодарский комплекс. Возраст Кевактинского массива, его тектоническое положение в структурах Байкальской складчатой области, а также геохимические особенности слагающих его гранитов, сближающие их с типичными постколлизионными гранитами, дают все основания для его включения в состав Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса (1.88–1.84 млрд. лет). Этот гигантский пояс протягивается вдоль юго-западного обрамления Сибирской платформы от Ангара-Канской глыбы на западе до восточной окраины Чара-Олекминского геоблока Алданского щита на востоке (Диденко и др., 2003а; Ларин и др., 2002, 2003б). Характерной особенностью постколлизионных магматических поясов

этого типа является “совмещение” А- и S-гранитов, а также пород высококальциевой известково-щелочной, шошунит-латитовой и ультракальциевой магматических серий, обогащенных некогерентными элементами, происхождение которых связано с метасоматизированным субконтинентальным литосферным источником (Bonin et al., 1998). Кроме того, в поясах рассматриваемого типа нередко проявлен высокотемпературный и низкобарический (НТ/ЛР) метаморфизм в условиях растяжения (Buck, 1991; Väisänen et al., 2000).

В пределах Южно-Сибирского магматического пояса магматические ассоциации шошунит-латитовой серии широко представлены в Северо-Байкальском вулканоплутоническом поясе (1869 ± 6–1854 ± 5 млн. лет), фельзитические породы которого отвечают гранитам А-типа (Неймарк и др., 1998, Ларин и др., 2003б, Larin et al., 2002). Кевактинский массив, типичный представитель коровых гранитов S-типа, структурно связан с этим вулканоплутоническим поясом и приурочен к его северо-восточному замыканию. В западной части Южно-Сибирского магматического пояса (Шарыжалгайский и Бирюсинский блоки, Ангара-Канская глыба) доминируют посторогенные граниты А-типа, такие как граниты рапакиви приморского, чарнокиты шумихинского и татарниковского и граниты саянского и таракского комплексов, формирование которых произошло в возрастном интервале 1869–1837 млн. лет (Донская и др., 2002, 2003; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; Диденко и др., 2003б). В восточном окончании этого пояса, в пределах Чара-Олекминского геоблока Алданского щита развиты рапакивигоподобные граниты кодарского комплекса, расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии чинейского комплекса (1830 ± 50 млн. лет – Геологическое строение ..., 1986), а также породы ультракальциевой серии – дайковый рой лампроитов ханинского комплекса (~1870 млн. лет – Богатилов и др., 1991). Гранулитовый метаморфизм с возрастом 1865 ± 5 млн. лет (Сальникова и др., 2003) фиксируется в Шарыжалгайском блоке.

Формирование Южно-Сибирского магматического пояса связано с причленением к Сибирскому кратону (начиная с ~1.9 млрд. лет) серии микроплит, континентальных блоков и островных дуг, что и привело к его окончательной стабилизации на рубеже ~1.8 млрд. лет. Закрытие орогена происходило с востока на запад (в современных координатах). В этом же направлении наблюдается последовательное омоложение постколлизионных гранитоидов от 1.87 до 1.84 млрд. лет (Сальникова и др., 2003), что типично для транспрессионных орогенов. Таким образом, Южно-Сибирский магматический пояс вероятнее всего трассирует коллизионный шов орогена подобного типа. Образование магматических ассоциаций этого пояса можно объяснить с позиций модели литосферной

Таблица 4. Последовательность тектонических событий в раннем протерозое северной части Байкальской складчатой области и западной части Алданского щита

Северная часть Байкальской складчатой области	Чара-Олекминский блок Алданского щита
Постколлизийные тектонические события и магматические комплексы (Южно-Сибирский магматический пояс)	
1846 ± 8 млн. лет <u>Чуйско-кодарский комплекс</u> калиевых гранитов S-типа (Кевактинский массив) 1854 ± 5–1869 ± 6 млн. лет <u>Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс</u> (магматические породы шошонитовой, высоко- и средне-калиевой известково-щелочной серий, гранитоиды А-типа)	1873 ± 2–1876 ± 4 млн. лет <u>Кодарский комплекс</u> рапакивиподобных гранитов А-типа 1830 ± 50 млн. лет <u>Чинейский комплекс</u> мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий ~1870 млн. лет <u>Ханинский рой</u> даек лампроитов
Синколлизийные тектонические события и магматические комплексы	
1908 ± 4 млн. лет <u>Ничатский комплекс</u> высокоглиноземистых гранитов S-типа	1895 ± 30 млн. лет <u>Куандинский комплекс</u> реоморфических гранитов (диапир-плутоны) 1895 ± 4 млн. лет Метаморфизм амфиболитовой фации и ультраметаморфизм
Субдукционный магматизм магматических дуг	
2020 ± 12 млн. лет <u>Чуйский комплекс</u> диоритов, гранодиоритов и гранитов (М-, I-типов)	
Формирование пассивной континентальной окраины	
	2066 ± 6 млн. лет <u>Катугинский комплекс</u> щелочных гранитов >2.18 и <2.07 млрд. лет Эпикратонные впадины <u>Удоканского типа</u>

деламинации и коллапса растяжения “переутолщенной” коры, спустя 30–50 млн. лет после главного коллизийного события (Larin et al., 2002).

Таким образом, раннепротерозойская история развития Байкальской складчатой области и зоны ее сочленения со структурами Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области (табл. 4) от заложения островных дуг (2020 млн. лет) и до полной ее стабилизации (1850 млн. лет) практически полностью соответствует по времени формированию гигантского раннепротерозойского складчатого пояса Алданского щита (Котов, 2003) и укладывается в возрастной интервал около 170 млн. лет, что в целом отвечает длительности формирования аналогичных структур в других регионах мира (Котов, 2003; Gaal, Gorbatshev, 1987).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геохимические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что формирование раннепротерозойских гранитоидов ничатского комплекса и Кевактинского массива относится к разным стадиям геологического развития Байкальской складчатой области и протекало в различной геодинамической обстановке. Становление коллизийных гранитов ничатского комплекса произошло на рубеже 1908 ± 5 млн. лет и связано с коллизией Алдано-Олекминской микроплиты и Нечерского террейна и обусловленной этим событием термальной релаксацией и/или эксгумацией орогена в ходе изотермальной декомпрессии (Ларин и др., 2003а).

Граниты Кевактинского массива (1846 ± 8 млн. лет) явно принадлежат к постколлизийному Южно-Сибирскому магматическому поя-

су, формирование которого связано с последовательным причленением к Сибирскому кратону, начиная с рубежа ~1.9 млрд. лет серии микроплит, континентальных блоков и островных дуг. При этом по возрасту и составу они резко отличаются от гранитоидов чуйского комплекса. Поэтому целесообразно гранитоиды, выделяемые ранее в качестве чуйского комплекса, разделить на два различных по возрасту, составу и тектоническому положению комплекса: собственно "чуйский" комплекс, объединяющий диорит-гранодиоритовую ассоциацию с возрастом ~2.02 млрд. лет и с геохимическими характеристиками гранитоидов островных дуг и чуйско-кодарский комплекс постколлизийных гранитов S-типа с возрастом 1.85 млрд. лет.

В целом раннепротерозойская история развития Байкальской складчатой области и зоны ее сочленения со структурами Алданского щита укладывается в возрастной интервал около 170 млн. лет, что в целом отвечает длительности формирования аналогичных структур в других регионах мира.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-64893, 04-05-64810, 06-05-64989), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Изотопная геология: геохронология, источники вещества", "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)" и Фонда содействия отечественной науки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бережная Н.Г., Бибикова Е.В., Сочава А.В. и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 5. С. 1209–1212.
- Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.
- Бибикова Е.В., Кирилова Т.И., Макаров В.А. Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 162–170.
- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 2. Забайкало-Верхнеамурский регион / Ред. Амантов В.А. Л.: Недра, 1986. 239 с.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // Докл. РАН. 2003а. Т. 390. № 3. С. 368–373.
- Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К. и др. Методологические аспекты совместного палеомагнитного и геохронологического изучения раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. 25–27 ноября 2003 г. Санкт-Петербург. СПб.: Центр информационной культуры. ИГГД РАН, 2003б. С. 148–152.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: ГЕО, 2001. 409 с.
- Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 5. С. 663–667.
- Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб: ИГГД РАН, 78 с.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннепротерозойский постколлизийный магматический пояс юго-западного обрамления Сибирской платформы // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы Всес. науч. конф., посвящ. 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований (8–10 октября 2002, Москва), Т. 1 "Тектоника, стратиграфия, литология". М.: Связь-принт, 2002. С. 53–55.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возраст и геодинамическая типизация раннепротерозойских гранитоидов Байкальской складчатой области // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Рос. конф. по изотоп. геохронологии. 25–27 ноября 2003 г. Санкт-Петербург. СПб.: Центр информационной культуры. ИГГД РАН, 2003а. С. 249–252.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. РАН. 2003б. Т. 392. № 4. С. 506–511.
- Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 717–732.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.

Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологические исследования (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского края // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 9. С. 879–889.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудообразования. Материалы II Рос. конф. по изотоп. геохронологии. 25–27 ноября 2003 г. С.-Петербург. СПб.: Центр информационной культуры. ИГГД РАН, 2003. С. 453–455.

Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры). М.: Наука, 1985. 200 с.

Bonin B., Azzuni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings // Lithos. 1998. V. 45. P. 45–70.

Buck W.R. Models of continental lithospheric extension // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 20161–20178.

Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield // Prec. Res. 1987. V. 35. P. 15–52.

Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al. A geochemical classification of granitic rock suites // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition 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.

Larin A.M., Kotov A.B., Salnikova S.B., Kovach V.P. Late Paleoproterozoic Postcollisional and Anorogenic Volcanic Sequences of the Siberian Craton: Petrogenesis and Tectonic Implications // II Simposio “Vulcanismo e Ambientes Associados” 2002. Belem-PA. Brasil. P. 18.

Larin A.M., Neymark L.A., Nemchin A.A., Rytisk E.Yu. Two different types of Neoproterozoic tin-bearing granites in the Baikal Mountain region // Intern. Field Confer.: Proterozoic Granite Systems of the Pennokean terrane in Wisconsin. Field Guide and Proceeding Volume. Abstr. Madison, Wisconsin. 1998. P. 155–156.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.

Pearce J.A. Sources and setting of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19. № 4. P. 120–125.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Distribution Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L.M., Hölttä P. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland // Lithos. 2000. V. 54. P. 63–81.

Рецензенты М.Г. Леонов,
М.А. Семихатов, В.В. Ярмолюк

УДК 550.93:551.73(234.9)

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПОРОДЫ В ИНФРАСТРУКТУРЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ГЛАВНОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

© 2006 г. М. Л. Сомин*, А. Б. Котов**, Е. Б. Сальникова**, О. А. Левченков**,
А. Н. Письменный***, С. З. Яковлева**

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

*** ФГУП “Кавказгеолсъемка”, Ессентуки

Поступила в редакцию 09.06.2005 г.

В составе наиболее глубоко метаморфизованного нижнего, гнейс-мигматитового, или инфраструктурного комплекса доальпийского фундамента северной части Главного хребта Большого Кавказа широко распространены ортогнейсы гранитоидного состава и мигматиты, которые, как и все породы этого комплекса, традиционно считаются протерозойскими. Однако U-Pb датирование показало позднепалеозойский возраст мигматитов и девонский – магматического протолита ортогнейсов. Позднепалеозойским оказался и возраст апогранитных бластомилонитовых ортогнейсов, тела которых расположены вдоль границы гнейс-мигматитового и вышележащего супраструктурного (макерского) комплекса. Полученные данные свидетельствуют о синхронности и, очевидно, о генетической связи между высокотемпературным низкобарическим метаморфизмом и гранитообразованием в зоне Главного Кавказского хребта.

Ключевые слова. Большой Кавказ, U-Pb датирование, ортогнейсы, мигматиты, палеозой.

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее глубоко эродированная часть складчатого сооружения Большого Кавказа – это зона его Главного хребта, где на поверхность выведены метаморфические породы и гранитоиды доальпийского фундамента (рис. 1). В северной (Эльбрусской) подзоне хребта в фундаменте различают два главных метаморфических комплекса. Верхний, сложенный метапелитами, в меньшей мере гнейсами эпидот-амфиболитовой фации, называют макерским или супраструктурным, а нижний, представленный главным образом гнейсами, метапелитами и мигматитами высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации, – гнейс-мигматитовым, гондарайским, или инфраструктурным комплексом (Баранов, 1987; Греков, Лаврищев, 2002).

Возраст пород, составляющих эти комплексы, и их структурно-возрастные взаимоотношения – это одни из самых трудных вопросов геологии Большого Кавказа. Наиболее широко распространено мнение, что оба комплекса протерозойские (Баранов, 1987; Греков, Лаврищев, 2002; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005). При этом далеко не всегда ясно, имеется ли в виду возраст протолитов метаморфических пород или также и возраст метаморфизма. Авторы новейшей монографической сводки (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005)

считают, что прогрессивный высокотемпературный метаморфизм гнейс-мигматитового комплекса произошел в гренвилевскую эпоху или еще раньше; в позднекаледонскую эпоху или несколько позже проявился диафторез в фации биотит-силлиманитовых гнейсов, а с герцинскими тектоническими событиями были связаны лишь ретроградные изменения в зеленосланцевой фации. К докембрию относят метаморфиты Главного хребта Г.И. Лебедевко и др. (2002). Ю.Я. Потапенко (1982) предположил, хотя и без детального обоснования, что в докембрийское время произошел лишь зеленосланцевый метаморфизм, а высокотемпературные метаморфические преобразования, включая мигматизацию, развивались уже в герцинскую эпоху. Эти, а также некоторые другие суждения о возрасте метаморфитов Главного хребта являются в основном следствием старой, во многих случаях уже не заслуживающей доверия изотопно-геохронологической информации, а также все еще разделяемого некоторыми геологами заблуждения, что возраст пород и степень их метаморфизма находятся в прямой связи. Но прежде всего эти суждения стали результатом недостаточно обоснованной, с нашей точки зрения, экстраполяции на Главный хребет геологических данных, полученных для Бечасынской зоны Большого Кавказа. В этой зоне метаморфические

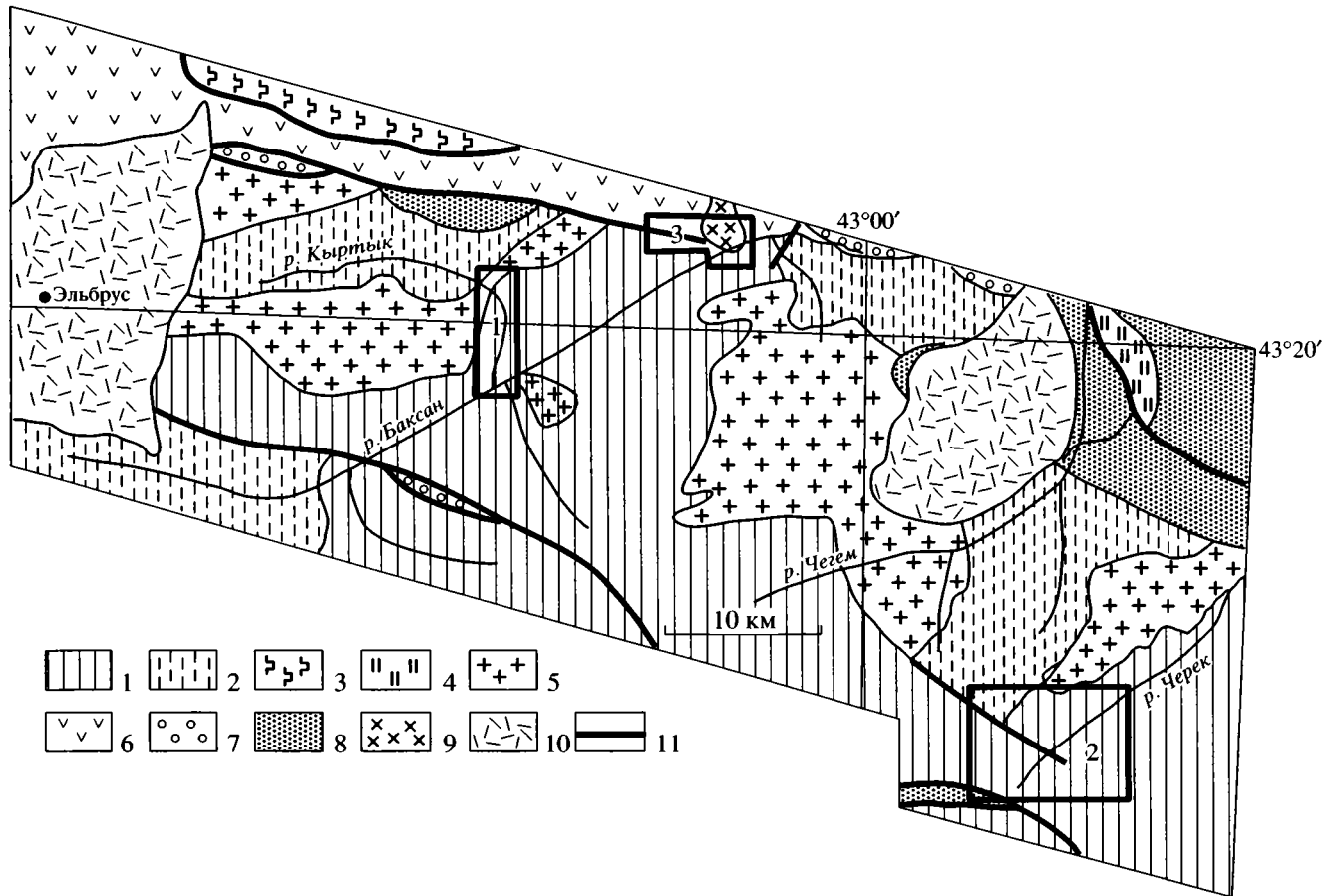


Рис. 1. Геологическая схема Центрального Кавказа в междуречье Баксан–Черек Безенгийский.

1–4 – комплексы: гнейс-мигматитовый (гондарайский); 2 – макерский; 3 – бечасынский; 4 – блыбско-лабарданский; 5 – граниты Главного хребта; 6 – среднепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи Передового хребта; 7 – верхнепалеозойские молассы; 8 – отложения нижней–средней юры; 9 – эльджуртинские граниты, неоген; 10 – вулканы Эльбруса и Чегемского нагорья; 11 – главные разломы. Цифры на рис. – участки исследований: 1 – кыртыкский, 2 – мукуланский, 3 – уллучиранский.

толщи трансгрессивно перекрыты чехлом терригенно-карбонатных отложений, возрастной диапазон которых до последнего времени определялся как венд – кембрий (?) – силур (Потапенко, 1982). Однако в зоне Главного хребта отложения такого литологического состава достоверно не установлены. К тому же эта зона отделена от Бечасынской областью Передового хребта, обладающей весьма своеобразным (энсиматическим, преимущественно высокобарическим) типом кристалликума (Петрология метаморфических..., 1991; Somin, 1997). Возраст протолитов ортопород последнего недавно определен как среднепалеозойский (Сомин, Лаврищев, 2005). Поэтому корреляция метаморфитов Главного хребта с бечасынским комплексом весьма условна, и для определения их возраста требуются независимые геохронологические данные. Результаты исследований в этом направлении представлены в настоящей статье, где обсуждаются данные U–Pb

датирования, полученные для ортогнейсов и мигматитов гнейс-мигматитового комплекса Эльбрусской подзоны и апогранитных бластомилитовых ортогнейсов, расположенных у границы этого комплекса с макерским.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ И ОБЪЕКТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Метаморфические породы гнейс-мигматитового комплекса широко распространены в Эльбрусской подзоне Главного хребта. Они выступают здесь из-под пород макерского комплекса и обычно отделены от них зоной пологого тектонического смещения, природа которого еще точно не определена, и телами позднепалеозойских гранитов (рис. 1). В состав гнейс-мигматитового комплекса входят пара- и ортогнейсы и метапелиты и, в небольшом объеме – metabазиты; степень ме-

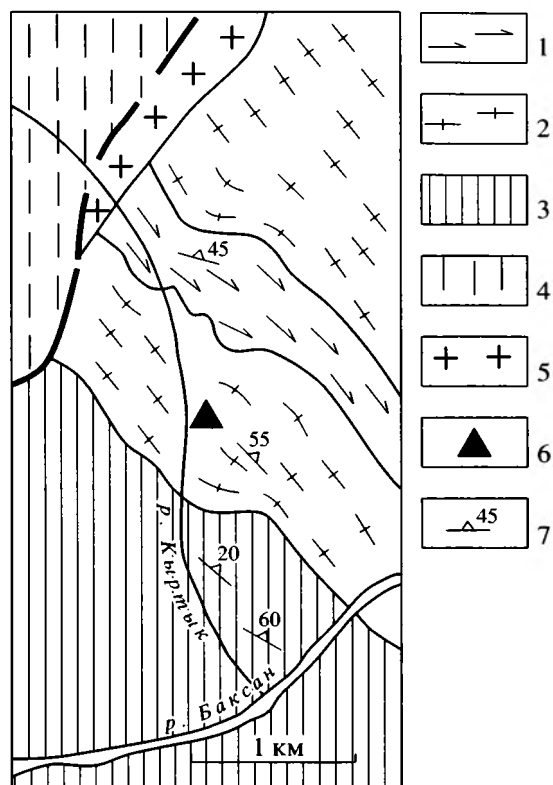


Рис. 2. Схема строения нижней части долины р. Кыртык.

1 – амфиболиты; 2 – ортогнейсы; 3 – гнейс-мigmatитовый комплекс нерасчлененный; 4 – макерский комплекс; 5 – граниты; 6 – место отбора пробы 02-24; 7 – положение метаморфической фолiaeции.

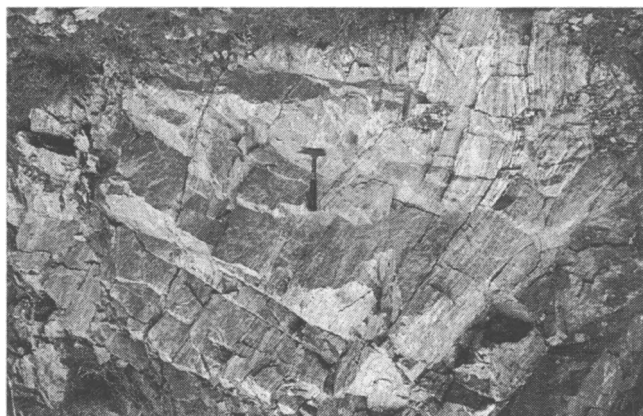


Рис. 3. Ортогнейсы р. Кыртык, левый борт ущелья.

таморфизма всех этих пород отвечает трем ступеням высокотемпературной амфиболитовой фации низких давлений. Наиболее полная петрологическая характеристика этого комплекса приведена в монографиях (Петрология метаморфических..., 1991; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005).

Рассматриваемые в статье ортогнейсы являются весьма примечательными и широко распространенными породами гнейс-мigmatитового комплекса, хотя были распознаны в его составе сравнительно недавно (Бибикова и др., 1991; Ханель и др., 1993), так как раньше принимались за тeneвые мigmatиты. Это полосчатые или линзовидно-полосчатые среднезернистые породы, отвечающие по минеральному и химическому составу граниту, гранодиориту, реже плагиограниту. Они слагают пластообразные тела мощностью от десятков до многих сотен метров. Микроструктура ортогнейсов гранобластовая, иногда с реликтами магматического зонального плагиоклаза. В краевых частях крупных тел ортогнейсов изредка встречаются ксенолиты вмещающих пород – парагнейсов и метабазитов.

На сегодняшний день изучены выходы ортогнейсов в ущельях рек Адыл-су, Кыртык и балки Большой Мукулан. Ортогнейсы р. Адыл-су уже датированы U-Pb методом по циркону, получен возраст 400 ± 10 млн. лет (Бибикова и др., 1991). Кроме того, недавно сообщалось (Сомин и др., 2004) о результатах датирования ортогнейса (метаплагиогранита) левобережья р. Софии, заметно отличающегося от ортогнейсов рек Адыл-су и Кыртыка меньшей степенью структурно-метаморфических преобразований, но тем не менее показавшего необычно высокий для Большого Кавказа U-Pb возраст около 1235 млн. лет. Эти данные вызывали определенные сомнения, поскольку были неясны степень гомогенности и генезис материала, отобранного нашими северокавказскими коллегами для датирования. Поэтому М.Л. Соминым была взята новая проба упомянутых метаплагиогранитов. U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов этих пород, определенный в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, оказался равным 333 ± 5 млн. лет. Упомянутая выше датировка на уровне среднего рифея получена по исходно кластогенным цирконам из гранат-силлиманитовых парагнейсов, контактирующих с гнейсовидными метаплагиогранитами в том же самом обнажении и составивших преобладающую часть первой пробы, но в поле не отделенных от метакриноидов.

В настоящей статье приводятся результаты геохронологических исследований ортогнейсов р. Кыртык и балки Большой Мукулан, а также мigmatитов района ледника Уллучиран.

Ортогнейсы р. Кыртык (левого притока р. Баксан) выступают в нижней части ущелья этой реки, где составляют пластообразное тело мощностью в несколько сотен метров (рис. 2, 3). На юго-западе они контактируют с мigmatитами, парагнейсами и гранитами, на северо-востоке – с телом однородных крупнозернистых амфиболитов (габбро-амфиболитов). Контакты ортогней-

сов с окружающими породами резкие. Сланцеватость в них параллельна поверхности контакта и сланцеватости вмещающих пород. В ортогнейсах зафиксированы признаки проявления мигматизации. Особо следует подчеркнуть, что вблизи контактов в этих породах встречаются угловатые ксенолиты амфиболитов (отторженцы главного тела), испытывшие в своих краевых частях биотитизацию.

Как и ортогнейсы р. Адыл-су, ортогнейсы Кыртыка представляют собой грубополосчатые и линзовидно-полосчатые породы с гранобластовой структурой и массивной на микроуровне текстурой, но в них заметно больше микроклина (до 50%), тогда как количество плагиоклаза не превышает 15%; на долю кварца и буро-коричневого биотита приходится соответственно около 25% и 10%.

Еще один тип ортогнейсов, существенно отличающийся от ортогнейсов Кыртыка и Адыл-су, обнаружен на левобережье р. Баксан, в правом борту балки Большой Мукулан на высоте от 2700 до 3100 м (Сомин и др., 2004) (рис. 4, 5, 7). Это классические преимущественно крупнозернистые апогранитные blastsмилониты эпидот-амфиболитовой – низкотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма с отчетливо выраженной очковой порфирокластической структурой и типичной S/C текстурой, выраженной ориентировкой чешуй биотита, мусковита и гранулированного кварца. Эти минералы облекают порфирокласты микроклина и плагиоклаза, узкие краевые зоны которых сильно раздроблены и пелитизированы, а в центральных частях хорошо сохраняют магматическую зональность. В отличие от ортогнейсов Адыл-су и Кыртыка признаки проявления ультраметаморфизма в этих породах отсутствуют. Местами (например, в русле балки) при особенно сильной милонитизации ортогнейсы приобретают грубополосчатое псевдослоистое строение, где мелкозернистые полосы по своей структуре приближаются к ультрамилонитам.

Мощность главного тела мукуланских ортогнейсов составляет 250–300 м. На северо-востоке оно контактирует с хлоритизированными не мигматизированными гранат- и андалузитсодержащими кварц-двуслюдяными сланцами макерского комплекса. С юго-запада залежь ортогнейсов перекрыта породами гнейс-мигматитового комплекса, среди которых доминируют биотитовые и биотит-силлиманитовые гнейсы. Контакты ортогнейсов с окружающими породами резкие, скорее всего тектонизированные в синметаморфических условиях, деформированные. В одном случае в ортогнейсах встречен ксенолит, представленный большим блоком амфиболита. Вдоль контактов ортогнейсов со сланцами располагаются мало-мощные линзовидные тела мелкозернистых лей-

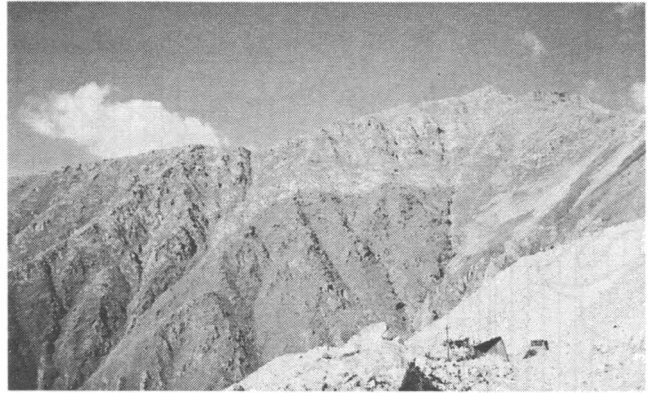


Рис. 4. Вид на правый борт и истоки балки Большой Мукулан со стороны высотного карьера Тырнауз. Светлая полоса в верхней части склона – blastsмилонитовые ортогнейсы, ниже по склону (темный фон) – сланцы макерского комплекса, выше, под вершиной хребта, – гнейс-мигматитовый комплекс.



Рис. 5. Очковые blastsмилонитовые ортогнейсы балки Большой Мукулан. Крупные светлые зерна – порфирокласты полевых шпатов.

кократовых гнейсов, имеющих признаки происхождения из гранит-порфиров.

Мигматиты – другой объект наших исследований, представлены в пределах инфраструктуры Эльбрусской подзоны широким спектром разновидностей от маломощных артеритов до темных мигматитов, характеризующихся крупнозернистым сложением и присутствием линзовидных релитов, сложенных слюдами, гранатом и силлиманитом. Лейкосомы мигматитов обычно состоят из кварца, плагиоклаза и микроклина, встречаются и плагиомигматиты. Как и в других регионах, степень мигматизации находится в определенной связи с типом субстрата: наиболее мигматизированы метапелиты и парагнейсы, слабее – ортогнейсы, а в metabazites мигматиты практически отсутствуют. Во многих случаях в мигматитах наблюдались разноориентированные блоки пара- и

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb геохронологические исследования цирконов из ортогнейсов р. Кыртык (проба 02-24) и балки Большой Мукулан (проба 04-3) проведены как для стандартных навесок (не более 0.4 мг), так и для микронавесок (9–16 зерен) циркона. Контроль внутреннего строения индивидуальных зерен циркона осуществлялся с помощью оптического микроскопа и катодолюминесценции. Выбранные для геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностного загрязнения в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . При этом после каждой ступени циркон промывался особо чистой водой. Разложение и химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). Уровень холостого опыта не превышал 30 пг (пикограмм) Pb и 5 пг U. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме, а также при помощи электронного умножителя (коэффициент дискриминации умножителя для Pb – $0.32 \pm \pm 0.11\%$ аем (атомная единица массы)).

Для U-Pb геохронологических исследований лейкосомы мигматитов Уллуцирана использованы навески циркона не более 0.24 мг. Как и в предыдущем случае разложение и химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.01 нг U. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Коэффициенты фракционирования: Pb – 0.10%, а U – 0.08% на аем. Коэффициенты вариации измерения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ были определены по результатам параллельных анализов стандартного циркона TNA-16 с возрастом 475.6 млн. лет, и составили 0.90% (2 σ).

Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 1999). 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). Все ошибки приведены на 2-х σ уровне.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ортогнейсы р. Кыртык. Циркон в ортогнейсах (проба 02-24) представлен двумя морфологическими типами кристаллов. К первому отнесены субидiomорфные полупрозрачные кристаллы призматического и короткопризматического об-

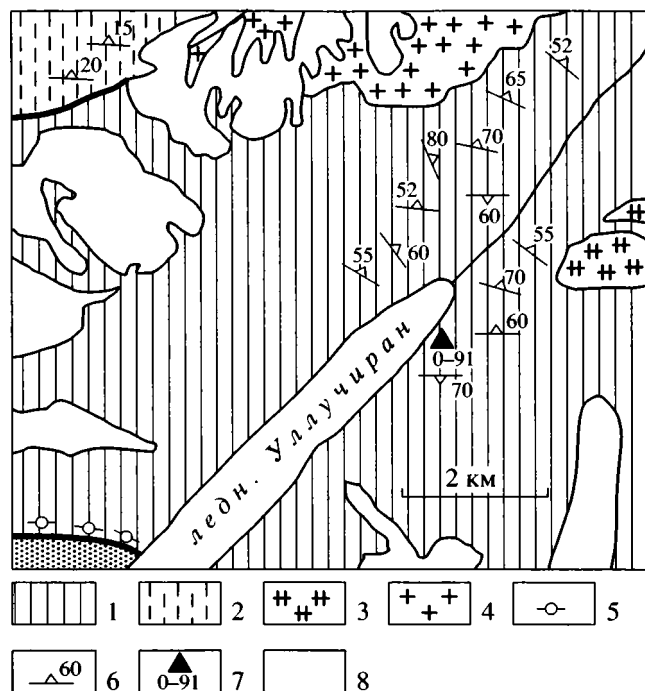


Рис. 6. Схема строения района ледника Уллуциран.

1–2 – комплексы: гнейс-мигматитовый; 2 – макерский; 3 – граниты белореченского типа; 4 – граниты уллукамского типа; 5 – милониты; 6 – положение метаморфической фоллиации; 7 – место взятия пробы 0-91L; 8 – ледники.

ортогнейсов, разделенные грубополосчатым мигматитовым материалом, часть которого проникает в породы вдоль их сланцеватости. Вместе с тем мигматиты участвуют в сложной многофазной складчатости. Датированные нами мигматиты пробы 0-91L, взятой в истоках р. Черек Безенгийский у ледника Уллуциран (рис. 6), смяты в изоклинальные складки двух генераций, что доказывает их регионально-метаморфическое (а не контактовое) происхождение.

Приведенные данные показывают, что ортогнейсы р. Кыртык и балки Большой Мукулан относятся к разным структурно-возрастным группам. Внедрение протолитов ортогнейсов р. Кыртык предшествовало, а ортогнейсов балки Большой Мукулан, по-видимому, произошло после ультраметаморфических преобразований пород гнейс-мигматитового комплекса или синхронно с ними. Другими словами, геохронологические исследования разнотипных и разновозрастных ортогнейсов и мигматитов позволяют оценить возраст протолитного материала и последнего высокотемпературного метаморфического события, проявленного в инфраструктуре метаморфического фундамента Эльбрусской подзоны Главного хребта Большого Кавказа.

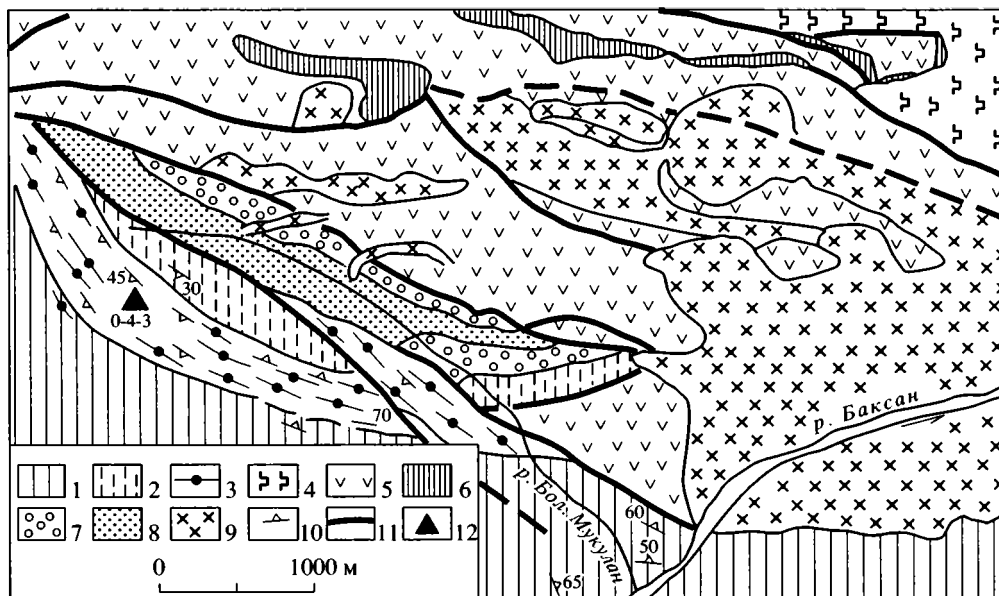


Рис. 7. Схема строения района балки Большой Мукулан.

1–2 – комплексы: гнейс-мигматитовый; 2 – макерский; 3 – бластомилонитовые ортогнейсы; 4 – бечасынский метаморфический комплекс; 5 – вулканогенно-осадочные среднепалеозойские толщи Передового хребта; 6 – ультрабазиты; 7 – молассы верхнего палеозоя; 8 – юрские отложения; 9 – эльдзуртинские граниты (неоген); 10 – положение метаморфической фоллиации; 11 – разломы; 12 – место взятия пробы 0-4-3.

лика розового цвета, для внутреннего строения которых характерно присутствие трещиноватых метамиктизированных ядер или их реликтов, а также прозрачной зональной оболочки (рис. 8в, 8г, 8д). Циркон второго типа образует идиоморфные прозрачные и полупрозрачные кристаллы призматической или длиннопризматической формы бледно-розового цвета, характеризующиеся зональным строением (рис. 8а, 8б). Размеры зерен циркона в пробе варьируют от 30 до 200 мкм. Кулл. = 1.5–3.5. Первоначально для проведения U-Pb исследований были использованы наиболее прозрачные кристаллы циркона, отобранные из размерной фракции –85 + 53 мкм (№ 1, таблица). На следующем этапе из фракций >100 мкм и –85 + 53 мкм были отобраны микронавески циркона, состоящие соответственно из 16, 9 и 13 кристаллов длиннопризматической формы (№ 2–4, таблица) второго типа, причем 9 зерен были подвергнуты предварительной аэроабразивной обработке.

Как видно из рис. 9а, точки изотопного состава микронавесок циркона образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 386 ± 5 млн. лет, а верхнее – 1234 ± 92 млн. лет; СКВО = 1.1. Обращает на себя внимание, что точки изотопного состава циркона располагаются вблизи нижнего пересечения дискордии. При этом наиболее удалена от него точка изотопного состава микронавески циркона, подвергнутого аэроабразивной обработке, что свидетельствует о присутствии в нем большей доли

унаследованного компонента радиогенного свинца. Отклонение от дискордии точки изотопного состава цирконов из размерной фракции –85 + 53 мкм, по-видимому, обусловлено частичными потерями этим цирконом радиогенного свинца в современное время. Морфологические особенности циркона ортогнейсов указывают на его магматическое происхождение. Следовательно, значение возраста 386 ± 5 млн. лет, полученное по нижнему пересечению дискордии, можно рассматривать в качестве оценки возраста кристаллизации протолита ортогнейса.

Ортогнейсы балки Большой Мукулан (рис. 5). В бластомилонитовых апогранитных ортогнейсах балки Большой Мукулан (проба 0-4-3) преобладают прозрачные и полупрозрачные идиоморфные кристаллы циркона светло-розового цвета призматического и короткопризматического облика. Они включены в полевые шпаты и слюды. Для циркона характерно тонкозональное строение и присутствие трещиноватых замутненных оторочек. Последние в катодоллюминесценции характеризуются исчезновением зональности и появлением участков с высокой или, напротив, необычайно низкой люминесценцией (рис. 8е–8к). В отдельных зернах циркона наблюдаются реликты ядер (рис. 8ж), к которым часто приурочены скопления пылевидных минеральных включений. Размеры зерен циркона изменяются от 30 до 150 мкм. Кулл. = 2.0–3.5.

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из ортогнейсов и мигматитов Главного хребта Большого Кавказа

№	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Ортогнейсы ущелья р. Кыртык (проба 02-24)													
1	–85 + 53	0.35	52.1	830	3687	0.05738 ± 4	0.0593 ± 1	0.5114 ± 10	0.0646 ± 1	0.89	419.4 ± 0.8	403.7 ± 0.8	506.3 ± 1.4
2	>100, 16 зерен	–	U/Pb* = 15.0		285	0.05701 ± 76	0.0741 ± 1	0.5154 ± 70	0.0656 ± 3	0.2	422.0 ± 5.7	409.4 ± 1.6	491.8 ± 29
3	–85 + 53, А 20%, 9 зерен	–	U/Pb* = 14.0		786	0.05956 ± 26	0.0728 ± 1	0.5871 ± 31	0.0715 ± 2	0.57	469.0 ± 2.4	445.2 ± 1.4	587.7 ± 9.3
4	–85 + 53, 13 зерен	–	U/Pb* = 16.3		1430	0.05530 ± 22	0.0628 ± 2	0.4833 ± 25	0.0634 ± 2	0.67	400.3 ± 2.1	396.2 ± 1.4	424.3 ± 8.7
Ортогнейсы балки Большой Мукулан (проба 0-4-3)													
5	–85 + 53	0.47	26.5	575	1295	0.05288 ± 5	0.0644 ± 1	0.3345 ± 7	0.0459 ± 1	0.82	293.0 ± 0.6	289.2 ± 0.6	323.5 ± 2.0
6	>85	0.38	10.4	218	942	0.05262 ± 11	0.0687 ± 1	0.3415 ± 9	0.0471 ± 1	0.56	298.3 ± 0.8	296.5 ± 0.6	312.5 ± 4.8
7	>85, –85 + 53, А 20%	0.18	11.4	212	1101	0.05530 ± 24	0.0800 ± 1	0.4180 ± 21	0.0548 ± 1	0.38	354.6 ± 1.8	344.0 ± 0.7	424.3 ± 9.9
8	<100, 10 зерен	–	U/Pb* = 22.0		417	0.05285 ± 38	0.0666 ± 1	0.3225 ± 25	0.0443 ± 2	0.41	283.8 ± 2.2	279.2 ± 0.9	322.6 ± 16
Лейкосома мигматитов района ледника Уллучиран (проба 0-91L)													
9	>130	0.24	80.8	1803	11460	0.05270 ± 3	0.0016 ± 1	0.3575 ± 5	0.0492 ± 1	0.89	310.2 ± 2.4	309.4 ± 2.7	315.9 ± 1.3
10	100–130	–	U/Pb* = 22.0		3048	0.05280 ± 3	0.0055 ± 1	0.3566 ± 5	0.0490 ± 1	0.89	309.7 ± 2.4	308.3 ± 2.8	320.1 ± 1.3
11	85–100	–	U/Pb* = 21.0		5590	0.05464 ± 7	0.0098 ± 1	0.3865 ± 6	0.0513 ± 1	0.69	331.8 ± 2.6	322.5 ± 2.8	397.7 ± 2.8
12	85–100	0.19	64.6	1438	3154	0.05249 ± 6	0.0076 ± 1	0.3517 ± 6	0.0486 ± 1	0.71	306.0 ± 2.4	305.9 ± 2.7	306.7 ± 2.7

Примечания. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; А 20% – количество вещества, удаленного в процессе аэроабразивной обработки циркона; * – навеска циркона не определялась. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам.

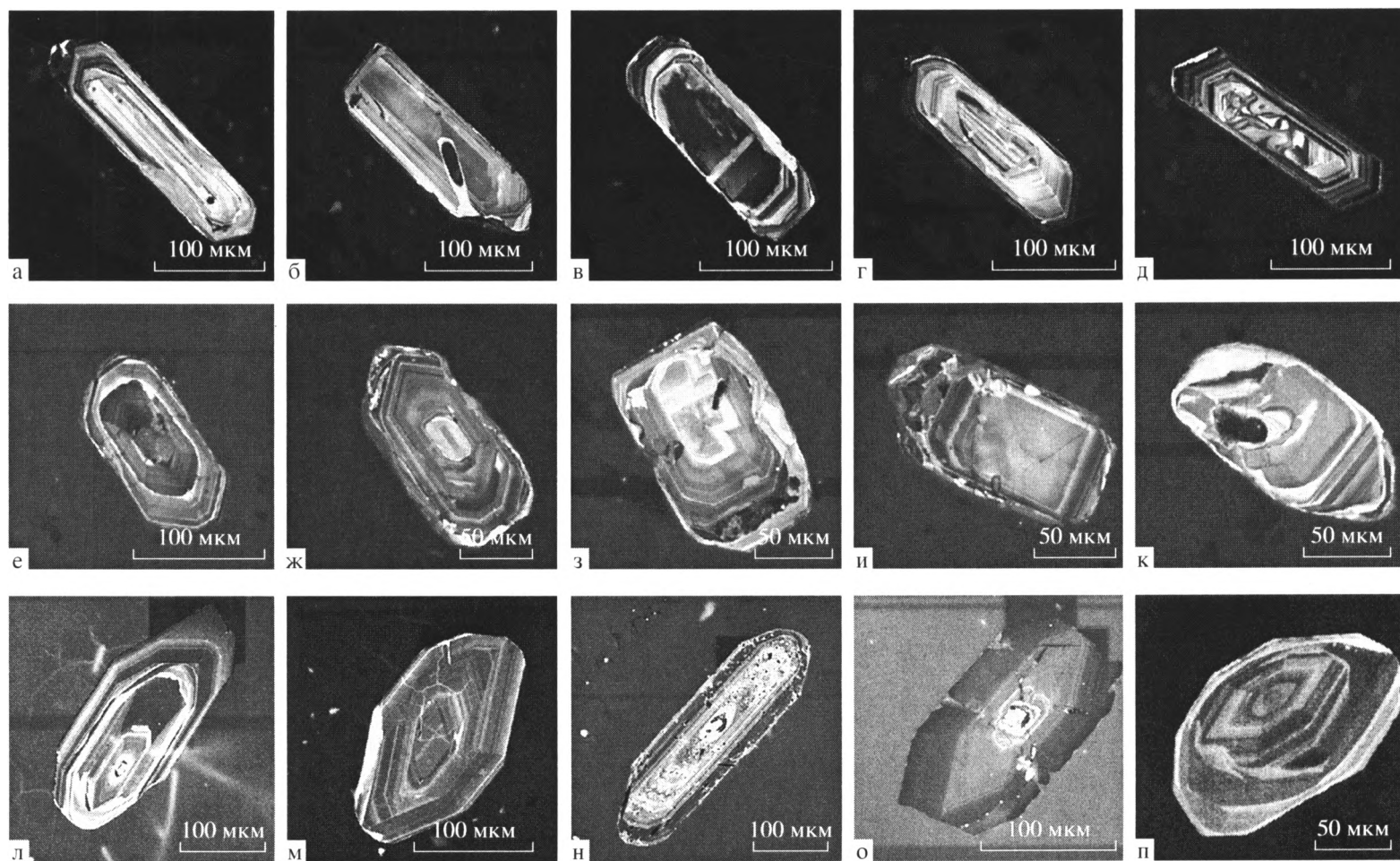


Рис. 8. Микрофотографии цирконов, выполненные с помощью катодолюминесцентного детектора на сканирующем электронном микроскопе CamScan (ускоряющее напряжение 15 кв).

а–д – цирконы ортогнейсов р. Кыртык, е–к – цирконы ортогнейсов балки Большой Мукулан, л–п – цирконы из лейкосомы мигматита района ледника Уллучиран. Пояснения в тексте.

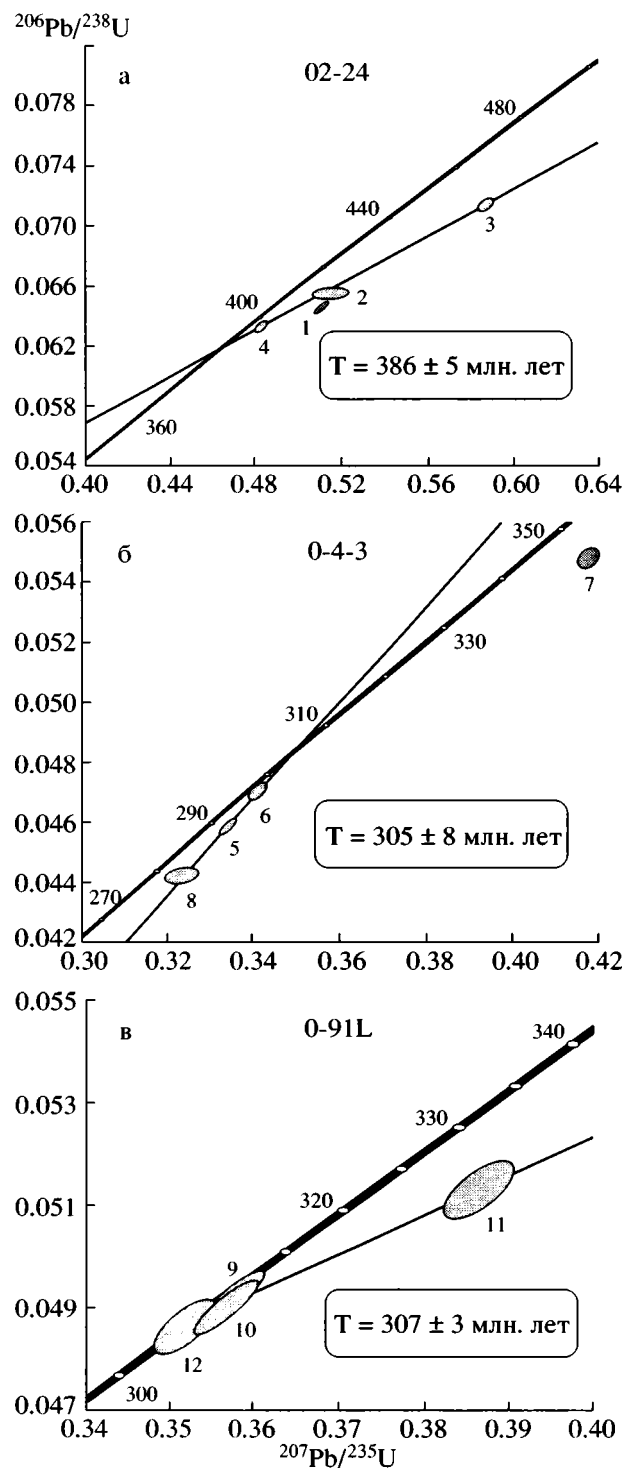


Рис. 9. Графики с конкордией для проб: а – ортогнейсов р. Кыртык; б – ортогнейсов балки Большой Мукулан; в – лейкосомы мигматита района ледника Ул-лучиран.

Для проведения изотопных исследований были использованы три навески наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона, отобранные из размерных фракций $-85 + 53$ мкм и

>85 мкм. При этом циркон одной из навесок был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке (Krogh, 1982) (№ 7, таблица). Кроме того, были проанализированы 10 кристаллов циркона длиннопризматической формы (№ 8, таблица). Как видно из рис. 9б, точки состава необработанного циркона образуют дискордию, возраст верхнего пересечения которой с конкордией составляет 305 ± 8 млн. лет, а нижнее пересечение практически отвечает нулю (СКВО = 0.4). Остаток циркона после аэроабразивной обработки характеризуется более древним возрастом $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 424$ млн. лет, что, по-видимому, обусловлено присутствием унаследованной компоненты радиогенного свинца. Морфологические особенности циркона и позиция в породе указывают на его магматическое происхождение. Поэтому есть основания полагать, что датировка 305 ± 8 млн. лет отвечает возрасту кристаллизации родоначального для протолита ортогнейсов расплава.

Лейкосомы мигматитов района ледника Ул-лучиран. Циркон, выделенный из лейкосомы мигматитов (проба 0-91L), представлен как идеально прозрачными, так и непрозрачными длиннопризматическими и короткопризматическими кристаллами бледнокоричневого цвета. В центральной части непрозрачных короткопризматических кристаллов часто встречаются игольчатые микровключения. Значительно реже они отмечаются в длиннопризматических индивидах. В катодолюминесценции в кристаллах обоих типов отчетливо проявлена магматическая зональность (рис. 8л, 8м, 8п). В некоторых зернах циркона наблюдается резорбированная центральная часть, представляющая собой, по-видимому, фрагменты древних ядер (рис. 8н, 8о). Морфологические и кристаллографические особенности циркона указывают на его магматическую природу.

В ходе U-Pb геохронологических исследований были проанализированы четыре размерных фракции циркона (таблица). Обращает на себя внимание, что изученный циркон имеет относительно повышенное содержание U и низкие Th/U отношения (0.002–0.029), что характерно для цирконов из лейкосом мигматитов.

Как видно из таблицы, три фракции циркона (№ 9–11) имеют прямую возрастную дискордантность ($t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$), что свидетельствует о наличии древнего унаследованного компонента Pb. Фракция № 12 (таблица) характеризуется конкордантными значениями возраста, который составляет 306 ± 2 млн. лет (СКВО конкордантности – 0.006; вероятность конкордантности – 0.94). На диаграмме с конкордией (рис. 9в) изученные фракции циркона образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 307 ± 3 млн. лет, а верхнее – 1340 ± 310 млн. лет (СКВО = 0.38). Учи-

тая морфологические особенности циркона и его хорошо выраженную зональность, мы можем рассматривать полученный возраст 307 ± 3 млн. лет как возраст кристаллизации лейкосомы мигматитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Полученные данные свидетельствуют о том, что высокотемпературный метаморфизм, проявленный в гнейс-мигматитовом комплексе Главного хребта Большого Кавказа или, скажем осторожнее, в исследованных породах этого комплекса, имеет позднепалеозойский возраст. Вопрос о возрасте протолитов метаморфических пород этого комплекса остается еще не в полной мере ясным. Однако сейчас мы уже можем констатировать, что в его состав входят ортогнейсы с возрастом 386 ± 5 млн. лет (средний девон), и это в первом приближении определяет верхнюю возрастную границу формирования вмещающих пород: они должны быть древнее 386 млн лет. Соответственно, региональный метаморфизм должен быть моложе этого уровня. Как уже отмечалось, ранее для ортогнейсов р. Адыл-су, близких по составу и аналогичных по геологическому положению к ортогнейсам р. Кыртык, U-Pb методом по циркону был получен возраст 400 ± 10 млн. лет (Бибилова и др., 1991), достаточно близкий к полученному нами результату. В литературе также известна U-Pb датировка около 422 млн. лет, полученная К.В. Бакурадзе и др. (1990) по гнейсам (по-видимому, ортогнейсам) Верхней Сванетии, тоже принадлежащим к гнейс-мигматитовому комплексу. К сожалению, аналитические и геолого-петрологические данные, касающиеся этой датировки, не опубликованы. Вместе с тем, согласно М. Ханелю и др. (1993), ортогнейсы Адыл-су имеют нижнепалеозойский возраст кристаллизации протолита (500 ± 40 млн. лет), а вмещающие их породы относятся к палеопротерозою (около 2000 млн. лет). Однако определения, представленные в работе М. Ханеля и его соавторов, получены на основе измерения лишь отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, которое в породах фанерозоя чаще всего фиксирует присутствие древней унаследованной компоненты и не определяет реальный возраст пород.

Выше уже упоминалась датировка 1235 млн. лет по циркону из пород р. Софии. Она получена по верхнему пересечению конкордии; нижнее отвечает 0. Обращает на себя внимание большая близость этой датировки и возраста 1234 ± 92 млн. лет по верхнему пересечению у пробы ортогнейса 02-25 р. Кыртык; есть основания считать этот возраст отражающим присутствие в цирконах древнего унаследованного компонента. Это подтверждает наше предположение, что и среднерифейская датировка пород р. Софии получена по

однородному унаследованному, вероятно, кластическому материалу.

Средне-позднекаменноугольный возраст мигматитов оказался несколько неожиданным. Это связано с тем, что на Большом Кавказе таким (или, согласно ряду авторов, иногда даже более ранним) является возраст недеформированных гранитов Главного хребта, которые в некоторых случаях пересекают мигматиты или захватывают их в виде ксенолитов (Баранов, Чернов, 1965). Однако факты такого пересечения еще ничего не говорят о том, какой разрыв во времени был между мигматито- и гранитообразованием. Очевидно, можно предположить геологически очень быстрый переход во времени от мигматитообразования к формированию крупных гранитных тел. Уже давно было отмечено (Сомин, 1965), что позднепалеозойские граниты Главного хребта формируют пластообразные, субсогласные со структурой пород рамы тела. Когда они размещаются в инфраструктуре, то не оказывают на вмещающие породы контактового воздействия. Это означает, что породы рамы во время внедрения гранитов имели достаточно высокую температуру. Интересно также, что в краевых частях таких гранитов в инфраструктуре фиксируется параллельное расположение слюды, такое же, как в краевых зонах лейкосомы в мигматитах. Наблюдаются и переходы деформированного лейкосомного материала в небольшие тела гранитов, содержащих скиалиты субстрата с расплывчатыми границами. Все эти факты показывают, что между формированием мигматитов и основной части гранитов действительно не было большого разрыва во времени и что процессы формирования этих пород были генетически связаны.

Датировка 305 ± 8 млн. лет, полученная для протолита апогранитных среднетемпературных бластомилонитов балки Большой Мукулан, является еще одним аргументом в пользу проявления в Главном хребте метаморфических событий на рубеже среднего и позднего карбона. Вместе с тем отметим, что превращение позднепалеозойских гранитов в среднетемпературные бластомилониты – явление в Главном хребте достаточно редкое, очевидно, обусловленное структурной позицией исходных гранитов в специфической узкой краевой полосе Главного хребта, на границе с зоной Передового хребта, где собственно милониты отмечались уже давно, но возраст их формирования оставался неизвестным.

Новые геохронологические данные позволяют по-новому интерпретировать результаты K-Ag датирования пород инфраструктуры, которое, как известно, выявило широкое распространение датировок позднепалеозойского уровня (Петрология метаморфических..., 1991). Определения K-Ag возраста пар биотит – мусковит из

мигматитов гнейс-мигматитового комплекса при высоком (выше 7%) содержании калия дали отчетливый пик около 280 млн. лет, иногда повышаясь до 310 млн. лет (Бибикова и др., 1991). Такие значения возраста традиционно считались результатом термального воздействия позднепалеозойских гранитов. Сейчас становится достаточно очевидным, что они отражают возраст охлаждения пород после регионального метаморфизма, обусловившего формирование как мигматитов, так и гранитов Главного хребта.

Некоторые важные вопросы, однако, еще требуют дополнительного обсуждения. Так, в литературе по геологии Большого Кавказа отмечено, что обломочный материал гранитов Главного хребта в большом количестве встречается в молассах верхнего карбона. Следовательно, если только не предположить быструю тектоническую денудацию супраструктуры, трудно объяснить крайне быстрый вывод к поверхности мигматитов и гранитов, которые должны были формироваться на глубине не менее 5 км. А такое предположение в свою очередь означает, что инфраструктура Главного хребта может представлять собой метаморфическое ядро, “всплывшее” из-под супраструктуры в результате срыва последней по региональным пологим поверхностям наподобие того, как это предполагается для ядер другого (кордильерского) типа.

Итак, можно заключить, что в глубинных сечениях доальпийского фундамента Эльбрусской подзоны Главного хребта проявились очень молодые варисцийские процессы высокотемпературного регионального метаморфизма, отразившиеся в появлении здесь мигматитов и метаморфизованных гранитов, U-Pb возраст которых отвечает башкирскому-московскому векам карбона. Эти процессы происходили субсинхронно с формированием значительной части гранитов Главного хребта и, по-видимому, между этими процессами существовала генетическая связь: граниты могут быть конечным продуктом переплавления сиалического вещества инфраструктуры при метаморфизме. Региональный метаморфизм наложился на субстрат, в составе которого присутствуют породы девона и возможно более древние, но еще не датированные породы. Отметим, что с учетом новых данных М.Л. Сомин и др. (2004) можно предполагать, что протолиты метаморфических пород супраструктуры Эльбрусской подзоны могут в основном отвечать ордовика. Если это так, то в фундаменте этой подзоны намечается определенная “инверсия” возраста – более древние (но менее метаморфизованные) породы оказываются структурно выше более молодых. Этот парадокс может быть объяснен аллохтонной позицией макерского комплекса (Gamkrelidze et al., 1996), которую он должен был занять, в соответствии с нашими данными

ми, в самом конце позднего палеозоя. Альтернативное объяснение сводится к тому, что именно в более глубокой инфраструктуре, где метаморфизм приводил к мигматизации и гранитообразованию, удастся зафиксировать возраст наиболее молодых процессов с помощью самого точного из существующих, U-Pb метода. Применительно к породам супраструктуры, где нет мигматитов и, соответственно, нет несомненно метаморфогенных (связанных с анатексисом) цирконов, возраст метаморфизма пока так точно определить не удастся. Последние измерения (в ИГЕМ РАН) K-Ar возраста крупных кристаллов высококалиевого мусковита из синметаморфической андалузитсодержащей жилы макерского комплекса (район горы Чегет) показали 300 млн. лет, что делает реальным предположение о синхронности регионального метаморфизма в инфра- и супраструктуре. Но следует иметь в виду, что из-за более глубокого положения инфраструктуры естественно несколько более позднее закрытие изотопных систем ее пород.

Проявление в глубинных, инфраструктурных зонах кристаллических ядер складчатых сооружений метаморфических процессов более молодых (или кажущихся более молодыми) по отношению к супраструктуре или даже к чехлу, в последнее время выявлено и в некоторых районах средневропейских варисцид (DECORP..., 1999). Таким образом, речь идет, возможно, о распространенном явлении, заслуживающем дальнейшего изучения.

Авторы признательны В.Ю. Герасимову и Ю.А. Киричко за участие в полевых работах и консультации.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 02-05-64081), Программы № 5 ОНЗ РАН и Фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакурадзе К.В., Бартницкий Е.Н., Степанюк Л.М. Изотопный возраст пород кристаллического фундамента южного склона Большого Кавказа // Изотопное датирование эндогенных формаций. Тез. докл. Всесоюз. совещания. Киев, 1990. С. 16–18.
- Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 106–110.
- Баранов Г.И., Чернов И.И. Новые данные о строении Главного хребта Центрального Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 6. С. 27–35.
- Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Красивская И.С. и др. U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 23–34.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоид-

ный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 458 с.

Греков И.И., Лаврищев В.А. О номенклатуре, корреляции и возрасте метаморфических комплексов Центрального Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т. 2. Новочеркасск: ЮРГТУ, 2002. С. 49–58.

Лебедько Г.И., Усик В.И., Шарафан В.Я. Петрохимия кристаллиникума Северного Кавказа. Ростов на Дону: Изд-во РГУ, 1999. 200 с.

Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа / Ред. Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П. М.: Наука, 1991. 232 с.

Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси: КИМС, 1982. 117 с.

Сомин М.Л. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 1965. № 3. С. 61–76.

Сомин М.Л., Баянова Т.Б., Левкович Н.В., Лаврищев В.А. Геологические и геохронологические исследования метаморфического фундамента зоны Главного хребта Большого Кавказа: новые данные и проблемы // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. 2004. Вып. 119. С. 521–534.

Сомин М.Л., Лаврищев В.А. Совмещенные комплексы в структуре Передового хребта Большого Кавказа // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 3. С. 370–372.

Ханель М., Литпольд Х.Й., Кобер Б., Гурбанов А.Г., Борсук А.М. О раннепалеозойском возрасте метагранодиоритов в зоне Главного хребта Большого Кавказа // Петрология. 1993. Т. 1. № 5. С. 487–498.

DECORP and orogenic processes working groups. Structure of the Saxonian granulites: geological and geophysical constraints on the exhumation of high-pressure/high-temperature rocks in the mid-European Variscan belt // Tectonics. 1999. V. 18. № 5. P. 756–773.

Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M., Chichinadze G.L. Macera nappe in the crystalline core of the Greater Caucasus and its geological significance // Bull. Acad. Sci. Georgia. 1996. V. 154. № 1. P. 84–89.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochem. et Cosmochem. 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. et Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS. Version 2.50 // U. S. Geol. Surv. Open-File Rept. V. 88–557. 1991a. 64 p.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS. Version 1.21 // U. S. Geol. Survey Open-File Rept. V. 88–542. 1991b. 35 p.

Schaltegger U., Fanning C.M., Guenthe D. et al. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism; conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 186–201.

Somin M.L. Pre-Alpine crystalline core of the Great Caucasus: structure and possible condition of formation // Geodynamic domains in the Alpine-Himalayan Tethys. Oxford, IBN Publishing Co. New Delhi-Calcutta. 1997. P. 399–412.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Рецензент М.Г. Леонов

УДК 551.763.3:563.14(477.75)

РАЗВИТИЕ ФОРАМИНИФЕР И РАДИОЛЯРИЙ НА КРИТИЧЕСКИХ РУБЕЖАХ АЛЬБА–СЕНОМАНА И СЕНОМАНА–ТУРОНА (СЕВЕРНЫЙ ПЕРИТЕТИС)

© 2006 г. В. С. Вишневская*, Т. Н. Горбачик**, Л. Ф. Копаевич**, Л. Г. Брагина*

*Геологический институт РАН, Москва

**Московский государственный университет, геологический факультет, Москва

Поступила в редакцию 01.08.2005 г.

Рассмотрено изменение морфологического разнообразия и таксономического состава фораминиферовых и радиоляриевых ассоциаций в позднем альбе – раннем туроне Северного Перитетиса. В развитии планктонных фораминифер выделяется несколько этапов: политаксонный этап (альб–сеноман), олиготаксонный (рубеж сеномана–турона) и политаксонный (турон). В альбе–сеномане происходило интенсивное развитие сложной группы роталипорид среди планктонных фораминифер, завершившееся их вымиранием в конце сеномана. Для конца альба среди радиолярий характерно бурное видообразование рода *Crotanium* и последнее появление большинства видов рода, в том числе индекса-вида *C. cuneatum*, в сеномане наблюдается преобладание сфероидных и дискоидных групп радиолярий, в то время как в туроне происходит расцвет всех морфологических групп радиолярий.

Ключевые слова. Радиолярии, фораминиферы, видовое разнообразие, бескислородное событие, альб, сеноман, турон.

