Tom 4, Homep 3 ISSN 0869-592X Май - Июнь 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор Б.С. Соколов



Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 4 № 3 1996 Май–Июнь

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

Главный редактор Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора М. А. Семихатов

Ответственный секретарь А.Б.Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

> Москва Издательство "Наука" Международная академическая издательская компания "Наука"

> > © Российская академия наук Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук, 1996 г.

СОДЕРЖАНИЕ

=

Том 4, номер 3, 1996

Sm-Nd изотопная систематика курумканской толщи ненгрской серии Алданского щита В. П. Ковач, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, В. И. Березкин, А. П. Смелов, Н. Ю. Загорная	3
Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья	11
В. И. Шульоинер, И. В. Козырева, Ш. К. Балтыоаев	11
Некоторые аспекты магнитостратиграфической корреляции Э. А. Молостовский	23
Палеоэкосистема Волжского сланцеродного бассейна фазы Dorsoplanites panderi Г. В. Кулёва, З. А. Яночкина, Т. Ф. Букина	30
Стратиграфия и радиолярии стратотипического разреза формации Перапеди верхнего мела Кипра	
Л. Г. Брагина, Н. Ю. Брагин	38
Опорные разрезы палеоцена Мангышлака Д. П. Найдин, В. Н. Беньямовский, Л. Ф. Копаевич	46
Связь эволюции эоценовых диатомовых флор с некоторыми абиотическими факторами 3. И. Глезер	62
Биогеография и особенности эволюции плиоцен-четвертичных планктонных фораминифер в Северной Пацифике Н. В. Бубенщикова, Н. С. Блюм	71
Диатомеи и палеообстановки плиоцен-плейстоцена северной части Татарского пролива <i>Т. В. Орешкина</i>	81
Стратиграфическое и корреляционное значение Чекалинского (Лихвинского) опорного разреза плейстоцена Русской равнины Н. С. Болиховская, Н. Г. Судакова	88
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
Терминальное ордовикское событие и палеозоогеография бентосной и планктонной фаун (брахиоподы, граптолиты)	
Т. Н. Корень, Л. Е. Попов	100
Цефалоподовые известняковые фации силура: Таймыр–Карнийские Альпы	
О.К.Боголепова	105

Vol. 4, No. 3, 1996

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

Sm-Nd Isotopic Systematics of the Kurumkan Subgroup, the lengr Group of Aldan Shield V P Koyach A B Kotoy E B Sal'nikoya V I Berezkin A P Smeloy and N Yu Zagornaya	3
Cashara slow and Estimation Subdivisions of the Lower Desembries in the Northwestern Ladars Design	5
V. I. Shuldiner, I. V. Kozyreva, and Sh. K. Baltybaev	11
Some Aspects of Magnetostratigraphic Correlation	
E. A. Molostovskii	23
Paleoecosystem of the Dorsoplanites panderi Phase in the Volga Shale-Generating Basin	
G. V. Kuleva, Z. A. Yanochkina, and T. F. Bukina	30
Stratigraphy and Radiolarians from the Stratotype Section	
of the Upper Cretaceous Perapedhi Formation, Cyprus	
L. G. Bragina and N. Yu. Bragin	38
Paleocene Reference Sections of Mangyshlak	
D. P. Naidin, V. N. Ben'yamovskii, and L. F. Kopaevich	46
Evolutionary Relationship of the Eocene Diatom Flora to Some Environmental Factors	
Z. I. Gleser	62
Biogeography and Pliocene-Quaternary Evolution of Planktonic Foraminifers in the North Pacific	
N. V. Bubenshchikova and N. S. Blyum	71
Pliocene-Pleistocene Diatoms and Paleoenvironments in the Northern Tartar Strait	
T. V. Oreshkina	81
The Chekalin (Likhvin) Sequence of the Russian Plain and Its Significance	
for the Pleistocene Stratigraphy and Correlation ,	00
N. S. Boliknovskaya ana N. G. Suaakova	88
BRIEF COMMUNICATIONS	
The Terminal Ordovician Event and Paleozoogeography	
of Benthic and Planktonic Faunas (Brachiopods and Graptolites)	
T. N. Koren' and L. E. Popov	100
Cephalopod Limestone Facies of the Silurian: the Taimyr Peninsula and Carnic Alps	
O. K. Bogolepova	105

УДК 550.93:552.4(571.56)

Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА КУРУМКАНСКОЙ ТОЛЩИ ИЕНГРСКОЙ СЕРИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

© 1996 г. В. П. Ковач*, А. Б. Котов*, Е. Б. Сальникова*, В. И. Березкин**, А. П. Смелов**, Н. Ю. Загорная*

 Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия
** Якутский институт геологических наук ЯНЦ СО РАН, 677000 Якутск, пр. Ленина, 39, Россия Поступила в редакцию 28.01.95 г.

В статье приведены первые данные об изотопном составе Nd высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита и ассоциирующих с ними гранат-гиперстен-биотитовых плагиогнейсов. В результате проведенных исследований установлено, что накопление пород курумканской толщи происходило не ранее ~2.9 млрд. лет, т.е. в течение не раннеархейского, а позднеархейского или раннепротерозойского этапа развития Алданского щита. Источником протолитов гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов являлись породы с возрастом не древнее 2.3 млрд. лет, а их образование отражает раннепротерозойский этап формирования континентальной коры Алданской гранулит-гнейсовой области (АГГО).

Ключевые слова. Sm-Nd изотопные исследования, высокоглиноземистые гнейсы, кураминская толща, метаморфизм, поздний архей, ранний протерозой, Алданский щит.

введение

Начиная с исследований Д.С. Коржинского (Коржинский, 1936, 1939), иенгрская серия Алданского щита, характерной чертой состава которой является ассоциация кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов, традиционно рассматривается как типичный пример катархейских высокометаморфизованных супракрустальных комплексов (Дзевановский, 1958; Докембрийская геология..., 1988; Неелов, Милькевич, 1979; Ранний докембрий..., 1986; Реутов, 1972; Рудник, 1975; Салоп, Травин, 1974; Фрумкин, 1981; Черкасов, 1979; Ez, 1983; Precambrian geology..., 1993), и используется для межрегиональных и межконтинентальных корреляций (Докембрийская геология..., 1988; Салоп, 1982; Precambrian geology..., 1993; Salop, 1983). Вместе с тем, какие-либо убедительные геохронологические доказательства катархейского возраста пород этой серии отсутствуют (Тугаринов и др., 1967, 1976), а в качестве таковых используются высокая степень метаморфизма (гранулитовая фация) слагающих ее пород и структурно-геологические данные. За последние годы получены геохронологические и изотопно-геохимические данные, свидетельствующие о раннепротерозойском возрасте протолитов тоналит-трондьемитовых гнейсов предполагаемого комплекса основания и метавулканитов федоровской толши восточной части Нимнырского блока Алданской гранулито-гнейсовой области (Ковач и др., 1992; Ковач, 1994; Ковач и др., в печати; Котов и др., 1995; Сальникова и др., 1992), а также о широко проявленных в северо-западной части

этого блока процессах раннепротерозойской переработки архейских гнейсов инфракрустального комплекса (Nutman et al., 1992; Сальникова, 1993). Кроме того, отмечается сходство ассоциаций пород курумканской толщи не только с раннеархейскими (Древнейшие породы..., 1989), но и с раннепротерозойскими (Nutman et al., 1992) супракрустальными комплексами. Все вышесказанное делает вновь актуальным вопрос о возрасте иенгрской серии Алданского щита.

В настоящей статье этот вопрос рассматривается в свете результатов Sm-Nd изотопных исследований кластических метаосадочных пород. Вследствие малой изменчивости Sm/Nd отношения в процессах выветривания, переноса, диагенеза и метаморфизма (De Paolo, 1988; Taylor, McLennan, 1975) изучение изотопного состава Nd таких пород позволяет определить средний модельный возраст источников их сноса (McCulloch, Wasserburg, 1978; O'Nions et al., 1983) и, следовательно, оценить нижнюю возрастную границу накопления супракрустальных толщ (Miller et al., 1986).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Курумканская свита иенгрской серии Алданского щита впервые была выделена под таким названием Л.И. Салопом и Л.В. Травиным (Салоп, Травин, 1974) и соответствует нижней части разреза верхнеалданской свиты иенгрской серии в понимании Ю.К. Дзевановского (Дзевановский, 1958), И.М. Фрумкина (Фрумкин, 1981), Л.М. Реутова (Реутов, 1972) и других исследователей. Кроме курумканской свиты, Л.И. Салопом и

КОВАЧ и др.



Рис. 1. Места отбора образцов для проведения Sm-Nd изотопных исследований. На врезке приведена схема структурного районирования Алданской гранулито-гнейсовой области по (Неелов, Милькевич, 1979) с дополнениями авторов. 1 – Алданская гранулито-гнейсовая область; 2 – раннедокембрийское обрамление Алданского массива; 3 – зоны разломов, ограничивающие массив; 4 – разломы, разделяющие блоки; 5 – предполагаемые границы зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей; 6 – места отбора проб для Sm-Nd изотопных исследований (номера соответствуют порядковым номерам в табл. 2). Блоки: I – зона сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей, 6 – места отбора проб для Sm-Nd изотопных исследований (номера соответствуют порядковым номерам в табл. 2). Блоки: I – зона сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей, 1 – Нимнырский, III – Сеймский, IV – Холболохский, V – Суннагинский, VI – Зверевский, VII – Мелемкенский, VIII – Сутамский, IX – Тырканский. Зоны разломов (цифры в кружках): 1 – Амгинская, 2 – Тыркандинская, 3 – Улканская, 4 – Южно-Алданская, 5 – Тунгурчино-Гынымская, 6 – Гонамская, 7 – Нуямская, 8 – Тимптонский надвиг.

Л.В. Травиным (Салоп, Травин, 1974) в составе иенгрской серии были выделены аянахская и суонтитская свиты. Впоследствии В.Л. Дук с соавторами (Докембрийская геология..., 1988; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993) объединили все эти свиты под названием "курумканская толща", исключив из их состава эндербито-, чарнокито- и гранитогнейсы (нимнырская свита верхнеалданской серии), которые отнесли к нестратифицируемому инфракрустальному комплексу. Детальная характеристика геологического строения, литологического и химического состава пород курумканской толщи дана в работах (Докембрийская геология..., 1988; Древнейшие породы..., 1989; Неелов, Милькевич, 1979; Ранний докембрий..., 1986; Травин, 1977; Precambrian..., 1993).

Породы курумканской толщи распространены в Нимнырском и Мелемкенском блоках западной части АГГО (рис. 1), где они картируются в виде фрагментов сложноскладчатых структур размером до 15 × 30 км среди эндербито- и гранитогнейсов нестратифицируемого инфракрустального комплекса и приурочены к наиболее глубоко эродированной части Нижнетимптонской куполовидной структуры (Докембрийская геология..., 1988; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993). В западной части Нимнырского бло-

ка для курумканской толщи характерна ассоциация кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов, соответствующих по химическому составу ультрасилицитам, алевропелитам и пелитам (Докембрийская геология..., 1988; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993). Восточная часть этого блока характеризуется менее дифференцированным профилем осадков курумканской толщи – здесь развиты только высокоглиноземистые гнейсы (пелиты и гидрослюдистые субсиаллиты). В Мелемкенском блоке в разрезе курумканской толщи наряду с высокоглиноземистыми гнейсами и кварцитами, образующими непрерывный ряд от ультрасилицитов до гидрослюдистых субсиаллитов, присутствуют линзы известково-силикатных пород, кальцифиров, железистых и диопсидовых кварцитов. U-Pb возраст цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов инфракрустального комплекса северо-западной части Нимнырского блока АГГО составляет 3335 ± 3 млн. лет – SHRIMP (Nutman et al., 1990, 1992) и ~3.6 млрд. лет (Морозова и др., 1989). Sm-Nd модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ этих гнейсов изменяются в интервале 3.5-3.8 млрд. лет (Котов и др., 1993; Сальникова и др., 1992; Сальникова, 1993). Конкордантное значение возраста цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов предполагаемого инфракрустального комплекса восточной части Нимнырского блока составляет

Образец	Б-1906/10	Б-1906/21	Б-1907/6	Б-1907/ба	Б-1907/17	Б-1907/18а	Б-1922/1	Б-2893	В-31в
SiO ₂	53.40	57.27	75.06	63.27	62.58	62.02	66.70	54.31	58.47
TiO ₂	1.05	1.10	0.57	0.88	0.71	0.73	0.78	1.01	1.14
Al ₂ O ₃	25.40	22.03	10.49	15.06	14.50	14.62	15.39	21.67	20.61
Fe ₂ O ₃	5.17	0.96	0.60	0.83	0.65	0.47	0.01	3.13	1.05
FeO	5.03	10.06	4.38	5.52	6.35	7.34	6.16	6.75	10.50
MnO	0.08	0.10	0.06	0.07	0.10	0.10	0.03	0.10	0.07
MgO	1.66	2.45	1.80	4.22	4.21	4.33	2.02	2.70	2.60
CaO	0.45	1.33	1.51	3.88	4.20	3.95	1.84	1.64	1.34
Na ₂ O	1.68	1.43	2.40	2.73	3.01	2.90	5.03	3.26	1.03
K ₂ O	5.31	2.16	1.85	1.79	2.19	2.09	1.76	4.06	2.54
P ₂ O ₅	0.27	0.14	0.10	0.21	0.21	0.18	0.06	0.11	0.08
П. п. п.	1.06	1.17	0.40	0.99	1.06	1.00	0.28	1.39	0.59
Сумма	100.56	100.20	99.22	99.45	99.77	99.73	100.06	100.13	100.02

Таблица 1. Представительные химические анализы (вес. %) пород курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита

Примечание. Образцы № Б-1906/10, Б-1906/21, Б-2893 и В-31в – высокоглиноземистые гнейсы, № Б-1907/6, Б-1907/6а, Б-1907/17, Б-1907/18а и Б-1922/1 – гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы.

2011 \pm 3 млн. лет, а величины Sm-Nd модельных возрастов – ~2.4 млрд. лет (Ковач, 1994; Котов и др., 1995).

Высокоглиноземистые гнейсы курумканской толщи представлены гранат-кордиерит-биотитовыми, гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми, кордиерит ± силлиманит-биотитовыми двуполевошпатовыми гнейсами. Их отличительной особенностью является натриево-калиевый характер, низкие содержания Са, повышенные – Fe и высокая степень его окисленности – табл. 1 (Ранний докембрий..., 1986). Для восточной части Нимнырского блока установлено, что высокоглиноземистые гнейсы курумканской толщи и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы инфракрустального комплекса не связаны единым трендом дифференциации (Докембрийская геология..., 1988; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993).

Среди кварцитов курумканской толщи преобладают мономинеральные разности, реже встречаются полевошпатовые кварциты, переходящие в кварцито-гнейсы, а также биотит-, силлиманити магнетитсодержащие кварциты. Предполагается, что кварциты курумканской толщи могут представлять собой как хемогенные, так и первичнотерригенные образования (Травин, 1977), Pb-Pb (ТИЭ) возраст цирконов из кварцитов курумканской толщи составляет 2.2–3.0 млрд. лет (Докембрийская геология..., 1988; Древнейшие породы..., 1989; Тугаринов и др., 1967; Precambrian geology..., 1993).

Кроме кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов, в разрезе курумканской толщи при-

сутствуют согласные тела двупироксеновых (±амфибол, ±биотит) и диопсидамфиболовых основных кристаллических сланцев и амфиболитов, соответствующих по химическому составу толеитовым базальтам (Великославинский и др., 1990; Докембрийская геология..., 1988; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993; Velikoslavinsky et al., 1993). Границы широкого распространения основных кристаллических сланцев занимают несогласное положение по отношению к контактам различных пород курумканской толщи и границам последней с инфракрустальным комплексом (Ранний докембрий..., 1986). Л.В. Травин (Травин, 1977) на основании отсутствия литолого-геохимических связей с высокоглиноземистыми гнейсами и кварцитами рассматривает основные кристаллические сланцы как "вложенные" в разрез курумканской толщи наподобие траппов и (или) дайкообразных тел. Кроме метабазальтов, С.Д. Великославинский с соавторами (Великославинский и др., 1990; Velikoslavinsky et al., 1993) в разрезе курумканской толщи выделяют ассоциирующие с основными кристаллическими сланцами метавулканиты среднего и кислого состава андезит-трахитовой и дацит-риолитовой серий, представленные в настоящее время эндербито- и чарнокито-гнейсами.

В районе "стратотипической" для курумканской толщи местности – пос. Курумкан, верхнее течение р. Алдан – в чередовании с кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами, основными кристаллическими сланцами и амфиболитами наблюдаются гиперстен-биотитовые, гранат-гиперстенбиотитовые, гранат-биотитовые плагиосланцы и

1996

гнейсы¹ (Кицул, 1989), которые по особенностям химического состава могут рассматриваться как аналоги граувакк, туффитов и магматических пород среднего-кислого состава (табл. 1). Ранее они описывались в составе курумканской толщи (верхнеалданской серии) (Дзевановский, 1958; Неелов, Милькевич, 1979; Салоп, Травин, 1974; Фрумкин, 1981), однако В.Л. Дуком с соавторами (Ранний докембрий..., 1986) на основании результатов петрохимических исследований были исключены из ее состава.

Согласно существующим представлениям (Докембрийская геология..., 1989; Ранний докембрий..., 1986; Травин, 1977; Precambrian geology..., 1993) накопление пород курумканской толщи иенгрской серии происходило в кратонических авулканических условиях. По мнению А.Н. Неелова и Р.И. Милькевич (Неелов, Милькевич, 1979), ассоциации пород курумканской толщи западной части Нимнырского блока АГГО представляют собой континентальные отложения, которые в восточном направлении сменяются лагунными и морскими геосинклинальными фациями.

Кроме вышеописанных пород курумканской толщи и инфракрустального комплекса, на рассматриваемой территории широко распространены существенно вулканогенные образования федоровской толщи, находящиеся здесь в аллохтонном залегании (Докембрийская геология..., 1989; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993). Величины T_{Nd} (DM) средних и кислых метавулканитов федоровской толщи восточной части Нимнырского блока равны ~2.2–2.3 млрд. лет (Ковач, 1994; Ковач и др., в печати) и близки к Pb-Pb изохронному возрасту метабазальтов этой толщи (2000 ± 80 млн. лет) при мантийной величине $\mu_1 = 8.02 \pm 0.08$ (Неймарк, 1981).

Породы нестратифицируемого инфракрустального комплекса, курумканской и федоровской толщ Нимнырского блока АГГО претерпели неоднократные структурно-метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации (Докембрийская геология..., 1988; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993), часть из которых связана с формированием глубинных пластических надвигов различного возраста (Котов и др., 1995; Сальникова, 1993). В настоящее время можно считать достоверно установленным вовлечение пород курумканской толщи северозападной части АГГО в процессы формирования надвигов с нижней возрастной границей около 2.4 млрд. лет (Сальникова, 1993), а возраст наиболее интенсивно проявленных процессов тектонометаморфической переработки гнейсов инфракрустального комплекса этой части АГГО оценивается в 1907-1962 млн. лет (Котов и др., 1993;

Nutman et al., 1992). В восточной части Нимнырского блока наиболее ранние структурные преобразования высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи и тоналит-трондьемитовых гнейсов предполагаемого комплекса основания имеют нижнюю возрастную границу, не превышающую 2011 ± 3 млн. лет, а тектоническое совмещение этих пород с метавулканитами федоровской толщи и достижение кульминационных условий гранулитового метаморфизма происходило не ранее 1992 ± 1 млн. лет (Ковач, 1994; Котов и др., 1995).

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Определения изотопных составов Sm и Nd выполнена в ИГГД РАН по методике, описанной ранее (Котов и др., 1995; Neymark et al., 1993). Уровень холостого опыта за время измерении составил 0.03-0.2 нг для Sm и 0.1-0.5 нг для Nd. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219 и приведены к отношению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в Nd стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$ (2 σ), изотопных отношений 147 Sm/ 144 Nd – ±0.5%, 143 Nd/ 144 Nd – ±0.005%. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd стандарте La Jolla по результатам 11 измерений отвечает 0.511894 \pm 8 (2 σ). При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(0)$ и модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для проведения Sm-Nd изотопных исследований нами были использованы образцы высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи, отобранные из различных по ассоциациям пород участков распространения курумканской толщи, а также гранат-гиперстен-биотитовых плагиогнейсов из района ее стратотипа. Места отбора проб показаны на рис. 1.

Величины T_{Nd}(DM) гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов курумканской толщи составляют ~2.3-2.4 млрд. лет (табл. 2, рис. 2) и отражают раннепротерозойский возраст источников сноса, если в качестве протолита этих гнейсов выступали граувакки. Если же их протолитом являлись туффиты, то полученные значения модельных возрастов могут свидетельствовать о добавке "мантийного" материала с возрастом <2.3 млрд. лет к более древнему коровому материалу источников сноса. В случае первичномагматической природы протолитов этих гнейсов их Sm-Nd модельные

¹ В дальнейшем – гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы.

возрасты отражают плавление источника раннепротерозойского возраста.

Наиболее древняя величина Sm-Nd модельного возраста $T_{Nd}(DM) \approx 3.5$ млрд. лет получена для образца Др-0316/12 кордиерит-гранат-биотитового гнейса (табл. 2, рис. 2), отобранного в пределах участка (рис. 1), где именно и установлены выходы эндербито-гнейсов инфракрустального комплекса раннеархейского возраста (Морозова и др., 1989; Nutman et al., 1990, 1992). Величины модельных возрастов остальных исследованных образцов высокоглиноземистых гнейсов изменяются в узком интервале – ~2.9–3.1 млрд. лет (табл. 2, рис. 2) – и не обнаруживают какой-либо зависимости от географического положения и характера разреза курумканской толщи.

Результаты проведенных Sm-Nd изотопных исследований свидетельствуют о том, что накопление курумканской толщи происходило не ранее ~2.9 млрд. лет, т.е. в течение не нижне-, а верхнеархейского или более позднего этапа развития Алданского щита. Источником протолитов изученных гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов являлись породы с возрастом не более 2.3 млрд. лет, а их становление отражает раннепротерозой-



Рис. 2. Гистограмма распределения величин модельных возрастов T_{Nd}(DM) высокоглиноземистых (1) и гранат-гиперстен-биотитовых (2) гнейсов курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита. *n* – количество определений.

ский этап формирования континентальной коры АГГО.

Отчетливое различие Sm-Nd модельных возрастов высокоглиноземистых и гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов (табл. 2, рис. 2, 3) может свидетельствовать о том, что их образование было разорвано во времени и/или пространстве.

№ п/п	№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	143 Nd/ 144 Nd (±2 $\sigma_{cp.}$)	$\epsilon_{Nd}(0)$	T _{Nd} (DM)
1	Б-1906/10	8.04	46.18	0.10563	0.511030 ± 8	-31.4	2975
2	Б-1906/21	8.31	49.06	0.10270	0.510944 ± 9	-33.0	3013
3	Др-0316/12	3.25	17.04	0.11564	0.510912 ± 9	-33.7	3456
4	Др-0261в	8.32	47.68	0.10579	0.511029 ± 16	-31.4	2980
5	Б-2893	8.01	50.62	0.09605	0.510912 ± 9	-33.7	2885
6	H-1 /1	9.33	57.53	0.09835	0.510978 ± 8	-32.4	2856
7	H-4/2	6.44	36.51	0.10696	0.511106 ± 8	-29.9	2904
8	K-188	6.37	37.60	0.10271	0.511009 ± 10	-31.8	2925
9	В-31б	4.53	22.66	0.12134	0.511286 ± 10	-26.4	3060
10	Б-1907/б	7.33	41.53	0.10710	0.511429 ± 16	-23.6	2453
11	Б-1907/ба	4.74	24.72	0.11624	0.511588 ± 10	-20.5	2435
12	Б-1907/17	3.49	19.22	0.10968	0.511519 ± 6	-21.8	2383
13	Б-1907/18а	3.65	19.83	0.11134	0.511580 ± 4	-20.6	2331
14	Б-1922/1	6.79	32.58	0.11054	0.511618 ± 9	-19.9	2258

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для пород курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита

Примечание. Минеральный состав и места отбора образцов: обр. Б-1906/10 – силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Алдан, л. б., 2 км выше п. Курумкан; обр. Б-1906/21 – гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовый гнейс, там же; обр. Др-0316/12 – кордиерит-гранат-биотитовый гнейс, р. Алдан, п. б., 15 км ниже Грековского порога; обр. Др-0261в – гранат-кордиеритовый гнейс, р. Алдан, п. б., 10 км ниже п. Суон-Тит; обр. Б-2893 – кордиеритовый гнейс, окрестности г. Алдан; обр. H-1/1 – кордиерит-гранат-гиперстеновый гнейс, междуречье Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон; обр. H-4/2 – силлиманит-кордиерит-роговообманковый гнейс, там же; обр. К-188 – биотит-гранат-силлиманит-кордиерит-гиперстеновый гнейс, там же; обр. В-316 – гранат-силлиманитовый гнейс, верховья р. Тимптон; обр. Б-1907/6 – гранат-биотитовый плагиогнейс, р. Алдан, п. б., 2 км выше п. Курумкан; обр. Б-1907/6а – гранат-гиперстен-биотитовый плагиогнейс, там же; Б-1907/17 – биотит-геновый плагиогнейс, там же; Б-1907/18а – биотит-гиперстеновый плагиогнейс, там же; Б-1922/1 – гранат-гиперстен-биотитовый плагиогнейс, р. Алдан, п. б., ~50 км ниже устья р. Чуга.

Образцы из коллекций: Б – В.И. Березкина, В – В.С. Шкодзинского; Др – Г.М. Друговой, К – А.Б. Котова, Н – Н.Ю. Загорной.



Рис. 3. Диаграмма " ε_{Nd} -*T*" для высокоглиноземистых (1) и гранат-гиперстен-биотитовых (2) гнейсов курумканской толщи, средних и кислых метавулканитов федоровской толщи и тоналит-трондьемитовых гнейсов инфракрустального комплекса восточной части Нимнырского блока АГГО (3), а также тоналит-трондьемитовых гнейсов инфракрустального комплекса северо-западной части Нимнырского блока АГГО (4).