ВВЕДЕНИЕ

Границы альба–сеномана и сеномана–турона в области Перитетис связаны со значительными тектоническими и палеогеографическими перестройками, как-то образование новой системы рифтовых бассейнов, сопровождающееся активной вулканической деятельностью, резкой сменой океанографии и направления палеотечений. В Крымско-Кавказском регионе на границе альба и сеномана произошли активный рифтогенез и связанные с ним процессы вулканической активизации, что отразилось в характере осадконакопления. Отложения терминального альба часто содержат примесь туфового материала, как в Крыму, или даже прослой туфов, как на Кавказе (Baraboshkin et al., 1998).

Оба этих интервала характеризовались нарушениями газового режима. Так терминальный альб отвечал завершению океанского аноксийного события 1 (Ocean Anoxic Event 1), а рубеж сеномана и турона связан с океанским аноксийным событием 2 (Ocean Anoxic Event 2). Все эти абиотические весьма важные события сказались на эволюционных трендах биоты, в частности фораминифер и радиолярий. Последние приобретают особую важность, так как в отличие от фораминифер хорошо представлены в интервалах, отвечающих бескислородным обстановкам.

Граница альба и сеномана. Это не только граница между ярусами, но и между отделами меловой системы. Во многих регионах Европы к этому рубежу приурочена резкая смена в характере осадконакопления, когда глинисто-песчаный тип седиментации сменяется чисто карбонатным. Рубеж альба и сеномана связан с интереснейшими событиями в развитии аммонитов, иноцерамов, планктонных фораминифер, радиолярий и других групп ископаемых организмов. Как уже упоминалось выше, терминальный альб являлся временем последнего проявления аноксийного события (ОАЕ 1). Эта специфическая палеогеографическая обстановка имела значительную продолжительность, и, начавшись в барреме, закончилась в конце альба. В Кавказском регионе проявление этого события было наиболее интенсивным в пределах интервала, отвечающего зоне *Mortoniceras* (M.) *rostratum*, где отмечаются следы Chondrites, прослой черных глин и повышенные содержания C_{org} до 5.3% (Baraboshkin et al., 1998; 2003).

Особый интерес эти события приобретают в связи с работой над уточнениями положения границы между ярусами, которая проводится в последние годы в рамках Международной меловой подкомиссии (Rawson et al., 1996). При этом предлагаются новые стратотипы границ, которые устанавливаются в наиболее полных и представи-

Подъярусы	Зоны по аммонитам	Биособытия	Подзоны по планктонным фораминиферам (ПФ)	Границы по ПФ
Нижний сеноман	Mantelliceras mantelli		R. globotruncanoides	R. globotruncanoides (массовое количество)
Верхний альб	Stoliczkaia dispar	R. ticinensis	R. appenninica	R. globotruncanoides
		Planomalina buxtorfi	R. appenninica/ticinensis	
	Mantelliceras perinflatum	Rotalipora ticinensis	R. appenninica/P. buxtorfi	R. appenninica
			Rotalipora ticinensis	

Рис. 1. Стратиграфическое расчленение верхнеальбских и нижнесеноманских отложений на основе аммонитов и планктонных фораминифер.

тельных в смысле охарактеризованности органическими остатками разрезах.

В установлении положения границы альба и сеномана значительную роль играют аммониты, планктонные фораминиферы и радиолярии, которые позволяют наиболее подробно расчленить этот стратиграфический интервал. В последние годы прошлого века зонация по планктонным фораминиферам альб-сеноманского интервала достигла большой дробности (Robaszynski et al., 1990; Caron, 1985; Sliter, 1989; Bralower et al., 1995; Robaszynski et Caron, 1995). Одновременно, опираясь на цепь биособытий, а именно появление и исчезновение ортостратиграфических таксонов фораминифер и радиолярий выделяются еще и подзоны (Gale et al., 1996; O'Dogherty, 1994).

В пределах терминальной части верхнего альба, отвечающего аммонитовой зоне *Stoliczkaia dispar* (рис. 1), в последних зональных схемах по планктонным фораминиферам выделяется зона *Rotalipora appenninica* (Bronnimann, 1952). Границы зоны включают в себя интервал от первого появления (FO) зональной формы до появления *Rotalipora globotruncanoides* Sigal (Robaszynski, Caron, 1995; Gale et al., 1996). Основание зоны по представлениям некоторых авторов совпадает с появлением *Planomalina praebuxtorfi* Wonders и *P. buxtorfi* Gandolfi, а также с постепенным исчезновением *Biticinella* и *Ticinella*. В этом же интервале впервые встречаются *Schackoina senomana* (Scha-

ko), обладающие вытянутыми в радиальном направлении камерами. Тенденция к удлинению камер наблюдается и у некоторых представителей рода *Hedbergella* (Горбачик, Александрова, 2001).

Внутри зоны выделяется последовательность событий, которая прослеживается как в разрезе Монт-Ризу (Франция), предлагаемому в качестве стратотипа альб-сеноманской границы (Gale et al., 1996), так и в относительно полных разрезах позднего альба в Северном Предкавказье (Баксан, Хей и др). В нижней части зоны *Rotalipora appenninica* выделяется интервал совместного присутствия зонального вида и планоспиральной килеватой формы *Planomalina buxtorfi* Gandolfi (подзона *Rotalipora appenninica* – *Planomalina buxtorfi*); следующий уровень отвечает последнему появлению (LO) *Planomalina buxtorfi*; затем следует совместное присутствие *Rotalipora appenninica* (Renz) и *R. ticinensis* Gandolfi (подзона *R. appenninica* – *ticinensis*); LO *R. ticinensis* (подзона *R. appenninica* без *ticinensis*). В кавказском материале к этому интервалу приурочено появление вида *R. gandolfi* Luterbacher et Premoli Silva.

Граница альба и сеномана проводится в подошве зоны *Rotalipora globotruncanoides* по первому появлению вида-индекса (рис. 1). По радиоляриям граница альба и сеномана проводится по исчезновению *Crolanium cuneatum*.

Граница сеномана и турона. На рубеже сеноманского и туронского веков происходили суще-

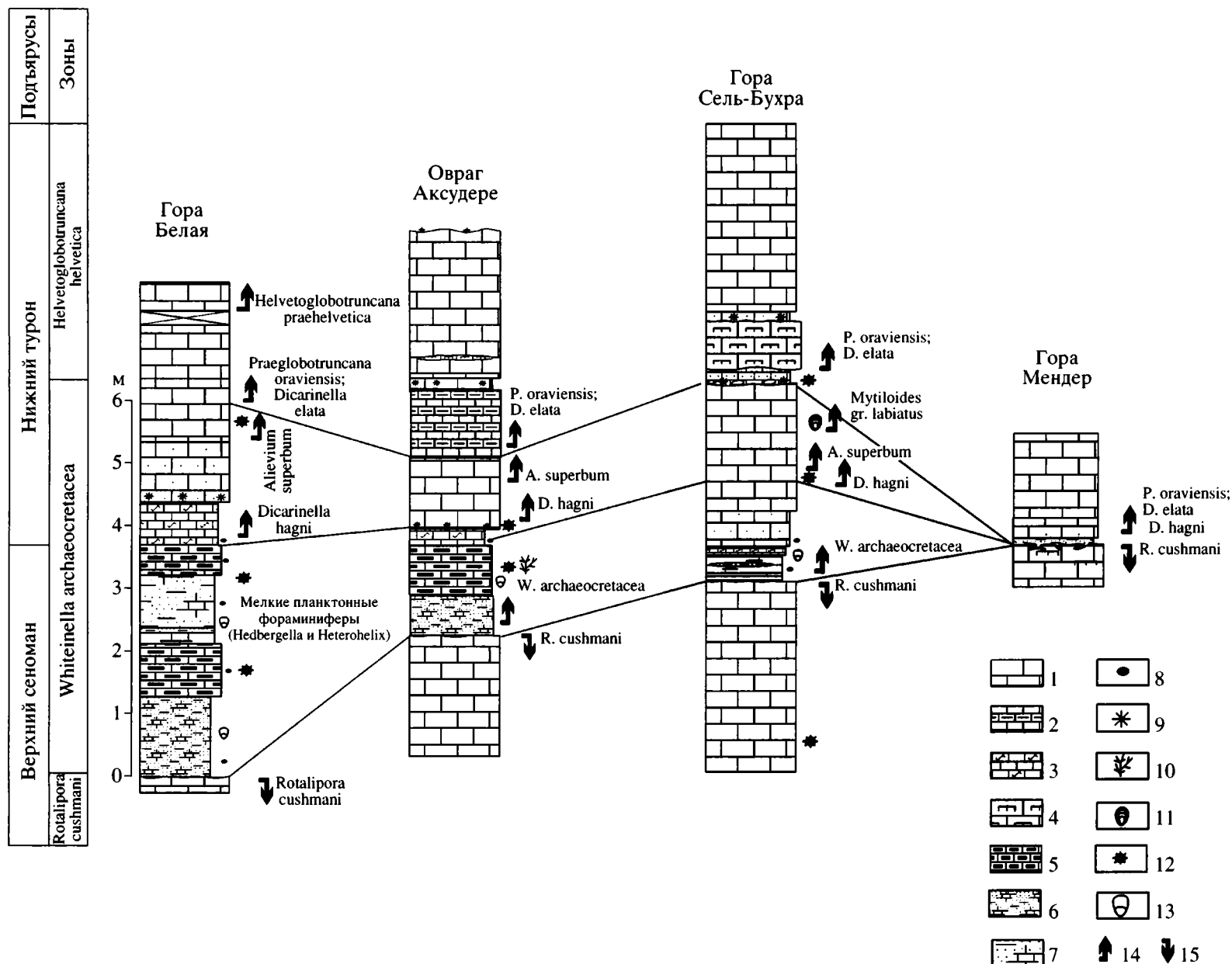


Рис. 2. Следы сеноман-туронского безкислородного события в разрезах Крыма и корреляция с другими биособытиями.

1 – известняки; 2 – ритмичное переслаивание светлых и более темных известняков; 3 – биотурбированные известняки; 4 – кремнистые известняки; 5 – битуминозные прослои; 6 – карбонатные глины; 7 – известняки с примесью терригенного материала; 8 – конкреции пирита; 9 – глауконит; 10 – Chondrites; 11 – иноцеры; 12 – радиолярии; 13 – чешуя рыб; 13 – исчезновение таксонов; 14 – появление таксонов, 15 – исчезновение таксонов.

ственные палеоклиматические и палеоэкологические изменения, которые охватили практически всю территорию Перитетической области. Пограничные отложения сеномана-турона, накопившиеся в различных палеогеографических обстановках от мелководных эпиконтинентальных бассейнов до океанов, часто содержат черные битуминозные слои, происхождение которых связывают с обстановками дефицита кислорода в водной толще. На протяжении этого интервала водные массы были недонасыщены кислородом, поэтому в осадках накапливался и был широко распространен неокисленный органический материал. Признаки такого типа обстановок фиксируются в разрезах на территории бывшего океана Тетис и его окраин, а также в скважинах глубоководного бурения в Атлантическом и Тихом океанах.

Этот непродолжительный эпизод (около 1 млн. лет), был назван "океанским бескислородным событием" или ОАЕ 2 (Oceanic Anoxic Event). Сеноман-туронские, преимущественно светлые известняково-мергельные породы содержат от одного до нескольких темноокрашенных прослоев с высокими концентрациями органического углерода от 1–2% до 20%. Тонкая слоистость и отсутствие биотурбации в этих слоях указывает на исчезновение ползающей бентосной фауны. В случае, когда темно-окрашенные прослои не выражены, пограничные сеноман-туронские породы характеризуются специфическими микрофаунистическими комплексами, а также изотопными сигналами, указывающими на аномальную палеогеографическую ситуацию. Повышенные содержания $\delta^{13}\text{C} + 4\text{‰} - +5\text{‰}$, по контрасту со значениями $+2\text{‰} - +3\text{‰}$ в известняках подстилающих и покрывающих отложений, интерпретируются как показатель быстрого захоронения громадных масс органического углерода в осадках и роста биопродуктивности на больших пространствах Мирового океана (Schlanger, Jenkyns, 1976; Leckie, 1987).

Как уже указывалось выше, повышенное содержание углерода отмечено как в осадках, формировавшихся в океанических плато и на открытых участках океанических бассейнов, так и на континентальных окраинах и в шельфовых морях. Следы сеноман-туронского бескислородного события запечатлены в обогащенных органическим веществом осадках в пределах Западной, Центральной и Восточной окраин Средиземноморья (Италия, Испания, Швейцария, Ливия, Алжир, Тунис, Марокко) (Schlanger, Jenkyns, 1976; Schlanger et al., 1986; Jarvis et al., 1988; Robaszynski et al., 1990; 1994 и др., Arthur et al., 1986; Premoli Silva, Sliter, 1995; Wiedmann et al., 1986; Kuhnt et al., 1992; Salaj, 1996; Butt, 1982; Thürow et al., 1982), в разрезах эпиплатформенного чехла центральных и северных участков Западной Европы (Северное море, Германия, Франция) (Ernst et al., 1979; Burn-

hill and Ramsay, 1981; Hilbrecht, Hoefs, 1986; Sholle, Arthur, 1980), в Восточной Европе (Польша, Югославия, Чехословакия) (Salaj, 1996; Peryt, 1980) в пределах расширяющейся Атлантики (Англия, ряд скважин Атлантического океана) (Jarvis et al., 1988; Erbacher, Thürow, 1997), на западном побережье Африки (Нигерия, Сенегал) (Kuhnt et al., 1992), в пределах морского пролива, существовавшего в центральной части Северной Америки (Внутренние бассейны Соединенных Штатов и Канады, Аляска, Канадские Арктические острова) (Eicher, Worstell, 1970), в Южной и Центральной Америке и Карибском регионе (Мексика, Венесуэла, Колумбия, Гондурас, Гвиана) (Renz, 1981; Finch, 1981), в Тихоокеанском регионе (Toshimitsu et al., 1995), а также на юго-восточном побережье Африки (Заир, Мозамбик) и в скважине на плато Натуралистов на юго-западном окончании Австралии (Davies et al., 1974), и на южном окончании Индии (Venkatachalapathy, Ragotherman, 1995).

В восточной части Средиземноморского пояса и на территории Северного Перитетиса подобного типа породы обнаружены в разрезах Крыма (рис. 2), на Северном Кавказе, на Мангышлаке и Копет-Даге, и в разрезах на территории Средней Азии (Таджикская депрессия, восточные и западные районы Средней Азии и Амударьинская синеклиза) (Найдин, Алексеев, 1981; Джалилов и др., 1986; Тур, 1998; Алексеев и др., 1997; Корчагин, 1998; Коряевич, Kuzmicheva, 2002).

Некоторые материалы из этих регионов проинтерпретированы авторами на основе детального изучения седиментологических, микропалеонтологических и геохимических данных, что позволило в каждом конкретном случае восстановить палеогеографическую и палеотектоническую ситуацию. Широкое распространение битуминозных фаций позволило предположить, что их образование контролировалось не локальной геометрией бассейна, а было продуктом широко распространенных океанских бескислородных условий. Подобные осадки формировались под влиянием двух основных факторов – поздне меловой трансгрессии, увеличившей площади мелководных эпиконтинентальных и окраинных морей, и сопровождавшейся увеличением продукции органического карбоната и существованием ровного глобального климата, который сократил запасы холодной, донной воды, содержащей кислород в Мировом океане.

Стратиграфия сеноманских отложений построена на основании эволюционных морфологических изменений видов рода *Rotalipora*. Граница сеномана и турона связана с полным исчезновением представителей этого рода, а также цепью последующих количественных и качественных изменений в структуре фораминиферных сообществ. В настоящее время зональное расчленение сено-

Подъярусы	Зоны по аммонитам	Зоны по планктонным фораминиферам	Биособытия				
			Аммониты	Планктонные фораминиферы	Нанно-планктон	Иноцерамы	Радиолярии
Нижний турон	Mammites nodosoides	Helvetoglobotruncana helvetica	↑ Helvetoglobotruncana helvetica ↑ Watinoceras coloradoense ↑ Dicarinella hagni ↑ Whiteinella archaeocretacea ↑ Rotalipora cushmani ↑ Heterohelix reussi ↑ Dicarinella spp. ↑ Quadrum gartneri ↑ Mytiloides labiatus ↑ Alievium superbum ↑ Crucella cashensis				
	Watinoceras coloradoense						
Верхний сеноман	Neocordioceras juddii	Whiteinella archaeocretacea					
	Metoicoceras geslinianum						
	Calycoceras naviculare	Rotalipora cushmani					

Рис. 3. Стандартное зональное деление сеноманского и туронского ярусов.

Ярусы	*Пачки, подпачки	Зоны по макрофауне	Зоны по планктонным фораминиферам	Зоны по наннопланктону	Биособытия
Туронский	X	Inoceramus costellatus	Marginotruncana lapparenti	Tetralithus obscurus	D. hagni P. oraviensis M. gr. labiatus
		Inoceramus lamarcki-apicalis			
	IX	Mytiloides hercynicus	Dicarinella elata	Quadrum gartneri	
	VIII				
VII	Mytiloides mytiloides	**D. hagni			
Сеноманский	VI-3		**Dicarinella imbricata	Microrabdulus decoratus	R. cushmani W. archaeocretacea D. elata Quadrum gartneri Alievium superbum
	VI-2				
	VI-1		Rotalipora cushmani		
	V				
	IV-2	Turrilites costatus	Rotalipora deeckeae	Chiastozygus cuneatus	
	IV-1	Mantelliceras mantelli		Chiastozygus amphipons	
	III				
	II				
I		Rotalipora appenninica			

*Пачки и подпачки даны по (Алексеев и др., 1997); **подзоны *Dicarinella imbricata* и *D. hagni* даны по (Koraeich, Kuzmicheva, 2002)

Рис. 4. Стратиграфическое расчленение сеноманских и туронских отложений юго-западного Крыма на основе макро- и микрофауны.

манских отложений выглядит следующим образом (рис. 3, 4).

Зона *Rotalipora globotruncanoides* – вплоть до FO *Rotalipora reicheli* (Mornod), который появляется около границы между нижним и средним сеноманом.

Зона *Rotalipora reicheli* около нижней границы аммонитовой зоны *Acanthoceras rhotomagensense*. Верхняя граница определяется FO экземпляров

Rotalipora cushmani (Morrow). LO зонального вида встречаются уже вместе с первыми *Rotalipora cushmani* в средней части зоны *Acanthoceras rhotomagensense*.

Зона *Rotalipora cushmani* – FO зонального вида вплоть до верхней части верхнесеноманской аммонитовой зоны *Metoicoceras geslinianum*. Все представители рода *Rotalipora* исчезают именно на этом уровне, еще до конца сеномана.

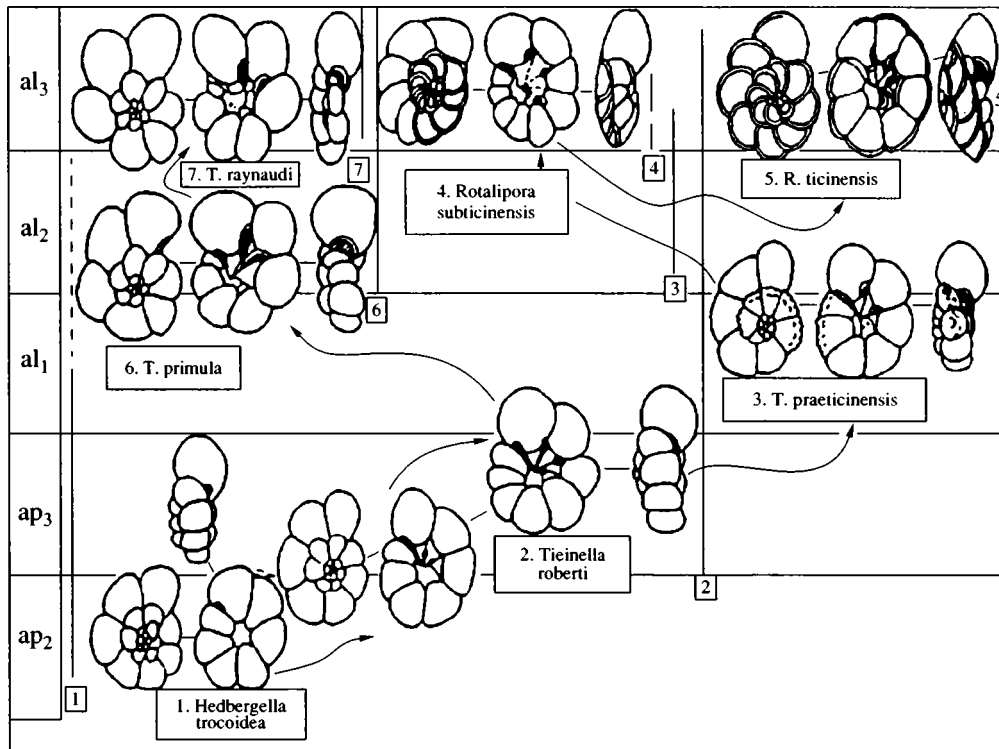


Рис. 5. Эволюция некоторых представителей родов Hedbergella, Ticinella, Rotalipora.

Следующая зона *Whiteinella archaeocretacea* (самые верхи сеномана – нижняя часть турона) связана с палеогеографической ситуацией, характерной для этого узкого интервала. Бескислородные обстановки (ОАЕ 2) способствовали вымиранию высоко специализированных видов рода *Rotalipora* и преобладанию в составе фораминиферовых ассоциаций бескилевых таксонов, принадлежащих родам *Hedbergella*, *Whiteinella* и *Heterohelix*. Конец бескислородного события и начало турона связано с развитием и появлением других планктонных таксонов – *Helvetoglobotruncana*, *Dicarinella* и *Marginotruncana*.

ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПЕРИТЕТИСА

Морфологические изменения раковин фораминифер на протяжении позднего альба–сеномана. Стратиграфия альб–сеноманских отложений основана на развитии филогенетически и морфологически обособленной группы фораминифер, составившей планктонный экологический тип. Развитие этой группы, начавшееся в раннем мезозое, происходило путем выработки и совершенствования приспособлений к флотации в пелагиали. По комплексу признаков они объединяются в надотряд *Globigerinoida* с отрядами *Globigerinida* и *Heterohelicida* (Маслакова, 1995). Первый из названных отрядов более многочислен, разнообразен морфологически

и таксономически, и интересен с точки зрения решения вопросов, как эволюции, палеогеографии, так и стратиграфии. На протяжении юры и мела развитие глобигеринид шло по пути биологического прогресса, т.е. с увеличением систематического разнообразия, широкого географического расселения, многочисленности особей в популяции.

Различные приспособления к планктонному образу жизни в строении раковины и цитоплазмы в процессе эволюции глобигеринид формировались и совершенствовались постепенно. Образовывались различные морфотипы раковин глобигеринид, занимавшие различные участки акватории Мирового океана, как в батиметрическом отношении, так и в отношении удаленности от береговой линии (Hart, Bailey, 1979; Горбачик, 1986, 1989; Leckie, 1987). Развитие глобигеринид шло постепенно, но в нем существовала периодичность, отраженная в чередовании этапов возрастания и спада систематического разнообразия, соответствующих периодам крупных палеогеографических перестроек в истории Земли. Время поздний альб–сеноман является одним из ярких моментов в истории глобигеринид. Это начало расцвета данной группы, которое связано с быстрой эволюцией представителей семейства *Rotaliporidae* с разнообразными морфологическими признаками. При рассмотрении раковин, последовательно появляющихся во времени видов гло-

бигеринид на протяжении альба–сеномана мы видим морфологические признаки появившиеся впервые, или новые комбинации признаков, отражающие ход эволюционных процессов.

К началу позднего альба у глобигеринид уже сформировались основные признаки, характеризующие различные таксоны – тип строения раковины, строение стенки, характер периферического края, типы устья, пупка, скульптуры, форма и число камер и др. Многие из них коррелятивно связаны друг с другом. В позднем альбе и раннем сеномане продолжали существовать глобигериниды с раковинами двух типов строения – спирально-плоскостным и спирально-коническим или трохоидным. Среди последних наиболее консервативными и соответственно долго живущими являются *Blefuscuiana* и *Hedbergella*, а наиболее прогрессивными, с более коротким интервалом существования *Rotalipora* и *Ticinella*.

На протяжении альба–сеномана у двух последних родов в процессе филогенетического развития происходит изменение нескольких признаков (рис. 5; фототабл. I, II). 1. Преобразование субсферических камер в уплощенные, начавшееся в позднем апте и завершившееся в сеномане (эволюционная линия *Hedbergella trocoidea*–*Ticinella roberti*–*Ticinella praeticinensis*–*Rotalipora* spp.). 2. Расширение пупочной области и образование в ней пупочных пластинок с дополнительными пупочными устьями (эволюционная линия *Ticinella roberti* – *Ticinella praeticinensis* – *Rotalipora subticinensis*). 3. Преобразование дополнительных пупочных устьев в пупочно-шовные у некоторых видов *Ticinella* – *Ticinella praeticinensis* – *Ticinella primula*, *T. raynandi* в среднем и позднем альбе и у ранних *Rotalipora subticinensis* и *R. ticinensis* в позднем альбе. 4. Образование шовных дополнительных устьев, не связанных с пупком – у сеноманских видов *Rotalipora gandolfi* и др. 5. Преобразование периферического края из округлого широкого в приостренный на поздних стадиях онтогенеза у ранних роталипор и резко выраженный килеватый у позднеальбских (*R. subticinensis* – *R. ticinensis*) и у

сеноманских роталипор. Формирование кия происходит первоначально у переходных форм от *Ticinella* и *Rotalipora* за счет образования шиповатой скульптуры вдоль периферического края, а затем и за счет уплощения камер с пупочной и спиральной сторон также вдоль периферического края. В результате у раковин роталипор в конце альба начинает изменяться общая форма раковины от двояковыпуклой до в различной степени спирально-выпуклой в сеномане. Для сеноманских представителей рода *Rotalipora* характерна комбинация таких признаков: относительно широкий пупок, шовные дополнительные устья, наличие кия, уплощенные камеры, спирально-выпуклая форма раковины. В позднем альбе появляются и другие килеватые формы, например *Praeglobotruncana* с хорошо развитым килем, но без дополнительных устьев, а среди планоспиральных форм – *Planomalina* с килем и реликтовыми устьями в основании септальных швов. Представители этого рода появились и исчезли в позднем альбе (рис. 6, 7).

Таким образом, эволюция планктонных фораминифер на протяжении позднеальбского и раннесеноманского времени привела к образованию морфотипов, занимавших не только мелководные зоны моря (безкилевые таксоны), но и относительно глубоководные (килеватые таксоны) (Hart, 1980; Hart, Bailey, 1979; Leckie, 1987; Caron, Homewood, 1983).

Что же можно назвать биотическими событиями в ходе эволюции планктонных фораминифер на протяжении позднего альба–раннего сеномана? Это в первую очередь преобразования в строении устья – формирование пупочно-шовных дополнительных устьев, начавшееся в среднем (*Ticinella praeticinensis*) и завершившееся в позднем альбе у безкилевых форм (*Ticinella primula*–*raynandi*). Развитие подобных дополнительных устьев у килеватых (полностью или частично) видов рода *Rotalipora* в позднем альбе (*R. subticinensis*, *R. ticinensis*). Образование полностью шовных дополнительных устьев не связанных с пупком

Таблица I. Фораминиферы из отложений верхнего альба и нижнего сеномана Северного Кавказа.

1, 2, 4, 5 – *Blefuscuiana globogerinellinoides* (Subbotina): 1 – экз. № 285-5, спиральная сторона, ×170, р. Подкумок, обр. 1, 2 – экз. № 285-6, пупочная сторона, ×250, р. Баксан, обр. 37, 4 – экз. № 285-11, спиральная сторона, ×130, р. Баксан, обр. 2, 5 – экз. № 285-10, пупочная сторона, ×220, р. Баксан, обр. 37; 3 – *Globigerinelloides ultramicrus* (Subbotina): экз. № 285-2, боковая сторона, ×170, нижний сеноман, зона *Mantelliceras mantelli*, р. Подкумок; 6–9 – *Hedbergella accurata* Gorbachik et Alexandrova: 6 – № 287-1, спиральная сторона, ×140; 7 – экз. № 287-4, пупочная сторона, ×150; 8 – экз. № 287-2, периферический край, ×150, р. Баксан, обр. 37; 9 – экз. № 285-14, спиральная сторона, ×170, р. Хеу, обр. 26; 10–12, 14 – *Hedbergella simplicissima* (Magne et Sigal): 10a – экз. № 285-15, спиральная сторона, ×115, 10б – пупочная сторона, ×113, 11 – экз. № 285-1, пупочная сторона, ×130, р. Хеу, обр. 27, 12 – экз. № 285-16, периферический край, ×150, р. Хеу, обр. 27, 14 – экз. № 287-12, ×150, р. Баксан, обр. 37; 13, 16 – *Hedbergella delrioensis* (Carsey): 13 – экз. № 287-13, спиральная сторона, ×190, 16 – экз. № 287-11, периферический край, ×150, р. Баксан, обр. 48; 15 – *Costellagerina libysa* (Barr): экз. № 287-14, пупочная сторона, ×185, р. Хеу, обр. 27; 17, 18 – *Hedbergella planispira* (Tappan): 17 – экз. № 285-6, спиральная сторона, ×190, р. Подкумок, обр. 1, 18 – экз. № 285-7, пупочная сторона, ×200, р. Баксан, обр. 37; 19 – *Blefuscuiana albiana* BouDagher-Fadel et al.: экз. № 285-12, пупочная сторона, ×185, р. Хеу, обр. 26. Все раковины происходят из отложений верхнего альба, зоны *Stolizkaia dispar* Северного Кавказа за исключением фиг. 3 на табл. I и фиг. 17–19 на табл. II, происходящих из нижнего сеномана, зона *Mantelliceras mantelli*, р. Подкумок и р. Баксан. Коллекция фораминифер № 285 и № 287 хранятся на кафедре палеонтологии геологического факультета МГУ.

Таблица I

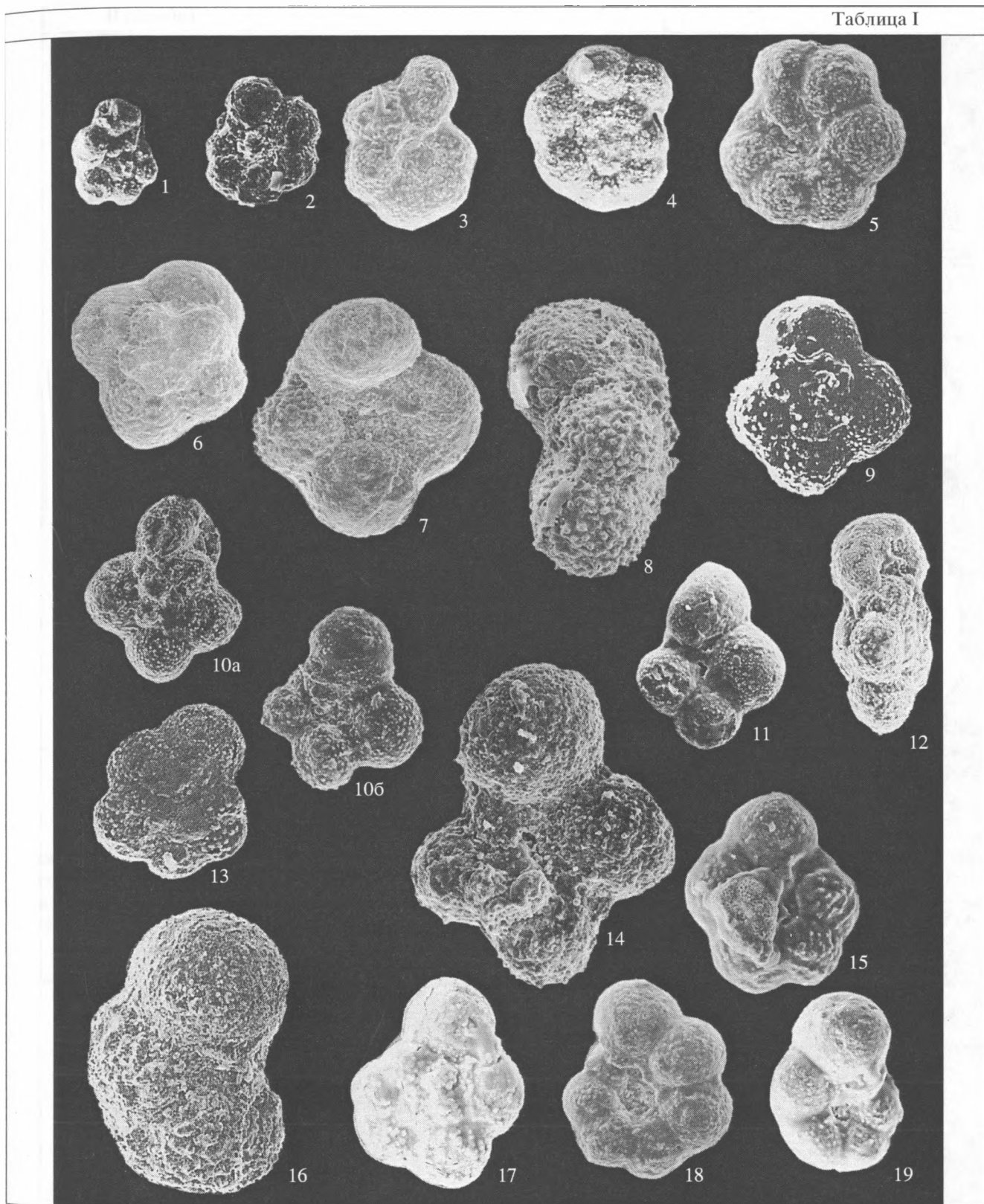
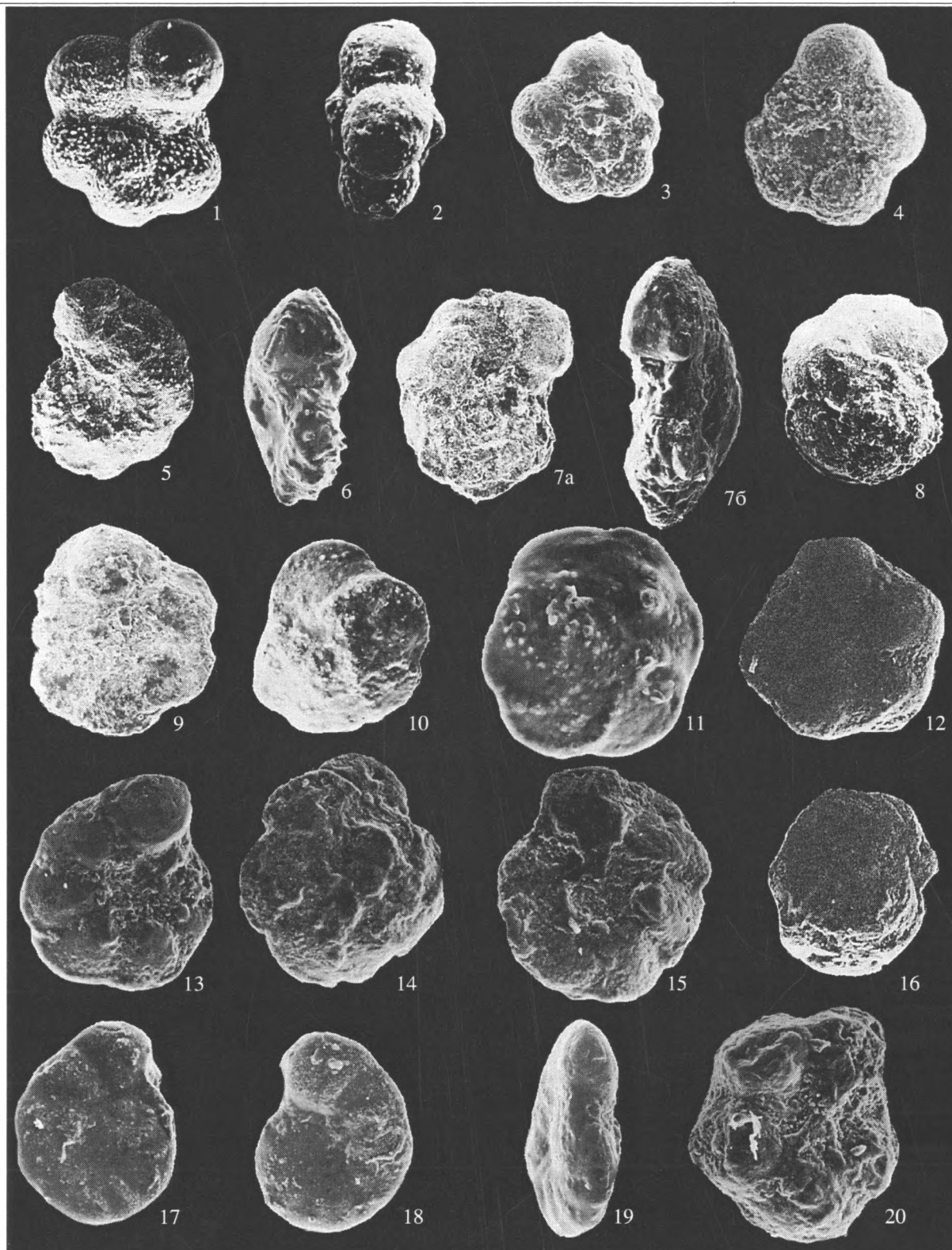


Таблица II



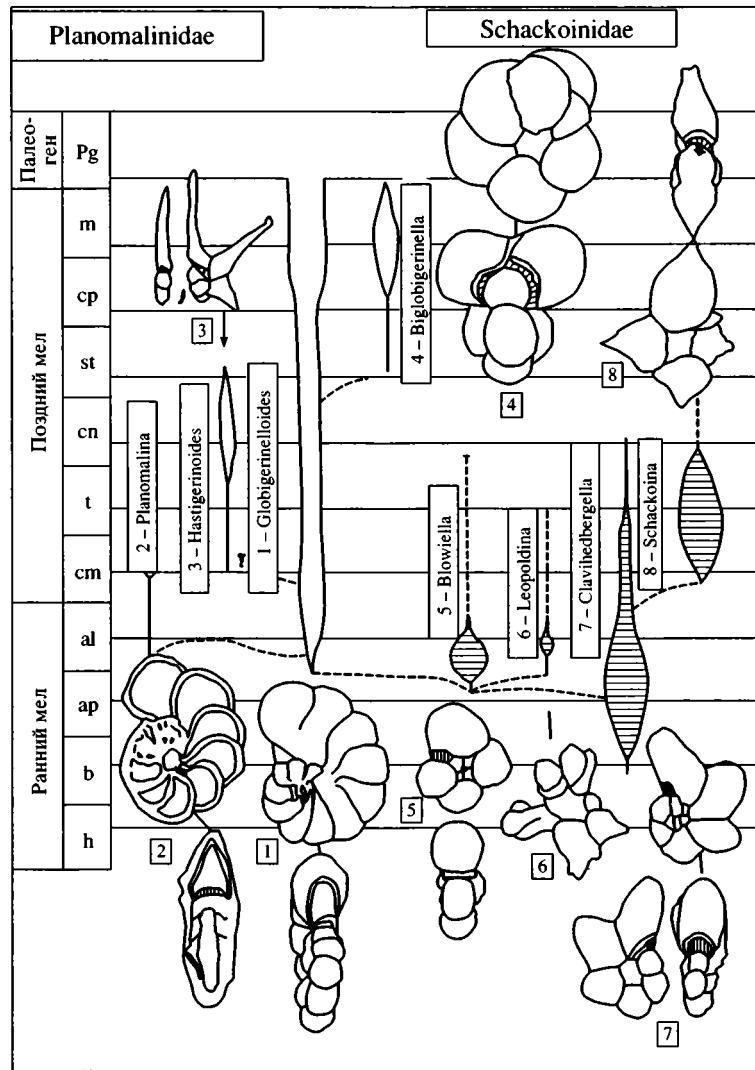


Рис. 6. Филогенетическое развитие планомалинид и шакоинид на родовом уровне.

сначала на нескольких последних камерах (*Rotalipora ticinensis*, *R. arpeninica*) в конце позднего альба, затем на всех камерах последнего оборота (*Rotalipora gandolfi*) в раннем сеномане. Сочета-

ние таких признаков, как наличие кля и шовных дополнительных устьев характеризует начало сеномана. Комбинация их в эволюции планктонных фораминифер появляется впервые.

Таблица II. Фораминиферы из отложений пограничных слоев альба и сеномана Северного Кавказа.

1–4 – *Blefusciuna aptiana* (Bartenstein) orientalis BouDagher–Fadel et al.: 1 – экз. № 285-6, пупочная сторона, ×140, р. Хей, обр. 26, 2 – экз. № 285-7, периферический край, ×140, р. Подкумок, обр. 1, 3 – экз. № 285-11, спиральная сторона, ×130, р. Баксан, обр. 2, 4 – экз. № 285-10, пупочная сторона, ×200, р. Баксан, обр. 37; 5–7 – *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi): 5 – экз. № 285-1 боковая сторона, ×85, 6 – экз. № 285-9, периферический край, ×135, 7а, 7б – экз. № 285-6, а – боковая сторона, ×90, б – периферический край, ×120, р. Хей, обр. 26; 8, 9 – *Rotalipora arpeninica* (Renz): 8 – экз. № 285-7, спиральная сторона, ×110, р. Хей, обр. 26, 9 – экз. № 285-8, пупочная сторона, ×115, р. Хей, обр. 24; 10–13 – *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi): 10 – экз. № 285-10, спиральная сторона, ×115, р. Баксан, обр. 44, 11 – экз. № 287-15, спиральная сторона, ×115, р. Баксан, обр. 51, 12 – экз. № 287-16, пупочная сторона, ×115, р. Баксан, обр. 19, 13 – экз. № 287-17, пупочная сторона, ×115, р. Баксан, обр. 16; 14, 15 – *Rotalipora globotruncanoides* Sigal: 14 – экз. № 287-18, спиральная сторона, ×115, р. Баксан, обр. 51, 15 – экз. № 287-19, пупочная сторона, ×115, р. Баксан, обр. 51; 16, 20 – *Rotalipora gandolfi* Luterbacher et Premoli Silva: 16 – экз. № 287-20, спиральная сторона, ×115, р. Баксан, обр. 51, 20 – экз. № 287-21, пупочная сторона, ×115, р. Хей, обр. 34; 17–19 – *Gavelinella baltica* (Brotzen): 17 – экз. № 285-12, спиральная сторона, ×200, 18 – экз. № 285-13, пупочная сторона, ×150, 19 – экз. № 285-14, периферический край, ×160, р. Баксан, обр. 54. Коллекция фораминифер № 285 и № 287 хранятся на кафедре палеонтологии геологического факультета МГУ.

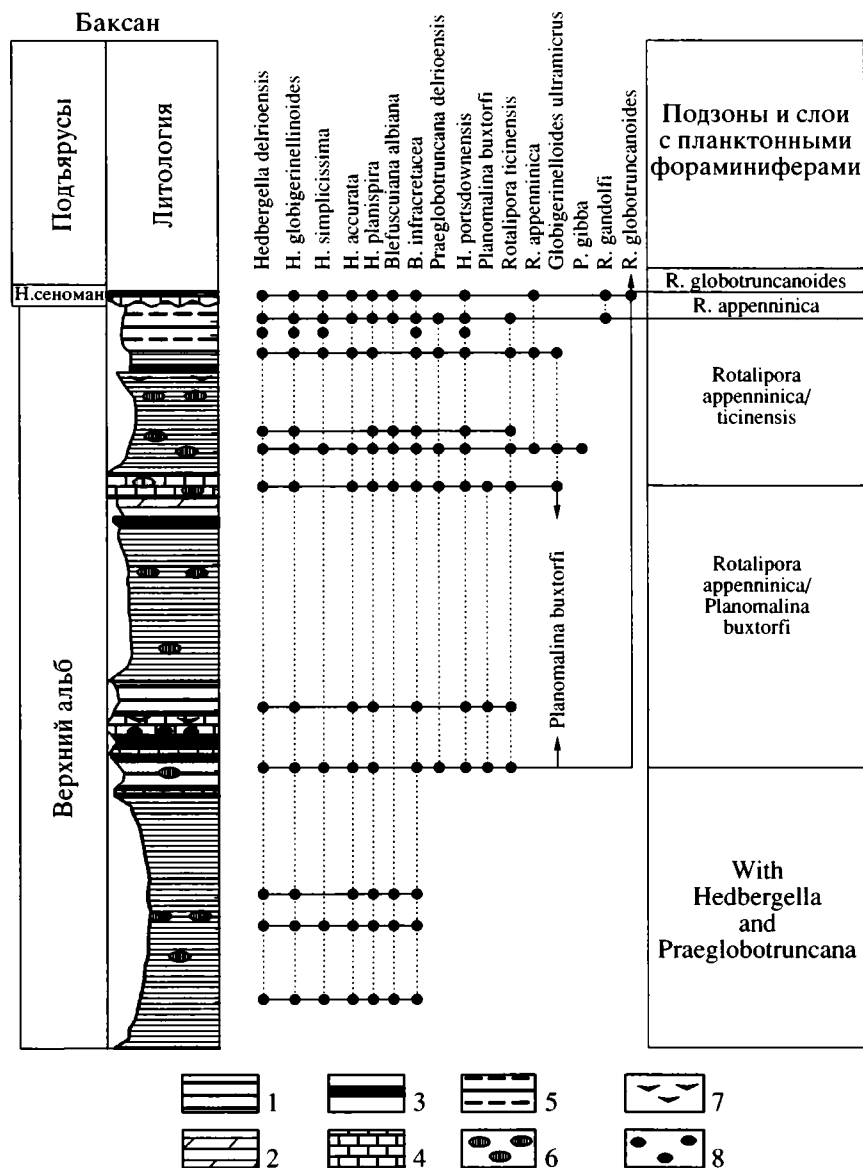


Рис. 7. Распределение фораминифер в разрезе Баксан. Геологическое расчленение разреза выполнено Е.Ю. Барабошкиным.

1 – карбонатные глины; 2 – мергели; 3 – битуминозные прослои и прослои туфов; 4 – известняки; 5 – глинистые мергели; 6 – конкреции пирита; 7 – прослои туфов; 8 – конкреции фосфоритов.

Дальнейшая эволюция представителей рода *Rotalipora* шла по пути расширения пупочного отверстия, развития дополнительных шовных устьев все более обособленных от главного. Развитие этой ветви, как предполагается, было остановлено условиями дефицита кислорода, которое охватило значительные пространства водной толщи, как в пространственном, так и в вертикальном направлениях. Механизм этого влияния на высоко специализированную группу фораминифер не вполне ясен: он может быть связан с процессами размножения и отбора, с влиянием цветения каких-либо водорослей. Ясно лишь, что при-

митивные таксоны благополучно миновали этот рубеж и продолжили свое дальнейшее развитие.

Интересно сравнение влияния бескислородных обстановок на эволюцию планктонных сообществ. Так аноксийное событие ОАЕ1 резко ограничило таксономическое разнообразие бентосных фораминифер, развитие же планктонных морфотипов продолжалось, и в конце альба они достигли весьма существенных значений. Особенно это касается терминальной части альба – зоны *Stoliczkaia dispar* (Leckie, 1987; Горбачик, Копаевич, 1992).

Кроме того, новым в развитии глобигеринид является скульптура в виде правильных полигональных ячеек у раковин *Favusella washitensis*, сформировавшаяся в позднем альбе. В этот же отрезок времени у представителей многих существовавших родов происходило увеличение размеров перфорации и числа камер в обороте.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

С позиций морфофункционального анализа можно сделать вывод, что вновь появившиеся или преобразованные на протяжении позднего альба–раннего сеномана морфологические признаки раковин глобигеринид способствовали активному приспособлению к условиям пелагиали. Дополнительные устья и крупные поры облегчали раковину и улучшали сообщение цитоплазмы с внешней средой, что способствовало как повышению плавучести, так и улучшению обменных процессов. Наличие скульптуры в виде килей, бугорков, шипиков, ребер, как например у *Costellagerina lybica* (Barr), способствовало увеличению поверхности раковины и ее лучшему сцеплению с окружающей водной массой и повышало ее способность к флотации.

Последние экземпляры роталипорид встречаются в верхнесеноманских отложениях в пределах аммонитовой зоны *Metoicoceras geslinianum*. Зона *Whiteinella archaeocretacea* совпадает с интервалом разреза, содержащим в составе пород черные прослой, обогащенные органическим веществом. Комплекс фораминифер состоит здесь из видов-космополитов, принадлежащих таксоном, которые легко переносят значительные колебания в характеристике водной толщи. Это может быть понижение температуры, связанное с апвеллингом, недонасыщенность кислородом, связанная с аноксией. Помимо вымирания роталипорид на этом уровне фиксируется резкое обеднение таксономического состава комплексов планктонных фораминифер и резкое сокращение бентосных форм вплоть до полного их исчезновения. Если сравнить комплексы фораминифер зоны *Whiteinella archaeocretacea* в различных регионах, то они могут несколько отличаться друг от друга как по таксономическому составу, так и по количеству экземпляров каждого вида. Одно является общим – резкое преобладание бескилевых форм, принадлежащих родам *Hedbergella*, *Whiteinella*, *Heterohelix*. Конец зоны *Whiteinella archaeocretacea* совпадает с окончанием аноксии и началом активного развития и диверсификации группы маргинотрунканид. Представители этой группы обладают двукилевой раковиной, сложным устьевым аппаратом. Главное устье обычно прикрыто портиками, дополнительные устья надпупочные. Это совершенно новая эволюционная ветвь в развитии планктонных фораминифер, которая произошла

от преглоботрунканид и достигла своего наибольшего разнообразия в коньяк-сантонское время.

РАДИОЛЯРИЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПЕРИТЕТИСА

Радиолярии интервала альба–турон всесторонне изучены в разрезах Западной Европы, Западного Средиземноморья, Северной Америки, в то же время для районов Восточного Средиземноморья эти данные пока еще фрагментарны. В Юго-Западном Крыму радиоляриями охарактеризованы относительно полные разрезы сеноман-туронских отложений, где радиолярии являются прекрасным объектом как для биостратиграфического, так и для палеогеографического анализа. На Западном Кавказе радиолярии давно известны в кремнях и битуминозных мергелях ананурского горизонта, маркирующего событие ОАЕ-2. Их изучение необходимо для понимания глобальных закономерностей истории геологического развития бескислородных обстановок в конце сеномана – начале турона. Все эти абиотические события сказались на эволюционных трендах радиолярий, которые в отличие от фораминифер достаточно хорошо представлены в разрезах, в том числе в интервалах, отвечающих безкислородным событиям, благодаря чему могут быть использованы в целях биостратиграфии.

В настоящее время хорошо известна радиоляриевая ассоциация из глин верхнего альба юго-восточной окраины г. Симферополя (Алексеев и др., 1997; Горбачик, Казинцова, 1998) и комплексы сеномана-турона Горного Крыма (Вишневская, Седаева, 1987; Вишневская, Казинцова, 1990; Брагина, 2001; Bragina, 2004), Восточного (Азизбекова, Аббасов, 1990) и Западного Кавказа (Брагина, Агарков, 2005; Вишневская, 2001), Предкавказья (Вишневская, Агарков, 1998).

Крымская провинция

На присутствие радиолярий в альбе Крыма указывали специалисты еще в конце 70-х годов прошлого века (Горбачик, Казинцова, 1998). Изучение первых находок меловых радиолярий в Горном Крыму позволило предложить для интервала поздний альба–турон радиоляриевый комплекс *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Вишневская, Казинцова, 1990). Детальные исследования разрезов Крыма показали возможность выделения нескольких радиоляриевых подразделений.

Слои с *Crolanium cuneatum*. Верхний альб. Палеогеографические изменения на границе альба–сеномана привели к полному вымиранию вида *Crolanium cuneatum* и практически всех представителей рода *Crolanium*, что позволяет использовать его в качестве зонального индекс-вида. Оби-

лие уплощенных дискоидных скелетов во всех пробах способствовало тому, что изначально был выделен комплекс *Orbiculiforma nevadaensis* – *Dictyomitra kanakhendensis* (Горбачик, Казинцова, 1998). Позднеальбская радиоляриевая ассоциация предгорного Крыма (Симферополь) действительно представлена преимущественно дискоидными формами (*Orbiculiforma multangula* Pessagno, *O. nevadaensis* Pessagno, *O. impressa* (Lipman), *Crucella crux* (Lipman), *Hexapyramis pantanelli* Squinabol, *Cenodiscus cenomanicus* Aliev). Циртоидеи в этом комплексе крайне редки, но имеют очень высокую стратиграфическую разрешаемость – это характерные альбские виды *Dictyomitra kanakhendensis* Aliev, *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev). Практически все эти виды вымирают в конце альба.

Слои с *Holocryptocanium barbui*. Нижний сеноман. В известняках разреза Сель-Бухра в верхней части нижнего сеномана (пачка 4) радиолярии встречаются в большом количестве. Их раковины полностью замещены пиритом, который, в свою очередь, в различной степени замещен гидроксидами железа. Здесь определены: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *A. longispina* (Squinabol), *Cyclastrum infundibuliforme* Rust, *C. (?) luminosum* Jud, *C. satoi* (Tumanda), *Falsocromyodrimus cardulus* O'Dogherty, *Halesium sexangulum* Pessagno, *Hexapyramis perforatum* Bragina, *Paronaella spica* Bragina, *Patellula spica* O'Dogherty, *P. verteroensis* (Pessagno), *Patulibracchium woodlandensis* Pessagno, *Pseudoaulophacus ex gr. venadoensis* Pessagno, *Petasiforma foremanae* Pessagno, *P. glascockensis* Pessagno, *Savaryella navalensis* (Squinabol), *Staurosphaeretta wisniewskii* (Squinabol), *Triactoma cf. fragilis* Bragina, *Stichomitra communis* Squinabol, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Xitus spicularius* (Aliev) (Брагина, 2005). Данный комплекс прослежен на Большом Кавказе (Вишневская, 2001), а его виды широко распространены в сеномане Средиземноморского пояса Азербайджана (Азизбекова, Аббасов, 1990), Италии, Испании (O'Dogherty, 1994), Турции и Горного Крыма (Брагина, 2004), а также Атлантики (Erbacher, Thurow, 1987).

Слои с *Triactoma parva* – *Patulibracchium ingens*. Верхний сеноман. Слои выделены Л.Г. Брагиной на основании первого появления видов-индексов (Брагина, 2004) и соответствуют нижней части фораминиферовой зоны *Whiteinella archaeosetacea*. Верх сеномана разреза горы Сель-Бухра включают характерные виды: *Archaeocenos-*

phaera ? mellifera O'Dogherty (распространение ранний альб–ранний турон), *Pyramispongia glascockensis* Pessagno (средний сеноман–кампан), *Orbiculiforma cachensis* Pessagno (нижний сеноман–коньяк), *Diacanthocapsa euganea* (Squinabol) (поздний альб–ранний турон), *Pseudoeucyrtis pulchra* (Squinabol) (поздний сеноман–ранний турон), *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol) (распространение поздний альб–ранний турон), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica (апт–коньяк), *Xitus spicularius* (Aliev) (валанжин–ранний турон), *Sethocapsa orca* Foreman (валанжин–сеноман), *Sethocapsa simplex* Taketani (альб–сеноман), *Cryptamphorella conara* Foreman (альб–маастрихт), *Hiscapsa asseni* (Tan) (апт–сеноман) и многие другие виды (фототабл. III). Важно отметить, что три вида, как видно из возрастных интервалов существования, указанных в скобках, и сем. *Rotaformidae* вымирают в конце сеномана, не преодолев рубеж безкислородного события.

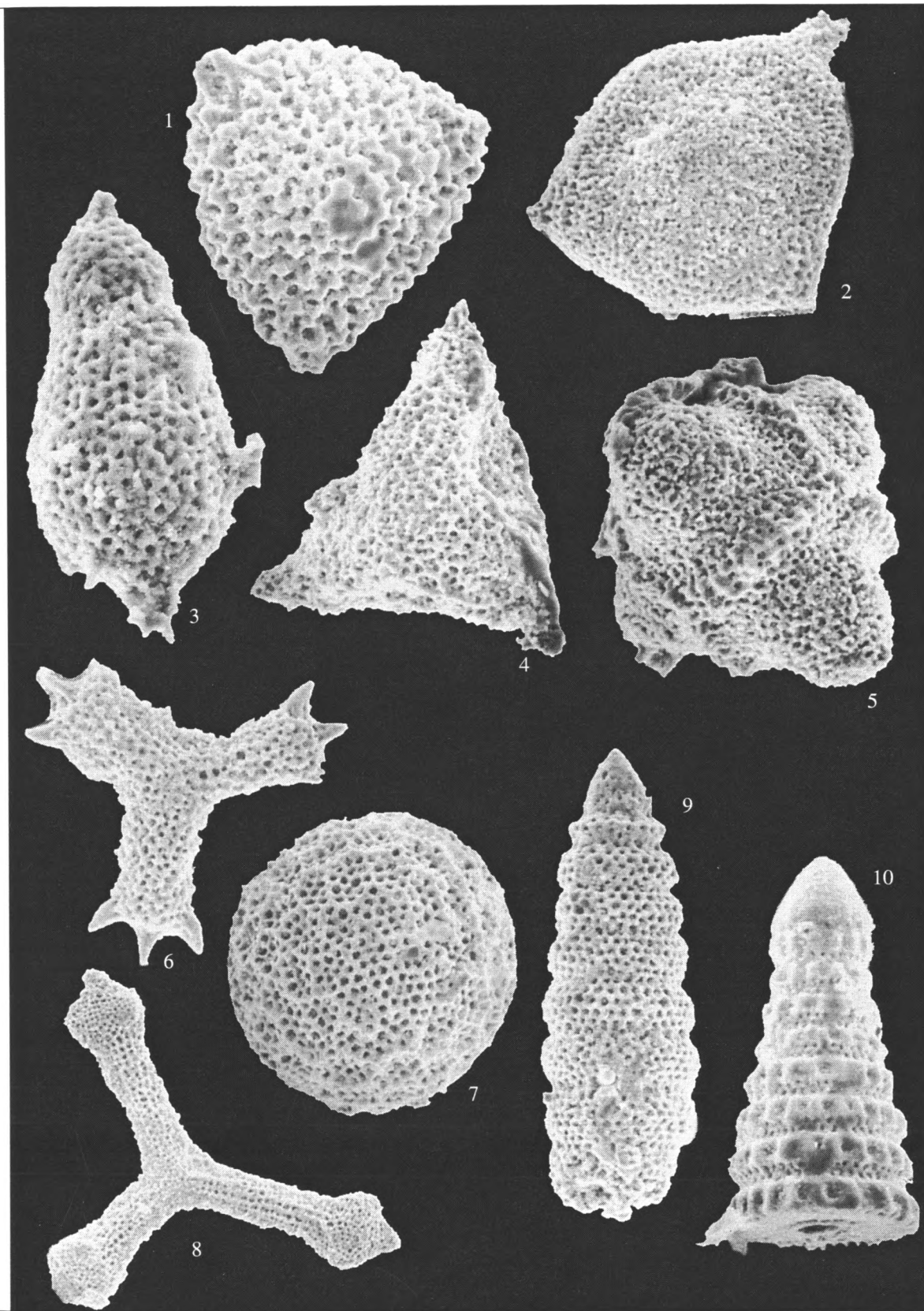
В верхнем сеномане разреза Аксудере в пределах битуминозного горизонта (рис. 2), отвечающего проявлению аноксийного события, радиолярии, как и карбонатный планктон, менее многочисленны и представлены в основном мелкими угнетенными формами (обращает на себя внимание обилие мелких планктонных *Hedbergella*, соизмеримых с радиоляриями по размеру, а также уродливых экземпляров форм рода *Rotalipora* sp.). Наряду с кремневыми радиоляриями присутствует значительное количество спикул кремневых губок, часто не имеющих строгую геометрическую форму, что, по-видимому, свидетельствует о нарушении солености в бассейне седиментации. Радиолярии в основном представлены простыми дисками и примитивными диктиомитрами. В комплексе определены виды: *Anachoreta sagitta* O'Dogherty (поздний альб–ранний сеноман), *Holocryptocanium geysersensis* Pessagno (альб–ранний сеноман), *Dictyomitra crassispina* (Squinabol) (поздний сеноман), *D. crebrisulcata* (Squinabol), *D. turritum* (Squinabol), *Dactylodiscus lenticulatus* (Jud) (альб–сеноман), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) – (мел, преимущественно поздний) и многие другие виды более широкого распространения.

Позднесеноманский угнетенный комплекс с редкими дисками и сферами установлен в разрезе горы Белая, где определены *Mallanites ? triquetrum* (Squinabol) (поздний альб–сеноман), *Patellula cf. planoconvexa* Pessagno (сеноман–турон), *Squinabol-*

Таблица III. Радиолярии сеномана и турона Горного Крыма.

1 – *Alievium sculptus* (Squinabol), 2 – *Cavaspongia euganea* Sq., 3 – *Diacanthocapsa euganea* Sq., 4 – *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, 5 – *Pyramispongia glascockensis* Pessagno, 6 – *Halesium sexangulum* Pessagno, 7 – *Archaeocenospaera ? mellifera* O'Dogherty, 8 – *Patulibracchium* sp., 9 – *Stichomitra communis* Squinabol, 10 – *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol). Все фигуры (кроме 6) – обр. 136 (верхний сеноман), 6 – обр. 18А (турон). Увеличение в 200 раз. Все раковины происходят из отложений верхнего сеномана–нижнего турона разреза горы Сель-Бухра. Коллекция радиолярий хранится в Российском Центре микропалеонтологических справочных коллекций.

Таблица III



lum fossile (Squinabol) (альб–коньяк), *Praeconocaryomma californiensis* Pessagno, *P. lipmanae* Pessagno (поздний сеноман–ранний сенон), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) (мел, преимущественно поздний) и многие другие виды более широкого распространения, роды *Lipmanium*, *Guttacapsa*, *Obeliscoites*.

Таким образом, радиоляриевая ассоциация самых верхов сеномана (безкислородный горизонт на примере разрезов Аксудере, Сель-Бухра и Белая в Крыму, рис. 2) отличается общим уменьшением размеров скелетов, увеличением губчатых форм как среди *Sponnellaria*, так и у *Nassellaria* на фоне уменьшения морфологического разнообразия, сглаженностью внешней скульптуры, нарушением правильной системы пористости (часто с неравномерным переходом губчатой структуры в псевдоауллофакоидную), появлением уродливых форм (неправильных дисков с неравными отростками как по длине, так и толщине), и многочисленных скрытоцефалических форм (фототабл. III–IV). В то же время, благодаря хорошим консервационным свойствам, в этих слоях, обогащенных органическим веществом, фосфором, серебром и др. элементами, присутствуют формы *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol) и *Diacanthocapsa euganea* (Squinabol) с прекрасно сохранившимися устьевыми трубками (Вишневская, 2001, фототаблица 129), которые подтверждают наличие большого количества органики – момент безкислородного события, которая выступает в качестве консерванта.

Зона *Alievium superbium* (нижняя часть) прослежена в разрезах Горного Крыма непосредственно выше аноксийного горизонта (разрезы гор Сель-Бухра, Белая и оврага Аксудере). Зона соотносится с верхней частью фораминиферовой зоны *Whiteinella archaeocretacea*. Характеризующая ее раннетуронская ассоциация радиолярий обогащается значительным количеством не встреченных ранее видов, среди которых вид-индекс *Alievium superbium* (Squinabol) (турон-коньяк), а также весьма характерный для начала турона *Acanthocircus tympanum* O'Dogherty (ранний турон). В данной ассоциации продолжают существование почти все виды, присутствие которых отмечено ниже по разрезу (в слоях с *Triactoma parva* – *Patulibracchium ingens*) (фототабл. IV).

Слои с *Praeconocaryomma universa* – *Dictyomitra densicostata* (средняя часть зоны *Alievium su-*

perbium) (Bragina, 2004). Средняя и верхняя части нижнего турона. Соответствуют фораминиферовой зоне *Helvetoglobotruncana helvetica*, исключая верхнюю часть. Выделяются по появлению видов-индексов. Радиоляриевая ассоциация хорошо представлена в разрезе горы Белая и оврага Аксудере, но по сравнению с раннетуронской менее разнообразна.

Кавказская провинция

Радиолярии Большого Кавказа и Предкавказья привлекали пристальное внимание геологов еще в начале 30-х годов 20-го столетия. Значительная часть этих радиолярий принадлежала сеноману и турону ананурского кремнистого горизонта, протягивающегося вдоль южного склона Большого Кавказа от Туапсе, через всю Абхазию, Кутаисский район, Южную Осетию до Анапури и дальше через Кахетию на юго-восток Азербайджана и Северную Осетию.

Радиоляриевые слои с *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* – *Holocryptocanium barbu* (поздний альб–сеноман) повсеместно присутствуют как на Большом Кавказе, так и на Малом Кавказе (Вишневская, 2001). Они выделяются по массовому появлению скрытоцефалических форм, полному исчезновению родов *Mirifusus*, *Pantanellium*, отсутствием родов *Podobursa*, *Parvicingula*. В этих слоях присутствуют многочисленные фораминиферы *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Guembelitra senomana* Keller, *Gavelinella* (*Anomalina*) *senomani* (Brotzen) и др. На основе изучения радиолярий установлено несколько комплексов.