Особенности химического состава гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов (соответствие грауваккам, туффитам и андезитам-дацитам) и близость величин их модельных возрастов к модельным возрастам тоналит-трондьемитовых гнейсов инфракрустального комплекса и средних-кислых метавулканитов федоровской толщи восточной части Нимнырского блока АГГО (рис. 3) позволяют предполагать, что образование протолитов гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов может быть генетически связано с процессами формирования пород этих комплексов. В таком случае не исключено, что высокоглиноземистые и гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы могли быть тектонически совмещены во время формирования широко развитых в пределах АГГО надвигов раннепротерозойского возраста (Ковач, 1994; Котов и др., 1995; Сальникова, 1993). В то же время остается нерешенным вопрос о соотношении исследованных гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов с выделяемыми С.Д. Великославинским с соавторами (Великославинский и др., 1990; Velikoslavinsky et al., 1993) средними и кислыми метавулканитами курумканской (?) толщи.

Отличие Sm-Nd модельных возрастов тоналит-трондьемитовых гнейсов инфракрустального комплекса как северо-западной, так и восточной частей Нимнырского блока от модельных возрастов большей части изученных образцов высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи (рис. 3) свидетельствует о том, что гнейсы инфракрустального комплекса не могли являться единственным источником протолитов высокоглиноземистых гнейсов.

Одной из возможных моделей формирования последних может быть следующая. В западной

части Нимнырского блока АГГО накопление пород курумканской толщи происходило на континентальной коре раннеархейского возраста $(T_{Nd}(DM) \approx 3.5 - 3.8 \text{ млрд. лет})$. В восточной части блока протолиты высокоглиноземистых гнейсов накапливались в лагунных и морских условиях, а их источником являлись породы раннеархейской континентальной коры и раннепротерозойские вулканиты федоровской толщи, формировавшиеся в островодужных условиях. Одновременно или вскоре после отложения протолитов высокоглиноземистых гнейсов в условиях активной континентальной окраины происходило образование пород тоналит-трондьемитового состава с возрастом 2011 ± 3 млн. лет (Ковач, 1994; Котов и др., 1995), рассматриваемых В.Л. Дуком с соавторами (Докембрийская геология..., 1986; Ранний докембрий..., 1986; Precambrian geology..., 1993) в качестве нестратифицируемого инфракрустального комплекса. Близкие к нулю величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ и значения δ^{18} O, равные приблизительно 11‰, в этих породах могут свидетельствовать об ассимиляции родоначальными для них расплавами исходного вещества высокоглиноземистых гнейсов (Ковач, 1994). Впоследствии протолиты высокоглиноземистых гнейсов были надвинуты на породы инфракрустального комплекса и подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям раннего этапа деформаций, связанного с началом коллизии островная дуга-континент, а в период до 1992 ± 1 млн. лет произошло тектоническое совмещение пород курумканской толщи и инфракрустального комплекса с вулканитами федоровской толщи, их совместные деформации и метаморфизм. В этом случае получает свое объяснение отсутствие зависимости модельных возрастов высокоглиноземистых гнейсов от их географического положения, а также присутствие в разрезе курумканской толщи пород с раннеархейскими и раннепротерозойскими Sm-Nd модельными возрастами. Исходя из этой модели, формирование, по крайней мере части, высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи ограничивается интервалом времени приблизительно 2.0-2.2 млрд. лет и относится к раннепротерозойскому этапу развития Алданского щита.

Другим возможным источником протолитов высокоглиноземистых гнейсов с модельными возрастами T_{Nd}(DM) ≈ 2.9–3.1 млрд. лет могли являться породы позднеархейского возраста, которые в западной части АГГО были полностью эродированы или пока еще не установлены. Позднеархейский этап корообразования широко проявлен в восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области (Сальникова, 1993; Сальникова и др., 1992), расположенной к западу от рассматриваемой территории (рис. 1). Косвенным доказательством существования такого этапа в истории геологического развития АГГО могут являться величины двустадийных Sm-Nd мо- $T_{\rm Nd}(\rm DM-2st)$ пельных возрастов некоторых раннепротерозойских (~1.97-1.92 млрд. лет) гранитоидов северо-западной и восточной частей Нимнырского, а также Сеймского блоков, равные ~3.0-3.1 и ~2.8-3.0 млрд. лет соответственно (Ковач, 1994; Котов и др., 1994, 1995; Сальникова, 1993; Сальникова и др., 1992). Однако в настоящее время не ясно, действительно ли эти модельные возраста отражают позднеархейский этап формирования континентальной коры АГГО или обусловлены процессами смешения источников различного возраста.

выводы

В результате проведенных Sm-Nd изотопных исследований высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита и ассоциирующих с ними гранат-гиперстенбиотитовых плагиогнейсов установлено:

1. Величины Sm-Nd модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ высокоглиноземистых гнейсов (метапелитов) равны ~2.9–3.1 и 3.5 млрд. лет и свидетельствуют о том, что накопление пород курумканской толщи происходило не ранее ~2.9 млрд. лет, т.е. в течение не раннеархейского, а позднеархейского или раннепротерозойского этапа развития Алданского щита.

2. Источником протолитов гранат-гиперстенбиотитовых гнейсов, ассоциирующих с высокоглиноземистыми гнейсами, являлись породы с возрастом не древнее 2.3 млрд. лет, а их образование отражает раннепротерозойский этап формирования континентальной коры АГГО.

Авторы выражают благодарность В.Н. Подковырову (ИГГД РАН) за обсуждение изложенных в статье результатов, а также Г.М. Друговой (ИГГД РАН) и В.С. Шкодзинскому (ЯИГН ЯНЦ СО РАН) за любезно предоставленные образцы пород курумканской толщи. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-9865) и Международного научного фонда (проект R1A000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Великославинский С.Д., Рудник В.А., Толмачева Е.В. Первично-вулканогенная природа эндербит-кристаллосланцевых ассоциаций Алдано-Станового щита и закономерности эволюции основного вулканизма // Петрохимическая эволюция магматических формаций. М.: Наука, 1990. С. 50–67.

Дзевановский Ю.К. Алданский щит // Геологическое строение СССР. Т. 1. М.: Недра, 1958. С. 123–127.

Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 455 с.

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

Кицул В.И. Курумканская толща иенгрской серии // Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 "Древнейшие породы Земли". Л.: ИГГД, 1989. С. 227–233.

Ковач В.П. Гранитоидные комплексы центральной части Алданской гранулитогнейсовой области (геология и петрология). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Спб.: ИГГД РАН, 1994. 25 с.

Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р. Тимптон) // Докл. РАН. 1995 (в печати).

Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Раннепротерозойские гранитоиды Алданской гранулито-гнейсовой области: Sm-Nd изотопные данные // Тез. докл. XIII симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ, 1992. С. 174.

Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Л.: ОНТИ, 1936. 76 с.

Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового // Стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 1. С. 349–366.

Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранито-идам // Петрология. 1995. Т. 1. № 1. С. 97–108.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М. и др. Граниты зоны сочленения Алданской гранулито-гнейсовой и Олекминской гранит-зеленокаменной областей (Алданский щит): U-Pb и Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 1993. № 3. С. 15–21.

Морозова И.М., Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А., Левский Л.К. Результаты уран-свинцового и свинцово-свинцового датирования гиперстен-биотитовых тоналит-трондьемитовых гнейсов инфракомплекса предполагаемого фундамента // Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 "Древнейшие породы Земли". Л.: ИГГД, 1989. С. 206-215.

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

Неймарк Л.А. U-Th-Pb изотопно-геохимические системы в нижнедокембрийских метаморфических породах Алдано-Станового щита. Автореф. дис. ... канд. геол.мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 21 с.

Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.

Реутов Л.М. Иенгрская серия // Геология СССР. М.: Недра, 1972. С. 39-58.

Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 318 с.

1996

9

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 4 № 3

Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 344 с.

Салоп Л.И., Травин Л.В. Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1974. Т. 199. С. 5–82.

Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А. Этапы формирования и эволюции коры Алданского щита: Sm-Nd данные по гранитоидам. Тез. докл. XIII симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ, 1992. С. 172–173.

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

Травин Л.В. Петрохимические и формационные особенности архейских метаосадочных образований центральной части Алданского щита // Литология и полезн. ископаемые. 1977. № 32. С. 115–126.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Мельникова Г.Л., Зыков С.И., Чупахин М.С. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса // Геохимия. 1967. № 3. С. 284–289.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Ляликов А.В. Проблема возраста иенгрской серии Алданского щита // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 1. С. 169–172.

Фрумкин И.М. Стратиграфия: архейская группа // Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. С. 5–30.

Черкасов Р.Ф. Алданский архей на стратотипической территории (долина р. Тимптон) // Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 19–49.

De Paolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. New York: Springer-Verlag, 1988. 187 p.

Ez V.V. Correlation of endogenous processes and their role in the early Precambrian crustal development of southern East Siberia // Profiles of Orogenic Belts. Rast N., Delany F.M. (eds). Geodynamic Series. V. 10. Washington: Amer. Geophys. Union, 1983. P. 145–204.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. \mathbb{N} 3. P. 249-265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Lett. 1984. V. 67. P. 137-150.

McCulloch M.T., Wasserburg G.J. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // Science. 1978. V. 200. P. 1003–1011.

Miller R.G., O'Nions R.K., Hamilton P.J., Welin E. Crustal residence ages of clastic sediments, orogeny and continental evolution // Chem. Geol. 1986. V. 57. P. 87–99.

Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A. et al. Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (Eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Precambrian Res. 1993. V. 62. № 4. P. 453–472.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H. The Archaean Aldan Shield of Siberia, USSR: The search for its oldest rocks and evidence for reworking in the mid-Proterozoic // Third Intern. Archaean Symp. Perth, Australia, 1990. Extended Abstracts. 1990. P. 59–61.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. V. 54. P. 195–210.

O'Nions R.K., Hamilton P.J., Hooker P.J. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 63. P. 229-240.

Precambrian Geology of the USSR. Rundqvist D.V., Mitrofanov F.P. (eds). Amsterdam: Elsevier, 1993. 528 p.

Salop L.I. Geological evolution of the Earth during the Precambrian. New York: Springer-Verlag, 1983. 459 p.

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

Velikoslavinsky S.D., Tolmacheva E.V., Dook V.L., Milkevich R.I., Rudnik V.A. Geochemical mapping of basic complexes in the early Precambrian Aldan-Stanovoy Shield of Siberia // Precambrian Res. 1993. V. 62. № 4. P. 507–525.

Рецензент Е.В. Бибикова

УДК 551.72(470.2)

ВОЗРАСТНОЕ И ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

© 1996 г. В. И. Шульдинер*, И. В. Козырева*, Ш. К. Балтыбаев**

* Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ), 199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия ** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199164 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия Поступила в редакцию 04.07.94 г.

Приводится краткий геологический очерк Северо-Западного Приладожья, сопровождаемый схематизированной геологической картой и схемой расчленения нижнего докембрия района. Схема включает стратиграфические, плутонические и метаморфические картируемые подразделения. Архей: североладожская гранито-гнейсовая формация. Нижний карелий (ятулий-людиковий): сортавальская серия в составе нижней метакластогенной и верхней метатолеитовой подсерий. Верхний карелий (калевий): ладожская метатурбидитовая серия. Людиковий и калевий нерасчлененные: лахденпохская гнейсо-гранулитовая серия в составе восьми метаморфических формаций. Позднекарельские плутонические комплексы: синорогенного этапа (куркиекский метанорит-эндербитовый и лауватсарско-импиниемский метадиорит-тоналитовый); позднеорогенного этапа (тервуский метадиорит-гранитный); посторогенные (ояярвинский монцонит-гранитный). Описаны взаимоотношения выделенных подразделений и обсуждены проблемы их возраста. Кратко охарактеризованы метаморфические зоны Приладожья.

Ключевые слова. Приладожье, архей, нижний протерозой, людиковий, карелий, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, региональная схема расчленения.

Северо-Западное Приладожье представляет собой восточный фрагмент обширного метаморфического ареала, охватывающего всю южную часть Балтийского щита. Слагающие этот фрагмент горные породы могут быть объединены в приладожский метаморфический комплекс, который занимает территорию между Карельским архейским массивом на северо-востоке и Выборгским плутоном рапакиви на юго-западе (рис. 1). Большая часть этой территории расположена в низменной болотистой местности и плохо обнажена; исключение составляет лишь сравнительно узкая прибрежная полоса к северу и западу от Ладожского озера, которая отличается хорошей обнаженностью. Эта полоса хорошо изучена и служит главным источником информации о геологическом строении приладожского комплекса.

Систематическое изучение геологии Северо-Западного Приладожья ведется с прошлого столетия. Особенно подробные сведения с самого начала были получены о северной части региона, которая представляет собой самостоятельную Северо-Приладожскую зону, ограниченную с юга Мейерским разломом. Геология этой зоны и других приграничных с Карельским массивом районов послужила основой концепции окаймленных гнейсовых куполов П. Эскола. Само возникновение этой концепции обязано тому факту, что метаморфизованные образования здесь удалось расчленить на два разновозрастных комплекса, позднее датированных как архейский и нижнепротерозойский; протерозойский комплекс был разделен на две серии: нижнюю преимущественно вулканогенного состава (сортавальскую) и верхнюю метатерригенную (ладожскую). Эта схема не претерпела заметных изменений до сего дня, если не считать более позднего посвитного расчленения нижнепротерозойских серий.

Южнее, в пределах Западно-Приладожской зоны, породы метаморфизованы сильнее, и создать здесь достоверную версию их возрастного расчленения не удалось. Существуют две главные точки зрения на этот вопрос. Согласно одной из них образования обеих зон являются возрастными аналогами и породы Западно-Приладожской зоны могут быть расчленены путем корреляции с породами Северо-Приладожской зоны на те же архейские и нижнепротерозойские (в составе сортавальской и ладожской серий) подразделения (Геологическое развитие..., 1970). Согласно второй точке зрения все глубокометаморфизованные образования Западно-Приладожской зоны относятся к архею, образуя крупный выступ древнего фундамента в складчатой структуре свекофеннид (Салоп, 1979). Дискуссионность вопроса обусловлена слабой изученностью зоны, отсутствием здесь обоснованной схемы структурновещественного расчленения метаморфических пород и недостатком изотопных датировок.



Рис. 1. Схема расположения приладожского метаморфического комплекса.

 рифейско-палеозойский платформенный чехол;
плутоны рапакиви;
раннепротерозойский метаморфический пояс, изограды ставролита (Sta), силлиманита (Sil) и гиперстена (Нур);
4 – Карельский архейский массив;
5 – главные разломы: Мейерский (М) и Хийтолский (Х);
СП и ЗП – Северо- и Западно-Приладожская зоны метаморфического пояса.

В последние годы, однако, в расчленении метаморфических образований приладожского комплекса наметился существенный прогресс и новые данные дают возможность во многом уточнить бытовавшие представления (Светов, Свириденко, 1992; Шульдинер и др., 1995; Shuldiner et al., 1995). Задача публикуемой статьи заключается в систематическом, по возможности, изложении этих данных и унификации выделяемых подразделений; необходимость подобной сводки диктуется, в частности, планами предстоящих работ по составлению серии геологических карт нового поколения, включающих данный район. В предлагаемой схеме (таблица) использован новый подход к картированию и расчленению метаморфических комплексов, когда допускается выделение самостоятельных метаморфических подразделений - метаморфических формаций - для тех образований, первичная стратификация или плутоническая природа которых не могут быть надежно восстановлены (Шульдинер, 1992). В приладожском комплексе подобные образования слагают значительную его часть, наряду со стратиграфическими и плутоническими подразделениями (рис. 2). По возрасту протолитов породы приладожского комплекса относятся к архею и раннему протерозою (карелию), метаморфизм же комплекса связан главным образом

со свекофеннскими событиями, т.е. также имеет раннепротерозойский возраст.

Относительно этих терминов необходимо дать пояснения. За основу использованной в статье стратиграфической номенклатуры принята отечественная стратиграфическая шкала докембрия (Семихатов и др., 1991), согласно которой в качестве синонима нижнего протерозоя используется наименование карелий. В западной литературе термин карелий в настоящее время предлагается применять в более узком значении – только для низов нижнего протерозоя, тогда как более молодые образования, начиная с калевийских и кончая позднеорогенными комплексами Свекофеннской области, стали называть свекофеннием (Gaal, Gorbatschev, 1987). В настоящей работе последний термин будет использован для обозначения событий того же возрастного интервала, но не в стратиграфическом, а геотектоническом смысле (подобно терминам варисский и проч.).

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Североладожская гранито-гнейсовая формация. К архею, как указывалось, относятся породы древнего основания Северо-Приладожской зоны, где они слагают ядра окаймленных гнейсовых куполов. Эти породы представлены преимущественно среднезернистыми лейко- и мезократовыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и мигматитами с очень резко выраженной сланцеватостью, деформированной в сжатые, чаще всего изоклинальные складки разных порядков; гнейсам подчинены кристаллические сланцы основного и среднего состава. Обычно предполагают, что гнейсы и мигматиты образовались в ходе метаморфизма и ремобилизации древних гранитов и плагиогранитов. Однако ни каких-либо реликтов исходных гранитных структур, ни признаков интрузивных контактов не сохранилось, так что магматическое происхождение протолита остается хотя и весьма вероятным, но предположением; поэтому описываемое подразделение мы выделяем как метаморфическое, и не плутоническое. Что касается архейского возраста протолита, то он подтвержден изотопными определениями по цирконам из немигматизированных гнейсов Сортавальского и Коккаселькского куполов (Тугаринов, Бибикова, 1980): получена архейская цифра 2700 млн. лет, которая, очевидно, фиксирует верхний возрастной предел исходных пород.

В Западно-Приладожской зоне аналоги североладожской гранито-гнейсовой формации, которые могли бы быть сколько-нибудь обоснованно сопоставлены с нею по петрографическому составу и структурным особенностям, не обнаружены.

ст	Подразделения стратиграфической шкалы общей региональ- ной		аделения афической алы	Этапы тектонического	Возраст, млн. лет		Наименование местных подразделений			
0			региональ- ной	свекофеннид	стратиграф. границ	интрузий				
				Посторогенный		1760-1800	Ояярвинский монцонит-гранитный комплекс (1)			
				Позднеорогенный		1850-1860	Тервуский метадиорит-гранитный комплекс (2)			
		верхний		Синорогенный		1860–1870 1870–1880	Импиниемский подкомплекс (3, 4) Лауватсарский подкомплекс (5) Лауватсарский подкомплекс (5) Синорогенные метагаббро и метанориты (Кааламский, Велимякский массивы и др.) (7) Куркиёкский метанорит-эндербитовый комплекс			
зой	ИЙ		– – – – – Калевий	Инициальный	1900–1920	920	Ладожская метатурбидитовая серия (расчленена на свиты) (8) Лахденпохская гнейсогранулитовая серия (стратиграфически нерасчле- ненная). Метаморфические форма-			
Протеро Карели			Людико- вий				ции: оиотиттнейсовая (11), гранаттней- совая (12), диопсид-биотиттнейсовая (13), диопсид-гранаттнейсовая (14), ги- перстен-гранаттнейсовая (15), гиперс- тенгнейсовая (16), кордиериттнейсовая (17), агматитовая (18)			
		нижин		1980 ± 27		Верхняя ме- Субвул- Амфибо-				
			Ятулий	2070 ± 10		татолеито- кани- литовая вая подсе- ческий форма- рия (расчле- комплекс ция (10) 45 нена на свиты)				
				2300		Нижняя метакластоногенная В				
			Сариолий и сумий							
A	Архей Лопий				2500	2700	Североладожская гранито-гнейсовая формация (19)			

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM 4

¥ 3

1996

Примечание. Цифры в скобках соответствуют условным обозначениям на рис. 2.

Ą



Рис. 2. Схема геологического строения Северо-Западного Приладожья (по материалам авторов и геологических съемок ПГО "Севзапгеология").

1 – посторогенный ояярвинский монцонит-гранитный комплекс; 2 – позднеорогенный тервуский метадиорит-гранитный комплекс; 3–7 – синорогенные комплексы: импиниемско-лауватсарский комплекс, преимущественно двуслюдяные (3) и биотитовые и гранит-биотитовые (4) метатоналиты ранней фазы, метадиориты поздней фазы (5), куркиёкский метанорит-эндербитовый комплекс (6), метатаббро и метадиориты (7); 8 – калевий, ладожская метатурбидитовая серия; 9, 10 – ятулий и людиковий, сортавальская метатолеитовая серия (9) и амфиболитовая формация (10); 11–18 – людиковий и калевий нерасчлененные, лахдеппохская гнейсо-гранулитовая серия, метаморфические формации: биотитгнейсовая (11), гранатгнейсовая (12), диопсидбиотитгнейсовая (13), диопсид-гранатгнейсовая (14), гиперстен-гранатгнейсовая (15), гиперстенгнейсовая (16), кордиеритгнейсовая (17), агматиты (18); 19 – архей, североладожская гранито-гнейсовая формация; 20 – разломы.

КАРЕЛЬСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Ятулий и людиковий. Сортавальская серия

Сортавальская серия распространена также в Северо-Приладожской зоне, обрамляя узкой полосой выступы архейского гранито-гнейсового фундамента. Серия имеет двучленное строение, в ее составе могут быть выделены две контрастные по составу подсерии. Нижняя представлена маломощной (по некоторым оценкам до 200 м, но чаще значительно меньше) толщей метаморфизованных обломочных пород – аркозовых песчаников и кварцитов с подчиненными известняками. В Приладожье и за его пределами, в Восточ-Финляндии, в ряде мест установлено НОЙ трансгрессивное, с базальным аркозовым горизонтом, налегание нижней подсерии на гранитогнейсы архейского фундамента (Светов, Свириденко, 1992 и др.). Однако лицо сортавальской серии в Приладожье определяет верхняя гораздо более мощная (до 2000 м) подсерия, сложенная метаморфизованными вулканитами основного состава - измененными, превращенными по большей части в амфиболовые сланцы толеитовыми базальтами и их туфами, местами с примесью андезитов и дацитов. Наиболее представительные разрезы верхней подсерии расположены в обрамлении Кирьяволахтинского купола, где они были детально изучены и разделены на ряд свит А.П. Световым.

К сортавальской серии относится также комплекс субвулканических образований, представленных многочисленными дайками и силлами, которые залегают как в вулканогенной толще, так и в подстилающих ее породах. Как и вулканогенная толща, дайки сложены преимущественно толеитами, но есть указания на присутствие и более кислых разностей.

Тектоническая позиция толеитов сортавальской серии составила предмет специальных исследований А.П. Светова (Светов и др., 1990 и др.), который в ряде своих работ по геологии и петрохимии сортавальских пород обосновал их принадлежность к формации платобазальтов. С этим заключением согласуются и данные Л. Пеккаринена и Х. Луккаринена (Pekkarinen, Lukkarinen, 1991), которые на основании петрохимических параметров показали соответствие метабазитов сортавальского уровня внутриплитным толеитам, а также и наши данные.

Породы сортавальской серии интенсивно метаморфизованы и дислоцированы, так что реликты дометаморфических текстур и структур, позволяющие восстановить их исходную природу, характер залегания и последовательность в разрезах, сохранились лишь в немногих местах. На большей же части площади своего развития вулканогенная подсерия превращена в монотонную толщу сланцеватых амфиболитов. Особенно это относится к обрамлению самых южных куполов в окрестностях Питкяранты и Сортавалы; здесь амфиболитовая толща имеет резко сокращенную (десятки метров) мощность, что, возможно, связано с сильным ее растяжением в процессе всплывания гранито-гнейсовых ядер куполов, полностью исказившим строение разреза. Тем не менее, принадлежность метабазитов, обрамляющих гранито-гнейсовые купола Северо-Приладожской зоны, к единому стратону – сортавальской серии – сомнений не вызывает. Амфиболиты совместно с менее измененными, сохранившими исходную стратификацию сланцами слагают практически непрерывное, несмотря на свою малую мощность, плоское тело, перекрывающее гранито-гнейсовый фундамент и, в свою очередь, перекрытое метаосадками ладожской серии. Эти соотношения и сама морфология метабазитового тела заставляют рассматривать его как единый покров, залегающий на размытой поверхности фундамента.

В Западно-Приладожской зоне, где архейский фундамент не установлен, отсутствуют и достоверные аналоги сортавальской серии.

Сложно обстоит дело с распознаванием амфиболитовых даек, морфология которых чаще всего изменена до неузнаваемости: они, как правило, слагают вытянутые по сланцеватости линзы, которые представляют собой разобщенные и растянутые при тектоническом течении фрагменты исходных тел. Тем не менее, дайки местами сохранились, и неоднократно описаны случаи пересечения ими сланцеватости и полосчатости вмещающих гнейсов (Синица, 1984 и др.). Как правило, субвулканические амфиболиты отличаются от покровных более крупнозернистым сложением, особенно в сравнительно крупных телах. Их принадлежность к сортавальской серии подтверждается толеитовым составом амфиболитов, что не характерно для более молодых метабазитов Приладожья.

Таким образом, в составе сортавальской серии могут быть выделены следующие подразделения разного генезиса: а) нижняя метакластогенная подсерия, б) верхняя метатолеитовая подсерия в составе нескольких свит, в) субвулканический метатолеитовый комплекс и г) амфиболитовая метаморфическая формация, необходимость выделения которой возникает там, где геологические тела не сохранили признаков ни исходной стратификации, ни интрузивного происхождения и идентификация перечисленных выше подразделений оказывается неосуществимой.

Возраст сортавальской, как и перекрывающей ее ладожской серии – предмет длительной дискуссии. Многие авторитетные исследователи, начиная с Я. Седерхольма, выделившего ладожскую формацию в 1887 г., и кончая К.О. Кратцом (1963), исключившим сортавальскую серию из ладожской формации в качестве самостоятельного стратона, считали обе серии доятулийскими и относили их к архею или к самым низам протерозоя. К настоящему времени, однако, практически общепризнанной стала точка зрения П. Эскола о постъятулийском возрасте ладожской серии, тогда как сортавальскую либо сопоставляют с ятулием, либо по предложению В.А. Соколова относят к надъятулийскому подразделению – людиковию (Материалы к стратиграфическому..., 1982; Светов, Свириденко, 1992).

Людиковий в объеме, предусмотренном упоминавшейся российской шкалой, соответствует стратиграфическому интервалу между ятулием и калевием. Возраст нижней границы людиковия может быть определен в 2070 ± 10 млн. лет исходя из следующих данных: возраст формирования полосчатых железистых руд, заведомо принадлежащих ятулию, составляет 2080 ± 45 млн. лет (Vaasjoki et al., 1980), а вулканитов формации Койвусари, которые А.П. Светов и Л.П. Свириденко (1992) относят уже к людиковию, 2062 ± 2 млн. лет (Pekkarinen, Lukkarinen, 1991). Однако подошва вулканитов верхней сортавальской подсерии может иметь другой возраст. В составе ятулия и людиковия существуют несколько горизонтов толеитов, аналогичных сортавальским толеитам и, возможно, одновозрастных с ними. С каким из этих горизонтов следует коррелировать подошву сортавальских вулканитов неизвестно. Вероятно, самые древние из проявлений толеитового вулканизма, которые можно было бы соотнести с сортавальскими породами, установлены в Восточной Финляндии, севернее Тохмаярви. К ним относятся формация Кольола и связанные с нею дайки. Дайки приурочены к средней части ятулийского разреза – они прорывают нижнюю кварцитовую толщу ятулия и перекрываются верхней кварцитовой толщей; возраст даек, определенный по циркону, составляет 2100-2120 млн. лет (Pekkarinen, Lukkarinen, 1991). Не исключено, что с этим внутриятулийским рубежом связано и начало накопления сортавальских вулканитов.

Вопрос о возрастном диапазоне нижней метакластогенной подсерии сортавальской серии также остается открытым. А.П. Светов и Л.П. Свириденко (1992), вслед за Г.В. Макаровой и Р.И. Борисовой, допускают, что эта толща может быть редуцированным аналогом янгозерской и туломозерской свит, т.е. соответствовать по возрасту всему ятулию или большей его части.

Сортавальская серия с перерывом перекрывается, как отмечалось, отложениями ладожской серии (Материалы к стратиграфии..., 1982). А.П. Светов и Л.П. Свириденко (1992) приводят данные в пользу корреляции верхов сортавальского разреза с суйсарской свитой, которая венчает разрез людиковия в Прионежье. Sm-Nd возраст перидотитового силла, залегающего в верхах суйсарской свиты, составляет 1980 ± 27 млн. лет (Пухтель и др., 1992), и эта цифра может быть принята за верхнее ограничение возраста сортавальской свиты. Если это так, то накопление сортавальских внутриплитных толеитов завершилось, скорее всего, до начала новой эпохи тектонической нестабильности, первым проявлением которой в регионе считают формирование восточнофинляндских офиолитовых комплексов Оутокумпу и Йормуа 1970–1960 млн. лет назад (Gaal, Gorbatschev, 1987; Pekkarinen, Lukkarinen, 1991).

Калевий. Ладожская метатурбидитовая серия

Ладожская серия, как и сортавальская, распространена в Северо-Приладожской зоне, где слагает обширные межкупольные пространства. Она имеет почти исключительно терригенный состав и образована в основном метапесчаниками и метаалевролитами. Характерной особенностью разрезов ладожской серии является ритмичная градационная слоистость, которая расценивается как признак формационной принадлежности серии к турбидитовым отложениям. Серия расчленена на ряд свит, но это деление не устоялось, и разные авторы придерживаются разных схем.

Породы ладожской серии метаморфизованы преимущественно в фациях зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов и представлены филлитами, слюдяными, гранат-слюдяными, часто ставролит-, андалузит- и силлиманитсодержащими сланцами и кварцитами. К югу, по мере приближения к Западно-Приладожской зоне, метаморфизм усиливается до амфиболитовой фации; здесь массовое развитие получают мигматиты и черты исходной стратификации исчезают. Отнесение подобных высокометаморфизованных пород к ладожской серии не может быть обосновано с надлежащей надежностью, и они рассматриваются нами в составе лахденпохской метаморфической серии.

В Финляндии метатурбидиты, аналогичные ладожским, распространены довольно широко и относятся к калевию. Один из наиболее полных разрезов изучен (Simonen, 1980; Kähkönen et al., 1989) в сланцевом поясе Тампере (Южная Финляндия), где турбидиты сосредоточены преимущественно в низах вулканогенно-осадочной серии. Вулканические породы этой серии представлены лавами и туфами кислого, среднего и основного состава и принадлежат в основном к известково-щелочному ряду. Возраст вулканитов с высокой точностью определен от 1904 ± 4 до 1889 ± 5 млн. лет. О нижней границе самой нижней в разрезе турбидитовой толщи, подстилающей вулканиты (ее возраст 1904 млн. лет) можно судить по возрасту присутствующих в осадочных породах обломочных цирконов, который был определен по единичным зернам методом локального датирования (SHRIMP). Около двух третей из 120 изученных зерен имеют возраст от 2.1 до 1.9 млрд. лет; в частности, получены значения 1949 \pm 42, 1938 \pm 12, 1932 \pm 30, 1915 \pm 13, 1907 \pm 15 млн. лет (Huhma et al., 1991). Отсюда видно, что возраст турбидитов лишь не намного древнее вулканитов: те и другие тесно связаны друг с другом во времени и составляют единый островодужный комплекс.

Турбидиты Тампере трактуют как образования фронтального островодужного бассейна, в то время как ладожские турбидиты, судя по их близкратонному положению и по отсутствию сопряженного с ними вулканогенного комплекса, выполняли скорее тыловодужную впадину. Тем не менее, исходя из современных моделей, нет никаких оснований считать, что тыловодужные турбидиты существенно древнее, чем собственно островодужные образования, возраст которых в пределах Свекофеннского региона не выходит за рамки 1.91-1.87 млрд. лет (Kähkönen et al., 1989). Исключение, возможно, составляют не датированные изотопными методами глубокометаморфизованные вулканиты окрестностей Пиелавеси (Восточная Финляндия), которые, по представлениям Э. Экдала (Ekdahl, 1993), относятся к более ранней формации, подстилающей метатурбидиты калевия. Можно думать, что с подобными метавулканитами связаны и выявленные в нескольких пунктах самые древние их свекофеннских гранитоидов, возраст которых достигает 1.92-1.93 млрд. лет (Vaasjoki, Sakko, 1988), и что именно эти вулканиты и гранитоиды послужили одним из источников обломочного материала калевийских турбидитов.

Приведенные данные позволяют считать, что возраст подошвы турбидитов калевия не только в Южной, но и в Восточной Финляндии и Приладожье не превышает цифру 1.91 или во всяком случае 1.92 млрд. лет. В принятых стратиграфических схемах, в том числе в российской шкале докембрия (Семихатов и др., 1989), возраст подошвы калевия считался более древним – около 2 млрд. лет, тогда как с рубежом 1.9 млрд. лет, который хорошо трассируется и принят за границу нижнего и верхнего карелия, совмещалась кровля калевия. Уточнение возраста свекофеннских событий меняет эту схему: главным, четко маркируемым и прослеживаемым на Балтийском щите событием, которое ближе соответствует рубежу 1.9 млрд. лет и которое следует принять за границу нижнего и верхнего карелия, оказывается начало накопления островодужных вулканических и турбидитовых комплексов, а не завершившая этот процесс вспышка плутонических и метаморфических явлений, имевших место 1.88–1.86 млрд. лет назад. Это дает основание отнести калевий к верхнему карелию в качестве его нижнего подразделения, объединяющего в себе близкие по возрасту вулканические и турбидитовые комплексы начального этапа развития свекофеннид. Подобное мнение высказывалось и ранее (Бибикова и др., 1989). В таком случае на период, непосредственно предшествовавший накоплению турбидитовой толщи, в Северном Приладожье приходится перерыв длительностью около 50-60 млн. лет, который, согласно вышеизложенному, следует относить к позднелюдиковийскому времени.

Людиковий и калевий нерасчлененные. Лахденпохская гнейсо-гранулитовая серия

К лахденпохской серии, как указывалось, отнесены интенсивно метаморфизованные образования, развитые в Северо-Приладожской и особенно широко в Западно-Приладожской зонах. Многочисленные реликты слоистых текстур, преобладание пород повышенной глиноземистости, присутствие кварцитов, известковистых пород говорят о преимущественно первично-осадочном происхождении серии. Местами распространены породы предположительно вулканогенного происхождения, но их генезис не столь ясен. Некоторые мелкие тела, возможно, сложены метаинтрузивными породами. Несмотря на очевидное преобладание первично стратифицированных образований, создать сколько-нибудь обоснованное представление об исходном разрезе на современном уровне изученности не удается, ибо литологические признаки сохранились в явном виде лишь в мелких разрозненных фрагментах, не позволяющих достоверно идентифицировать слои и их последовательность. Для большинства геологических тел разных порядков, обособляемых в ходе картирования, не удается получить доказательства седиментогенного происхождения их границ.

Вместе с тем, неоднородность состава и строения лахденпохской серии позволяет расчленить ее на структурно-вещественные подразделения, выделяемые нами в качестве метаморфических формаций (петроформаций) (Шульдинер, 1992). Такие формации представляют собой картируемые парагенетические ассоциации метаморфических пород, объединяемых прежде всего по признаку их сонахождения. В ходе картирования было выделено несколько формаций, четко индивидуализированных по набору слагающих их пород. Они поименованы для удобства кратко – по названию наиболее характерной для каждой их них породы; двойное название означает, что формацию характеризует чередование двух главных разновидностей пород. Ниже приводится краткое описание формаций в порядке, соответствующем росту их распространенности от северных районов к южным (см. рис. 2).

Биотитгнейсовая формация характеризуется существенным преобладанием биотитовых плагиогнейсов и плагиосланцев, большей частью относительно слабо мигматизированных. В качестве примесных компонентов участвуют в основном гранат-биотитовые плагиогнейсы, но также и другие разновидности пород (силлиманит-, андалузит-, кордиеритсодержащие гнейсы, двуслюдяные и хлорит-слюдяные гнейсы и сланцы), минеральный состав которых зависит от уровня метаморфизма. Выходы биотит-гнейсовой формации сосредоточены в Северо-Приладожской зоне.

Кварцитовая формация имеет ограниченное распространение в Северо-Приладожской зоне в виде маломощных (десятки метров) разобщенных линзовидных тел, сложенных сливными мономинеральными, биотитовыми, гранатовыми, графитовыми кварцитами и перемежающимися с ними биотитовыми и биотит-гранатовыми плагиогнейсами.

Амфибол-гранатгнейсовая формация представлена чередованием роговообманковых гнейсов и амфиболитов с гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Слагает небольшие выходы на границе Северо- и Западно-Приладожской зон.

Гранатгнейсовая формация. Очень характерная для Приладожья формация, широко распространенная в обеих зонах. Главным компонентом являются гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты, которым резко подчинены другие разновидности пород. Очень монотонна по составу, но структурно довольно неоднородна, что обусловлено главным образом неравномерной мигматизацией, проявленной в разных формах (послойные, сетчатые, порфиробластические и иные разновидности мигматитов).

Диопсид-биотитгнейсовая и диопсид-гранатгнейсовая формации отличаются от биотит- и гранатгнейсовой формаций присутствием известковистых пород – диопсидовых сланцев и гнейсов, частью кальцит- и скаполитсодержащих, амфиболовых сланцев, очень редко мраморов. Известковистые сланцы и гнейсы образуют в биотитовых и гранатовых гнейсах маломощные прослои, но чаще - округлые зональные включения, напоминающие конкреции в сланцах ладожской серии. За такие конкреции их часто и принимают, что иногда служит аргументом в пользу корреляции описываемых формаций с подразделениями ладожской серии. Многочисленные наблюдения, однако, свидетельствуют в пользу тектонического происхождения большинства включений. Они сложены мелко- и тонкозернистыми немигматизированными высоковязкими относительно вмещающих гнейсов породами, которые легко будинируются при растяжении; зональность же включений обусловлена взаимодействием неравновесных составов при метаморфизме, она наблюдается и в прослоях.

Гиперстен-гранатгнейсовая формация имеет довольно локальное развитие в районе г. Лахденпохья в Западно-Приладожской зоне. Характерной особенностью формации является регулярное, похожее на флиш ладожской серии переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов.

Гиперстенгнейсовая формация широко распространена на юге Западно-Приладожской зоны. Наиболее характерной разновидностью являются гиперстен-гранатовые гнейсы, которые местами перемежаются с гранат- и гиперстен-биотитовыми гнейсами; однако такого регулярного переслаивания как в гиперстен-гранатгнейсовой формации здесь не наблюдается.

Кордиеритгнейсовая формация, как и гиперстенгнейсовая, развита на юге Западно-Приладожской зоны. Сложена высокоглиноземистыми плагиоклазовыми и двуполевошпатовыми гнейсами и сланцами, содержащими в разных соотношениях кордиерит, гранат, силлиманит и биотит. Распространены также гранат-биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация.

Агматиты представляют собой особый формационный тип, который выделяется по структурному признаку, а не по составу. Это крупноячеистые сетчатые мигматиты (полимигматиты по А. Симонену) брекчиевидного, нередко конгломератовидного строения, с преобладанием лейкосомы, обычно в виде разноориентированных гранитных жил нескольких генераций над послойно мигматизированным субстратом, включения которого, как правило, ориентированы беспорядочно. Агматиты слагают, как правило, нечетко очерченные зоны шириной до двух и длиной до нескольких километров, которые пересекают другие формации. Петрографический состав агматитов при этом меняется в зависимости от состава вмещающих формаций. Становление агматитов, возможно, следует связывать с интенсификацией процесса мигматизации в зонах растяжения.

Как видно из описания, петрографический состав и облик метаморфических формаций определяются разными факторами: исходной литологией, термодинамическими условиями метаморфических преобразований, структурными условиями. Петроформационное расчленение метаморфических комплексов отражает суммарное влияние этих факторов, и зональность в распределении формаций позволяет с большей или меньшей достоверностью судить об изменении этих факторов на изученной площади. Так, наличие известковистых диопсидсодержащих формаций среди метапелитовых говорит о литологической специфике, появление гиперстенсодержащих формаций – об усилении метаморфизма; нередко, однако, причины различий – например, между биотит- и гранаттнейсовой формациями – могут быть не столь очевидными и требуют специального анализа.

Возраст субстрата лахденпохской серии может быть определен только в широких пределах. В Северо-Приладожской зоне наблюдаются бесспорные признаки постепенного перехода слабо метаморфизованных образований ладожской серии в высокометаморфизованные лахденпохской, что говорит об их одновозрастности; их корреляция здесь основывается и на одинаковом залегании тех и других на породах сортавальской серии в обрамлении гранито-гнейсовых куполов. При переходе в Западно-Приладожскую зону эти корреляционные признаки теряются. Правда, сколько-нибудь резкой смены состава лахденпохской серии непосредственно на границе зон не зафиксировано, так что по крайней мере часть, и скорее всего преобладающую часть высокометаморфизованных пород Западно-Приладожской зоны можно коррелировать с ладожской серией: сохранившиеся в метапелитовых формациях этой зоны реликты характерной ритмичной градационной слоистости подтверждают такой вывод. Но с другой стороны, состав лахденпохской серии по сравнению с ладожской здесь в целом более разнообразен, что может указывать на более широкий стратиграфический диапазон первой. Наличие в ней послекалевийских образований исключается, поскольку верхняя возрастная граница лахденпохской (как и ладожской) серии фиксируется ее прорыванием раннеорогенными интрузиями с возрастом 1.88-1.87 млрд. лет (см. ниже). Нижний же возрастной рубеж лахденпохской серии в Западно-Приладожской зоне остается неопределенным, ибо ввиду отсутствия куполов с их легко распознаваемым обрамлением, представленным сортавальскими амфиболитами, подошва калевия здесь не диагностируется и разрез метаморфической толщи может включать подстилающие образования. Учитывая, что наличие долюдиковийских пород изотопными методами нигде в пределах Свекофеннского пояса не установлено, лахденпохскую серию можно условно датировать как людиковий и калевий нерасчлененные.

ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднекарельский возраст имеют плутонические образования, связанные с развитием свекофеннид: с синорогенным этапом (1880–1860), позднеорогенным этапом (1860–1850) и с завершающим посторогенным этапом (1800–1760 млн. лет назад). Основы их расчленения заложены Г.М. Саранчиной (1972) и развиты в ряде более поздних работ (Мигматизация..., 1985; Котов, Саморукова, 1990; Шинкарев и др., 1992; Shuldiner et al., 1992; и др.).

Метаинтрузивные комплексы синорогенного этапа

Метагаббро и метанориты. Основные метаинтрузивные породы синорогенного этапа представляют ранние фазы описанных ниже куркиекского и лауватсарско-импиниемского комплексов, о чем говорит их участие в строении того и другого комплекса в виде ксенолитов. Чаще, однако, метагаббро, метанориты, а иногда и гипербазиты образуют самостоятельные тела, обычно очень небольших размеров (мощностью от долей до нескольких метров), но местами и достаточно крупные, такие как известные в Северо-Приладожской зоне норит-габброноритовый Кааламский и гипербазит-габбро-диоритовый Велимякский массивы (Саранчина, 1972; Светов и др., 1990). Разделить их по принадлежности к тому или иному из названных комплексов чаще всего не удается, но установлено, что все они предшествуют тоналитам импиниемского подкомплекса.

Куркиёкский метанорит-эндербитовый комплекс. Породы этого комплекса сосредоточены главным образом в двух узлах: в районе г. Лахденпохья и в окрестностях пос. Куркиёки (Саранчина, 1972; Котов, Саморукова, 1990). Здесь они образуют довольно крупные выходы площадью до 40-50 км² или компактные группы небольших выходов, которые, возможно, представляют собой фрагменты крупных тел, разобщенных узкими провесами кровли или тектоническими клиньями вмещающих пород. Мелкие тела эндербитоидов площадью до 1-2 км² спорадически встречаются на всей территории Западно-Приладожской зоны, но полностью отсутствуют в Северо-Приладожской. Состав пород колеблется от норитов до гиперстеновых плагиогранитов, при этом основные разности шире представлены в лахденнохском узле, кислые – в куркиёкском. Изотопный возраст гиперстеновых гранитоидов Приладожья (куркиёкский комплекс) и соседних районов Финляндии (комплекс Киурувеси-Хаукивеси) составляет по данным U-Pb метода (по цирконам) 1880-1870 млн. лет (Тугаринов, Бибикова, 1980; Korsman et al., 1988); в частности, возраст Куркиёкского массива определен в 1871 ± 6 млн. лет (Котов и др., 1992).

К ранним метаинтрузивным образованиям, возможно, относятся также гранатовые лейкограниты, имеющие незначительное развитие в пределах лахденпохского узла эндербитоидов, в том числе на о. Вавасари (Светов, Свириденко, 1992). Это необычные для Приладожья породы, которые при высоком содержании калиевого полевого шпата характеризуются практически полным отсутствием биотита, что может быть связано с сухостью расплава и с высоким (76–82%) отношением FeO/FeO + MgO в породах.

Лауватсарско-импиниемский метадиорит-тоналитовый комплекс делится на две (не считая ранних габброидов) фазы, которые в типичном выражении значительно различаются и описаны в литературе как самостоятельные проявления магматизма (Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Шинкарев и др., 1992). Чтобы сохранить преемственность описаний, мы рассмотрим эти фазы в ранге подкомплексов с их традиционными наименованиями, соединив последние в названии комплекса в целом. Оба подкомплекса широко распространены на всей территории Приладожья, особенно в Западно-Приладожской зоне, образуя сравнительно небольшие (до 20-30 км²) выходы.

Лауватсарский подкомплекс сложен главным образом биотит-роговообманковыми метадиоритами и кварцевыми диоритами, которые прорывают лахденпохскую серию и залегающие в ней эндербитоиды. В составе импиниемского подкомплекса преобладают биотитовые и двуслюдяные, реже гранат-биотитовые метатоналиты. Тоналиты местами связаны с кварцевыми диоритами постепенными переходами, местами же прорывают их; отчетливы интрузивные соотношения тоналитов со всеми более древними породами Приладожья. Возраст Лауватсарского массива составляет по данным U-Pb метода (по циркону) 1864 ± 13 млн. лет (Котов и др., 1992); учитывая многофазность комплекса, можно полагать, что в целом его становление протекало примерно в рамках 1870–1860 млн. лет назад.

Петрогеохимические характеристики изученных пород определяют гранитоиды куркиекского и лауватсарско-импиниемского комплексов как продукт кристаллизации низкокалиевой высококальциевой магмы известково-щелочного ряда І-типа, формирующейся в зонах магматических дуг. Породы обоих комплексов образуют известково-щелочной тренд. Отношения петрогенных элементов, так же как и данные по геохимии редких, в том числе редкоземельных элементов, указывают на формирование эндербитовых и габбро-тоналитовых магм преимущественно за счет мантийного материала при участии корового вещества.

Метаинтрузивные комплексы позднеорогенного этапа

Тервуский метадиорит-гранитный комплекс включает несколько генераций диоритовых и гранитных даек и мелких массивов; наиболее крупный (4 × 6 км) из гранитных массивов, расположенный в окрестностях пос. Терву, представляет собой выход тонкой (сотни метров) субгоризонтальной пластины, которая подстилается мощной зоной эруптивных брекчий и даек (Shuldiner et al., 1995).

Ранние, преимущественно диоритовые, дайки комплекса пересекают метаморфические, нередко сильно мигматизированные породы под разными углами к их полосчатости и сами, в свою очередь, метаморфизованы: превращены в амфиболиты, биотит-роговообманко-плагиоклазовые и биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы, нередко мигматизированные. Сланцеватость в метаморфизованных дайках параллельна их контактам, пересекающим сланцеватость вмещающих пород. Сами дайки дислоцированы, смяты в складки, местами сжатые, вплоть до изоклинальных. Наличие метаморфизованных даек, пересекающих ранее метаморфизованные породы, свидетельствует о двух стадиях метаморфизма. Относительный возраст метаморфических преобразований второй стадии определяется тем, что дайки метадиоритов пересекают метатоналиты импиниемского подкомплекса.

Более поздние фазы тервуского комплекса представлены преимущественно двуполевошпатовыми гранитами, реже трондьемитами, как правило, интенсивно мусковитизированными. Граниты большей частью сильно деформированы и характеризуются повсеместным развитием бластомилонитовых структур. Они имеют резко выраженные эруптивные контакты со всеми более древними породами, включая ранние дайки метадиоритов. По данным Н.Ф. Шинкарева и др. (1992), граниты тервуского комплекса являются умеренно щелочными гранитоидами, обнаруживающими существенно коровый (S-тип) коллизионный характер. U-Pb (по циркону) возраст гранитов Тервуского массива составляет 1856 ± 6 млн. лет (Котов и др., 1992). Подобные двуполевошпатовые позднеорогенные гранитоиды датированы и в Южной Финляндии, но там их возраст определен по циркону в 1.83-1.81 млрд. лет (Vaasjoki, Sakko, 1988).

Посторогенные интрузии. Ояярвинский монцонит-гранитный комплекс

К посторогенным раннепротерозойским образованиям относится ряд массивов и даек различных изверженных пород, не затронутых пластическими деформациями и метаморфизмом. Они распространены преимущественно в пределах Западно-Приладожской зоны, их роль и объем при движении на юг возрастают. Расчленение и систематизация посторогенных интрузий пока не завершены.

Типичным представителем является Ояярвинский массив субщелочных гранитоидов. Массив площадью 15 × 6 км вытянут в меридиональном направлении, характеризуясь дискордантным залеганием в метаморфических породах лахденпохской серии. Контакты с вмещающими образованиями имеют отчетливо интрузивный характер, встречаются крупные ксенолиты вмещающих пород. Краевые зоны массива контаминированы материалом рамы, однако основная часть представлена "чистыми" магматическими разновидностями, отвечающими по составу монцогаббродиоритам, монцонитам, кварцевым сиенитам и гранитам. Отмечается сложная, многоэтапная история становления интрузии (Ладнер, 1983). Предварительные данные определяют интервал их становления в 1.80–1.76 млрд. лет (Шинкарев и др., 1992).

Позднее магматизм в больших масштабах возобновился лишь в самом конце карелия-начале рифея и в качественно иных формах, выразившихся в образовании крупных плутонов рапакиви, самый древний их которых – Выборгский – имеет возраст 1646–1630 млн. лет (Vaasjoki, Rämö, 1989).

Зоны метаморфизма

Зоны метаморфизма представляют собой специфические геологические подразделения, критерием выделения которых являются не происхождение и возраст горных пород, а термодинамические условия наложенных на них метаморфических преобразований. Картирование метаморфических зон позволяет выявить термальную и барическую структуру подвергшихся метаморфизму комплексов. Границы метаморфических зон могут быть определены по разным признакам; простейший, картируемый в поле признак – появление индекс-минералов или типоморфных парагенезисов метаморфических пород. По этому признаку в поле традиционно выделяют зоны граната, ставролита, силлиманита в ассоциации с мусковитом, силлиманита в ассоциации с калиевым полевым шпатом, гиперстена. В Приладожье наиболее полная картина метаморфической зональности была дана Д.В. Великославинским (1972) и Ю.В. Нагайцевым (1974); в прилежащих районах Финляндии -К. Корсманом и его коллегами (Korsman et al., 1984, 1988). Несмотря на известную схематичность и фрагментарность имеющихся данных, в целом они в самом общем виде позволяют говорить о северо-западной – субширотной зональности, характеризующейся нарастанием уровня метаморфизма с севера на юг – по мере удаления от границы с Карельским массивом (см. рис. 1).

Наименее ясной в описываемой зональности является конфигурация зоны гиперстена. Ее уточнению, в частности, препятствует широкое проявление диафторических изменений, приведших к замещению гиперстена как одного из наименее устойчивых минералов. В ЗападноПриладожской зоне сохранившиеся парагенезисы с гиперстеном или их ясно различимые реликты были известны лишь в окрестностях гор. Лахденпохья и пос. Куркиеки; соответственно, на прежних схемах зона гиперстена рисовалась в виде двух небольших разобщенных полей. Более детальные исследования позволили выявить реликты гиперстена в метаморфических породах на значительно большей территории, начиная от о. Сури-Хепосари (район Сортавалы) на северо-востоке до контакта с Выборгским массивом рапакиви на юго-западе, на всем этом пространстве встречаются также тела эндербитоидов. На северо-востоке выхода гранулитов граница их распространения установлена по смене реликтового гиперстена (или заместившего его волокнистого куммингтонита) первичным куммингтонитом в виде компактных правильно ограненных кристаллов. Подробно прослежена изограда гиперстена также и к западу от русско-финской границы – на севере гранулитового выхода в районе Сулкавы (Korsman et al., 1984, 1988). Однако остается невыясненным, соединяются ли сулкавский и приладожский выходы гранулитов друг с другом.

Авторы благодарят Российский фонд фундаментальных исследований, оказавший финансовую поддержку проведенной работе (проект 93-05-8899).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Семихатов М.А. и др. Геохронологическая шкала докембрия Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 8–22.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.

Котов А.Б., Бибикова Е.В., Неймарк Л.А. и др. О продолжительности тектоно-метаморфических циклов (ТМЦ) // Структурный анализ кристаллических комплексов. Иркутск, 1992. С. 19–20.