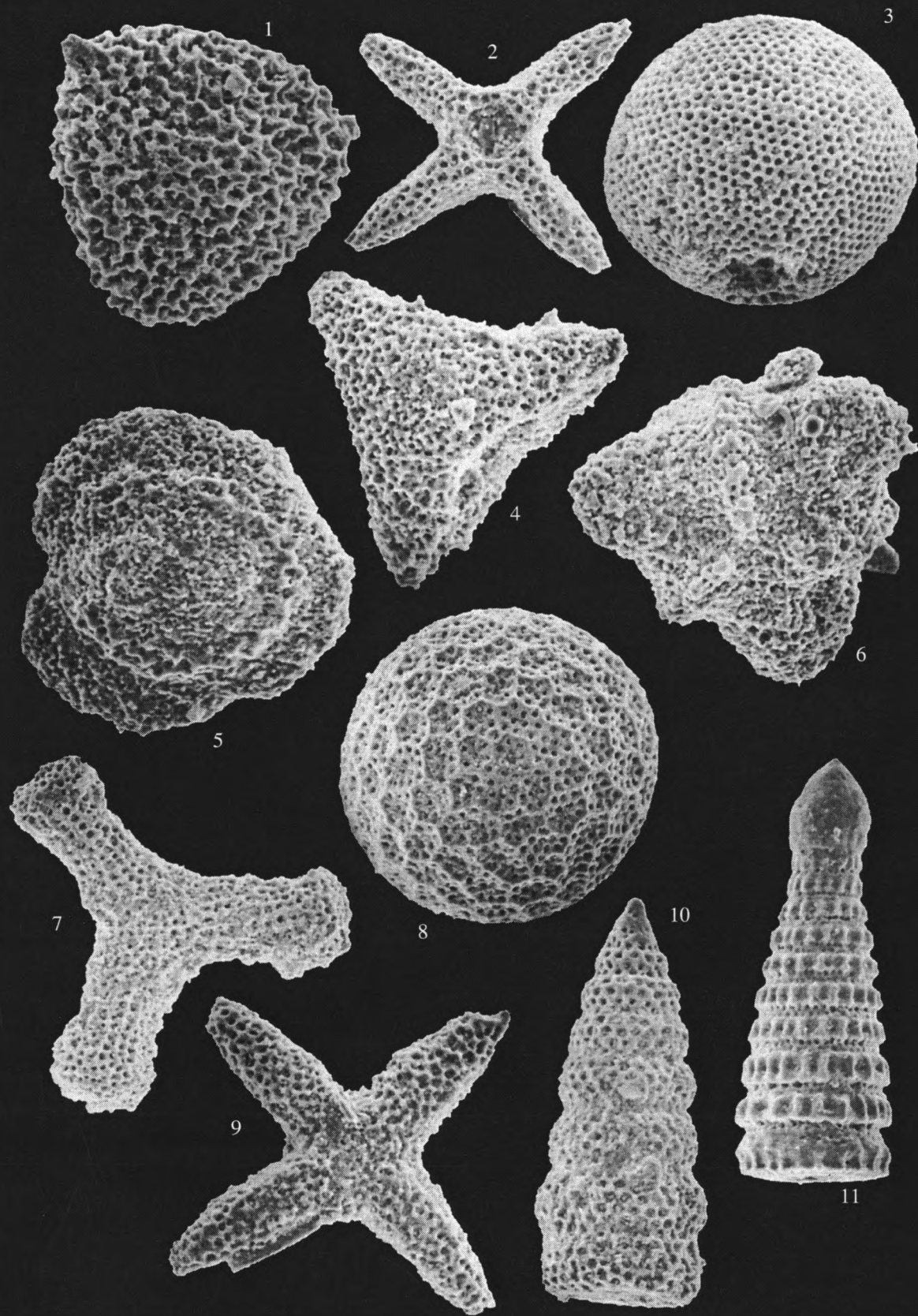
Верхнеальбский комплекс *Crolanium cuneatum* (= *Dictyomitra disparlita* – *Crolanium triangulare*), представленный многочисленными высококоническими населляриями, был описан из глин ауцеллинового горизонта горы Келевудаг (восточные отроги Большого Кавказа), принадлежащего зоне *Hedbergella infracretacea* (Практическое руководство..., 1999).

Нижнесеноманский комплекс *Holocryptocanium barbu* (Азизбекова, Аббасов, 1990) установлен в карбонатно-глинистом разрезе горы Дибар (Восточный склон Большого Кавказа) и соотнесен с фораминиферовой зоной *Thalmaninella brotzeni*. Определяющей особенностью комплекса является присутствие в нем в большом количе-

Таблица IV. Радиолярии сеномана и турона Горного Крыма.

1 – *Alievium sculptus* (Squinabol), 2 – *Crucella cachensis* Pessagno, 3 – *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, 4 – *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, 5 – *Godia* sp., 6 – *Pyramispongia glascockensis* Pessagno, 7 – *Patulibracchium* sp., 8 – *Archaeocenosphaera ? mellifera* O'Dogherty, 9 – *Crucella messinae* Pessagno, 10 – *Stichomitra communis* Squinabol, 11 – *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol). Фигуры 1–3, 5, 7–11 – обр. 18А (турон), 4, 6 – обр. 136 (верхний сеноман). Увеличение в 200 раз. Все раковины происходят из отложений сеномана–нижнего турона разреза горы Сель-Бухра. Коллекция радиолярий хранится в Российском Центре микропалеонтологических справочных коллекций.

Таблица IV



стве мелких субсферических двух-, трехкамерных скелетов.

Верхнесеноманский комплекс *Diacanthocapsa euganea* – *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* выделен в карбонатно-терригенном разрезе (Азизбекова, Аббасов, 1990) горы Келевудаг восточных отрогов Большого Кавказа. Позднесеноманский возраст подтвержден фораминиферами.

На Северном Кавказе позднеальбские радиолярии индекс-вида *Crolanium cuneatum* описаны из светлых глинистых известняков юго-восточного склона Боргустанского хребта (северная окраина г. Подкумок). Позднеальбский комплекс радиолярий с *Crolanium cuneatum*, представленный высококоническими *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Dictyomitra ferosia* Aliev, *D. sagitata* Aliev, *Xitus tekschaensis* (Aliev), *X. spicularius* (Aliev) также встречен в вышележащих кремнистых известняках, а еще выше по разрезу, в спонголитах раннего сеномана установлены *Alievium sculptus* (Squinabol), *Amphipyndax stocki* var. A Vishnevskaya и другие виды комплекса *Holocryptocanium barbu*. Сходная ассоциация радиолярий наблюдается в отложениях нижнего сеномана (зона *Mantelliceras mantelli*) в разрезе по р. Баксан (Вишневская, 2001) в слоях с *Rotalipora globotruncanoides* (рис. 7).

Туронские слои с *Alievium superbum* – *Thanarla veneta* прекрасно представлены в основании карбонатного разреза западного склона Большого Кавказа (рр. Ольховая, Хоста) и в Предкавказье (р. Урух). Радиолярии встречаются повсеместно с планктонными фораминиферами. В радиолярий-содержащих слоях часты находки *Inoceramus lamarcki* Parkinson. Характерные виды радиолярий турона: *Halesium sexangulum* Pessagno, *Thanarla veneta* (Squinabol), на этом интервале впервые появляется *Alievium superbum* (Squinabol) (Вишневская, 2001).

Так, в западной части Северной Осетии по левому притоку р. Урух (в 2.7 км к югу от окраины с. Ахсарисар) в основании разреза (правый борт ущелья р. Урух) обнажаются темно-серые, до черных, известковистые глины альба (5 м) с *Crolanium*. На них залегают охристые мергели сеномана (2.5 м), содержащие гальку глинистых известняков, что указывает на возможный частичный размыв сеномана. Выше следуют туронские кремнистые известняки (11.5 м) с *Inoceramus lamarcki* Park. и многочисленными стяжениями кремней от розовых до черных с радиоляриями *Praeconocaryomma* aff. *universa* Pessagno, *Crucella irwini* Pessagno, *Cavaspongia contracta* O'Dogherty, *Histiastrum membraniferum* Lipman, *Patellula verteroensis* (Pessagno), *Pseudoaulophacus praeflorescens* Pessagno, *Halesium sexangulum* Pessagno, *Lithostrobilus turitelus* Lipman, *Dictyomitra pyramidalis* Grigorieva, *D. striata* Lipman, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Distylocapsa squama* O'Dogherty, *Spongostichomitra* aff. *elatica* (Aliev). Совместно с радиоляриями отмыты многочисленные планктонные фораминиферы раннего турона.

Раннетуронские радиолярии хорошей сохранности отмыты из кремней и кремнистых известняков ананурской и керкетской свит западного склона Большого Кавказа (разрезы по рекам Ольховая, Хоста и Туапсе). В комплексе наиболее многочисленны: *Alievium superbum* (Squinabol), *Pseudoaulophacus praeflorescens* Pessagno, P. cf. *parqueraensis* Pessagno, *Halesium sexangulum* Pessagno, *Dictyomitra striata* Lipman, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A (Вишневская, 2001).

В районе пос. Лазаревское на Западном склоне Большого Кавказа в отложениях ананурской свиты встречены радиолярии позднего сеномана и раннего турона (Брагина, Агарков, 2005). Здесь в 60 см ниже битуминозного горизонта (отложения верхнего сеномана) присутствуют радиолярии: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Acanthocircus impolitus* O'Dogherty, *A. tympanum* O'Dogherty, *Archaeocenospaera ? mellifera* O'Dogherty, *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, *C. californiensis* Pessagno, *Crucella aster* (Lipman), *C. messinae* Pessagno, *Dactyliodiscus lenticulatus* (Jud), *D. longispinus* (Squinabol), *Halesium quadratum* Pessagno, *H. sexangulum* Pessagno, *Orbiculiforma ovoidea* Bragina, *Paronaella spica* Bragina, *Patilibracchium ingens* (Lipman), *Pessagnobrachia irregularis* (Squinabol), *Phaseliforma inflata* Bragina, *Praeconocaryomma californiensis* Pessagno, *P. lipmanae* Pessagno, *P. universa* Pessagno, *Pyramispongia glascocksensis* Pessagno, *Quinquecapularia ombonii* (Squinabol), *Stylodictya insignis* Campbell et Clark, *Triactoma cellulosa* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Diacanthocapsa euganea* Squinabol, *D. fossilis* Squinabol, *D. sp. A*, *Dictyomitra montisserei* (Squinabol), *Distylocapsa squama* O'Dogherty, *D. veneta* (Squinabol), *Holocryptocanium astiensis* Pessagno, *Phalangites telum* O'Dogherty, *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani, *P. pseudomacrocephala* (Squinabol), *Pseudoecyrtis pulchra* (Squinabol), *Spongostichomitra elatica* (Aliev), *Stichomitra communis* Squinabol, *Xitus spineus* Pessagno. Раннетуронские радиолярии собраны непосредственно выше битуминозного горизонта, отвечающего ОАЕ-2, и представлены видами: *Acanthocircus tympanum* O'Dogherty, *Alievium superbum* (Squinabol), *Archaeocenospaera ? mellifera* O'Dogherty, *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, *C. contracta* O'Dogherty, *Crucella cachsensis* Pessagno, *C. messinae* Pessagno, *Dactyliodiscus longispinus* (Squinabol), *Dactyliosphaera silviae* Squinabol, *Halesium quadratum* Pessagno, *Paronaella spica* Bragina, *Patellula verteroensis* (Pessagno), *Patulibracchium ingens* (Lipman), *Pessagnobrachia rara* (Squinabol), *Phaseliforma inflata* Bragina, *P. subcarinata* Pessagno, *Praeconocaryomma universa* Pessagno, *Pseudoaulophacus florescens* Pessagno, *P. praeflorescens* Pessagno, *Pyramispongia glascocksensis* Pessagno, *Quinque-*

capsularia ombonii (Squinabol), *Triactoma compressa* (Squinabol), *T. fragilis* Bragina, *T. hexeris* O'Dogherty, *Vitorfus brustolensis* (Squinabol), *V. morini* Empson-Morin, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra sliteri* (Squinabol), *A. ex gr. squinaboli* Pessagno, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *C. sphaerica* (White), *Diacanthocapsa elongata* Bragina, *D. euganea* (Squinabol), *D. fossilis* Squinabol, *D. ovoidea* Dumitrica, *D. rara* Squinabol, *Dictyomitra montisserei* (Squinabol), *Distilocapsa squama* O'Dogherty, *D. veneta* (Squinabol), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Phalangites hastatus* O'Dogherty, *P. telum* O'Dogherty, *Pogonias? hirsutus* (Squinabol), *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani, *P. pseudomacrocephala* (Squinabol), *Pseudoeucyrtis pulchra* (Squinabol), *Squinabollum fossile* (Squinabol), *Stichomitra communis* Squinabol, *S. insignis* (Squinabol), *S. magna* Squinabol, *Thanarla ex gr. conica* (Aliiev), *Tibilustrium transmontanum* O'Dogherty, *Xitus spicularius* (Aliiev), *X. spineus* Pessagno (Брагина, Агарков, 2005). Раннетуронская радиоляриевая ассоциация встречается также в заратском горизонте Кобыстана, где еще Р.Х. Липман был установлен *Lithostrobos turitellus* Lipman (Вишневская, Агарков, 1998).

Суммируя все имеющиеся данные по верхнемеловым радиоляриям Предкавказья, Крыма, Западного и Восточного склонов Большого Кавказа, предлагается в качестве единого радиоляриевого стратона выделять радиоляриевую зону *Alievium superbum* (турон-коньяк), которая хорошо прослеживается по всему Предкавказью, Северному Кавказу и даже в Закавказье (разрез по Сурамскому хребту).

Турон-коньякская радиоляриевая зона *A. superbum* характеризуется присутствием, кроме зонального, таких видов, как: *Praeconocaryomma aff. universa*, *Crucella irwini*, *C. membraniferum*, *Cavasporgia antelopensis*, *C. contracta*, *Patellula cf. verteoensis*, *Pseudoaulophacus ex gr. praefloresensis*, *Halesium sexangulum*, *Dictyomitra striata*, *Distilocapsa squama*, *Lithostrobos turitellus*.

Радиоляриевая зона *A. superbum* хорошо известна как в Крыму, на Кавказе, в Италии, Испании, так и в Калифорнии, где она была впервые установлена в туроне и затем предложена для турон-коньяка океанов.

Таким образом, на радиоляриевые ассоциации альба-турона Крыма (Вишневская и др., 2005), Большого Кавказа и Предкавказья безкислородные события оказали не столь значительное влияние, как на фораминиферовые сообщества, которые полностью сменили или обновили свой состав. Радиоляриевые ассоциации из альба-турона Крыма и Кавказа хорошо сопоставляются с разновозрастными комплексами Италии, Испании, Турции (O'Dogherty, 1994; Salvini, Marcucci Passerini, 1998, Bragina, 2004) и могут быть использованы не только как стратиграфический репер, еще

они являются хорошим показателем палеогеографических условий.

Поэтому нам представляется очень актуальным создание шкалы по кремнистому планктону (радиоляриям) для Северного Перитетиса и сопоставление ее с зонами по фораминиферам и макрофауне. Это возможно на примере разрезов Аксудере, Сель-Бухра, Урух и других, где имеет место сонахождение планктонных фораминифер и радиолярий. К сожалению, по мере продвижения на север обнаруживается, что планктонные фораминиферы полностью исчезают в "среднемеловых" разрезах Русской плиты, а макрофаунистические находки более редки, чем остатки микрофоссилий. Следовательно, радиолярии приобретают значение парастратиграфической группы.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ РАКОВИН РАДИОЛЯРИЙ НА ПРОТЯЖЕНИИ ПОЗДНЕГО АЛЬБА-РАННЕГО ТУРОНА

В предыдущем разделе были специально приведены характерные и руководящие виды комплексов радиолярий Северного Перитетиса, встречаемых на критических рубежах альба-сеномана и сеномана-турона, поскольку в отечественной литературе существуют только разрозненные краткие описания радиолярий по отдельным районам. Радиоляриевая стратиграфия альб-туронских отложений основана на развитии филогенетических и морфологических особенностей радиолярий, составивших основу для биоистратиграфических построений. Развитие радиолярий позднего альба происходило путем выработки и совершенствования приспособлений к флотации в изменяющейся пелагиали. На это обстоятельство указывают как тектонические факторы (появление туфов и фосфоритовых галек в самых верхах черных глин альба), так и морфологические особенности скелетов радиолярий.

Особое разнообразие и отличие позднеальбских радиоляриевых ассоциаций заключается в расцвете высоко конических форм с треугольными и четырехугольными сечениями дистальной части, в углах которых проходят латеральные ребра, переходящие в терминальные "ноги": род *Crolanium*, представленный многочисленными индивидуумами последних альбских видов (*C. cuneatum* (Smirnova et Aliiev), *C. puga* (Schaaf), *C. spineum* Pessagno, *C. triangulare* (Aliiev), *C. triquetrum* (Pessagno)), а также обилие последних представителей диктиомитрид, циртокапсид и стихокапсид со стреловидной начальной камерой и отчетливо выраженными продольными рядами пор (*Dictyomitra tekschaensis* Aliiev, *Cyrtocapsa perspicua* Squinabol, *Stichocapsa euganea* Squinabol). В альбе полностью исчезают представители родов *Pantanellium*, *Podobursa*, *Tethysetta*. Наряду с изменениями на родовом уровне, также отмечаются изменения

на видовом уровне: в конце альба вымирают как некоторые представители спумеллярий (в основном дискоидеи – *Orbiculiforma multangula* Pessagno, *Porodiscus kavilkinensis* Aliev), так и населлярий (*Theocampe cylindrica* Smirnova et Aliev, *Thanarla conica* Aliev, практически все виды рода *Crolanium*). Соотношение спумеллярий и населлярий приблизительно составляет 1 : 1 – 1 : 2. Сходная закономерность наблюдается и среди позднеальбских радиоляриевых ассоциаций юга Русской плиты (Вишневская и др., 2005).

Нижняя граница сеномана устанавливается по существенному обновлению родового состава: появляются новые рода *Guttacapsa*, *Lipmanium* (*Nassellaria*), начинается расцвет двояковыпуклых губчатых псеудоаулофакоидных дисков с треугольным сечением в плане (*Alievium*, *Pseudoaulophacus*) среди *Spumellaria*. Тем не менее, среди сеноманских радиоляриевых ассоциаций резко доминируют сферические и дискоидные формы, причем, половину всех немногочисленных населлярий составляет сфероидная группа – скрытоцефалические и скрытоцефалотораксические роды *Holocryptocanium* (*H. astiensis* Pessagno, *H. barbui* Dumitrica, *H. geysersensis* Pessagno, *H. tuberculatum* Dumitrica), *Excentropylomma* (*E. cenomana* Dumitrica). Для сеномана характерно массовое появление субсферически-эллипсоидных трехкамерных скрытоцефалических *Diacanthocapsa* (*D. antiqua*, *D. brevithorax*, *D. euganea*, *D. matsumotoi*, *D. ovoidea*) и “ложноголовых” *Dictyomitra* (*D. maleolla* Aliev, *D. disparlita* Aliev), *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (*Squinabol*), *P. sagitifer* Aliev.

Обсуждение данных радиоляриевого анализа

Анализ морфологических признаков у скелетов радиолярий из пограничных слоев альба и сеномана показывает, что происходит изменение экоморфных характеристик радиолярий (резкое преобладание дискоидной и сфероидной групп над циртоидеями), которое отражает относительное обмеление бассейна, с чем связано появление карбонатных осадков с богатыми ассоциациями планктонных фораминифер. Таким образом, флуктуация соотношения различных морфологических групп у радиолярий и фораминифер может быть истолкована скорее как батиметрическое изменение, чем климатическое. С позиций морфофункционального анализа можно сделать вывод, что исчезновение многокамерных скелетов и обилие вновь появившихся в сеномане скрытоцефалических радиолярий, по-видимому, обусловлено активным приспособлением к изменяющимся условиям пелагиали.

На границе сеномана и турона также имеют место изменения, как на видовом уровне, так и на уровне более высоких таксонов. В конце сеномана вымирает семейство *Rotaformidae*, появившееся

в альбе, исчезают род *Obeliscoites* из *Nassellaria* и род *Godia* из *Spumellaria*, а также постепенно вымирают самые ранние представители рода *Alievium* (*A. antiquum*), индекс-вид *Triactoma parva*.

Радиоляриевая ассоциация самых верхов сеномана из битуминозных мергелей и глин отличается общим уменьшением размеров скелетов, увеличением губчатых форм как среди *Spumellaria*, так и у *Nassellaria* на фоне уменьшения морфологического разнообразия, сглаженностью внешней скульптуры, нарушением правильной системы пористости. Только благодаря хорошим консервационным свойствам в этих слоях, обогащенных органическим веществом, присутствуют формы с прекрасно сохранившимися устьевыми трубками. В конце сеномана появляется индекс-вид *Patulibraschium ingens* (Lipman).

В начале турона основные изменения происходят на видовом уровне. Так, в это время появляются новые виды *Alievium superbum* (*Squinabol*), *Archaeospongoprunum triplum* Pessagno, *Paronaella pseudoaulophacoides* O'Dogherty, *Patella heroica* O'Dogherty, *Vitorfus morini* Empson-Morin, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *D. striata* Lipman, *Ultraporapora cretacea* (*Squinabol*), *U. dendrocanthos* (*Squinabol*) и др., а на уровне более высоких таксонов появляется только род *Afens*.

ВЫВОДЫ

Альб–сеноман – время интенсивного развития сложной группы фораминифер–роталипорид, которое завершилось их вымиранием в конце сеномана. Помимо этого присутствуют представители других планктонных групп, что позволяет определить его как политаксонный этап в развитии планктонных фораминифер (табл. I, II). Пограничные отложения сеномана и турона связаны с существенной аноксией, проявившейся практически глобально, и определившей расцвет примитивных космополитных таксонов. Это ярко выраженный олиготаксонный этап в развитии планктонных фораминифер. Новый политаксонный этап, начавшись в раннем туроне, продолжался вплоть до конца маастрихта.

У радиолярий на границе альба и сеномана вымирает большинство представителей рода *Crolanium*, а также обилие последних представителей диктиомитрид, циртокапсид и стихокапсид со стреловидной начальной камерой и отчетливо выраженными продольными рядами пор, но появляются новые рода *Guttacapsa*, *Lipmanium*, начинается расцвет двояковыпуклых губчатых псеудоаулофакоидных дисков (*Alievium*, *Pseudoaulophacus*), характерно массовое появление трехкамерных скрытоцефалических циртид и “ложноголовых” диктиомитрид (табл. III, IV).

В конце сеномана вымирает семейство Rotaformidae, появившееся в альбе, исчезают род Obeliscoites из Nassellaria и род Godia из Spumellaria, а также постепенно вымирают самые ранние представители рода Alievium (A. antiquum), индекс-вид Triactoma parva.

На границе сеномана и турона также имеют место изменения, как на видовом уровне, так и на уровне более высоких таксонов. В начале турона появляются многочисленные новые виды, в том числе индекс-вид Alievium superbium, а на уровне более высоких таксонов – род Afens. Начало новой трансгрессии происходит в середине или второй половине сеномана, когда появляются все морфологические группы радиоларий и планктонные фораминиферы.

Статья подготовлена при поддержке Программы 25 Президиума РАН “Происхождение и эволюция биосферы”, Направления 5 “Проблема коэволюции абиотических и биотических событий” и грантов РФФИ №№ 03-05-64425, 03-05-64330, 03-05-64964, 04-05-64103, 05-05-65157.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азизбекова А.Р., Аббасов А.Б. Популяции планктонных микроорганизмов на рубеже альба и сеномана на юго-восточном Кавказе // Проблемы современной микропалеонтологии. Л.: Наука, 1990. С. 179–85.

Алексеев А.С., Венгерцев В.С., Конаевич Л.Ф. и др. Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана и турона Юго-Западного Крыма // Очерки геологии Крыма. Тр. Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова / Ред. Милановский Е.Е. М.: МГУ, 1997. Вып. 1. С. 54–73.

Брагина Л.Г. Радиоларии и стратиграфия сеномана и турона Горного Крыма и Южного Сахалина. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2001. 20 с.

Брагина Л.Г. Радиоларии в сеноманских отложениях Юго-Западного Крыма // Биостратиграфические критерии расчленения и корреляции отложений фанерозоя Украины. Киев: ИГН НАН Украины, 2005. С. 99–101.

Брагина Л.Г., Агарков Ю.В. Аноксическое событие ОАЕ-2 и радиоларии верхнего сеномана и нижнего турона из отложений ананурской свиты Западного Кавказа // Палеонтологическая летопись региональных и глобальных событий. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. Тез. докл. CI сессии Палеонтол. общества, 2005. С. 22.

Вишневская В.С. Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.

Вишневская В.С., Агарков Ю.В. Позднемеловые радиоларии Северного Кавказа как недостающее звено в корреляции тропических и бореальных шкал // Докл. РАН. 1998. Т. 310. № 6. С. 655–659.

Вишневская В.С., Брагина Л.Г., Конаевич Л.Ф. Радиолариевые события на критических рубежах альба–сеномана и сеномана–турона: морфологическое разнообразие и эволюция скелетных элементов (Тетическая провинция, Крым, Украина) // Биостратиграфические

критерии расчленения и корреляции отложений фанерозоя Украины. Киев: ИГН НАН Украины, 2005. С. 95–99.

Вишневская В.С., Казинцова Л.И. Радиоларии мела СССР // Радиоларии в биостратиграфии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 44–59.

Вишневская В.С., Казинцова Л.И., Конаевич Л.Ф. Радиолариевые события у границы альба и сеномана (на примере Русской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 131–145.

Вишневская В.С., Седаева К.М. К вопросу о биолито-стратиграфической корреляции полифациальных мезозойских отложений юга СССР // Радиоларии и биостратиграфия. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 31–33.

Горбачик Т.Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М.: Наука, 1986. 239 с.

Горбачик Т.Н. Становление планктонной жизненной формы у фораминифер // В кн.: Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: МГУ, 1989. С. 57–71.

Горбачик Т.Н. Биотические события в истории развития юрских и раннемеловых планктонных фораминифер // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. Тр. XII Всерос. Микропалеонтол. совещания, посвященного 100 летию со дня рождения Д.М. Раузер-Черноусовой. М.: ГЕОС, 1997. С. 92–96.

Горбачик Т.Н., Александрова А.А. Планктонные фораминиферы: проблемы терминологии и новые виды из верхнего альба Северного Кавказа // Палеонтологический журн. 2001. Вып. 35. № 2. С. 109–116.

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

Горбачик Т.Н., Конаевич Л.Ф. Влияние меловых событий на эволюцию глобигеринид // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб.: ВНИИокеангеология, 1992. С. 17–29.

Джалилов М.Р., Атабекян А.А., Корчагин О.А. и др. О крайнем восточном пункте находок позднемеловых белемнителлид в южных районах СССР // Докл. АН Таджикистана. 1986. Т. 29. № 10. С. 619–621.

Корчагин В.И. Строение разреза и фораминиферы пограничных отложений сеномана и турона востока Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 2. С. 24–33.

Маслакова Н.И. Микропалеонтология // Учебник для студентов ВУЗ'ов. М.: МГУ, 1995. 254 с.

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных океанического бурения для интерпретации обстановки накопления сеноманских отложений Горного Крыма // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ, 1981. С. 7–21.

Практическое руководство по микрофауне. Радиоларии мезозоя. СПб.: Недра, 1999. 272 с.

Тур Н.А. Планктонные фораминиферы сеноманских, туронских и коньякских отложений Северо-Восточного Кавказа // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 27 с.

Arthur M.A., Schlanger S.O., Jenkyns H.C. The Cenomanian – Turonian oceanic anoxic event. Palaeoceanographic

- controls on organic-matter production and preservation // *Marine Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986. № 26. P. 401–420.
- Baraboshkin E.Ju., Kopaevich L.F., Olferiev A.G.* The Mid-Cretaceous events in Eastern Europe: development and paleogeographical significance // *Peri-Tethys Memoir 4. Epicratonic Basins of Peri-Tethyan Platforms. Mem. Mus. Nat. d'Hist. natur.* 1998. V. 179. P. 93–110.
- Bragina L.G.* Cenomanian-Turonian Radiolarians of Northern Turkey and Crimean Mountains // *Paleontol. J.* 2004. V. 38. Suppl. 4. P. 325–451.
- Bralower T.J., Leckie M.R., Sliter W.V et al.* An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy // *Geochronology Times Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication.* 1995. № 54. P. 65–79.
- Bronnimann P.* Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian-Maastrichtian) of Trinidad, B.W.I. // *Bull. Amer. Paleontol.* 1952. V. 34. № 140. P. 1–70.
- Burnhill T.J., Ramsay W.V.* Mid-Cretaceous paleontology and stratigraphy. Central North Sea // *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe.* London: Institute of Petroleum. P. 245–254.
- Butt A.* Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of Western Maroco // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1982. № 37. P. 235–275.
- Caron M.* Cretaceous planktonic foraminifera // *Plankton stratigraphy.* Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17–86.
- Caron M., Homewood P.* Evolution early planktonic foraminifera // *Marine Micropaleontology.* 1983. V. 7. P. 453–463.
- Davies T.A., Luyendyk B.P., Rodolfo K.S. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., 26. Washington. D.C.: U.S. Government Printing Office, 1974. 1129 p.
- Eicher D.L., Worstell P.* Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States // *Micropaleontology.* 1970. V. 16. № 3. P. 269–324.
- Erbacher J., Thurow J.* Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys // *Marine micropaleontology.* 1997. V. 30. P. 139–158.
- Ernst G., Schmid F., Klischies G.* Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raums Braunschweig-Hannover // *Aspekte der Kreide Europas. Int. Union Geol. Sciences. Series A.* 1979. № 6. P. 230–275.
- Finch R.C.* Mesozoic stratigraphy of central Honduras // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1981. V. 65. P. 1320–1333.
- Gale A.S., Kennedy W.J., Burnett J.A. et al.* The Late Albion to Early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Hautes Alpes, S.E. France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes) // *Cretaceous Res.* 1996. V. 17. № 5. P. 515–606.
- Hart M.B.* A water depth model for the evolution of the planktonic foraminifera // *Nature.* 1980. № 286. P. 252–254.
- Hart M.B., Bailey H.W.* The distribution of planktonic foraminifera in the mid-Cretaceous of NW Europe // *Aspekte der Kreide Europas, IUGS.* 1979. Ser. A. № 6. P. 527–542.
- Hilbrecht H., Hoefs J.* Geochemical and palaeontological studies of the ^{13}C anomaly in Boreal and North Tethyan Cenomanian-Turonian sediments in Germany and adjacent areas // *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 1986. V. 53. № 2–4. P. 169–189.
- Jarvis I., Carson G.A., Cooper M.K.E. et al.* Microfossils assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) Oceanic anoxic event // *Cretaceous Res.* 1988. V. 9. P. 3–103.
- Jenkyns H.C.* Cretaceous anoxic events: from continents to oceans // *J. Geol. Soc. Lond.* 1980. № 137. P. 171–188.
- Kopaevich L., Kuzmicheva T.* The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: Foraminifera and palaeogeographic implications // *Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography. Proc. of the 6th International Cretaceous Symposium 2000. Vienna: Österreichischen Akademie der Wissenschaften,* 2002. Bd. 15. P. 129–149.
- Kuhnt W., Hewin J.P., Thurow J. et al.* Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin // *Deposition of Organic facies. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1992. V. 30. P. 133–160.
- Leckie M.R.* Paleocology of Mid-Cretaceous planktonic foraminifera: a comparison of open ocean and Epicontinental Sea assemblages // *Micropaleontology.* 1987. V. 33. № 2. P. 164–176.
- O'Dogherty L.* Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // *Mem. Geologie, Lausanne.* 1994. № 21. P. 1–413.
- Peryt D.* Planktic Foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River valley, Poland // *Palaeontol. Polonica.* 1980. № 41. P. 1–101.
- Premoli Silva I., Sliter W.V.* Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy // *Palaeontol. Italica.* 1995. V. 82. P. 1–89.
- Rawson P.F., Dhondt A.V., Hancock J.M. et al.* Proceedings of Second International Symposium on Cretaceous Stages boundaries, 8–16 September, 1995. Brussels // *Bull. Inst. Royal Sci. Natur. Belgique. Sciences de la Terre.* 1996. V. 66. P. 1–120.
- Renz O.* Stratigraphische und mikropaleontologische Untersuchungen der Scaglia (Obere Kreide – Tertiär) im zentralen Apennin // *Eclogae Geol. Helv.* 1981. V. 69. № 1. P. 1–149.
- Robaszynski F., Caron M. (coord.) and EWGPF.* Atlas de Foraminifères planctoniques du Cretace moyen (Mer Boreale et Tethys) // *Micropaleontol.* 1979. Parts 1–2. P. 181–185.
- Robaszynski F., Caron M., Dupuis Ch. et al.* A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area // *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine.* 1990. V. 14. P. 213–384.
- Robaszynski F., Caron M., Amedro F. et al.* Le Cenomanian de la Region de Kalaat Senan (Tunisie Central): Litho-Biostratigraphie et Interpretation Sequentielle // *Rev. Paleobiol.* 1994. V. 12. № 2. P. 351–505.
- Robaszynski F., Caron M.* Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Mediterranée // *Bull. Soc. geol. France.* 1995. T. 166. № 6. P. 681–692.
- Salaj J.* Zones planctiques du Crétacé et du Paléogene de Tunisie // *Proc. I Intern. Conf. Planktonic microfossils.* 1969. V. 2. P. 67–69.

- Salaj J.* Tunisian Upper Cretaceous hypostratotypes as possible candidates of Tethyan stratotypes including stratotype boundaries // *Zemni plyn a nafta*. 1996. V. 40. № 4. P. 245–307.
- Salvini G., Marcucci Passerini M.* The radiolarian assemblages of the Bonarelli Horizon in the Umbria-Marche Apennines and Southern Alps, Italy // *Cretaceous Res.* 1998. V. 19. № 6. P. 777–804.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C.* Cretaceous oceanic anoxic events, causes and consequences // *Geologie Mijnbouw*. 1976. V. 55. № 3–4. P. 179–184.
- Schlanger S.O., Arthur M.A., Jenkyns H.C. et al.* The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Events. I. Stratigraphy and distribution of Organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion // *Marine Petroleum Source Rocks. Spec. Publ. Geol. Soc. London*. 1986. № 26. P. 371–399.
- Sholle P.A., Arthur M.A.* Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1980. V. 64. P. 67–87.
- Sigal J.* Notes sur les genres foraminifères *Rotalipora* Brotzen et *Thalmaninella*, famille des *Globotruncanidae* // *Rev. Inst. Franc. Petrole*. 1948. V. 3. № 4. P. 95–103.
- Sliter W.V.* Biostratigraphic zonation of Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section // *J. Foram. Research*. 1989. V. 19. № 1. P. 1–19.
- Toshimitsu S., Matsumoto T., Noda M. et al.* Integrated of mega-, micro- and magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous in Japan // *Proc. 15th Intern. Sympos. Kyungpook Nat. Univ.* 1995. P. 357–370.
- Tur N.A.* Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian-Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus // *Biotic Recovery from Mass Extinction Events. Geol. Soc.* 1996. Spec. Publ. № 102. P. 259–264.
- Thurrow J., Kuhnt W., Wiedmann J.* Zeitlicher und paläogeographischer Rahmen der Phthanit- und Black Shale-Sedimentation in Marokko // *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* 1982. № 165. P. 147–176.
- Venkatachalapathy R., Ragothaman V.* A foraminiferal zonal scheme for the mid-Cretaceous sediments of the Cauvery Basin, India // *Cretaceous Research*. 1995. V. 16. P. 415–433.
- Wiedmann J., Kuhnt W., Thurrow J. et al.* Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian/Turonian boundary and the response of the biota // *Mitt. Geol.-Palaeontol. Inst. Univ. Hamburg*. 1986. V. 60. P. 205–246.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.7+563.14:551.763.331(564.3)

СТРАТИГРАФИЯ И РАДИОЛЯРИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА АРАКАПАС (КИПР)

© 2006 г. Л. Г. Брагина, Н. Ю. Брагин

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.02.2004 г., получено после доработки 21.09.2005 г.

- В основании разреза осадочного чехла офиолитового массива Аракапас (Южный Кипр) залегают металлоносные осадки формации Перापеди, подразделенной на три толщи, возраст которых определен по богатым комплексам радиолярий: 1) умбриты предполагаемого сеномана, 2–20 м; 2) переслаивание кремней и умбритов турона – коньяка, 6–10 м; 3) опоковидные кремни коньяка-сантона, 6 м. Выше, с размывом и несогласием залегают олистостромовые отложения формации Мони, также подразделенной на три толщи: 1) пестроцветные алевритистые глины предположительно кампанского возраста с олистоплаками основных вулканитов верхнего триаса, песчаников нижнего мела, а также опоковидных кремней и кремнистых известняков альба и нижнего сеномана общей мощностью 200–300 м; 2) переслаивание пестроцветных алевритистых глин и зеленых бентонитовых глин кампана с частыми олистолитами и горизонтами мелкообломочных олистостромовых брекчий, 100–200 м; 3) бентонитовые глины верхнего кампана – нижнего маастрихта с прослоями пепловых туфов и глинисто-кремнистых пород (50–100 м). Формация Мони согласно перекрыта карбонатными отложениями верхнего маастрихта – палеогена.

Ключевые слова. Кипр, офиолиты, стратиграфия, мезозой, мел, радиолярии, металлоносные осадки, олистостромы.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования по строению и геологической истории подвижных поясов обязательно включают работы по офиолитовым комплексам и сопряженным с ними образованиям. К последним относятся отложения осадочного чехла офиолитов, базальные и нижние части разрезов которых нередко представлены необычными и сложными для биостратиграфических исследований толщами: металлоносными осадками и олистостромами. Данные отложения обычно характеризуются значительной дислоцированностью, сложной внутренней структурой, отсутствием или бедностью комплексов традиционных фоссилий. Изучение дополнительно осложняется отсутствием методических работ по детальной стратиграфии образований, сопряженных с офиолитами. Представленная статья имеет цель показать методику и возможности стратиграфических исследований на примере верхнемелового чехла классических офиолитов Кипра.

В центральной части острова Кипр развит офиолитовый массив Троодос мелового возраста, в составе которого известны все составляющие офиолитового комплекса. В южной части хребта Троодос проходит разлом Аракапас, имеющий широтную протяженность и интерпретируемый как древний трансформный разлом (Simonian,

Gass, 1978). Офиолиты, обнажающиеся южнее этого разлома, обособляются в самостоятельный массив Аракапас (рис. 1). По южному и юго-западному флангам массива Аракапас прослеживаются наиболее древние отложения осадочного чехла офиолитов: формация Перапеди (Wilson, 1959), залегающая на базальтах и представленная

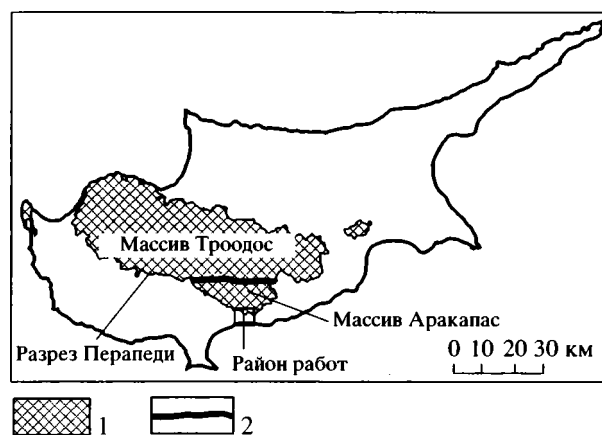


Рис. 1. Офиолитовые комплексы массивов Троодос и Аракапас на Кипре.

1 – выходы пород офиолитового комплекса на дневную поверхность; 2 – разлом Аракапас.

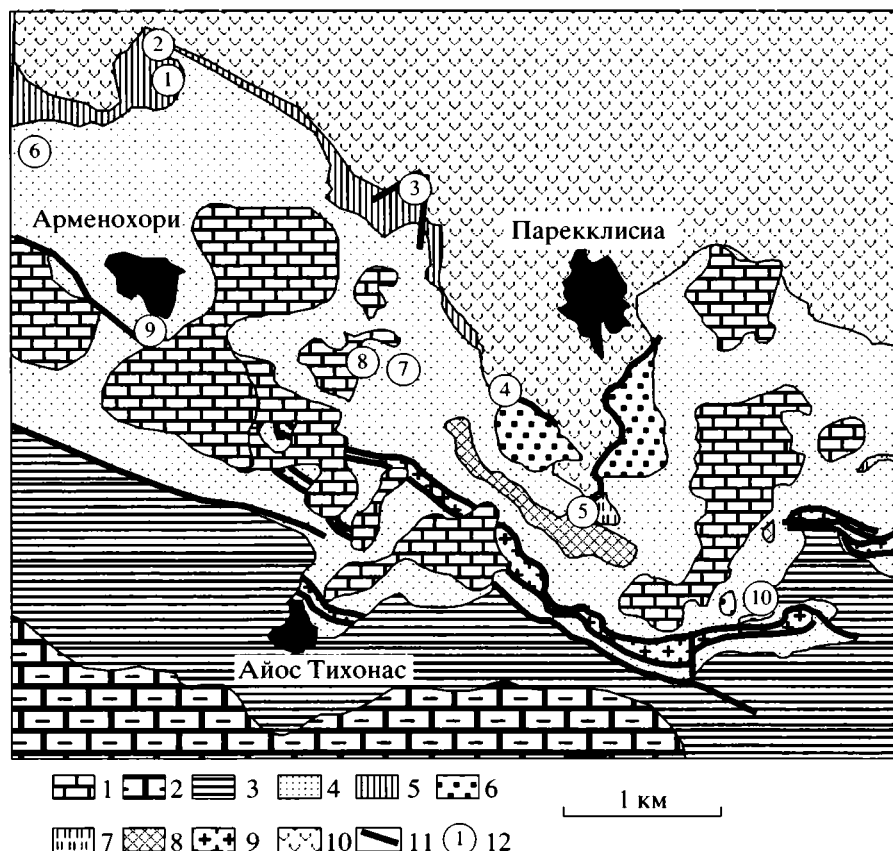


Рис. 2. Схема геологического строения южной части массива Аракапас в районе с. Парекклисиа. Использованы материалы (Urquhart, Robertson, 2000).

1 – слои Корониа, верхний миоцен, рифовые известняки; 2 – формация Пахна, миоцен, мергели и известняки; 3 – формация Левкара, верхний маастрихт – олигоцен, мергели и известняки; 4 – формация Мони; матрикс олистостромы, кампан – нижний маастрихт, бентонитовые глины; 5 – формация Перापеди, сеноман? – сантон, умбриты и кремни; 6–9 – олистоплаки в составе олистостромы Мони; 6 – слои Парекклисиа, нижний мел, песчаники, 7 – слои Монагрулли, альб – нижний сеноман, кремни и кремнистые известняки, 8 – верхний триас, основные вулканиты, известняки, 9 – серпентиниты; 10 – пиллоу-лавы офиолитового комплекса Аракапас; 11 – разломы; 12 – номера разрезов согласно описанию в тексте.

металлоносными осадками (умбритами и кремнями), и формация Мони (Pantazis, 1967), являющаяся классической олистостромой и содержащая большое количество олистолитов и олистоплаков, значительная часть которых представляет собой продукты разрушения мезозойского аллохтонного комплекса Мамония. Выше залегают карбонатные отложения формации Левкара (маастрихт – палеоген) (рис. 2).

Формации Перापеди и Мони практически не содержат остатков макрофауны, крайне редки и находки микрофауны – фораминифер. В то же время металлоносные осадки, матрикс олистостромы Мони, а также породы олистолитов охарактеризованы богатыми и разнообразными комплексами радиоларий, изучение которых представляет самостоятельный интерес. Радиоларии верхнего мела здесь до сих пор не изучены систематически. Между тем, эта группа, как было по-

казано рядом работ по стратиграфии триасовых, юрских и меловых отложений, обладает значительным стратиграфическим потенциалом. В настоящее время необходимо совершенствование зональной шкалы верхнего мела, последний вариант которой опубликован почти двадцать лет назад (Sanfilippo, Riedel, 1985). Радиоларии верхнего мела Кипра имеют в этой связи большой интерес сразу для нескольких областей: палеонтологии (учитывая большое количество неописанных таксонов, представляющих потенциальную ценность для стратиграфии), биостратиграфии (полная охарактеризованность разрезов Кипра радиолариями позволяет надеяться на выделение здесь смыкающихся биостратонов), палеобиогеографии (позднемеловые радиоларии здесь представлены типичными комплексами тропического пояса).

ФОРМАЦИЯ ПЕРАПЕДИ

По периферии офиолитовых комплексов Троодос и Аракапас на образованиях верхней толщи пиллоу-лав, а иногда – на офиолитокластовых брекчиях (Osozawa, Okamura, 1993) залегают металлоносные осадки, выделяемые как формация Перapedи. Они развиты не повсеместно и, возможно, приурочены к депрессиям палеорельефа. Мощность формации колеблется от нескольких десятков сантиметров (на западе острова, по р. Мавроколимбос) (Брагина, Брагин, 1996) до нескольких десятков метров (на юге, в районе бывшего карьера Мангалени) (Blome, Irwin, 1985; Urquhart, Robertson, 2000). Возраст формации ранее определялся как кампан (Mantis, 1970). Позднее, в кремнях и умбритах карьера Мангалени были обнаружены радиолярии, на основании которых было сделано заключение о туронском возрасте (Blome, Irwin, 1985). В дальнейшем эту находку никому не удалось повторить (Urquhart, Banner, 1994; Urquhart, Robertson, 2000). Между тем, в стратотипическом разрезе у с. Перapedи в верхней части формации был обнаружен богатый комплекс радиолярий сантон – раннекампанского возраста, что дало основание предполагать возрастное скольжение нижней границы формации (Брагина, Брагин, 1996; Urquhart, Robertson, 2000).

В ходе полевых работ 2003 г. нами было проведено дополнительное изучение формации Перapedи в районе Мангалени. При этом были описаны и опробованы три разреза. Первый из них изучен по восточной стенке карьера Мангалени в пункте с координатами С 34°45'23.0", В 33°08'13.1" (разрез 1, рис. 2, 3). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Темно-зеленые, серо-зеленые, иногда красновато-бурые основные вулканы, нередко с шаровой текстурой. Видимая мощность 10 м.

2. Умбриты ярко-желтые и ржаво-бурые, тонкоплитчатые с прослоями бурых плитчатых кремней и ржаво-желтых массивных кремней с радиоляриями предположительно сеноманского возраста (обр. 03-13-5): *Archaeospongoprunum distributum* Bragina, *Alievium sculptus* (Squinabol), *Halesium sexangulum* Pessagno, *Pseudoacanthosphaera magnifica* (Squinabol), *Triactoma fragilis* Bragina, *Dictyodetalus acuticephalus* (Squinabol), *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Mita magnifica* Pessagno, *M. sp. B* (Pessagno, 1977), *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani, *Pseudoeucyrtis* sp. ex gr. *P. pulchra* (Squinabol), *Squinabollum fossile* (Squinabol), *Stichomitra perapedhia* Bragina, *Theocoronium subtriquetrum* Bragina, *Xitus asymmetricus* (Foreman). Мощность 20 м.

3. Кремни темно-коричневые, толстоплитчатые с прослоями коричнево-бурых кремнистых аргиллитов, с радиоляриями турона (обр. 03-13-2): *Alievium* sp. ex gr. *A. praegallowayi* Pessagno, *A. superbum* (Squinabol), *Crucella cachensis* Pessagno, *Hexapyramis perforatum* Bragina, *Patulibracchium californiense* Pessagno, *Pseudoacanthosphaera* sp. ex gr. *P. superba* (Squinabol), *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *Quinquecapsularia ombonii* (Squinabol), *Q. sp. ex gr. Q. ombonii* (Squinabol), *Cryptamphorella conara* (Foreman), *C. macropora* Dumitrica, *Diacanthocapsa*

acuminata Dumitrica, *D. ancus* Foreman, *D. sp. ex gr. D. euganea* Squinabol, *D. sp. ex gr. D. matsumotoi* (Taketani), *D. rara* Squinabol, *Distylocapsa squama* O'Dogherty, *Doripyle* sp. ex gr. *D. ovoidea* Squinabol, *Mita* sp. A (=Theocampe (?) sp. (Брагина, Брагин, 1996), *M. sp. C*, *Pseudodictyomitra* sp. A, *P. sp. B*, *Rhopalosyringium* sp. ex gr. *R. elegans* (Squinabol), *R. sp. aff. R. adriaticum* O'Dogherty, *Stichomitra perapedhia* Bragina.

В 1 м выше по разрезу (обр. 13-1) встречены остатки радиолярий позднетуронско-коньякского возраста: *Alievium* sp. ex gr. *A. praegallowayi* Pessagno, *A. superbum* (Squinabol), *Archaeospongoprunum distributum* Bragina, *A. sp. ex gr. A. nishiyamae* Nakaseko et Nishimura, *A. sp. A*, *Crucella irwini* Pessagno, *C. messinae* Pessagno, *Falsocromyodrymus ? fragosus* O'Dogherty, *Halesium sexangulum* Pessagno, *Hexapyramis perforatum* Bragina, *Multastrum regalis* Vishnevskaya, *Patulibracchium* sp. ex gr. *P. teslaensis* Pessagno, *Phaseliforma* sp. ex gr. *P. ovum* Jud, *Praeconocaryomma* sp. ex gr. *P. lipmanae* Pessagno, *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *Ps. venadoensis* Pessagno, *Quinquecapsularia* sp. A, *Q. sp. B*, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra* sp. A, *Diacanthocapsa ancus* Foreman, *D. antiqua* (Squinabol), *D. sp. ex gr. D. antiqua* (Squinabol), *D. brevithorax* Dumitrica, *D. sp. ex gr. D. euganea* (Squinabol), *D. sp. A*, *Mita* sp. A (=Theocampe (?) sp. (Брагина, Брагин, 1996), *Pseudodictyomitra* sp. A, *Stichomitra perapedhia* Bragina, *Stichomitra* sp. ex gr. *S. perapedhia* Bragina, *Thanarla gracilis* (Squinabol), *Ultranapora* sp. ex gr. *U. durhami* Pessagno, *Xitus* sp. A. Мощность 9 м.

4. Кремни серо-малиновые, розовые, светло-коричневые, опоквидные, марганцовистые, плитчатые с концентрическими структурами вторичного окремнения, с прослоями светло-серо-коричневых кремнистых аргиллитов. Здесь, в нижней части слоя, собраны радиолярии коньяка-сантона (обр. 13-4): *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *A. macrospina* (Squinabol), *A. umbilicata* (Rust), *Acanthocircus impolitus* O'Dogherty, *A. tympanum* O'Dogherty, *Alievium* sp. ex gr. *A. praegallowayi* Pessagno, *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, *A. distributum* Bragina, *Crucella cachensis* Pessagno, *C. messinae* Pessagno, *Hexapyramis perforatum* Bragina, *Multastrum regalis* Vishnevskaya, *Patulibracchium* sp. aff. *P. lawsoni* Pessagno, *Praeconocaryomma universa* Pessagno, *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *P. venadoensis* Pessagno, *Stylosphaera pusilla* Campbell et Clark, *Triactoma compressa* (Squinabol), *T. fragilis* Bragina, *T. micropora* Bragina, *Vitorfus campbelli* Pessagno, *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Annikaella omanensis* De Wever, *Archaeodictyomitra* sp. A, *Bathropyramis* sp. A, *Cornutella californica* Campbell et Clark, *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Microsciadiocapsa madisonae* Pessagno, *M. sutterensis* Pessagno, *Mita magnifica* Pessagno, *Mita* sp. A (=Theocampe (?) sp. (Брагина, Брагин, 1996), *M. sp. B* (Pessagno, 1977), *M. sp. C*, *M. sp. D* (=Stichomitra (?) sp. (Брагина, Брагин, 1996), *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani, *P. sp. A*, *P. sp. B*, *Rhopalosyringium* sp. aff. *R. adriaticum* O'Dogherty, *Stichomitra perapedhia* Bragina, *Theocampe (?) supraea* Bragina, *Theocoronium subtriquetrum* Bragina. Видимая мощность 6 м.

В северной стенке карьера (разрез 2, координаты С 34°45'27.2", В 33°08'07.1") отложения формации Перapedи имеют сходный литологический состав, но меньшую мощность. Здесь снизу вверх обнажаются (рис. 2, 3):

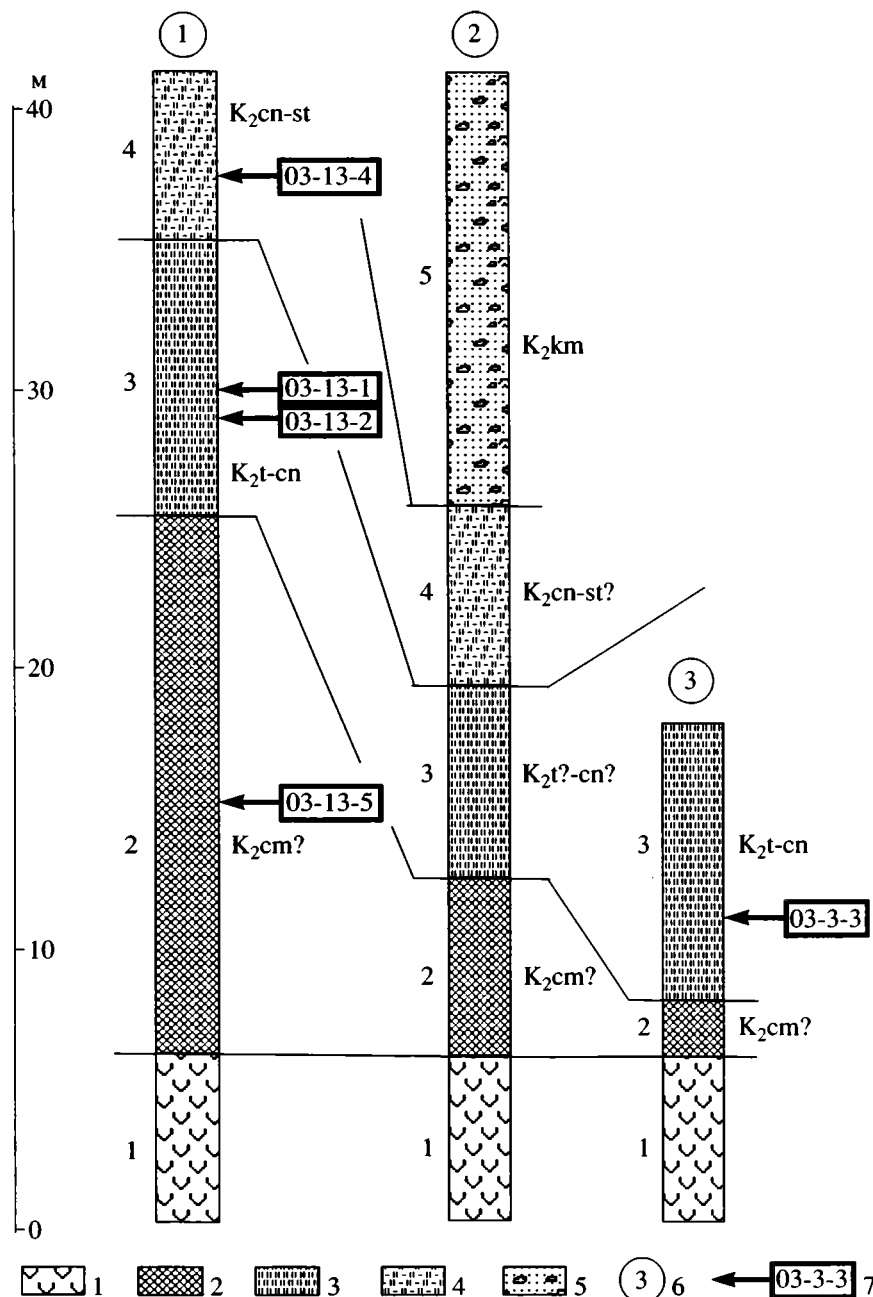


Рис. 3. Стратиграфические разрезы отложений формации Пераледи в районе бывшего карьера Мангалени. Слева от колонок показаны номера слоев соответственно описанию в тексте, справа – возраст.

1 – основные вулканиты; 2 – умбриты; 3 – кремни; 4 – опоковидные кремни; 5 – олистостромовые отложения; 6 – номера разрезов согласно описанию в тексте; 7 – номера образцов и их положение.

1. Основные вулканиты. Видимая мощность 1 м.

2. Умбриты темно-коричневые, кремнистые, массивные, чередующиеся с желтыми тонкоплитчатыми умбритами. Мощность 6 м.

3. Кремни и умбриты темно-коричневые, тонкоплитчатые и тонкослоистые. Мощность 6 м.

4. Кремни розовые и светло-серые, опоковидные, марганцовистые. Мощность 6 м.

5. Серые бентонитовые глины с многочисленными мелкими (до 1 м) блоками серых кремней. Видимая мощность 15 м.

Слой 5 разреза 2 относится уже к вышележащей формации Мони.

Еще один разрез формации Пераледи был описан нами в 1.5 км восток-юго-восточнее карьера Мангалени (разрез 3, координаты С 34°45'04.6",

В 33°08'50.8"). Здесь снизу вверх обнажаются (рис. 2, 3):

1. Основные вулканиты. Видимая мощность 2 м.
2. Умбриты темно-коричневые массивные с прослоями желто-коричневых кремней. Мощность 2 м.
3. Умбриты темно-коричневые рыхлые, тонкослоистые с прослоями темно-коричневых тонкоплитчатых кремней и с железо-марганцевыми конкрециями. Здесь собраны радиолярии верхнего турона? – коньяка (обр. 03-3-3): *Acanthocircus venetus* (Squinabol), *Acacniotyle macrospina* (Squinabol), *A. sp. ex gr. A. starka* Empson-Morin, *Alievium sp. ex gr. A. superbum* (Squinabol), *A. sp. ex gr. A. murphyi* Pessagno, *Archaeosponoprunum distributum* Bragina, *Crucella cachensis* Pessagno, *C. messinae* Pessagno, *Falsocromyodrymus sp. cf. F. mirabilis* (Squinabol), *Halesium sexangulum* Pessagno, *Multastrum regalis* Vishnevskaya, *Patulibracchium sp. ex gr. P. teslaensis* Pessagno, *Phaseliforma inflata* Bragina, *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *P. venadoensis* Pessagno, *Pseudoacanthosphaera magnifica* (Squinabol), *Quinquecapularia ombonii* (Squinabol), *Q. sp. A. Stylodictya insignis* Campbell et Clark, *Triactoma fragilis* Bragina, *Vitorfus sp. A* (Pessagno, 1977), *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra sp. A*, *Coniforma sp. ex gr. C. antiochensis* Pessagno, *Cornutella californica* Campbell et Clark, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *C. sphaerica* (White), *Diacanthocapsa brevithorax* Dumitrica, *Diacanthocapsa sp. ex gr. D. ancus* (Foreman), *Diacanthocapsa sp. ex gr. D. rara* Squinabol, *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Distilocapsa squama* O'Dogherty, *Microsciadiocapsa radiata* Pessagno, *M. sp. ex gr. M. radiata* Pessagno, *Mita sp. A* (Theocampe (?) sp. (Брагина, Брагин, 1996), *M. sp. B* (Pessagno, 1977), *Petasisiforma (?) inusitata* Pessagno, *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani, *P. sp. ex gr. P. nakasekoi* Taketani, *P. sp. A*, *Rhopalosyringium sp. aff. R. adriaticum* O'Dogherty, *Rotaforma volatilis* O'Dogherty, *Sciadiocapsa euganea* (Squinabol), *Stichomitra perapedhia* Bragina, *Theocampe sp. A*, *T. sp. cf. T. tina* (Foreman), *Turbocapsula sp. ex gr. T. giennensis* O'Dogherty, *Ultranapora sp. A*, *Ultranapora sp. ex gr. U. durhami* Pessagno, 1977, *Xitus sp. A*. Видимая мощность 10 м.

Нашими исследованиями подтверждается установленное ранее трехчленное строение формации Перapedи в разрезах района Мангалени (Urquhart, Robertson, 2000). Нижняя толща, представленная преимущественно умбритами, имеет предположительно сеноманский возраст, мощность ее колеблется от 2 до 20 м; средняя толща сложена переслаиванием кремней и умбритов (6–10 м) турона-коньяка; верхняя толща представлена опоквидными кремнями коньяка-сантона (6 м). Полученные нами датировки отличаются от результатов предшественников; ранее возраст толщи умбритов определялся как туронский (Blome, Irwin, 1985).

ФОРМАЦИЯ МОНИ

По южному и юго-западному обрамлению массива Аракапас на отложениях формации Перapedи, а во многих случаях и непосредственно на базальтах офиолитового комплекса, залегают

олистостромовые отложения, выделяемые как формация Мони (Pantazis, 1967). Они характеризуются глинистым цементом, представленным бентонитами и включающим разнообразные блоки различных пород. Размеры включений колеблются от нескольких сантиметров до 1.5 км по протяженности. Среди олистолитов и олистоплаков преобладают образования мезозойского аллохтонного комплекса Мамония, развитого на юго-западе Кипра. Это триасовые основные вулканиты с прослоями микритовых известняков, юрские кремни, яшмы и известняки, нижнемеловые песчаники, кремни, кремнистые аргиллиты. Кроме них, встречаются блоки серпентинитов и основных вулканитов, происходящие из офиолитового массива Аракапас, а также блоки умбритов и кремней из формации Перapedи. Возраст формации Мони оценивается как кампанский по находкам радиолярий из матрикса (Urquhart, Banner, 1994; Urquhart, Robertson, 2000), но систематическое изучение микрофауны здесь еще не проводилось. В более западных районах Кипра фациальными аналогами олистостромы Мони являются: 1) формация Каннавью (кампан), представленная бентонитовыми глинами (Swarbrick, Robertson, 1980; Urquhart, Banner, 1994; Брагина, Брагин, 1995), и 2) формация Катикас (верхи верхнего кампана – нижний маастрихт), представленная осадочными брекчиями гравитационного генезиса с прослоями бентонитовых глин и мергелей (Swarbrick, Robertson, 1980; Urquhart, Banner, 1994; Брагина, Брагин, 1995). Эти фациальные аналоги также входят в состав верхнемелового осадочного чехла офиолитов Троодоса, занимая то же стратиграфическое положение, что и олистострома Мони. Формирование олистостромы Мони связывается с процессом коллизии двух аллохтонных комплексов: Троодос и Мамония (Swarbrick, Robertson, 1980; Urquhart, Robertson, 2000). В современной структуре Кипра композитный покров комплекса Мамония надвинут на офиолиты Троодоса. В кампан-раннемаастрихтское время в ходе шарьирования продукты разрушения фронта покрова Мамония были включены в виде блоков в состав олистостромы Мони и потому преобладают среди олистолитов.

Нами было изучено большое число разрезов формации Мони, позволяющее провести ее расчленение, уточнить возраст матрикса и отдельных олистолитов, и получить новые данные о взаимоотношениях формации и процессах ее формирования. Нижняя часть формации Мони наблюдается, помимо карьера Мангалени, в окрестностях с. Парекклисия, где она залегает непосредственно на офиолитах. Юго-западнее села был описан следующий разрез (разрез 4, координаты С 34°44'10.6", В 33°09'11.7") (рис. 2, 4):

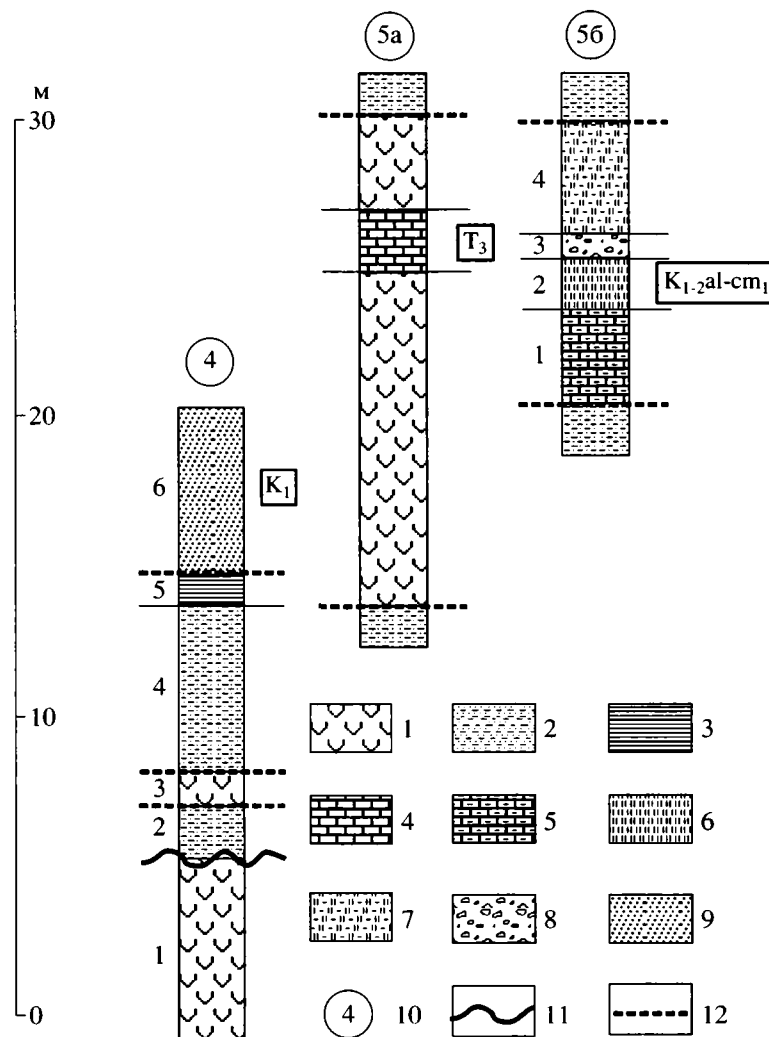


Рис. 4. Стратиграфические разрезы нижней толщи формации Мони и отдельных олистоплаков. Слева от колонок показаны номера слоев соответственно описанию в тексте, справа – возраст.