Котов А.Б., Саморукова Л.М. Эволюция гранитообразования в тектоно-магматических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарогеохимических исследований). Л.: Наука, 1990. 159 с.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л.: Наука, 1963. 210 с.

Ладнер Г.А. Геология массива Оя-ярви на Карельском перешейке // Вестн. ЛГУ. Геол. и геогр. 1983. Вып. 2. С. 23–30.

Материалы к стратиграфическому словарю по докембрию КАССР. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1982. 136 с.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985. 310 с.

Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Ашихмина Н.А. и др. Sm-Nd-возраст суйсарской свиты на Балтийском щите // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 4. С. 206–211.

Салоп Л.И. Гнейсо-гранулитовый комплекс – фундамент карелид в Приладожье и свекофеннид на юге Финляндии // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1979. Т. 54. № 5. С. 3–17.

Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. 128 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карельск. науч. центр РАН, 1992. 152 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: Карельск. науч. центр АН СССР, 1990. 321 с.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Бибикова Е.В. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.

Синица С.М. Купола Северного Приладожья и взаимоотношение их гранитогнейсовых ядер со слоистыми оболочками // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 15–23.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.

Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В., Григорьева Л.В. Гранитоидные серии Балтийского щита (геологическая позиция и геохимия) // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 4. С. 52–64.

Шульдинер В.И. Геологическое картирование высокометаморфизованных комплексов докембрия на петроформационной основе // Отечеств. геол. 1992. № 12. С. 26–36.

Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. и др. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Регион. геол. и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62. *Ekdahl E.* Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the Evolution of the Raahe–Ladoga Ore Zone, based on the Pielavesi area, central Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. 373. 1993. 137 p.

Gaal G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambr. Res. 1987. V. 35. \mathbb{N} 1. P. 15–25.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 337. 1986. 52 p.

Huhma H., Claesson S., Kinny P.D., Williams I.S. The growth of the Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons // Terra Nova. 1991. V. 3. $N \ge 2$. P. 175–179.

Kähkönen Y., Huhma H., Aro K. U-Pb zircon ages and Rb–Sr whole-rock isotope studies of early Proterozoic volcanic and plutonic rocks near Tampere, southern Finland // Precambrian Res. 1989. V. 45 № 1–3. P. 27–43.

Korsman K., Hölltä P., Hautala T., Wasenius P. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in eastern Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. 328. 1984. 40 p.

Korsman K., Niemelä R., Wasenius P. Multistage evolution of the Proterozoic crust in the Savo schist belt, eastern Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. 343. 1988. P. 89–96.

Pekkarinen L.J., Lukkarinen H. Paleoproterozoic volcanism in Kiihtelisvaara–Tohmajarvi district, eastern Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. 357. 1991. 35 p.

Shuldiner V.I., Baltibaev S.K., Glebovitsky V.A., Kozyreva I.V. Geology of the North-West Ladoga Region. Excursion guidebook. St. Petersburg, 1995. 80 p.

Simonen A. The Precambrian in Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. 304. 1980. 58 p.

Vaasjoki M., Älkäs O., Rehtijärvi P. The age of mid-Proterozoic phosphatic metasediments in Finland as indicated by radiometric U-Pb dates // Lithos. 1980. V. 13. P. 257–262.

Vaasjoki M., Rämö O.T. New zircon age determinations from the Wiborg rapakivi batholith, southeastern Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Paper 8. 1989. 132 p.

Vaasjoki M., Sakko M. The evolution of the Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constraints // Geol. Surv. Finland. Bull. 343. 1988. P. 7-32.

Рецензент М.А. Семихатов

УДК 550.384

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

© 1996 г. Э. А. Молостовский

Научно-исследовательский институт геологии при Саратовском госуниверситете, 410000 Саратов, ул. Московская, 161, Россия Поступила в редакцию 16.06.94 г.

Традиционный принцип визуального сравнения палеомагнитных колонок с последовательным подсчетом разнополярных магнитозон является причиной многих ошибок. В наибольшей мере здесь сказываются следующие методические просчеты: потеря интервала, произвольная интерполяция палеомагнитных границ, сопоставление магнитозон разного ранга и ошибочная идентификация магнитостратонов. Палеомагнитная стратиграфическая корреляция, как правило, невозможна без тесной увязки с палеонтологическими и литолого-фациальными данными. На конкретных примерах показана процедура магнитостратиграфической корреляции морских и континентальных отложений удаленных биогеографических провинций.

Ключевые слова. Магнитостратиграфия, магнитозона, полярность остаточной намагниченности, корреляция, палеомагнетизм, интервал шкалы, инверсия.

После первых публикаций результатов палеомагнитных исследований по пермотриасовой и плиоценовой частям шкалы корреляционные возможности метода были достаточно высоко оценены многими специалистами. Однако по мере расширения возрастного диапазона палеомагнитных определений и более строгой интерпретации данных, магнитостратиграфические построения во многом утратили свою кажущуюся однозначность и все чаще стали сопровождаться несогласованными, а подчас и взаимоисключающими выводами.

В этом плане показательна давняя дискуссия о "коротком" и "длинном" понте и, соответственно, о положении этого яруса в общей магнитохронологической шкале. Оперируя в общем сходными палеомагнитными характеристиками ряда черноморских разрезов, разные авторы соотносят понт с низами зоны Гилберт, с 6-й магнитной эпохой и, наконец, с низами Гилберта плюс 5-я и 6-я эпохи полярности (Семененко, Певзнер, 1979; Chepalyge et al., 1985; Зубаков, 1990).

Возникли разногласия в представлениях о стратиграфическом положении границы палеомагнитных гиперзон Киама и Иллавара. В разрезах Европейской России она установлена в середине татарского яруса верхней перми (Храмов, 1963; Молостовский, 1983), в юго-западных районах США ее проводят внутри нижнего триаса (McMachon, Strangway, 1868).

Расхождения такого рода стали весьма обычны в магнитостратиграфической практике, и в их перечислении нет особой необходимости. Создавшееся положение отнюдь не случайно. Оно является закономерным следствием как специфических особенностей самого палеомагнитного метода, так и ряда методических просчетов при конечной интерпретации данных.

Магнитозоны, выделяемые по единственному критерию – полярности естественной остаточной намагниченности (ЕОН), практически не имеют четких индивидуальных особенностей. Это сильно затрудняет идентификацию в разобщенных разрезах и саму процедуру палеомагнитных корреляций.

Анализ многочисленных публикаций свидетельствует, что суть последней сводится обычно к визуальному сопоставлению колонок магнитной полярности в определенных стратиграфических интервалах и подсчету зон прямой и обратной полярности с учетом их временной последовательности. В принципе подобная операция вполне допустима, но ее корректность может быть гарантирована лишь при соблюдении ряда достаточно жестких условий, которые хорошо известны стратиграфам, но нередко игнорируются геофизиками.

Перечень наиболее характерных магнитостратиграфических ошибок рассматривался ранее (Молостовский, Храмов, 1984). На корректность палеомагнитных корреляций в наибольшей мере влияют следующие методические просчеты:

1. Потеря стратиграфического интервала, которая способна сильно исказить структуру палеомагнитной колонки вследствие смыкания разновозрастных магнитозон.

2. Игнорирование принципа однозначного отрицания и условного допущения, на котором базируются любые магнитостратиграфические построения. Суть последнего в том, что породы с разной полярностью ЕОН заведомо разновозрастны, в то время как одинаковая полярность ЕОН отнюдь еще не доказывает коррелятность тех или иных слоев.

3. Нарушение правила сопоставления одноранговых магнитозон в соответствии с их стратиграфическими объемами и создания корреляционного каркаса с ограниченным числом опорных магнитозон, имеющих надежные возрастные привязки.

4. Неправомерная интерпретация палеомагнитных границ.

Следствием перечисленных методических просчетов является ошибочная идентификация магнитозон, которая стала ахиллесовой пятой палеомагнитного метода в области стратиграфической корреляции.

Значительный опыт магнитостратиграфических исследований свидетельствует, что автономные палеомагнитные корреляции возможны лишь как исключение при благоприятном сочетании геологических и палеомагнитных факторов: полных разрезов, наличия надежных палеонтологических или радиохронологических датировок, палеомагнитной стабильности пород, ясного палеомагнитной стабильности пород, ясного палеомагнитного структурирования колонок. Поскольку на практике подобные сочетания чрезвычайно редки, то магнитостратиграфические корреляции превращаются обычно в достаточно сложный и длительный процесс с тщательной увязкой палеомагнитных, палеонтологических и литолого-фациальных данных.

Иллюстрацией изложенному могут служить результаты ряда магнитостратиграфических построений, выполненных для верхнепермских и нижнетриасовых формаций Евразии.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ФОРМАЦИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ, ПАМИРА И ЗАКАВКАЗЬЯ

Первые данные о характере магнитной зональности верхней перми были получены на опорных разрезах красноцветных формаций Европейской России и юго-западных районов США. Региональная магнитостратиграфическая схема А.Н. Храмова (1963) получила подтверждение при последующих исследованиях и в настоящее время может быть принята в качестве мирового палеомагнитного стандарта. Надежность последнего обеспечена полнотой и хорошей палеонтологической охарактеризованностью многочисленных опорных разрезов и достаточно точной привязкой магнитозон к подразделениям общей шкалы и региональных схем.

Основу эталонной схемы составляют крупные гиперзоны R-Киама и NR-Иллавара, граница которых совпадает с основанием верхнетатарского подъяруса. В общей сложности в разрезе Русского поля верхней перми установлено пять палеомагнитных ортозон: R_1P , N_1P , R_2P , N_2P и R_3P . Нижняя зона обратной полярности (R_1P), венчающая гиперзону Киама, объединяет уфимский, казанский и нижнюю часть татарского яруса. Следующие четыре зоны относятся к верхнетатарскому подъярусу и в общей палеомагнитной шкале соответствуют низам гиперзоны Иллавара (Храмов, 1963; Молостовский, 1983).

Опорные зоны осложнены рядом узких субзон противоположного знака, фиксация которых возможна не во всех разрезах вследствие местных размывов или палеомагнитной нестабильности части пород. Как минимум, две субзоны обратной полярности намечаются в пределах зоны N_1P , одна в зоне N_2P , имеются данные о присутствии *n*субзоны в ортозоне R_3P .

В целом пермская палеомагнитная схема Русской плиты ранжирована и осознанно генерализована до уровня ортозон, что обеспечивает ее устойчивое функционирование на общирных территориях.

В 70–80-х годах палеомагнитным исследованиям были подвергнуты пермские отложения Тетиса, где основными объектами изучения послужили опорные разрезы Памира и Закавказья. В дальнейшем палеомагнитная колонка татарского яруса Европейской России была сопоставлена с магнитополярными колонками тетической перми. Хронологическим маркером при этих корреляциях служила граница зон R-Киама и NR-Иллавара, которая в разрезах Центрального Тетиса, по имеющимся данным, приурочена к основанию мидийского яруса (Котляр и др., 1984; Давыдов и др., 1982).

Поскольку пермская часть знакопеременной зоны Иллавара в континентальных формациях отвечает верхнетатарскому подъярусу, то аналогом последнего в морских разрезах Тетиса стали считаться мидийский и джульфинский ярусы. Исходя из разного числа магнитозон на Русской плите и Закавказье, М.В. Котляр, А.Н. Сокарев и ряд других исследователей пришли к выводу об отсутствии в разрезе верхней перми стратотипической области аналогов дорашамского яруса почти в полном его объеме (Котляр и др., 1984; Захаров, Сокарев, 1991; Давыдов и др., 1982).

Подобной точки зрения придерживается и А.В. Гоманьков (1991), полагающий, что аналоги татарского яруса в Западной Европе и Тетисе занимают не самое высокое положение в шкале и отделены от триаса временным интервалом, близким по длительности двум векам.

Упомянутые представления о соотношениях континентальных и морских формаций верхней

перми в последние годы получили достаточно широкое распространение среди отечественных исследователей. Поскольку в значительной мере они базируются на палеомагнитных определениях, достоверность последних приобретает особое значение. При анализе опубликованных данных по палеомагнетизму пермских отложений Памира и Закавказья привлекают внимание следующие обстоятельства.

Совершенно очевидно недостаточное фактическое обоснование сводной палеомагнитной колонки тетической перми, где собраны разрозненные зоны из разобщенных разрезов, многие из которых выделены лишь по 1–2 образцам. При этом в части разрезов из-за массового перемагничивания пород оказались пригодными для определений не более 1–3 штуфов. Как следствие, магнитозоны тетической схемы не ранжированы, их границы произвольно интерполированы, и по сути дела, они представляют собой совокупности разрозненных образцов, весьма приблизительно распределенных по шкале времени.

Естественно, что подсчет магнитозон в разрезах Тетиса и их сравнение с магнитозонами татарского яруса Русской плиты в этой ситуации лишены реального смысла. Тем более, что магнитостратиграфическая схема верхнетатарского подъяруса помимо четырех опорных ортозон включает несколько подчиненных субзон, поэтому общее число инверсий, зафиксированных в татарском ярусе, вполне сопоставимо с таковым в верхней перми Тетической области. Это обстоятельство ставит под сомнение основные выводы о сравнительной полноте пермских разрезов этих провинций даже в том случае, если не рассматривать вопрос о качестве палеомагнитных материалов по юго-восточному Памиру и Закавказью.

О ПЕРЕРЫВЕ МЕЖДУ ТРИАСОМ И ПЕРМЬЮ НА ТЕРРИТОРИИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Верхнепермские и триасовые формации Лавразии разделены крупным перерывом в осадконакоплении, особенно четко проявленном в областях континентального седиментогенеза. Об объемах и времени его проявления существуют разные точки зрения. Некоторые авторы связывают перерыв с концом перми, другие полагают, что в основной своей части он приходится на начало триаса.

Палеомагнитные исследования пограничных слоев перми и триаса на востоке Русской плиты и в Предуральском краевом прогибе показали неправомерность постановки этой проблемы в целом, так как, судя по имеющимся данным, объемы



Рис. 1. Масштабы перерыва между триасом и пермью по палеомагнитным данным.

1 – прямая полярность; 2 – обратная полярность. І – сводный палеомагнитный разрез верхней перми и нижнего триаса Русской плиты. *І* – бассейн р. Большой Сев. Двины; 2 – бассейн р. Печоры; 3 – бассейн р. Мезень; 4 – Оренбургское Приуралье (зона прогиба); 5 – Оренбургское Приуралье (платформенная часть).

перерыва варьируют в широких пределах и в зависимости от конкретных геологических условий они затрагивают различные части обеих систем.

В северных районах Европейской России повсеместно отсутствуют нижние горизонты триаса, эквивалентные магнитозоне N₁T. В бассейне рек Малой и Большой Северной Двины верхняя часть вятского горизонта (R₃P) смыкается в разрезе с триасовой зоной R₁T, низы которой здесь также редуцированы (рис. 1).

Близкий объем перерыва принимался ранее и для Северного Приуралья (Молостовский, 1983), однако недавние находки проколофона Tichvinskia(?) и текодонта из семейства Erytrosuchidae в низах бызовской свиты (Новиков и др., 1992) указывают на принадлежность этих отложений не к зоне R₁T, как это предполагалось, а к более высоким горизонтам триаса – зоне R₂T. С учетом этих данных можно полагать, что в бассейне р. Печоры из разреза выпадает большая часть нижнего триаса в объеме зон N₁T, R₁T, N₂T (рис. 1.2). В бассейне среднего течения реки Мезень перерыв затрагивает в основном татарский ярус перми, где зафиксированы лишь две зоны R_1P и N_1P . В триасовой части шкалы здесь отсутствуют зона N_1T и частично R_1T (рис. 1.3).

В южной части Предуральского прогиба относительно полно представлен нижний триас, а перерыв приходится на вятский горизонт перми, где редуцирована зона R₃P (рис. 1.4).

Минимальные амплитуды пермо-триасового перерыва документируются на юго-восточной окраине Русской плиты (Поволжье, Южное Приуралье), где нижняя магнитозона триаса смыкается в разрезе с зоной R₃P, венчающей разрез вятского горизонта (рис. 1.5).

Как видно из изложенного, проблема стратиграфического перерыва на рубеже палеозоя и мезозоя не решается однозначно даже в пределах одного региона. Это обстоятельство нельзя не учитывать при дальних корреляциях, в частности при обсуждении вопроса о сравнительной полноте пермских разрезов Тетиса и Русской плиты.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ НИЖНЕГО ТРИАСА

Проблема увязки стратиграфических шкал разных биогеографических провинций особенно актуальна для нижнего отдела триаса, где морские и континентальные формации занимают соизмеримые территории. Стратиграфия морского нижнего триаса традиционно базируется на аммонитах, но общепринятого ярусного деления для него не разработано, и в настоящее время для Тетической и Бореальной областей созданы три самостоятельные зональные схемы. Стратиграфия нижнетриасовых континентальных формаций основана на фауне наземных позвоночных, в последние годы в ее обосновании все большее значение приобретают палинологические данные.

Возможности магнитостратиграфии как связующего звена для сопоставления тетраподовой и аммонитовой шкал до недавнего времени ограничивались недостатком палеомагнитных данных по морским эталонам. Исследования последних лет в Арктической Канаде и Южном Китае восполнили этот пробел и создали реальную основу для трансконтинентальных корреляций (рис. 2).



Рис. 2. Корреляция морских и континентальных отложений нижнего триаса.

1 – прямая полярность; 2 – обратная полярность; 3 – находки аммонитов; 4 – находки тетрапод. І – общая магнитостратиграфическая шкала. Региональные схемы: ІІ – Европейская часть России (Молостовский, 1983), ІІІ – Арктическая Канада (Ogg, Steiner, 1991), IV – Мангышлак (Слауцитайс, 1974), V – Таймыр (Гусев, 1975), VI – Германия (Nairn, 1960; Dachrot, 1976), VII – Прикаспий, Б. Богдо (Молостовский, 1983).

Аммониты, тетраподы: a – Tirolites, Dorichranites; δ – Columbites; в – Stacheites; Γ – Olenekites, Keyserlingites; μ – совместное захоронение Parotosaurus и Dorichranites bogdoanus.

Горизонт	Палеомагнитная колонка	Тетраподы	Дипнои	Харофиты	
Гамский	N ₃ T ₁	Parotosaurus		Auerbachichara bascuntscacensis	
Федоровский	<u></u>				
	N ₂ T ₁	Wathugasaurus	Gnathorhiza + + Ceratodus	Porocnara triassica	
Слудкинский		wenugasaurus			
Рыбинский	R ₁ T ₁	Bentosuchus	Gnathorhiza	continua	
Вохминский	N ₁ T ₁	Tupilacosaurus		Wladimiriella wetlugensis	

Соотношение магнитозон с региональными подразделениями нижнего триаса Русской плиты

Палеомагнетизм красноцветных неморских формаций нижнего триаса изучался в Европейской России, Германии и юго-западных районах США. Наиболее детальные исследования выполнены в пределах Русского поля триаса, где обследовано несколько десятков взаимоувязанных разрезов с хорошей палеонтологической характеристикой. Сводная палеомагнитная колонка этого обширного региона включает пять ортозон: N₁T, R₁T, N₂T, R₂T и N₃T, осложненных несколькими узкими субзонами (Молостовский, 1983). Наиболее крупная из них задокументирована, возможно, в пределах зоны N₂T, в интервале, отвечающем усть-мыльскому горизонту (Новиков, 1991).

Соотношение магнитозон с горизонтами региональной схемы и разными группами ископаемых представлены в таблице.

Магнитостратиграфическая схема нижнего триаса Европейской России не имеет аналогов по полноте и палеонтологическому обеспечению, что позволяет рекомендовать ее в качестве эталонной для континентального нижнего триаса. Отдельные ее элементы вполне опознаваемы в сводных разрезах Западной Европы и США.

В Германском бассейне во всех фациальных разновидностях пестрого песчаника выделяются четыре магнитозоны (Nairn, 1960; Dachrot, 1976). нижний песчаник имеет бизональное строение, но первая N-зона в ряде районов выпадает из разреза и цехштейн перекрывается обратно намагниченными слоями Брекель.

Более высокие горизонты пестрого песчаника также охватываются двумя магнитозонами – прямой и обратной. Нижняя N-зона объединяет верхи нижнего и средний песчаник, вышележащая R-зона относится к рёту. Стратиграфическая последовательность магнитозон Германского поля триаса позволяет коррелировать их соответственно с зонами N₁T₁, R₁T₁, N₂T₁ и R₂T₁ российских разрезов.

Отсюда вытекает коррелятность нижнего песчаника вохминскому, рыбинскому и слудкинскому горизонтам, среднего – федоровскому, а рёта – верхам федоровского и нижней части гамского горизонтов Русской плиты. Сравнительный анализ палинокомплексов и конхострак нижнего песчаника и вохминского горизонта, равно как и паратозухи, известные в среднем песчанике, подтверждают палеомагнитные соотношения.

Палеомагнитные определения красноцветных формаций Чагуотер и Моункопи на юго-западе США из-за слабой палеонтологической охарактеризованности разрезов дают материал лишь для выборочных сопоставлений. Вполне очевидно отсутствие в североамериканских разрезах первой триасовой зоны N₁T и смыкания зоны R₁T с верхами R-зоны Киама. Потеря стратиграфического интервала привела в свое время к ошибочному представлению о положении границы гиперзон Киама–Иллавара внутри нижнего триаса (McMachon, Strangway, 1968).

Формации Дин Вуд и Гуз Эгг с их устойчивой обратной полярностью соотносятся с зоной R₁T и, видимо, с верхней половиной вохминского горизонта. Присутствие в них слоев с Claraia и аммонитами зоны Otoceras подтверждает предполагаемое сопоставление. Обратно намагниченные вирджинские известняки с Tirolites и низы средней красной пачки Колорадо могут быть соотнесены с зоной R_2T_1 российской схемы (Lozovsky, Molostovsky, 1993).

Для сопоставления морских и континентальных формаций нижнего триаса наибольший интерес представляют разрезы Горного Мангышлака, Таймыра (мыс Цветкова) и Арктической Канады, которые отчетливо структурированы по магнитной полярности, что позволяет выполнить надежную увязку аммонитовых и палеомагнитных зон (Палеомагнетизм палеозоя, 1974; Гусев, 1975; Молостовский, 1983; Ogg, Steiner, 1991; Lozovsky, Molostovsky, 1993). Особое значение имеет разрез горы Большое Богдо в Прикаспии, откуда имеются палеомагнитные определения по богдинской свите, содержащей совместные местонахождения паротозухов и аммонитов зоны Tirolites cassianus в пределах зоны N₂T.

В разрезе Канадского архипелага установлено 16 палеомагнитных зон различного ранга (Ogg, Steiner, 1991). Его каркас составляют шесть ортозон прямой и обратной полярности, которые обнаруживают ту же последовательность чередования, что и аналогичные по объемам зоны континентальной шкалы (рис. 2).

В обеих схемах палеомагнитная колонка нижнего триаса начинается зоной прямой намагниченности ($N_1T = GN_1$). На Русской плите она охватывает большую часть вохминского горизонта, в морском эталоне – нижнюю половину грисбаха в объеме зон Otoceras concavum и O. boreale (=зоне O. woodwardi общей шкалы). Это соотношение магнитозон вполне корреспондирует с выполненным ранее сопоставлением нижних горизонтов триаса Московской синеклизы и Гренландии по палинокомплексам и тетраподам (Лозовский, 1989).

Наиболее вероятный аналог зоны R₁T континентального разреза – крупный интервал доминирующей обратной полярности, включающий две мелкие зоны прямого знака (GR₁ + GR₂ + DR₁). Стратиграфически ему соответствуют верхняя половина грисбахского и динерский ярус в полном его объеме.

Нижняя часть следующей зоны (N₂T) коррелирует с двумя N-зонами смитского яруса, разделенными субзоной обратного знака.

Аналоги верхней части зоны N_2T_1 , которые в Прикаспии (г. Большое Богдо) охарактеризованы паротозухами и аммонитами зоны Tirolites cassianus, в стратотипе Канадского архипелага выпадают вследствие размыва в основании спэтского яруса.

На Горном Мангышлаке зоне N₂T соответствуют, видимо, верхи долнапинской и низы тарталинской свит (Лозовский, 1974). Вышележащая зона R_2T_1 может рассматриваться как аналог зоны SpR_1 из низов спэтского яруса. Такая же намагниченность свойственна верхам тиролитовой и колумбитовой зон Горного Мангышлака и синхронным им верхнеоленекским отложениям Восточного Таймыра в объеме верхней части зоны Dieneroceras и зоны Olenecites pilaticus (Палеомагнетизм палеозоя, 1979; Гусев, 1975).

Самые молодые горизонты континентального нижнего триаса обладают прямой намагниченностью (зона N_3T_1). Аналогично намагничены отложения зоны Stacheites на Горном Мангышлаке и нижняя часть зоны Keyserlengites subrobustus на мысе Цветкова и в Канаде (зона SpN₁).

В канадском разрезе палеомагнитная колонка надстраивается зоной обратной полярности (SpR₂), приуроченной к верхней половине зоны Keyserlengites subrobustus. В Европейской России, на Горном Мангышлаке и Таймыре эта часть разреза редуцирована преданизийским размывом.

Дальние корреляции с нижним триасом Тетической области стали возможны благодаря палеомагнитным исследованиям в Южном Китае, где в провинции Сычуань детально обследованы карбонатно-терригенные морские формации Feixianguan и Jialingjiang (Hiller et al., 1988; Steiner et al., 1989). По остаткам конодонтов здесь установлены грисбахский, динерский (условно), смитский и спэтский ярусы; граница триаса и перми согласная, без видимых размывов.

Сводный магнитостратиграфический разрез Южного Китая по структурным особенностям близок к разрезам Канады и Европейской России, что позволяет провести их позональную параллелизацию с учетом биостратиграфических данных.

Грисбахские напластования в Сычуане, как и на севере Канады, в основной своей части намагничены положительно и относятся к зоне N_1T_1 . Следующий крупный R-интервал (аналог зоны R_1T_1) охватывает динерский (?) и низы смитского яруса. Стратиграфически выше в известной уже последовательности опознаются аналоги зон N_2T_1 , R_2T_1 и N_3T_1 , эквивалентные верхам смитского и спэтскому ярусам. В самых верхах спэтского яруса присутствует интервал обратной полярности, наиболее вероятным аналогом которого в канадском разрезе является зона SpR₂ (=верхам зоны Keyserlengites subrobustus).

Резюмируем изложенное. Шкала магнитной полярности нижнего триаса строится уже более трех десятилетий, но лишь в последние годы эта работа приблизилась к завершению. Немаловажную роль в ней сыграли дальние магнитостратиграфические корреляции, которые стали возможны благодаря длительным исследованиям по разработке региональных схем и тщательному сопоставлению палеомагнитных и палеонтологических последовательностей в морских и континентальных формациях. Принципиальное значение в этой процедуре приобрели ранжирование магнитостратонов в соответствии с их стратиграфическими объемами и создание корреляционного каркаса из ограниченного числа относительно крупных ортозон.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 93-05-8547.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гоманьков А.В. Межрегиональная корреляция татарского яруса и проблема верхней границы перми // Пермская система Земного шара. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 30.

Гусев Б.В. Структуры разрастания океанической коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИ ГА, 1975. С. 9–12.

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

Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 134 с.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Госгидрометеоиздат, 1990. 223 с.

Котляр М.В., Комиссарова Р.А., Храмов А.Н., Чедия И.О. Палеомагнитная характеристика верхнепермских отложений Закавказья // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 3. С. 669–674.

Лозовский В.Р. Стратиграфия нижне-среднетриасовых отложений Горного Мангышлака // Геол. и разведка. 1974. № 8. С. 12–23.

Лозовский В.Р. О корреляции магнитозон нижнего триаса на Восточно-Европейской платформе с зонами аммонитовой шкалы // Геология и разведка. 1989. № 2. С. 14–19.

Молостовский Э.А. Палеомагнитная стратиграфия верхней перми и триаса востока Европейской части СССР. Саратов: Изд-во СГУ, 1983. 165 с.

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Палеомагнитная шкала фанерозоя и проблемы магнитостратиграфии // 27-й Междунар. геол. конгр. Доклады. 1984. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 16–23. Новиков И.В. О стратиграфической схеме нижнего триаса Восточной Европы по фауне тетрапод // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 433–437.

Новиков И.В., Ильина Н.В., Канев Г.П. и др. Новые данные по стратиграфии триасовых отложений Большесынинской впадины // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 2. С. 318–322.

Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра, 1974. 238 с.

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

Храмов А.Н. Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 204. С. 145–174.

Chepalyga A.L., Korotkevich E.L., Trubikhin V.M., Svetlitskaya T.V. Chronology of the Eastern Paratethys regional stages and hipparion fauna according to paleomagnetic data // Abstr. VIII Congress of the regional Commitee on Midterranian Neogene stratigraphy. Hungar. Geol. surv. Budapest, 1985. P. 137–139.

Dachrot W. Cesteihsmagnetistone Marken in Perm mittelenrops // J. Geol. 1976. E. № 10. 71 p.

Heller W., Lowrie W., Huamei L., Junda W. Magnetostratigraphy of the Permo-Triassic boundary section at Schangsi (Guangyuan, Sichuan Province, China) // Earth Planet. Sci. Letters. 1988. № 88. P. 348–356.

Lozovsky V.R., Molostovsky E.A. Constructing the Early Triasic Magnetic Polarity Time Scale // Bull. N. Mexico Museum natur. history Sci. 1993. № 3. P. 297–300.

McMachon B.E., Strangway D.W. Stratigraphic implication of paleomagnetic data from Upper Paleozoic–Lower Triassic Redbeds in Colorado // Bull. Geol. Soc. Amer. 1968. V. 79. № 4. P. 417–728.

Nairn A. A paleomagnetic study of the Upper Mesozoic succession in Northeren Tunosia // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1981. V. 65. P. 1–18.

Ogg J.G., Steiner M.B. Early Triassic Magnetic Polarity Time Scale–Integration of Magnetostratigraphy, Ammonite zones and sealever changes from "Stratotype" section (Canada Arctic Archipelago) // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 107. № 1. P. 68–89.

Steiner M., Ogg J., Zhang Z., Sun S. The Late Permian-Early Triassic magnetic polaraty time scale and plate motions in South China // Geophys. Research. 1989. V. 94. № 86. P. 7343-7363.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 56.074.6:552.578.3:116.2

ПАЛЕОЭКОСИСТЕМА ВОЛЖСКОГО СЛАНЦЕРОДНОГО БАССЕЙНА ФАЗЫ DORSOPLANITES PANDERI

© 1996 г. Г. В. Кулёва, З. А. Яночкина, Т. Ф. Букина

Научно-исследовательский институт геологии при Саратовском госуниверситете, 410750 Саратов, ул. Московская, 161, Россия Поступила в редакцию 02.12.93 г., получена после доработки 15.08.94 г.

Рассмотрена экосистема времени формирования низкокалорийных горючих сланцев и сапропелевых глин в завершающую стадию бассейна фазы Dorsoplanites panderi. Палеобиономические построения, выполненные на основе исследования всех остатков фауны, изучения вещественного состава пород, их текстур, структур и наноструктур, состава и свойств керогена, пелитовых компонентов и других особенностей свидетельствуют о ведущей роли скелетных и органических остатков кокколитофорид в составе исходных осадков. Седиментация происходила в обстановке неустойчивой солености и гидродинамического режима, сравнительно небольших глубин (максимально до 80–100 м) и умеренно-теплых вод.

Реакции, протекавшие в осадках мелеющего бассейна, изменялись от восстановительных до слабо окислительных. Периодическое отсутствие аноксидных обстановок в осадках, сформировавших горючие сланцы с низкой теплотворной способностью, и было причиной существенной деградации исходного сапропелевого органического вещества.

Ключевые слова. Палеоэкосистема, низкокалорийные горючие сланцы, сапропелевые глины, микрофауна, Волжский регион.

В течение ряда лет авторами выполнялись исследования по стратиграфии сланценосной толщи Вожского региона и литолого-геохимическим особенностям слагающих ее пород в связи с разработкой легенды для крупномасштабного картирования и корреляции разрезов месторождений. В процессе этих работ получены данные по систематическому составу ископаемых органических остатков и их эколого-тафономическим особенностям, а также вещественному составу пород сланценосной толщи, что позволяет обратиться к рассмотрению этого интереснейшего геологического объекта в экосистемном плане.

Сама сланценосная формация (центральная часть Волжского бассейна-Среднее Поволжье, Заволжье, Общий Сырт, Северный Прикаспий и сопредельные площади) принадлежит в стратиграфическом отношении зоне Dorsoplanites panderi средневолжского подъяруса. Она имеет максимальную мощность до 100–110 м и насчитывает в своем составе от 5–6 до 12 пластов горючих сланцев с различным содержанием органического вещества (ОВ) и другими особенностями состава, отражающими условия их формирования (Кулёва и др., 1992).

В данной статье с позиций экосистемного анализа рассматриваются темно-серые низкокалорийные горючие сланцы¹ и встречающиеся в парагенезе с ними черные и темно-серые сапропелевые глины верхней части сланценосной толщи (слои с Haplophragmoides volgensis inviolatus Dain – Кулёва, Барышникова, 1988), где они содержат большое количество ископаемых органических остатков и являются одними из наиболее значимых компонентов разреза. С точки зрения палеобиономических реконструкций они представляют собой палеоэкосистемы низшего ранга – палеобиофации (Собецкий, 1978) и являются весьма выразительными объектами для такого рода исследований, поскольку в них содержится богатая информация об образе жизни и взаимоотношениях организмов и о среде их обитания.

С целью выявления параметров экосистемы бассейна времени накопления осадков, послуживших исходными для вышеназванных пород, нами использовался комплекс литолого-геохимических и палеонтологических методов, исследовалось органическое вещество, в том числе рентгенографическая характеристика выделенного керогена.

Палеонтологические остатки рассматривались в плане возможностей палеобиономических реконструкций, причем использовались не только лидирующие группы биоса, но и все другие разнообразные ассоциации организмов, все сохранившиеся фрагменты древней экологической системы.

Большую роль при палеобиономических построениях играли эколого-тафономические исследования, проводившиеся по методике Р.Ф. Геккера (1955, 1966), В.А. Собецкого (1978), Б.Т. Янина (1983), Т.П. Морозовой и Г.В. Кулёвой (1992). При выявлении экологических особенностей ископаемых организмов широко применялся актуа-

¹ По индексации геолразведки – это рабочий пласт П сложного строения до 1.3 м мощности.



Рис. 1. Ориентированная хлопьевидно-лепестково-кокколитовая наноструктура низкокалорийных горючих сланцев. РЭМ, увел. 7000.

листический метод, использование которого, несмотря на известные ограничения, значительно расширяет возможности интерпретации физикогеографических параметров среды – глубины, гидродинамики, температуры и т.д.

В указанных сланцах и сапропелевых глинах содержатся представители различных групп фауны, в основном это – двустворчатые моллюски, в меньшем числе – брюхоногие, головоногие, лопатоногие, изредка присутствуют брахиоподы, морские ежи; из микрофауны постоянны фораминиферы, единичны остракоды.

В качестве основной операционной единицы при палеобиономических реконструкциях использовался род, так как, по общепризнанному мнению исследователей, в пределах его мало меняются этология, характер питания и способы добычи пищи, диапазон реакций организмов на абиотические факторы, особенно у двустворчатых моллюсков. Кроме того, немалое значение имеет и тот факт, что в отличие от вида таксоны родового ранга всеми специалистами понимаются однозначно.

Цля получения более объективных данных по биоценозам микрофауны современных морей первостепенное значение в настоящее время придается выявлению численности фауны на определенный объем осадка и количественному учету таксонов. Идентичный подход применялся нами при изучении ископаемых фораминифер. Общая численность комплекса² приводилась к единому для всех пород показателю – "фораминиферовому числу" (ФЧ), количеству раковин на 100 г веса сухой породы. ФЧ позволяет более объективно сравнивать комплексы разных литотипов и тем самым получать максимально достоверную информацию.

Кроме общей количественной оценки, выявлялось численное соотношение экологических типов фораминифер – секреционного и песчаного (агглютинирующего) бентоса.

Комплексное литолого-геохимическое и палеонтологическое исследование рассматриваемых пород с указанных выше позиций позволило охарактеризовать их достаточно полно.

Сланцы имеют темно-серую до черной окраску, иногда наблюдается коричневатый оттенок; они характеризуются повышенным содержанием алевритовых частиц – до 30%, неравномерной известковистостью, наличием макро- и микролинз декарбонатизированных глин. Горизонтальная тонкослоистая текстура этих пород связана с неравномерно послойным распределением органического вещества, слабым изменением гранулометрического состава. Она периодически подчеркивается присутствием скоплений органических остатков. Все это определяет тонкоплитчатую и тонколистоватую отдельность пород. Кроме того, листоватость низкокалорийных сланцев может быть связана и с диагенетическими процессами.

Микротекстура сланцев микролинзовая и сгустковая, структура алевро-пелитовая, наноструктура ориентированная хлопьевидно-лепестково-кокколитовая (рис. 1). Сохранность кокколитов, как правило, плохая, особенно в линзах

² По А.В. Фурсенко (1978) и А.А. Григялису (1985): комплекс – совокупность захороненных в осадке фораминифер, установленных в образце пород.



декарбонатизированных глин, в которых определяется реликтовая кокколитовая наноструктура (рис. 2), позволяющая сделать вывод о диагенетическом растворении карбонатов известково-сапропелевых илов.

По данным рентгеноструктурного анализа состав выделенного из сланцев керогена сапропелевый с незначительным количеством гумусовых компонентов.

По характеру ОВ, количество которого колеблется от 13 до 24%, сланцы являются альгинито-сапро-коллинитовыми. В составе ОВ преобладают окисленные (побуревшие) сапропелевые микрокомпоненты с примесью аллохтонных углефицированных растительных остатков и вторичных гуминовых кислот, образованных при разложении альгинита аэробами в ходе седиментации и анаэробными бактериями в ходе диагенеза. Это обусловлено неравновесным состоянием среды осадконакопления, колебаниями Еh и ph в рассматриваемый отрезок времени существования бассейна.

Зональность рассматриваемых горючих сланцев достигает 60–65%, что, очевидно, связано с повышенным привносом терригенного материала. Особенно высоки содержания глинистых минералов, образующих, наряду с органо-минеральными агрегатами, самостоятельные микролинзы с однородной оптической ориентировкой частиц. В пелитовой фракции рентгеноструктурным анализом определяется гидрослюда (40–60%), монтмориллонит (5–25%), хлорит (до 5%), каолинит (5–10%), примесь кварца, полевых шпатов, сидерита. Дифрактограммы фракций <1 мкм с характерными рефлексами вышеперечисленных глинистых минералов приведены на рис. 2, 3.

Помимо перечисленных минералов на электронномикроскопических снимках выявляются палыгорскит и галлуазит. Одновременно с ними в составе алевритовых частиц фиксируются неустойчивые к выветриванию минералы: эпидот, роговая обманка, биотит и характерный набор литофильных микроэлементов - Cr, V, Ti. Эти компоненты пород и палыгорскит имеют сходство с продуктами аридного литогенеза, установленными в составе песчано-алевро-глинистых образований верхнепермско-триасовых источников сноса (Яночкина, 1966). Аллотигенный каолинит, галлуазит, ряд других глинистых минералов сланцев могли поступать из средне-позднетриасовораннеюрских гумидных кор выветривания близлежащих регионов, состав которых был изучен В.А. Гуцаки и В.В. Гудошниковым (1969).

3

Характерным явлением для темно-серых сланцев на стадии диагенеза было изменение в них глинистых частиц, выраженное в появлении дефектов в структурах гидрослюд и хлорита, растворении карбонатов, замещении кокколитов аутигенными глинистыми минералами, в том числе каолинитом и галлуазитом. Видимо, все эти процессы были следствием частичного опреснения бассейна, сопровождавшемся снижением рН придонного слоя вод (Пугачев, Калмыкова, 1985).

На возможность образования в опресненных морских обстановках сланцев с сидеритом – продуктом глеевого углекислотного диагенеза – указывают Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис (1988), о неустойчивости в таких условиях всех карбонатов – Куртис (Curtis, 1980). Аналогичные явления отмечаются в юрских горючих сланцах бассейна р. Печоры (Романович, 1981), Волжского бассейна (Пугачев и др., 1985).

В.И. Пугачев считает, что в осадках при этом устанавливались не восстановительные условия, а слабо окислительные, что подтверждается исследованием химического состава остаточных растворов в глинах и горючих сланцах П пласта. Периодические опреснения трактуются В.В. Романовичем как катастрофические для морской фауны и выдвигаются в качестве основной причины расцвета примитивных организмов-сланцеобразователей в условиях стрессовых экосистем.

Ассоциирующие с рассматриваемыми сланцами сапропелевые глины имеют темно-серую окраску, они алевритовые и алевритистые, неравномерно известковистые. По основным литолого-геохимическим особенностям глины весьма близки к сланцам, отличаясь главным образом меньшим содержанием ОВ. Очевидно, их формирование сопровождалось усилением привноса терригенного материала, при одновременном некотором снижении продуктивности фитопланктона, обусловленном временной нормализацией условий, при которой более обильно развивались обычные группы типично морских фаун, остатки их, как правило, в глинах более обильны, чем в сланцах.

Основные выводы по интерпретации литологогеохимических особенностей пород в отношении параметров среды осадконакопления сводятся к следующему: исходным и определяющим органическим веществом при накоплении илисто-сапропелевых осадков служили биогенные компоненты нанопланктона – золотистых водорослей кокколитофорид как гаметофитных, так и спорофитных поколений (Букина, 1988), обладающих различной скоростью размножения. По данным

Рис. 2. Характерные особенности декарбонатизированных сапропелевых глин.

1-6 – пелитовая и алевропелитовая структура глин. Поляризационный микроскоп. Увел. 1000; 1, 3, 5 – поляроиды скрещены; 2, 4, 6 – поляроиды параллельны; 7–9 – хлопьевидная и реликтовая кокколитовая наноструктура глин. РЭМ, увел. 1000–7000; 10–14 – морфология пелитовых частиц, наблюдаемая в суспензии. ПЭМ, увел. 5000–13 000; ГС – гидрослюда, ММ – монтмориллонит, К – каолинит, Х – хлорит. Рентгеноструктурная характеристика пелитовой фракции: 6 – естественный ориентированный образец; в – обработанный в HCl; г – насыщенный глицерином, д – прокаленный при 600°С в течение одного часа.



Рис. 3. Дифрактограммы фракций <1 мкм; а – естественный неориентированный образец; б – естественный ориентированный образец; в – обработанный в HCl; г – насыщенный глицерином; д – прокаленный при температуре 600°С в течение одного часа.

А.И. Егорова (1985), В.М. Горленко и С.И. Жмура (1989), значительную долю ОВ сланцев составляют остатки сине-зеленых водорослей (цианей). Не исключено, что они могли находиться в симбиозе с кокколитофоридами или развиваться поверх осадков, богатых скелетами этих водорослей, дополняя "маты" золотистых водорослей и связывая их в единые геологические тела.

Характер текстур показывает на умеренноспокойные гидродинамические условия с элементами активноводных, а геохимические особенности пород – на некоторое понижение нормальной морской солености в те геологические "мгновения", в которые происходило накопление исходных осадков.

В ориктокомплексах рассматриваемых пород присутствуют обильные и разнообразные органические остатки, это – двустворчатые моллюски Phacoides, Oxytoma, Astarte, Buchia, Entolium, Inoceramus, лопатоногие Dentalium, брюхоногие Scurria, брахиоподы Lingula, аммониты, мелкие косточки и чешуя рыб, фораминиферы, кокколиты. Характерным элементом ориктокомплексов являются грунтоеды, следы которых наблюдаются довольно часто.

В количественном отношении преобладают двустворчатые моллюски, обильны мелкие скафоподы-денталиумы, брахиоподы единичны. Много аммонитов, их родовой состав обычен для зоны Dorsoplanites panderi, это, кроме зонального рода, Zaraiskites и Pavlovia. Остатки преимущественно мелкие, не более 0.5 см, крупные только немногие из скуррий, единичные бухии, иноцерамы, аммониты.

Рецентная сохранность остатков в основном плохая – от раковин в большинстве случаев осталась лишь тонкая известковая пленка. Следов перемещения остатков нет - все раковины целые, неокатанные, у двустворчатых моллюсков створки раскрыты, но чаще всего неразобщены. Преобладающий тафономический тип захоронений неравномерно-рассеянный, послойный, что свидетельствует об образовании местонахождений в условиях умеренной подвижности воды, возможно - существования придонных течений. Такие условия А.П. Кузнецов (1980) связывает с верхней частью средней сублиторали. На плоскостях некоторых плитчатых отдельностей наблюдаются массовые скопления молоди аммонитов, двустворчатых и лопатоногих моллюсков - послойный концентрированный тип захоронений (Собецкий, 1978).

По преобладанию в ориктокомплексах представителей двустворчатых моллюсков рода
Экологические факторы	соленость	опреснение но), но переносящие опреснение	+								+
		(дез олклонений) сленогалинные		+	+	+	+	+	+	+	
	термический	умеренно-теплые воды	+		+		+		+		
		эвритермные								+	+
		холодолюбивые		+		+		+			
	кислородный	стенооксибионтные	+	+	+	+		+	+	+	+
		эвриоксибионтные					+				
	батиметри- ческий	мелководные	+		+	•			+		+
		эврибатные		+		+	+	+		+	
	гидродина- мический	кеннэдэмү		+		+		+			
		кедекс	+		+		+		+	+	+
	эдафический	грунты песчано-илистые		+			+		+	+	+
		эвритопные	+		+	+		+			
	трофический	фитофаги							+		
		сестонофаги (фильтраторы)	+	+	+	+	+	+		+	+
	этологический	перемеціающиеся					+		+		
		погружающиеся	÷							+	+
		прикрепляющиеся		+	+	+		+			
Фауна			Phacoides	Astarte	Oxytoma	Buchia	Entolium	Inoceramus	Scurria	Dentalium	Lingula

Экологическая характеристика двустворчатых моллюсков, гастропод, скафопод и брахиопод фазы Dorsoplanites panderi Волжского бассейна

35

Phacoides и литологическому составу рассматриваемые породы выделяются нами в факоидесовую палеобиофацию алеврито-глинистой сублиторали (Кузнецов, 1980).

Тафономические особенности позволяют считать данные ориктоктокомплексы прижизненными захоронениями, основными составляющими палеоценозов, и рассмотреть классификацию их представителей по экологическим параметрам. Результаты экологической интерпретации сведены в нижеследующую таблицу, составленную по родовым представителям.

Ориктокомплексы фораминифер в сапропелевых глинах характеризуются колебаниями ФЧ – от 150 до 300 экземпляров, и довольно бедным видовым составом – не более 15 видов. Особенностью является преобладание в комплексах секреционных форм. Это представители родов Lenticulina, Marginulina, Citharina, Saracenaria, имеющие крупную массивную фарфоровидную раковину с хорошо развитой и разнообразной скулыптурой (ребра, кили, пупочные утолщения). Особенно многочисленны лентикулины. Агглютинирующие (Haplophagmoides) составляют 2–3%.

Доминирование секреционных форм и крупные размеры их раковин указывают на нормальную соленость бассейна и его мелководность.

В комплексах из низкокалорийных горючих сланцев при примерно таком же ФЧ, но с более бедным видовым составом (не более 10 видов) соотношение экологических группировок совершенно иное – агглютинирующие формы составляют от 75 до 97%. В основном это представители родов Haplophragmoides, Ammobaculites. Секреционные формы немногочисленны, что, очевидно, связано с их растворением в осадке.

Полученная по макро- и микроостаткам экологическая информация позволяет представить общую характеристику биоты времени формирования сапропелевых илов по следующим параметрам.

Систематический признак. Бассейн населяли представители различных групп морской фауны и флоры, от одноклеточных до высокоорганизованных. В составе макробентоса преобладали двустворчатые моллюски, значительное развитие имели скафоподы, гастроподы-скуррии, присутствовали брахиоподы, илоеды, бентические макрофиты. Микрофауну бентоса представляли ассоциации фораминифер, как агглютинирующих, так и секреционных. Пелагиаль населяли аммониты, рыбы и, вероятно, морские ящеры, а также фитопланктон – золотистые водоросли кокколитофориды, радиолярии.

Этологический признак. Наиболее многочисленными были представители инфауны – зарывающиеся двустворчатые моллюски рода Phacoides и скафоподы-денталиумы. Из эпифауны заметное место занимали гастроподы Scurria, перемещавшиеся по водорослям; остальные члены донного макробиоса – биссусные астарты, бухии, иноцерамы, окситомы, зарывающиеся лингулы – существенной роли не играли.

Трофический признак. Кроме фитофагов скуррий и обитающих в осадке безвыборочных детритофагов-илоедов, все остальные представители эпи- и инфауны являлись подвижными и неподвижными сестонофагами.

Термальный признак. В биоценозах, судя по современному распространению родовых представителей, преобладали умеренно-теплолюбивые двустворчатые моллюски Phacoides, брюхоногие Scurria; однако, здесь же, хотя и в небольшом количестве, присутствовали холодолюбивые бухии, иноцерамы, астарты, предпочитавшие умеренные воды окситомы, пектиниды. Виды аммонитов, остатки которых присутствуют в рассматриваемых породах, широко распространены в бореальных морях.

Солевой признак. Аммониты, подавляющее большинство других моллюсков и фораминифер принадлежало к морским стеногалинным организмам. Только представители рода Phacoides и лингулы могли переносить понижение нормальной морской солености.

Гидродинамический, батиметрический, эдафический признаки. Большая часть представителей донных биоценозов-фильтраторов предпочитала относительно мелководные условия и слабую гидродинамику, песчано-илистые грунты, распространение фитофагов скуррий ограничивалось фотической зоной (до 80–100 м).

На параметры экосистемы времени накопления осадков, исходных для формирования низкокалорийных горючих сланцев и сапропелевых глин, несомненно, оказывал влияние общий характер седиментационного цикла, которому отвечают верхи зоны panderi – слои с Haplophragmoides volgensis inviolatus Dain и с Marginulina formosa Mjatl. Этот цикл имел трансгрессивно-регрессивную направленность и сопровождался расширением бассейна и его обмелением на фоне общего поднятия как дна, так и элементов прилегающей суши (Букина, 1988; Кулёва и др., 1992). На дневную поверхность в это время были одновременно выведены верхнетриасово-нижнеюрские гумидные и аридные пермско-нижнетриасовые отложения, они и служили, главным образом, источниками сноса в фазу panderi. Незначительные превышения базиса эрозии обусловливали поступление в бассейн преимущественно дисперсных частиц, а в периоды относительно больших поднятий – крупноалевритовых. Общая аридизация климата подчеркивается хорошей сохранностью в породах ассоциаций малоустойчивых минералов из верхней перми. Однако в "моменты" формирования сапропелевых илов происходила некоторая гумидизация климата, видимо, вызываемая расширением связи с океаническим бореальным бассейном (отсюда – большое число среди беспозвоночных бореальных форм), а также выпадением обильных дождей, наполняющих реки и опресняющих поверхностные слои водного зеркала морского бассейна.

Биономическая обстановка факоидесовой палеобиофации, к которой отнесены рассматриваемые породы, складываются из следующих факторов.

Донная растительность, служившая пищей многочисленным скурриям, указывает на глубины не больше 80–100 м и, следовательно, достаточную освещенность. Значительное преобладание сестонофагов (главным образом факоидесов) связано с большим количеством пищевой взвеси, что, вероятно, обусловлено подвижностью водных масс, возможно, наличием течений, доставляющих пищу и обеспечивающих нормальный газовый режим для обильной эпи- и эндофауны как в придонных водах, так и в верхних слоях осадка. Кроме того, пищей, очевидно, служило и OB, сорбированное на глинистых частицах осадка.

Особая роль среди населения бассейна принадлежала кокколитофоридам – именно их высокая продуктивность обусловливала формирование сапропелевых илов. Экстремальное развитие кокколитофорид могло быть связано с возникновением стрессовых ситуаций, вызванных достаточно чувствительным опреснением (Романович, 1981), гибельным и для стеногалинной морской фауны, что зафиксировано и наличием послойных концентрированных тафономических типов захоронений в сланцах и сапропелевых глинах. В качестве фактора, усиливающего стрессовость обстановки и стимулирующего экстремальную продуктивность фитопланктона, не исключается и насыщение вод ураном (Неручев, 1982).

Таким образом, основными продуцентами первичного ОВ в бассейне были макро- и микроводоросли, первичным консументом – микрозоопланктон (личинки моллюсков, радиолярии) и бентос. Микрозоопланктон, в свою очередь, служил пищей бентосу, а последний – головоногим моллюскам. Осадок, богатый органикой, перерабатывался безвыборочными детритофагами – илоедами и бактериями, являвшимися активными редуцентами экосистемы.