1 – основные вулканы; 2 – алевроитистые глины; 3 – бентонитовые глины; 4 – известняки; 5 – кремнистые известняки; 6 – кремни; 7 – опоковидные кремни и кремнистые аргиллиты; 8 – кремнисто-карбонатные брекчии; 9 – песчаники; 10 – номера разрезов согласно описанию в тексте; 11 – несогласие; 12 – внешние контакты олистоплаков.

1. Пиллоу-базальты зеленые, брекчированные с включениями красновато-желтых гиадокластиков. Видимая мощность 5 м.

2. Глины бурые, зеленоватые, коричневые, алевроитистые с прослоями черных железо-марганцевых кремнистых аргиллитов и редкими прослоями кирпично-бурых алевролитов. Мощность 5 м.

3. Глины серо-зеленые, бентонитовые. Мощность 1 м.

4. Крупный блок (олистоплак) желтовато-серых, массивных кварцевых песчаников. Видимая мощность до 20 м.

Глины слоя 2 содержат переотложенные радиоларии нижнего мела: *Holocryptocanium barbuti* Dumitrica, *Pseudodictyomitra carpatica* (Loznyiak), *Thanarla conica* (Aliev). Их появление в глинах логичнее всего объяснить переотложением из гли-

нистых же образований нижнемеловой части комплекса Мамония, служившего основным источником материала олистолитов. Нижнемеловые, а также альб-туронские отложения верхов комплекса Мамония на 80–90% сложены красноцветными глинами, иногда с остатками радиоларий (Bragin et al., 2000). Попадая в бассейн, где накапливалась формация Мони, блоки таких глин быстро разрушались, смешиваясь при этом с матриксом (бентонитовыми глинами). Этим объясняется появление бурых, коричневых и даже красных прослоев среди зеленых бентонитов, а также их обогащение алевроитовым, а иногда и песчаным материалом.

Такие пестроцветные алевроитистые глины смешанного состава наиболее характерны для нижней и средней частей формации Мони, к ним

приурочено и основное число олистолитов. Наиболее крупные олистоплаки встречаются южнее с. Парекклия (рис. 2), они представлены кварц-полимиктовыми песчаниками нижнего мела, известными как слои Парекклия, опоковидными кремнями и кремнистыми известняками альба-сеномана, известными как слои Монагрулли (Swarbrick, Robertson, 1980), а также основными вулканитами из состава комплекса Мамония. Почти во всех блоках (кроме песчаников Парекклия) встречаются радиолярии; их детальное изучение позволяет получить новые данные о возрасте.

В двух километрах южнее с. Парекклия нами были исследованы два крупных блока. Первый из них – олистоплак протяженностью около 1.5 км, имеющий видимую мощность до 200 м и сложенный зелеными, красно-бурыми и темно-серыми палеотипными основными вулканитами, часто миндалекаменными, иногда с шаровой отдельностью (рис. 2, 4). Среди вулканитов встречаются линзообразные тела розовых и серых микритовых плитчатых известняков с радиоляриями верхнего триаса. В одной из таких линз (разрез 5а, координаты С 34°43'49.9", В 33°09'37.9") определены *Capnuchosphaera silviesensis* Blome, *C. sp. cf. C. concava* De Wever, *C. sp. cf. C. theloides* De Wever, *Pseudostylosphaera sp. cf. P. hellenica* (De Wever), *Spongostylus carnicus* Kozur et Mostler, *Vinassaspongia sp. cf. V. subsphaericus* Kozur et Mostler и другие, позднекарнийско-ранненорийского возраста.

Второй блок (разрез 5б, координаты С 34°43'56.5", В 33°09'37.1") сложен кремнисто-карбонатными образованиями слоев Монагрулли, для которых ранее предполагался сеноман-туронский возраст (Urquhart, Robertson, 2000). Нами получена иная датировка. Обнажение блока слоев Монагрулли (с севера на юг по дорожной выемке) следующее (рис. 2, 4):

1. Переслаивание серых сильно кремнистых известняков, серых радиоляриевых кремней, светло-серых кремнистых мергелей и мелкообломочных кремнисто-известняковых брекчий. Видимая мощность 2 м.
2. После необнаженного участка (1 м) – розовые опоковидные плитчатые кремни с прослоями красных глинистых радиоляриевых яшм. Мощность 2 м.
3. Кремнисто-известняковые брекчии. Мощность 1 м.
4. Переслаивание серых пористых опоковидных кремней и серых слабо известковистых глин. Видимая мощность 3 м.

Основная часть данного олистолита слабо обнажена. В многочисленных высыпках наблюдаются те же породы, что и в описанной выемке: розовые, иногда желтовато-розовые или серые опоковидные пористые радиоляриевые кремни, кремнисто-известняковые брекчии, реже мергели, красные радиоляриевые яшмы. Радиолярии чрезвычайно часто встречаются в данных слоях,

их комплекс очень богат и разнообразен. Так, из розовых кремней нижней части слоя 2 приведенного выше описания (обр. 03-2) определены радиолярии альба: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *A. macrospina* (Squinabol), *A. tribulosa* Foreman, *Acanthocircus venetus* (Squinabol), *Archaeocenosphaera ? mellifera* O'Dogherty, *Becus horridus* (Squinabol), *Dactyliodiscus lenticulatus* (Jud), *Falsocromyodrymus mirabilis* (Squinabol), *Quinquecapsularia sp. ex gr. Q. ombonii* (Squinabol), *Q. sp. ex gr. Q. panacea* O'Dogherty, *Staurosphaeretta longispina* (Squinabol), *Triactoma paronai* (Squinabol), *Crolanium sp. ex gr. C. pulchrum* (Squinabol), *C. spineum* (Pessagno), *Dicthyomitra obesa* (Squinabol), *Mita magnifica* Pessagno, *Novixitus mclaughlini* Pessagno, *Obeliscoites perspicuus* (Squinabol), *O. turris* (Squinabol), *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Rhopalosyringium euganeum* (Squinabol), *R. mosquense* (Smirnova et Aliev), *Spongocapsula (?) zamoraensis* (Pessagno), *Thanaarla gracilis* (Squinabol), *T. praeventa* Pessagno, *T. pulchra* (Squinabol), *T. spoletensis* O'Dogherty, *Torculum coronatum* (Squinabol), *Tugurium pagoda* (Squinabol), *Ultranapora durhami* Pessagno, *U. praespinifera* Pessagno, *U. spinifera* Pessagno, *U. sp. A.*

В 20 см выше по разрезу из верхней части слоя 2 (обр. 03-2а) получен комплекс радиолярий нижнего сеномана: *Acaeniotyle glebulosa* (Foreman), *A. macrospina* (Squinabol), *Alievium sp. ex gr. A. sculptus* (Squinabol), *Archaeospongoprunum sp. cf. A. archaebipartitum* Bragina, *Becus horridus* (Squinabol), *B. regius* O'Dogherty, *Crucella euganea* (Squinabol), *Dactyliosphaera silviae* Squinabol, *Halesium sexangulum* Pessagno, *Patellula sp. ex gr. P. spica* O'Dogherty, *Pessagnobranchia sp. ex gr. P. irregularis* (Squinabol), *Phaseliforma sp. ex gr. P. laxa* Pessagno, *Protoxi-photractus sp. A.*, *Pseudoacanthosphaera sp. ex gr. P. spinosissima* (Squinabol), *Quinquecapsularia sp. ex gr. Q. ombonii* (Squinabol), *Staurosphaeretta sp. ex gr. S. grandipora* (Squinabol), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Novixitus dengoi* Schmidt-Effing, *Obeliscoites sp. ex gr. O. maximus* (Squinabol), *Pseudodictyomitra sp. ex gr. P. nakasekoi* Taketani, *P. pseudomacrocephala* (Squinabol), *Rhopalosyringium elegans* (Squinabol), *Squinabollum fossile* (Squinabol), *Stichomitra sp. ex gr. S. insignis* Squinabol, *Thanaarla sp. ex gr. T. conica* (Squinabol), *T. elegantissima* (Cita), *T. veneta* (Squinabol), *Torculum coronatum* (Squinabol).

Таким образом, нижняя часть формации Мони наиболее богата олистолитами, для нее характерно преобладание пестроцветных глин в составе матрикса и переотложение нижнемеловых радиолярий. Залегание формации Мони на подстилающих образованиях, вероятно, несогласное; в пользу этого говорят такие факты, как присутствие олистолитов пород формации Перापеди, а также выклинивание металлоносных осадков Перапеди в ряде разрезов. Возраст нижней толщи, вероят-

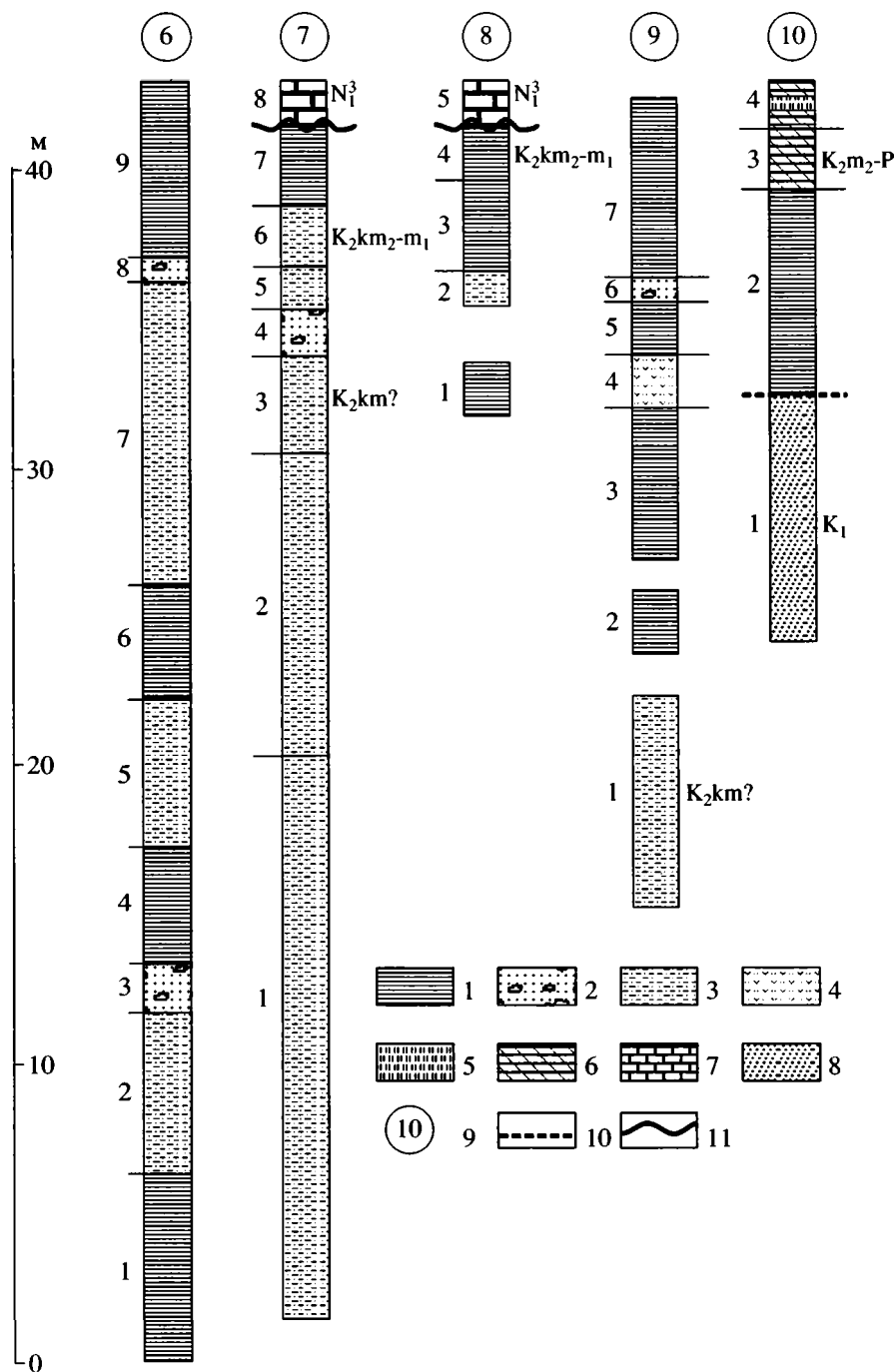


Рис. 5. Стратиграфические разрезы средней и верхней толщ формации Мони. Слева от колонок показаны номера слов соответсвенно описанию в тексте, справа – возраст.

1 – бентонитовые глины; 2 – олистостромовые брекчии; 3 – алевритистые глины; 4 – пепловые туфы; 5 – кремни; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – песчаники; 9 – номера разрезов; 10 – внешние контакты олистоплаков; 11 – несогласие.

нее всего, кампанский, требуется его палеонтологическое подтверждение. Мощность нижней толщи составляет от 200 до 300 м.

Средняя часть формации Мони наблюдается в действующем карьере в 1.5 км северо-западнее с. Арменохори (рис. 2, 5, разрез 6, координаты С

34°45'09.6", В 33°07'10.5"). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Глины бентонитовые зеленовато-серые, тонкоплитчатые, тонкослоистые с прослоями (до 0.5 м) глин алевритистых зеленовато-серых, плотных. Видимая мощность 6.5 м.

2. Глины бентонитовые зеленовато-серые с прослоями красновато-бурых алевритистых глин и серых алевритов. Мощность 5.5 м.

3. Олистостромовый горизонт с мелкими (30–40 см) полуокатанными обломками яшм, серпентинитов, песчаников. Мощность 1.5 м.

4. Глины бентонитовые зеленовато-серые с прослоями зеленовато-серых алевритистых глин и редкими блоками (0.5 × 0.5 м) серых песчаников. Мощность 4 м.

5. Глины бентонитовые зеленовато-серые чередующиеся с красно-бурыми алевритистыми глинами, содержащими частые мелкие олистолиты. Мощность 5 м.

6. Глины бентонитовые темно-зеленовато-серые с частыми олистолитами, среди которых встречаются блоки карбонатно-кремнистых брекчий (слои Монагрудли, альб – сеноман). Мощность 7 м.

7. Глины бентонитовые темно-серые и зеленовато-бурые. Мощность 4 м.

8. Глины бентонитовые зеленовато-бурые и красновато-бурые, алевритистые с частыми мелкими олистолитами. Мощность 10 м.

9. Олистостромовый горизонт, переполненный мелкими олистолитами. Мощность 1 м.

10. Глины бентонитовые зеленовато-бурые, желтовато-серые, зеленовато-серые. Мощность 6 м.

В этом разрезе можно видеть, что пестроцветные глины постепенно замещаются более чистыми бентонитами, что преобладают мелкие олистолиты, а олистоплаки практически перестают встречаться. Сходная картина наблюдается в разрезе, изученном в 1.3 км к западу от с. Парекклисиа, где можно видеть среднюю часть формации Мони и ее переход к верхней части (разрез 7, координаты начала разреза С 34°44'15.5", В 33°08'7.6", координаты конца разреза С 34°44'19.1", В 33°08'52.7", рис. 2, 5). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Глины красные, алевритистые с прослоями зеленых и зеленовато-серых бентонитовых глин, с частыми олистолитами (до 2 м в поперечнике) различных пород, в том числе желто-коричневых кремней и умбритов. Видимая мощность более 50 м.

2. Глины малиново-серые, красные, алевритистые с прослоями зеленовато-серых бентонитовых глин с отдельными мелкими олистолитами. Мощность 11 м.

3. Глины бентонитовые, серо-зеленые, серые, иногда желтовато-серые, тонкоплитчатые, тонкослоистые, загипсованные с редкими мелкими олистолитами кремней, с радиолариями верхнего кампана – нижнего маастрихта ? (обр. 03-6-3): *Alievium praegallowayi* Pessagno, *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Pentinastrum subbotinae* Lipman, *Pseudoaulophacus pargueraensis* Pessagno, *P. riedeli* Pessagno, *Pyramispongia glascocensis* Pessagno, *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Archaeodictyomitra lamellicostata* (Foreman), *Podocapsa* (?) *topferia* Empson-Morin, *Diacanthocapsa antiqua* (Squinabol), *D. elongata* Bragina, *D. sp. ex gr. D. fossilis* (Squinabol), *Lithocampe eureia* Foreman, *Rhopalosyringium sp. A.*, *Theocampe sp. ex gr. T. comprimerta* Empson-Morin, *Xitus asymbatos* (Foreman). Мощность 4.5 м.

4. Олистостромовый горизонт, переполненный несортированными обломками и блоками (до 1 × 1 м) кремнистых известняков, кремней, кварцевых песчаников. Мощность 1.5 м.

5. Глины красновато-бурые алевритистые, с пятнами ожелезнения, загипсованные, с прослоями серо-зеленых бентонитовых глин и олистолитами кремней. Мощность 1.5 м.

6. Глины бентонитовые серо-зеленые с многочисленными мелкими олистолитами песчаников и кремней, с радиолариями верхнего кампана – маастрихта (вероятнее всего нижнего маастрихта) (обр. 03-6-2): *Alievium gallowayi* (White), *A. praegallowayi* Pessagno, *A. vielseitigum* Empson-Morin, *Amphisphaera sp. ex gr. A. aotea* Hollis, *Archaeocenosphæra ? mellifera* O'Dogherty, *Archaeospongoprunum nishiyamae* Nakaseko et Nishimura, *A. salumi* Pessagno, *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Crucella aster* (Lipman), *C. latum* (Lipman), *Hexapyramis sp. cf. H. perforatum* Bragina, *Lithomespilus sp. ex gr. L. coronatus* Squinabol, *Paronaella tumida* (Lipman), *Patellula euesscei* Empson-Morin, *P. verteroensis* (Pessagno), *Phaseliforma carinata* Pessagno, *P. laxa* Pessagno, *P. subcarinata* Pessagno, *Porodiscus sp. A.*, *Praeconocaryomma universa* Pessagno, *P. sp. ex gr. P. lipmanae* Pessagno, *Protoxi-photractus sp. ex gr. P. wilsoni* Hollis, *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *P. lenticulatus* (White), *Ps. pargueraensis* Pessagno, *P. praeefloresensis* Pessagno, *P. riedeli* Pessagno, *Spongodiscus sp. ex gr. S. rhabdostylus* (Ehrenberg), *Stylosphaera sp. ex gr. S. hastata* Campbell et Clark, *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Amphipyndax sp. ex gr. A. pseudoconulus* (Pessagno), *A. stocki* (Campbell et Clark), *A. sp. ex gr. A. stocki* (Campbell et Clark), *A. tylotus* Foreman, *Artostrobium urna* Foreman, *Bisphaerocephalina* (?) *herox* (Campbell et Clark), *Clathropyrgus titthium* Riedel et Sanfilippo, *Cryptamphorella macropora* Dumitrica, *Diacanthocapsa sp. ex gr. D. brevithorax* Dumitrica, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *D. sp. ex gr. D. densicostata* Pessagno, *D. formosa* Squinabol, *D. sp. A.*, *Lithocampe eureia* Foreman, *Lithocampe sp. ex gr. L. eureia* Foreman, *Podocapsa* (?) *topferia* Empson-Morin, *Rhopalosyringium sp. ex gr. R. magnificum* Campbell et Clark, *Siphocampe daseia* (Foreman), *Xitus asymbatos* (Foreman). Мощность 2.5 м.

7. Глины бентонитовые серо-зеленые, с пятнами ожелезнения, с примазками гидроокислов марганца, комковатые, без выраженной слоистости. Мощность 3.5 м.

8. Известняки белые и светло-желтовато-серые, массивные, рифогенные. Относятся к верхнему миоцену (слои Корониа, формация Пахна). Мощность 20 м.

Слои 3–7 данного разреза относятся уже к верхней части формации Мони. Что касается средней части этой формации, то это толща переслаивания пестроцветных алевритистых глин и зеленых бентонитовых глин с частыми олистолитами и горизонтами мелкообломочных олистостромовых брекчий. Возраст этой толщи предположительно кампанский, мощность составляет от 100 до 200 м.

Верхняя часть формации Мони изучена в 4 разрезах. К ней относится часть описанного выше разреза 7. Еще более высокие слои изучены в 0.5 км юго-западнее от точки завершения разреза 7 (разрез 8, координаты С 34°44'17.6",

В 33°08'37.7", рис. 2, 5). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Глины бентонитовые серо-зеленые с прослоями серых кремнистых пепловых туфов, с редкими олистолитами кремней. Видимая мощность 6 м.

2. Глины алевритистые коричневато-серые. Мощность 1 м.

3. Глины бентонитовые серые, плотные, чередующиеся с зеленовато-серыми листоватыми глинами. Мощность 3.5 м.

4. Глины бентонитовые серые и зеленовато-серые с будинированными комковатыми прослоями серых глинистых кремней, с комплексом планктонных фораминифер верхов верхнего кампана – низов нижнего маастрихта: *Gansserina* sp. cf. *G. gansseri* (Bolli), *Globotruncanella stuarti* (de Lapparent), *Planohedbergella* (?) *praeiehilensis* (Pessagno), *Globocarinata cretacea* (d'Orbigny), *Rugotruncana subcircumnodifer* (Gandolfi), *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Pseudotextulariella elegans* (Rhenak), *Pseudoguembelina costulata* (Cushman), *Heterohelix navarroensis* Loeblich (устное сообщение О.А. Корчагина). Мощность 2 м.

5. Известняки белые и светло-желтовато-серые, массивные, рифогенные. Относятся к верхнему миоцену (слои Корония, формация Пахна). Мощность 30 м.

В этом небольшом обнажении встречаются впервые появляющиеся в составе формации Мони прослои пепловых туфов и кремней, а глины приобретают выраженную слоистость. Верхняя часть формации Мони обладает заметным сходством с развитой на западе Кипра формацией Каннавью, отличаясь лишь присутствием олистолитов, нехарактерных для кампан-нижнемаастрихтских бентонитов Каннавью. Сходный разрез наблюдается в 1 км к юго-юго-западу от с. Арменохори (разрез 9, координаты С 34°44'17.6", В 33°08'37.7", рис. 2, 5). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Глины бентонитовые зеленовато-серые, сменяющиеся красновато-бурыми алевритистыми глинами с частыми мелкими олистолитами кремней и основных вулканитов. Видимая мощность 15–20 м. Далее не обнажено до 10 м.

2. Глины бентонитовые зеленовато-серые, тонкоплитчатые с прослоями серых кремнистых аргиллитов. Видимая мощность 2 м. Далее не обнажено 5 м.

3. Глины бентонитовые зеленовато-серые и светло-серые, тонкослоистые, тонкоплитчатые с тонкими (1 см) черными марганцовистыми прослоями. Видимая мощность 5 м.

4. Туфы пепловые светло-серые, толстоплитчатые и массивные. Мощность 2 м.

5. Глины бентонитовые зеленовато-серые и серые, плитчатые. Мощность 2 м.

6. Олистостромовый горизонт с мелкими обломками базальтов и кремней. Мощность 1.5 м.

7. Глины бентонитовые серые и зеленовато-серые, плитчатые с прослоями зеленовато-серых кремнистых аргиллитов. Мощность 7 м.

Не обнажено по протяженности 15 м. Далее обнажаются мергели формации Левкара (верхний маастрихт – палеоген).

Лишь в одном из изученных разрезов удалось наблюдать контакт между формациями Мони и Левкара. Строение верхней части формации Мони здесь существенно отличается присутствием крупных олистолитов. Данный разрез находится в 2.5 км к юго-западу от с. Пиргос (разрез 10, координаты С 34°43'40.3", В 33°10'08.1", рис. 2, 5). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Песчаники среднезернистые серые, желтые, мамино-бурые, кварцевые, массивные, с ожелезненными стяжениями. Это крупный блок песчаников Парекклисия, имеющий протяженность более 50 м. Видимая мощность 10 м.

2. Глины бентонитовые зеленовато-бурые и зеленовато-серые, тонкослоистые с блоками (до 1 × 1 м) песчаников. Мощность 8 м.

3. Мергели белые и светло-серые, тонкоплитчатые. Мощность 2 м.

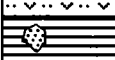
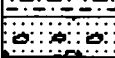
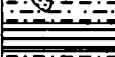
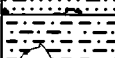
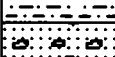
4. Переслаивание светло-серых мергелей и светлорозовато-серых известковистых кремней. Видимая мощность 1.5 м.

Слои 3 и 4 этого разреза относятся уже к низам формации Левкара, охватывающей стратиграфический интервал от верхнего маастрихта до олигоцена. Контакт слоев 2 и 3 не имеет видимых признаков несогласия. Верхняя толща формации Мони сложена преимущественно бентонитовыми глинами с прослоями глинистых кремней или кремнистых аргиллитов, пепловых туфов и олистостромовых брекчий; олистолиты относительно редки. Возраст этой толщи определяется от позднего кампана до раннего маастрихта включительно, мощность может составлять от 50 до 100 м.

Таким образом, можно построить общую схему стратиграфии верхнемеловых отложений осадочного чехла офиолитового массива Аракапас (рис. 6). В ней выделяются: формация Перапеди трехчленного строения (нижняя толща – сеноман, средняя – турон – коньяк и верхняя толща – коньяк-сантон) и формация Мони, также подразделяющаяся на три толщи (нижняя и средняя – кампан, верхняя – кампан – маастрихт). Формация Мони залегает на подстилающих образованиях с размывом; hiatus между формациями Перапеди и Мони может охватывать часть сантонского яруса. Отложения предполагаемого верхнего маастрихта согласно залегают на верхней толще формации Мони.

МЕЛОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ РАДИОЛЯРИЙ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ФОРМАЦИЙ ПЕРАПЕДИ И МОНИ

Комплекс радиолярий нижней толщи формации Перапеди (разрез 1, слой 2, обр. 13-5) характеризуется видами, имеющими широкие границы существования, например: *Mita magnifica* (альб – турон); *Alievium sculptus* (Squinabol) и *Dictyodetalus acuticephalus* (Squinabol), характерные для альба – сеномана (Брагина, 1999; 2001; Bragina,

Лито- логическая колонка	Формации и толщи		Система	Ярус	
	Формация Левкара Мергели с прослоями кремней		Меловая	Маастрихт	
	Верхняя толща. Бентонитовые глины с прослоями пестроцветных глин, олистостромовых брекчий и пепловых туфов				
					
	Средняя толща. Переслаивание зеленых бентонитовых и пестроцветных глин с олистостромовыми брекчиями				
					
					
					
	Нижняя толща. Пестроцветные глины с олистостромовыми брекчиями и многочисленными олистолитами и олистоплаками				
					
					
					
	Верхняя толща. Кремни и кремнистые аргиллиты	Формация Перапеди	Сантон		
			Коньяк		
			Турон		
	Нижняя толща. Умбриты, массивные и слоистые		Сеноман		
	Комплекс Аракапас. Пиллоу-лавы				

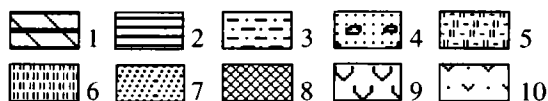


Рис. 6. Сводный разрез верхнемелового чехла офиолитового массива Аракапас.

1 – мергели; 2 – бентонитовые глины; 3 – алевитические глины; 4 – олистостромовые брекчии; 5 – опоквидные кремни; 6 – кремни; 7 – песчаники; 8 – умбриты; 9 – основные вулканы; 10 – пепловые туфы.

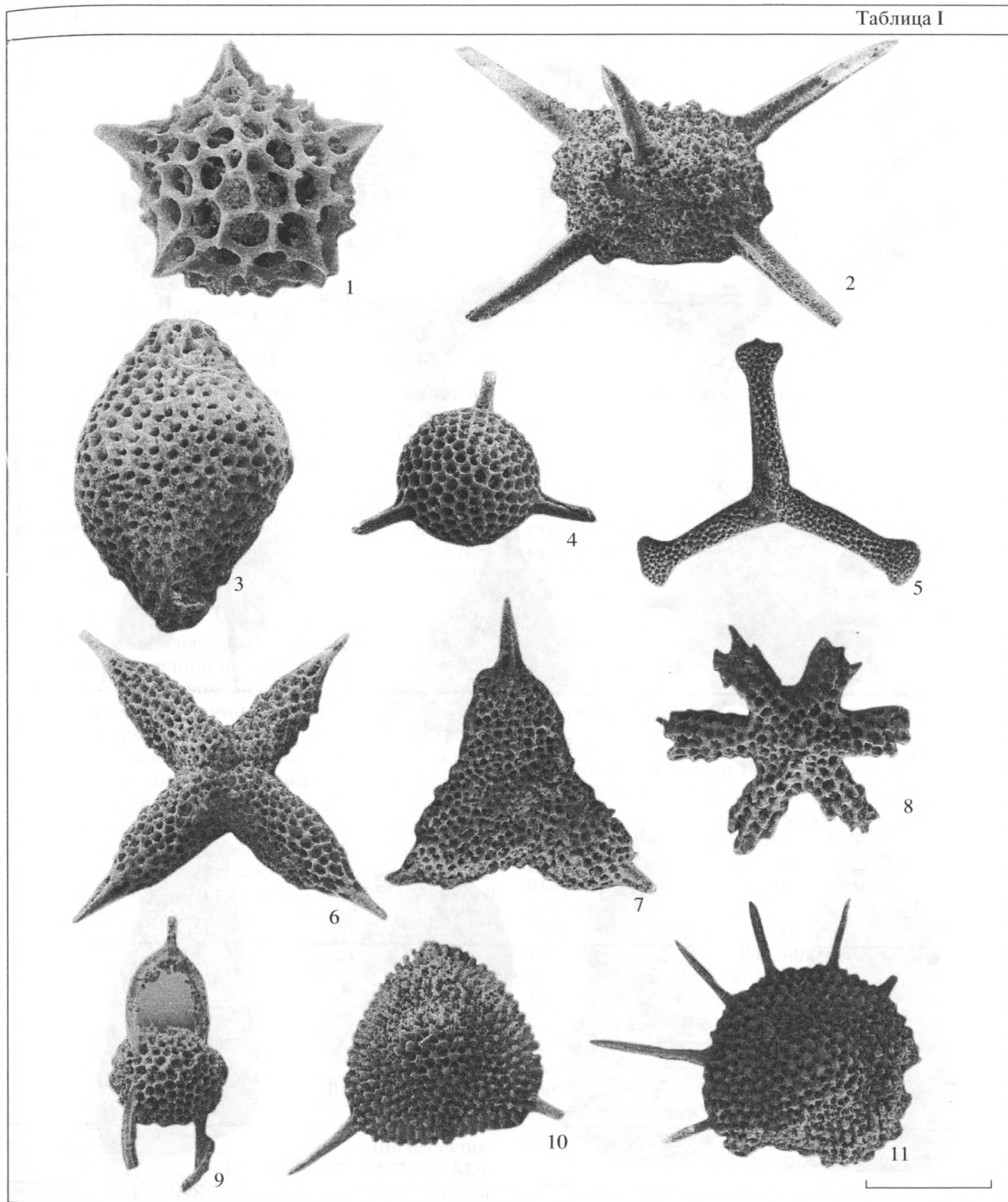
2004.; O'Dogherty, 1994); *Squinabollum fossile* (сеноман – сантон), *Halesium sexangulum*, *Dictyomitra formosa* (сеноман – кампан). В комплексе отсутствуют: вид-индекс *Doripyle ? anisa* (верхняя подзона зоны *Thaparla spoletensis*), характеризующий в Средиземноморье верхний альб (O'Dogherty, 1994); и ряд видов, заканчивающих существование в альбе. Следовательно, возраст комплекса не древнее сеномана. Отсутствие в комплексе *Alievium superbum* – вида-индекса одноименной циркумтропической зоны, характеризующей турон (Pessagno, 1976), а также ряда характерных для турона видов, позволяет предполагать, что возраст этого комплекса не моложе сеномана. Для Средиземноморья в объеме сеномана (но без самых низов) выделяется зона *Dactyliosphaera silviae*, подразделенная на две подзоны: нижнюю – *Pattellula spica*; и верхнюю – *Guttacapsa biacuta*. Однако отсутствие последних двух видов не позволяет уточнить возраст комплекса, поэтому целесообразно ограничиться заключением о предположительно сеноманском возрасте.

В средней толще формации Перепеди (разрез 1, слой 3, обр. 13-2, обр. 13-1; разрез 3, слой 3, обр. 3-3) нами обнаружены богатые комплексы радиолярий, позволяющие дать более уверенную датировку (табл. I, II). Подавляющая часть видов комплекса обр. 13-2 характерна для сеномана и турона. В комплексе присутствует вид-индекс *Alievium superbum* одноименной зоны нижнего турона (Pessagno, 1976); следовательно, возраст данного комплекса можно ограничить пределами турона.

В обр. 13-1, наряду с обычными для сеномана и турона видами, большая часть которых наследована из предыдущего комплекса, появляется ряд не встреченных ранее таксонов. Комплекс радиолярий содержит вид *Alievium superbum*, являющийся видом-индексом одноименной зоны турона. Тем не менее, известно, что этот вид продолжает существование и в коньяке (Pessagno, 1972). Присутствие в комплексе *Pseudoaulophacus venaensis*, редкого в туроне, но характерного для коньяка (Pessagno, 1972) и *Multastrum regalis* Vishnevskaya, характерного для коньяка – маастрихта, позволяют интерпретировать возраст комплекса в пределах позднего турона? – коньяка.

В обр. 3-3 комплекс таксономически разнообразен (более 50 видов). Значительный процент (более трети всего комплекса) составляют виды, время существования которых охватывает весь поздний мел, иногда за исключением маастрихта: *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *Stylodictya insignis* Campbell et Clark, *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Cornutella californica* Campbell et Clark, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *Dictyomitra formosa* Squinabol. В данном комплексе отсутствуют виды-индексы выделенных для Средиземноморья (O'Dogherty,

Таблица I



Меловые радиоларии из отложений формаций Перепеди и Мони (таблицы I–III).

Таблица I. 1 – *Quinquecapsularia* sp. A; 2 – *Acaeniotyle macrospina* (Squinabol, 1903); 3 – *Phaseliforma inflata* Bragina, 2004; 4 – *Triactoma fragilis* Bragina, 1996; 5 – *Patulibracchium* ex gr. *P. teslaensis* Pessagno, 1971; 6 – *Crucella messinae* Pessagno, 1971; 7 – *Stylodictya insignis* Campbell et Clark, 1944; 8 – *Multastrum regalis* Vishnevskaya, 1991; 9 – *Vitorfus* sp. A (in: Pessagno, 1977); 10 – *Alievium* ex gr. *A. murphyi* Pessagno, 1972; 11 – *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White, 1928).

Все экземпляры из средней толщи формации Перепеди, разрез 3, турон – коньяк (обр. 3-3). Шкала 100 мкм – фиг. 1–4, 6–11; шкала 200 мкм – фиг. 5.

Таблица II

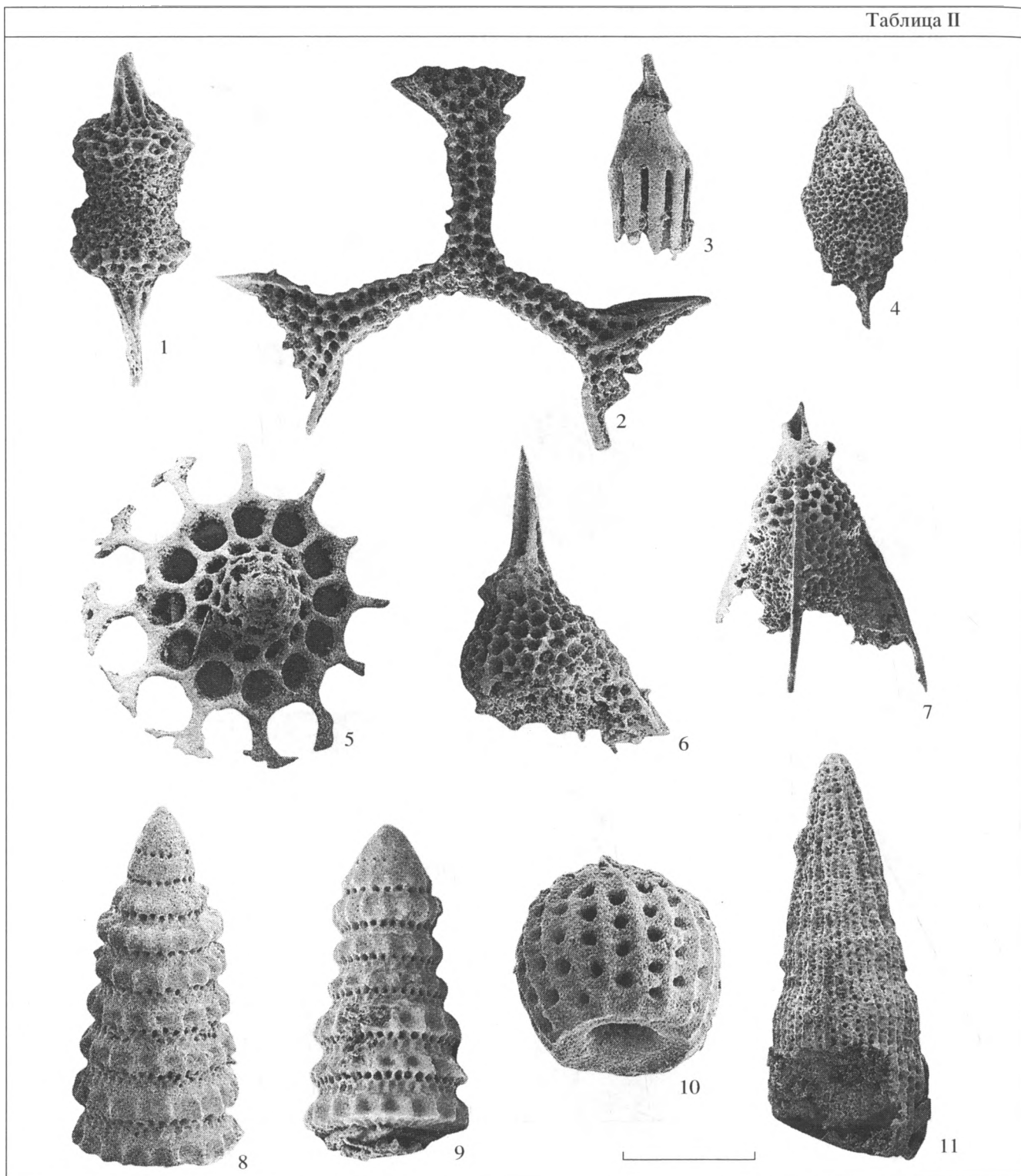


Таблица II. 1 – *Archaeosponoprurum distributum* Bragina, 1996; 2 – *Halesium sexangulum* Pessagno, 1971; 3 – *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, 1974; 4 – *Distylocapsa squama* O'Dogherty, 1994; 5 – *Rotaforma volatilis* O'Dogherty, 1994; 6 – *Ultraporpora* ex gr. *U. durhami* Pessagno, 1977; 7 – *Ultraporpora* sp. A; 8 – *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani, 1982; 9 – *Pseudodictyomitra* sp. A; 10 – *Rhopalosyringium* sp. aff. *R. adriaticum* O'Dogherty, 1994; 11 – *Archaeodictyomitra* sp. A.

Все экземпляры – средняя толща формации Перепеди, разрез 3, турон – коньяк (обр. 3-3). Шкала 100 мкм для всех экземпляров.

1994) зон: сеномана (*Dactyliosphaera silviae*); и турона (*Alievium superbium*). В комплексе большое количество видов, не известных по литературным данным. Интересно присутствие *Theocampe* sp. cf. *T. tina* (коньяк – кампан включительно (Sanfilippo, Riedel, 1985)), к сожалению, недостаточно хорошей сохранности, и *Pseudoaulophacus venadoensis* (турон – коньяк). Вид *Multastrum regalis* Vishnevskaya характерен для коньяка – кампан (Вишневская, 2001), а вид *Acaeniotyle macrospina* (Squinabol) известен с альба до турона. Предварительный анализ таксономического состава позволяет предполагать, что возраст комплекса – поздний турон? – коньяк (по присутствию *Multastrum regalis* Vishnevskaya, *Pseudoaulophacus venadoensis* Pessagno и *Theocampe* cf. *tina* (Foreman)).

Комплекс радиоларий верхней толщи формации Перапеди (разрез 1, слой 4, обр. 13-4) в целом охарактеризован долгоживущими видами, обычными для альба – коньяка (Брагина, 2003; Bragina, 2004; Erbacher, 1994; O'Dogherty, 1994; Pessagno, 1969, 1976, 1977), например: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *A. macrospina* (Squinabol), *A. umbilicata* (Rust), *Acanthocircus impolitus* O'Dogherty, *Vitorfus campbelli* Pessagno, *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Microsciadiocapsa suttersensis* Pessagno, *Mita magnifica* Pessagno, *M. sp. B* (Pessagno, 1977), *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani. Тем не менее, в составе ассоциации присутствует до 80% видов, известных в типовом местонахождении формации Перапеди (верхний сантон? – кампан): *Archaeospongoprimum bipartitum* Pessagno, *Crucella cachensis* Pessagno, *C. messinae* Pessagno, *Multastrum regalis* Vishnevskaya, *Patulibracchium* sp. aff. *P. lawsoni* Pessagno, *Praeconocaryomma universa* Pessagno, *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *Stylosphaera pusilla* Campbell et Clark, *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Annikaella omanensis* De Wever, *Bathropyramis* sp. *A*, *Comutella californica* Campbell et Clark, *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Mita* sp. *A* (= *Theocampe* (?) sp. (Брагина, Брагин, 1996), *M. sp. D* (= *Stichomitra* (?) sp. (Брагина, Брагин, 1996), включая пять видов, описанных из этих же отложений (Брагина, Брагин, 1996): *Archaeospongoprimum distributum* Bragina, *Triactoma fragilis* Bragina, *Stichomitra perapedhia* Bragina, *Theocampe* (?) *supraea* Bragina, *Theocoronium subtriquetrus* Bragina. В комплексе присутствует *Microsciadiocapsa madisonae*, имеющий возраст – турон – коньяк (Pessagno, 1969). *Acanthocircus tympanum* начинает существование в туроне (O'Dogherty, 1994; Salvini, Passerini, 1998), но не исключено, что он продолжает существование в коньяке. Вид *Archaeospongoprimum bipartitum* считается характерным для коньяка – сантона (Pessagno, 1976), а *Multastrum regalis* – для коньяк-кампанского стратиграфического интервала (Вишневская, 2001). Кроме этого, в данном комплексе зафиксированы первые представители рода *Bathropyramis*,

обычно характеризующего сантон – маастрихт. Проведенный анализ позволяет сделать предположение о коньяк-сантонском возрасте данного комплекса.

Более древние ассоциации встречаются в олистолитах нижней части формации Мони (слои Монагулли, разрез 5б, слой 2) (табл. III). Так, комплекс обр. 3-2 в целом охарактеризован видами, часто встречаемыми как в альбе, так и в сеномане: *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *Rhopalosyringium euganeum*, *Ultranapora durhami*, *U. praespinifera*, *U. spinifera*; а также содержит ряд видов, которые характерны для альба, но продолжают существование только до начала сеномана: *Acaeniotyle tribulosa*, *Crolanium spineum*, *Dictyomitra obesa*, *T. pulchra*. Здесь встречен *Thanarla spoletensis* – вид-индекс одноименной зоны, выделяемой О'Догерти для Италии и Испании, и охватывающей альб и начало сеномана (O'Dogherty, 1994). Однако присутствие в комплексе видов *Rhopalosyringium mosquense* и *Tugurium pagoda*, заканчивающих существование в альбе, и отсутствие *Dactyliosphaera silviae*, являющегося видом-индексом одноименной зоны сеномана (O'Dogherty, 1994), позволяет дать заключение об альбском возрасте комплекса. В соседнем образце 3-2а встречен вид *Dactyliosphaera silviae*, а также присутствуют *Acaeniotyle glebulosa* и *Rhopalosyringium elegans*, заканчивающие существование в раннем сеномане. Это позволяет уверенно датировать комплекс обр. 3-2а ранним сеноманом.

Наиболее молодые ассоциации радиоларий встречены в верхней толще формации Мони (разрез 7, слой 6, обр. 6-3; слой 7, обр. 6-2). В обр. 6-3 обнаружены *Alievium praegallowayi*, *Cromyodrupa concentrica*, *Pentinastrum subbotinae* и *Pseudoaulophacus pargueraensis*, весьма характерные для коньяка – кампана как низких, так и умеренных широт (Брагина, 1987, 1994; Козлова, Горбовец, 1966; Empson-Morin, 1984; Nakaseko, Nishimura, 1981; Pessagno, 1976). Ряд видов известен в кампане и маастрихте (Empson-Morin, 1981, 1984; Foreman, 1968; Sanfilippo, Riedel, 1985): *Archaeodictyomitra lamellicostata*, *Podocapsa* (?) *topferia*, *Lithocampe eureka*, *Pseudoaulophacus riedeli*. Анализ комплекса позволяет интерпретировать время его существования как кампан – самые низы маастрихта. Отсутствие видов-индексов кампана (*Amphipyndax pseudoconulus*) и верхнего кампана – маастрихта (*Amphipyndax tylotus*) не позволяет уточнить датировку.

В обр. 6-2 встречен *Amphipyndax tylotus* (Foreman, 1966) – вид-индекс одноименной зоны верхнего кампана – маастрихта (Sanfilippo, Riedel, 1985), а также ряд характерных для этого возрастного интервала видов, что позволяет уверенно интерпретировать время его существования, как поздний кампан – маастрихт (скорее всего,

Таблица III

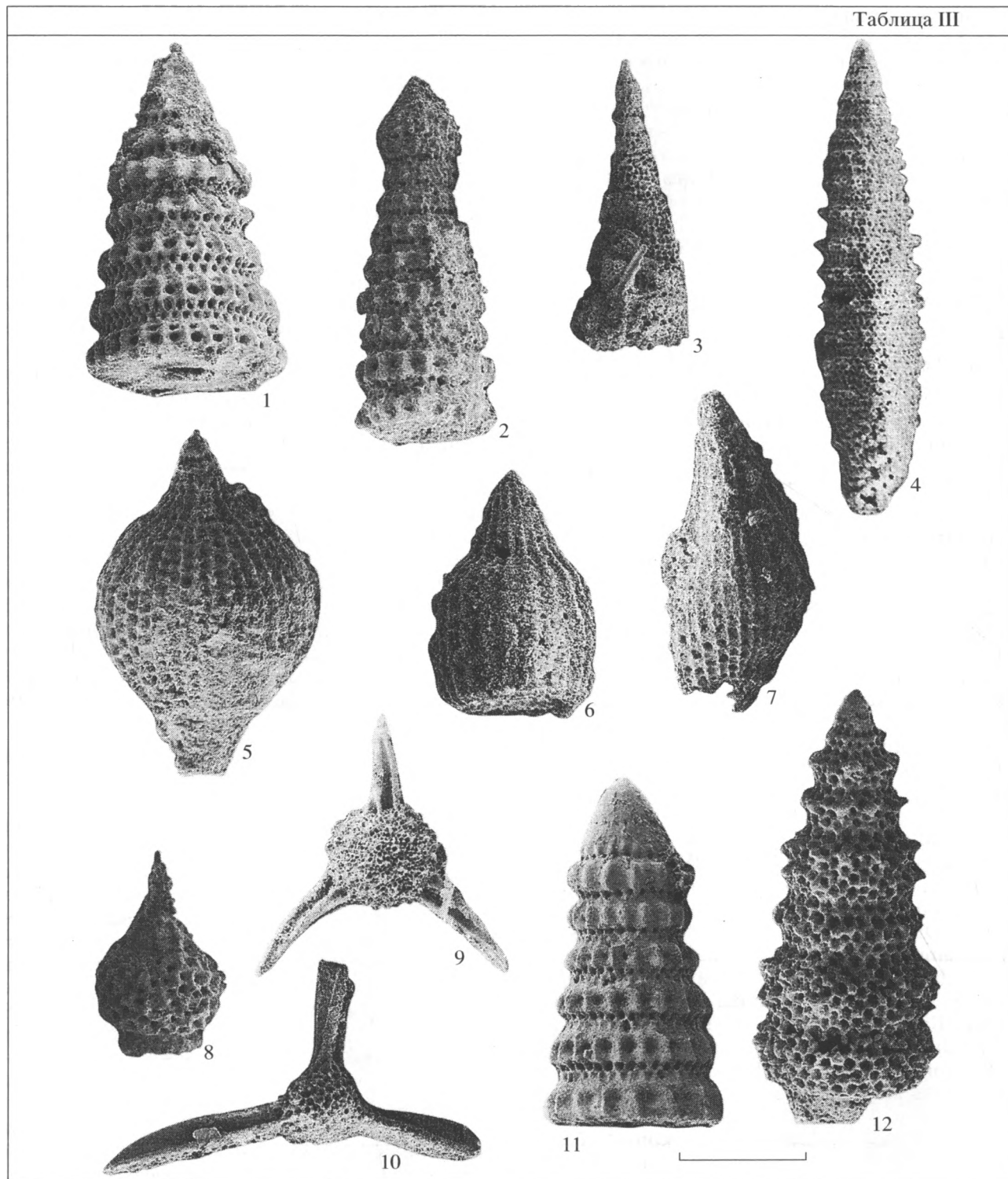


Таблица III. 1 – *Pseudodictyomitra* ex gr. *P. nakasekoi* Taketani, 1982; 2 – *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol, 1903); 3 – *Obeliscoites perspicuus* (Squinabol, 1903); 4 – *Crolanium spineum* (Pessagno, 1977); 5 – *Thanarla spoletensis* O'Dogherty, 1994; 6 – *Thanarla pulchra* (Squinabol, 1904); 7 – *Dictyomitra obesa* (Squinabol, 1903); 8 – *Rhopalosyringium mosquense* (Smirnova et Aliev, 1969); 9 – *Acaeniotyle tribulosa* Foreman, 1973; 10 – *Triactoma paronai* (Squinabol, 1903); 11 – *Pseudodictyomitra* sp. A; 12 – *Xitus* sp. A.

1 – средняя толща формации Перапеди, разрез 3, турон – коньяк (обр. 3-3); 2–10 – слои Монагрулли, альб, олистоплак в составе формации Мони, разрез 5б (обр. 3-2); 11–12 – средняя толща формации Перапеди, разрез 1, турон – коньяк (обр. 13-1).

Шкала 100 мкм для фиг. 1, 2, 7, 8, 11, 12, 200 мкм для фиг. 3–5, 9, 10.

ранний маастрихт). Примерно на этом же уровне в параллельном разрезе встречены планктонные фораминиферы верхнего кампана – нижнего маастрихта.

ВЫВОДЫ

В ходе исследований разработано литостратиграфическое расчленение формаций Перापеди и Мони, а также получены новые биостратиграфические данные. На этом основании можно сделать ряд выводов.

1. Подтверждены данные о трехчленном строении разрезов формации Перापеди на южном обрамлении массива Аракапас. Формация подразделяется на три толщи: нижнюю (умбриты, предположительно сеноман), среднюю (переслаивание умбритов и кремней, турон – коньяк) и верхнюю (опоковидные кремни, коньяк – сантон). Подтверждены сделанные ранее выводы о диахронности границ формации Перापеди: к западу от массива Аракапас наблюдается омоложение верхних горизонтов формации до сантона – раннего кампана.

2. Установлено несогласие и перерыв в основании формации Мони, охватывающий, по-видимому, сантонский ярус. Впервые доказано наличие в матриксе олистостромы Мони переотложенных радиоларий нижнего мела, а также перемыв пород формации Перापеди.

3. Установлено трехчленное строение формации Мони. Нижняя толща сложена алевритистыми глинами с крупными олистоплаками, средняя – переслаиванием алевритистых и бентонитовых глин с многочисленными мелкими олистолитами, верхняя – преимущественно бентонитовыми глинами с прослоями кремней и пепловых туфов; олистолиты здесь становятся редкими. Установлен позднекампанско-маастрихтский возраст верхов формации Мони.

4. Впервые датированы по радиолариям блоки основных вулканитов и известняков верхнего триаса в составе олистостромы Мони. Уточнены биостратиграфические данные по олистолитам, сложенным слоями Монагрулли, сделан вывод об их альб-сеноманском возрасте.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64964).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагина Л.Г. Сравнительный анализ комплекса радиоларий из верхнемеловых (сантонских) отложений Подмоскovie // Радиоларии и биостратиграфия. Тез. докл. IX Всесоюз. семинара по радиолариям. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 23–25.
- Брагина Л.Г. Радиоларии и стратиграфия верхнемеловых отложений хотьковской серии Подмоскovie // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 91–100.
- Брагина Л.Г. Радиоларии сеномана и турона Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 3. С. 43–50.
- Брагина Л.Г. Радиоларии и стратиграфия сеномана и турона Горного Крыма и Южного Сахалина. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2001. 20 с.
- Брагина Л.Г. Новые виды радиоларий Найбинского опорного разреза верхнего мела (Южный Сахалин) // Палеонтол. журн. 2003. № 3. С. 25–30.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Радиоларии и стратиграфия кампан-маастрихтских отложений Юго-Западного Кипра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 147–155.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Стратиграфия и радиоларии стратотипического разреза формации Перापеди верхнего мела Кипра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 38–45.
- Вишневская В.С. Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиоларии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. 1966. Вып. 248. 159 с.
- Blome Ch.D., Irwin W.R. Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman // Geology. 1985. V. 13. № 6. P. 401–404.
- Bragin N.Yu., Bragina L.G., Krylov K.A. Albian – Cenomanian deposits of the Mamonia Complex, Southwestern Cyprus // Eds. Panayides I., Xenophontos C., Malpas J. 2000. Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean. P. 309–315.
- Bragina L.G. Cenomanian-Turonian Radiolarians of Northern Turkey and the Crimean Mountains // Paleontol. J. 2004. V. 38. Suppl. 4. P. 325–456.
- Empson-Morin K.M. Campanian Radiolaria from DSDP Site 313, Mid-Pacific Mountains // Micropaleontol. 1981. V. 27. № 3. P. 249–292.
- Empson-Morin K.M. Depth and latitude distribution of Radiolaria in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans // Micropaleontol. 1984. V. 30. № 1. P. 87–115.
- Erbacher J. Entwicklung und Paläoözeanographische mittlere Kreidazische Radiolarien der westlichen Tethys (Italien) und des Nordatlantiks // Tubinger Mikropal. Mitt. Tübingen. 1994. № 12. 119 p.
- Foreman H. Two Cretaceous radiolarian genera // Micropaleontol. 1966. V. 12. № 3. P. 355–359.
- Foreman H. Upper Maastrichtian Radiolaria of California // Spec. Pap. Paleontol. 1968. № 3. P. 1–82.
- Mantis M. Upper Cretaceous-Tertiary foraminiferal zoning in Cyprus: Nicosia, Espetiris Cyprus Research Centre. 1970. P. 227–241.
- Nakaseko K., Nishimura A. Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan // Sci. Rep. College gen. Educ. Osaka Univ. 1981. V. 30. № 2. P. 133–203.
- O'Dogherty L. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Mem. Geologie. Lausanne. 1994. № 21. P. 413.

- Osozawa S., Okamura M.* New radiolarian ages from the Troodos ophiolite and their tectonic implications // *Island Arc*. 1993. V. 2. № 1. P. 1–6.
- Pantazis T.M.* The geology and mineral resources of the Pharmakas – Kalavassos area // *Cyprus Geol. Surv. Mem.* 6. Nicosia. 1967. 120 p.
- Pessagno E.A., Jr.* The Neosciadiocapsidae, a new family of Upper Cretaceous Radiolaria // *Bull. Amer. Paleontol.* 1969. V. 56. № 253. P. 377–439.
- Pessagno E.A., Jr.* Cretaceous Radiolaria. Part I: The Phaseliformidae, new family, and other Spongodiscacea from the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, part II; Pseudoaulophacidae Riedel from the Cretaceous of California and the Blake-Bahama Basin (JOIDES leg I) // *Bull. Amer. Paleontol.* 1972. V. 61. № 270. P. 269–328.
- Pessagno E.A., Jr.* Radiolarian zonation and stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // *Micropaleontol. Spec. publ.* 1976. № 2. P. 1–96.
- Pessagno E.A., Jr.* Lower Cretaceous Radiolarian biostratigraphy of the Great Valley sequence and Franciscan Coast Ranges // *Cushman Found. Foraminiferal Res. Publ.* 1977. V. 15. P. 1–87.
- Salvini G., Marcucci Passerini M.* The radiolarian assemblages of the Bonarelli Horizon in the Umbria-Marche Apennines and Southern Alps, Italy // *Cretaceous Res.* 1998. V. 19. № 6. P. 777–804.
- Sanfilippo A., Riedel W.R.* Cretaceous Radiolaria // *Plankton stratigraphy*. New York: Cambridge University Press, 1985. P. 573–630.
- Simonian K.O., Gass I.G.* Arakapas fault belt, Cyprus: a fossil transform fault // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. V. 89. № 8. P. 1220–1230.
- Swarbrick R.E., Robertson A.H.F.* Revised Stratigraphy of the Mesozoic Rocks of Southern Cyprus // *Geol. Mag.* 1980. V. 117. № 5. P. 547–563.
- Urquhart E., Banner F.T.* Biostratigraphy of the supra-ophiolite sediments of the Troodos Massif, Cyprus: the Cretaceous Perapedhi, Kannaviou, Moni and Kathikas formations // *Geol. Mag.* 1994. V. 131. № 4. P. 499–518.
- Urquhart E., Robertson A.H.F.* Radiolarian evidence of Late Cretaceous exotic blocks at Mangaleni, Cyprus and implications for the origin and emplacement of the related Moni Melange // *Proceed. Third intern. conference geol. east. Mediterranean*. Nicosia: Print. Geol. Surv. Dep., 2000. P. 299–307.
- Wilson R.A.M.* The geology of the Xeros-Troodos area // *Cyprus Geol. Surv., Department. Mem.* 1, Nicosia. 1959. 136 p.

Рецензент В.С. Вишневецкая

УДК 550.93:551.21(521.651.66)

ВОЗРАСТ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА: НОВЫЕ ДАННЫЕ Ar-Ar И U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИИ

© 2006 г. П. Л. Тихомиров*, В. В. Акинин**, В. О. Исполатов***, П. Александер****,
И. Ю. Черепанова*****, В. В. Загоскин*****

*Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва.

**Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан

***Mineral Exploration Research Centre, Department of Earth Sciences, Laurentian University, 933 Ramsey Lake Road, Sudbury, Ontario P3E 2C6, Канада

****Scottish Universities Environmental Research Centre, Technology Park, Rankine Avenue, East Kilbride, Glasgow G75 0QF, Великобритания

*****ЗАО Чаунское горно-геологическое предприятие, г. Певек, Чукотский АО

*****Ануйское государственное горно-геологическое предприятие, пос. Билибино, Чукотский АО

Поступила в редакцию 31.01.2005 г.

Рассмотрены современные представления о геохронологии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), обсуждены некоторые дискуссионные позиции в этой области. В качестве основы эволюционной модели вулканического пояса предложено использовать $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировки мономинеральных фракций, в данном контексте обладающие рядом преимуществ перед традиционно используемыми K-Ar и Rb-Sr определениями, а также перед методами палеоботанической корреляции. Представлены результаты новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировок вулканитов северной части ОЧВП, позволяющие, в частности, сделать вывод об относительно молодом (коньякском) возрасте нижних стратиграфических единиц Центрально-Чукотского сектора пояса и о восточной миграции вулканических ареалов на заключительных стадиях развития данной структуры.

Ключевые слова. Охотско-Чукотский пояс, Чукотка, активные континентальные окраины, вулканизм, стратиграфия, геохронология.

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) – одного из крупнейших надсубдукционных вулканических поясов Земли за всю ее историю – дискутируется в течение четырех десятилетий¹. Согласно первым представлениям, развитие данной структуры охватывало многие десятки миллионов лет и продолжалось с поздней юры по палеоцен (Устиев, 1959), или с апта по палеоцен (Белый, 1969). С накоплением новой геологической и палеонтологической информации из состава ОЧВП были исключены юрско-неокомовые толщи субаквальных вулканитов. Предполагаемое время формирования континентального вулканического пояса сократилось, причем появились две альтернативные гипотезы, конкурировавшие с начала 70-х вплоть до середины 90-х годов прошлого века. Первая из гипотез ограничивала время формирования ОЧВП

альбом–сеноманом (Белый, 1977), вторая предполагала присутствие в составе пояса сенонских образований (Филатова, 1988; Лебедев, 1987, и др.). Продолжительные дебаты, отраженные в ряде публикаций (Белый, 1982, 1992; Филатова, Лебедев, 1982; Дворянкин и др., 1990; и пр.), завершились, в целом, победой второй гипотезы: сенонские вулканиты ОЧВП окончательно признаны существующими, и общий возраст ОЧВП в настоящее время оценивается как альб–кампанский (Белый, 1994; Белый, Белая, 1998; Котляр и др., 2001). Однако и по сей день представления исследователей о возрасте поздне меловых палеофлор существенно различаются (табл. 1). Главной причиной сохраняющихся разногласий, очевидно, являются объективные трудности изучения стратиграфии областей континентального вулканизма: изменчивость разрезов, относительная редкость находок представительной палеофлоры и проблемы корреляции ископаемых остатков растительности внутриконтинентальных областей с горизонтами, охарактеризованными фаунистически (Лебедев, Филатова, 1998; Герман, 1999).

¹ Подробная информация о развитии взглядов на геохронологию ОЧВП приведена в монографии И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой (2004).

Таблица 1. Схема сопоставления возрастов палеофлористических комплексов Северо-Востока Азии по данным разных исследователей (из работы И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой, 2004, с сокращениями и приведенная к геохронологической шкале Gradstein et al. 1994)

Эпоха	Век	Время	Возраст, млн. лет	Решения, 2-го, 1978	стратифлора, В.А. Самылина (1986, 1987, 1988)	флора, комплекс, В.Ф. Белый, 1988	флора, В.Ф. Белый, (1994, 1997)	флора, В.Ф. Белый, (2001, 2003)	флора, комплекс, Е.Л. Лебедев, 1987	комплекс, Г.Г. Филиппова, Л.Н. Абрамова, 1993	комплекс, Г.Г. Филиппова, 1997	тафофлора, стратифлора, С.В. Шепетов, (1991, 1992)	горизонт, С.В. Шепетов, 1995	этап, флора, горизонт, А.Б. Герман, 1999
Поздняя	Маастрихт		67											
			68											
			69											
			70											
	Кампан		71											
			72											
			73											
			74											
			75											
			76											
			77											
			78											
			79											
			80											
	Сантон		81											
			82											
			83											
			84											
	Коньяк		85											
			86											
			87											
			88											
	Турон		89											
			90											
			91											
			92											
Ранняя	Сеноман	Позднее	93											
		Среднее	94											
			95											
		Раннее	96											
	Альб		97											
			98											
			99											
		Позднее	100											
			101											
			102											
			103											
		Среднее	104											
			105											
			106											
			107											
		Раннее	108											
	Апт		109											
			110											
			111											
			112											
			113											
			114											
			115											
			116											
			117											
			118											
			119											
			120											
			121											
			122											
			123											

Примечание. Флористические комплексы: 1 – аркаалинский (усть-эмунеретский, аянкинский), 2 – гырбыканский (аркаалинский), 3 – усть-амкинский, 4 – уенминский, 5 – ариндский (арманский, баранджинский).

Методы радиоизотопной геохронологии в ходе дискуссии оставались на втором плане. Отчасти это связано с причинами иного, субъективного характера: в ходе государственных геологических работ 1960-х – 1980-х гг. изотопный возраст пород определялся преимущественно калий-аргоновым методом, в большинстве случаев по валовым пробам. Очевидные расхождения результатов датирования с прямыми структурными взаимоотношениями геологических тел вызвали вполне понятный скепсис по отношению к изотопной геохронологии в целом.

Обзор практически всех существующих изотопных данных о возрасте вулканитов ОЧВП приведен в монографии И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой (2004). Предложенная в этой работе геохронологическая модель хорошо согласуется с последней стратиграфической схемой, опубликованной В.Ф. Белым (Белый, Белая, 1998), построенной, главным образом, на палеоботанических данных. Несмотря на несомненную ценность проведенного исследования, некоторые особенности подхода авторов монографии к оценке возраста магматитов кажутся нам спорными (см. раздел K-Ar и Rb-Sr геохронология).