Выполненная реконструкция древней экосистемы представляет собой опыт детальных экосистемных исследований, через которые можно проследить экосистему всей фазы panderi в эволюции и в значительной мере преодолеть неполноту экосистемных отношений, которая отражена в геологической летописи.

Такие разработки имеют важное значение для выявления общих закономерностей развития древних бассейнов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Суетнова Н.А. Наноструктуры как показатели диагенетических процессов в горючих сланцах Волжского бассейна // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ УрО АН СССР, 1987. С. 128–129.

Букина Т.Ф. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланценосных отложений центральной части Волжского бассейна. Автореф. дис. ... канд. геол.мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 24 с.

Геккер Р.Ф. Наставление для исследований по палеоэкологии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 37 с.

Геккер Р.Ф. О прижизненных связях организмов геологического прошлого // Организм и среда в геологическом прошлом. М.: Наука, 1966. С. 14–30.

Горленко В.М., Жмур С.И. Древние цианобактериальные маты как источник ОВ морских горючих сланцев. Тезисы докл. IX Международ. симпоз. по биогеохимии. М.: Наука, 1989. С. 215.

Григялис А.А. Фораминиферы юрских отложений юго-западной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1985. 240 с.

Гуцаки В.А., Гудошников В.В. История формирования и минералогический состав кор выветривания Орского Урала и Зауралья // Коры выветривания Урала. Саратов: Изд-во СГУ, 1969. С. 45–62.

Егоров А.И. Угленосные и горючесланцевые формации Европейской части СССР. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1985. 192 с.

Кузнецов А.П. Экология донных сообществ Мирового океана. Трофическая структура. М.: Наука, 1980. 224 с. Кулёва Г.В., Барышникова В.И. Расчленение зоны Dorsoplanites panderi Заволжья по фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 7. С. 126–128.

Кулёва Г.В., Барышникова В.И., Яночкина З.А. и др. Гипостратотип зоны Dorsoplanites panderi Волжского сланценосного бассейна. Деп. в ВИНИТИ. № 1324 В92. М., 1992. 126 с.

Морозова Т.П., Кулёва Г.В. Методика эколого-тафономических исследований макрофауны беспозвоночных по керну нижнемеловых разрезов Северного Прикаспия // Материалы по методам тафономических исследований. Саратов: Изд-во СГУ, 1992. С. 39–48.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.

Пугачев В.И., Калмыкова Ю.А. Изучение палеогеохимических условий накопления органического вещества горючих сланцев Волжско-Печорской сланценосной провинции. Деп. в ВИНИТИ, № 1060, 08.02.85; М., 1985. 49 с.

Романович В.В. Биостратономические особенности мезозойских отложений Северо-Востока Европейской части СССР. Препринт. Научные доклады. Сыктывкар. 1981. Вып. 67. 43 с.

Собецкий В.А. Донные сообщества и биогеография позднемеловых платформенных морей Юго-Запада СССР. Тр. ПИН АН СССР. 1978. Т. 166. 185 с.

Фурсенко А.В. Введение в изучение фораминифер. Новосибирск: Наука, 1978. 213 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Янин Б.Т. Основы тафономии. М.: Недра, 1983. 183 с. Яночкина З.А. Статистические методы изучения пестроцветов. М.: Недра, 1966. 141 с.

Curtis C.D. Diagenetic alteration in black shales // J. Geol. Soc. London. 1980. V. 137. P. 189–194.

Рецензент И.А. Басов

УДК 563.14:551.763.333(564.3)

СТРАТИГРАФИЯ И РАДИОЛЯРИИ СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ФОРМАЦИИ ПЕРАПЕДИ ВЕРХНЕГО МЕЛА КИПРА

© 1996 г. Л. Г. Брагина, Н. Ю. Брагин

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 01.03.94 г., получена после доработки 17.05.94 г.

В стратотипическом разрезе формации Перапеди верхнего мела Кипра обнаружены радиолярии позднесантонского-раннекампанского возраста. Это позволяет считать, что формирование подстилающих образований (офиолитового комплекса Троодос) завершилось к концу сантона-началу кампана. Описано пять новых видов радиолярий: Archaeospongoprunum distributum, Triactoma fragilis, Stichomitra perapedhia, Theocampe (?) cypraea, Theocoronium subtriquetrus.

Ключевые слова. Верхний мел, поздний сантон, ранний кампан, стратиграфия, радиолярии, Кипр.

К формации Перапеди относятся наиболее древние отложения осадочного чехла офиолитового комплекса Троодос, непосредственно залегающие на толще верхних пиллоу-лав или ассоциирующих с ними вулканомиктовых брекчий. Данные по стратиграфии формации Перапеди имеют первостепенное значение для познания геологической истории Кипра в позднемеловую эпоху и расшифровки структуры этой территории, поскольку накопление формации Перапеди происходило непосредственно после формирования комплекса Троодос и предшествовало времени коллизии офиолитов Троодос и аллохтонного комплекса Мамония (Robertson, Woodcock, 1979). Однако по вопросу о возрасте формации Перапеди до сих пор нет единого мнения: одни исследователи считают его кампанским (Swarbrick, Robertson, 1980), другие – туронским (Blome, Irwin, 1985), наконец, высказывается и мнение о значительном (турон-нижний кампан) стратиграфическом интервале данной формации (Thurow, 1991). Из палеонтологических остатков в породах формации Перапеди известны только радиолярии, однако их детальное изучение пока не проводилось.

Во время экспедиции Геологического института РАН на Кипр в 1990 г. был изучен и опробован стратотипический разрез формации Перапеди, расположенный почти в центральной части острова вблизи одноименного села (рис. 1). Обнажения формации Перапеди наблюдались в дорожной выемке в 150 м по дороге на с. Саиттас от развилки дорог сел Перапеди–Саиттас–Коука. Здесь обнажаются (снизу вверх) (рис. 1):

Слой 1. Брекчии вулканомиктовые с туфогенным цементом и обломками базальтов и диабазов. Видимая мощность 1 м. В соседнем обнажении, южнее дорожной выемки, достигают мощности не менее первых десятков метров. Слой 2. Глины красные и ржаво-желтые. Залегают в карманах на эродированной поверхности брекчий. Мощность 0–1 м.

Слой 3. Аргиллиты черные и темно-бурые рыхлые марганцовистые с плохо окатанными фрагментами (мощностью до 2 см) известняков фосфатно-глинистых желтовато-серых. Гальки залегают согласно общему напластованию. В гальках фосфатных известняков обнаружены плохо сохранившиеся остатки радиолярий позднемелового облика. Мощность 0.1–0.2 м.

Слой 4. Умбры бурые и желтые плитчатые, иногда массивные, кремнистые, в различной степени железистые, с прослоями кремней буро-черных массивных железисто-марганцовистых, редкими прослоями (1-2 см) радиоляриевых алевропелитов желтоватых трепеловидных, единичными прослоями (1 см) радиоляритов кремнисто-известковистых розовато-белых и редкими мелкими железо-марганцевыми конкрециями. Радиоляриты и радиоляриевые алевропелиты встречаются в верхней части слоя. В них обнаружен представительный комплекс радиолярий, состав которого следующий: Acaeniotyle spp. (Empson-Morin), Actinomma sp., Alievium gallowayi (White), Alievium superbum (Squinabol), A. sp., Archaeospongoprunum bipartitum Pessagno, A. distributum Bragina, sp. nov., Crucella cachensis Pessagno, C. messinae Pessagno, Halesium sp. (Blome, Irwin, 1985), Multastrum regalis Vishnevskaya, Orbiculiforma vacaensis Pessagno, Patellula verteroensis (Pessagno), Patulibracchium sp. aff. P. dickinsoni Pessagno, P. spp. aff. P. lawsoni Pessagno. P. sp., Phaseliforma carinata Pessagno, Praeconocaryomma irwini Pessagno, P. cf. lipmanae Pessagno, P. universa Pessagno, Pseudoaulophacus floresensis Pessagno, P. lenticulatus (White), P. praefloresensis Pessagno, Spongosaturnalis (?) ichikawaji Foreman, S. sp. aff. S. horridus (Squinabol), S. sp. ex gr. S. hueyi Pessagno, S. sp., Stylosphaera pusilla Campbell et Clark, Triactoma fragilis Bragina, sp.

nov., Afens lirioides Riedel et Sanfilippo, Amphipyndax pseudoconulus (Pessagno), A. stocki (Campbell et Clark), Annikaella omanensis De Wever, Archaeodictyomitra regina (Campbell et Clark), Artostrobium urna Foreman, Bathropyramis sp., Cornutella californica Campbell et Clark, C. sp., Cryptamphorella conara (Foreman), Dictyomitra sp. cf. D. andersoni (Campbell et Clark), D. densicostata Pessagno, D. formosa Foreman, D. multicostata Zittel, D. sp. ex gr. D. torquata Foreman, Neosciadiocapsa jenkinsi Pessagno, Pseudodictyomitra aff. nakasekoi Taketani, Sciadiocapsa cansia Foreman, S. sp., Stichomitra cechena Foreman, S. perapedhia Bragina, sp. nov., S. sp. aff. S. insignis (Squinabol), Squinabollum fossilis (Squinabol), S. sp. A, S. sp. B. Theocampe (?) cypraea Bragina, sp. nov., Theocampe sp. cf. T. salillum Foreman, T. sp., Theocapsomma comys Foreman, Theocoronium subtriquetrus Bragina, sp. nov., Theocorys antiqua (Squinabol), Xitus asymbatos (Foreman) предположительно верхнесантонско-нижнекампанского возраста (см. палеонтологические фототаблицы). Мощность 10 м.

Тектонический контакт. Слой 5. Переслаивание глин алевритистых зеленовато-серых, реже буровато-серых и алевропелитов опоковидных светло-серых и зеленовато-серых с радиоляриями Afens lirioides Riedel et Sanfilippo, Alievium gallowayi (White), Clathropyrgus sp., Crucella robusta Bragina, Dictyomitra densicostata Pessagno, D. formosa Foreman, D. sp. ex gr. D. torquata Foreman, Patellula planoconvexa (Pessagno), Praeconocaryomma universa Pessagno, Pseudoaulophacus floresensis Pessagno, P. praefloresensis Pessagno, Rhopalastrum sp. cf. R. tumidum Lipman, Amphipyndax pseudoconulus (Pessagno), Stichomitra cf. S. campi (Campbell et Clark), Xitus asymbatos Foreman, вероятнее всего, кампанского возраста. Этот слой относится к формации Каннавью (верхний кампан-нижний маастрихт), которая в большинстве разрезов перекрывает формацию Перапеди (Swarbrick, Robertson, 1980). Видимая мощность 12 м.

Радиоляриевая ассоциация, обнаруженная в составе слоя 4, отличается исключительным богатством и морфологическим разнообразием (см. палеонтологические таблицы). Здесь широко представлены как массивные, толстостенные формы (Alievium gallowayi, Stichomitra), так и тонкие, ажурные (Spongosaturnalis, Neosciadiocapsa). По строению раковины различаются стенки с псевдоаулофакоидной, губчатой, решетчатой, а также крупносетчатой структурой. Следует отметить, что данная ассоциация была выделена из кремнистых пород с использованием плавиковой кислоты. Это обычно не дает возможности экстрагировать крупные тонкостенные и хрупкие экземпляры. Тем не менее, в составе изученного комплекса подобные морфотипы представлены весьма широко. Это объясняется хорошей общей сохранностью материала и может свидетельствовать о том, что мы имеем дело с достаточно высо-



Строение стратотипического разреза формации Перапеди. 1 – местоположение разреза; 2 – выходы офиолитового комплекса Троодос; 3 – вулканокластические брекчии; 4 – конгломераты; 5 – умбры; 6 – кремни; 7 – глины; 8 – опоковидные алевропелиты; 9 – размыв; 10 – тектонический контакт; 11 – находки радиолярий: а – кампана, 6 – сантона–нижнего кампана; 12 – номер слоя и возраст.

ким процентом экстрагированности ассоциации. Поэтому ценность такой находки весьма велика и необходимо ее всестороннее изучение.

Таксономический состав комплекса характеризуется широким развитием представителей таких родов, как Dictyomitra, Stichomitra, Spongosaturnalis, Crucella, Praeconocaryomma. Говорить о количественной доминации какого-либо вида трудно. Однако наиболее обычны: Annikaella omanensis, Dictyomitra densicostata, Cryptamphorella conara, Patulibracchium californiaensis, Pseudodictyomitra aff. nakasekoi, Spongosaturnalis (?) ichikawayi, Stichomitra perapedhia, Triactoma fragilis. Напротив, сравнительно редки Afens lirioides, Artostrobium urna, Pseudoaulophacus lenticulatus. Большой процент таксономического состава ассоциации составляют виды, прекращающие свое существование в кампане. Среди них можно выделить Alievium superbum, Archaeospongoprunum bipartitum, Theocampe urna, Crucella messinae, C. cachensis. Поэтому возраст комплекса не моложе, чем кампан. Напротив, Sciadiocapsa cansia, Theocapsomma comys начинают свое существование в кампане. Такие виды, как: Alievium gallowayi, Patellula verteroensis, Pseudoaulophacus floresensis, P. lenticulatus, Afens lirioides, Amphipyndax pseudoconulus, Artostrobium urna, Cryptamphorella conara, Xitus asymbatos, считаются весьма характерными (Empson-Morin, 1981) для тропического кампана и относятся к зоне Amphipyndax pseudoconulus.

Однако присутствие в ассоциации Theocorys antiqua и Squinabollum fossilis, вымирающих на границе сантона-кампана, а также сравнительно редко встречаемый Amphipyndax pseudoconulus, представленный как формами обычного вида, так и экземплярами со слабо развитой бугорчатой скульптурой внешней поверхности, позволяют предполагать позднесантонско-раннекампанский возраст вмещающих отложений.

При сравнении данной ассоциации с одновозрастными комплексами других регионов заметно большое количество общих видов с Калифорнией. До половины таксономического состава представлено видами, известными из разрезов Great Valley (Pessagno, 1976), около 25% – из формаций Береговых хребтов (Foreman, 1968). В то же время степень сходства по таксономическому составу с ассоциациями тропических областей океанов существенно ниже (Foreman, 1975; Empson-Morin, 1981, 1984; Sanfilippo, Riedel, 1985). Однако это, скорее всего, объясняется неполной изученностью океанических комплексов и тем, что изучавшие их исследователи опирались в своих выводах на ограниченный круг наиболее изученных видов, т.е., по-существу, применяли метод "руководящих ископаемых". Возможно, этим обусловлена и сравнительно низкая дробность биостратиграфического деления верхов верхнего мела по радиоляриям. Так, на кампан и маастрихт приходятся всего две зоны, в то время как для верхней юры-нижнего мела один ярус соответствует нескольким зонам (Baumgartner, 1984). Очевидно, что для дальнейшего прогресса стратиграфии верхнего мела по радиоляриям необходимо полное изучение всего состава ассоциаций.

Таким образом, в стратотипическом разрезе формация Перапеди имеет позднесантонско-раннекампанский возраст. Однако ранее в разрезе Мангалени (юго-восточное обрамление массива Троодос) в этой же формации были обнаружены радиолярии туронского возраста (Blome, Irwin, 1985; Thurow, 1991). Наличие таких разновозрастных определений требует объяснения. Не исключено, например, что это явление вызвано возрастным скольжением нижней границы формации, можно также предположить, что находки более древних радиолярий приурочены к галечному горизонту подошвы формации. Кроме того, обращает на себя внимание тот факт, что в стратотипическом разрезе формация Перапеди залегает на вулканокластических брекчиях, а в других разрезах - непосредственно на верхних пиллоу-лавах. Вулканокластические брекчии разреза у с. Перапеди могут иметь иной возраст, чем пиллоу-лавы. Они недостаточно изучены и, возможно, отвечают по времени турону-сантону. Тем не менее, несмотря на ряд нерешенных проблем, полученные данные свидетельствуют о том, что формирование образований офиолитового комплекса Троодос к концу сантона-началу кампана уже было завершено.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОПИСАНИЯ

Отряд Spumellaria Ehrenberg, 1875 Надсемейство Spongodiscoidea Haeckel, 1862 Семейство Sponguridae Haeckel, 1862

Род Archaeospongoprunum Pessagno, 1973 Archaeospongoprunum distributum Bragina, sp. nov.

Табл. I, фиг. 7

Голотип. ГИН № 4840-1, Кипр, верхний сантон-нижний кампан, формация Перапеди.

Haзвание: Distributum (лат.) – разделенное.

Описание. Archaeospongoprunum с массивными и ребристыми, утончающимися дистально иглами. Одна из игл может быть слегка завита на конце. Раковина вытянутой формы с четким пережимом посредине, состоящая как бы из двух шариков, нанизанных на одну ось. Поверхность раковины имеет поры округлой формы, заключенные в гексагональные и пентагональные поровые каркасы с острыми шипиками в местах сочленения пор. По линии, соединяющей основания обеих главных игл, наблюдается от 9 до 12 пор. Местами строение поверхности раковины напоминает псевдоаулофакоидное. Длина игл приблизительно равна длине раковины (без игл).

Размеры. Длина игл 90 мкм, длина раковины без игл 120 мкм.

Сравнение. От наиболее близкого вида A. bipartitum Pessagno данный вид отличается более короткой раковиной, обладающей стенкой, близкой по строению к псевдоаулофакоидной, более массивными и короткими иглами, а также более четким разделением раковины на две части.

Геологическое и географическое распространение. Верхний мел, верхний сантон-нижний кампан, Кипр.

Материал. 9 экземпляров из одного местонахождения.



Таблица І. Радиолярии стратотипического разреза формации Перапеди (табл. I-III).

1 – Spongosaturnalis sp. aff. S. horridus Squinabol, $\times 100.2$, 3 – Spongosaturnalis sp., $\times 200.4$ – Spongosaturnalis sp. ex gr. S. hueyi Pessagno, $\times 200.5$, 8 – Crucella cachensis Pessagno, 5 – $\times 200$; 8 – $\times 100.6$ – Patulibracchium sp. aff. P. lawsoni Pessagno, $\times 200.7$ – Archaeospongoprunum distributum Bragina, sp. nov., $\times 200.9$ – Crucella messinae Pessagno, $\times 100.10$ – Multastrum regalis Vishnevskaya, $\times 100.11$ – Triactoma fragilis Bragina, sp. nov. $\times 200.12$ – Alievium sp., $\times 200.13$ –15 – Actinomma sp., $\times 100.$



Таблица Ш.

1, 2 – Pseudodictyomitra aff. nakasekoi Taketani, ×200. 3 – Stichomitra sp. aff. S. insignis (Squinabol), ×200. 4 – Theocampe (?) cypraea Bragina, sp. nov., ×200. 5, 6 – Stichomitra perapedhia Bragina, sp. nov., ×200. 7, 8 – Theoperidae gen, indet., 7 – ×100; 8 – ×200. 9, 10 – Stichomitra (?) sp. ×200. 11 – Stichomitra cechena Foreman, ×200. 12, 16 – Theoperidae gen. indet., ×150. 13 – Theocampe (?) sp., ×100. 14, 15 – Cornutella sp., 14 – ×100; 15 – ×200. 17 – Stichomitra sp. B., ×100.

Надсемейство Actinommoidea Haeckel, 1881 Семейство Xiphostylidae Haeckel, 1881 Род Triactoma Rust, 1885 Triactoma fragilis Bragina, sp. nov. Табл. I, фиг. 11

Голотип. ГИН № 4840-2, Кипр, верхний сантон-нижний кампан, формация Перапеди.

Название. Fragilis (лат.) – хрупкий.

Описание. Сферическая тонкостенная раковина с решетчатой стенкой и круглыми порами. Поровые каркасы гексагональные и пентагональные с мелкими сглаженными узелками на сочленениях. По оси главных игл на поверхности раковины различается от 10 до 12 поровых каркасов. Иглы короткие, очень тонкие, достигающие лишь четверти диаметра внешней оболочки раковины. У основания каждой иглы развиты 3 крупные поры овальной формы. Завершаясь на иглах, эти поры продолжаются незначительными желобками, сглаживающимися на середине каждой иглы. Иглы быстро утончаются в дистальном направлении.

Размеры. Поперечник внешней оболочки 120 мкм, длина игл до 40 мкм.

Сравнение. От Т. paramexicana Pessagno отличается более сглаженной поверхностью раковины, более короткими иглами, а также большими размерами пор внешней оболочки и значительно большими размерами пор в основании главных игл.

Геологическое и географическое распространение. Верхний мел, верхний сантон-нижний кампан, Кипр.

Материал. 8 экземпляров из одного местонахождения.

Отряд Nassellaria Ehrenberg, 1847

Надсемейство Eucyrtidioidea Ehrenberg, 1847 Семейство Eucyrtidiidae Ehrenberg, 1847

Подсемейство Eucyrtidinae Ehrenberg, 1847

Род Theocampe Haeckel, 1887

Theocampe (?) cypraea Bragina, sp. nov. Табл. II, фиг. 4

Голотип. ГИН № 4840-3, Кипр, верхний сантон-нижний кампан, формация Перапеди.

Название. От Cyprus – Кипр.

Описание. Раковина веретеновидной формы, состоящей из 8–9 камер. Цефалис полусферический с небольшим количеством мелких и редко разбросанных пор. Последующие камеры имеют более крупные, одинаковые по размеру поры, образующие от 3 до 5 поперечных рядов на каждой камере. Длина камер увеличивается незначительно, ширина растет вплоть до 4 камеры, у трех последующих остается неизменной, у последних камер уменьшается одновременно с утоньшением стенки раковины, которая вследствие этого имеет незавершенный вид с оборванными краями. Камеры разграничены внутренними валиками.

Размеры. Длина раковины 300 мкм, максимальная ширина раковины 150 мкм.

Сравнение. От вида T. altamontensis (Campbell et Clark) отличается ровной поверхностью раковины, не имеющей желобков, заключающих поры, а также отсутствием пережима между тораксом и абдоменом.

Замечание. Вид отнесен к роду Theocampe с большой долей условности. Внешнее сходство с представителями данного рода значительно, особенно это касается формы цефалиса и торакса. Однако данный вид имеет раковину, состоящую из 8–9 камер, в то время как для рода Theocampe характерна трехкамерная раковина.

Геологическое и географическое распространение. Верхний мел, верхний сантон-нижний кампан, Кипр.

Материал. 7 экземпляров из одного местонахождения.

Подсемейство Calocyclinae Haeckel, 1881

Род Theocoronium Haeckel, 1887

Theocoronium subtriquetrus Bragina, sp. nov.

Табл. III, фиг. 2-4

Голотип. ГИН № 4840-5, Кипр, верхний сантон-нижний кампан, формация Перапеди.

Название: subtriquetrus – субтреугольный.

Описание. Трехкамерная раковина шлемовидной формы с шиповатой поверхностью. Цефалис крупный акропирамидный с мелкими и разреженно расположенными порами, имеет массивный апикальный рог, наружная часть которого превышает высоту цефалиса. Вертикальная игла продолжается за пределами цефалиса в виде небольшого рога, равного по высоте приблизительно половине длины наружной части апикального рога. В основании вертикальный рог полый и тонкостенный, поэтому часто обламывается. В этом случае на поверхности цефалиса хорошо различается небольшой выступ в виде полой трубки. Между цефалисом и тораксом имеется хорошо выраженный наружный пережим. Поры торакса неправильно округлой формы, различные по размеру и беспорядочно расположенные. Иглы D, L_1 и L_2 выступают на поверхности торакса и прослеживаются по всей его длине. На границе торакса и абдомена иглы отделяются от поверхности раковины и заканчиваются далеко за ее пределами. Проксимальная часть абдомена цилиндрическая. У экземпляров хорошей сохранности дистальная часть абдомена сужена до практически полного закрытия устья. Стенка абдомена мелкопористая, переходящая в губчатую, частично облекает прилегающие к ней части игл (подобно патагию).



Таблица III.

1 – Afens lirioides Riedel et Sanfilippo, ×150. 2–4 – Theocoronium subtriquetrus Bragina, sp. nov., 2, 4 – ×200; 3 – ×100. 5 – Bathropyramis sp., ×150. 6 – Amphipyndax stocki (Campbell et Clark), ×150. 7 – Stichomitra sp. A, ×75. 8 – Dictyomitra densicostata Pessagno, ×200. 9 – Hagiastridae gen. indet., ×75. 10 – Halesium sp. (Blome et Irwin, 1985), ×150. 11, 14 – Sciadiocapsa sp., ×100. 12, 13 – Sciadiocapsa cansia Foreman, ×100.

Размеры. Длина апикального рога до 90 мкм, высота цефалиса 50–60 мкм, максимальная ширина цефалиса 40–60 мкм, максимальная ширина торакса 110–150 мкм, длина раковины 250–350 мкм, максимальная ширина раковины (без игл) 120 мкм.

Сравнение. От вида Theocoronium ornatum Bragina (сантон-нижний кампан Северо-Западной Камчатки) отличается массивной раковиной с более массивными и длинными иглами D и L, а также отсутствием оторочки дистальной части абдомена (Брагина, 1991).

Геологическое и географическое распространение. Верхний мел, верхний сантон–нижний кампан, Кипр.

Материал. 5 экземпляров из одного местонахождения.

Семейство Stichocapsidae Haeckel, 1881

Подсемейство Archaeodictyomitrinae Pessagno, 1976 Род Stichomitra Cayeux, 1897

Stichomitra perapedhia Bragina, sp. nov.

Табл. II, фиг. 5, 6

Stichomitra sp.: De Wever et al., 1988, p. 171, Pl. 1, fig. 6.

Голотип. ГИН № 4840-4, Кипр, верхний сантон-нижний кампан, формация Перапеди.

Название. От Perapedhi – село Перапеди.

Описание. Сильно сегментированная, толстостенная, ширококоническая раковина из 4-5 камер. Цефалис в форме луковицы, крупный, в верхней своей части гладкий, имеет округлый в сечении и гладкий апикальный рог, равный по длине высоте цефалиса. Нижняя часть цефалиса сглаженно-шиповатая с мелкими порами округлой формы, расположенными незакономерно. Торакс и абдомен вместе по длине равны высоте цефалиса. Поры торакса, абдомена и первой постабдоминальной камеры несколько крупнее цефалических и имеют нечеткое гексагональное расположение со слабой тенденцией к образованию поперечных рядов. Эта тенденция становится закономерностью для последней камеры, где поры немного крупнее и расположены гексагонально. Поры распределены в ячейках, за счет чего поверхность раковины шиповато-сглаженная.

Размеры. Длина апикального рога 35 мкм, высота цефалиса 60 мкм, максимальная ширина цефалиса 50 мкм, длина раковины 250 мкм, максимальная ширина раковины 200 мкм.

Сравнение. От вида S. cechena Foreman отличается развитием апикального рога, а также меньшей длиной торакса и абдомена, шиповатой поверхностью раковины, формирующейся за счет ячеистого расположения пор, широким открытым устьем и значительной толстостенностью и массивностью раковины.

Геологическое и географическое распространение. Верхний мел (сантон-нижний кампан) Кипра и Омана.

Материал. Десятки экземпляров из одного местонахождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брагина Л.Г. Радиолярии в отложениях быстринской свиты сантона-кампана Северо-Западной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 129–136.

Baumgartner P.O. A Middle Jurassic-Early Cretaceous lowlatitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites // Eclogae geol. Helv. 1984. V. 77. № 3. P. 729-837.

Blome Ch. D., Irwin W.R. Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman // Geology. 1985. V. 13. № 6. P. 401–404.

De Wever P., Bordillon-de Grissac C., Beurrier M. Radiolaires senoniens de la Nappe de Samail (Oman) // Rev. de Micropaleontologie. 1988. V. 31. № 3. P. 166–177.

Empson-Morin K.M. Campanian Radiolaria from DSDP Site 313, Mid-Pacific Mountains // Micropaleontology. 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 // Micropaleontology. 1984. V. 30. № 1. P. 87-115.

Foreman H. Upper Maastrichtian radiolaria of California // The Paleontological Association. Spec. papers in paleontology. London. 1968. № 3. P. 1–82.

Foreman H. Radiolaria from the North Pacific, DSDP, Leg. 32 // Initial Rep. of the DSDP. Leg. 32. 1975. P. 579–676. Pessagno E.A., Jr. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley sequence, California Coast Ranges // Initial Rep. of the DSDP. 1976. Spec. Publ. № 2. 95 p.

Robertson A.H.F., Woodcock N.H. Mamonia Complex, Southwest Cyprus: evolution and emplacement of a Mesozoic contonental margin // Bull. Geol. Soc. America. 1979. Part 1. V. 90. P. 651–655.

Sanfilippo A., Riedel W.R. Cretaceous radiolaria // Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press, Earth Sci. ser. P. 573-630.

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.

Thurow J. Upper Cretaceous radiolarians from Cyprus – evidence for increased productivity/preservation during global paleooceanographic events // Eurorad VI. Abstracts. Univ. degli studi di Firenze. 1991. P. 81.

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

УДК 563.12.551.781(571.66)

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПАЛЕОЦЕНА МАНГЫШЛАКА

© 1996 г. Д. П. Найдин*, В. Н. Беньямовский**, Л. Ф. Копаевич*

* Московский государственный университет, 119899 Москва, Университетская пл., 1, Россия ** Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 14.04.93, получена после доработки 27.10.94 г.

В нескольких разрезах палеоцена и эоцена западной части Горного Мангышлака прослежено вертикальное распространение макрофоссилий (морских ежей, мшанок, брахиопод, двустворчатых моллюсков и др.), планктонных и бентосных фораминифер. Проведено биостратиграфическое расчленение разрезов (результаты которого представлены графически) и его корреляция с разрезами Крыма и Западной Европы. Обосновывается выделение отложений нижнего палеоцена (даний и монс), верхнего палеоцена (зеландий и тенет), нижнего эоцена (ипр), среднего эоцена (лютет и бартон) и верхнего эоцена (приабон), нижнего олигоцена (рюпель). Основная часть исследований посвящена палеоцену.

Ключевые слова. Мангышлак, палеоцен, разрезы, макрофауна, фораминиферы, даний, моис, зеландий, тенет.

В опубликованной несколько лет тому назад статье (Найдин, Беньямовский, 1988, 1989) мы пришли к выводу о естественности двучленного деления палеоцена на нижний – в составе датского и монского ярусов – и верхний, разделяемый на зеландский и тенетский ярусы.

В данной статье продолжается обсуждение вопросов биостратиграфии палеоцена, основанное на материалах наших полевых наблюдений в пределах западной части Горного Мангышлака, где палеоценовые и более высокие отложения широко распространены и прекрасно обнажены. Об обнаженности Мангышлака Н.И. Андрусов писал так: "Если в Центральной России надо нумеровать обнажения, то здесь скорее приходилось бы нумеровать необнаженные места" (Андрусов, 1915, с. 111).

Присутствие отложений датского яруса на Мангышлаке было установлено еще в конце XIX века В.П. Семеновым (1899). Затем H.И. Андрусов (1912, 1915) обнаружил, что датские мшанковые известняки на Южном Актау с неболышим угловым несогласием перекрываются характерной толщей желтых песков с очень крупными теребратулами. На основании залегания их на датских известняках и перекрытия этих желтых песков нуммулитовыми известняками (собранные Н.И. Андрусовым нуммулиты были определены Дувиллэ), "теребратуловые пески" Н.И. Андрусов отнес к "глубокому палеоцену" (Андрусов, 1915, с. 287).

Результаты наблюдений Н.И. Андрусова имели принципиальное значение для дальнейшего познания стратиграфии палеогена Мангышлака. "Теребратуловые пески" вследствие условий их залегания и резкого литологического отличия от датских известняков очень четко прослеживаются на Южном Актау. О.С. Вялов (1945) называл их чагырганскими песками. Позже они были обособлены Е.В. Ливеровской (1960) в сулукапинскую свиту. Богатый комплекс двустворчатых моллюсков (преимущественно устриц) и брахиопод позволили сопоставлять сулукапинскую свиту с тенетом Крыма и Кавказа (Ливеровская, 1960; Ильина, 1963; Ковалева, 1961).

Крупный вклад в познание биостратиграфии палеоцена Мангышлака был внесен исследованиями Г.С. Пантелеева. На основании детального послойного изучения ряда разрезов Северного и Южного Актау он открыл в верхней части мшанковых известняков, ранее относимых всеми исследователями к датском ярусу, комплекс моллюсков, характерный для "грубых известняков Монса" Бельгии. Двустворчатые моллюски нижнего палеоцена Мангышлака и других регионов Закаспия (Туаркыр, Красноводский п-ов, Большой Балхан) были им монографически описаны (Пантелеев, 1974), что, естественно, повышает степень достоверности предлагаемых им стратиграфических заключений.

Нельзя не отметить еще один важный для стратиграфии палеоцена Мангышлака аспект исследований Г.С. Пантелеева. Вместе с монскими моллюсками он собирал морских ежей, среди которых М.М. Москвиным были определены характерные для "грубых известняков Монса" эхинантусы (Алиев и др., 1967). Морские ежи являются наряду с двустворчатыми моллюсками наиболее многочисленной группой макрофоссилий верхнего мела и палеогена Мангышлака.

Свою задачу мы видим в более полном использовании палеонтологического потенциала палеогена Мангышлака. Макропалеонтологическая характеристика разрезов основывается на результатах определения собранных в них нами макрофоссилий. Мшанки были определены Т.А. Фаворской, брахиоподы – М.В. Титовой, морские лилии – В.Г. Кликушиным, морские ежи – М.М. Москвиным, кораллы – Е.И. Кузьмичевой, серпулиды – М. Егером (Констанц, Германия), зубы ламноидных акул – В.И. Железко, (нуммулитиды) крупные фораминиферы А.А. Ашуровым. Консультация по планктонным фораминиферам разреза Усак была получена от В.А. Крашенинникова. Всем упомянутым лицам авторы приносят свою глубокую признательность. Были также использованы опубликованные Г.С. Пантелеевым (1974) материалы по двустворчатым моллюскам из разрезов Кауртаканы и Сулукапы. Мелкие бентосные и планктонные фораминиферы определены В.Н. Беньямовским и Л.Ф. Копаевич.

Не менее важной задачей нам представлялась увязка макро- и микропалеонтологических характеристик стратонов палеоцена и эоцена Мангышлака. Предшествующими исследователями приводятся списки характерных фораминифер для свит палеогена Мангышлака (Кузнецова, 1958; Ливеровская, 1960; Мерклин и др., 1960; Плещеев, 1970; Быкова, 1974; Плещеев и др., 1981).

В ряде работ дано описание характерных видов мелких бентосных фораминифер дания и крупных фораминифер ипра и лютета (Андрусов, 1915; Василенко, 1961; Ильина, 1953; Бархатова, Немков, 1964, 1965). В некоторых публикациях затронуты вопросы палеогеографии палеогена Мангышлака по данным фораминифер (Кузнецова, 1958; Немков, 1970).

Как был отмечено выше, Н.И.Андрусов (1912, 1915) установил весьма четкое отличие палеогеновых отложений (начиная с выделенных им "теребратуловых песков" палеоцена) от подстилающих датских мшанковых известняков. Выдержанные по литологическому составу на всем пространстве Горного Мангышлака, "датские мшанковые известняки" долгое время рассматривались последующими исследователями как одно стратиграфическое подразделение.

Перекрывающий их палеоген отличается двумя особенностями. Он представлен фациально меняющимися отложениями, среди которых преобладают терригенные разности. Именно поэтому основное внимание уделялось литостратиграфическому делению палеогена Мангышлака: были выделены многочисленные свиты. Вторая особенность мангышлакского палеогена: на всех

стратиграфических уровнях он хорошо охарактеризован макрофоссилиями, местами некоторые их группы (например, устрицы) весьма многочисленны. К сожалению, эта вторая особенность палеогена Мангышлака была использована не в полную меру. Биостратиграфическое сопоставление с разрезами других регионов практически не было осуществлено. Публиковались лишь фрагментарные замечания о возможном "возрасте" отдельных стратиграфических уровней палеогена Мангышлака. Кроме книги Г.С. Пантелеева по двустворчатым моллюскам дания и монса (1974), нет ни одной монографии по макрофоссилиям палеогена Мангышлака. В небольших статьях можно найти описания и изображения двустворок (Дылевская, 1913; Вялов, 1945) и морских ежей (Москвин, Шиманская, 1981); Эндельман, 1980а, б) палеоцена Мангышлака.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Местоположение изученных нами разрезов показано на рис. 1. Разрезы Кауртакапы, Сулукапы



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов. Разрезы: 1 – Кауртакапы, 2 – Сулукапы, 3 – Чат, 4 – Усак.



Рис. 2. Общий вид разреза Кауртакапы.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 4 № 3 1996

и Усак даны графически (рис. 3–8). Непременный компонент характеристики разрезов составляют списки встреченных в разрезах макрофоссилий и микрофауны. Краткое послойное описание разрезов приводится снизу вверх. В тексте названия перечисленных в списках видов даны без упоминания фамилий их авторов.

ТД – образования типа "твердого дна" (хардграунды). Применяются следующие сокращения названий ярусов: m – маастрихт, dn – даний, ms – монс, sl – зеландий, tn – тенет, ур – ипр, lt – лютет, br – бартон, pr – приабон, rp – рюпель.

Разрез Кауртакапы

Ущелье Кауртакапы, прорывающее хр. Северный Актау северо-восточнее пос. Шетпе,



Рис. 3. Разрез Кауртакапы.

1 – мел (известняки мелкодетритовые); 2 – органодетритовые с горизонтами ТД; 3 – известняки органогенно-детритовые с горизонтами ТД и кремнями; 4 – различные известняки; 5 – известняки слабо песчанистые; 6 – мергели алевритистые с крупными брахиоподами; 7 – мергели сильно алевритистые и песчанистые; 8 – норы талассиноидов; 9 – створки устриц; 10 – ядра крупных гастропод; 11 – губки. Цифры справа от колонок – высота над кровлей сл. 1.

48



Рис. 4. Разрез Кауртакапы. Макрофауна. Даний-тенет.

1 – двустворчатые моллюски; 2 – брахиоподы; 3 – морские лилии; 4 – морские ежи; 5 – серпулиды; 6 – мшанки; 7 – кораллы; 8 – губки; 9 – ядра крупных гастропод; 10 – известняки органогенно-детритовые с кремнями; 11 – различные известняки; 12 – известняки слабо песчанистые; 13 – мергели сильно алевритистые и песчанистые; 14 – мергели алевритистые; 15 – горизонты устриц (сл. 9) и линзы крупных гастропод; 16 – горизонты ТД. Палеонтологические остатки на этом и других рисунках в приложении к подрисуночным подписям (см. Приложение).

вскрывает толщу пологонаклоненных к северу слоев. Наиболее полно слои вскрыты в левом склоне ущелья непосредственно над железной дорогой на участке километрового знака 293/294 (рис. 2–5).

m. 1. Мел (известняк тонкодетритовый) белый, слабопесчанистый; в кровле развит сложный горизонт ТД. Органические остатки, характерные для верхнего маастрихта, были собраны в расположенном рядом разрезе Аксыиртау (Найдин и др., 1984); данные о смене макро- и микрофауны на границе маастрихт/даний (Найдин и др., 1990а, б).

dn. 2. Известняки органогенно-детритовые, светло-серые, почти белые, с горизонтами ТД; наиболее резко выраженный горизонт расположен на высоте 6.5 м над подошвой слоя; двустворки – Pycnodonte (Phygraea) simile (Pusch), Spondylus faxensis Lundgren; бентосные фораминиферы: Osangularia lens, Stensioeina whitei, Anomalina danica, Heterolepa hemicompressus. 11–12 м.

3. Известняки органогенно-детритовые, светло-серые, почти белые, с горизонтами ТД, черными и темно-коричневыми фигурными кремнями, образующими горизонты, реже с прослоями кремней; в кровле – тройной горизонт кремней; двустворки: P. (Ph.) simile, Liostrea nikitini (Arkhangelskii), Spodylus danicus (Ravn), Mediocardia taxensis (Lundgren), вверху Brachiodonte cottea (Roemer), морские ежи – Echinocorys obliqua (Ravn), Е. sulcata (Goldfuss), E. pentagonalis Kongiel, редко брахиоподы – Ryorhynchia rionensis (Antula), внизу

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 4 № 3 1996



Рис. 5. Разрез Кауртакапы. Микрофауна, даний-тенет.

Chatwinothyris sp., Gyrosoria sp., вверху бентосные фораминиферы: Heterostomella gigantica, Alabamina wilcoxensis, Karreria fallax, Cibicidoides commatus, в верхней части слоя – Ругатidina crassa, Bulimina trigonalis (=Reussella) paleocenica. 63–64 м.

ms. 4. Известняки мелкодетритовые мшанковые, белые, мягкие, в кровле местами (в правом склоне ущелья) прослеживается пунктирный горизонт мелких черных кремней: Echinanthus aff. issyanivensis, Ech. aff. pouechi, Neoglobator aff. houzeaui, Trematopygus aff. analis, Studeria crassa, S. aff. faberi; бентосные фораминиферы: Cit doides lectus, Heterolepa bratus, Angulogerina wilc ensis, планктонные фораминиферы: Globocon koslowskii. 4.5–5 м.

5. Известняки мелкодетритовые, мшан вые, плитчатые, встречаются ядра крупных і тропод. 1–1.2 м.

6. Известняки (как слой 4) с редкими ядра крупных гастропод, в верхней части ноздреват в кровле – норы талассиноидов, заполненные ломками известняков. 3.8–4 м. По кровле известняков слоя 6 образуется небольшая структурная терраса.

Для слоев 5 и 6 характерен второй комплекс морских ежей – Neoglobator ovalis, N. houzeaui, Echinocorys aff. ovliqua.

В слоях 4-6, по данным Г.С. Пантелеева (1974), содержатся остатки следующих двустворчатых моллюсков: Arca montensis Cossmann, Cucullaea montensis Vincent, Glycymeris duponti Cossmann, Venericardia excellens Gorbach, Lucina (Cavilucina) duponti Cossmann, L. (C.) lamellicardia Cossmann, Nemocardium ciplyense Vincent, Pitar duponti Cossmann, P. montensis Cossmann.

Слои 4-6 пронизаны норами талассиноидов, образуют в склоне уступ.

sl? 7. Известняки серовато-белые, на выветрелой поверхности голубовато-серые, с окремнелыми губками, в основании – редкие обломки мелких зеленовато-коричневых фосфоритов; третий комплекс морских ежей – Pseudogibbaster tercensis, Neoglobator insolitus, Echinocorys cotteaui, E. sulcata cognatus; бентосные фораминиферы – Valvulineria ravni, Gyroidina pontoni, Anomalina fera, Brotzenella acuta, Pullenia americana; планктонные фораминиферы – Acarinina inconstans, Globorotalia ex gr. ehrenbergi. 2.2 м.

8. Мергели сильно алевритистые, светло-зеленовато-серые, с линзами крупных брахиопод, в верхней части слоя – норы раков и рассеянные небольшие обломки светло-коричневых фосфоритов и фосфотизированных губок; образуют крутой участок склона. 3 м.

tn. 9. Мергели сильно песчанистые, светло-зеленовато-серые, в пологом склоне образуют выступы толстых пластов, в нижней части слоя – рассеянные мелкие обломочки черных пород (фосфоритов?), в основании слоя – горизонт, переполненный устрицами, реже в нем встречаются брахиоподы, еще реже – спондилусы. 3–3.5 м.

Очевидно, из слоя 9 происходит Arca morrisi (Sowarby), указываемая Г.С. Пантелеевым (1974) для разреза Кауртакапы.

10. Известняки несколько песчанистые, почти белые в свежем виде с ярко-желтыми мелкими пятнышками, в обнажении – серовато-желтые, образуют мелкие ниши и небольшие карнизы 3–3.5 м.

В слоях 9 и 10 содержатся бентосные Spiroplectammina vera, S. spectabilis и планктонные фораминиферы – Globigerina nana, G. velascoensis, G. incisa, Acarinina subsphaerica, A. soldadoensis, A. djanensis.

11. Мергели алевритистые, пылеватые, желтовато-серые; образуют пологий участок склона; бентосные – Pseudogaudryina externa и планктонные фораминиферы – Globigerina crassa, Acarinina acarinata.

Со слоями 10 и 11 связан четвертый комплекс морских ежей – Echinocorys schwetzovi, E. cf. schwetzovi.

Разрез Сулукапы

Начало разреза – вход в ущелье Сулукапы в 1.5 км от пос. Тушебек. Первый интервал разреза, вскрытый этим ущельем (по Н.И. Андрусову, 1915, ущелье относится к кламмам – узким каньонам, разрезающим хр. Южный Актау), составлен следующими слоями (маастрихт, даний, монс – рис. 6):

т. 1. Известняки органогенно-детритовые, светло-желтовато-серые, с горизонтами ТД, вверху – крепкие песчанистые известняки со створками краний и последними рострами белемнитов; крепкие известняки образуют небольшой уступ.

dn. 2. Известняки органогенно-детритовые светло-желтоватые, розоватые и палевые, с горизонтами ТД; в основании – мелкие фосфориты; хорошей сохранности остатки макрофоссилий редки; это: Pycnodonte (Phygraea) similis (Pusch) и другие устрицы; в верхней части известняков нередки зубы Jackelotodus spaeri Dartevelle et Casier, Odontaspis sp. 40–42 м.

ms. 3. Известняки органогенно-детритовые, светло-розовато-серые, с горизонтами ТД, с рассеянным гравием и мелкими гальками фосфоритов, часто образующими линзовидные прослоечки, с горизонтами двустворок (в основном мелких устриц), зубами акул Striatolamia aff. striata Winkler, Chararodus sp., Odontaspis sp.; внизу известняки песчанистые, а в верхней части с хорошо выраженной косой слоистостью; в кровле слоя 3 – горизонт крупных "узлов" (размером до 20–25 см с ноздреватой поверхностью) и коричневых фосфоритов (очевидно, это разрушенная кровля ТД). 13–14 м.

ms(?) 4. Известняки органогенно-детритовые, как сл. 3, но горизонты ТД редки, вверху – косая слоистость. 6 м.

По Г.С. Пантелееву (1974), в сл. 3 и 4 содержатся остатки двустворчатых моллюсков Lucina (Cavilucina) lamellicardia (Cossmann), Pitar duponti Cossmann, P. montensis (Cossmann).

Основным компонентом детритового материала известняков сл. 2–4 являются обломочки скелетов мшанок. На поверхности обнажающихся в стенках ущелья известняков сл. 1–4 развито сотовое выветривание, особенно интенсивное на левом борту ущелья. Непрерывный разрез сл. 1–4, не замаскированный сотовым выветриванием, прослеживается в правом борту ущелья, в основании



Рис. 6. Разрез Сулукапы. Даний-монс.

1 – известняки органогенно-детритовые светло-желтовато-серые с горизонтами ТД; 2 – кровля сл. 1: крепкие песчанистые известняки; 3 – известняки песчанистые с мелкими фосфоритами внизу; 4 – известняки органогенно-детритовые светло-желтоватые, розоватые, палевые, с горизонтами ТД; 5 – известняки органогенно-детритовые, косослоистые; 6 – песчаники известковистые; 7 – мелкие двустворчатые моллюски (преимущественно устрицы) – одиночные и образующие линзы и невыдержанные горизонты; 8 – известняки песчанистые с фосфоритами; 9 – скопления и одиночные мелкие фосфориты; 10 – прослой, образованный сближенными горизонтами ТД, мелкими фосфоритами и галечкой известняков; 11 – мшанки; 12 – брахиоподы; 13 – зубы скляхий.

которого – остатки вырубленного в известняках древнего арыка.

К югу ущелье Сулукапы, прорезающее относительно крепкие известняки сл. 1–4, быстро расширяется, сменяясь значительно более широкой долиной Сартаган. Долина вскрывает второй интервал разреза (тенет и выше – рис. 7): tn. 5. Песчаники известковистые, рыхлые, в основании и в самом слое более плотные, желтовато-серые, с рассеянными окатанными фосфоритами (до 3 см) и устрицами Руспоdonte (Phygraea) sullukapensis (Vialov), Р. (Ph.) nomada (Vialov), Р. sinzovi (Netschaew); много мшанок, часто встречаются брахиоподы Terebratula bisinuata



Рис. 7. Разрез Сулукапы. Тенет-рюпель.

1 – известняки органогенно-детритовые; 2 – известняки органогенно-детритовые с косой слоистостью; 3 – песчаники желтовато-серые (основание сл. 5); 4 – рыхлые песчаники; 5 – песчаники известковистые; 6 – нуммулитовые известняки; 7 – известняки песчанистые; 8 – мелоподобные известняки и мел; 9 – мергели; 10 – мергели глинистые; 11 – глины; 12 – скопления остатков двустворчатых моллюсков, преимущественно устриц; 13 – фосфориты; 14 – горизонты ТД.

Lamarck, реже в основании слоя Neoliothyrina fallax (Lundgren).

На высоте 3.5-4.1 м от подошвы слоя прослеживается несколько горизонтов крупных устриц, часть которых со сверлениями Cliona и обломков фосфотизированной породы, иссверленных фолладами; в кровле слоя – гальки фосфоритов (часть обломков иссверлена фолладами) 32-33 м.

Слой 5 описан на правом склоне долины Сартаган сразу же по выходе из ущелья Сулукапы. ур. 6. Известняки белые, с крупными нуммулитами, очень крепкие, много горизонтов ТД, поэтому в обнажении поверхность известняков "ноздреватая"; некоторые горизонты ТД розового и ржаво-желтого цвета, Nummulites distans. 4.5-6 м.

lt. 7. Известняки нуммулитовые, светло-серые, почти белые, крепкие, с крупными морскими ежами и нуммулитами: Nummulites murchisoni, N. irregularis, N. alpina, N. atacicus, N. anomalis, N. rotulatus. 4–5 м.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 4 № 3 1996



Рис. 8. Разрез Усак. Монс-рюпель.

1 – наутилиды; 2 – двустворчатые моллюски; 3 – брахиоподы; 4, 5 – морские ежи (4 – в разрезе, 5 – на колонке: мелкие и крупные); 6 – морские лилии; 7 – кораллы; 8 – серпулиды; 9 – мшанки; 10 – рыбные остатки (на литологической колонке); 11 – зубы селяхий. Сокращения: А. – Acarinina, G. – Glaborotalia, Hantk. – Hantkenina. НАЙДИН и др

It. 8. Пески и рыхлые песчаники с крупными толстостенными Gryphaea rarilamella и нуммулитами (теми же, что и в предыдущем слое). В верхней части слоя появляются планктонные фораминиферы: Globigerina boweri, G. ratusa. 7 м.

br. 9. Известняки и мергели светло-серые, почти белые. Планктонные фораминиферы: Globigerapsis subconglobatus, Globigerina subtriloculinoides. 1.5–1.7 м.

10. Песчаники сильно карбонатные, светлотемно-коричневые, вверху зеленовато-серые, плотные, массивные. 6 м.

pr. 11. Мергели песчанистые, беловато-розовые, плотные, бентосные фораминиферы – Planulina costata, Uvigerina jacksonensis; планктонные – Globigerapsis tropicalis. 3 м.

12. Мергели серовато-белые, вверху глинистые, с зеленоватым оттенком; бентосные фораминиферы – Brotzenella taurica, Bolivina antegressa. 8 м.

гр. 13. Глины серые, зеленовато-серые, участками с сиреневатым или лиловатым оттенком, чешуйчато-мелкоплитчатые; бентосные фораминиферы – Spiroplectammina carinata oligocenica, Gyroidina soldanii, Cibicidoides oligocenicus, C. expertus, Bolivina missisippiensis. 11 м.

Слои разреза Сулукапы-Сартаган образуют моноклинально наклоненную к югу толщу. Угол падения слоев 1-4 10°-12°. Известняки слоя 4 срезаются более полого падающими слоями 5 и выше. Причем отмечается как уменьшение вверх по разрезу угла падения до 2°-4°, так и некоторое возрастание мощности слоя 5.

По известнякам слоя 4 развивается квестовая поверхностью. Соотношение известняков дания и монса (сл. 2–4) и песчаников тенета (сл. 5) напоминает соотношение датско-монских известняков и тенетско-ипрских мергелей и глин на югозападе Горного Крыма.

Разрез Чат

Разрез Чат расположен близ колодца Чат в 7 км к югу от поселка Таучик.

m. 1. Мел белый.

dn-ms. 2. Известняки органогенно-детритовые с горизонтами ТД: нижние 12–13 м без кремней; следующие выше 25–27 м с конкрециями фигурных кремней, причем в верхней части интервала встречаются очень крупные кремни ("валуны" размером 0.6–0.7 м); в верхней части слоя (монс – 20–24 м) кремней нет, на некоторых участках разреза и в самой кровле слоя 2 – известняки плитчатые. Бентосные фораминиферы – Stensioena lens, Anomalina danica, в самой терминальной части – Heterolepa bratus. tn? 3. Пески ржаво-зеленые, с обломками фосфоритов и фосфотизированных пород со сверлениями камнеточцев. 0.2–0.4 м.

tn. 4. Пески плотные, зеленовато-серые, образующие в обнажении вертикальные стенки. Бентосные фораминиферы – Valvulineria ravni, Eponides lunatus, Anomalina fera, Cibicides reinholdi; планктонные – Globigerina nana, G. velascoensis, Acarinina subsphaerica, A. acarinata. 5–5.5 м.