Противоречия между результатами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканитов ОЧВП, полученными в течение последнего десятилетия (Lane et al., 1998; Kelley et al., 1999; Hourigan and Akinin, 2004; Ispolatov et al., 2004), и принятыми стратиграфическими схемами послужили стимулом к проведению специального геохронологического исследования, в котором $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методам отведена главная роль. Результаты первого этапа работы предлагаются вниманию читателей.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЧВП

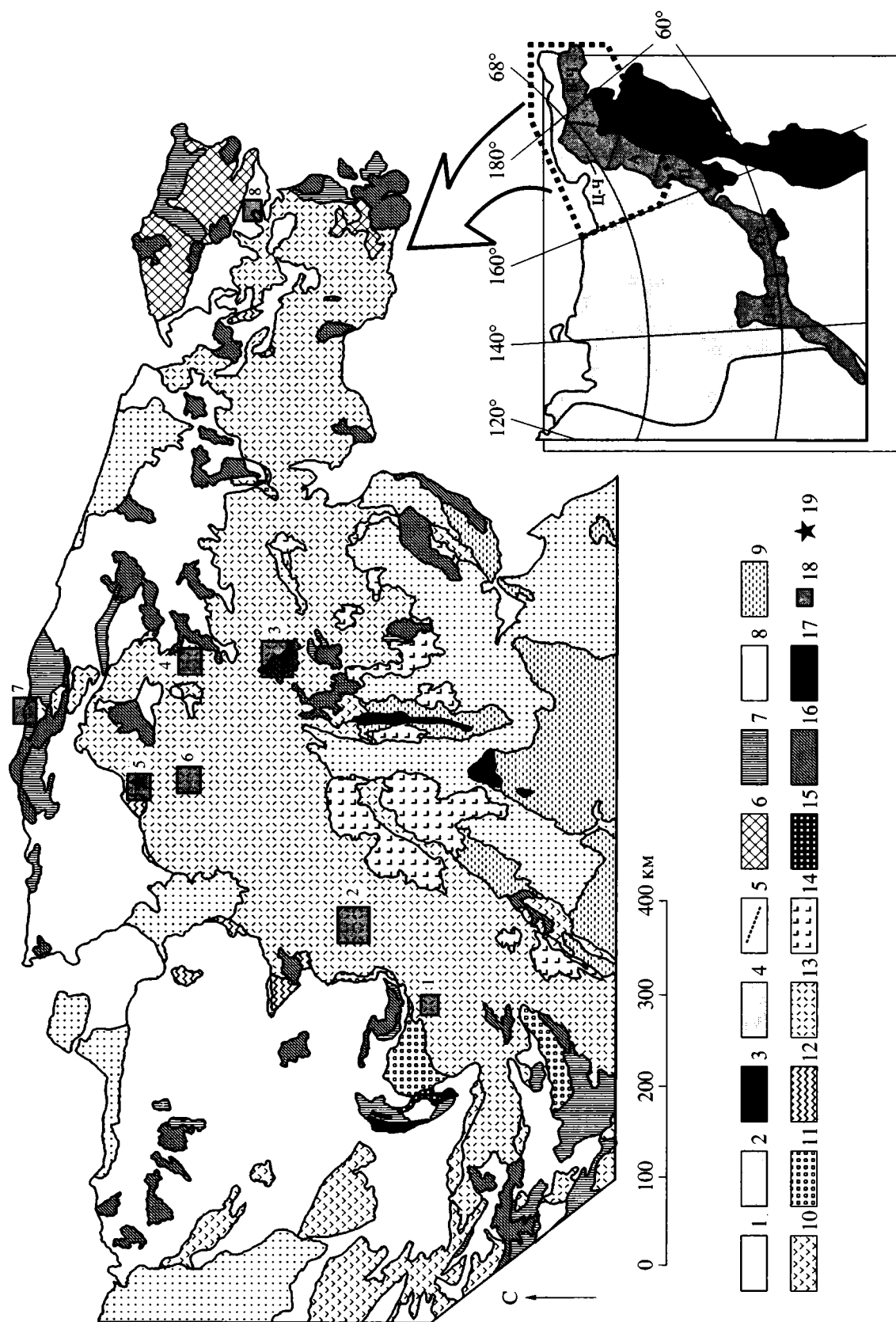
ОЧВП имеет хорошо выраженную (как в структурном, так и в вещественном плане) продольную и поперечную зональность. В.Ф. Белым (1977) выделены внешняя (тыловая) и внутренняя (фронтальная) зоны Охотско-Чукотского пояса, а также шесть структур с поперечными границами: четыре сектора и две фланговые зоны (рис. 1). Схемы районирования ОЧВП, разработанные позже, имеют ту же принципиальную основу, отличаясь лишь количеством секторов (Филатова, 1988).

На рисунке 1 отражено строение северной части ОЧВП, включающей его Центрально-Чукотский (ЦЧС) и Анадырский секторы, а также Восточно-Чукотскую фланговую зону. В пределах Анадырского сектора разрез ОЧВП начинается с вулканитов средне-основного состава, преимущественно лав и туфов андезибазальтов и андези-

тов (саламихинская свита). Вулканиты подстилаются мощной, до 3 км, толщей “предвулканогенной молассы” (Белый, 1977), которая, как и вулканиты ОЧВП, с несогласием перекрывает складчатые триасово-юрские морские осадочные и вулканогенно-осадочные образования. Фациальный состав молассы отражает смену прибрежно-морских условий осадконакопления (айнахургенская свита) континентальными (чимчемельская свита). В разрезах последней собраны остатки бурор-кемюсской палеофлоры, как и в образованиях перекрывающей ее саламихинской свиты (Белый, 1994). Основной объем вулканитов приходится на производные непрерывных базальт-андезит-дацит-риолитовых серий, расположенные выше саламихинской свиты по разрезу и расчлененные по литологическому составу (выделены: базальт-андезитовые – вилковская, тувыйская толщи, коэкувуньская свита и др. и дацит-риолитовые – диргувеевская, пыкарваамская свиты, аунейская толща и др. компоненты разреза). Вечают мезозойский разрез потоки базальтов и трахибазальтов (энмываамская свита, чуванская толща). Многие геологи связывают происхождение этих стратонов с процессами наложенного рифтогенеза (Филатова, 1988; Котляр, Русакова, 2004) и потому исключают их из состава ОЧВП.

Центрально-Чукотский сектор отличается от Анадырского, как и от всех остальных секторов внешней зоны ОЧВП, антидромным характером эволюции вулканизма: в основании разреза здесь обычно залегают не базальты и андезиты, а риолиты и дациты (амгеньская толща, алькаквуньская и кытапкая свиты). На незначительных по площади участках они перекрывают предвулканогенную молассу (аптская кукевеевская и альбская ольховская свиты²) и вулканиты андезит-латитового состава (альбские тытыльвеевская и этчикуньская свиты). Последние обычно рассматриваются как проявления рифтогенного магматизма, предшествовавшего заложению ОЧВП (Котляр, Русакова, 2004). Выше существенно кремнекислых толщ в разрезе ЦЧС расположены несколько стратонов, сложенных породами трахиандезитового и риолит-дацитового состава в переменных соотношениях (каленьмувамская, нотарэлянская, экитыкинская, пыкарваамская, вороньинская, коэкувуньская, эмунеретская свиты и пр.). Поздние платобазальты энмываамской свиты распространены в южной части ЦЧС, вблизи границы с Анадырским сектором. Однако на территории всего Центрально-Чукотского сектора вполне обычны протяженные поя-

² Возраст всех местных подразделений указан в соответствии с легендой к геологической карте масштаба 1 : 500000 (Информационный отчет..., 2004). Стратиграфическая привязка исследованных образцов также приведена в соответствии с этой картой.



са базальтовых и долеритовых даек, секущие все мезозойские стратифицированные образования и, вероятно, комагматичные платобазальтам.

Разрез *Восточно-Чукотской фланговой зоны*, как и у большинства сегментов ОЧВП, начинается с толщи вулканитов средне-основного состава (нырвакинотская толща) и надстраивается существенно кремнекислыми образованиями (амгеньская толща). Местами вулканиты подстилаются молассовыми отложениями валанжина-альба (ирвынейвеемская толща, ольховская свита и др.). Образования амгеньской свиты последовательно перекрываются породами экитыкинской и леурваамской свит, соответственно андезитового и дацит-риолитового состава. Самыми молодыми вулканитами здесь, как и повсеместно в Охотско-Чукотском поясе, являются базальтоиды с незначительной примесью кислых пород (нунлигранская свита).

Необходимо отметить, что степень выдержанности вулканогенных толщ по латерали весьма неоднородна. К примеру, области Пегтымельского прогиба (северо-западной части ЦЧС, включающей бассейны рек Эльхаквун, Паляваам и Пегтымель в среднем течении) свойственны серии относительно постоянных по составу покровов, распространяющиеся на десятки километров, что позволяет вполне уверенно выделять стратиграфические подразделения по литологическому признаку (Белый, 1969). Вместе с тем, в юго-восточной части того же ЦЧС, у границы с Восточно-Чукотской фланговой зоной, ситуация гораздо сложнее: здесь субизометричные вулканоструктуры диаметром 7–15 км нередко имеют совершенно различные разрезы, даже будучи смежными (Тихомиров, 1996). При отсутствии маркирующих горизонтов и ископаемых растительных остатков это делает корреляцию стратифицированных вулканитов весьма условной.

ВОЗРАСТ ОЧВП

Палеофлористические данные

Представления о возрасте растительных остатков, собранных в разрезах ОЧВП, составляют основу существующих стратиграфических схем вулканического пояса (Решения 2-го..., 1978; Белый, 1994; Лебедев, 1987; Филатова, 1988; Герман, 1999, и др.). По мере накопления информации мнения специалистов о возрасте палеофлор менялись (табл. 1). В качестве главной тенденции последних десяти лет можно отметить переход от “одномерных” схем, предполагающих последовательную смену стратофлор на всей территории Северо-Востока Азии (Самылина, 1986; Белый, 1982; Лебедев, 1987; Филиппова, Абрамова, 1993), к более сложным, допускающим сосуществование различных флористических комплексов, формирующихся в различной палеогеографической обстановке (Щепетов, 1995; Герман, 1999).

Время заложения ОЧВП определяется возрастом буор-кемюсской палеофлоры, остатки которой собраны на значительной территории в отложениях “предвулканогенной молассы”, а также в разрезах некоторых существенно вулканогенных свит, рассматриваемых в качестве нижних стратонов ОЧВП – саламихинской, тылхойской, березовской и пр. (Белый, 1994). Принадлежность данного флористического комплекса к альбу признана практически всеми исследователями (табл. 1). Тем не менее, при относительной редкости представительных сборов ископаемых растений гораздо чаще молассовые образования перекрываются “немыми” вулканогенными толщами. В условиях дефицита точных изотопных определений такие геологические тела нередко датируются альбским веком априори, на основании положения о возрасте ОЧВП в целом. Что касается верхних частей разреза вулканитов, то оценка их возраста сопряжена с дополнительными трудно-

Рис. 1. Расположение ОЧВП в общей структуре Северо-Востока Азии (на врезке) и схема геологического строения северной части ОЧВП и смежных территорий. Схема составлена на основе геологической карты СССР масштаба 1 : 2500000 (1983) с незначительными изменениями.

1 – Сибирская платформа; 2 – Верхояно-Чукотская складчатая область; 3 – Корякско-Камчатская складчатая область; 4 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 5 – границы поперечных структур ОЧВП (З-О – Западно-Охотская фланговая зона, Ох – Охотский сектор, П – Пенжинский сектор, А – Анадырский сектор, Ц-Ч – Центральнo-Чукотский сектор, В-Ч – Восточно-Чукотская фланговая зона); 6–7 – выступы фундамента мезозой (6 – докембрийского; 7 – палеозойского); 8 – смятые в складки образования триаса-юры-неокома (Верхояно-Чукотская складчатая область); 9 – мел-кайнозойские комплексы Корякско-Камчатской складчатой области; 10 – образования позднеюрско-неокомовых вулканических дуг; 11 – раннемеловые отложения “предвулканогенной молассы” (Белый, 1977); 12 – вулканогенные образования тытыльвеемской, этчикуньской и др. свит, сформированные до заложения ОЧВП и связанные с процессами рифтогенеза (Котляр, Русакова, 2004); 13 – вулканиты ОЧВП; 14 – поздние платобазальты; 15 – плейстоценовые базальтоиды; 16 – крупные гранитоидные и габбро-гранитоидные плутоны; 17 – габбро-ультрабазитовые массивы; 18 – участки отбора образцов для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений возраста (1–3 – районы, датировки для которых публикуются впервые: 1 – бассейн р. Прав. Чимчимимыль, 2 – верховья рек Малый Анной и Большой Анной, 3 – верхнее течение р. Танюрер; 4–8 – объекты с уже опубликованными Ar-Ar датами: 4 – истоки р. Паляваам и Чаантальвэгыргын (Isplavov et al., 2004), 5 – бассейн р. Этчикунь (Isplavov et al., 2004), 6 – среднее течение р. Паляваам (Kelley et al., 1999), 7 – район мыса Якан (Lane et al., 1998), 8 – южный берег оз. Коолень (Akinin, Calvert, 2002); 19 – точка отбора пробы для U-Pb датирования.

стями. Даже в случае находки представительного комплекса растительных остатков их возраст устанавливается по соотношению вмещающих их толщ с фаунистически охарактеризованными морскими осадками, что возможно только для флоры прибрежных низменностей. Возраст же палеофлор, существовавших в условиях вулканического нагорья, подобным образом оценить затруднительно. Используемое допущение о синхронности флористических комплексов с близким видовым составом, сформированных в различной палеогеографической обстановке, не является бесспорным (Лебедев, Филатова, 1998; Герман, 1999).

K-Ar и Rb-Sr геохронология

K-Ar и Rb-Sr датировки вулканитов ОЧВП, полученные к настоящему времени, охватывают весьма широкий интервал значений, от 110 до 50 млн. лет (Котляр, Русакова, 2004). Статистические максимумы приходятся, главным образом, на отрезок 84–70 млн. лет. И.Н. Котляр и Т.Б. Русакова, исходя из факта наблюдающегося в ряде случаев соответствия древнейших K-Ar и Rb-Sr дат, сделали вывод об отсутствии избыточного аргона в магматитах Северо-Востока Азии (Котляр, Русакова, 2004), и возраст вулканогенных образований в их модели определяется единичными наиболее древними датировками – иногда рубидий-стронциевыми, иногда калий-аргоновыми. На этой методологической основе построена модель, согласно которой собственно ОЧВП имеет альб-сеноманский возраст (110–93 млн. лет), а в сантон-раннекампанское время (85–78 млн. лет) формировалась Хакаринско-Энмываамская внутриконтинентальная вулканическая цепь, наложенная на ОЧВП. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки не рассматриваются как более надежные в сравнении с калий-аргоновыми – все до единой Ar-Ag даты признаны следствием “переустановки изотопных часов” в результате поздних термальных событий.

Некоторые из перечисленных выше положений представляются нам уязвимыми для критики. Во-первых, некоторые из обратных изохрон, полученных Дж. Хоуриганом и В.В. Акининым (2004), прямо указывают на присутствие избыточного радиогенного аргона в мономинеральных фракциях, извлеченных из вулканитов ОЧВП. Осложнения подобного рода – не столь уж редкое явление (Esser et al., 1997; Winick et al., 2001; Kelley 2002; и т.д.). Напротив, было бы странным, если целый регион, включающий немало древних континентальных блоков, оказался бы лишен избыточного ^{40}Ar . Во-вторых, породы, отбравшиеся для Ar-Ag анализа, не несут следов значимых эпигенетических преобразований, иногда в них даже присутствует свежее стекло (Ispolatov et al., 2004). При сравнительно низкой скорости диффузии аргона в санидине (Dodson, 1973) очень маловероятно

на ситуация с обновлением его Ar изотопной системы при сохранении метастабильной фазы – стекла. В-третьих, спектры ступенчатого нагрева подавляющего большинства проанализированных образцов обнаруживают лишь незначительные потери ^{40}Ar (Kelley et al., 1999; Hourigan and Akinin, 2004). Полное же удаление радиогенных компонентов из таких минералов, как санидин и амфибол, обычно является следствием регионального метаморфизма (не ниже зеленосланцевой фации) или контактового воздействия плутонов (Фор, 1989). При этом должны заметно измениться состав и оптические свойства самих минералов – а ни в одном из образцов, использованных для Ar-Ag датирования, подобные изменения не зафиксированы. И, в-четвертых, корректность аргон-аргоновых определений подтверждается данными U-Pb геохронологии (Moll-Stalcup et al., 1995; Лучицкая и др., 2003, и настоящая публикация). При температуре закрытия изотопной системы циркона около 900°C (Dahl, 1997) ее полный перезапуск при сохранении свежего облика породы невозможен. Перечисленные факты, на наш взгляд, весомее аргументов в пользу модели И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой. Соответственно, основу альтернативной геохронологической модели ОЧВП должны составить, в первую очередь, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировки.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb геохронология

Обзор опубликованных данных

На текущий момент в публикациях приведены результаты 54 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок вулканитов ОЧВП³ (15 образцов из Охотского сектора, 38 – из ЦЧС, один – из Восточно-Чукотской фланговой зоны) и 7 определений возраста поздних платобазальтов мыгдыкитской и энмываамской свит (Охотский сектор и ЦЧС соответственно), включаемым из состава ОЧВП (рис. 2). Еще 12 определений отражают возраст магматитов полуострова Тайгонос (Бондаренко и др., 1999), связь которых с ОЧВП неоднозначна (Некрасов, 1976). Получены также аргон-аргоновые даты для двух образцов гранитоидов Магаданского батолита, связываемого с вулканитами внутренней зоны Охотского сектора ОЧВП (Фаррар, 1992). Из 75 указанных датировок 36 выполнены по валовым пробам, что негативно сказывается на погрешности анализа и надежности результатов (очевиден большой разброс значений в сравнении с датировками мономинеральных фракций – рис. 2). Ar-Ag возраст вулканитов ОЧВП, определенный по монофракциям санидина, амфибола, биотита и плагиоклаза, не выходит за рамки интервала 82–89 млн. лет (коньяк–кампан). Возраст базальтов мы-

³ Датировки гидротермально-метасоматических образований не рассматривались.

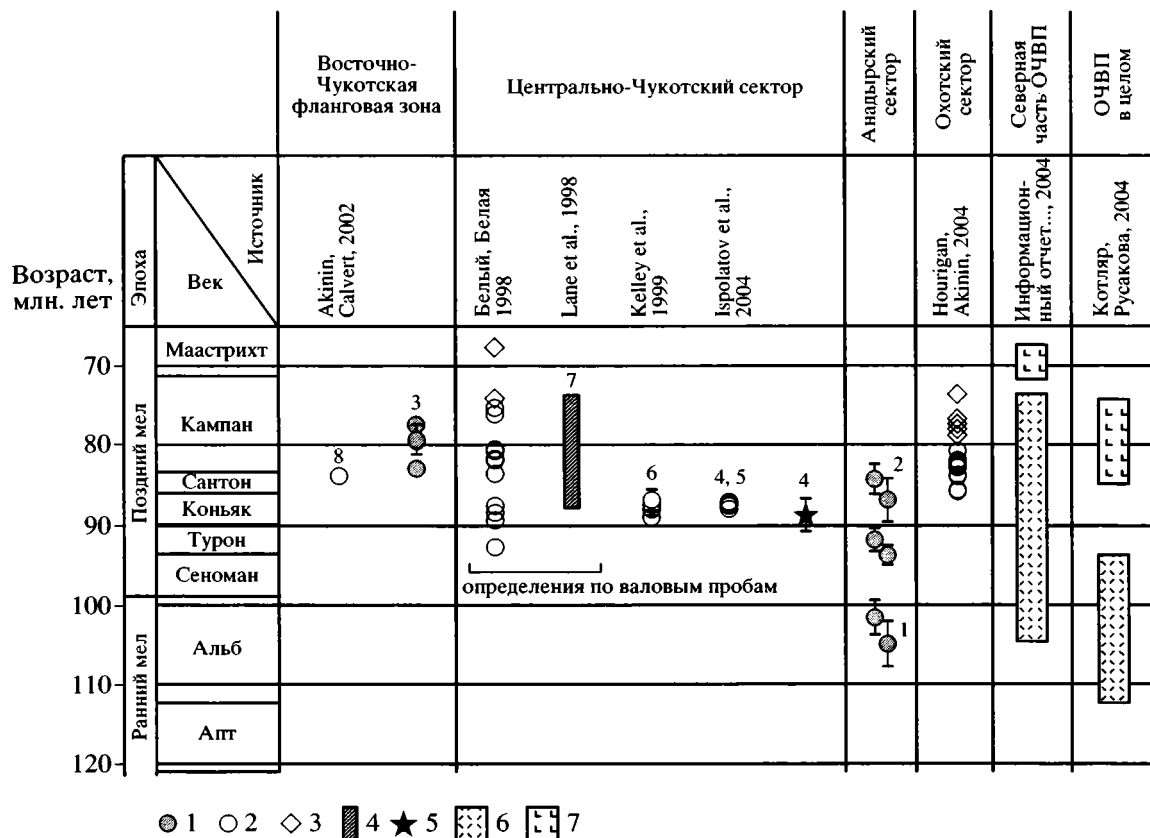


Рис. 2. Результаты Ar-Ar и U-Pb датировок магматических пород ОЧВП и поздних рифтогенных платобазальтов.

1 – результаты Ar-Ar датировок, впервые приведенные в настоящей работе; 2–4 – данные Ar-Ar геохронологии, опубликованные ранее: 2 – по вулканитам ОЧВП, 3 – по поздним платобазальтам; 4 – интервал Ar-Ag возрастов вулканитов ОЧВП, приведенный в работе Lane et al. (1998) без указания результатов конкретных датировок и погрешности определений; 5 – U-Pb дата; 6–7 – продолжительность формирования ОЧВП (6) и поздних платобазальтов (7) по современным представлениям различных исследователей. Цифры соответствуют номерам участков отбора проб на рис. 1. Отрезки при знаках датировок иллюстрируют величину 2σ (не показаны для значений ниже 1 млн. лет).

гдыкитской свиты оценивается в 77–74 млн. лет (поздний кампан), что указывает на их формирование после перерыва в 4–6 млн. лет и тем самым подтверждает предположение об отсутствии их генетической связи с ОЧВП. Для гранитоидов Магаданского, Восточно-Тайгоносского и Прибрежно-Тайгоносского массивов получены более древние значения, соответствующие позднему альбу (103–100 млн. лет). Неопределенность роли данных интрузивов в истории геологического развития региона не позволяет сейчас использовать эти значения для построения геохронологической модели ОЧВП. Согласно остальным опубликованным Ar-Ag определениям, продолжительность периода активных извержений не превосходит 7 млн. лет для всего ОЧВП и 4 млн. лет для его отдельных сегментов, что существенно меньше значений, принятых в существующих стратиграфических схемах (табл. 1, рис. 2). Разница в возрасте нижних и верхних частей разреза местами составляет всего около 1 млн. лет (Ispolatov et al., 2004) при общей мощности вулканитов не менее 3–4 км.

Самые древние из значений, полученных по мономинеральным фракциям, приходится на коньякский век, несмотря на то, что значительная часть проб взята из основания разреза вулканитов. Поэтому наибольшие расхождения, до 17–18 млн. лет, имеют место в оценке возраста нижних стратиграфических подразделений ОЧВП.

Аргон-аргоновые определения по валовым пробам дают результаты, сходные с возрастными мономинеральных фракций, но с более широким разбросом значений – от 92 до 67 млн. лет (рис. 2), что вполне естественно, поскольку разные минералы удерживают радиогенный аргон с различной эффективностью. Особенно сложна для анализа степень сохранности изотопных систем основной массы вулканитов (Koppers et al., 2000). Для единственного образца базальта с арктического побережья в районе мыса Якан (рис. 1) получено значение возраста 123 млн. лет, что отвечает баррему (Lane et al., 1998). Ar-Ag возраст четырех образцов андезитов и андезибазальтов (предположительно кытапкской и нотарэлян-

Таблица 2. Краткая характеристика образцов, предназначенных для геохронологических исследований, и результаты датирования

№ обр.	Порода	Геологическое тело	Привязка	Свита/комплекс	Изотопный возраст, млн. лет
03-137*	Амфиболсодержащий андезит	Лавовый поток (мощность не установлена)	Верховья р. Правый Чимчемимыль. N 66°20'44.60" E 167°30'58.40"	Саламихинская (верхний альб)	104.9 ± 2.9 (амфибол) 101.6 ± 2.3 (плагиоклаз)
03-10*	Амфиболовый дацит	Лавовый поток мощностью 20–25 м	Водораздел рек Мечкерева и Мал. Анюй, N 66°48'55.57" E 169°35'26.06"	Пыкарваамская (турон)	84.2 ± 1.9 (амфибол)
03-11*	Туф риолита кристалловит-роклистический	Покров мощностью 5–7 м	Там же, N 66°50'03.62" E 169°44'39.89"	Пыкарваамская (турон)	93.7 ± 1.2 (амфибол) 91.8 ± 1.6 (плагиоклаз)
03-12*	Оливиновый базальт	Лавовый поток мощностью 8–10 м	Там же, N 66°50'22.99" E 169°45'56.30"	Эмунеретская (коньяк–кампан)	86.8 ± 2.7 (плагиоклаз)
2403а*	Гранодиорит	Танюерский плутон, главная фаза	Правобережье р. Танюер (верховья), N 66°56'30.38" E 176°48'21.31"	Леурваамский (турон–коньяк)	79.2 ± 1.9 (амфибол) 82.9 ± 0.7 (биотит)
2465а*	Кварцевый диорит	То же	Там же, N 66°51'47.29" E 176°55'14.77"	Леурваамский (турон–коньяк)	79.7 ± 0.4 (биотит) 77.3 ± 0.4 (плагиоклаз)
2584/460**	Риолит	Лавовый поток (мощность не установлена)	Верховья р. Этчикунь, N 68°40'15" E 174°28'30"	Кытапкая (альб)	88.6 ± 2.1 (циркон)

Примечание. * Ar-Ar датировки; ** SHRIMP U-Pb датировка; возраст подразделений указан в соответствии с легендой к геологической карте масштаба 1 : 5000000 (Информационный отчет..., 2004).

ской свит), отобранных там же, составляет 76–87 млн. лет, т.е. практически не отличается от значений, свойственных прочим вулканитам ОЧВП.

Опубликованные U-Pb определения возраста выполнены для кислых магматитов из двух районов: 1) для риолита кытапкойской (?) свиты с арктического побережья в районе мыса Якан (Moll-Stalcup et al., 1995) – 87 ± 2 млн. лет; и 2) для гранитоидов Восточно-Тайгоносского (от 104.6 ± 1.1 до 97.0 ± 1.1 млн. лет) и Прибрежно-Тайгоносского массивов (от 106.5 ± 0.9 до 105.5 ± 0.9 млн. лет). Расхождение с данными Ar-Ar геохронологии для вулканитов не превышает величины аналитической погрешности (1–2 млн. лет), а для плутонических пород составляет 2–3 млн. лет, что немного выходит за рамки погрешности. Последний факт можно связать со сравнительно долгим остыванием гранитных плутонов и различиями в температуре закрытия U-Pb и K-Ar систем (Фор, 1989).

Новые данные

В 2004 г. выполнены определения возраста магматических пород из северной части ОЧВП,

включающие шесть $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и одну U-Pb датировку.

Отбор образцов. Образцы для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений отбирались в пределах трех участков, два из которых расположены во внешней зоне Анадырского сектора и один – в пограничной области ЦЧС и Восточно-Чукотской фланговой зоны (рис. 1). Проведенные работы существенно расширяют область, охваченную аргон-аргоновым датированием, что имеет немалое значение в условиях общего дефицита данных в этой сфере. Из коллекций, собранных в течение полевых сезонов 2002–2003 годов, для геохронологического изучения взяты шесть образцов, содержащих магматические минералы, пригодные для аргонового датирования – амфибол, биотит и плагиоклаз – с минимальными следами эпигенетических изменений.

В пределах Анадырского сектора ОЧВП для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования отобраны 4 образца вулканитов – саламихинской, пыкарваамской⁴ и эмунеретской.

⁴ Принадлежность опробованного горизонта кислых вулканитов к пыкарваамской свите можно оспорить, поскольку стратотип этой свиты расположен на значительном удалении, примерно в 200 км к северо-востоку от изученного района, и в пределах соседнего сегмента ОЧВП.

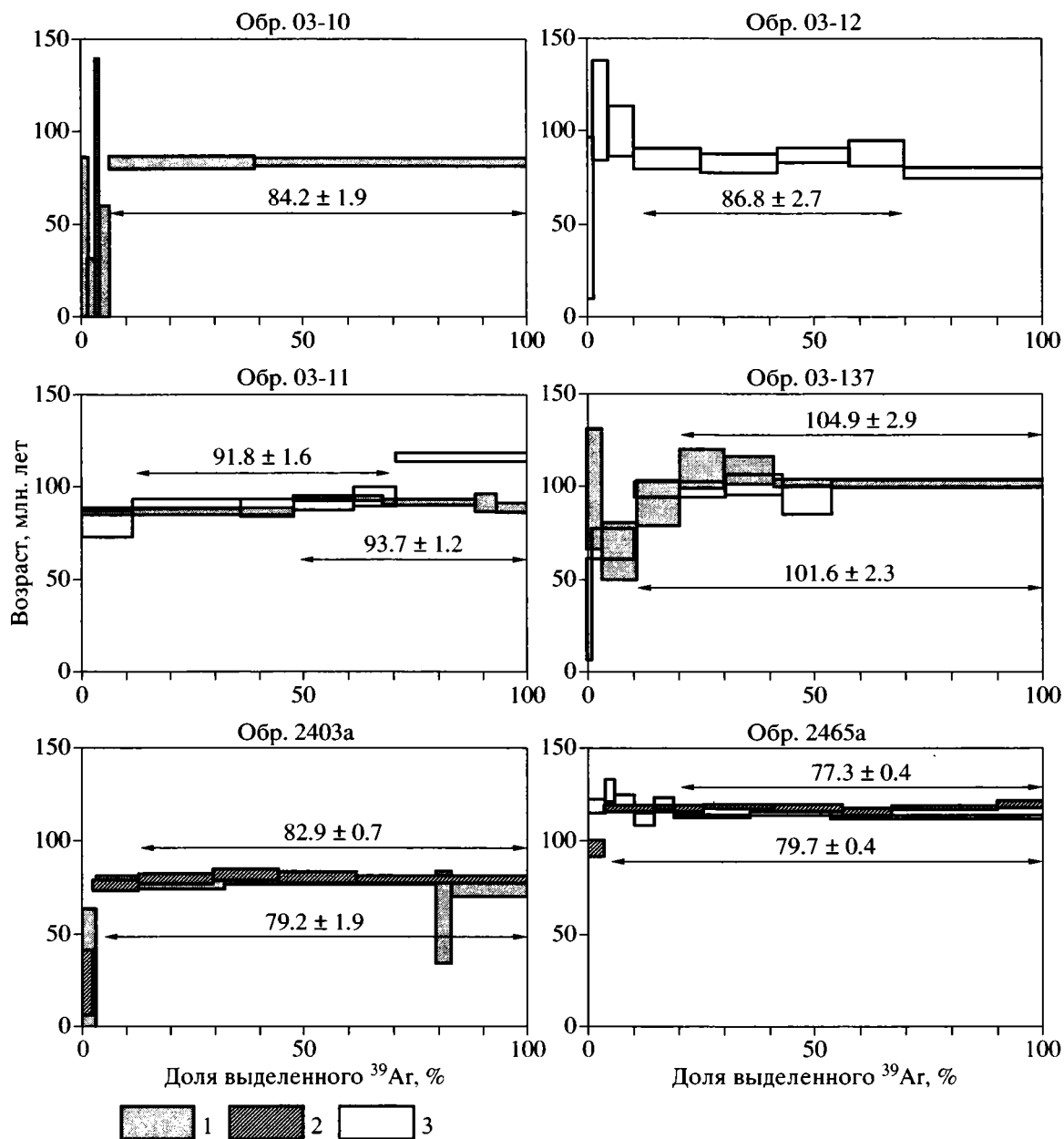


Рис. 3. Спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов, полученные при ступенчатом нагреве мономинеральных фракций изученных образцов. Определения выполнены на масс-спектрометре MAP 216 лаборатории Ar-Ar геохронологии университета Queen's (Кингстон, Канада), аналитик П.Александр.

Анализируемые минералы: 1 – амфибол, 2 – биотит, 3 – плагиоклаз.

ретской свит (табл. 2). Новые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки получены как для самых нижних, так и для самых верхних стратонов ОЧВП, доступных на территории бассейнов рек Мечкерева, Большой Анюй и Малый Анюй, общей площадью свыше 7 тыс. км².

В пограничной области Центрально-Чукотского сектора и Восточно-Чукотской фланговой зоны в качестве объекта геохронологического исследования избран Танюрерский массив – крупное слабо вскрытое многофазное тело,

включающее, по современным представлениям, образования трех плутонических комплексов: 1) мургальского (баррем–апт), 2) экитыкинского (турон) и 3) леурваамского (турон–коньяк). Образцы взяты в северо-восточной части массива, сложенной породами леурваамского комплекса (хотя допускается присутствие здесь реликтовых тел экитыкинского комплекса). Интрузивные породы представлены широким рядом составов, от амфиболовых габбро до лейкогранитов, с преоб-

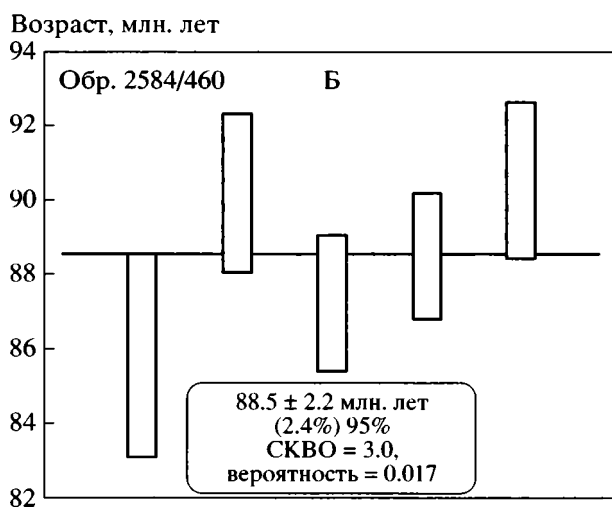
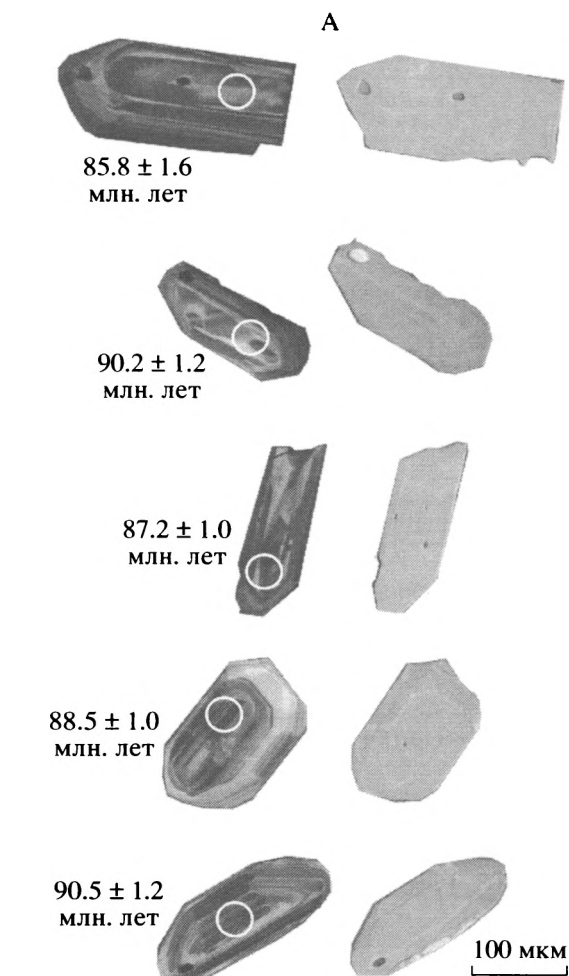


Рис. 4. А – кристаллы цирконов из обр. 2584/460 в катодоллюминесцентном излучении сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM 5600. Белые кружки – точки U-Pb SHRIMP датирования (даты в млн. лет), номера точек соответствуют таковым в табл. 3.

Б – средневзвешенный U-Pb возраст цирконов. Высота прямоугольников соответствует величине 2σ.

ладанием умеренно кислых разновидностей. Вмещающие породы – вулканиты амгеньской и эки-тыкинской свит, предположительно туронского возраста. Для датирования выбраны два образца главной фазы Танюерского плутона, гранодиорит и кварцевый диорит (табл. 2).

Для U-Pb датирования предназначались цирконы, извлеченные из кайнотипного риолита кытапкской свиты (Центральная Чукотка, бассейн р.Этчикунь – рис. 1). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст санидина из этого же образца составил 87.25 ± 0.21 млн. лет (Ispolatov et al., 2004), в то время как изохронная Rb-Sr датировка вулканитов кытапкской свиты показала гораздо более древние значения 104 ± 3 млн. лет (Котляр, Русакова, 2004). Соответственно, U-Pb датирование преследовало две цели: 1) приближение к оценке истинного возраста вулканитов и 2) контроль надежности результатов, полученных различными методами.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование. Из образцов, отобранных для геохронологического исследования, после дробления в ручной ступке и просеивания отобрана фракция 90–200 мкм. Дальнейшая обработка включала очистку в ультразвуковой ванне и многократную промывку спиртом и деионизированной водой. Затем под биноклем вручную отбирались зерна для анализа (от 20 до 30 штук для каждой изучаемой фазы). Из четырех образцов извлечено по два разных калийсодержащих минерала, т.е. всего произведено определение Ag-Ag возраста для 10 фаз (рис. 3). Мономинеральные фракции вместе с монитором (межлабораторный эталон биотит MAC-83 с возрастом 24.36 ± 0.17 млн. лет, Sandeman et al., 1999) были завернуты в алюминиевую фольгу, помещены в алюминиевый контейнер и в течение 40 часов облучались быстрыми нейтронами в ядерном реакторе McMaster (McMaster University 1280 Main Street West Hamilton, Ontario, Канада). Интервал между стандартными образцами в контейнере составлял 1 см. Значения параметра J рассчитывались для каждого образца методом полиномиальной интерполяции второго порядка исходя из значений, полученных по стандартам, и варьируют в пределах 0.0034–0.0038. Для полного плавления зерен монитора и ступенчатого нагрева изучаемых фаз использовался постоянный аргонный ионный лазер Lexel 3500 мощностью 8 Вт. Нагрев осуществлялся периодами по 3 мин при увеличении мощности излучения от 1 до 8 Вт. Выделившийся газ после пятиминутной очистки в приемнике SAES C50 поступал в масс-спектрометр MAP 216. Перед каждым замером проводился холостой опыт, и полученные значения вычитались из результата. Величины бланков при нормальных рТ-условиях не превышали 10^{-12} см^{-3} для ^{40}Ar .

Таблица 3. Результаты SHRIMP U-Pb датирования цирконов из образца 2584/460 (риолит кытапкайской свиты, бассейн р. Этчикунь)

№ точки	% обычн. ^{206}Pb	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Возраст, млн. лет
2584-1	-0.16	132	70	0.55	74.75 ± 1.34	0.0464 ± 0.0035	85.8 ± 1.4
2584-2	-0.23	254	106	0.43	71.17 ± 0.90	0.0460 ± 0.0026	90.2 ± 1.1
2584-3	0.20	419	225	0.55	73.28 ± 0.87	0.0493 ± 0.0020	87.2 ± 0.9
2584-5	0.39	392	182	0.48	72.09 ± 0.76	0.0508 ± 0.0020	88.5 ± 0.8
2584-6	0.04	283	158	0.58	70.70 ± 0.88	0.0482 ± 0.0024	90.5 ± 1.0

Средний возраст = 88.6 ± 2.1 (2.4%) 95%. СКВО = 3.0, вероятность = 0.016.

Примечание. Определения выполнены на высокоразрешающем ионном микрозонде обратной геометрии SHRIMP RG в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США, аналитик В.В. Акинин. Приведенные отношения не скорректированы на содержание обычного нерадиоогенного свинца. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст скорректирован на ^{207}Pb по модели Стейси и Крамера (Stacey, Kramers, 1975) и на измеренное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ как монитор обычного свинца. Указанная величина погрешности соответствует 1σ.

и $0.5 \times 10^{-13} \text{ см}^{-3}$ для ^{39}Ar , ^{37}Ar и ^{36}Ar . Наблюдаемые значения изотопных отношений экстраполировались на время помещения газа в масс-спектрометр. При расчетах внесены поправки на присутствие атмосферного аргона (по измеренному $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) и на образование ^{40}Ar , ^{39}Ar и ^{36}Ar из калия, кальция и хлора в ходе ядерных реакций (Onstott and Peacock, 1987; Roddick, 1983). Значения возраста проб и погрешность их определения вычислены по формулам из работы Dalrymple et al. (1981), с использованием констант, рекомендованных в работе Steiger and Jager (1977). В качестве плато рассматривались результаты по меньшей мере трех последовательных стадий нагрева, включающих не менее половины всего выделенного ^{39}Ar со значениями возраста, различающимися не более чем на 1σ. Для единственного случая расчета возраста по результатам двух стадий нагрева (обр.03-10, рис. 3) в дальнейшем используется термин “псевдоплато”.

U-Pb датирование. Выделение кристаллов циркона производилось по стандартной методике с использованием ручного дробления и разделения минералов в тяжелых жидкостях. Выделенные кристаллы циркона вместе с эталонами помещались в монтровку из сверхчистой эпоксидной смолы, которая полировалась и покрывалась золотым напылением. Чтобы выявить наиболее подходящие (без включений и трещин) участки для ионного микрозондового датирования, цирконы сначала исследовались в проходящем свете. Затем было получено изображение среза кристаллов в катодолуминесцентном излучении сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM 5600 – для выявления особенностей внутренней структуры и зональности индивидов (рис. 4А).

Возраст цирконов определен на высокоразрешающем ионном микрозонде обратной геометрии SHRIMP RG в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США. Процедура ионного микроанализа в

основе повторяет методику, разработанную в Австралийском национальном университете для SHRIMP II (Compston et al., 1984; Williams, 1998). Отличие SHRIMP RG заключается в использовании масс-спектрометра обратной геометрии, способного к более высокому разрешению масс при данной чувствительности. Вторично-ионное излучение индуцировалось потоком ионов кислорода, сфокусированном на образце, при диаметре анализируемой области от 25 до 30 мкм. Каждый из анализов включал пять циклов измерений. Согласно протоколу, после каждого третьего или четвертого анализа исследуемого образца проводилось измерение на эталоне, чтобы выдержать хорошую калибровку U/Pb в течение рабочей смены. Концентрации урана и тория калиброваны по эталону CZ3. Другие детали аналитических измерений изложены на веб-странице Открытой лаборатории и аналогичны опубликованным в статье Акинина (Akinin et al., 2004). При обработке результатов использованы программы SQUID1.02 и ISOPLOT2.49 (Ludwig, 2001). Приведенный в данной работе возраст индивидуальных кристаллов циркона скорректирован на ^{207}Pb .

Результаты датирования представлены в табл. 2, 3 и на рис. 2, 3Б. Для всех образцов, анализировавшихся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, получены спектры ступенчатого нагрева с хорошими плато, соответствующими от 52 до 95% всего выделенного аргона, в большинстве случаев более 80% (рис. 3). Единственное исключение составляет образец 03-10, где постоянные значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ сохраняются в течение двух стадий нагрева вместо положенных трех; однако на эти две стадии приходится более 90% выделенного газа, и данное псевдоплато без особого риска можно считать отвечающим времени закрытия изотопной системы. Относительная аналитическая погрешность для большинства образцов составляет 0.5–1%. Для базальтов и андезитов (образцы 03–12 и 03–137) она несколько выше (2–3%), что связано с

более низкими содержаниями калия и, соответственно, радиогенного Ag . Для разных минералов из одних и тех же образцов получены близкие результаты, в пределах 2σ . Частичные нарушения спектров, вероятно, связанные с незначительными эпигенетическими изменениями пород, существенно не влияют на валидность полученных датировок. При обсуждении результатов в первую очередь рассмотрены значения возраста, полученные по амфиболам, поскольку датировки по минералам этой группы считаются, после датировок по санидину, наиболее надежными.

Кристаллы циркона из образца 2584/460, предназначенного для U-Pb датирования, схожи друг с другом по морфологии и характеру зональности. Бледно-розовые индивиды размером от 50 до 200 мкм имеют коэффициент удлинения от 1 : 2 до 1 : 5 и хорошо выраженные призматические и пирамидальные формы с ровными гранями. В катодолюминесцентном излучении проявляется тонкая осцилляторная зональность кайм кристаллов, иногда осложненная секториальной структурой, захватывающей ядра и обусловленная неравномерной концентрацией U и Th (рис. 4А). Изотопный возраст был измерен в ядрах пяти индивидуальных кристаллов циркона, концентрации урана в которых варьируют от 132 до 419 ppm, а U/Th отношение – от 0.43 до 0.58. Все указанные характеристики структуры и состава позволяют предполагать магматическую природу циркона и отсутствие в популяции ксеногенных индивидов. Измеренные изотопные отношения показывают конкордантность всех точек на диаграмме Тера-Вассербург.

Обсуждение результатов

Для образца андезита саламихинской свиты из бассейна р. Правый Чимчемиль получено значение возраста 104.9 ± 2.9 млн. лет (по амфиболу), что хорошо согласуется с принятым для данного стратиграфического подразделения возрастом (поздний альб) и заметно выпадает из интервала 89–82 млн. лет, объединяющего все полученные к настоящему времени $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по мономинеральным фракциям. Наряду с единодушно признанным ранне-среднеальбским возрастом буор-кемюсской флоры, собранной в образованиях саламихинской свиты (Белый, 1994), этот факт ставит под сомнение предположения о существенно более позднем, коньяк-кампанском возрасте всего ОЧВП (Isplolatov et al., 2004; Hourigan and Akinin, 2004). Не следует, однако, исключать возможность связи альбских вулканитов не с ОЧВП, а с более древними структурами, развивавшимися в позднеюрско-раннемеловое время на активных окраинах двух океанических бассейнов – Палеопацифики и Южно-Анжуйского (Парфенов и др., 1999). Обсуждая данный вопрос,

необходимо брать в расчет такие факты, как 1) присутствие непрерывных вулканогенных серий в разрезах апт-альбской молассы (Информационный отчет..., 2004), 2) преимущественно андезитовый состав раннемеловых вулканитов, не включаемых в состав ОЧВП (кремянкинская толща, тытыльвеемская и этчикунская свиты) – признак, в большей мере свойственный надсубдукционным обстановкам, нежели рифтогенным; 3) выполнение образованиями альбской саламихинской свиты прогибов субширотной и северо-западной ориентировок, согласных к простириям позднеюрско-раннемеловых структур и дискордантных к простирию ОЧВП (рис. 1; Информационный отчет..., 2004). Определенный вклад в решение этой проблемы должны внести исследования химического состава вулканитов.

Вместе с данными о возрасте буор-кемюсской флоры (Белый, 1994), а также Ag-Ag и U-Pb датировками гранитоидов полуострова Тайгонос (Бондаренко и др., 1999; Лучицкая и др., 2003) и Магаданского батолита (Фаррар, 1992), новые результаты не оставляют сомнений в существовании альбского импульса магматической активности в зоне современного ОЧВП. Однако имеющиеся Ag-Ag и U-Pb датировки сохраняют незаполненным интервал 102–94 млн. лет (рис. 2). Является ли это следствием недостаточной детальности опробования или действительно отражает факт существования двух различных тектоно-магматических событий, должны показать дальнейшие работы. В случае подтверждения гипотезы о длительном перерыве в извержениях предстоит выяснить, связано ли относительно раннее альбское событие с процессом формирования ОЧВП, или представляет завершающий аккорд в эволюции позднеюрско-раннемеловых субдукционных систем.

Для амфиболов из вулканитов пыкарваамской свиты получены значения возраста 93.7 ± 1.2 млн. лет (сеноман) и 84.2 ± 1.9 млн. лет (сантон). Зафиксированный датировками перерыв в 10 млн. лет внешне не проявлен, в разрезе присутствуют лишь маломощные, до нескольких метров, прослои вулканомиктовых песчаников и гравелитов. Напротив, Ag-Ag возраст оливиновых базальтов, перекрывающих все остальные вулканиты и занимающих позицию “поздних рифтогенных платобазальтов”, составил 86.8 ± 2.7 млн. лет, что в пределах аналитической погрешности совпадает с возрастом одного из образцов, взятых ниже по разрезу. Отсутствие значимого перерыва, предшествующего формированию данных базальтов, не согласуется с представлениями об их постсубдукционной природе – скорее, они связаны с процессами растяжения в тылу действующей континентальной вулканической дуги. Не исключено, что некоторые из “поздних платобазальтов”, вы-

деленные на других отрезках ОЧВП, занимают такую же позицию.

Амфиболы из гранодиоритов Танюерского массива показали значения $Ag-Ag$ возраста 79.2 ± 1.9 млн. лет. “Биотитовые” даты немного древнее – 82.9 ± 0.7 и 79.7 ± 0.4 млн. лет, “плаггиоклазовая” – чуть моложе, 77.3 ± 0.4 млн. лет. Все эти значения, согласно геохронологической шкале (Hagland et al., 1990), соответствуют раннему кампану и неплохо согласуются с единственной опубликованной $Ag-Ag$ датой по вулканитам Восточно-Чукотской фланговой зоны ОЧВП – 84 ± 1 млн. лет (Akinin, Calvert, 2002). Из полученных результатов следует, что 1) верхняя возрастная граница ОЧВП, установленная по $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировкам мономинеральных фракций, поднимается по меньшей мере до середины кампанского века, и 2) в северной части ОЧВП намечается тенденция к восточной миграции вулканических ареалов. Разница во времени завершения активных магматических процессов в двух рассматриваемых районах составляет не менее 5 млн. лет. Относительно простираения всего вулканического пояса это смещение является продольным (рис. 1).

$U-Pb$ возраст цирконов из риолитовых игнимбриков кытапкайской свиты составил 88.5 ± 2.1 млн. лет (при СКВО = 3), что в пределах аналитической погрешности совпадает с результатами выполненного ранее $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования. Тем самым получено еще одно подтверждение относительно молодого, коньякского возраста нижних стратиграфических подразделений ЦЧС. С этим фактом логично связывается антидромный характер эволюции вулканизма Центральной Чукотки: лежащие в основании разреза существенно игнимбритовые толщи оказываются возрастными аналогами не альбских, преимущественно андезитовых, а сенонских подразделений ОЧВП, также включающих немалые объемы кислых вулканитов. Следует отметить интенсивность извержений: толща вулканитов до 3–4 (местами, возможно, и более) км и объемом не менее 160 тыс. км³ (Котляр и др., 1981) сформировалась в относительно короткий промежуток времени, 1–2 млн. лет.

В заключение еще раз отметим, что полученные результаты находятся в согласии со структурными взаимоотношениями геологических тел и не противоречат общепризнанным палеофлористическим данным, что подтверждает перспективность $^{40}Ar/^{39}Ar$ и SHRIMP $U-Pb$ датировок как главной базы для геохронологической модели ОЧВП.

ВЫВОДЫ

1. $Ag-Ag$ датировки подтверждают альбский возраст вулканитов саламихинской свиты (внешняя зона Анадырского сектора ОЧВП), но сохра-

няется возможность связи этого стратона не с Охотско-Чукотским поясом, а с более древними окраинно-континентальными структурами.

2. Формирование вулканических толщ ОЧВП, доступных наблюдению в пределах его Центрально-Чукотского сектора, началось в коньякском веке, т.е. на 15–20 млн. лет позже, чем принято считать в настоящее время, и продолжалось всего 1–2 млн. лет.

3. Вулканические извержения во внешней зоне Анадырского сектора прекратились по меньшей мере на 5 млн. лет раньше, чем в Восточно-Чукотской фланговой зоне.

4. SHRIMP $U-Pb$ датировки цирконов и $^{40}Ar/^{39}Ar$ определения возраста мономинеральных фракций, в первую очередь санидина и амфибола, являются наиболее надежной основой для геохронологической модели ОЧВП (как, возможно, и любого мезокайнозойского континентального вулканического пояса).

Авторы выражают благодарность М.М. Аракелянц (ИГЕМ РАН) за содействие при подготовке монофракций для $Ag-Ag$ датирования, А.Б. Герману (ГИН РАН) – за ценные консультации по вопросам палеоботанической корреляции, и Н.Б. Ланкиной (МГУ) – за помощь в организации работ. Мы также признательны В.Ф. Белому, И.Л. Жулановой, И.Н. Котляру, Т.Б. Русаковой и Н.И. Филатовой за обсуждение представленной в статье проблемы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 03-05-64623-а, 04-05-65132-а), программ “Университеты России” и “Ведущие научные школы” (грант № НШ-326.2003.5). Аналитические работы в Стэнфордском университете и визит В.В. Акинина в США поддержаны грантом Блауштейна (Стэнфордский университет) и грантом ДВО РАН № 05-III-Ф-08-004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1969. 175 с.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1982. № 3. С. 101–109.
- Белый В.Ф. Дискуссия // Тихоокеанская геология. 1992. № 5. С. 70–71.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф. К проблеме фито-стратиграфии и палеофлористики среднего мела Северо-Восточной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 51–59.

- Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р.Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
- Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.С. Новые данные Ag-Ag изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 1. С. 76–83.
- Геологическая карта СССР и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред. Наливкин Д.В. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
- Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. М.: ГЕОС, 1999. 122 с.
- Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Стратиграфия меловых континентальных образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Континентальный мел СССР / Ред. Красилов В.А. Владивосток: Наука, 1990. С. 144–156.
- Информационный отчет по незавершенным работам по объекту “Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1 : 500 000 территории Чукотского АО” (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1 : 500 000) / Отв. исполнитель Варламова В.А. Анадырь, ФГУГП “Георегион”, 2004. 247 с.
- Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Дискуссия по поводу статьи В.Ф. Белого, М.И. Райкевич, Б.В. Белой “Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 6. С. 106–110.
- Луцицкая М.В., Хуориган Дж., Бондаренко Г.Е. Новые данные SHRIMP U–Pb исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов, южная часть п-ова Тайгонос // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 6. С. 1–5.
- Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 158 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
- Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы). Магадан: СВКНИИ ДВО: АН СССР, 1978. 122 с.
- Самылина В.А. Корреляция континентальных меловых отложений Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1986. № 6. С. 43–53.
- Самылина В.А. Этапы развития флоры Северо-Востока Азии в меловом периоде // Ботан. журн. 1987. Т. 72. № 4. С. 417–426.
- Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
- Тихомиров П.Л. Вулканогенные образования Центральной Чукотки: неоднородность тектонического строения и некоторые проблемы стратиграфии и металлогении // Вест. РУДН (Российский университет дружбы народов). Сер. “Геология и разведка полезных ископаемых”. 1996. № 1. С. 19–22.
- Устиев Е.К. Охотский тектономагматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология. 1959. № 3. С. 3–26.
- Фаррар Э. Термальное перерождение гранитоидных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в палеогене по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Тихоокеанская геология. 1992. № 1. С. 109–114.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Филатова Н.И., Лебедев Е.Л. Сенонские отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 111–114.
- Филиппова Г.Г. Стратиграфия и возраст континентальных отложений бассейна реки Амгуэма и северного побережья залива Креста // Колыма. 1997. № 2. С. 12–23.
- Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993. 348 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Щенетов С.В. Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. 160 с.
- Щенетов С.В. Среднемеловая флора правобережья р.Анадырь. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 161 с.
- Щенетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 122 с.
- Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia / Eds Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L., Tectonic evolution of the Bering Shelf - Chukchi Sea - Arctic Margin and adjacent landmasses. Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer. Special Paper. 2002. V. 360. P. 147–165.
- Akinin V.V., Vysotskiy S.V., Mazdab F.K. et al. SHRIMP dating of zircon from the Podgelbanochny alkali basalt volcano in Primorye, Russian Far East: implication to genesis of megacrysts // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proceedings of the interim IAGOD conference. Vladivostok: DALNAUKA, 2004. P. 323–326.
- Compston W., Williams I.S., Meyer C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe // J. Geophys. Res. 1984. V. 89 (Supplement). P. B525–B534.

- Dahl P.S.* A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 150. P. 277–90.
- Dodson M.H.* Closure temperature in cooling petrological and geochronological systems // *Contribs. Min. Petrol.* 1973. V. 40. P. 259–274.
- Esser R.P., McIntosh W.C., Heizler M.T., Kyle P.R.* Excess argon in melt inclusions in zero-age anorthoclase feldspar from Mt. Erebus, Antarctica, as revealed by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. Issue 18. P. 3789–3801.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al.* Mesozoic time scale // *J. of Geophys. Res.* 1994. V. 99 B12. P. 24 051–24 074.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G. and Smith D.G.* A Geologic Time Scale 1989, 1990. Cambridge University Press, New York. 263 p.
- Hourigan J.K., Akinin V.V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // *GSA Bull.* 2004. V. 116. № 5–6. P. 637–654.
- Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu.* New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages of Cretaceous Continental Volcanics from Central Chukotka: Implications for Initiation and Duration of Volcanism within the Northern Part of the Okhotsk Chukotka Volcanic Belt (Northeastern Eurasia) // *J. Geol.* 2004. V. 112. P. 369–377.
- Kelley S.* Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology // *Chemical Geology.* 2002. V. 188. P. 1–22.
- Kelley S.R., Spicer R.A., Herman A.B.* New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for Cretaceous Chauna Group tephra, north-eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // *Cretaceous Res.* 1999. V. 20. P. 97–106.
- Koppers A. A. P., Staudigel H., Wijbrans J. R.* Dating crystalline groundmass separates of altered Cretaceous seamount basalts by the Ar-40/Ar-39 incremental heating technique // *Chem. Geol.* 2000. V. 166. № 1–2. P. 139–158.
- Lane L.S., Layer P.W., Cecile M.P., Kos'ko M.K.* Ar-Ar ages from the Okhotsk-Chukotsk magmatic arc, Northeast Russia // *International Conference on Arctic Margins (ICAM-III)*, 12–16 October 1998, Celle, Germany, Program and Abstracts. P. 106–107.
- Ludwig K.R.* A user's Manual for SQUID 1.02: Berkeley Geochronology Center: Special Publication, 2001. № 2. 22 p.
- Moll-Stalcup E.J., Lane L.S., Cecile M.P., Gorodinsky M.E.* Geochemistry and U-Pb geochronology of arc-related magmatic rocks, Northeastern Russia // *Abstr. Geol. Soc. Amera.* 91st Ann. Cordilleran Section. 1995. V. 27. № 5. P. 65.
- Onstott T.C., Peacock M.K.* Argon retentivity of hornblendes: a field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 2891–2903.
- Roddick J.C.* High precision intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1983. V. 47. P. 887–898.
- Sandeman H.A., Archibald D.A., Grant J.W. et al.* Characterisation of the chemical composition and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ systematics of interlaboratory standard MAC-83 biotite // *Age and isotopic studies*, 1999. Report 12. Geol. Surv. Canada, Current Research 1999-F. P. 13–26.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Winick J.A., McIntosh W.C., Dunbar N.W.* Melt-inclusion-hosted excess ^{40}Ar in quartz crystals of the Bishop and Bandelier magma systems // *Geology.* 2001. V. 29. Issue 3. P. 275–278.

Рецензенты М.М. Аракелянц,
М.А. Семихатов

УДК 551.491.79:563.12(268)

БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ: РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

© 2006 г. Т. А. Хусид*, И. А. Басов**, С. А. Горбаренко***, М. П. Чеховская*

*Институт океанологии РАН, Москва

**Геологический институт РАН, Москва

*** Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 30.05.2005 г.

Анализ состава и распределения бентосных фораминифер и изотопно-геохимических данных верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков южной части Берингова моря (колонка GC1-1; 53°31' с.ш., 178°51' в.д.; глубина моря 3060 м) выявил изменения условий в придонных водах бассейна на протяжении последних 54 тысяч лет. Некоторое увеличение их численности имело место в короткие периоды, совпадающие с теплыми интерстадиалами Дансгаарда–Эшгера 14, 12, 8 и 2 изотопных стадий 3 и 2. Первая и вторая фазы дегляциации, разделенные похолоданием позднего дриаса отмечены значительным ростом численности бентосных фораминифер (на порядок выше по сравнению с ледниковьем) и уменьшением их доли в суммарном составе бентосных и планктонных видов. Доминирующее значение приобретают виды, характерные для районов со стабильно высокой продуктивностью. В голоцене усиливается роль агглютинирующих видов, указывающих на увеличение дефицита ионов Са в придонных водах и усиления процессов растворения карбонатных раковин вплоть до их полного исчезновения приблизительно 2.5 тыс. лет назад.

Ключевые слова. Бентосные фораминиферы, голоцен, ледниковье, дегляциация, интерстадиалы, гидрологические изменения, Берингово море.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы заметно усилился интерес к изучению экосистем и позднечетвертичной гидрологической эволюции Охотского и Берингова морей. Это обусловлено, прежде всего, тем обстоятельством, что данные бассейны являются одними из самых высокопродуктивных во всем Мировом океане и знание их экосистем важно не только с теоретической, но и с практической точек зрения. В силу своих громадных размеров и высокоширотного положения эти два окраинно-морских бассейна оказывают существенное влияние на гидрологическую ситуацию в северной части Тихого океана. Так показано, в частности, что в ледниковое время Охотское и Берингово моря играли важную роль в формировании промежуточной водной массы Северной Пацифики (см., например, Keigwin, 1998).

Исследованиями последних лет в Охотском море установлено, что планктонные и бентосные фораминиферы при переходе от ледниковых условий к межледниковым претерпели значительные изменения (Хусид, Басов, 1999; Чеховская, Басов, 1999; Басов и др., 2000; Горбаренко и др., 2000; Gorbarenko et al., 2002) Было выявлено

также, что продуктивность вод в этом бассейне в ледниковье была заметно ниже, чем в голоцене (Gorbarenko, 1996).

Роль Берингова моря в региональных гидрологических процессах до сих пор остается неясной. Практически не изучено также поведение экосистемы этого бассейна, в частности различных групп планктонных и бентосных организмов, в связи с разномасштабными климатическими колебаниями, которые имели место в этом регионе в позднечетвертичное время. Недавнее впервые проведенное исследование планктонных фораминифер в осадках южной части Берингова моря выявило сложную картину вариаций в их составе и численности на протяжении последних приблизительно 50 тыс. календарных лет (МИС 1 – МИС 3), обусловленных короткопериодными климатическими колебаниями и влиянием Аляскинского течения. Одновременно, на основании расчета скорости аккумуляции (удельной интенсивности накопления) массы органического углерода в осадках было продемонстрировано, что первичная продуктивность вод в указанной акватории в течение последнего ледниковья была несколько выше по сравнению с голоценом (Gorbarenko et al., 2005). Это согласует-

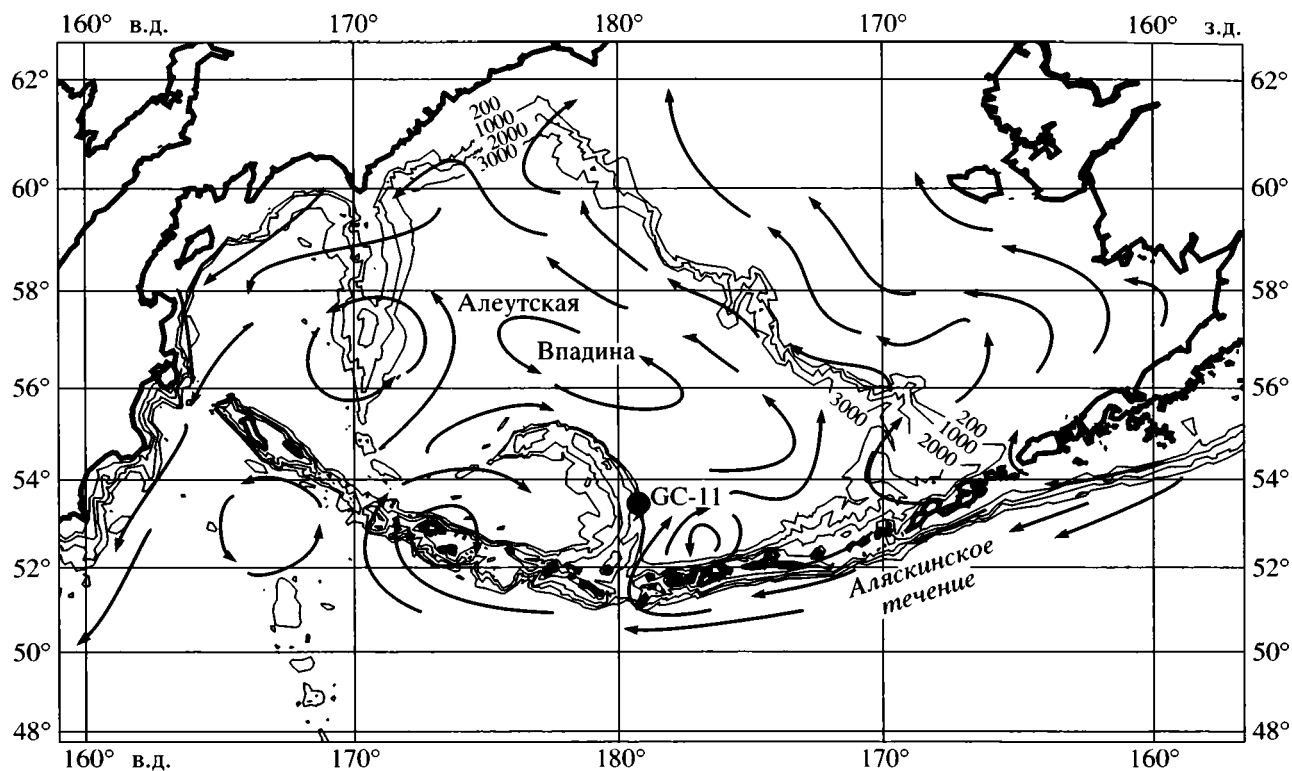


Рис. 1. Положение колонки GC-11 в Беринговом море. Стрелками показана современная поверхностная циркуляция.

ся с данными по северной части Тихого океана, где на основании распределения диатомей в осадках последнего ледникового и голоцена было установлено, что биомасса планктона в поверхностных водах в голоцене здесь существенно сократилась по сравнению с ледниковым периодом (Sancetta, 1992).

В связи с приведенными данными, представляется целесообразным посмотреть, каким образом это отразилось на развитии глубоководной бентосной фауны, в частности, бентосных фораминифер, которые в данном регионе никогда прежде не изучались. С этой целью нами проанализированы состав и количественное распределение бентосных фораминифер в разрезе верхнечетвертичных осадков южной части Берингова моря, вскрытых колонкой GC-1. Результатам этого анализа и посвящена данная статья.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Колонка GC-1 длиной 660 см получена в основании западного склона хребта Бауэрс на глубине 3060 м в точке с координатами 53°31' с.ш. и 178°51' в.д. (рис. 1). Разрез колонки снизу вверх представлен следующими осадками: зеленовато-серые песчанистые глины (645–660 см); зеленовато-серые алевролитистые глины с незначительной примесью диатомовых водорослей (530–645 см);

песчанистый алевролит (510–530 см); слабо диатомовая алевролитистая глина с примесью песчаного материала в нижней части (462–510 см); серый алевролит с примесью песка (457–462 см); темный зеленовато-серый алевролит с включениями галек и щебня на глубине 263 и 340 см и тефры на глубине 395 и 405 см (161–457 см); темная серовато-зеленая алевролитистая глина с примесью диатомей и фораминифер (123–161 см); зеленовато-серый алевролит с примесью песка (111–123 см); зеленовато-серый алевролитистый диатомовый ил с примесью фораминифер (13–111 см), с пепловым прослоем на глубине 95 см; серовато-коричневая алевролитистая глина с песчаной примесью (0–13 см).

Образцы на фораминиферовый анализ отбирались из сантиметрового интервала каждые 5 см. Всего обработана 121 проба. Раковины бентосных фораминифер изучались во фракции более 63 микрон, выделенной из 40–60 г сухого осадка. В зависимости от числа раковин они подсчитывались либо во всей пробе, либо в ее части, и затем численность пересчитывалась на 1 г сухого осадка. Ранее в этих же образцах было изучено распределение C_{org} , $CaCO_3$, материала ледового разноса (Gorbarenko, 1996), изотопный состав кислорода и углерода в раковинах бентосных и планктонных фораминифер, а также состав и количественное распределение последних (Gorbarenko et al., 2005). В указанной работе все эти параметры привязаны

ны к хронологической шкале осадков колонки GC-11 в календарных годах, которая была построена на основе данных радиоуглеродного датирования, скорректированных с учетом резервуарного эффекта поверхностных вод на 1000 лет, с учетом корреляции полученной кривой изотопного состава бентосных фораминифер со стандартной изотопно-кислородной кривой (Martinson et al., 1987). Для нижней части колонки, соответствующей МИС 3 (ниже 310 см), по данным планктонных и бентосных фораминифер, распределению термофильных и холодноводных видов диатомовых водорослей были выделены интервалы относительного потепления климата (385–410 см, 500–520 см и 600–640 см), которые сопоставлены с известными наиболее выраженными потеплениями Северного полушария, коррелятные соответственно интерстадиалам Дансгаарда-Эшгера (ДЭ) 8, 12 и 14 (Gorbarenko et al., 2005). Возраст осадков ДЭ интерстадиалов 8 и 12 в колонке GC-11, полученный по имеющимся хронологическим меткам и экстраполяции в нижней части колонки, соответствует датам этих событий, полученным во льдах Гренландии (проект GISP 2, Meese et al., 1997) и сталагмитам центрального Китая (Wang et al., 2001) – соответственно около 38 и 45 тыс. календ. лет. Полученный экстраполяцией скорости седиментации средний возраст ДЭ 14 (53.5 тыс. календ. лет) в колонке GC 11 был скорректирован на 52 тыс. календ. лет (Gorbarenko et al., 2005) согласно данным хронологии ледового керна Гренландии и сталагмитов Китая.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Количественное распределение. Численность раковин бентосных фораминифер, встреченных во всех изученных образцах, меняется в широких пределах: от 2–3 до 644 экз/г осадка (таблица, рис. 2).

Осадки нижней части колонки (155–660 см), накопленные в ледниковое время 54–14.9 тыс. календ. лет назад, (во время стадий МИС 3 и МИС 2), обычно характеризуются низкими концентрациями раковин бентосных фораминифер (менее 10 экз/г), представленных в основном (95%) секреционными видами. В горизонтах 640–600, 520–500, 410–385 см и 245–230 см, соответствующих теплым стадиалам Дансгаарда-Эшгера (ДЭ) 14, 12, 8 и 2 изотопных стадий МИС 3 и МИС 2 (соответственно 52, 45, 38 и 23 тыс. календ. лет назад; Gorbarenko et al., 2005), отмечено увеличение числа раковин до 30–50 экз/г. Одновременно возрастает также численность планктонных фораминифер (Gorbarenko et al., 2005). Осадки этих горизонтов несколько обогащены карбонатом кальция (до 1.5–2%), содержание $C_{орг}$ составляет 0.64–0.72%. Доля раковин бентосных видов в фораминиферной ассоциации здесь обычно не превышает 1–2%. В осадках горизонтов с минимальной

численностью бентосных фораминифер, характеризующихся низкими концентрациями $CaCO_3$ (0.5–0.6%) и $C_{орг}$ (0.5%), их относительное содержание увеличивается до 20–40%. Большая часть раковин в осадках МИС 3 и МИС 2 имеет удовлетворительную сохранность, хотя раковины некоторых видов (*Uvigerina auberiana* Orbigny, *Globobulimina auriculata* (Bailey) в отдельных горизонтах сильно корродированы, а иногда сохраняются лишь их фрагменты. Резкое увеличение доли бентосных фораминифер в малочисленных ассоциациях, возможно, связано не только с растворением известковых раковин, но и с низким поступлением на дно раковин планктонных видов. Как известно, соотношение бентосных и планктонных фораминифер традиционно используется для оценки глубины бассейна и химизма придонных вод. Не исключено, однако, что в окраинных морях этот показатель включает также и сигнал продуктивности.

В самом верхнем интервале ледниковых осадков 165–155 см численность раковин и бентосных, и планктонных фораминифер заметно возрастает, что отражает рост продуктивности бассейна, та же тенденция отмечена по данным, касающимся содержания биогенного материала и органического вещества в осадках.

В интервале 155–120 см (14.87–12.28 тыс. лет назад – начало МИС 1) численность бентосных фораминифер, представленных исключительно известковыми видами, резко возрастает до 400–644 экз/г, достигая максимальных величин в слое 150–140 см (14.41–13.82 тыс. лет назад). Осадки этого слоя характеризуются и самыми высокими для всего разреза концентрациями $CaCO_3$ (до 12%) и $C_{орг}$ (1.47%). В суммарной ассоциации фораминифер (планктонных и бентосных) бентосные виды составляют около 10%.

На фоне относительно высокой численности бентосных фораминифер выше и ниже по разрезу, горизонт 120–110 см (12.28–11.2 тыс. лет назад), соответствующий позднему дриасу, выделяется ее резким падением до 10–35 экз/г. Одновременно несколько снижается и видовое разнообразие ассоциации, представленной известковыми формами. Планктонные фораминиферы здесь также чрезвычайно обеднены в таксономическом и количественном отношениях (Gorbarenko et al., 2005). Доля бентосных форм в суммарном числе раковин достигает 30–50%. Содержание $CaCO_3$ и $C_{орг}$ в осадках горизонта уменьшается соответственно до 2–3 и 0.72–0.95%.

Горизонт 110–50 см, отвечающий раннему и началу среднего голоцена (11.2–5.6 тыс. лет назад), характеризуется увеличением численности раковин по сравнению с подстилающими осадками позднего дриаса (до 40–65 экз/г). Содержание $CaCO_3$ в них также несколько выше, колеблясь

Радиоуглеродный (жирный курсив) и расчетный возраст осадков колонки GC-11 в южной части Берингова моря

Глубина, см	Возраст, тыс. календ. лет	Глубина, см	Возраст, тыс. календ. лет	Глубина, см	Возраст, тыс. календ. лет
0	0.16	225	21.35	450	41.82
5	0.45	230	21.76	455	42.16
10	0.85	235	22.16	460	42.51
15	1.35	240	22.16	465	42.85
20	1.91	245	22.67	470	43.19
25	2.51	250	23.18	475	43.54
30	3.14	255	23.69	480	43.88
35	3.77	260	24.20	485	44.23
40	4.40	265	24.70	490	44.57
45	5.01	270	25.21	495	44.91
50	5.60	275	25.71	500	45.26
55	6.17	280	26.21	505	45.60
60	6.72	285	26.71	510	45.95
65	7.25	290	26.27	515	46.22
70	7.77	295	26.75	520	46.50
75	8.28	300	27.24	525	46.77
80	8.79	305	27.72	530	47.05
85	9.14	310	28.21	535	47.32
90	9.51	315	29.56	540	47.60
95	9.88	320	30.01	545	47.87
100	10.28	325	30.46	550	48.15
105	10.71	330	30.90	555	48.42
110	11.19	335	31.35	560	48.70
115	11.86	340	31.79	565	48.97
120	12.28	345	32.24	570	49.25
125	12.71	350	32.68	575	49.52
130	13.13	355	33.12	580	49.80
135	13.55	360	33.56	585	50.07
140	13.83	365	34.00	590	50.35
145	14.11	370	34.44	595	50.62
150	14.41	375	34.88	600	50.90
155	14.87	380	35.32	605	51.17
160	15.34	385	35.75	610	51.45
165	15.78	390	36.19	615	51.72
170	16.23	395	36.62	620	52.00
175	16.68	400	37.06	625	52.28
180	17.12	405	37.55	630	52.55
185	17.57	410	38.05	635	52.83
190	18.01	415	38.54	640	53.10
195	18.45	420	39.03	645	53.38
200	18.89	425	39.52	650	53.65
205	19.71	430	40.01	655	53.93
210	20.12	435	40.50	660	54.20
215	20.53	440	40.99		
220	20.94	445	41.47		

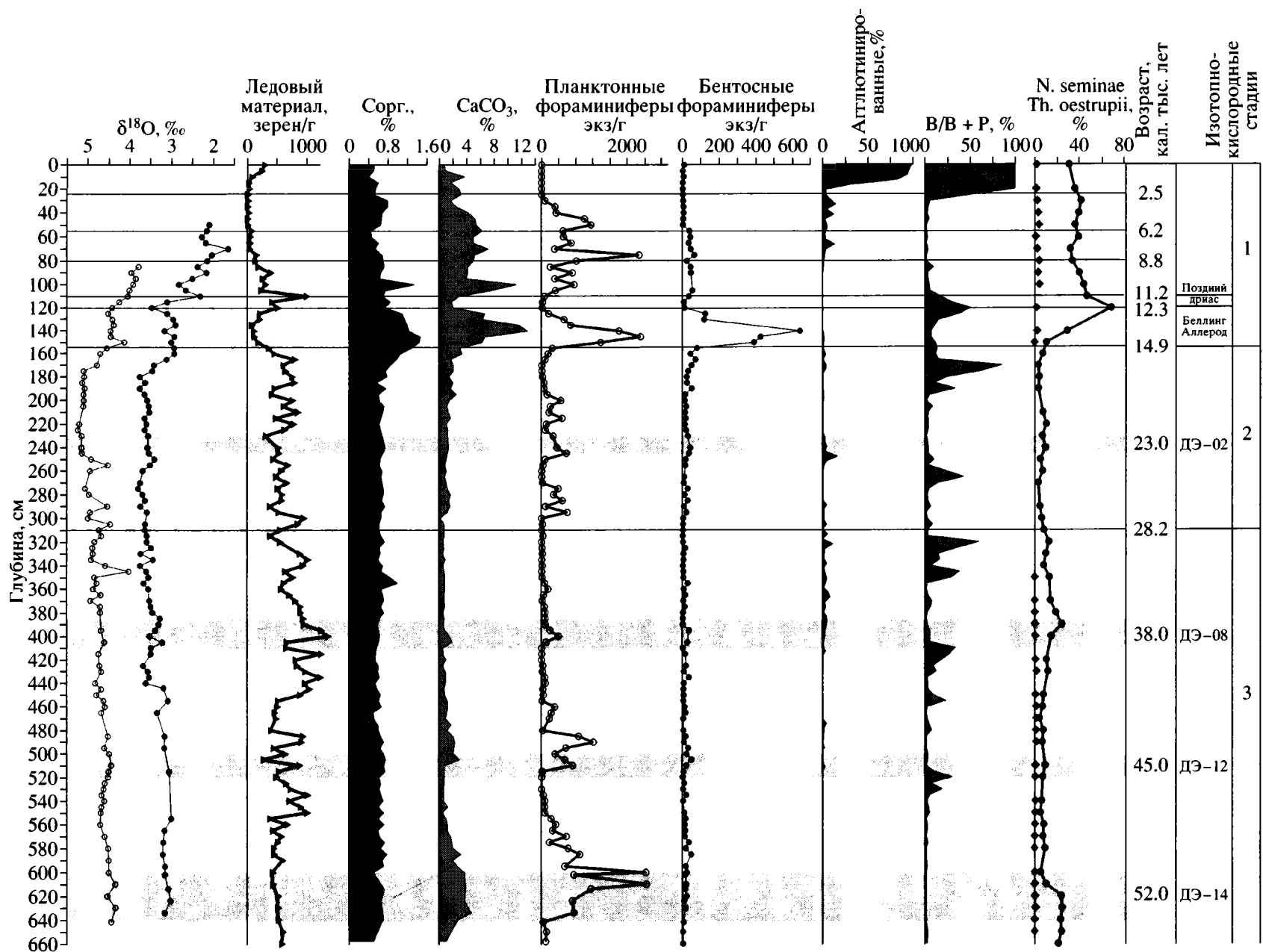


Рис. 2. Распределение основных абиотических и биотических характеристик осадков в колонке GC-11 из южной части Берингова моря. В/В + Р – отношение численности бентосных фораминифер к их суммарной (бентосные+планктонные) численности. ДЭ-02, ДЭ-08, ДЭ-12, ДЭ-14 – интерстадиалы Дансгарда–Эшгера.

от 5 до 7.5%, в то время как концентрация $C_{\text{орг}}$ снижается до 0.45–0.75%. В верхних 50 см (0–5.6 тыс. календ. лет назад) численность бентосных фораминифер падает до 3–7 экз/г. Таким образом, колебания численности фораминифер в голоценовых осадках аналогичны по значениям их вариациям в ледниковых осадках. Концентрация $C_{\text{орг}}$ меняется в широких пределах (от 0.46 до 0.8%) без определенных закономерностей в его распределении и по величине сходна с ледниковыми осадками. Однако по концентрации CaCO_3 осадки голоцена превосходят ледниковые (3–7%). Только в поверхностном слое (0–5 см), который соответствует последним 0.44 тыс. календ. лет назад, содержание CaCO_3 уменьшается до 1%.

В голоценовых ассоциациях бентосных фораминифер известковые виды, представленные как целыми раковинами, так и фрагментами, постоянно сопровождаются агглютинирующими формами, доля которых в ассоциации постоянно растет со временем. Так, в раннем голоцене (11.2–8 тыс. календ. лет назад) они составляют 3–4%, в среднем голоцене их доля увеличивается до 4–14%, а в позднем (последние 2.0–2.5 тыс. лет) в горизонте 20–0 см они уже превышают в количественном отношении известковые раковины и составляют почти всю ассоциацию (86–99%).

Соотношение раковин бентосных и планктонных фораминифер в голоцене приблизительно такое же, как и в большинстве проб ледниковья. Бентосные формы составляют 1–5%. Но в конце голоцена в течение короткого времени от 2.5 до 2.0 тыс. календ. лет назад происходят кардинальные изменения в составе фауны. Планктонные формы исчезают, остаются только бентосные, в основном агглютинирующие фораминиферы. Такие кардинальные фаунистические изменения, происшедшие столь стремительно, отражают, по-видимому, резкую перестройку на этом рубеже гидрохимического режима в придонных водах южной части Берингова моря. Скорее всего, острый дефицит ионов Са в придонных водах и их агрессивность по отношению к карбонатному материалу привели к исчезновению известковых раковин. Но в поверхностных водах сохраняется относительная стабильность условий и относительно высокая продуктивность, о чем свидетельствует отсутствие изменений состава осадков (диатомовые илы) и значений химических параметров, таких как CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$.

Видовой состав. Почти на всем протяжении колонки наиболее представительными видами являются *Alabaminella weddellensis* (Earland) (20–60%) и *Uvigerina auberiana* (Orbigny) (5–20%) (рис. 3). Их роль значительна в осадках ледниковья (МИС 3 и МИС 2), дегляциации и нижнего голоцена (начало МИС 1). *A. weddellensis* играет существенную роль вплоть до 8 тыс. календ. лет назад,

U. auberiana – до 9 тыс. календ. лет назад). Позднее, оба вида обнаруживаются крайне редко. Соотношение этих видов меняется в относительно обильных и малочисленных комплексах. При высокой доли *A. weddellensis* в комплексе бентосных фораминифер во время МИС 2 и МИС 3 следует отметить частые и резкие изменения содержания этого вида в течение стадии 3, при этом уменьшение его численности преимущественно приходится на относительные потепления и улучшения условий вод, соответствующие интерстадиалам Дансгарда–Эшгера 2, 8, 12 и 14.

Самую высокую роль *U. auberiana* играет в малочисленном комплексе, сформированном во время позднего дриаса, где он составляет 60–70%. Существенная роль в этом комплексе принадлежит также *Globobulimina auriculata* (7–16%).

A. weddellensis является “фитодетритовым” видом (Gooday, 1988; Thomas et al., 1995, 1998; Okushi et al., 2000), развитие которого связано с сезонными поставками свежего легко разлагаемого фитодетрита. В настоящее время в Беринговом море он заселяет глубины от 2000 до 3000 м (Саидова, 1975). Вид *U. auberiana* относится к поверхностной инфауне, он способен проникать внутрь осадка на небольшую глубину (до 3–4 см), в качестве пищи предпочитает лабильное органическое вещество и бактерии (Bubenshchikova et al., in press; Corlis, 1985, 1991; Jorisson, 1999). В Беринговом море *U. auberiana* обнаружена в нижней части материкового склона от 2300 до глубины 3000 м (Чеховская, 1973). Вероятно активное продуцирование *A. weddellensis* связано с неблагоприятными условиями для развития первичной продукции в течение зимнего сезона (например, влияние морских льдов) и выраженным сезонным поступлением фитопланктона.

Самый богатый и разнообразный комплекс колонки развивается непосредственно после окончания ледникового периода, начиная от 14.9 и до 12.3 тыс. календ. лет назад (МИС 1). Ядро этого дегляциального комплекса составляет вид *Bulimina exilis*, который не встречен ни в одной другой ассоциации колонки.

В настоящее время в Беринговом море *B. exilis* обнаружен на континентальном склоне в районе подводного хребта Ширшова (Саидова, 1961) в осадках, обогащенных органическим веществом (Лисицын, 1966). Развитие этого вида в Мировом океане, как и других представителей рода *Bulimina*, тесно связано с областями, характеризующимися стабильно высокой продукцией, в которых на дно постоянно поступает много органического вещества (и свежего, и терригенного) (Thomas et al., 1995; Rasmussen et al., 2002). Массовое развитие популяции *Bulimina exilis* во время дегляциации скорее всего объясняется способностью вида усваивать пищу наземного происхождения, мак-

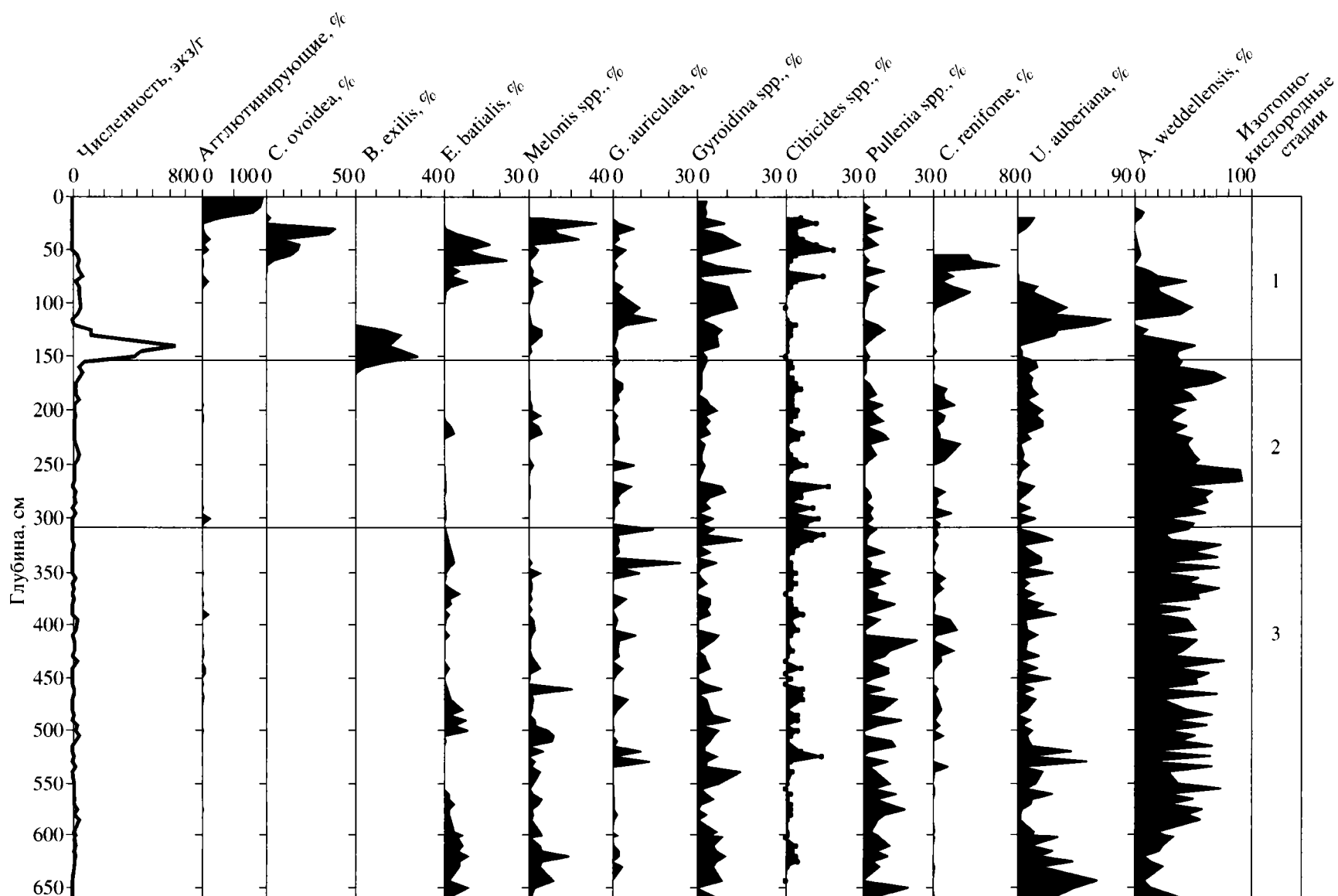


Рис. 3. Количественное распределение видов бентосных фораминифер в осадках колонки GS-11 из южной части Берингова моря.

симальное количество которой приносится в море именно в это время. Многочисленные популяции этого вида отмечены на северо-западном (Caralp, 1989) и юго-западном (Schmiedl, Mackensen, 1997) склонах Африки в зоне прямого влияния апвеллинга а также в Мексиканском заливе, вблизи устья р. Миссисипи (Rasmussen et al., 2002). Представители рода *Bulimina* легко переносят дефицит кислорода в придонных водах (Хусид, 1977; Басов, 1978; Sen-Gupta, Machian-Castillo, 1993).

Почти постоянно на всем протяжении колонки встречаются следующие виды: *Gyroidina orbicularis* (Orbigny), *G. soldanii* (Orbigny), *Cibicides kullenbergi* Parker, *C. lobatulus* (Walker et Jacob), *Melonis barleeanus* (Williamson), *M. umbilicatum* (Montagu), *Globobulimina auriculata* (Bailey), *Elphidium batialis* Saidova, *Pullenia sphaeroides* (Orbigny). Относительное содержание каждого из этих видов в ледниковых комплексах (МИС 3 и МИС 2) обычно меньше 10%, в распространении некоторых из них выявляется определенная закономерность. Так, *E. batialis* и виды рода *Melonis* чаще встречаются и более обильны в комплексах МИС 3, в то время как виды рода *Cibicides* чаще встречаются в осадках МИС 2. Роль этих видов в дегляциальном комплексе заметно сокращается.

В голоценовых осадках относительное содержание этой группы существенно увеличивается, причем роль каждого из видов группы меняется в течение голоцена. В раннем голоцене (11.2–8.8 тыс. календ. лет назад) заметную роль играет *G. orbicularis*, который вместе с *A. weddellensis* и *U. auberiana* составляет здесь ядро ассоциации. После 9.1 и до 6.2–5.6 тыс. календ. лет назад вместе с *G. orbicularis* на первый план выходит *E. batialis* и *C. reniformis* (до 14–20% каждый), постоянно присутствуют *Globobulimina auriculata* и виды рода *Cibicides*. В течение короткого периода в среднем голоцене (6.2–2.5 тыс. календ. лет назад) большую роль играет вид *Chilostomella oolina*, на его долю приходится до 20–40% от суммарного количества раковин. В этот период, отмеченный резким (на порядок) падением общей численности бентосных фораминифер, возрастает роль представителей рода *Melonis*.

Общей чертой голоценовых видов можно считать их ареалы распространения. Все они в настоящее время обитают в глубоководных районах Берингова и Охотского морей, достигая наибольшей численности в диапазоне глубин от 2500–3000 м (Саидова, 1961).

Экология этих видов различна (Corlis, 1991; Jorisson, 1999; Wang et al., 2001). Представители рода *Cibicides* обитают на поверхности осадка, т.е. относятся к эпифауне и питаются взвешенными органическими частицами. Виды родов *Gyroidina*, *Elphidium*, *Melonis*, *Pullenia* представляют

так называемую “shallow” (поверхностную) инфауну, обитая на поверхности осадка и в его подповерхностном слое (до 2–4 см) и используя в качестве пищи, в основном, лабильное органическое вещество и бактерии. *Chilostomella oolina* и *Globobulimina auriculata* являются глубокой инфауной, проникая в осадок глубже 4 см и питаясь остаточным органическим веществом, не усвоенным другими организмами. Эти виды принято относить к “высокопродуктивной” группе (Loubere, Fariduddin, 1999). Вид *E. batialis* обнаружен в продуктивных районах северной части Тихоокеанского региона: на склонах Алеутской и Командорской котловин в Беринговом море, вблизи островов Хоккайдо и Хонсю, а также в районе Курило-Камчатского желоба (Саидова, 1961).

В позднем голоцене (последние 2 тыс. лет – верхние 20 см осадков) доминируют (83–99%) агглютинирующие виды: *Rhabdammina parabysosorum* Stschedrina, *Hormosina normani* Brady, *Ammolagena clavata* (Parker et Jones), *Labrospira jeffreysi* (Williamson), *Cribrostomoides subglobosus* (Sars), *Karrerella baccata* (Schwager) и другие. Некоторые из них встречаются и в нижнем, и среднем голоцене. В ледниковых ассоциациях встречается только один агглютинирующий вид *K. baccata*.

Гидрологические изменения. Проведенный анализ состава и структуры сообществ бентосных фораминифер в разрезе колонки GC-11 позволяет восстановить в общих чертах палеоокеанологическую историю Беринговоморского бассейна за последние 54 тысячи лет.

Судя по характеру распределения бентосных фораминифер, на протяжении ледниковых стадий МИС 3 и МИС 2 (от 54.2 до 14.8 тыс. календ. лет назад) придонные (и, вероятно, поверхностные) условия в южной части Берингова моря характеризовались относительной стабильностью и были мало благоприятны для развития донной фауны. На это указывает постоянно низкая численность фораминифер в течение рассматриваемого интервала времени (рис. 2), которая увеличивалась в 3–4 раза только во время коротких эпизодов относительного потепления около 52, 45, 38 и 23 тыс. календ. лет назад, соответствующих интерстадиалам Дансгаарда–Эшгера 14, 12, 8 и 2 (Gorbarenko et al., 2005). Продуктивность поверхностных вод в эти периоды, вероятно, также заметно возрастала, о чем свидетельствуют следующие факты. Во-первых, в соответствующих ассоциациях бентосных фораминифер уменьшалась доля “фитодетритового” вида *Alabaminella weddellensis*, нуждавшегося в постоянных поставках свежего органического вещества (как раз в эти кратковременные периоды уменьшалась доля *Alabaminella weddellensis*, что вероятно, было результатом улучшения условий поверхностных вод и менее выраженной сезонности развития фито-

планктона). Во время данных интерстадиалов (ИС) меньшую роль играл вид детритофаг *U. auberiana*, принадлежащий инфауне. Во-вторых, численность планктонных видов в это время существенно увеличивалась (Gorbarenko et al., 2005), достигая 98–99% всей ассоциации фораминифер (в остальное время ледниковья их доля составляет 60–90%). В-третьих, концентрации $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в осадках этих периодов увеличиваются на фоне их низких содержаний в течение всего ледниковья.

С наступлением дегляциации около 14.9 тыс. лет назад (начало МИС 1) условия в бассейне резко меняются, что приводит к значительным изменениям в составе фаунистического комплекса. Период дегляциации в южной части Берингова моря, также как в Охотском море и в северной части Тихого океана отмечен двумя пиками в содержании $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в осадках, значительным облегчением изотопного состава кислорода в раковинах планктонных и бентосных фораминифер и обогащением осадков биогенными компонентами (диатомеи, фораминиферы) (Keigwin et al., 1992; Keigwin, 1998; Kiefer et al., 2001; Gorbarenko, 1996; Gorbarenko et al., 2002; Gorbarenko et al., 2005). Эти события совпадают с потеплениями Беллинг–Аллерод в конце плейстоцена (14.9–12.3 тыс. лет назад) и с пребореальным потеплением в начале голоцена (11–8 тыс. лет назад), которые сопровождались ускоренным таянием ледников в Северном полушарии. Так, например, некоторые исследователи считают, что Аляскинский шельф вблизи о. Кадьяк (западный остров Алеутской гряды) освободился от ледника 14.7 тыс. лет назад (Mann, Peteet, 1994). Ускоренное таяние ледников во время двух теплых эпизодов (терминаций) дегляциации явилось причиной так называемых импульсов талых вод (MWP 1A и 1B; Fairbanks, 1989) и ускоренного подъема уровня Мирового океана (Mann, Hamilton, 1995; Perry, Hsu, 2000). Это приводило к усилению Аляскинского круговорота и увеличению притока северо-тихоокеанских вод в Берингово море через становившимися более глубокими проливы в Алеутской дуге. В результате повышения уровня моря увеличивается поступление терригенного органического материала. Профили растительных *n*-алканов (*n*-alkanes) наземного происхождения и скоростей осадконакопления за последние 30 т. л. в Охотском море показали максимум во время дегляциации (Seki et al., 2003). Данные по атомарному отношению углерода к азоту органики (Nuernberg, Tiedemann, 2004) и результаты анализа алкенов органики в осадках Охотского моря (Ternois et al., 2001) показывают значительное повышение температуры поверхностных вод (на 2–3°C) и поступление терригенной органики в этот окраинный бассейн во время MWP 1A вследствие, вероятно, ускоренного повышения уровня моря и усиления привноса терригенного материала. Благодаря от-

ступанию льда и увеличивающемуся поступлению талых вод происходит активное цветение кокколитофорид, которые получают преимущество над диатомовыми в условиях отсутствия притока кремнезема из глубин (Seki et al., 2004). Значительные аномалии соотношений стабильных изотопов углерода и азота в органическом веществе во время последней дегляциации в Беринговом море объясняются подавлением вертикального перемешивания и низким содержанием биогенных элементов в поверхностных водах из-за притока талой воды из горных ледников прилегающей суши (Nakatsuka et al., 1995).

Потепление во время дегляциации и рост продуктивности в Беринговом море отражены в относительно тепловодном составе планктонных фораминифер, в резком увеличении их численности. Хорошая сохранность их раковин указывает на уменьшение растворения карбонатных раковин в придонных водах (Gorbarenko et al., 2005). В ассоциации бентосных фораминифер отмечен значительный рост их численности (в несколько раз по сравнению с ледниковьем). Доминирующим в это время становится вид *Bulimina exilis*, характерный для районов со стабильно высокой продуктивностью. Массовое развитие популяции *Bulimina exilis* во время дегляциации, скорее всего, объясняется способностью вида усваивать пищу наземного происхождения, максимальное количество которой приносится в море именно в это время.

Период дегляциации прерывался кратковременным эпизодом похолодания, отвечающим событию позднего дриаса (12.3–11.2 тыс. календ. лет назад), когда численность бентосных видов резко упала до значений, характерных для ледниковья (не более 12 экз/г осадка) и их доля в суммарной численности планктонных и бентосных фораминифер выросла до 30–50%. Исчезли дегляциальный вид *Bulimina exilis*, и “фитодетритовый” *A. weddellensis*. Одновременно получила развитие фауна, сходная с таковой ледниковой эпохи, ведущую роль в позднем дриасе играет *Uvigerina auberiana* и в несколько меньшей степени *Globobulimina auriculata*. Таким образом место фитодетритовых видов занимают исключительно представители инфауны, зарывающиеся глубоко в осадки и способные усваивать остаточное органическое вещество, захороненное в осадках. Такой состав фауны позволяет говорить об избирательном растворении карбонатных раковин и уменьшении продуктивности поверхностных вод. На это же указывает повышение доли бентосных видов в суммарном количестве фораминифер, а также падение численности планктонных фораминифер в осадках до минимальных значений и следы интенсивного растворения на их раковинах (Gorbarenko et al., 2005). Значительное похолодание позднего дриаса хорошо фиксируется и в других параметрах:

утяжеление изотопного состава кислорода в раковинах планктонных (*Neogloboquadrina pachyderma*) и бентосных (*Uvigerina auberiana*) фораминифер, уменьшение содержания карбонатного и органического углерода, увеличение концентраций материала ледового разноса (Gorbarenko, 1995; Gorbarenko et al., 2005).

Период около 8.8–2.5 тыс. лет назад отмечен трансформацией гидрологического режима Берингова моря и, соответственно, его биоты. Судя по относительно высокому содержанию в осадках CaCO_3 (до 7%) и $\text{C}_{\text{орг}}$ (до 0.8%), а также высокой примеси в них диатомей, продуктивность поверхностных вод по сравнению с дегляциацией понизилась незначительно. Изменения отразились прежде всего на количественном распределении бентосных фораминифер, численность которых упала до 40–60 (8–6 тыс. лет назад) и 3–7 экз/г осадка (6–2.5 тыс. лет назад), а их доля в фораминиферовой ассоциации уменьшилась до 1–5%. Видовой состав также претерпел существенные изменения. Виды, широко распространенные в осадках дегляциации, такие как *Alabaminella weddellensis*, *Uvigerina auberiana*, *Globobulimina auriculata* и *Bulimina exilis*, исчезают или теряют свою доминирующую роль, и на первый план выходит группа глубоководных видов, которая до этого имела второстепенное значение: *Gyroidina orbicularis*, *G. soldanii*, *Elphidium batialis*, *Melonis barleeanus*, *M. umbilicatum*, *Cibicides kullenbergi*, *C. lobatulus*, *Chilostomella oolina*. Все они в настоящее время в Беринговом и Охотском морях обитают на глубинах, предельных для известковых видов и занимают различные уровни в осадках: некоторые из них живут на поверхности осадка (род *Cibicides*), другие (представители родов *Gyroidina*, *Elphidium*, *Melonis*, *Pullenia*) в его поверхностном слое (до 2–4 см) или зарываются глубже 4 см (*Chilostomella oolina*, *Globobulimina auriculata*) (Corlis, 1985, 1991). Увеличение в среднем голоцене роли видов, обитающих в осадке глубже 4 см (до 20–40%), свидетельствует об усилении влияния растворения в придонных водах. В заметном количестве (до 12–14%) присутствуют агглютинирующие виды, что также указывает на усиление агрессивности придонных вод по отношению к карбонату кальция. Об этом же свидетельствует и сохранность раковин планктонных видов в осадках, которая заметно ухудшается на протяжении этого временного интервала (Gorbarenko et al., 2005).

В результате изучения биогенных компонентов осадка, содержания элементов органической триады и биомаркеров (алкенонов, н-алканов, карбоната кальция, биогенного опала и др.) в Охотском море (Горбаренко и др. 2000; Gorbarenko et al., 2002; Seki et al., 2004) было выявлено, что в течение дегляциации и в раннем голоцене определяющую роль в фитопланктоне Охотского мо-

ря играли кокколитофориды и в осадках накапливались раковины карбонатных микроорганизмов (кокколиты, планктонные и бентосные фораминиферы). Позднее, в среднем и позднем голоцене главную роль стали играть диатомей, что связано, по их мнению, с изменением гидрографии (активизация вертикального перемешивания поверхностных и подповерхностных вод зимой) и с увеличением снабжения кремнезема подповерхностных вод благодаря усилению притока вод из северной части Тихого океана. В Беринговом море ситуация была во многом сходной. Однако, если тенденции в развитии микроорганизмов с карбонатным скелетом и продуцирование органического вещества в Беринговом море и северо-западной части Тихого океана принципиально не отличались от Охотоморского бассейна, то темпы продуцирования диатомей были совершенно другими (Gorbarenko, 1995). В осадках Берингова моря, отложившихся во время первой фазы дегляциации (MWP 1A) наблюдается повышение содержания диатомей, последующее понижение во время похолодания позднего дриаса, и повторное значительное повышение, синхронное с событием MWP 1B, т.е. здесь накопление диатомовых илов начинается уже в раннем голоцене в отличие от Охотского моря, где они формируются только в последние 4–6 тыс. лет.

Наиболее драматические изменения в составе бентосных фораминифер произошли в последние 2–2.5 тысячи лет, известковые виды были полностью замещены агглютинирующими, одновременно из осадков исчезли раковины планктонных фораминифер. Эти изменения связаны с резко возросшим дефицитом ионов Са в придонных водах, который одновременно проявился в Беринговом и Охотском морях и в северо-западной части Тихого океана, что указывает на региональный характер этого явления. В настоящее время здесь на глубинах 3000 м обитают фораминиферные сообщества, представленные исключительно агглютинирующими видами (Саидова, 1961).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ состава и количественного распределения бентосных фораминифер в верхнеплейстоценовых–голоценовых осадках южной части Берингова моря позволяет выявить следующие основные черты гидрологической эволюции в южной части Берингова моря.

1. На протяжении морских изотопных стадий МИС 3 и МИС 2 (54–14.8 тыс. календ. лет назад) придонные условия в южной части Берингова моря характеризовались относительной стабильностью и были мало благоприятны для развития бентосной фауны. Аналогично ледниковому периоду в Охотском море (Хусид, Басов, 1999), про-

дуктивность вод данного окраинного бассейна носила сезонный характер, на что указывает доминирование в ассоциации фитодетритового вида *Alabaminella weddellensis*. Судя по видовому и количественному составу бентосных и планктонных фораминифер и диатомей, а также изотопно-геохимическим результатам некоторые потепления среды Берингова моря происходили лишь в короткие периоды, совпадающих с теплыми ДЭ межстадиалами 14, 12, 8 и 2 (около 52, 45, 38 и 23 тыс. календ. лет назад, Gorbarenko et al., 2005).

2. Первая и вторая фазы дегляциации, разделенные похолоданием позднего дриаса, в ассоциации бентосных фораминифер отмечены значительным ростом их численности (на порядок выше по сравнению с ледниковьем в первую стадию и в 2–3 раза во вторую) и уменьшением доли в суммарном составе (бентосные и планктонные виды). Доминирующим в первую фазу дегляциации становится вид *Bulimina exilis*, характерный для районов со стабильно высокой продуктивностью и способный утилизировать терригенный органический материал. Полученные микропалеонтологические и изотопно-геохимические результаты указывают на кардинальные потепления среды и повышение продуктивности Берингова моря во время потеплений беллинг-аллерод и начала голоцена. Во время глобального для Северного полушария похолодания позднего дриаса условия среды Берингова моря были также близки к ледниковым.

3. На протяжении голоцена усиливается роль агглютинирующих фораминифер, свидетельствующих об увеличении дефицита ионов Са в придонных водах и усилении процессов растворения карбонатных раковин вплоть до полного исчезновения известковых видов приблизительно 2–2.5 тыс. календ. лет назад.

4. Судя по количественному распределению бентосных фораминифер в разрезе колонки GC-11, продуктивность вод в южной части Берингова моря на протяжении последних 54 тыс. лет испытывала в целом незначительные колебания, существенно увеличиваясь лишь во время первой стадии дегляциации, т.е. 14.9–12.3 тыс. лет назад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов И.А. Роль апвеллинга в распространении фораминифер отряда *Buliminida* // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 171–183.
- Басов И.А., Горбаренко С.А., Хусид Т.А. Гидрология Охотского моря в последнее ледниковье по данным фораминиферного анализа // Докл. РАН. 2000. Т. 375. С. 680–684.
- Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С. и др. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 58–72.
- Горбаренко С.А., Чеховская М.П., Соутон. Дж.Р. О палеосреде центральной части Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Океанология. 1998. Т. 38. С. 305–308.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадконакопления в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
- Саидова Х.М. Экология бентосных фораминифер и палеогеография Дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1961. 232 с.
- Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: ИО АН СССР, 1975. 863 с.
- Хусид Т.А. Биоценозы бентосных фораминифер в районе Перуанско-Чилийского желоба // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1977. Т. 108. С. 25–36.
- Хусид Т.А., Басов И.А. Позднечетвертичная гидрологическая история Охотского моря по фораминиферам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 41–52.
- Чеховская М.П. Распределение бентосных фораминифер в северо-восточной части Берингова моря // Океанология. 1973. Т. 13. № 4. С. 691–696.
- Чеховская М.П., Басов И.А. Планктонные фораминиферы в осадках Охотского моря (ст. V34-90): последние 20 000 лет // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 104–115.
- Bubenshchikova N., Nuernberg D., Korsun S. et al. Foraminiferal microhabitats in the Okhotsk Sea: implication for paleoecology // Deep Sea Research. Part 1. (in press).
- Caralp M.N. Abundance of *Bulimina exilis* and *Melonis barleeianum*. Relationship to the quality of marine organic matter? // Geo-Marine Letters. 1989. V. 9. P. 37–43.
- Corlis D.H. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments // Nature. 1985. V. 314. P. 435–438.
- Corlis D.H. Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean // Marine Micropaleontology. 1991. V. 17. P. 195–236.
- Fairbanks R.G. A 17000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation // Nature. 1989. V. 342. P. 637–642.
- Gooday A.J. Response of benthic foraminifera to the deposition of phytodetritus in deep sea // Nature. 1988. V. 332. P. 70–73.
- Gorbarenko S.A. Stable isotope and lithologic evidence of Late-Glacial and Holocene oceanography of the northwestern Pacific and its marginal seas // Quatern. Res. 1996. V. 46. P. 230–250.
- Gorbarenko S.A., Nuernberg D., Derkachev A.N. et al. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geol. 2002. № 183. P. 107–129.
- Gorbarenko S.A., Basov I.A., Chekhovskaya M.P., Southon J.R. Orbital and millenium scale environmental changes in the southern Bering Sea during last glacial-Holocene: geochemical and paleontological evidence // Deep-Sea Res. Pt. 2. 2005. V. 52. P. 2174–2185.
- Gorbarenko S.A., Khusid T.A., Basov I.A. et al. Glacial-Holocene environment of the southern Okhotsk Sea: evidence from geochemical and paleontological data // Palaeogeogra-

- phy, *Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. V. 177. P. 237–263.
- Jorisson F.J. Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface // *Modern foraminifera*. Kluwer Academic Publishers / Ed. Barun K., Sen Gupta. Printed in Great Britain. 1999. P. 161–179.
- Keigwin L.D. Glacial-age hydrology of the Northwest Pacific // *Paleoceanography*. 1998. V. 4. P. 323–339.
- Keigwin L.D., Jones G.A., Froelich P.N. A 15000 year paleoenvironmental record from Meiji Seamount, far northwestern Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 111. P. 425–440.
- Kiefer T., Sarnthein M., Erlenkeuser et al. North Pacific response to millennial-scale changes in ocean circulation over the last 60 kyr // *Paleoceanography*. 2001. V. 16. P. 179–189.
- Loubere P., Fariduddin M. Quantitative estimation of global patterns of surface ocean biological productivity and its seasonal variation on time scales from centuries to millennia // *Global Biogeochem. Cycles*. 1999. V. 13. P. 115–133.
- Mann D.H., Hamilton T. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of the North Pacific coast // *Quatern. Sci. Rev.* 1995. V. 14. P. 449–471.
- Mann D.H., Peteet D.M. Extent and time of the Last Glacial Maximum in southwest Alaska // *Quatern. Res.* 1994. V. 42. P. 136–148.
- Meese D.A., Gow A.J., Alley R.B. et al. The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 401–413.
- Nakatsuka T., Watanabe K., Handa N., Matsumoto E. Glacial to interglacial surface nutrient variations of Bering deep basins recorded by $\delta^{13}\text{C}$ and by $\delta^{15}\text{N}$ of sedimentary organic matter // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. P. 1047–1061.
- Ohkushi K., Thomas E., Kawahata H. Abyssal benthic foraminifera from the Northwestern Pacific (Shatsky Rise) during the last 298 kyr // *Marine Micropaleontology*. 2000. V. 38. P. 119–147.
- Nuernberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the Last 1.2 million years // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. P. 1029–1052.
- Perry A.C., Hsu K.J. Geophysical, archaeological, and historical evidence support a solar-output model for climate change // *PNAS*. 2000. V. 97. P. 12433–12438.
- Rasmussen T.L., Thomsen E., Troelstra S.R. et al. Millennial-scale glacial variability versus Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60000 years // *Marine Micropaleontology*. 2002. V. 47. P. 143–176.
- Sancetta C. Primary production in the glacial North Atlantic and North Pacific oceans // *Nature*. 1992. V. 360. P. 249–251.
- Seki O., Ikehara M., Kawamura K. et al. Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. P. 1016–1029.
- Sen Gupta B.K., Machain-Castillo M.L. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitat. *Marine Micropaleontology*. 1993. V. 20. P. 183–201.
- Schmiedl G., Mackensen A. Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean; evidence from benthic foraminifera // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 130. P. 43–80.
- Ternois Y., Kawamura K., Keigwin L. et al. A biomarker approach for assessing marine and terrigenous inputs to the sediments of the Sea of Okhotsk for last 27.000 years // *Geochem. et Cosmochem. Acta*. 2001. V. 65. № 5. P. 791–802.
- Thomas E., Booth L., Maslin M., Shackleton. N.J. Northeastern Atlantic benthic foraminifera during the last 45.000 years: Changes in productivity seen from the bottom up // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. P. 545–562.
- Thomas E., Kiefer T., Smart C. The last 40 kyr: benthic foraminifera at the eastern margin of the North Atlantic subtropical gyre // *Abstracts of the 6 th International Conference on Paleoceanography*. 1998. Lisbon. P. 219.
- Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L. et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon records from Hulu Cave, China // *Science*. 2001. V. 294. P. 2345–2348.

Рецензенты М.Е. Былинская,
В.С. Вишневецкая

УДК 551.807:551.79(571.5)

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МАТЕРИАЛА ИСКОПАЕМЫХ НОР СУСЛИКОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗОВИЙ р. КОЛЫМЫ

© 2006 г. Д. А. Лопатина*, О. Г. Занина**

*Геологический институт РАН, Москва

**Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино

Поступила в редакцию 21.06.2005 г., получена после доработки 20.09.2005 г.

Проведено сравнительное изучение спор и пыльцы из отложений, вмещающих и заполняющих ископаемые норы сусликов, их помета и крупных растительных остатков (плодов, семян, веток и листьев) из нор этих животных из верхнеплейстоценовых отложений разрезов Дуванный яр, Станчиковский яр и Зеленый Мыс Колымской низменности. Палинологическим и макрофлористическим методами устанавливаются роды *Salix*, *Lychnis*, *Silene*, *Draba*, *Potentilla*, *Larix* и семейства *Рoaceae*, *Polygonaceae*, *Сyperaceae*, *Compositae*, *Potentilla*, *Leguminosae*. Различия качественного и количественного состава комплексов спор и пыльцы и крупных растительных остатков из нор обусловлены биологическими особенностями растений, различиями в характере фоссилизации микро- и макроостатков, географическими условиями конкретной территории, различиями в генезисе комплексов (аллохтонный для микрофоссилий, автохтонный для макроостатков), а также недостаточной изученностью морфологии спор и пыльцы некоторых родов. Комплексный палеоботанический анализ позволяет сделать вывод о существовании в позднем плейстоцене на рассматриваемой территории сообществ влажных и суховатых тундр с включением местообитаний, занятых пионерной и степной растительностью.

Ключевые слова. Верхний плейстоцен, каргинские слои, р. Колыма, ледовый комплекс, норы ископаемых грызунов, палеоботанический анализ.

ВВЕДЕНИЕ

В большинстве верхнеплейстоценовых разрезов и обнажений низовий р. Колымы вскрываются своеобразные алевроитовые отложения (криопедолиты), пронизанные мощными жилами льда – отложения ледового комплекса. Характерной особенностью этих толщ является их высокая льдистость, которая может достигать 80–90% на побережье, но чаще составляет 40–60%. Отложения ледового комплекса слагают многочисленные останцы позднеплейстоценовой равнины на севере Якутии, сильно разрушены термокарстом и носят местное название “едома”. Согласно стратиграфической схеме исследуемого района, едомные отложения относят к верхнему плейстоцену (Решения Межведом. ..., 1987). В едомном надгоризонте выделяют ойягосский, молотковский и мусхаинский горизонты, в целом сопоставляемые с зырянским, каргинским и сартанским горизонтами сибирской схемы. На присутствие ископаемых нор в многолетнемерзлых отложениях ледового комплекса указывали Т.Н. Каплина и др. (1978), С.В. Томирдиаро, Б.И. Черненький (1987), С.В. Губин, Б.Ф. Хасанов (1996), Г.Г. Боесков, И.Н. Белолубский (2000). Ископаемые норы грызунов (леммингов, сусликов и мышей), встре-

ченные *in situ* в этих толщах, являются одним из наиболее удобных и информативных объектов для получения сведений об условиях формирования отложений ледового комплекса. Эти древние убежища представляют собой своеобразные комплексные захоронения остатков растений, животных, насекомых, почвенного и другого материала, занесенного с дневной поверхности, который являлся частью биогеоценоза, располагавшегося в непосредственной близости от норы.

В статье приводятся результаты изучения растительных остатков (спор, пыльцы, плодов, семян, веток и листьев) из отложений, вмещающих и заполняющих норы сусликов, их помета из трех верхнеплейстоценовых обнажений Колымской низменности – Дуванный яр, Станчиковский яр и Зеленый Мыс. Рассматриваемые разрезы расположены между 68° и 69° с.ш. в поясе современных притундровых редколесий (подзона северной тайги), где имеются нарушенные местообитания (байджерахи, береговые откосы и пр.) с пионерной и степной растительностью (рис. 1). Исследованные ископаемые норы располагались на глубине около 40 м от дневной поверхности в толщах, не оттаивавших с момента своего промерзания, и относятся к слою каргинского (молотковского) вре-

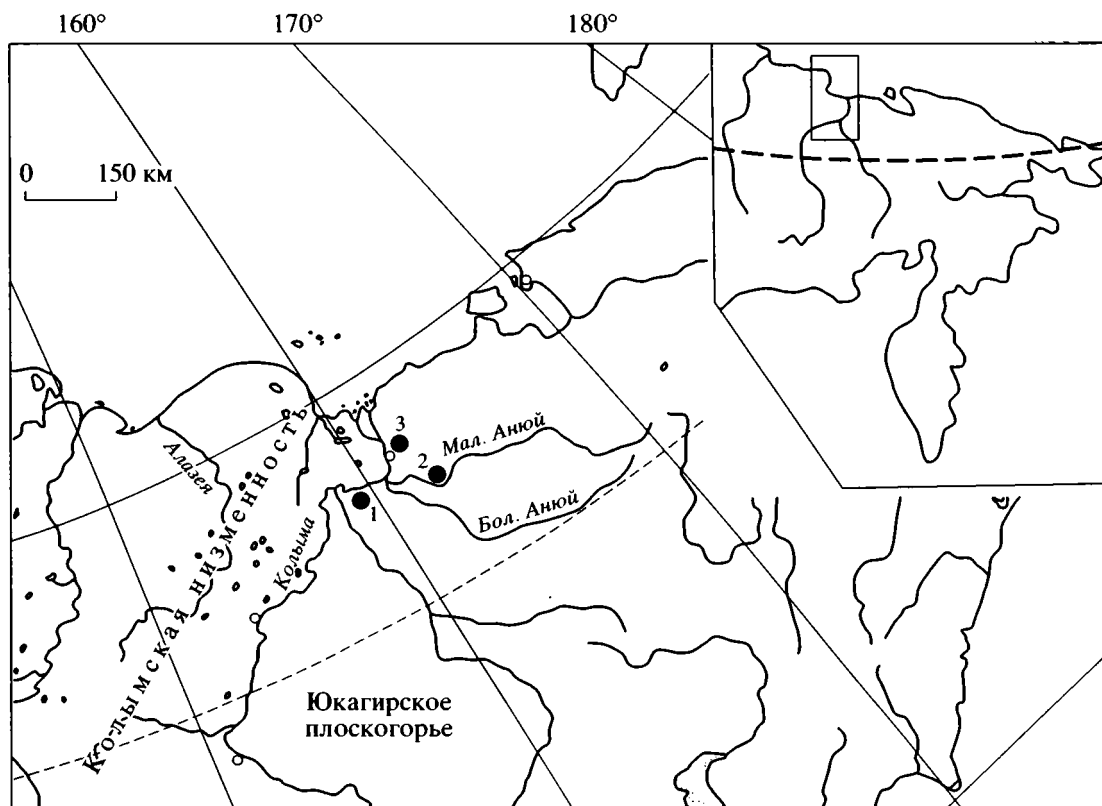


Рис. 1. Расположение изученных разрезов на Колымской низменности.

1 – Дуванный яр; 2 – Станчиковский яр; 3 – Зеленый Мыс.

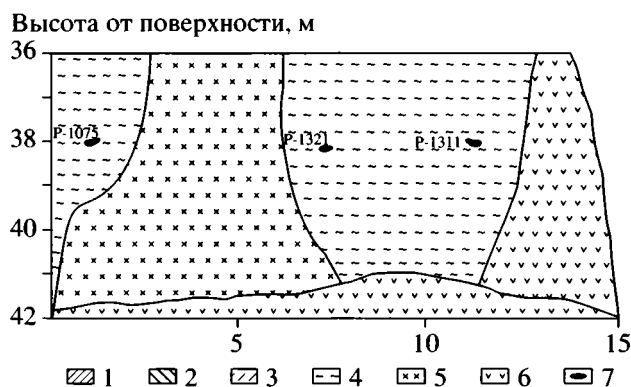


Рис. 2. Расположение ископаемых нор грызунов в стенке обнажения Дуванный яр.

1 – современная почва; 2 – погребенная почва; 3 – покровный слой; 4 – алеурит; 5 – ледяная жила; 6 – осыпь; 7 – ископаемые норы.

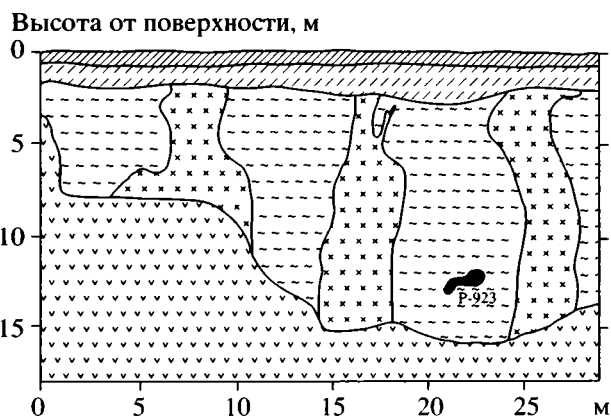


Рис. 3. Расположение ископаемой норы в стенке обнажения Зеленый Мыс.

Усл. обозначения см. на рис. 2.

мени (50–26 тыс. лет назад). Радиоуглеродное датирование растительного материала трех нор показало следующий возраст (лет): Р-1075 (Дуванный яр) – 31800 ± 310 (Beta 157195), Р-923 (Зеленый Мыс) – 32800 ± 1400 (ИЭМЭЖ 1178), Р-1010 (Станчиковский яр) – 27700 ± 300 (ГИН 10874). Норы Р-1311 и Р-1321 из обнажения Ду-

ванный яр располагались в мерзлой толще на глубине около 38–40 м от поверхности в слое, где была обнаружена нора Р-1075 (рис. 2, 3, 4).

Одновозрастность образцов из нор и вмещающих их отложений обеспечивается методикой отбора, с учетом разницы глубины их захоронения.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

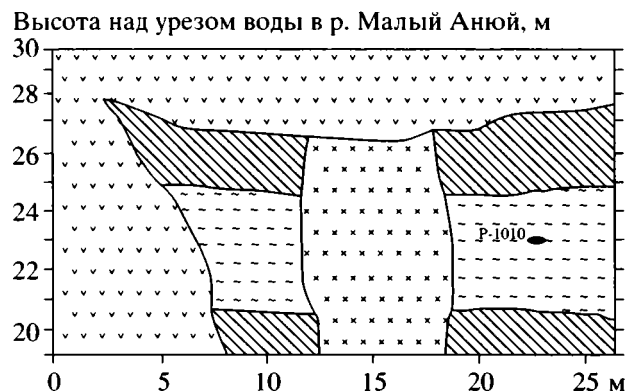


Рис. 4. Расположение ископаемой норы в стенке обнажения Станчиковский яр.

Усл. обозначения см. на рис. 2.

Как было показано ранними исследованиями (Губин и др., 2003; Занина, 2005), большинство камер располагалось на глубине 60–80 см от бывшей дневной поверхности, поэтому образцы вмещающей толщи отбирались из слоя 60–80 см над камерой.

Исследуемые норы принадлежат арктическому суслику *Citellus (Urocitellus) parryi* Richardson, 1825, заселяющему сухие, хорошо дренируемые участки, обрывы берегов рек, оврагов, повышения микрорельефа и склоны южной экспозиции. Простота их устройства (одно- или двухкамерные сооружения без системы ходов), хорошая сохранность находящегося в них биологического материала, плотная закупорка хода пробкой из однообразного по составу и строению алевроита подтверждают факт их кратковременного использования и быстрого перехода в ископаемое состояние. Наличие в камерах сублимационного льда без органических и минеральных примесей свидетельствует о переходе камеры в погребенное и многолетнемерзлое состояние в условиях низкой влажности вмещающего ее материала. Семена высших растений из ископаемых нор, сохранившие свою жизнеспособность в течение 30 тыс. лет, из которых в лабораторных условиях были получены побеги растений, свидетельствуют о непродолжительном нахождении нижних частей камер над слоем многолетней мерзлоты, низких температурах в них летом и быстром переходе сооружений в погребенное и вечномерзлое состояние (Яшина и др., 2002; Губин и др., 2003). Специфика захоронения и последующего нахождения ископаемых нор в многолетнемерзлых отложениях обеспечивает хорошую длительную сохранность органического материала и создает широкие возможности для палеореконструкций.

Споры и пыльца из опорного разреза верхнеплейстоценовых отложений Дуванный яр подробно изучены Р.Е. Гитерман (Каплина и др., 1978; Гитерман, 1985). Этим исследователем охарактеризованы палинологические комплексы из четырех горизонтов разреза (алевритов, залегающих в основании разреза, торфяника, ледового комплекса и верхнего покровного слоя), а также двух аласов, вложенных в осадки ледового комплекса. Первая палинологическая характеристика разреза Станчиковский яр дана Н.Г. Ивановой (Шер, 1971). Затем изучение спор и пыльцы из данного разреза продолжено Р.Е. Гитерман по материалам М.Н. Алексеева (Алексеев, Гитерман, 1972; Гитерман, 1977, 1985). Т.Н. Каплиной с соавторами (1980) установлено, что в данном обнажении вскрываются разрезы останцов водораздельной равнины (“едомы”) и расположенного между ними аласа. Палинологическое изучение аласа позволило Н.О. Рыбаковой выделить отложения, отвечающие зырянской и сартанской холодным и сухим эпохам и теплым каргинской и голоценовой. Споры и пыльца из толщи ледового комплекса у пос. Зеленый Мыс были изучены А.К. Васильчук (Ю.К. Васильчук, 1992). Анализ палинологических остатков из отложений разрезов Зеленый Мыс и Дуванный яр позволил этому исследователю выделить ритмы резких изменений содержания пыльцы и спор региональных и локальных компонентов спектров, которые соответствуют ритмам формирования сингенетических мерзлых толщ. Детальное датирование органических остатков во вмещающих отложениях и прямое датирование повторно-жильных льдов позволило связать эти ритмы с событиями Хайнриха – колебаниями периодичностью 5–10 тыс. лет, которые были выделены в морских осадках и ледниковых керлах (Васильчук, 2003).

Реконструкции палеорастительности данного региона обычно проводились на основе результатов палинологического анализа, перспективность использования которого обусловлена, прежде всего, массовой встречаемостью и удовлетворительной сохранностью спор и пыльцы в изучаемых отложениях. Однако этот метод имеет ряд недостатков, связанных с переносом пыльцы на значительные расстояния, плохой сохранностью палинологических остатков многих таксонов, что затрудняет их диагностику не только до видового, но даже и до родового уровня, а также неспособностью пыльцы некоторых родов сохраняться в ископаемом состоянии. Метод реконструкции по крупным остаткам растений (плодам, семенам, веткам, листьям) из нор животных, применяемый для рассматриваемых отложений в последние годы (Хасанов, 1999; Губин и др., 2001, 2003; Максимович и др., 2003), имеет ряд преимуществ. Расте-

тельные остатки, обнаруженные в норах, имеют хорошую сохранность, что позволяет определять по семенам, а в ряде случаев и по фрагментам вегетативных органов виды растений. Кроме того, в этом случае исключается занос, поскольку зверьки делали запасы вблизи норы.

Особый интерес при изучении нор приобретает методика сравнительных палинологических исследований образцов отложений, вмещающих и заполняющих нору, и помета грызунов. Подобный подход к изучению четвертичных отложений применялся Л.Г. Динесман и Е.П. Метельцевой (1967) при изучении погребенных почв и копролитов сусликов из голоценовых отложений Бурятии. Н.К. Пановой с соавторами (1988) при исследовании палинологических спектров ископаемого аллювия и помета леммингов и полевков из отложений предположительно зырянского возраста нижнего течения р. Оби. Проведенные палеоботанические исследования Колымской низменности базируются на комплексном анализе крупномерных остатков растений и микрофитофоссилий. Результаты макрофлористического и спорово-пыльцевого анализов взаимно дополняют друг друга и отражают различные по уровню обобщения характеристики растительности. Автохтонный генезис местонахождений растительных остатков в норах мелких млекопитающих позволяет реконструировать локальный тип растительности в пределах более широкого флористического фона, устанавливаемого по данным палинологического анализа. Важное палеоэкологическое и тафономическое значение имеет сравнительный анализ комплексов микро- и макрофлоры, позволяющий установить причины их сходства и различий на родовом и семейственном уровнях. Проверка сходимости двух рассматриваемых подходов может быть осуществлена с помощью изучения спор и пыльцы, выделенных из отложений, вмещающих и заполняющих нору и помета мелких млекопитающих, с крупными остатками растений, обнаруженными в этих норах.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Из материала, содержащегося в камерах и ходах ископаемых нор, были выделены для детальных исследований и диагностики крупные остатки растений – плоды, семена, листья, стебли и корешки. В материале из нор, анализируемых в настоящей работе, преобладают плоды и семена. Если их в камере много (600–800 тысяч экз. в одной норе), берется средняя выборка и оценивается обилие в образцах; при этом применялась следующая градация: единично или мало (+) – до 10 экз.; в заметном количестве (++) – 10–50 экз.; много (+++) – более 50 экз. Кроме средней пробы, просматривался весь растительный материал ис-

копаемой норы на предмет выявления неучтенных таксонов. В норах Р-1010, Р-1311 и Р-1321 в большом количестве содержится подстилка (гнездовые камеры) (Занина, в печати). Материал подстилки (стебли злаков и осок, веточки и листья кустарничков, фрагменты мхов) подсчитывался так же, как и карпологические остатки.

Обработка образцов на спорово-пыльцевой анализ проводилась с использованием сепарационного метода В.П. Гричука, применяемого во многих палинологических лабораториях (Пыльцевой анализ, 1950; Палеопалинология, 1966; и др.). Просмотр препаратов, определение и подсчет микрофитофоссилий проводился на микроскопе LOMO MICMED 2 при увеличении в 400 и 600 раз. Степень насыщенности породы спорами и пыльцой по градации Г.М. Романовской и Н.В. Кручининой (1977), как правило, хорошая (более 200 зерен на препарат) или средняя (от 100 до 200 зерен). При просмотре пробы подсчитывались обязательные 200–250 палинологических остатков, затем продолжался просмотр оставшейся части мацерата (еще несколько препаратов) с целью выявления новых таксонов. Далее вычислялось процентное содержание участия пыльцы каждой древесной и кустарниковой породы от общего количества этой пыльцы, процент участия семейства или, когда возможно было определить, рода или вида от суммы пыльцы трав и кустарничков и процент участия каждого определенного таксона спор от общего количества всех спор. Если содержание палинологических остатков в какой-либо группе менее 50 зерен, то процентные соотношения между таксонами в ней не рассчитывались.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Систематический состав, содержание и экологическая характеристика крупных растительных остатков в исследованных норах приведены в табл. 1. (определение С.В. Максимовича, ИФХи-БПП РАН). Во всех изученных палинологических спектрах преобладает пыльца трав и кустарничков, на втором месте – споры, на третьем – пыльца деревьев и кустарников. Исключение составляет спектр из отложений норы Р-923, в котором пыльца древесных растений доминирует над спорами. Качественный и количественный состав спектров из изученных разрезов (табл. 2) позволяет отметить следующее.

1. Спектры из толщ, вмещающих норы, проб Р-1075 и Р-1311 Дуванного яра сходны по составу и характеризуются преобладанием пыльцы трав (а среди них – злаковых) и доминированием зеленых мхов среди спор. Спектр из вмещающей толщи Р-1010 Станчиковского яра сходен с ними, отличаясь большим содержанием пыльцы кустарников – ивы, ольховника, карликовой березки.

Таблица 1. Крупные растительные остатки из позднелейстоценовых нор сусликов разрезов Дуванный яр, Зеленый Мыс и Станчиковский яр Колымской низменности

Названия растений	Фрагменты растений	Дуванный яр			Зеленый Мыс	Станчи-ковский яр
		P-1075	P-1311	P-1321	P-923	P-1010
Пионеры влажных местообитаний						
Арктофила рыжеватоая <i>Arctophila fulva</i> (Trin.) Anderss.	семена					++
Лютик ползучий <i>Ranunculus repens</i> L.					+++	
Пионеры сухих местообитаний						
Марь белая <i>Chenopodium album</i> L.	семена	+				
Гулявник изменчивый <i>Sisymbrium polymorphum</i> (Murr.) Roth.	семена					++
Крупка <i>Draba</i> sp.	семена	++			+++	
Подорожник седоватый <i>Plantago canescens</i> Adams	семена	++			+	++
Одуванчик тощий <i>Taraxacum macilentum</i> Dahlst.	семена	+				+
Лапчатка прилистниковая <i>Potentilla stipularis</i> L.	семена	+				
Степные растения						
Лук торчащий <i>Allium strictum</i> Schrad.	семена	+				
Овсяница Ленская <i>Festuca lenescens</i> Drob.	семена					++
Дрёма сибирская <i>Lychnis sibirica</i> L.	семена	+				
Мак <i>Papaver</i> sp.	семена				+	
Мятлик оттянутый <i>Poa attenuata</i> Trin.	семена	+++			+	+++
Мятлик кистевидный <i>Poa botryoides</i> (Trin. ex Griseb.) Roshev	семена	+++				+++
Смолёвка ползучая <i>Silene repens</i> Patrin	семена				+	
Смолёвка узколистная <i>Silene stenophylla</i> Ledeb.	семена	+++			+++	++
Мезопсихрофиты						
Арктоус альпийский <i>Arctous alpina</i> L.	семена				+	+
Астрагал альпийский <i>Astragalus alpinus</i> L.	семена		+			
Кострец Пумпелля <i>Bromopsis pumPELLIANA</i> (Scribn.) Holub	семена				+	
Кровохлёбка аптечная <i>Sanguisorba officinalis</i> L.	семена					++
Лиственница даурская <i>Larix cajanderi</i> Mayr	семена				+	
Психрофиты						
Змеевик живородящий <i>Bistorta vivipara</i> (L.) S.F. Gray	семена		++		+++	
Осока бонандинская <i>Carex bonanzensi</i> Britt.	плоды		++			
Осока одноцветная <i>Carex concolor</i> R. Br. (C. stans Drej.)	плоды				++	+
Осока норвежская <i>Carex norvegica</i> Retz.	плоды	+				
Осока пузыреватая <i>Carex vesicata</i> L.	плоды		++			
Незабудка азиатская <i>Myosotis asiatica</i> Schischk. Et Serg.	семена				+	
Мятлик арктический <i>Poa arctica</i> R. Br.	семена					++
Синюха остролепестная <i>Polemonium acutiflorum</i> Willd. ex Roem. et Schult.	семена				+	
Лапчатка снежная <i>Potentilla nivea</i> L.	семена		+++	+++	+++	++
Щавель арктический <i>Rumex arcticus</i> Trautv.	семена	+			+	++
Мытник колымский <i>Pedicularis kolymensis</i> A. Khokhr.	семена					+
Ива Крылова <i>Salix krylovii</i> E. Wolf						+
Психрогалофиты						
Бескильница Гаупта <i>Puccinella hauptiana</i> V. Krecz.	семена					++
Мхи						
Аулакомниум болотный <i>Aulacomnium palustre</i> var. <i>imbricatum</i> Hedw.	вегетативные части					+
Политрихум можжевельниковидный <i>Polytrichum juniperum</i> Hedw.	вегетативные части					+
Обломки злаков и разнотравья			+++	+++		+++
Осока <i>Carex</i> sp.	выводковые луковички			+	+	
Ива <i>Salix</i> sp.	коробочки, листья, веточки			+++	+++	

Примечание. Латинские названия сосудистых растений приводятся по С.К. Черепанову (1995), мхов – по Л.И. Савич-Любичкой, З.Н. Смирновой (1970).

Таблица 2. Состав спор и пыльцы из отложений позднеплейстоценовых нор сусликов разрезов Дуванный яр, Зеленый Мыс и Станчиковский яр Колымской низменности (в %)

Состав спор и пыльцы	Дуванный яр							Зеленый Мыс		Станчиковский яр		
	P-1075		P-1311			P-1321		P-923		P-1010		
	ВМТ	Н	ВМТ	Н	ПМ	Н	ПМ	Н	ПМ	ВМТ	Н	ПМ
Деревья и кустарники	3.4	7.4	14.8	21.6	3.8	5.9	3	30.2	5.9	25	7.5	5.2
<i>Pinu pumila</i> Regel.	—	—	—	—	—	—	—	9.9	—	—	—	—
<i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>	+	+	—	24.4	+	—	+	42.2	—	9.8	+	—
<i>Pinu</i> s/g <i>Diploxylon</i>	—	—	—	—	—	—	—	2.8	—	—	—	—
<i>Larix</i> sp.	—	+	—	8.9	+	—	—	7	—	—	—	—
<i>Salix</i> sp.	—	+	+	6.7	—	+	+	15.5	—	17.7	+	+
<i>Alnaster fruticosus</i> Ledeb.	—	—	+	4.4	—	+	+	1.4	+	3.9	—	+
<i>Alnaster</i> sp.	+	+	+	17.9	+	+	—	11.3	+	25.5	+	+
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	—	—	—	11.1	—	—	—	—	—	3.9	—	—
<i>Betula nana</i> L.	+	+	+	22.2	+	+	+	9.9	+	35.3	+	+
<i>Betula exilis</i> Sukacz.	—	—	+	4.4	—	—	—	—	—	3.9	—	—
Травы и кустарнички	71.1	80.5	47	50.5	71.1	62.9	69.4	46.8	65.2	46.6	74.1	62.7
<i>Poaceae</i> gen. indet.	96.6	56.6	82.4	35.1	13.3	82.7	4.4	79.1	94.7	82.1	91	45.9
<i>Lychnis</i> sp.	—	0.6	—	2.9	1.3	—	4.4	—	—	1	—	0.7
<i>Minuartia</i> sp.	—	—	1	—	—	—	2.2	—	—	—	—	—
<i>Silene</i> sp.	—	0.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Stellaria</i> sp.	—	—	—	8.5	4	3.1	7.4	—	—	—	—	5.4
<i>Caryophyllaceae</i> gen. indet.	0.7	32.4	1	11.4	18.7	3.1	47.1	0.9	—	3.2	—	31.7
<i>Artemisia</i> sp.	2	6.9	3.9	20	54	7.1	22.8	10.9	0.8	7.4	1.8	9
<i>Senecio</i> sp.	—	0.6	—	1	—	—	3.7	0.9	1.5	—	3	—
<i>Compositae</i> gen. indet.	—	—	3.9	4.8	—	0.8	3.7	4.6	—	2.1	—	—
<i>Cyperaceae</i> gen. indet.	—	1.7	2.9	7.6	—	—	—	—	—	3.2	2.4	0.7
<i>Valeriana capitata</i> L.	—	—	—	—	—	2.4	2.2	—	—	—	—	0.7
<i>Draba</i> sp.	—	0.6	—	—	—	—	—	1.8	0.8	—	—	—
<i>Oxyria</i> sp.	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Potentilla</i> sp.	—	—	—	1	3.3	—	0.7	—	2.2	—	0.6	3
<i>Polemonium</i> sp.	—	—	—	—	0.7	0.8	0.7	—	—	—	—	0.7
<i>Polygonaceae</i> gen. indet.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.6	—
<i>Ericaceae</i> gen. indet.	—	—	—	1	—	—	—	1.8	—	—	—	—
<i>Gentianaceae</i> gen. indet.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.7
<i>Labiatae</i> gen. indet.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.5
<i>Leguminosae</i> gen. indet.	0.7	—	1	1.9	4	—	—	—	—	—	0.6	—
<i>Ranunculaceae</i> gen. indet.	—	—	2.9	2.9	0.7	—	0.7	—	—	1	—	—
<i>Umbelliferae</i> gen. indet.	—	—	—	1.9	—	—	—	—	—	—	—	—
Споровые растения	25.5	12.1	38.2	27.9	25.1	31.2	27.6	23	28.9	28.4	18.4	32.1
<i>Bryales</i>	96.2	+	76	55.2	90.5	46	72.3	42.7	88.1	39.6	+	82.3
<i>Asplenium</i> sp.	—	—	—	3.4	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Polypodiaceae</i> gen. indet.	—	+	12	15.6	5.7	42.9	20.5	9.3	3.4	29.3	+	11.8
<i>Sphagnum</i> sp.	1.9	+	4.8	3.4	1.9	6.3	1.8	11.1	5.1	17.2	+	1.5
<i>Equisetum</i> sp.	1.9	—	—	3.4	—	—	1.8	1.8	1.7	—	—	—
<i>Lycopodium alpinum</i> L.	—	—	2.4	—	—	1.6	—	1.8	1.7	3.5	—	—
<i>L. anceps</i> Wallr.	—	—	—	—	—	—	—	5.6	—	—	—	—
<i>L. pungens</i> La Pyl.	—	—	—	—	—	—	—	1.8	—	—	—	—
<i>Lycopodium</i> sp.	—	—	2.4	—	—	1.6	1.8	16.7	—	6.9	—	—
<i>Selaginella sibirica</i> (Milde) Hieron	—	+	2.4	15.6	1.9	1.6	1.8	—	—	3.5	—	2.9
<i>Selaginella</i> sp.	—	—	—	3.4	—	—	—	7.4	—	—	—	—
<i>Botrychium lunaria</i> Sw.	—	—	—	—	—	—	—	1.8	—	—	—	1.5

Условные обозначения: вмт – проба из отложений вмещающей толщи, н – проба из материала норы, пм – проба из помета.

2. В спектрах из материала нор Р-1311 (Дуваный яр) и Р-923 (Зеленый Мыс) заметное содержание пыльцы деревьев и кустарников. В спектрах из нор Р-1075 и Р-1311 из Дуванного яра в группе травянистых растений много пыльцы полыни и гвоздичных. Спектр Р-1010 (Станчиковский яр) близок по составу к спектру из вмещающей толщи, отличаясь единичным содержанием пыльцы деревьев и кустарников.

3. Полынь и гвоздичные преобладают в спектрах из помета Р-1311, Р-1321 (Дуваный яр) и Р-1010 (Станчиковский яр). Спектр из помета Р-923 (Зеленый Мыс) отличается от них доминированием пыльцы злаковых, единичным содержанием полыни и отсутствием гвоздичных.

Небольшое количество пыльцы деревьев и кустарников в спектрах из помета, возможно, обусловлено тем, что к моменту поедания корма эти растения уже отцвели, и в пищеварительный тракт сусликов попадала пыльца, осевшая на другие растения. Мхи, несмотря на их заметное содержание в спектрах из помета, не играли заметной роли в питании животных. Суслики использовали их в качестве подстилки или случайно захватывали при сборе корма, на котором могли сохраниться их споры. Следует согласиться с мнением Пановой и др. (1988), что в формировании спектров помета есть определенный элемент случайности. В отличие от материала вмещающей толщи и норы, здесь преобладает пыльца растений, которые цвели к моменту поедания; кроме того, попавшая в пищеварительный тракт млекопитающих пыльца некоторых таксонов могла разрушаться под действием ферментов. Выявление консортных связей животных с определенными растениями по палинологическим спектрам ископаемого помета, по всей видимости, не совсем корректно, поскольку в тундре сроки цветения сжаты и в корм животных может попадать разнообразная пыльца, которая оседает на листьях поедаемых растений. В данном случае метод определения крупных растительных остатков из нор сусликов является единственно экологически обоснованным методом изучения их питания. Тем не менее, анализ спорово-пыльцевых спектров помета необходим, поскольку дает представление о растительности небольшого участка, причем менее обобщенное, чем анализ спектров из вмещающей толщи и нор.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ МИКРО- И МАКРОФЛОР

При сопоставлении состава микро- и макрофлор (табл. 3) видно, что число семейств, определенных по спорам и пыльце, обычно выше числа семейств, установленных по крупным остаткам растений. Это обусловлено, прежде всего, массо-

вой сохранностью палинологических объектов в ископаемом состоянии. Наибольшее количество семейств определяется в спектрах из материала нор. Только по пыльце фиксируются *Betulaceae* (группа деревьев и кустарников), *Valerianaceae*, *Ericaceae*, *Gentianaceae*, *Labiatae*, *Umbelliferae* (группа трав и кустарничков), по спорам – *Polypodiaceae*, *Sphagnaceae*, *Equisetaceae*, *Lycopodiaceae*, *Sellaginaceae*, *Ophioglossaceae*. Споровые растения определяются только палинологическим методом, исключение составляют зеленые мхи, остатки которых установлены в норе Р-1010, во всех спектрах эта группа определяется до класса – *Bryales*. Только по карпологическим остаткам и вегетативным частям устанавливаются следующие семейства трав – *Boraginaceae*, *Papaveraceae*, *Plantaginaceae*, *Liliaceae*, *Chenopodiaceae*, *Scrophulariaceae*. Число семейств, определенных двумя методами одновременно, колеблется от двух до семи для каждой серии, это – *Salicaceae*, *Poaceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae*, *Cyperaceae*, *Cruciferae*, *Compositae*, *Rosaceae*, *Leguminosae*, *Pinaceae* (последнее семейство отмечено только для образцов Р-923). Пыльца *Poaceae*, *Caryophyllaceae* и *Compositae* присутствует в спектрах из отложений, вмещающих и заполняющих нору, и помета (исключение – отсутствие пыльцы гвоздичных в спектрах из материала норы Станчиковского яра), причем зачастую доминирует; семейств *Cruciferae* и *Rosaceae* – только в отложениях нор и помета, пыльца *Pinaceae*, *Salicaceae*, *Polygonaceae*, *Cyperaceae* и *Leguminosae* встречается во всех трех типах спектров без какой-либо закономерности.

Число родов растений, определенных палинологическим методом в пробах из Дуванного яра, больше числа родов, определенных по макроостаткам (табл. 3). В норах из Зеленого Мыса и Станчиковского яра число установленных родов крупных растительных остатков на два больше, чем определенных по спорам и пыльце. Только палинологическим методом фиксируются роды *Pinus*, *Alnaster*, *Betula*, *Minuartia*, *Stellaria*, *Senecio*, *Valeriana*, *Oxyria*, *Sphagnum*, *Equisetum*, *Lycopodium*, *Selaginella*, *Botrychium*, по крупным растительным остаткам – *Allium*, *Arctophila*, *Arctous*, *Bromopsis*, *Festuca*, *Pedicularis*, *Puccinella*, *Plantago*, *Poa*, *Rumex*, *Sanguisorba*, *Sisymbrium*, *Carex*, *Taraxacum*, *Chenopodium*, *Bistorta*, *Astragalus*, *Myosotis*, *Papaver*, *Ranunculus* (травы) и *Aulacomnium*, *Polytrichum* (мхи). Число родов, определенных двумя методами одновременно, колеблется от одного до четырех для каждой серии образцов; это *Salix*, *Potentilla*, *Draba*, *Lychnis*, *Silene*, и в случае Р-923 – *Larix*. Отметим, что роды, общие для макро- и микроостатков, палинологическим методом фиксируются в отложениях норы и помета. Исключение составляет пыльца *Salix* в спектре из вмещающих нору отложений из Станчиковского яра, где ее содержание достаточно высокое (17.7%), а

Таблица 3. Количество видов, родов и семейств растений в комплексах микро- и макрофлор из позднеплейстоценовых нор сусликов разрезов Дуваный яр, Зеленый Мыс и Станчиковский яр Колымской низменности

Таксоны	Дуваный яр							Зеленый Мыс		Станчиковский яр		
	P-1075		P-1311			P-1321		P-923		P-1010		
	ВМТ	Н	ВМТ	Н	ПМ	Н	ПМ	Н	ПМ	ВМТ	Н	ПМ
Данные по макрофлоре												
Семейства		10		4		3		14			13	
Роды		11		4		3		16			17	
Виды		11		5		1		14			19	
Данные по микрофлоре												
Семейства (всего)	13		19			15		15			20	
	8	11	13	16	12	11	15	15	9	12	11	15
Роды (всего)	13		17			16		14			15	
	6	12	9	13	11	10	16	13	9	9	8	12
Виды (всего)	2		5			5		7			6	
	1	2	5	4	2	5	4	7	3	4	1	5
Таксоны, установленные одновременно двумя методами												
Семейства	5		4			2		7			7	
Роды	3		1			2		4			2	
Определено всего												
Семейства	18		19			15		22			26	
Роды	21		20			17		26			31	

Усл. обозначения см. в таблице 2.

в отложениях норы и помета она также присутствует, но в виде единичных зерен.

В отношении видовых определений следует отметить, что, как правило, все остатки растений из нор определяются до вида, редко до рода, что в первую очередь обусловлено прекрасной сохранностью этих объектов в ископаемых норах. Пыльца ряда семейств (Poaceae, Cyperaceae, Polygonaceae, Ericaceae, Gentianaceae, Leguminosae, Labiatae, Ranunculaceae, Umbelliferae) из-за плохой сохранности, а также в связи со слабой морфологической изученностью и отсутствием четких родо- и видоспецифических признаков определяется лишь до семейства. По спорам и пыльце (только в случае хорошей сохранности) можно было определить следующие виды – *Alnaster fruticosus* Ledeb., *Betula nana* L., *B. exilis* Sukacz., *Valeriana capitata* L. (это единственный вид трав, определяемый до вида в палинологических спектрах), *Lycopodium alpinum* L., *L. anceps* Wallr., *L. pungens* La Pyl., *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron, *Botrychium lunaria* (L.) Sw.

Из приведенного анализа комплексов макро- и микрофлоры по пяти ископаемым норах из верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности можно вывести некоторые общие закономерности, касающиеся распределения остат-

ков ряда семейств и родов растений в ископаемых норах.

Формирование тундровых спорово-пыльцевых спектров происходит в условиях сурового климата, короткого вегетационного периода и интенсивной циркуляции холодных воздушных масс. Эти факторы приводят к относительно низкой пыльцевой продуктивности многих растений и зачастую довольно высокой концентрации дальнезаносной пыльцы в палиноспектрах (Васильчук, 2002). Возможно, что к этой группе в изученных спектрах относится часть пыльцы анемофильных (ветроопыляемых) родов *Pinus*, *Betula* и *Alnaster*. Пыльца сосны, березы и ольхи, родственной ольховнику, относится М.В. Кабайлене (1976, 1983) к группе дальнего переноса. Только по материалам палинологического анализа пробы P-923 (Зеленый Мыс) можно сделать предположение о развитии кедрового стланика (часть пыльцы сосен подрода *Harpoxylon*, вероятно, относится к этому виду).

Относительно пыльцы двух других родов, определенных в группе деревьев и кустарников, следует отметить следующее. Пыльца лиственницы или отсутствует в спектрах, либо отмечена в виде единичных зерен, за исключением образцов из нор P-1311 и P-923 (в последней обнаружена и

древесина лиственницы). Пыльца этого рода плохо сохраняется в ископаемом состоянии и не переносится на большие расстояния. Присутствие ее в изучаемых спектрах может свидетельствовать о развитии редкостойных лиственничных лесов. Содержание пыльцы ивы, насекомоопыляемого (энтомофильного) рода, в спектрах из Дуванного яра невелико и ниже содержания пыльцы ветроопыляемых родов (хотя в норе серии 1321 обнаружено много листьев ивы). В спектре из материала норы разреза Зеленый Мыс и вмещающей толщи Станчиковского яра содержание пыльцы ивы более заметно, соответственно 15.5% и 17.7%, а в отложениях нор обнаружены семена, ветки и семенные коробочки этого рода. На рецентных и субрецентных материалах было установлено, что содержание пыльцы ивы в спектрах значительно меньше ее фактического участия в растительном покрове (Махова, 1971; Смирнова, 1971), хотя пыльца этого рода более устойчива к разрушению в щелочной среде, чем пыльца ольхи и березы (Тюремнов, Березина, 1965). Это, возможно, обусловлено способом переноса пыльцы и ее морфологией. Пыльца ивы мелкая, часто склеенная в комочки. По мнению Л.А. Козяр (1985), основную массу пыльцы с энтомофильных растений собирают насекомые и, таким образом, она не оказывается в ископаемом состоянии.

Н.Я. Кац и Р.В. Федорова (1983) считают, что основное значение при палеогеографических построениях на основе анализа тундровых палиноспектров следует придавать пыльце трав. Находки этой пыльцы даже в небольшом количестве свидетельствуют о том, что травянистые растения входили в состав местной растительности. Необходимо отметить, что особенности адаптации растений к суровым условиям тундры влияют на формирование палинологических спектров. Пыльцевая продуктивность тундровых растений связана с условиями сезона вегетации и способами их опыления. Приспосабливаясь к неблагоприятным условиям, растения тундр могут перейти на вегетативное размножение, а это искажает картину растительного покрова, отраженного в спорово-пыльцевых спектрах. Длительная жизнеспособность цветов (до пяти суток у ветроопыляемых и восьми и более суток у насекомоопыляемых растений) обуславливает равномерное рассеивание пыльцы; закрытое цветение (клеистогамия), наблюдаемая у некоторых родов при неблагоприятных условиях, способствует снижению пыльцевой продуктивности и, таким образом более низкой концентрации пыльцы в отложениях. Это отражается на пыльцевой продуктивности ряда родов осоковых, злаковых и др. (Тихменев, 1981; Васильчук, 2005).

В изученных спектрах в группе трав и кустарничков преобладает пыльца анемофильного семейства злаковых, значительно содержание по-

лыни, пыльца которой также переносится ветром (исключение составляет спектр из помета Р-1321, где доминирует пыльца гвоздичных). Злаковые и полынь характеризуются высокой пыльцевой продуктивностью, пыльца этих родов имеет гладкую экзину без скульптурных выростов, что способствует ее быстрому рассеиванию в воздухе и переносу на большие расстояния. К анемофильным растениям, определяемым по пыльце, также относятся осоковые и ряд родов гречишных.

Остальные роды и семейства трав, устанавливаемые по пыльце, являются энтомофильными. Эти роды определяются преимущественно в спектрах из нор и помета, их количественное содержание обычно низкое и, возможно, не соответствует их роли в растительном покрове. Невысокое содержание пыльцы этих растений в спектрах обусловлено способом ее переноса и морфологией. Пыльца насекомоопыляемых травянистых растений часто скульптурированная, с выростами и относительно крупная (валериана, ряд родов сложноцветных) либо мелкая, склеенная в комочки (бобовые). Находки даже единичных зерен пыльцы энтомофильных растений свидетельствует об их участии в растительных группировках. Необходимо отметить, что из-за низкого содержания спорополленина пыльца розоцветных быстро разрушается в процессе окисления (Sangster, Dale, 1964; Вронский, Федорова, 1981). Она имеет очень тонкую и нежную экзину и встречается в спектрах в виде единичных зерен, тогда как остатки представителя этого семейства – лапчатки снежной, могут содержаться в норах со значением “много”. Плохо сохраняется в ископаемом состоянии также пыльца лилейных и маковых. Н.Я. Кац и Р.В. Федорова (1983) отмечают, что пыльцевые зерна ряда родов зонтичных, бурачниковых и крестоцветных, произрастающих в тундре, мелкие и немногочисленные, а семена образуются только у 11% цветов.

Сопоставляя результаты микро- и макрофлористического анализов, можно сделать вывод, что преобладание злаковых в растительном покрове подтверждается данными анализа содержимого ископаемых нор, в которых остатки этих растений установлены в большом количестве. Заметно присутствие в комплексах растений из нор осоковых и гречишных, т.е. палинологические данные подтверждают их участие в составе растительности. Однако количественное участие этих семейств в спорово-пыльцевых спектрах невелико. Крупные растительные остатки полыни, пыльца которой содержится во всех спектрах, зачастую в заметном количестве, не обнаруживается ни в одной норе. Этот род продуцирует большое количество пыльцы, возможно, что она оседала на растениях, используемых животными в качестве подстилки и пищи. Семена и коробочки гвоздичных, пыльца которых преобладает в спек-

трах нор и помета Р-1010 и Р-1075, установлены в норах со значением “много” и “заметное количество”. В норах Р-1321 и Р-1311 остатки родов этого семейства отсутствуют, однако пыльца содержится в значительном количестве в спектрах нор и помета, на основании чего можно сделать вывод об участии гвоздичных в растительном покрове. В норе Р-923, напротив, со значением “много” установлены остатки смолевки, тогда как в спектре из норы содержание пыльцы гвоздичных менее 1%, а в спектре из помета она отсутствует. Роды остальных семейств энтомофильных растений (губоцветные, зонтичные, бобовые, горечавковые, лютиковые, синюховые, верескоцветные), определяемых в спорово-пыльцевых спектрах обычно в виде единичных зерен, принимали участие в растительном покрове. Это подтверждается находками в норах родов растений, представителей этих семейств – арктоус альпийский (верескоцветные), астрагал альпийский (бобовые), синюха остролепестная (синюховые).

Пыльца большинства родов трав, установленных в отложениях нор, не фиксируется в спорово-пыльцевых спектрах. Это обусловлено, во-первых, тем, что многие травянистые растения из-за неблагоприятных условий размножаются вегетативным путем, во-вторых, способом опыления (в частности, роды *Sanguisorba*, *Taraxacum*, *Allium* и др. являются энтомофильными), в-третьих, плохой сохранностью пыльцы ряда семейств (*Liliaceae*, *Parvaceae*, *Rosaceae*) в ископаемом состоянии, в-четвертых, недостаточной морфологической изученностью пыльцы ряда родов. При рассмотрении количественного соотношения таксонов, обнаруженных в запасе плодов и семян ископаемых нор, следует учитывать данные Б.Ф. Хасанова (1999), который считает, что число определенных таксонов в норах определяется кормовой избирательностью животных и сроками созревания плодов (в частности массовое созревание зерновок злаков происходит позднее, чем созревание плодов осок и ряда других растений) и, вероятно, не отражает реального количественного содержания видов растений на кормовом участке. Однако проведенное нами изучение современных нор показало, что качественный состав видов, обнаруженных в норах, репрезентативен для реконструкции растительности местообитания грызуна (Максимович и др., 2003; Занина, 2005).

Как указывалось выше, представители споровых устанавливаются только палинологическим методом, за исключением зеленых мхов, остатки которых встречены в норе из разреза Станчиковского яра. Споры кочедыжниковых папоротников, плаунов и плаунка сибирского имеют сравнительно крупные размеры, скульптуру экзины в виде бугров и выростов и из-за этого не переносятся на большие расстояния. Споры сохраняются в ископаемом состоянии лучше, чем пыльца,

что позволяет часть из них определять даже до вида (в списке видов, определенных палинологическим методом, преобладают виды спор). Это обусловлено большим содержанием спорополленина и меньшим – целлюлозы в оболочках спор по сравнению с пыльцой (Havenga, 1964, 1967; Кондратенко, 1976; Петросьянц и др., 1990). На основании этого можно сделать вывод, что присутствие в спектрах спор довольно определенно указывает на участие споровых растений в растительных группировках изучаемой территории даже при отсутствии их в коллекциях крупных растительных остатков.

Большое влияние на количество микрофитофоссилий, попадающих в осадки, оказывают животные, использующие их в качестве пищи. В своих исследованиях Н.А. Березина и С.Н. Тюремов (1973) указывают, что разрушающее действие на пыльцу оказывают дождевые черви: прямое (при заглатывании пыльцы) и косвенное (в результате подщелачивания среды, улучшения аэрации почв, создания условий для развития микрофлоры).

Таким образом, в результате изучения комплексов макро- и микрофлоры из пяти ископаемых нор из верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности установлено, что они показывают достаточно высокую степень сходства на семейственном и более низкую на родовом уровнях. Различия качественного и количественного составов отдельных комплексов в списках объясняются следующими причинами: 1) биологическими особенностями растений (химическим составом оболочек спор и пыльцы, от которого зависит их сохранность, величиной споровой и пыльцевой продуктивности, способом опыления, морфологией спор и пыльцы, их способностью к переносу, удельным весом); 2) различиями в характере фоссилизации микро- и макроостатков; 3) различиями в генезисе комплексов (аллохтонный для микрофоссилий, автохтонный для макроостатков); 4) недостаточной изученностью морфологии спор и пыльцы отдельных таксонов.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА

На основании анализа растительных остатков из нор верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности (в том числе Р-1010, Р-1075, Р-923) С.В. Губиным с соавторами (2003) был сделан вывод о существовании в рассматриваемый период сообществ влажных и суховатых тундр и тундровых болот с включением местообитаний, занятых пионерной и степной растительностью. Реконструкция ландшафтов по материалам изучения растительных остатков из норы Р-923 проведена также Б.Ф. Хасановым (1999). По его мне-

нию, растительность изучаемого участка представляла собой листовенничное редколесье или опушку листовенничного леса. В кустарниковом ярусе произрастала ива, а также ольховник и карликовая березка (по данным палинологического анализа); кустарничковый ярус был плохо выражен или не развит. Находки в ископаемых норах трав двух экологических групп позволяют Хасанову сделать вывод о чередовании на данном участке местообитаний различной влагообеспеченности, вероятно, обусловленное особенностями микрорельефа: мезоморфных с луговыми чертами и более сухих, с остепненной растительностью.

Р.Е. Гитерман (1975, 1985) для характеристики растительности каргинского времени в районе нижнего течения р. Колымы использует термин тундростепь. В этих растительных сообществах преобладали злаковые и полыни, при этом богато как во флористическом, так и в экологическом плане было представлено разнотравье. Б.А. Юрцев (1972) считает, что термин "тундростепь" может быть условно применен для характеристики растительности позднего плейстоцена. Общий характер ландшафта был тундровым, тундростепные сообщества не были основной составляющей ландшафта, а занимали интразональные позиции. Представители степной растительности распространялись в тундровой зоне по южным склонам и ксеротермным экотопам. Роль травянистых растений увеличивалась за счет большего развития лугов и олуговения низинных болот.

Объединяя полученные палеоботанические материалы из рассматриваемых обнажений, можно сделать вывод о существовании в окрестностях изучаемых нор сообществ влажных и суховатых тундр с включением участков, занятых ерниковыми зарослями, а также степной и пионерной растительностью. Судя по анализу макроостатков растений из нор, наиболее распространены были психрофиты – лапчатка снежная и змеевик живородящий. По сырым, заболоченным местам, возможно, над головами подтаивавших ледяных жил, произрастали осока пузыреватая, осока бонанцинская и ива Крылова, а также ольховник, карликовая и тощая березки, валериана головчатая, устанавливаемые по палинологическим данным. В состав растительности увлажненных тундровых лугов входили мятлик арктический, щавель арктический, осока норвежская, синюха остролепестная, незабудка азиатская, крохальбека аптечная, астрагал альпийский, кострец Пумпелля; сырых солончаковых лугов – бескильница Гаупта. На незадернованных склонах произрастали арктоус альпийский и плаунок сибирский, отмеченный в спорово-пыльцевых спектрах. По остепненным лугам были распространены разнообразные представители злаковых – мятлики оттянутый и кистевидный, овсяница ленская, и гвоз-

дичных – дрёма сибирская, смолёвки узколистная и ползучая, а также маки и лук торчащий. Заметное содержание, а в ряде случаев и преобладание в палинологических спектрах пыльцы полыни, растения с глубокой корневой системой, обусловлено не только ее сравнительно высокой пыльцевой продуктивностью, но и обильным развитием на дренируемых склонах. Широкое распространение имели участки с нарушенным почвенным покровом (синлитогенные почвы), на которых произрастали ассоциации пионерной растительности. На наличие в ландшафтах сухих, слабозадернованных участков указывает присутствие в спектрах спор плаунка сибирского и плауна альпийского, крупки, семена которой отмечены и в норах, а также гулявника изменчивого, мари белой, подорожника седоватого, лапчатки прилистниковой и одуванчика тощего, остатки которых также обнаружены в норах. Судя по анализу макрофлоры, рассматриваемые экотопы были распространены в окрестностях нор Р-1075 (Дуваный яр) и Р-1010 (Станчиковский яр). Пионерная растительность влажных местообитаний представлена лютиком ползучим и арктофилой рыжеватой, обнаруженных соответственно в норах Р-923 (Зеленый Мыс) и Р-1010 (Станчиковский яр). Провести экологическую интерпретацию пыльцы злаковых, осоковых, гвоздичных, сложноцветных, бобовых, лютиковых, гречишных, горечавковых, губоцветных, верескоцветных и пр., сложно, поскольку эти семейства представлены большим числом видов различной экологической приуроченности, однако их присутствие в целом соответствует данной реконструкции. В наземном покрове преобладали зеленые мхи, в меньшей степени кочедыжниковые папоротники. Сфагновые болота не имели широкого распространения. Вероятно, в наиболее благоприятных условиях местообитания появлялись островки листовенничных лесов, которые фиксируются как по данным палинологического, так и макрофлористического анализов в норе из обнажения Зеленый Мыс. Здесь же, по-видимому, существовал и небольшой пояс кедрового стланика. Следует отметить, что участок норы Р-923 (Зеленый Мыс) прилегает непосредственно к горному обрамлению Колымы, имеющему южную экспозицию. Значительная роль в наземном покрове окрестностей этой норы принадлежала и плаунам, в частности, плауну альпийскому, произраставшему на сухих щебнистых склонах, плауну колючему, населявшем сырые листовенничные леса, кустарниковые заросли и сухие склоны, плауну сплюсненному, обитателю хвойных лесов.

Проведенные комплексные исследования позволяют сделать вывод о тундровом характере изучаемого ландшафта, тундростепные сообщества, вероятно, были распространены по южным склонам и ксеротермным экотопам. Заметное

распространение имели участки с нарушенным или несформированным почвенным покровом, на которых произрастали представители пионерной растительности. Наши исследования подтверждают вывод Б.А. Юрцева (1972) о том, что степные ассоциации в рассматриваемый период занимали интразональные позиции. Вероятно, в позднекаргинское время зимы были морозными и малоснежными, летние периоды – теплыми и сухими, довольно короткими, но в то же время достаточными для вызревания семян. В результате, по сравнению с современным положением редколесья, пойменные леса и заросли крупных кустарников были смещены к северу. Площади, занятые кедровым стлаником, сократились, на южных склонах он отсутствовал, что было обусловлено неглубоким снежным покровом и небольшим количеством осадков зимой. Болота были преимущественно связаны с понижениями рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ содержимого ископаемых нор грызунов из толщ ледового комплекса Колымской низменности позволяет внести дополнительную информацию в реконструкцию природных условий позднего плейстоцена изучаемой территории.

1. Впервые был проведен сравнительный анализ спор и пыльцы из отложений, вмещающих и заполняющих ископаемые норы сусликов, их помета и крупных растительных остатков из нор этих животных из верхнеплейстоценовых отложений разрезов низовий р. Колымы. Систематический состав спорово-пыльцевых спектров из отложений нор более разнообразен по сравнению со спектрами из отложений вмещающей толщи, что позволяет более полно реконструировать состав растительности. Анализ палинологических спектров из помета необходим для выявления состава растительности, поскольку дает представление о растительности, произраставшей *in situ*, т.е. непосредственно на месте обитания животного. Использование спорово-пыльцевых спектров из помета для выявления связей животных с определенными растениями не совсем корректно, поскольку в корм животных может попадать разнообразная пыльца, которая оседает на листьях поедаемых растений, кроме того, пыльца многих родов, попавшая в пищеварительный тракт, разрушается под действие ферментов.

2. Палинологический и макрофлористический методами устанавливаются следующие таксоны: *Salix*, *Lychnis*, *Silene*, *Draba*, *Potentilla*, *Larix*, *Рoaceae*, *Polygonaceae*, *Cyperaceae*, *Compositae*, *Leguminosae*. Число родов, определенных двумя методами одновременно, колеблется от одного до четырех для каждой серии. Роды, общие для макро- и микроостатков, палинологическим методом фиксируются в отложениях норы и помета (ис-

ключение составляет пыльца *Salix* в спектре из отложений, вмещающих нору из Станчиковского яра). Только палинологическим методом определяются роды *Pinus*, *Alnaster*, *Betula*, *Minuartia*, *Stellaria*, *Senecio*, *Valeriana*, *Oxyria* и семейства *Valerianaceae*, *Ericaceae*, *Gentianaceae*, *Labiatae*, *Umbelliferae*, а также таксоны споровых растений *Polypodiaceae*, *Equisetum*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Selaginella*, за исключением зеленых мхов. Только в норах фиксируются остатки родов трав *Poa*, *Bromopsis*, *Festuca*, *Puccinella*, *Arctophila*, *Rumex*, *Plantago*, *Sisymbrium*, *Sanguisorba*, *Pedicularis*, *Arctous*, *Carex*, *Taraxacum*, *Allium*, *Chenopodium*, *Bistorta*, *Astragalus*, *Myosotis*, *Papaver*, *Ranunculus* и мхов *Aulacomnium*, *Polytrichum*. Различия качественного и количественного составов комплексов спор и пыльцы и крупных растительных остатков из нор объясняются: 1) биологическими особенностями растений; 2) различиями в характере фоссилизации микро- и макроостатков; 3) различиями в генезисе комплексов; 4) недостаточной изученностью морфологии спор и пыльцы отдельных таксонов.

3. Комплексный анализ палинологических остатков и крупных растительных остатков из нор из верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности позволяет сделать вывод о существовании в рассматриваемое время сообществ влажных и суховатых тундр и тундровых болот с включением местообитаний, занятых ерниками, а также пионерной и степной растительностью. Только в случае палеоботанического анализа норы из разреза Зеленый Мыс можно сделать вывод о распространении лиственничных редколесий.

Авторы выражают благодарность С.В. Максимовичу (ИФХиБПП РАН) за определение коллекций крупных растительных остатков, С.В. Губину (ИФХиБПП РАН) – за полезные консультации по изучаемому вопросу, Г.Н. Александровой (ГИН РАН) – за помощь в технической обработке материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта “Ведущие научные школы России” № НШ-1980.2003.5 и гранта РФФИ № 04-05-64748.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев М.Н., Гитерман Р.Е. Стратиграфия и палеоклиматические особенности антропогена Приморской низменности // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 198–201.
- Березина Н.А., Тюремнов С.Н. Сохранность и разрушение пыльцы – важный фактор формирования спорово-пыльцевого спектра // Методические вопросы палинологии. Тр. III Международной палинологической конференции / Ред. Медведева А.М. М.: Наука, 1973. С. 5–8.

- Боескоров Г.Г., Белолюбский И.Н. Ископаемый суслик с низовьев р. Колыма // Отеч. геология. 2000. № 5. С. 38–40.
- Васильчук А.К. Палиноспектры C^{14} -датированных образцов синкриогенных пород севера Западной Сибири и Якутии // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 2. С. 3–21.
- Васильчук А.К. Отражение событий Хайнриха на датированных по радиоуглероду спорово-пыльцевых диаграммах повторно-жильных льдов и вмещающих их едомных отложений низовий р. Колымы // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 4. С. 3–13.
- Васильчук А.К. Региональная и дальнезаносящая пыльца в тундровых палиноспектрах // Изв. РАН. Сер. биол. 2005. № 1. С. 1–12.
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеографических реконструкций). Т. 1. М.: Изд-е отдела теоретических проблем РАН, ПНИИИС. 1992. 420 с.
- Вронский В.А., Федорова Р.В. Концентрация пыльцы и спор в современных континентальных и морских отложениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 79–86.
- Гитерман Р.Е. Перигляциальная флора и растительность западной части Берингийской суши в плейстоцене // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 43. М.: Наука, 1975. С. 146–151.
- Гитерман Р.Е. Палинологическая характеристика отложений каргинского межледникового комплекса Крайнего Северо-Востока СССР и его аналогов на Аляске и в северных районах Канады и США. К X конгрессу ИНКВА // Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1977. С. 40–60.
- Гитерман Р.Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене. М.: Наука, 1985. 95 с.
- Губин С.В., Максимович С.В., Занина О.Г. Анализ состава семян растений из ископаемых нор сусликов лесово-ледовых отложений обнажения Зеленый Мыс как показатель местных условий обитания // Криосфера Земли. 2001. Т. V. № 2. С. 76–82.
- Губин С.В., Занина О.Г., Максимович С.В. и др. Реконструкция условий формирования отложений ледового комплекса по результатам изучения позднеплейстоценовых нор грызунов // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 3. С. 13–22.
- Губин С.В., Хасанов Б.Ф. Ископаемые норы млекопитающих из лёссово-ледовых толщ Колымско-Инди-гирской низменности // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 2. С. 278–279.
- Динесман Л.Г., Метельцева Е.П. Норы млекопитающих как объект палеоботанических исследований // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1967. Т. LXXII (1). С. 90–98.
- Занина О.Г. Исследование содержимого ископаемых нор грызунов из мерзлых позднеплейстоценовых отложений Колымской низменности // Зоологический журн. 2005. Т. 85. Вып. 6. С. 728–736.
- Кабайлене М.В. О рассеивании пыльцы ветром и методах его изучения // Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях / Ред. Бартош Т.Д. Рига: Зинатне, 1976. С. 155–165.
- Кабайлене М.В. Некоторые вопросы корреляции и расчленения спорово-пыльцевых диаграмм (на примере изучения голоценовых отложений Литвы) // Современные аспекты применения палинологии в СССР. Сб. науч. трудов. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1983. С. 72–76.
- Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В. и др. Дуванный Яр – опорный разрез позднеплейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 48. М.: Наука, 1978. С. 49–65.
- Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Рыбакова Н.О. История развития ландшафтов и мерзлых толщ Колымской низменности по радиоуглеродным, криолитологическим и палинологическим данным (на примере разреза Станчиковский яр на р. Малый Анюй) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 243–258.
- Кац В.Я., Федорова Р.В. О возможности использования спорово-пыльцевого анализа при проведении исследований в высокоширотных районах Арктики // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1983. Т. 88. № 2. С. 63–70.
- Козяр Л.А. Методические основы спорово-пыльцевого анализа. М.: Наука, 1985. 144 с.
- Кондратене О.П. Некоторые методические особенности и погрешности спорово-пыльцевого анализа на примере разреза Куркляй (Литовская ССР) // Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига: Зинатне, 1976. С. 179–187.
- Максимович С.В., Губин С.В., Занина О.Г. Реконструкция среды обитания по кормовым запасам из ископаемых нор животных в вечномерзлотных грунтах Северо-Востока России // Тез. докл. Всерос. науч. конференции “Экология древних и современных обществ”. Тюмень: ИПОС СО РАН, 2003. С. 68–71.
- Махова Ю.А. Спорово-пыльцевые спектры современного аллювия рек бассейна среднего Амура // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 33–47.
- Палеопалинология. Т. I / Ред. Покровская И.М. Л.: Недра, 1966. 352 с.
- Панова Н.К., Смирнов Н.Г., Быкова Г.В. Ископаемый помет полевок как источник палеоэкологической информации // Сб. науч. тр. Современное состояние и история животного мира Западно-Сибирской низменности. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 65–80.
- Петросьянц М.А., Овнатова Н.С., Мусина Г.В. Микрофоссилии в геологической практике: их роль в определении обстановок древнего осадконакопления // Итоги науки и техн. ВИНТИ. Сер. Общая геология. Т. 27 / Ред. Ахметьев М.А. 1990. 160 с.
- Пыльцевой анализ / Ред. Криштофович А.Н. М.: Госгеолгиздат, 1950. 571 с.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 241 с.
- Романовская Г.М., Кручинина Н.В. Значение количественного метода при палинологических исследованиях осадочных толщ // Методы интерпретации палино-

логических данных. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 279. 1977. С. 57–61.

Савич-Любичкая Л.И., Смирнова З.И. Определитель листостебельных мхов СССР (верхоплодные мхи). Л.: Наука, 1970. 826 с.

Смирнова Т.И. Современные спорово-пыльцевые спектры восточной части большеземельской тундры // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 57–64.

Тихменев Е.А. Жизнеспособность пыльцы и опыление арктических растений // Экология. 1981. № 5. С. 25–31.

Томирдиаро С.В., Черненький Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 200 с.

Тюремнов С.Н., Березина Н.А. О разрушении пыльцы древесных пород в различных условиях водно-минерального режима // Вест. МГУ. Сер. биол.-почв. 1965. № 5. С. 62–71.

Хасанов Б.Ф. Ботанический анализ кормовых запасов нор плейстоценового арктического суслика из Колымско-Индигирской низменности // Зоологический журн. 1999. Т. 78. № 2. С. 240–244.

Черепанов С.К. Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). СПб.: Мир и семья, 1995. 992 с.

Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.

Юрцев Б.А. Степные сообщества чукотской тундры и проблема плейстоценовой “тундростепи” // Проблемы изучения четвертичного периода / Ред. Хоментовский А.С., Цейтлин С.М. М.: Наука, 1972. С. 471–479.

Яшина С.Г., Губин С.В., Шабаетова Э.В. и др. Жизнеспособность семян высших растений позднеплейстоценового возраста из вечномёрзлых отложений, обнаруживаемая в культуре *in vitro* // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 5. С. 714–717.

Havinga A.J. Investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores // Pollen and spores. 1964. № 6. P. 621–635.

Havinga A.J. Palynology and pollen preservation // Rev. Palaeobot. and palynolog. 1967. № 2. P. 81–98.

Sangster A.G., Dale H.M. Pollen grain preservation of under-represented species in fossil spectra // Canad. J. Botan. 1964. V. 42. P. 437–449.

Рецензент А.Н. Симакова

УДК 551.7.(032)

В.В. МЕННЕР В ДЕЯТЕЛЬНОСТИ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО КОМИТЕТА И МЕЖДУНАРОДНОЙ КОМИССИИ ПО СТРАТИГРАФИИ

© 2006 г. А. И. Жамойда

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 30.11.2005 г.

Показано выдающееся значение деятельности В.В. Меннера, во многом обеспечивавшей эффективность работы Межведомственного стратиграфического комитета по организации стратиграфической службы страны и повышению научного уровня стратиграфических исследований. Раскрыта определяющая роль В.В. Меннера, как председателя Международной комиссии по стратиграфии, в структуризации и превращении ее в полноценный международный орган, охватывающий все подразделения Международной стратиграфической шкалы.

Ключевые слова. Межведомственный стратиграфический комитет, общая и теоретическая стратиграфия, стратиграфический кодекс, Международная стратиграфическая шкала.



Год столетия со дня рождения В.В. Меннера совпал с полувекowym юбилеем Межведомственного стратиграфического комитета СССР – России (МСК). Владимир Васильевич был среди инициаторов создания Комитета, цель которого заключалась в организации стратиграфической службы страны, и один из его руководителей (Жамойда, Прозоровская, 2005). Так что такое совпадение дат можно считать не случайным. Одновременно академик В.В. Меннер был самым активным из советских геологов участником работы Международной комиссии по стратиграфии (МКС), ряда

ее подкомиссий и в 1968–1972 гг. возглавлял МКС.

Эти два направления деятельности были во многом определяющими в его исследованиях и в повседневных заботах. Как и многим, мне выпало счастье все прошедшие десятилетия работать с Владимиром Васильевичем и в МСК и в подкомиссиях МКС (Жамойда, 1995).

За прошедшие пять десятилетий вышло 35 выпусков “Постановлений МСК”, в которых запечатлена не только работа Комитета, но и полувековая история стратиграфической службы страны. И если пролистать эти выпуски с 1-го по 23-й, то только в трех мы не найдем фамилии Меннер, но это вовсе не значит, что в 8, 15 и 20 выпусках отражены работы, в которых Владимир Васильевич не принимал участия. Даже среди ленинградцев таких активных членов Комитета было всего несколько. Относился В.В. Меннер к работе МСК с высочайшей ответственностью и, конечно, понимал свою выдающуюся роль в этом.

Его присутствие и активное участие в дискуссиях и в выработке постановлений Комитета было чрезвычайно важным. Важным по двум причинам. Во-первых, он был необозримо эрудированным человеком, а во-вторых, редко, кто мог так успешно выполнять известный завет Козьмы Прутков: “Смотри в корень!”. Идет, например, заседание МСК, обсуждается вопрос, который не находит решения. В какой-то момент у В.В. Меннера начинают поблескивать глаза, и, чуть прищурившись, с хитринкой во взгляде, он выступает, обнаружив возможность нового подхода к решению. В эти минуты он даже молодел.

Рассмотрим кратко деятельность В.В. Меннера в МСК по двум направлениям:

1 – теоретическая и общая стратиграфия; 2 – региональная стратиграфия и научно-организационные вопросы.

Участие В.В. Меннера в разработке проблем *теоретической и общей стратиграфии*, чем в разное время был занят МСК, можно объединить в три группы.

Во-первых, это анализ состояния Международной стратиграфической шкалы (МСШ) и ее отечественного варианта – Общей шкалы (ОСШ). Кстати название “Общая шкала”, которое принято в нашем Стратиграфическом кодексе, было предложено как раз В.В. Меннером. Он принял живейшее участие в разработке первой официальной шкалы для многотомного издания “Стратиграфия СССР”, чем занимались только что организованные комиссии МСК по системам, а также в дальнейшем совершенствовании шкалы фанерозоя, которая утверждалась Комитетом в 1959 и в 1979 годах. Последняя содержала уточнения границ между ярусами и, что принципиально важно, включала зональные шкалы. Статьи В.В. Меннера “Пространственное значение стратиграфических подразделений” (1971 г.), “Общая шкала стратиграфических подразделений” (1977 г.), “Природа стратиграфических подразделений” (1978 г.), “Зоны в практике стратиграфических исследований” (1980 г.) по существу содержали теоретическое обоснование принятой в 1979 г. шкалы¹. Заключительным его выступлением о МСШ был доклад на пленуме, посвященном 30-летию Комитета (Постановления Межведомственного ..., 1987). В истории становления шкалы В.В. Меннер различал два этапа, начиная второй с работ В. Смита и Ж. Кювье, который он разделил на шесть подэтапов. Думаю, что правильнее все-таки начинать историю МСШ с конца XVIII в. и эти подэтапы называть этапами с теми их характеристиками, которые были даны докладчиком. Завершается доклад оценкой состояния шкалы на середину 80-х годов прошлого века.

Из отдельных интервалов ОСШ наибольший интерес проявлял В.В. Меннер к докембрию, палеогену и квартеру. Он был заместителем председателя Комиссии по верхнему докембрию. Главные его заботы по докембрию, непосредственно касающиеся задач МСК, посвящены стратиграфическому значению органических остатков (строматолиты, онколиты) и абсолютному (изотопному) возрасту пород для корреляции докембрийских образований территории страны и разработки Общей стратиграфической шкалы докембрия (струк-

тура границы подразделений, номенклатура) с учетом всех современных данных.

После И.А. Коробкова В.В. Меннер с 1961 г. возглавил Комиссию по палеогену, но в работе принимал активное участие с момента ее создания. Уже в мае 1956 г. 5-й пленум МСК поручил Н.К. Овечкину и В.В. Меннеру подготовить обоснование разделения третичной системы на палеогеновую и неогеновую, а на 6-м пленуме в декабре того же года он совместно с М.В. Муратовым представил проект разделения третичной системы, который был принят за основу. Это – одно из важнейших постановлений МСК по Международной шкале было окончательно принято по докладу В.В. Меннера в 1959 г. Участвуя в обсуждении ярусного и зонального деления палеогена и в региональных совещаниях по этой системе, он, уже как председатель Комиссии, на пленуме, посвященном 20-летию МСК (1975 г.), сделал обстоятельный доклад о разработанности шкалы системы, корреляции ее отложений и задачах дальнейших исследований (Постановления Межведомственного..., 1976). Передав руководство Комиссии В.И. Яркину, он продолжал работать в ней (перевод датского яруса в палеоген – 1984 г., обсуждение зональных шкал по различным группам организмов – 1987 г. и др.).

Заметим в заключение, что две самые первые опубликованные статьи В.В. Меннера были по стратиграфии палеогена Восточного Кавказа (1927 г.) и по палеогеновым селяхиям Мангышлака (1928 г.).

К давней любви Владимира Васильевича относилась и четвертичная система. 1962–1964 гг. были годами бурных дискуссий при подготовке Общей (тогда она называлась Единой) стратиграфической шкалы квартера, принципов ее построения и специфики единиц. Он принял в этом активное участие, поддержав предложение о делении системы на четыре подразделения, оправданных геологической практикой. Всеобъемлющий по тематике пленум Комиссии по квартеру был в Москве в марте 1978 г. В.В. Меннер участвовал в обсуждении классификации, таксономии и терминологии стратонов. И хотя термин “круг” (между звеном и ступенью), который он поддерживал, не прошел, его вклад в общее решение, был значителен, и оно было реализовано во втором издании Стратиграфического кодекса введением в него климатостратиграфических подразделений (Постановления Межведомственного ..., 1978). Последнее выступление В.В. Меннера по квартеру было на расширенном Бюро МСК в июне 1987 г. при обсуждении статуса системы и понижении ее границы до уровня 1.65 млн. лет.

Вторая группа вопросов – это кодексная эпопея, с самого начала связанная с именем Меннера.

¹ К сожалению, шкала 1979 г. не была опубликована полностью (несмотря на решение пленума МСК), однако она была принята в качестве официальной НРС Мингео СССР и использовалась в комиссиях МСК по системам.

Еще на Всесоюзном совещании 1955 г., которое и приняло решение о создании МСК, В.В. Меннер сделал доклад “Соотношение единиц местных и общей стратиграфических шкал и методика их обоснования”. Он был в составах комиссий уже МСК по составлению окончательных текстов брошюр “Стратиграфическая классификация и терминология” (1956 г., 1960 г.) и “Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура” (1965 г.). Владимиром Васильевичем был составлен еще в 1959 г. первый вариант “Правил стратиграфической номенклатуры”, который после доработки лег в основу опубликованных в последней брошюре опять же под его редакцией, совместно с А.Д. Миклухо-Маклаем и мною.

Только благодаря энергии и настойчивости Владимира Васильевича было начато издание Трудов МСК. Он же предложил отчет трех авторов – А.И. Жамойды, О.П. Ковалевского, А.И. Моисеевой (1969) с обзором зарубежных стратиграфических кодексов издать в качестве первого тома (замечу, что 23-й том о кодексах завершил издание Трудов Комитета).

Стратиграфический кодекс – это творение коллективное (Жамойда, 2003). Десятки геологов, стратиграфов, палеонтологов приняли участие в обсуждении как ключевых проблем в создании первого отечественного кодекса, так и в подготовке формулировок отдельных его статей. В.В. Меннер подробно ответил на первую анкету с дискуссионными вопросами относительно принципов составления Стратиграфического кодекса СССР, стратиграфической классификации и терминологии (Постановления Межведомственного ..., 1969). Тогда он еще придерживался мнения о так называемой единой стратиграфической шкале и оценки региональных (местных) подразделений в качестве вспомогательных. В связи с определением объемов стратонів всплыл вопрос об этапности развития органического мира и земной коры. И здесь его известная монография (Меннер, 1962) была основой развернувшейся дискуссии.

Заседания Комиссии по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре превратились в начале 70-х годов в дискуссии по опубликованному первому проекту Кодекса (1970 г.). До 50 человек участвовало в пленумах Комиссии и, конечно, Владимир Васильевич был всегда задействован. Поэтому не случайно на заседании Международной подкомиссии по стратиграфической классификации (МПСК) во время XXIV-й сессии Международного геологического конгресса в Монреале (1972 г.) доклад об основных положениях Проекта Стратиграфического кодекса СССР был сделан В.В. Меннером от имени пяти авторов.

После обсуждения второго варианта “Проекта Стратиграфического кодекса СССР” в декабре 1974 г. и в мае 1975 г. и одобрения этого варианта была утверждена редакционная коллегия для его доработки (Постановления Межведомственного ..., 1977). Я помню, как вместе с В.В. Меннером, В.Н. Верещагиным, Е.В. Шанцером и В.И. Ярким мы на несколько часов в течение двух дней отключали от непосредственной работы академика-секретаря Отделения Б.С. Соколова и принимали в его кабинете возле Нескучного дворца окончательные тексты.

Я был очень благодарен Владимиру Васильевичу за то, что он согласился вести очень непростой пленум Комитета 4 февраля 1976 г., который и принял Кодекс. Председатель четко формулировал вопрос, давал коллегам выступить и резюмировал итог, пресекая все попытки увести дискуссию в сторону. Владимир Васильевич принял участие и в начале подготовки второго издания Стратиграфического кодекса, но только в начале.

Наконец, третья группа вопросов теоретической и общей стратиграфии.

В ряде своих работ В.В. Меннер рассматривает принципы стратиграфии, к которым относятся учет уже упомянутой этапности развития органического мира и земной коры, положение о естественности (объективности) стратиграфических подразделений, их комплексная характеристика.

Как и большинство советских стратиграфов, он разделял точку зрения о единстве стратиграфии, а не ее “множественности”, т.е. разделении на различные “стратиграфии”, различаемые по используемым методам и якобы независимые друг от друга. Последняя проблема поднималась им в статьях о деятельности МПСК в составе МКС и наиболее полное отражение нашла в нашей совместной статье “Две основные тенденции разработки стратиграфической классификации” (Жамойда, Меннер, 1974), опубликованной после XXIV сессии МГК. В этой статье кратко рассказано об очень острой дискуссии между Х. Хедбергом, который готовил “Международное руководство по стратиграфии”, и группой крупнейших европейских стратиграфов, среди которых были Р. Лаффит, У. Харланд, Г. Эрбен, Н. Хьюг, П. Рат, Б. Циглер. Они опубликовали в 1972 г. “Совместное соглашение по основным проблемам стратиграфии”. Г. Эрбен дополнительно опубликовал “Ответ оппонентам”. Замечу, между прочим, что дело дошло до почти неприличных высказываний друг другу, и я, глубоко уважая обе стороны, направил Х. Хедбергу и Г. Эрбену письма о нежелательности таких дискуссий и с надеждой, что дело не дойдет до “рукопашной”. Конечно, предварительно показал письма Владимиру Васильевичу, который их одобрил. В последние



Рис. 1. В.В. Меннер с руководителями полевой экскурсии XXVI сессии Международного геологического конгресса (Париж, 1980) “Парижский бассейн” проф. Пьером Ратом и проф. Шарлем Помером. После посещения карьера, вскрывающего меловые и палеогеновые отложения вблизи поселка Виньи. 27 июля 1980 г.

годы В.В. Меннер увлекся проблемой детализации стратонов и стратиграфических шкал, опубликовал, частью с Ю.Б. Гладенковым, ряд статей с конкретными предложениями по выделению соответствующих, можно сказать, наностратонов и их терминологии. Однако эти предложения пока официально не рассматривались в МСК.

Работа в области *региональной стратиграфии* была главной в МСК, она тесно увязывалась с научно-организационными вопросами.

В.В. Меннер как один из руководителей Комитета успешно занимался и тем, и другим, понимая, что прежде всего региональная стратиграфия служит геологической практике и является основой развития и общей и теоретической стратиграфии. Невозможно, да и не нужно перечислять региональные стратиграфические совещания, созываемые в разных регионах страны, в которых активно он работал, а некоторые организовывал, так же как его участие в рассмотрении корреляционных схем на пленумах или Бюро Комитета.

С самого первого пленума МСК В.В. Меннер выступал с докладами о состоянии различных аспектов стратиграфической базы – план по разработке унифицированных корреляционных схем

был представлен на первом пленуме (1955 г.), далее следовали доклады о главном направлении палеонтолого-стратиграфических работ в стране (1956 г.), о региональных частях томов “Стратиграфия СССР” (1957 г.), о создании стратиграфической основы фанерозоя для детальных геологических работ (1972 г.), о значении стратиграфических исследований при поисках нефти и газа (1983 г.), о состоянии стратиграфической базы для геологических работ (1986 г.). Владимир Васильевич сразу же поддержал предложение об организации региональных межведомственных стратиграфических комиссий – РМСК (1967 г.), – предложение, которое усилило влияние МСК в регионах и имело определяющее значение для геологической службы страны.

Работа В.В. Меннера в *Международной комиссии по стратиграфии* (МКС) началась почти одновременно с началом деятельности МСК.

Начиная с XXI-й сессии МГК (Копенгаген, 1960 г.) он участвует в заседаниях Комиссии и ряде ее подкомиссий и регулярно публикует подробные отчеты об этих заседаниях в традиционном тогда издании “Проблемы геологии и полезных ископаемых на... конгрессе”. В.В. Меннер высту-

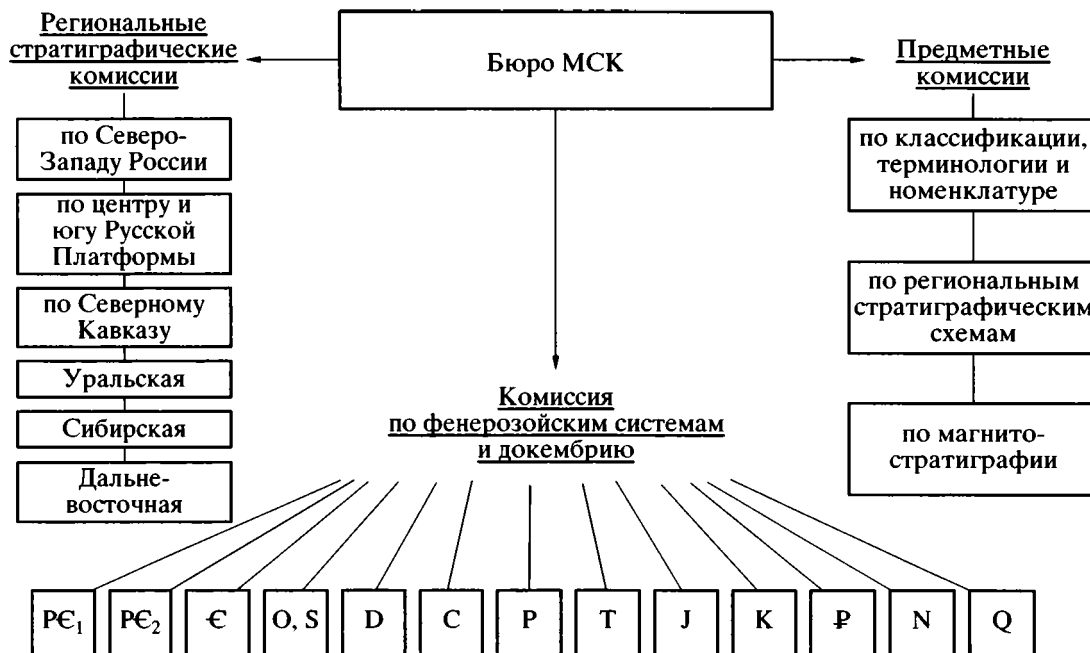


Рис. 2. Структура Межведомственного стратиграфического комитета России. Комиссии по подразделениям докембрия и геологическим системам фанерозоя обозначены принятыми индексами.

пил на соответствующих подкомиссиях с предложениями нашего МСК о разделении силурийской и третичной систем, о новых ярусах кембрия и триаса, об определении стратиграфии и с возражением против предложенной Х. Хедбергом “Основных принципов стратиграфической классификации”, которые и не были приняты. По поручению МСК В.В. Меннер также выступил против подготовленного Х. Хедбергом к XXV сессии МГК (Дели, 1964 г.) “Определения геологических систем”. Его выступление было в унисон с выступлениями У. Харланда, Р. Лаффита, О. Шиндевольфа и других.

Активность В.В. Меннера в международном плане была замечена в Международном союзе геологических наук, и на XXIII сессии МГК (Прага, 1968 г.) он был избран президентом МКС на следующий четырехлетний срок. В эти годы – 1968–1972 он проделал громадную работу по пополнению Комиссии недостающими звеньями и, как бы теперь сказали, по ее структуризации. Образованная еще на первом Конгрессе в 1878 г. и возрожденная в 1948 г., Комиссия стихийно “наполнялась” подкомиссиями, комитетами, рабочими группами, которые не имели строгой иерархии и, главное, не охватывали всю Стратиграфическую шкалу.

Уже в 1968 г. вошла в состав МКС подкомиссия по абсолютной геохронологии, были образованы подкомиссии по стратиграфии докембрия, кембрия, ордовика и силура. Благодаря большой подготовленной работе, которую осуществляли

президент Комиссии В.В. Меннер и генеральный секретарь М.Е. Раабен, в 1972 г. во время XXVI сессии МГК начали свою деятельность или были сформированы подкомиссии по стратиграфии девона, триаса и неогена, а также палеогена, председателем-организатором которой был утвержден В.В. Меннер. Таким образом, в 1972 г. МКС объединяла 17 подкомиссий и нашедших свои места в структуре Комиссии 8 комитетов и 8 рабочих групп.

Структура МКС в принципе повторила структуру нашего МСК (рис. 3 и 4). И в этом – заслуга, прежде всего, председателя Международной комиссии. К сожалению, даже ему не удалось провести ни одного официального заседания Комиссии в Советском Союзе, что до того времени было международной традицией.

До 1976 г. В.В. Меннер был паст-президентом МКС и мог с удовлетворением доложить нашему Национальному комитету геологов, что к Сиднейской сессии МГК была “завершена организация основных рабочих органов МКС и выкристаллизовались главные направления их деятельности” (Меннер, 1979, с. 274).

Руководство В.В. Меннером Комиссией или участие в ее работе способствовало избранию в руководители подкомиссий, комитетов и рабочих групп ряда советских стратиграфов. Это Б.М. Келлер, А.Ю. Розанов, Б.С. Соколов, Д.Л. Степанов, С.В. Мейен, В.И. Устрицкий, А.С. Дагис, М.Н. Алексеев, К.В. Никифорова и другие. В 1972 г. именно Владимир Васильевич предложил

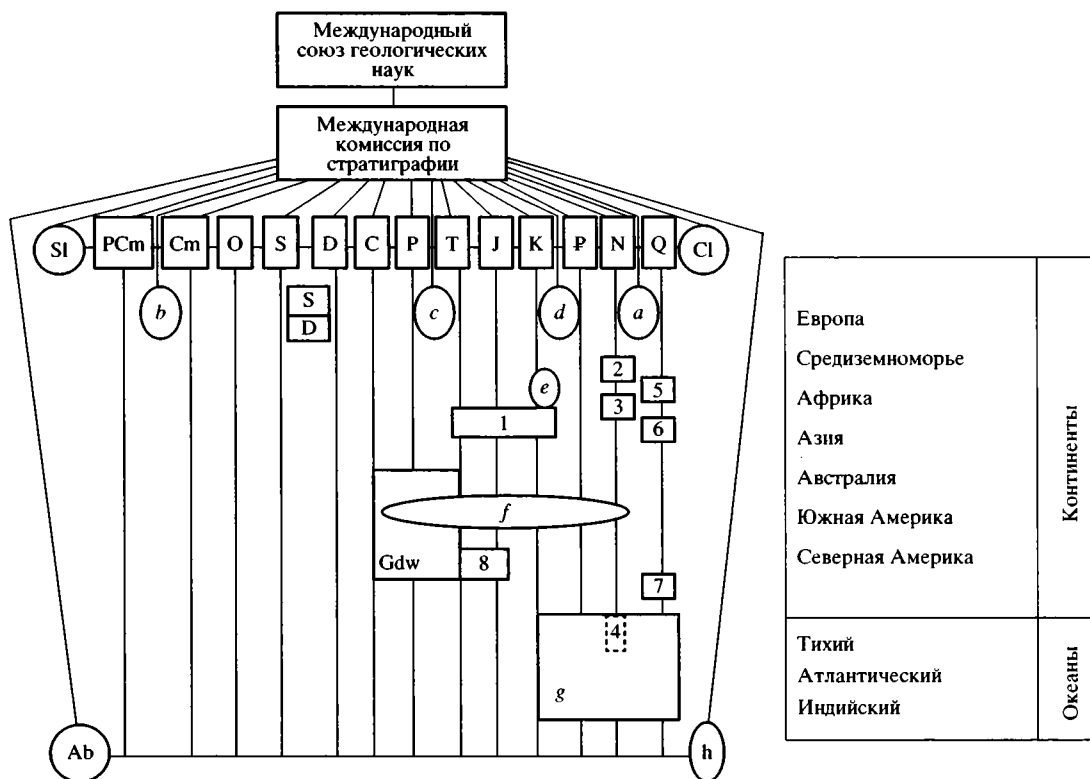


Рис. 3. Структура Международной комиссии по стратиграфии Международного союза геологических наук (Меннер, 1974, с. 136).

Подкомиссии: SI – по стратиграфическому словарю; CI – по стратиграфической классификации; Ab – по абсолютной геохронологии; подкомиссии по стратиграфии: PCm – докембрия, Cm – кембрия, O – ордовика, S – силура, D – девона, C – карбона, Gdw – Гондваны, P – перми, T – триаса, J – юры, K – мела, P – палеогена, N – неогена, Q – четвертичных отложений; комитеты по стратиграфии: 1 – мезозоя Средиземноморья, 2 – неогена севера Европы, 3 – неогена Средиземноморья, 4 – неогена Тихоокеанского региона, 5 – четвертичных отложений Европы, 6 – четвертичных отложений Африки, 7 – четвертичных отложений Северной Америки, 8 – юры Южной Америки; рабочие группы: a – по границе неогена и четвертичной системы, b – по границе кембрия и докембрия, c – по границе перми и триаса, d – по границе мела и палеогена, e – по стратиграфии верхнего мела, f – по стратиграфии стран ЭКАДВ, g – по корреляции меловых и кайнозойских морских отложений, h – по палеомагнетизму, S/D по границе силура/девона.

мою кандидатуру в качестве организационного члена МПСК от СССР, каковым и являюсь уже 33 года.

Главной задачей МПСК в 60-е и начало 70-х годов была подготовка “Международного руководства по стратиграфии” (International Stratigraphic Guide, 1976). В.В. Меннер не проявлял особой активности в ответах на рассылаемые Х. Хедбергом анкеты, однако участвовал во всех устных дискуссиях. Наши предложения, переданные Х. Хедбергу еще в 1971 г. и доложенные Владимиром Васильевичем в 1972 г. в Монреале (Жамойда, Меннер, 1974), о необходимости формулировки в “Руководстве” двух основных концепций стратиграфии и о разделении текста на “кодексную”, т.е. обязательную часть, и рекомендации, поддержали некоторые европейские геологи, но не были реализованы. Поэтому обстоятельная статья В.В. Меннера (1978) “К истории становления Международного стратиграфического спра-

вочника” имела широкий резонанс и большое значение.

Я говорю – имела большое значение, поскольку сейчас уже ясно, что несмотря на различия в ряде принципиальных вопросов, несмотря на различия в терминологиях, можно говорить о сближении этих концепций. И в конце концов, независимо от концепций, все геологи и Старого и Нового света работают одинаково и прекрасно понимают друг друга.

Сейчас уже пришли другие заботы – как бы не превратилась стратиграфия в голую даже не геохронологию, а просто в хронологию и как бы неаргументированные переделки Международной (Общей) шкалы не внесли, мягко говоря, беспорядка в геологическую практику, в первую очередь в геологическое картографирование.

Во всяком случае предложенная еще в 1991 г. и утвержденная Международной комиссией в 2002 г. нумерическая Международная стратигра-

фическая шкала докембрия не может обеспечить полноценного познания его стратиграфии. Игнорирование стратотипов единиц Международной шкалы и попытки замены их лимитотипами (Global Stratotype Section and Point) по существу лишает стратиграфию ее главного – естественно-исторического содержания.

Межведомственный стратиграфический комитет России, продолжая традиции, заложенные В.В. Меннером, конечно, высказал свое мнение по поводу вышеупомянутого, также как об исключении “сибирских” ярусов кембрия, включении четвертичных отложений в неогеновую систему и др. (Постановления Межведомственного ..., 1999, 2002; Гладенков, 2001; Zhamoida, 2004; Жамойда, 2005). Однако именно сейчас нам очень был бы нужен такой авторитетный ученый и блестящий организатор в международных, да и в российских стратиграфических делах, как В.В. Меннер. В различных деликатных научных и организационных ситуациях он был просто незаменим.

О кончине В.В. Меннера необыкновенно быстро стало известно за рубежом (Vladimir Vasilievitch Menner, 1989). Очень многие подходили ко мне во время XXVIII сессии МГК в Вашингтоне, в том же 1989 г., выражая свои соболезнования. И это были не официальные слова, а искреннее сочувствие по поводу утраты большого ученого, уважаемого и всеми любимого человека. И международные, и российские мероприятия по стратиграфии без академика В.В. Меннера что-то потеряли, как-то обеднели. Очевидно потому, что был он необыкновенно яркой личностью и в науке и в жизни, впрочем, они у него были неотделимы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладенков Ю.Б. Стратиграфия на последнем в XX веке Международном геологическом конгрессе (Рио-де-Жанейро, Бразилия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 5. С. 109–112.
- Жамойда А.И. Человек, приносящий радость // Владимир Васильевич Меннер: ученый и человек. М.: ГИН РАН, 1995. С. 16–25.
- Жамойда А.И. Стратиграфический кодекс – творение коллективное (к 25-летию выхода первого отечественного Стратиграфического кодекса) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 117–122.
- Жамойда А.И. Ключевые проблемы Международной стратиграфической шкалы (по материалам 32-й сессии МГК и МСК России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 31 с.
- Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов. М.: Наука, 1969. 104 с.
- Жамойда А.И., Меннер В.В. Две основные тенденции разработки стратиграфической классификации // Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1974. С. 144–151.
- Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л. Пять десятилетий Межведомственного стратиграфического комитета // Региональная геология и металлогения. 2005. № 24. С. 160–170.
- Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 376 с.
- Меннер В.В. О деятельности Международной комиссии по стратиграфии // Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1974. С. 135–143.
- Меннер В.В. Международная стратиграфическая комиссия // Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1979. С. 274–285.
- Меннер В.В. К истории становления Международного стратиграфического справочника // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 78–86.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 1969. Вып. 10. С. 56–65; 1976. Вып. 16. С. 112–120; 1977. Вып. 17. С. 66–70; 1978. Вып. 18. С. 68–74; 1987. Вып. 23. С. 11–16; 1999. Вып. 31. С. 6–14; 2002. Вып. 33. С. 10–22.
- Vladimir Vasilyevitch Menner // Episodes. 1989. V. 12. № 1. P. 54.
- Zhamoida A.I. Some Key Problems of the International Stratigraphic Scale. Florence, August. 2004. St. Petersburg. VSEGEI Press, 2004. 19 p.

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

УДК (092):55

СТРАТИГРАФИЯ: УРОКИ ПРОШЛОГО И ПУТИ В БУДУЩЕЕ (К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАД. В.В. МЕННЕРА)

© 2006 г. Ю. Б. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.05.2006 г.

Очень часто юбилейные даты являются хорошим поводом для подведения итогов и освещения задач того или иного раздела науки. Это в полной мере относится к мероприятиям, которые недавно прошли в Геологическом институте РАН (ГИН) и были посвящены 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера, известнейшего ученого, внесшего большой вклад в развитие геологической науки, и, в частности, ее стратиграфического направления.

В связи с этой датой в ГИНе 24–25 ноября 2005 г. была организована международная научная конференция “Проблемы стратиграфии начала XXI века: новые пути и подходы”. Программа конференции была построена таким образом, чтобы затронуть, во-первых, дискуссионные вопросы общей стратиграфии, и, в частности, новые подходы к ревизии Международной стратиграфической шкалы, а во-вторых, проблемы использования стратиграфии в расшифровке этапности геологической истории Земли. Доклады на конференции были заказные и делали их известные специалисты: с одной стороны, соратники, ученики и последователи В.В. Меннера, а с другой – представители ряда зарубежных стран. Среди последних – председатель Международной комиссии по стратиграфии (ICS) проф. Ф. Градштейн (F. Gradstein) из Норвегии, председатель Международного комитета по тихоокеанскому неогену (RC PNS) проф. К. Огасавара (K. Ogasawara) из Японии, член Международной подкомиссии по стратиграфии квартала ICS проф. М. Колфшотен (M. Kolfshoten) из Нидерландов. Российские ученые были представлены известными в своей области специалистами: по докембрию – М.А. Семихатовым, Б.С. Соколовым и М.А. Федонкиным, по палеозою – А.Ю. Розановым, Т.Н. Корень, А.С. Алексеевым, по мезозою – А.А. Шевыревым. Общие вопросы стратиграфии и роль В.В. Меннера в ее развитии в XX веке были освещены в докладах Ю.Б. Гладенкова, А.И. Жамойды, Ф. Градштейна (с Дж. и Г. Оггами) и М. Колфшотена (с Ф. Гиббардом). Вопросы палеогеографии, палеобиогеографии и геологического развития рассматривались в выступлениях В.А. Захарова, К. Огасавара, Н.Ю. Брагина, Вл.В. Меннера, А.С. Тесакова и В.А. Аристова. К конференции в издательстве “Наука” была

опубликована книга “Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли (палеобиогеографические аспекты)”, специально подготовленная сотрудниками сектора стратиграфии ГИН к этой дате (отв. редакторы Ю.Б. Гладенков и К.И. Кузнецова).

Все сделанные на Конференции доклады были посвящены В.В. Меннеру и его светлой памяти. Вот почему автору этих строк хотелось бы вспомнить о В.В. Меннере как о личности, которая во многом определяла развитие стратиграфии нашей страны в прошлом веке. О В.В. Меннере написано достаточно много биографических статей и воспоминаний. Поэтому я хочу построить дальнейшее изложение в качестве ответа на два следующих вопроса. 1). Почему Владимир Васильевич был знаковой фигурой в геологии XX века? 2). Почему он имел такой большой научный авторитет и влияние?

Если говорить в общем, то Владимир Васильевич представляется человеком-подвижником, отдавшим все свои силы и талант служению выбранной им профессии – геологии и стратиграфии, к которым он относился с удивительной любовью и душевным увлечением. Свою научную деятельность он посвятил прежде всего стратиграфии – этой “царице геологии”, по выражению Н.С. Шатского. Всем вспоминаются высокая образованность В.В. Меннера, его профессионализм и его потрясающая эрудиция. Но всегда надо помнить и о другом важном его качестве – он был одним из тех редких ученых, который, поднимаясь над массивом различных данных, строил здание общего “стратиграфического мировоззрения”, т.е. систему взглядов, которые определяли и отличали стратиграфию как широкое научное направление.

Что же отличало Владимира Васильевича в повседневной работе? Он, как никто другой, умел видеть задачи стратиграфии своего времени. Вместе с тем, будучи оптимистом в науке, он мог находить и пути их решения. При этом он умел практически организовывать любое дело, находить и воспитывать активных, заинтересованных в науке людей, как и создавать вокруг себя обстановку творчества (и добавим, порядочности), что всегда способствовало быстрейшему решению тех или иных научных проблем. Своим личным примером, бескорыстным отношением к делу и

увлеченностью он всегда повышал мобилизационный потенциал ведущихся исследований. Как талантливый человек, Владимир Васильевич всегда оказывался на острие самых новых и самых актуальных научных вопросов.

В.В. Меннер был человеком своего времени и жил, как сказал поэт, в рамках своей эпохи и судьбы. Эта эпоха в политическом отношении была непростая. Он родился в семье служащих 24 ноября 1905 г., во время первой революции в России. Ему было 12 лет, когда произошла Октябрьская революция 1917 г. Далее в истории России последовательно сменялись всем известные периоды тоталитаризма (с тяжелыми 1930-ми годами, сессией ВАСХНИЛ 1948 г. и пр.), застоя и перестройки (Владимир Васильевич ушел из жизни в 1989 г.). Чтобы заниматься наукой в это сложное время, многие ученые в той или иной мере оказывались конформистами, однако лучшие из них никогда не теряли чувства собственного достоинства, чести и порядочности. К ним, безусловно, принадлежал и Владимир Васильевич.

В.В. Меннер окончил Московский университет (естественное отделение физико-математического факультета) в 1927 г. и сразу же окунулся в работу. Конец 20-х – 30-е годы в его жизни – это аспирантура, Горная академия, МГРИ и поступление в Геологический институт АН СССР (в 1934 г.), который стал его основным домом. В ГИНе он в разные годы руководил отделом, затем сектором стратиграфии, был заведующим лабораторией стратиграфии фанерозоя и заместителем директора института. В 1930-е годы ему без защиты диссертации была присвоена ученая степень кандидата биологических, а затем геологических наук. В 1960 г. Владимир Васильевич успешно защитил докторскую диссертацию, которая была посвящена актуальным вопросам стратиграфии, в том числе корреляции разнофациальных образований. Параллельно с работой в ГИНе он долгие годы плодотворно занимался педагогической деятельностью (сначала в МГРИ, а с 1966 г. в МГУ). В 1966 г. Владимир Васильевич был избран академиком Академии наук СССР.

Его послевоенная деятельность в 1950–1980-е годы совпала с расцветом геологии в нашей стране. Как известно, в эти годы осуществлялась широко-масштабная геологическая съемка, активно проводились поисковые работы и разворачивалось опорное бурение, что не могло проводиться без надежной стратиграфической основы. И В.В. Меннер внес много полезного в осуществление этих исследований прежде всего как один из лидеров, который смог воспитать целую армию стратиграфов, вооруженных передовой методикой, и непосредственно возглавить многие направления геологических работ. Его ученики работали в различных регионах СССР и зарубежья, участвуя в разных геологических изысканиях и, в частности, создании множества региональных стратиграфических схем. Об их

вкладе в геологию свидетельствует, в частности, хотя бы такой факт: только его учениками написано и издано около 300 крупных монографий и книг, многие из которых вошли в золотой фонд отечественной геологии.

На примере лишь одного ГИНа можно показать, какие направления, вызванные научными и практическими потребностями того времени, были развиты под руководством Владимира Васильевича. В 1960–1970-х годах в ГИНе был сделан упор на изучение морской макро- и микробиоты, что позволило прежде всего обосновать многие региональные и местные стратиграфические схемы. Это изучение проходило на базе новых методических разработок и приемов с использованием, в частности, идей политипической концепции видов, филогенетических построений и пр. Большое значение придавалось как бентосным, так и планктонным ископаемым. Многие исследователи этого направления впоследствии объединились в лабораторию стратиграфии фанерозоя во главе с В.В. Меннером. С учетом запросов геологической практики была также организована лаборатория микропалеонтологии, которую долгие годы возглавляла Д.М. Раузер-Черноусова. Позднее возникла лаборатория стратиграфии верхнего докембрия во главе с Б.М. Келлером. Сотрудники всех этих структурных подразделений проводили исследования на актуальных научных направлениях, во многих случаях выступая с пионерными разработками. И не случайно они часто становились лидерами и авторитетами в той или иной области знаний. Достаточно вспомнить вклад И.Н. Крылова и его коллег в изучение строматолитов докембрия, В.В. Миссаржевского и других в исследованиях первых скелетных организмов на Земле, Б.Б. Назарова, открывшего целый мир радиолярий палеозоя и многих других.

Владимир Васильевич поддерживал также все стратиграфические работы, которые касались стратиграфии древних континентальных толщ. Лаборатория палеофлористики (руководители М.Ф. Нейбург, затем В.А. Вахрамеев) сосредоточила свое внимание на флорогенезе. Лаборатория четвертичной геологии во главе с В.И. Громовым внесла существенный вклад в расчленение кватерна на основе изучения позвоночных.

Специально следует отметить, что В.В. Меннер всегда заботился о том, чтобы осваивались все перспективные для стратиграфии палеонтологические группы, в том числе новые и нетрадиционные (конодонты, радиолярии, наннопланктон, диатомовые, диноцисты и пр.). Вот почему в ГИНе постоянно приглашались молодые сотрудники-энтузиасты на эти направления и Институт всегда поддерживал свой высокий профессиональный уровень. Кстати, многие прошедшие гиновскую школу молодые люди стали руководителями лабораторий и других подразделений ГИНа.

В 1970–1980-е годы происходило дальнейшее развитие стратиграфических работ в ГИНе. Эти годы совпали не только с продолжавшимися в стране геолого-съемочными и поисковыми работами, но и с масштабным океаническим бурением. Активное участие в этих исследованиях принял, в частности, В.А. Крашенинников. Владимир Васильевич сразу оценил методическую важность материалов по Мировому океану. Они, с одной стороны, наглядно показали практическую возможность широких корреляций на зональной основе (биостратиграфические зоны трассировались на громадной площади в тепловодных областях трех океанов – Атлантического, Тихого и Индийского). С другой стороны, была показана реальная возможность выделения дробных субглобальных стратиграфических подразделений (зон), которые являются более мелкими единицами, чем ярусы, со средней продолжительностью около 1 млн. лет (о такой дробности в начале XX века никто и не мечтал).

Особо следует отметить, что Владимир Васильевич постоянно следил за появлением в стратиграфии новых методов, которые сразу же проходили апробацию в ГИНе. Так, он способствовал организации лаборатории палеомагнетизма (во главе с П.Н. Кропоткиным), в которой развернулись широкие магнитостратиграфические работы. Одновременно он поддерживал изотопные исследования в институте (В.В. Чердынцев, В.И. Виноградов), был одним из первых, кто поддержал сеймостратиграфию и способствовал организации специальной сеймостратиграфической группы (А.Е. Шлезингер).

Если выделить главное в деятельности В.В. Меннера и стратиграфов ГИНа в 1960–1980-е годы, то, наверное, это будет разработка детальных стратиграфических схем на основе комплексного использования различных методов с высоким уровнем культуры стратиграфических исследований. В значительной мере эта культура опиралась на методологическую и теоретическую базу стратиграфии, в строительстве которой В.В. Меннер принимал активное участие. Он следил за деятельностью многих зарубежных коллег, занимавшихся этими же вопросами. С его помощью в СССР были опубликованы, в частности, переводы важных в методическом отношении работ К. Данбера и Д. Роджерса, О. Шиндewolfа, Р. Харланда и др., А. Хэллема, Х. Хедберга и др. Владимир Васильевич организовывал их обсуждение, и сам неоднократно выступал в печати с их оценкой. Известно, какую большую роль он сыграл в обсуждении и подготовке к изданию Международного Стратиграфического руководства 1976 г. и Стратиграфического кодекса России 1992 г. Он сам много работал над проблемами стратиграфической классификации и создавал основу того стратиграфического мировоззрения, которое в той или иной мере оказывало влияние на стратиграфические исследования не только в

ГИНе, но и во всей стране. Высокая геологическая и биологическая образованность и эрудиция Владимира Васильевича позволяли влиять этими идеями и на зарубежную практику. Его подходы к разработкам стратиграфической классификации разных типов были широко востребованы международной общественностью.

Однако, развивая идеи классического или традиционного направления стратиграфии (расчленение и корреляция разрезов древних толщ), В.В. Меннер постоянно обращал особое внимание на необходимость использования стратиграфических данных для выявления естественной этапности геологической истории Земли. Недаром он часто повторял, что стратиграфия является частью исторической геологии. По его мнению, любая стратиграфическая схема представляет собой отражение древней истории того или иного бассейна с населявшей его биотой. Фактически он призывал к изучению ископаемых на экосистемной основе. И в этом он был союзником В.И. Вернадского с его идеями исследований живого вещества в разных экосистемах и в биосфере в целом.

В последние годы учение В.И. Вернадского о биосфере пользуется все большей востребованностью. Мы уже взяли на вооружение многие положения этого учения и, в частности, осознали, что биосферный процесс – процесс непрерывный и неравномерный, что развитие живого вещества идет по другим законам по сравнению с космическим веществом, что этому развитию (саморазвитию) свойственны нелинейные процессы и пр. Вместе с тем живое вещество характеризуется определенными особенностями (высокая приспособляемость к различным условиям, высокая скорость обновления и т.п.), и можно в его деятельности выявить ряд важных функций (энергетическую, транспортную, деструктивную, средообразующую, информационную и др.). Основными блоками биосферы являются экосистемы разного масштаба и разной степени открытости (закрытые, полужакрытые, открытые). Экосистемам свойственно стремление сохранять свою структуру и функциональные свойства под воздействием внешних факторов (стабильность, упругость, пластичность и пр.). Специальное внимание сейчас обращается на коэволюцию (определенную направленность развития разных блоков живого вещества биосферы) и синергетику (согласованное действие многих элементов систем). Вместе с тем выявилось универсальное свойство экосистем – их эмерджентность (свойства системы как целого не являющиеся простой суммой свойств составляющих ее элементов).

Для стратиграфов чрезвычайно важным является история развития биосферы и экосистем во времени, что, прежде всего, отражается на смене биотических сообществ. В настоящее время делаются попытки обозначить факторы, определяющие направленность эволюционного процесса, – селектогены. Одни из них отвечают за направленность филогенетических сдвигов (автогенети-

ческие), другие обеспечивают изменения вдоль оси (эктогенетические) – изменения плотности сообществ, их распределение и пр.

Разрабатывая свое учение о биосфере, В.И. Вернадский открыто писал, что он не биолог и сталкивается с явлениями жизни с другой, геохимической, точки зрения. Другими словами, его концепция жизни (или живого вещества) не имела биологического содержания (с рассмотрением, например, особенностей развития таксонов и сообществ и пр.). Вот почему чрезвычайно важным представляются работы, которые в той или иной мере касаются специфики развития биотической составляющей биосферы. Этому развитию свойственна определенная этапность, периодичность и фазовость, выражением которых является смена и преобразование биотических сообществ и таксонов, частным проявлением чего могут считаться вымирания (субглобальные или региональные). Владимир Васильевич был одним из тех, кто активно работал над проблемами этапности эволюции органического мира, связывая ее с развитием той или иной экосистемы (или бассейна). Поэтому еще в 1950–1960-х годах он писал о том, что основа стратиграфии – в геологической истории бассейна и органического мира. В связи с этим он большое значение придавал палеогеографическим реконструкциям и их важной части – палеобиогеографии. И не случайно, что он так часто любил ссылаться на положительный опыт в этом отношении А.П. Карпинского, А.Д. Архангельского, Н.И. Андрусова, Р.Ф. Геккера, В.П. Колесникова и др. И вот почему он постоянно интересовался достижениями гидробиологов (Л.А. Зенкевича, К.В. Беклемишева, Е.Ф. Гурьяновой и др.), материалы которых по биогеографии он призывал активно использовать и в палеобиогеографии.

Под руководством В.В. Меннера была выполнена целая серия работ палеогеографического–палеобиогеографического направления. Достаточно вспомнить построения Х.С. Розман и М.Н. Соловьевой по палеозою, К.И. Кузнецовой и М.А. Пергамента по мезозою, Е.Д. Заклинской и В.А. Крашенинникова по кайнозою и т.п. К этой серии относились также работы флористов В.А. Вахрамеева, С.В. Мейена и др. и четвертичников В.И. Громова, К.В. Никифоровой и др. Сам Владимир Васильевич в 1960-х годах выступил как редактор “Атласа литолого-палеогеографических карт” и других изданий.

В.В. Меннер хорошо понимал, что в конце прошлого века стратиграфия, не теряя своего традиционного направления (выделение стратиграфических подразделений и их границ), все больше переходит к выявлению этапности геологического развития Земли и ее биосферы. Это на-

правление впоследствии реализовалось в новые идеи “динамической” или “биосферной” стратиграфии. В настоящее время многие геологи все чаще обращаются к стратиграфии как к стратиграфии былых биосфер и их состояний, а в региональном масштабе к стратиграфии палеоэкосистем. На практике это находит отражение не только в создании стратиграфических схем нового поколения, но и в составлении календарей геологических (биотических и абиотических) событий, с показом их позиции на хронологической шкале, а также в построении палеогеографических и палеобиогеографических (прежде всего ареальных) карт, которые составляются по разным хронологическим срезам с отражением характера и направленности изменения обстановок во времени и пространстве. При таких реконструкциях важен анализ не только отдельных таксонов, но и прежде всего биотических сообществ с рассмотрением их изменений в связи, с одной стороны, с эволюционными процессами, а с другой – экологическими перестройками в древних бассейнах (или экосистемах). Сейчас наступило время, когда эти построения можно делать на дробной стратиграфической основе, что еще 30–40 лет назад не представлялось возможным.

Добавим еще одно. Мы являемся свидетелями того, что в последние годы разработка различных аспектов стратиграфии все больше увязывается с системным анализом. Многие уже осознают, что операционные принципы стратиграфии находятся в поле общесистемных законов. В целом, гипергенная оболочка Земли обладает всеми признаками системной организации. Все системы в ее пределах развиваются циклически необратимо и непрерывно-прерывисто. Кстати, именно системный анализ позволяет по-новому подойти к трактовке стратиграфических подразделений – стратонов – и их границ. Стратон с этих позиций соответствует отложениям, сформировавшимся в период подвижно-равновесного состояния системы, а границы фиксируют события, которые обусловили смену одного квазистабильного состояния системы другим.

В ряду крупных научных величин ГИНа, таких как Н.С. Шатский, А.В. Пейве, А.Л. Яншин, Н.М. Страхов, В.В. Меннер занимал весьма достойное место. Он действительно был основателем и главой научной стратиграфической школы ГИНа и одновременно пользовался большим авторитетом как в нашей стране, так и за рубежом. Это делало его одной из самых ярких фигур Международного Союза геологических наук прошлого века. В нашей памяти В.В. Меннер останется как крупный ученый и организатор науки, замечательный педагог и прекрасный порядочный человек. Без сомнения, его научные идеи будут востребованы и развиты в будущем.

УДК (092):55

ОЛЬГА ПАВЛОВНА ЯРОШЕНКО

В июле 2006 года исполнилось 80 лет Ольге Павловне Ярошенко, кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику Геологического института РАН. Талантливый палинолог и биостратиграф, она интересно и плодотворно работает в области палинологии мезозоя уже более 50 лет, являясь пионером в разработке многих научных проблем.

О.П. Ярошенко родилась 4 июля 1926 г. в Москве. После окончания школы поступила на географический факультет МГУ, который окончила в 1949 г. В 1949–1954 годах она занималась палинологическими исследованиями в лаборатории Главсевморпути под руководством Э.Н. Кара-Мурзы. Благодарную память и глубокую привязанность к своему первому учителю, который дал ей путевку в науку, Ольга Павловна сохраняет долгие годы. В середине 50-х годов Ольга Павловна была приглашена на работу в МГУ для организации палинологической лаборатории на Геологическом факультете. Эта лаборатория, которой она заведовала до 1959 г., существует до сих пор. С 1959 г. вся ее деятельность связана с Геологическим институтом РАН. По приглашению В.А. Вахрамеева она поступила в аспирантуру. После завершения аспирантуры и защиты диссертации она осталась работать палинологом

в лаборатории палеофлористики ГИНа по стратиграфии юры и раннего мела Северного Кавказа. По этой тематике опубликована ее первая монография “Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа” (1965). Работа получила мировое признание, как первое фундаментальное исследование по палинологическому обоснованию расчленения юры и мела этого крупного региона. Она до сих пор сохраняет большую научную ценность.

В дальнейшем исследования Ольги Павловны касаются проблемы палинологического обоснования и ярусного деления позднепермских, триасовых, юрских и меловых отложений России. Результатом этих работ явились многочисленные публикации по стратиграфии и палинологии Крымско-Кавказского региона, Русской плиты, как ее южных и центральных районов, так и Печорской впадины, а также Прикаспийской и Тунгусской синеклиз, в том числе монография “Комплексы мiosпор и стратиграфия триаса Западного Кавказа” (1978). Установленные палинокомплексы, как в ранних работах, посвященных изучению юрских и нижнемеловых отложений, так и в последующих, связанных с триасовыми и пермскими отложениями, способствовали разрешению задач при поисках и разведке нефтегазоносных отложений различных регионов. В своих работах Ольга Павловна рассматривает также вопросы фитогеографии нижнего триаса, палинофлористической перестройки на границе перми и триаса Восточно-Европейской платформы, расчленения и корреляции верхнепермских и триасовых отложений Восточной и Западной Европы. Ею выделены основные этапы развития палинофлор поздней перми и триаса, обусловленные изменениями палеогеографических обстановок и климата.

В конце 80-х – начале 90-х годов прошлого столетия научные интересы Ольги Павловны были сосредоточены на изучении триасовых нефтегазоносных толщ Сирии. Работая в составе Сирийской экспедиции АН СССР, она изучала экспонированные разрезы в Пальмирах и выполняла чрезвычайно важную работу по расчленению и корреляции триасовых отложений, вскрытых скважинами в Месопотамии и на южном склоне Алеппского плато. Очень важной стороной ее деятельности было обоснование средне- и поздне триасового возраста эвапоритовых толщ, представленных ангидритами и доломитами, ранее относимых к юре. Совместно с сирийскими биостратиграфами

и палинологами Бах Имамом и Нассри, Ольгой Павловной было выделено и описано восемь палинокомплексов, последовательно сменяющих друг друга в разрезах с обоснованием их возраста в интервале от второй половины раннего триаса до рэта. Важно, что ряд палинокомплексов удалось сопоставить с близкими по составу комплексами стратотипических разрезов ярусов среднего и позднего триаса Австрийских Альп. Палиноморфы сирийского триаса были не только тщательно описаны, но и вошли в палинологический атлас, которым ныне пользуются местные специалисты. На основе палинологических разработок удалось уточнить и даже представить в новом свете палеогеографические и климатические реконструкции: было убедительно доказано, что в отличие от современной климатической зональности Средиземноморья, когда нарастание аридизации идет с запада на восток, в триасе более аридными были западные районы этого региона.

В последнее время Ольга Павловна занимается изучением палиноморф переходных слоев перми и триаса в Центральной части Русской плиты, а также расчленением триасовых толщ по палинологическим данным с обоснованием возраста палиностратонов. В отличие от специалистов, которые указывают на резкую смену биоты на рубеже перми и триаса, Ольга Павловна уже давно пришла к заключению о постепенной смене флор палеофита и мезофита, которая началась еще в недрах пермского периода и завершилась к середине триаса.

Ольга Павловна Ярошенко является одним из немногих отечественных специалистов-палинологов, которые доводят свои исследования до завершающей стадии – монографического описания палиноморф с их иконографическим приложением. Благодаря этому, публикации Ольги Павловны широко востребованы палинологами-практиками и многие из описанных ею таксонов вошли в стратиграфические схемы в качестве видов, индексирующих региональные палинозоны.

Современные достижения палинологии, переход на изучение палиноморф средствами высоко-разрешающей и электронной микроскопии не прошли мимо юбиляра. Она принимала деятельное участие в исследовании моносаккатной пыльцы *Cordaitina Samilovich*. Выделение микроспор из микроспорангиев плауновидных растений *Pleuromeia rossica Neuburg* и *Tomiostrabus radiatus Neuburg* из нижнего триаса Русской плиты и Тун-

гусской синеклизы и их изучение привело ее к заключению о сходстве этих палиноморф с дисперсными спорами родов *Densoisporites* и *Atrispores*.

Ольге Павловне принадлежат многочисленные публикации по стратиграфии и палинологии триасовых, юрских и меловых отложений Крымско-Кавказского региона, Русской плиты, Прикаспийской и Тунгусской синеклиз. Ею описано около 150 таксонов спор и пыльцы, в том числе один новый род и несколько видов, помещенных в международные справочные руководства. Ее исследования способствовали решению многих практических задач, особенно касающихся стратиграфического расчленения нефтегазоносных толщ и их корреляции. Разработки Ольги Павловны вошли в качестве составных частей во многие унифицированные стратиграфические схемы триаса России.

Помимо научной работы, Ольга Павловна вела и ведет большую научно-организационную работу, где ее талант не менее востребован. Она является членом бюро Палинологической комиссии России и в этом качестве принимала участие в организации и проведении всероссийских и международных палинологических конференций, на которых выступала с докладами. Она организовывала и руководила палинологическими коллоквиумами по триасу и перми с целью обмена опытом между сотрудниками производственных и научных организаций бывшего Советского Союза. Ольга Павловна оказывала большое содействие повышению квалификации молодых специалистов. Она воспитала плеяду палинологов, работающих в различных организациях России и СНГ. К ее консультациям постоянно обращались стратиграфы и палеонтологи со всех концов бывшего Советского Союза.

Ольгу Павловну характеризуют редкие душевные качества, высокая принципиальность, безукоризненная честность, исключительное трудолюбие, большая требовательность к самой себе. Она очень отзывчивый, жизнерадостный и неутомимый человек. Ольга Павловна активно продолжает свою научную и научно-организационную деятельность. Мы желаем ей – красивой и обаятельной женщине – доброго здоровья и дальнейших творческих успехов.

*Сотрудники Лаборатории палеофлористики
ГИН РАН*

УДК (092):55

ВИКТОР АЛЕКСАНДРОВИЧ ЗАХАРОВ

(к 70-летию со дня рождения)



13 ноября 2006 г. исполнилось 70 лет широко известному специалисту по бореальному мезозою, заведующему Отделом стратиграфии Геологического института РАН, ответственному секретарю журнала “Стратиграфия. Геологическая корреляция”, доктору геолого-минералогических наук, профессору Виктору Александровичу Захарову.

В 1960 г. сразу же после окончания с отличием Ленинградского горного института В.А. Захаров получил приглашение от академика Б.С. Соколова и члена-корреспондента В.Н. Сакса на работу в Институте геологии и геофизики (ИГиГ) Сибирского отделения АН СССР. Объясняется это тем, что В.А. Захаров, обучаясь на кафедре месторождений полезных ископаемых, рано проявил интерес к палеонтологии, и еще будучи студентом проводил изучение и описание верхнемеловых иноцерамов Горного Крыма и палеогеновых устриц Ферганской долины. В институте его учителями были заведующий кафедрой палеонтологии профессор Б.В. Наливкин и профессор кафедры исторической геологии В.И. Бодылевский.

Попасть в академический институт сразу после завершения обучения в высшей школе считалось большой удачей, а работа в науке в советское время была очень престижной. Все это сти-

мулировало В.А. Захарова как можно быстрее принять участие в полевых работах и приступить к активному сбору и изучению фауны. Так получилось, что первые же полевые исследования проходили в экспедиции ИГиГ, занимавшейся изучением палеонтологии и стратиграфии триаса и нижней юры на Северо-Востоке страны. Такая первая специализация полевых работ по существу определила весь дальнейший научный путь В.А. Захарова – изучение бореальной юрской и меловой фауны моллюсков. По возвращении из полевой экспедиции В.А. Захаров обработал собранный палеонтологический материал, сделал доклад на Молодежной конференции Сибирского отделения и опубликовал статью в журнале “Геология и геофизика”, посвященную двустворчатым моллюскам и биостратиграфии нижней юры Северного Приохотья. Первый опыт оказался успешным: большое число ссылок на эту публикацию обеспечило автору известность среди профессионалов по юрским отложениям Циркумпа-цифики.

Научному росту В.А. Захарова способствовало не только тесное общение с Б.С. Соколовым и В.Н. Саксом, но и работа в “группе Сакса”, которая занималась комплексным изучением биостратиграфии и седиментологии юрских и меловых отложений на севере Сибири. В эту группу входили ленинградцы – литологи З.З. Ронкина и Е.Г. Юдовный, микропалеонтолог В.А. Басов, специалист по нижнемеловым аммонитам Н.И. Шульгина и знаток биозональной стратиграфии юрских отложений М.С. Месежников. Постоянное общение с этими коллегами способствовало расширению познаний В.А. Захарова в стратиграфии, седиментологии и палеобиологии.

Объектом исследований В.А. Захарова в “группе Сакса” стали двустворчатые моллюски. Выбор был сделан не случайно. Привязанность к этой группе объяснялась стремлением основательно заняться как биостратиграфией, так и палеоэкологией. Увлечение палеоэкологией пришло после знакомства с трудами Р.Ф. Геккера и им самим еще в годы студенчества. В кандидатской диссертации, ставшей фундаментальной монографией по отряду позднеюрских и раннемеловых разномускульных двустворок Северной Сибири, впервые в СССР было применено важное новшество: описание каждого таксона сопровождалось его тафономической и палеоэкологиче-

ской характеристикой. Работа была высоко оценена специалистами, представлена на соискание премии Ленинского комсомола и дошла до финальной стадии конкурса. В 1960 годы особый интерес у палеонтологов вызывала популяционная генетика, поскольку с ней тесно увязывалась феноетика, что позволяло на основе тщательных тафономических наблюдений оценить генетическую однородность элементарного палеонтологического материала – выборки из палеопопуляции. Для проверки эффективности нового подхода к изучению фоссилий В.А. Захаров выбрал семейство астартид. Представители этой группы – полузакрывающиеся в грунт двустворки – нередко в изобилии встречаются в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях на севере Евразии. Результаты изучения коллекций астартид, собранных и обработанных В.А. Захаровым по специальным методикам, позволили обосновать эффективность палеопопуляционного анализа и позднее на этой базе осуществить ревизию систематики важнейшей для биостратиграфии бореальных отложений группы двустворок – бухид. Стратиграфическая шкала и схема корреляции верхнеюрских и нижнемеловых бореальных отложений по бухидам были одними из главных положений защищенной в 1979 г. докторской диссертации. Зоны, выделенные по бухиям наряду с зонами по другим “парастратиграфическим” группам организмов, вошли в зональный бореальный стандарт, предложенный позже В.А. Захаровым с учениками и соратниками в качестве основной биохронологической шкалы для детальной корреляции отложений не только Северной Евразии, но и всей циркумбореальной Панбореальной биогеографической надобласти.

1960 и 1970 годы явились золотым веком в геологии нашей страны. В это время бурно развивались новые идеи в тектонике, седиментологии, геохимии, геофизике, палеобиологии, в реконструкции факторов внешней среды геологического прошлого. И при этом для выяснения количественных характеристик в геологию осадочных пород активно внедряются геохимические методы. В.А. Захаров с коллегами модернизировали метод Ракера–Валентайна определения абсолютной палеосолености вод по биофильным элементам, содержащимся в раковинах устриц, применили его к позднеюрским и раннемеловым морям на севере Сибири, а затем предложили метод реконструкции фаций на основе количества палеопротеинов в раковинах морских беспозвоночных. Отличительной особенностью этих работ была максимальная детальность исследований, начиная с тщательного изучения тафономических и седиментационных признаков слоя в разрезе и заканчивая морфометрическими замерами раковин в выборках из ископаемых популяций в лаборатории. Степень надежности выводов

проверялась многократным посещением наиболее важных обнажений. В результате работ, проведенных в 1960-е годы совместно с литологом Е.Г. Юдовным, были предложены методы полойной корреляции разрезов ритмичных терригенных толщ и фациальные модели раннемелового Северосибирского моря. Тафономические и палеоэкологические выводы легли в основу учебного пособия (1884 г.) и соответствующих глав сводки “Современная палеонтология” (1988 г.).

В 1980-е–1990-е годы одним из важных для юбиляра объектов стали нефтегазоносные бассейны осадконакопления северных и полярных территорий и акваторий России, а среди осадочных пород – черносланцевые толщи. Среди этих объектов на первое место следует, конечно, поставить баженовскую свиту, изучение которой В.А. Захаров начал вместе с В.Н. Саксом еще в 1970-е годы во время массовых палеонтологических определений окаменелостей из кернов Западной Сибири в ЗапСибНИГНИ (г. Тюмень). Позднее совместно с Ю.В. Брадучаном, Ф.Г. Гурари, А.В. Гольбертом и др. была опубликована ныне популярная среди геологов книга “Баженовский горизонт Западной Сибири” (1986). В этой работе В.А. Захаров описал довольно своеобразную устойчивую в течение почти 8 млн. лет экосистему Баженовского моря, круговорот биоты которого и специфические условия захоронения неокисленного органического вещества привели к формированию уникальной высокоуглеродистой породы, названной Н.Б. Вассоевичем баженовитом. Совместно с В.М. Гавшиным было показано, что геохимические характеристики этой породы прослеживаются до западных норвежских окраин Баренцевоморского шельфа. Сравнительный анализ условий формирования черных сланцев в позднеюрском Среднерусском море, проведенный совместно с М.С. Месежниковым и Ю.В. Брадучаном, показал, что исходное органическое вещество в этих палеобассейнах имеет разную по происхождению природу и непохожие условия захоронения. Большое внимание в работе уделялось методам реконструкции палеоглубин. Дальнейшее развитие эти методы получили в исследованиях российско-американского коллектива над кривой эвстатике в юре и мелу по материалам Восточно-Европейской и Сибирской платформ. В этом коллективном труде палеобатиметрическая модель, разработанная В.А. Захаровым, стала ключевой при построении детальных кривых. Вывод о сравнительно небольшой амплитуде эвстатических колебаний, основанный на анализе палеобатиметрической модели, признается все большим числом зарубежных исследователей.

Среди важных результатов исследований В.А. Захарова, проведенных вместе с геохимиками, следует отметить открытие иридиевой анома-

лии на границе юры и мела на севере Сибири (полуостров Нордвик, мыс Урдюк-Хая). Высокая концентрация сидерофильных элементов и золота в пограничном 5-ти сантиметровом прослое фосфатного известняка объясняется В.А. Захаровым седиментационной недокомпенсацией: значительным удалением места садки от источников сноса, отсутствием терригенного разбавления поступавшего космического и биогенного материала в условиях некомпенсированного прогибания центра Хатангской впадины. То, что высокая концентрация элементов платиновой группы не связана с импактным событием, свидетельствует тот факт, что следов биотической перестройки на границе периодов в арктическом бассейне не установлено. По мнению В.А. Захарова с соавторами (2006), влияние космических факторов на биологическую эволюцию безусловно имело место в истории биосферы Земли, но его значение часто преувеличивается при поисках триггеров биотических кризисов. Этот вывод доказательно аргументирует анализ кризисной ситуации на границе плинсбаха и тоара на севере Сибири. В.А. Захаровым и его коллегами была исследована динамика таксономического разнообразия различных палеобиогеографических группировок как среди морские организмов (аммонитов, двустворок, остракод, фораминифер, динофлагеллат), так и наземных (спор и пыльцы). Оказалось, что определяющим фактором биотической перестройки как в море, так и на суше в пограничном интервале плинсбаха и тоара был фактор климатический: наибольший ущерб кризис нанес теплолюбивым организмам, а холоднолюбивые пострадали менее существенно.

Выяснение особенностей палеобиогеографической дифференциации юрских и меловых организмов с целью районирования морских акваторий Северного полушария постоянно проводилось В.А. Захаровым во время его работы в группе В.Н. Сакса. Результаты исследований, опубликованные в 1971 г., оказались наиболее существенными со времени издания классических трудов М. Неймайра (1883) и В. Улига (1911). Позднее биогеографическое направление работ юбиляра трансформировалось в оценку палинспастических реконструкций на севере Азии и в Арктике. В.А. Захаров с соавторами (1996) доказали несостоятельность представлений о существовании в юре и мелу на северо-востоке Азии заметного количества сиалических массивов, трактуемых как экзотические террейны. В недавно опубликованных работах В.А. Захарова подверглась ревизии широко принятая палинспастическая реконструкция Южно-Аннуйского океана в мезозое. Было доказано, что упомянутый океан мог пересекать Арктику только в триасе, но не в юрском периоде, а Евразийский бассейн океанического типа отсутствовал в меловом периоде.

Особое значение для определения местоположения и характера границ двух супербиохором в юре и раннем мелу имеют приведенные В.А. Захаровым реконструкции бореально-тетического экотона в Бореально-Атлантической и Бореально-Тихоокеанской областях. В Европе в течение келловая, поздней юры и начала мела, т.е. более 50 млн. лет, экотон располагался преимущественно между 50° и 55° с.ш., в Приморье – между 45° и 55° с.ш., а в Калифорнии – 35° и 50° с.ш. Длительное стабильное положение экотона в Европе не дает оснований для суждения о постоянном перемещении к северу Русской плиты и ее обрамления на западе.

В 1980-е годы В.А. Захаров с группой учеников приступил к изучению до того слабо исследованных верхнемеловых отложений на севере-востоке Западной Сибири и Приполярном Урале. В течение нескольких лет, включая 6 полевых сезонов, ими был исследован и детально описан полный разрез всех ярусов названного отдела, и впервые разработана зональная шкала верхнего мела по диноцистам и значительно усовершенствована шкала по моллюскам.

Особое место в трудах В.А. Захарова занимает проблема волжского яруса – терминального в юрской системе. Этому ярусу еще в начале 1970-х годов была посвящена книга, написанная им совместно с М.С. Месежниковым, в которой доказывалось единство яруса. Однако ситуация обострилась после решения МСК РФ (1996 г.) расчленить ярус на две части и перенести верхневолжский подъярус в меловую систему. В.А. Захаров выступил в защиту целостности понимания объема волжского яруса и предложил сохранить его в общей шкале Панбореальной надобласти. С помощью биостратиграфических методов, действительно, пока невозможно провести зональную корреляцию большей части волжского яруса Панбореальной надобласти и средиземноморского титона, что лишает сторонников единства этого яруса веских биостратиграфических оснований для однозначных выводов. И все же результаты магнитостратиграфических исследований, полученные в 2005 г. чешскими геофизиками, свидетельствуют о том, что нижняя граница берриаса (и меловой системы) в северосибирском разрезе на полуострове Нордвик находится в кровле бореальной зоны *Craspedites taimyrensis* (временной аналог верхней зоны *C. nodiger* стратотипа волжского яруса на Русской плите). Таким образом, чаша весов склоняется в поддержку позиции В.А. Захарова.

Ровно 40 лет В.А. Захаров проработал в многократно переименованном Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук в г. Новосибирске. Здесь он прошел путь от старшего лаборанта-исследователя до заведующего лабораторией (1982–2000 гг.). С начала 70-х го-

дов В.А. Захаров начал преподавать (по совместительству) в Новосибирском госуниверситете и здесь прошел все ступеньки роста от ассистента до профессора и заведующего кафедрой исторической геологии и палеонтологии (1982–2000 гг.). В 2000 г. В.А. Захаров переехал в Москву, поступил на работу в Геологический институт РАН на должность главного научного сотрудника, а в 2005 г. назначен на должность заведующего отделом стратиграфии.

В период 1960–2005 гг. В.А. Захаров был организатором и участником 23-х полевых экспедиций в полярные и приполярные районы Северной Евразии. Он изучал разрезы титона и нижнего неокома Паскенты (Северная Калифорния) и описывал обширные коллекции из Гренландии и Норвегии (Лофотенские острова, Баренцево море).

В течение многих лет В.А. Захаров постоянно проводил значительную научно-организационную работу в отечественных и международных геологических организациях, являясь председателем Международной рабочей группы по границе юры и мела, голосующим членом Международных подкомиссий по юрской и меловой системам Стратиграфической комиссии при Международном союзе геологических наук, представителем от России в Международной палеонтологической ассоциации, членом общества осадочной геологии США. В настоящее время он состоит членом ряда научных советов при академических институтах и ВАК РФ, действительным членом

МОИП, ВПО и РАЕН. В.А. Захаров возглавляет юрскую комиссию МСК РФ. Длительное время он состоял в редколлегии журналов “Геология и геофизика” и “Стратиграфия. Геологическая корреляция”, а в настоящее время является ответственным секретарем второго названного журнала. В.А. Захаров воспитал не один десяток геологов, среди которых 14 кандидатов и докторов геолого-минералогических наук. Вместе с тем он был участником многолетних проектов МПГК и РФФИ, выступал с докладами на Всесоюзных и Международных конгрессах и симпозиумах и неоднократно совместно с американскими коллегами получал гранты USA NSF. В.А. Захаров – автор и соавтор около 300 научных работ, включая 16 монографий по палеонтологии, палеоэкологии, биостратиграфии, палеобиогеографии, палеоклиматологии и палеогеографии бореального мезозоя, опубликованных в России и за рубежом. Приказом Президента РФ В.А. Захарову присвоено звание Заслуженного деятеля науки Российской Федерации (1998 г.).

Акад. Б.С. Соколов

Акад. М.А. Семихатов

Зав. редакцией Т.В. Тришкина

Науч. редактор А.С. Тарабанова

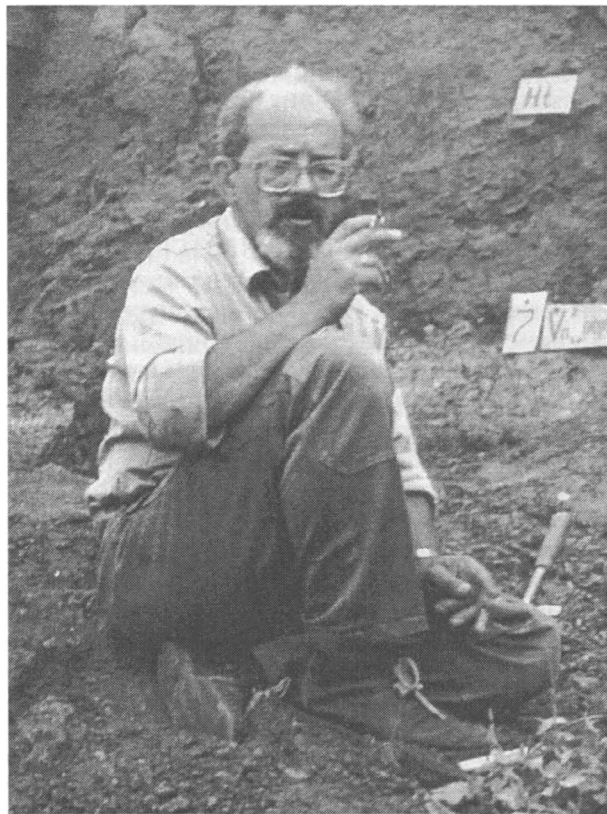
Редколлегия журнала

“Стратиграфия. Геологическая корреляция”

УДК (092):55

СВЕЧА ГОРЕЛА...

(памяти Михаила Семеновича Месежникова)



18 августа 2006 г. исполнилось бы 75 лет Михаилу Семеновичу Месежникову – одному из наиболее ярких ученых и талантливых организаторов в области стратиграфии, палеобиогеографии и палеогеографии мезозоя. Будучи многогранным по интересам и широко образованным профессионалом – геологом и палеозоологом – М.С. Месежников одинаково свободно владел биологическими методами для решения геологических задач и располагал обширной геологической информацией для объяснения причинно-следственных связей биологической эволюции. Проблемы взаимоотношения среды и биоты и пространственно-временные аспекты развития и расселения морских беспозвоночных и, прежде всего, аммонитов в юрском периоде постоянно находились в центре его внимания. Однако вопросы палеобиогеографии никогда не были в творчестве Михаила Семеновича самодостаточными. Он всегда тесно увязывал их с одной из важнейших стратиграфи-

ческих задач – прослеживанием биостратонов: зон и слоев с остатками фауны на площади, и не раз подчеркивал, что изменение границ палеобиогеографических областей и провинций имеет значение прежде всего для стратиграфии.

М.С. Месежников родился 18 августа 1931 г. в Ленинграде. Отец его был лесным инженером, мать – врач-стоматолог. Михаил Семенович был единственным ребенком в семье, где царила атмосфера любви, заботы и дружбы¹.

Будучи в средней школе, Михаил Семенович мечтал стать филологом, но в силу господствовавших тогда ложных представлений властей по национальному вопросу, вынужден был изменить свои планы. В 1950 г. он благополучно сдает экзамены в Ленинградский Горный институт, который заканчивает в 1955 г. по специальности “геология и разведка нефтяных и газовых месторождений”. С этого момента начинается его блистательный, хотя и не легкий путь в геологии. В 1963 г. Михаил Семенович защищает кандидатскую диссертацию, посвященную аммонитам и биостратиграфии юрских отложений Приполярного Урала. Докторская диссертация, блестяще защищенная в 1975 г., была основана на материалах по кимериджскому и волжскому ярусам всего севера СССР. Незаурядные способности, великолепная память, глубокие профессиональные знания позволили ему довольно быстро приобрести научный авторитет. В крупном отделе стратиграфии и палеонтологии ВНИГРИ Михаил Семенович стал неформальным лидером задолго до назначения его руководителем этого отдела в 1972 г. Чтобы оценить важность такого события, достаточно сказать, что до М.С. Месежникова пост заведующего занимали Б.С. Соколов и Д.Л. Степанов, под руководством которых выросло не одно поколение специалистов в СССР. После формального закрепления своего лидерства ни в поведении, ни в рабочем режиме М.С. Месежникова ничего не изменилось: он оставался трудоголиком и, как и прежде, столь же доступным для окружающих. Число посетителей, стремившихся обсудить с ним научную или житейскую проблему, увеличивалось с каждым годом. В его маленькой

¹ См. К.И. Кузнецова, Г.Э. Козлова. Михаил Семенович Месежников (1931–1989). Проблемы стратиграфии и палеонтологии мезозоя. СПб: ВНИГРИ, 1999. С. 4–5.

(к несчастью, сильно прокуренной) комнате нельзя было поместиться более 3–4-х человек, поэтому в тесном и темном коридоре перед дверью нередко скапливалась очередь, состоявшая отнюдь не только из работников ВНИГРИ или других геологических учреждений Ленинграда, но и приезжавших со всей страны.

Умение видеть перспективу научного направления, выбрать стратегию исследований, сплотить специалистов для решения проблемы – все эти качества определили не только его личную научную судьбу, но и успех научного направления, которое он возглавлял. Геология в стране была на подъеме. Многочисленные полевые отряды отдела работали практически на всей территории СССР: от Якутии и до Белого моря, от Полярного Урала до Каспийского моря. В отдел поступали обширные документальные и каменные материалы, и, прежде всего, коллекции окаменелостей. Михаил Семенович вникал в дела и результаты работ всех полевых отрядов и специалистов – макро- и микропалеонтологов, литологов и геохимиков. Вспоминая эту почти ежедневную занятость, не перестаешь удивляться, как М.С. Месежников умудрялся столь продуктивно работать в науке.

По натуре М.С. Месежников, безусловно, был романтик. Его обширная домашняя библиотека включала книги по искусству, истории, архитектуре, художественной классической литературе. Он легко ориентировался во всех этих областях. Классическая музыка постоянно звучала в его доме. Его привлекали дальние и трудные странствия, поэтому он стремился в геологические экспедиции, которые давали возможность не только собрать уникальные коллекции юрских аммонитов, изучить и послойно описать важнейшие разрезы юры, но и погрузиться в иной мир. Ныне здравствующие его друзья и коллеги запомнили Михаила Семеновича как человека, которому не были чужды любые человеческие страсти. Будучи от природы наделенным многими талантами, он, тем не менее, всегда оставался одним из нас: в полевых маршрутах не позволял никаких скидок, тянул бичевой груженые снаряжением и образцами лодки, весь долгий полярный день стучал молотком на обнажениях в поисках окаменелостей, по-детски радовался находке редкого аммонита, а затем, от обнажения до лагеря нередко тащил самые тяжелые рюкзаки, любил веселые застолья в поле и принимал многочисленных гостей у себя на квартире, пел “в хоре” у костра и дома тихие грустные, но порой и веселые песни, огорчался и даже замыкался, сталкиваясь с непреодолимыми административными препонами. Следует отметить, что Михаил Семенович на заседаниях и в беседах яростно защищал свои убежде-

ния, но, прежде всего, вставал на защиту друзей и ущемленных в правах сотрудников, оставаясь при этом интеллигентным, мягким и деликатным. Он нежно любил своего сына Сашку и, невзирая на постоянную занятость, уделял ему много внимания.

Возможно, полевые условия позволяли Михаилу Семеновичу сбросить на время господствовавший в научно-исследовательских институтах министерства геологии СССР напряженный проектно-отчетный режим, в котором он каждодневно находился. В экспедициях он был среди друзей и единомышленников. Здесь обсуждались только что полученные результаты и строились планы на будущее. Многие идеи приходили именно во время обсуждений на обнажениях и в маршрутах. В составе полевых отрядов ВНИГРИ, НИИГА и ИГиГ СО АН СССР М.С. Месежников исколесил весь север Евразии. Однако, несмотря на свою на романтическую привлекательность, экспедиции не были для него самоцелью. Полевые исследования в конце 50-х годов начались с Приполярного Урала, затем в начале 60-х переместились на север Сибири, позже – в Тимано-Печорскую область, в 70-х годах – в центральные районы европейской части России и, наконец, на Северный Кавказ. В чем таился смысл такого маршрута? Идея заключалась в разработке зональных региональных шкал, постепенном переходе на межрегиональные – панбореальные корреляции и, наконец, на бореально-тетические корреляционные схемы.

Исследования по морфологии, систематике, филогении верхнеюрских аммонитов и зональной биостратиграфии бореальных отложений этого возраста занимали в трудах М.С. Месежникова, конечно, наиболее значительное место. Разработанная им зональная аммонитовая шкала кимериджа и волжского яруса севера СССР является наиболее существенным вкладом в детальную стратиграфию бореальных отложений. Однако его научные интересы далеко выходили за рамки палеонтологии и стратиграфии. Михаил Семенович уделял большое внимание геологической истории осадочных бассейнов юры и мела на севере Евразии, общим закономерностям осадконакопления и условиям формирования геологических тел разной природы. Начало этим работам было положено в конце 50-х годов, когда по предложению оргкомитета “Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы...” М.С. Месежников совместно с В.И. Бодылевским составили по векам юрского периода палеогеографические карты Тимано-Уральской области, включенные в выше упомянутое издание. Эта работа получила продолжение в крупном синтезе “Палеогеография севера СССР в юрском и мело-

вом периодах" (1971), выполненном коллективом геологов ВНИГРИ под руководством М.С. Месежникова и С.А. Чирвы. В данном исследовании были реализованы некоторые новые динамические идеи, связанные с показом на картах-схемах изменений соотношения море–суша в течение века, что позволяло по единому рисунку судить об изменении палеогеографической ситуации во времени.

Проблема пространственного распространения и причины неравномерного распределения позднеюрских аммонитов в Северном полушарии занимала Михаила Семеновича наряду с представлением о провинциальности аммонитовых зон. Именно в этой связке в статье "Зональная стратиграфия и зоогеографическое районирование" им впервые были изложены начальные представления о границах палеобиохорий и пределах распространения зон. Он подчеркивал, что распространение каждой зоны связано с особенностями расселения фауны в течение зонального момента, т.е. с биогеографическим районированием этого момента и что провинции имеют определенные границы лишь в течение одного зонального момента, и, таким образом, зоны имеют отчетливую связь именно с провинциями. Эта идея нашла отражение в региональных зональных шкалах на севере нашей страны и в бореальной области в целом. Представления о динамике палеозоохорий получили в 1974 г. дальнейшее развитие в одной из наиболее ярких статей по общим вопросам палеобиогеографии – "О характере изменения границ палеозоогеографических областей и провинций". Приняв за основу вскрытые им закономерности в расселении позднеюрских аммонитов бореальной области, Михаил Семенович дал блестящий анализ принципов выделения палеозоохорий и показал, что разница между нео- и палеозоохориями состоит прежде всего в том, что последние прямо не связаны с ландшафтами. Это положение было совершенно непривычно для палеонтологов, которые обычно напрямую связывают границы палеозоохорий со стабильностью факторов среды в ее пределах.

Проблема взаимоотношения бореальных и тетических фаун в юрском периоде рано привлекла внимание М.С. Месежникова. Относительная таксономическая обедненность бореальной юрской и меловой фаун, по сравнению с тетической, и ее значительный эндемизм на видовом и родовом уровнях объяснялись разницей в температуре морских вод на севере и юге Евразии. Отсутствие резких границ между палеобиогеографическими провинциями было связано с действием именно этого фактора, поскольку такая же картина наблюдается и в современных краевых морях Атлантики и Пацифики. Автор полагал, что уже с

начала юрского периода в пределах бореальной палеобиогеографической области следует обособить арктическую провинцию, в которую помимо территории полярной Евразии и арктических островов, входят Северная Аляска и полярные районы Канады. Этот вывод полностью подтвердился исследованиями последних 35 лет по всем без исключения группам фауны морских беспозвоночных. Столь же плодотворным оказался и другой вывод о постоянно существовавших связях арктических морей с мировым океаном на протяжении всего юрского и мелового периодов. Районы, где такие связи отмечаются регулярно, располагались на границах арктического бассейна с бореально-палеоатлантическим и бореально-палеотихоокеанским бассейнами и таким путем осуществлялось и проникновение в арктический бассейн фауны более низких широт и, напротив, происходила эмиграция арктических аммонитов и белемнитов в южные моря. Периодические иммиграции в высокие широты тетических (тропических) моллюсков были отмечены М.С. Месежниковым для поздней юры Северной Атлантики и установлено, что широкое появление в арктическом бассейне средиземноморских и тихоокеанских родов проявляется в юрских морях в течение строго определенных, сравнительно коротких отрезков геологического времени, которые совпадают по времени с максимальным сокращением ареала арктических родов и подродов.

М.С. Месежников, как и его старший коллега и учитель В.Н. Сакс, являлся горячим сторонником кооперации при организации работ и комплексности (междисциплинарности) в решении задач палеонтологии, стратиграфии и палеогеографии. Мультидисциплинарность исследований начиналась с полевых работ, в которых принимали участие специалисты из разных научных центров страны и практически по всем группам ископаемых организмов, а также и по веществу – литологии и геохимии. Время показало, что такой подход к организации труда приводил к повышению уровня и эффективности научно-исследовательских работ и полностью себя оправдал. Этому во многом способствовал сам М.С. Месежников, незаурядная личность которого оказывала глубокое влияние на дела и результаты работ всего коллектива.

Весьма продуктивная организационная работа в рамках юрской комиссии МСК в 70–80 гг. прошлого века проводилась Михаилом Семеновичем вместе с Г.Я. Крымгольцем, которого он сменил на посту председателя этой комиссии в начале 80-х годов. Многие предложения комиссии могли бы повлиять и на решения международной стратиграфической комиссии, если бы Михаил Семенович мог сам принять участие в ее работе. "Не-

выездной” статус Михаила Семеновича был расплатой за его несговорчивость с властями.

Ярко горевшая свеча его активной творческой и человеческой жизни была потушена внезапно налетевшим ветром: тяжелая болезнь быстро унесла М.С. Месежникова в иной мир. Перед неизбежным концом Михаил Семенович еще раз продемонстрировал сильную волю, стойкость и мужество. Он ушел из жизни, когда ему не исполнилось еще и 60-ти. В науках о Земле специалист такого возраста сочетает в себе накопленный

опыт и знания и может рассчитывать на реализацию обширных планов в будущем. Однако судьба распорядилась по своему: этим планам не суждено было осуществиться. Михаил Семенович ушел из жизни на взлете, полный творческих сил, на пике активности. Научный вклад М.С. Месежникова настолько значителен, что результаты его исследований несомненно будут достоянием еще не одного поколения геологов и палеонтологов.

В.А. Захаров

Сдано в набор 26.05.2006 г.

Подписано к печати 25.08.2006 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Цифровая печать

Усл. печ. л. 16.0

Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.

Уч.-изд. л. 15.9

Бум. л. 8.0

Тираж 238 экз.

Зак. 1743

Учредитель: Российская академия наук

Издатель: Академиздатцентр “Наука”, 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

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

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомagnetизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Российского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиозкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*