ур? 5. Пески известняковистые, светло-зеленовато-серые, тонкие, пылеватые, в их кровле – карманы и "трещины", заполненные фосфоритами вышележащего слоя. Крупные фораминиферы Discocyclina ex gr. frabaensis. 4 м.

ур. 6. Известняки нуммулитовые, желтоватобелые, с ТД, "ноздреватые", внизу содержат темно-коричневые фосфориты; Nummulites anomalis, N. bolcensis Munier-Chalmas, N. murchisoni, N. irregularis. 6 м.

ур? 7. Известняки слабо песчанистые, светлосерые, почти белые, с редкими планктонными фораминиферами Acarinina marksi.

Разрез Усак

Разрез, показанный на рис. 8, находится непосредственно к западу от шоссе Актау-Бузачи, близ колодцев Усак.

Нижняя, большая часть известняковистых песчаников слоя 2 содержит очень редкие и плохой сохранности остатки эхинантусов. Вверху этой же части слоя 2 найдены также редкие и плохой сохранности ядра Pseudgibbaster cf. tercensis. Распространение в разрезе упомянутых морских ежей на рис. 8 не показано. По эхинантусам эта часть слоя 2 отнесена к монсу, скорее всего к его верхней части, так как в ней присутствуют элементы "комплекса Micraster tercensis", здесь же встречены планктонные фораминиферы – Acarinina subsphaerica, A. acarinata.

Севернее колодцев остальной части урочища Чат, по Л.Г. Эндельману, между датскими известняками и тенетом отложения, охарактеризованные морскими ежами, представлены значительно полнее.

ОБОСНОВАНИЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

Приведенные данные позволяют продолжить и уточнить начатое Г.С. Пантелеевым и М.М. Москвиным биостратиграфическое сопоставление разрезов Мангышлака с западноевропейским делением. По нашим представлениям, в палеоцене и раннем эоцене, как и в позднемеловую эпоху, современный Мангышлак входил в пределы Европейской палеобиогеографической области. Это значительно облегчает проведение корреляции мангышлакских разрезов с разрезами Западной Европы, включая стратотипические разрезы ярусов палеогена.

Верхнюю часть белых мшанковых известняков, отнесенных В.П. Семеновым (1899) и Н.И. Андрусовым (1915) к данию, они выделили в слои с Echinanthus монского яруса s. str. (Пантелеев, 1974, рис. 10 и 11; Алиев и др., 1967, табл. 1 и 2). Ниже ими были выделены "переходные слои", сопоставляемые с "туфами Сипли" Бельгии, которые, по их представлению, завершали маастрихт Мангышлака. Заметим, что современные бельгийские авторы "туфы Сипли" относят к данию (Найдин, Беньямовский, 1988, рис. 3, 5, 6).

На Северном Актау основание монса проведено по исчезновению кремней. В разрезе Кауртакапы (рис. 3, 4) это отвечает основанию слоя 4. На Южном Актау в разрезе Сулукапы (рис. 6) к монсу отнесены слои 3 и 4. Но, возможно, основание монса следует в этом разрезе проводить несколько выше. По Т.А. Фаворской, основание слоя (проба 801) разреза Кауртакапы отвечает середине слоя 3 (проба 827) разреза Сулукапы: на этом уровне массово появляются широкие ветви Coscinopleura angusta minor Voigt.

Слои 4-6 разреза Кауртакапы содержат два комплекса морских ежей. Отмечено присутствие морских ежей датского облика: штудерий, Echinocorys aff. obliqua. Слои 4-6 отвечают слоям с Echinanthus монского яруса s. str. Г.С. Пантелеева. Слой 7 заключает ассоциацию морских ежей, которую М.М. Москвин сопоставляет с "комплексом Micraster tercensis", установленным Ж. Вийятт (Villatte, 1962) в Малых Пиренеях. Micraster tercensis Cotteau вместе с рядом других форм М.М. Москвин (1983) отнес к новому роду Pseudogibbaster Moskvin.

Ж. Вийятт (Villatte, 1962, с. 42. 43) в Малых Пиренеях над известняками дания и под известняками тенета выделила пачку, состоящую из пяти слоев известняков, мергелей, песчаников и песков. Четыре нижних слоя содержат эхинантусы, а для верхнего, пятого слоя характерен "комплекс Micraster tercensis". По стратиграфическому положению пачка должна сопоставляться с монсом Бельгии. Однако прямое сопоставление осложняется присутствием в "монсе" Малых Пиренеев некоторых моллюсков и кораллов, характерных для тенета Парижского бассейна. Для пачки слоев 1–5 Ж. Вийятт (Villatte, 1962, с. 294) приводит список планктонных фораминифер: Globigerina triloculinoides, Globorotalia angulata, G. pseudobulloides, C. elongata, G. aequa, G. cf. acuta. Эта ассоциация, по ее мнению, характерна для нижней части зоны Globorotalia angulata схемы А. Лойблича и Г. Теппен (Loeblich, Tappan, 1957). Г.С.Пантелеев (1970) отметил затруднения, которые возникают при корреляции "монса" Малых Пиренеев с монсом Бельгии. По нашему мнению, слои 1–4 Малых Пиренеев должны сопоставляться с монским ярусом по содержащимся в них эхинантусам и микропалеонтологическим данным.

В разрезе Усак монскому ярусу отвечает слой 1 и нижняя часть слоя 2, где присутствуют планктонные Acarinina inconstans. Согласно нашим представлениям зона Acarinina inconstans охватывает самые верхние горизонты дания и монса (Найдин, Беньямовский, 1988, 1989).

Если рассматривать приведенный Ж. Вийятт комплекс с позиции современной зональной шкалы палеоцена по планктонным форамйниферам (Шуцкая, 1970; Крашенинников, 1982; Berggren et al., 1985), то выявляется его сборный состав. В него входят такие формы, как Globigerina triloculinoides, Globorotalia pseudobulloides, pacпространенные в нижнем палеоцене (даний-монс). Зато другие, как Globorotalia angulata, Gl. aequa, G. acuta – широко развиты в верхнем палеоцене– нижних горизонтах нижнего эоцена и не известны в нижнем палеоцене. Что же касается слоя 5 Малых Пиренеев с "комплексом Micraster tercensis", то его следует относить к зеландию.

В разрезе Кауртакапы к зеландию мы относим слой 7 с третьим комплексом морских ежей: Pseudogibbaster tercensis и др. Слой 7 по комплексу фораминифер зоны Globorotalua angulata сопоставляется со слоем 5 Малых Пиренеев. Слой 7 содержит комплекс бентосных фораминифер Gyroidina pontoni, Valvulineria ravni, Pullenia americana. Эти формы описаны Ф. Бротценом (Brotzen, 1948) из зеландия Швеции. В слое встречены Globorotalia ex gr. ehrenbergi. Вид Globorotalia ehrenbergi является характерной формой зоны Globorotalia angulata. Эта зона отвечает зеландскому ярусу (Крашенинников, 1982; Найдин, Беньямовский, 1989; Berggren et al., 1985).

В слое 7 появляются характерные для более высоких горизонтов (для тенета) фоссилии: из мшанок Puncturiella (Puncturiellina) cava, а из брахиопод Terebratula bisinuata.

В нижней части слоя 8 разреза Кауртакапы обнаружен характерный для "комплекса Micraster tercensis" вид Echinocorys cotteaui. Слой 8 мы относим к зеландию.

Важным звеном при проведении корреляции являются разрезы палеогена юго-западной части Горного Крыма, в которых осуществлено обоснованное выделение западноевропейских ярусов (Найдин, Беньямовский, 1994).

Сходство датско-монских комплексов Крыма и Мангышлака не вызывает сомнений (Горбач, 1972; Москвин, 1964; Москвин, Найдин, 1964; Пославская, Москвин, 1964).

Как и в Крыму, на Мангышлаке вышележащие отложения с небольшим угловым несогласием перекрывают датско-монскую толщу и прослеживается гиатус, отвечающий значительной части зеландского яруса (Найдин, Беньямовский, 1989, рис. 5).

Тенетские комплексы двустворок обоих регионов сходны. Для них характерными формами являются Pycnodonte (Phygraea) antiqua (Schwetzow), Liostrea reussi (Netschaew), Chlamys prestwichi (Morris), Arctica morrisi (Sowerby).

К числу архистратиграфических, важных для удаленных корреляций в пределах Европейской палеобиогеографической области для тенета является Pychnodonte (Pyhgraea) antiqua. Эта устрица известна не только в Крыму и Мангышлаке, но также в таджикской депрессии и Восточной Туркмении, в Абхазии и на севере Украины, в Болгарии и Польше (Найдин, Беньямовский, 1989, с. 26).

Слои 9–11 разреза Кауртакапы, а также верхняя часть слоя 2 и слой 3 разреза Усак и слой 4 разреза Чат содержат планктонные фораминиферы Acarinina subsphaerica, A. acarinata, Globorotalia aequa, Globigerina nana, G. velascoensis, которые характеризуют тенетские осадки Крыма, Прикаспия, Предкавказья, Таджикской депрессии.

Менее полной представляется общность ипрских двустворок Крыма и Мангышлака, что, по всей видимости, объясняется тем, что они пока недостаточно изучены на Мангышлаке.

Для ипрских отложений Крыма и Мангышлака общей является Gryphaea rarilamella, описанная А.Н. Дылевской из разреза Сулукапы еще в 1913 г. Проведенное нами изучение литературных материалов показало, что эта гигантская устрица встречается в ипре севера Франции и запада Бельгии.

О.С. Вялов (1986), опираясь на результаты проведенного им многолетнего изучения устриц палеогена, пришел к выводу об их важном значении как при расчленении разрезов, так и при проведении удаленных стратиграфических корреляций. Этот вывод подтверждается последующими исследователями (Дмитриев, 1965; Найдин, Беньямовский, 1989).

На общность нуммулитовых комплексов Крыма и Мангышлака и близость их к нуммулитам Европейской палеобиогеографической области указывали Немков, 1970; Бархатова, Немков, 1964, 1965, что и подтвердили наши данные.

выводы

1. Вертикальное распределение остатков макрофауны (морских ежей, морских лилий, мшанок, брахиопод, двустворчатых моллюсков и др.) планктонных и бентосных фораминифер было изучено в разрезах Кауртакапы (хр. Северный Актау), Сулукапы и Чат (хр. Южной Актау), а также в разрезе Усак на берегу залива Кочак.

2. На материалах проведенного изучения было обосновано биостратиграфическое расчленение разрезов с выделением отложений нижнего палеоцена (датский и монский ярусы), верхнего палеоцена (зеландский и тенетский ярусы) и нижнего эоцена (ипрский ярус), среднего эоцена (лютетский и бартонский ярусы), верхнего эоцена (приабонский ярус) и нижнего олигоцена (рюпельский ярус).

3. Изученные отложения палеоцена составляют два стратиграфических комплекса, разделенных небольшим, но выдержанным в регионе угловым несогласием, что было впервые установлено еще Н.И. Андрусовым (1915).

Нижний комплекс – датские и монские известняки.

Верхний комплекс – зеландий, тенет, ипр, лютет-рюпель. Это литологически достаточно сложная толща, богатая окаменелостями, но тем не менее расчленявшаяся предшествующими исследователями на литостратиграфической (выделены многочисленные свиты), но не на биостратиграфической основе.

С угловым несогласием связан стратиграфический гиатус, значительная часть которого, видимо, приходится на зеландский ярус.

4. Совместное использование макро- и микропалеонтологических данных позволило наметить корреляцию мангышлакских разрезов с разрезами Крыма и Западной Европы.

Подтверждена большая стратиграфическая ценность некоторых двустворок (в частности, устриц) и морских ежей.

5. Авторы развивают высказанное ими ранее представление о необходимости сохранения ярусного деления палеогена на основе стратотипов ярусов Западной Европы (Найдин, Беньямовский, 1988, 1989). Как и прежде, авторы полагают, что приоритетным является ярусное (но не зональное) деление. Подобную же концепцию развивала одна из наших крупнейших микропалеонтологов – В.Г. Морозова (1959, с. 289). Работа выполнена в рамках исследований по международным проектам "Intas", "Peri-Tethys" и темы ГНТП "Экосистемные перестройки и эволюция биосферы".

Авторы выражают благодарность рецензентам Л.А. Невесской и Н.Г. Музылеву, сделавшим ряд ценных замечаний.

ПРИЛОЖЕНИЕ К ПОДРИСУНОЧНЫМ ПОДПИСЯМ. ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ. МАКРОФАУНА

Наутилиды

Усак (рис. 8)

1 - Aturoidea nephela (Korobkov)

Двустворчатые моллюски

Кауртакапы (рис. 4)

1 – Crassatella cf. faxensis Ravn, 2 – Gryphaeostrea lateralis (Nilsson), 3 – Gr. cf. lateralis (Nilsson), 4 – Lima cf. holzapfeli (Mantell), 5 – Lima sp., 6 – Liostrea cf. reussi Netschaew, 7 – Plicatula sp., 8 – Pycnodonte (Phygraea) simile (Pusch), 9 – P. (Ph.) antiqua (Schwetzow), 10 – P. (Ph.) frauscheri (Traub), 11 – Spondylus danicus Ravn, 12 – Sp. dutempleanus d'Orbigny, 13 – Teredo sp.

Усак (рис. 8)

1 – Chlamys prestwichi (Morris), 2 – Chl. cf. undulata (Nilsson), 3 – Labrostrea labrum (Vialov), 4 – L. cf. labrum (Vialov), 5 – Laevicardium sp., 6 – Liostrea reussi (Netschaew), 7 – Meiocardia sp., 8 – Pycnodonte (Phygraea) antiqua antiqua (Schwetzow), 9 – P. (Ph.) antiqua sartaganica (Vialov), 10 – P. (Ph.) brogniarti queteleti Nyst, 11 – P. (Ph.) sinzowi (Netschaew), 12 – Spondylus sp., 13 – Teredo cf. modica Deshayes.

Брахиоподы

Кауртакапы (рис. 4)

Сулукапы (рис. 6)

1 – Gryhus aff. bosoktiensis Nechrikova, 2 – Isocrania cf. poselti Rosenkrantz, 3 – Neoliothyrina fallax (Lundgren), 4 – N. cf. mobergi (Lundgren), 5 – Neoliothyrina sp., 6 – Riorhynania rionensis (Anthula), 7 – Riorhynchia sp., 8 – Terebratula bisinuata Lamarck, 9 – T. aff. bisinuata Lamarck, 10 – T. cf. bisinuata Lamarck., 11 – Terebratulina aff. striata Wahlenberg, 12 – Terebratulina sp.

Усак (рис. 8)

1 – Basiliola cf. incurva (Schlotheim), 2 – Eolocasella mangyshlakensis Iljina, 3 – Erymnaria polymorpha Cooper, 4 – Gryphus bajanianus Davidson, 5 – G. besoktiensis Nechrikova, 6 - G. ex gr. hilarionis (Menegh.), 7 - G. hilarionis (Menegh.), 8 - Orientothyris cf. elegantis (Nechrikova), 9 - O. elegantis (Nechrikova), 10 - Streptaris aff. streptimorpha Cooper, 11 - Terebratula bisinuata Lamarck, 12 - T. cf. magna Nechrikova, 13 - T. ex gr. fallax Lundgren, 14 - Terebratulina aksyrtaensis Nechrikova, 15 - Tr. emarginata Risso, 16 - Tr. tauremarginata Sacco.

Морские ежи

Кауртакапы (рис. 4)

Усак (рис. 8)

1 – Brissopneustes sp. nov., 2 – Cyclaser sp., 3 – Echinanthus aff. issyanivensis (Klein), 4 – Ech. aff. pouechi Cotteau, 5 - Echinocorys cotteaui Lambert, 6 – E. aff. obligua Ravn., 7 – E. schwetzovi Moskvin et Shimanskaja, 8 – E. cf. schwetzovi Moskvin et Shimanskaja, 9 – E. sulcata Goldfuss, 10 – E. sulcata cognatus Moskvin et Shimanskaja, 11 – Galeaster dagestanensis Poslavskaja et Moskvin, 12 – Neoglobator houzeaui (Cotteau), 13 - N. aff. houzeaui (Cotteau), 14 – N. insolitus Endelman, 15 – N. panteleevi Endelman, 16 – N. sp., 17 – N. ovalis Smiser, 18 – N. cf. ovalis Smiser, 19 - Phymosoma sp., 20 - Proraster (Sanfilippaster) aff. geavi (Cotteau), 21 – Pseudogibbaster tercensis (Cotteau), 22 - Ps. cf. tercensis (Cotteau), 23 -Studeria crassa Stoliĉka, 24 – St. aff. faberi (Ravn.), 25 - Trematopygus aff. analis Agassiz.

Морские лилии

Кауртакапы (рис. 4)

Усак (рис. 8)

1 – Bourgueticrinus danicus Nielsen, 2 – Bourg. sp., 3 – Buchicrinus endelmani Klikushin, 4 – Buch. paucicirhus (Nielsen), 5 – Buch. paucicirhus crassus (Nielsen), 6 – Cainocrinus sp., 7 – Denticrinus dentifer Klikushin, 8 – "Isocrinus" karakalensis Klikushin, 9 – Isselrcrinus sulzifer (Eicwald), 10 – Nielsenicrinus fionicus (Nielsen), 11 – N. varians Klikushin, 12 – N. sp.

Мшанки

Кауртакапы (рис. 4)

Сулукапы (рис. 6)

Усак (рис. 8)

1 – Coscinopleura angusta minor Voigt, 2 – Crassicellepora voigti Berthelsen, 3 – Cystisella fimbriata (Mokrinskij), 4 – Diplobeisselina nobilis (Levinsen), 5 – Discovibracella oculata Voigt, 6 – Dysnoetocella aenigmatica Voigt, 7 – Florodina atypica Favorskaja, 8 – Fl. membraniporoides Voigt, 9 – Frurionella squalida (Mokrinskij), 10 – Fr. sp., 11 – L. faxensis Levinsen, 12 – "Membranipora" subclavatoides Voigt, 13 – Micropora? sp., 14 – Pavobeisselina oblita (Kade), 15 – Pliophloea bruennichi Bertelsen, 16 – P. trabeculifera Favorskaja, 17 – Psilosecos angustidens (Levinsen), 18 – Puncturiella (Puncturiella) cava Favorskaja, 19 – Puncturiella? sp., 20 – Semiescharinella plana Favorskaja, 21 – Schizmiellopsis anlaltina (Voigt).

Серпулиды

Кауртакапы (рис. 4) Усак (рис. 8)

1 – Crucigera (?) insiticia (Regenhardt), 2 – Neomicrorbis cf. sarratus (Nielsen), 3 – Rotularia (Rotularia) sp.

Кораллы

Кауртакапы (рис. 4)

Усак (рис. 8)

1 – Parisis vertebralis Hennig, 2 – P. steenstrupi Nielsen, 3 – Parasmilia sp.

Селахии (ламноидные акулы)

Усак (рис. 8)

1 – Alopias exiqua Probst, 2 – A. ex gr. exiqua Probst, 3 – A. ex gr. latidens (Leriche), 4 – Echinorynus caspius Glückman, 5 – Galeocerdo cheganicus Glückman, 6 – Geleorhinus ex gr. latus Stroms, 7 – Jackelotodus trigonalis trigonalis (Jaeckel), 8 – Lamiostoma menneri Glückman et Zhelezko, 9 – L. ex gr. gracilis (Le Hon), 10 – Macrorhizodus falcatus Rog, 11 – M. falcatus maximus Glückman, 12 – M. gigas Glückman, 13 – Neotidanus ex gr. primigensis Agassiz, 14 – Odontaspis denticulata Agassiz, 15 – Od. dubia Agassiz, 16 – Procarchadon sokolovi (Jackel), 17 – Striatolamia rossica rossica (Jackel).

Сулукапы (рис. 6)

1 – Chararodus sp., 2 – Jackelotodus spaeri Dartevelle et Cassier, 3 – Odontaspis sp., 4 – Striatolamia aff. striata (Winkler).

МИКРОФАУНА

Кауртакапы (рис. 5) Сулукапы (рис. 6 и 7) Усак (рис. 8)

Мелкие фораминиферы. Бентосные

1 – Alabamina wilcoxensis Toulmin, 2 – Allomorphina halli Jenning, 3 – Angulogerina wilcoxensis Cushman et Ponton, 4 – Anomalina danica (Brotzen), 5 – A. grandis Vassilenko, 6 – A. granosa Hantken, 7 – A. fera Schutzkaja, 8 – A. ex gr. welleri (Plummer), 9 – Bolivina antegressa Subbotina, 10 – B. missisippiensis Cishman, 11 – B. simplex N. Bykova, 12 – Brotzenella acuta (Plummer), 13 – B. taurica (Samoilova), 14 – Bulimina granjuscula Averburg, 15 - Caucasina schischkinsyae Samoilova, 16 – Cibicides kurganicus Neckaja, 17 - Cibicidoides clipeatus Vassilenko, 18 -C. commatus (Morozova), 19 - C. expertus (Schutzkaja et Ter-Grigorian), 20 – C. invisus (Vassilenko), 21 – C. lectus (Vassilenko), 22 - C. oligocenicus (Samoilova), 23 - C. ex gr. succedens Brotzen, 24 - C. ex gr. ungerianus (Orbigny), 25 – Clavulina colomi Hantken, 26 - Coleites reticulosus Plummer, 27 - Discorbis binkhorsti (Reuss), 28 – Gavelinella pertusa (Marsson), 29 – Globorotalites perforatus Vassilenko, 30 – Gyroidina pontoni Brotzen, 31 – G. soldanii (Orbignyi), 32 – Guttulina (различные), 33 – Hanzawaia ekblomi (Brotzen), 34 – Heterolepa almaensis (Samoilova), 35 – H. bratus (Schutzkaja), 36 – H. hemicompressus (Morozova), 37 - H. aff. pseudoungerianus (Cushman), 38 – H. sulzensis (Heer), 39 – Karreria fallax Rzehak., 40 – Lenticulina herrmanni (Andrea), 41 – Melonis dosuralensis (Chalilov), 42 – Osangularia lens Brotzen, 43 – Planulina costata (Hantken), 44 – Pyramidina crassa Brotzen, 45 – Pseudogaudryina externa (Bugrova), 46 – Reussella paleocenica (Brotzen), 47 – Spiroplectammina azovensis J. Nikitina, 48 – S. carinata oligocenica I. Nikitina, 49 – S. spectabilis Grzybovsky, 50 – S. varianta Vassilenko, 51 – S. vera J. Nikitina, 52 - Stensioeina caucasina Subbotina, 53 -S. whitei Morozova, 54 – Uvigerina costellata Morozova, 55 – U. jacksonensis Cushman, 56 – U. pygmea Hantken, 57 – Valvulineria ravni Brotzen.

Планктонные

58 – крупные глобигерины, 59 – Acarinina acarinata Subbotina, 60 - A. bullbrooki Bolli, 61 - A. djanensis Schutzkaja, 62 – A. inconstans Subbotina, 63 – A. marksi (Martin), 64 – A. rotundimarginata Subbotina, 65 – A. ex gr. rotundimarginata Subbotina, 66 – A. soldadoensis (Bronnimann), 67 – A. subsphaerica Subbotina, 68 - Globigerapsis index (Finlay), 69 - G. tropicalis (Blow et Banner), 70 – Globigerina boweri Bolli, 71 – G. contorta Schutzkaja, 72 – G. crassa Schutzkaja, 73 – G. discorda Kopaevitch, 74 – G. incisa Hillebrandt, 75 - G. instabilis Korovina, 76 - G. nana Chalilov, 77 – G. ratusa Kopaevitch, 78 – G. subtriloculinoides Chalilov, 79 - G. triloculinoides Plummer, 80 -G. turcmenica Chalilov, 81 – G. varianta Subbotina, 82 - G. velascoensis Cushman, 83 - Globoconusa kozlowskii (Brotzen et Pozaryska), 84 - Globorotalia aequa Cushman et Renz, 85 – G. aragonensis Nuttal, 86 – G. caucasica (Glaessner), 87 – G. ex gr. ehrenbergi (Bolli), 88 - G. marginodentata Subbotina, 89 - G. subbotinae Morozova, 90 - Heterochelis gracillima (Andrea), 91 – Pseudohastigerina sp.

Крупные фораминиферы

92 – Daviesina primitiva Hofker, 93 – D. ex gr. archiaci (Schaub), 94 – Lepidorpbitoides mammillata (Schlumberger), 95 – Nummulites alpina Douville, 95 – N. anomalis de la Harpe, 97 – N. atacicus Leymer, 98 – N. distans Deshayes, 99 – N. irregularis Deshayes, 100 – N. murchisoni Bütneyer, 101 – N. rotularis Deshayes, 102 – Operculina ex gr. parva Douville et German, 103 – Orbitoides opicula Schlumberger.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алиев М.М., Москвин М.М., Павлова М.М., Пантелеев Г.С. Датские и палеоценовые отложения Закаспийской области // Меловые отложения Восточного Кавказа и прилегающих областей. М.: Наука, 1967. С. 75–102.

Андрусов Н.И. Отчет о геологической поездке на Мангышлак летом 1907 г. // Тр. Санкт-Петербург. обва естествоиспыт. 1912. Т. 35. Вып. 5. Отд. геол. и минер. С. 103–116.

Андрусов Н.И. Материалы для геологии Закаспийской области. Мангышлак (часть описательная) // Тр. Арало-Каспийской экспедиции. Петроград. Вып. 8. 1915. 456 с.

Бархатова Н.Н., Немков Г.И. Палеоценовые нуммулиты Мангышлака и Среднего Приаралья и их стратиграфическое значение. Л.: Наука, 1965. 96 с.

Быкова Н.И. Эоценовые отложения оврага Баюрбас Западного чинка Устюрта по данным фораминифер // Тр. ВНИГРИ. 1974. Вып. 349. С. 124–138.

Василенко В.П. Фораминиферы верхнего мела Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 171. 487 с.

Вялов О.С. Новые устрицы из палеогена Закаспия // Докл. АН СССР. 1945. Т. 48. № 3. С. 212–215.

Вялов О.С. Устрицы и их значение для детального стратиграфического расчленения и корреляции // Тр. 28-й сес. Всес. палеонтол. о-ва. Ташкент, 1982. Л.: Наука, 1986. С. 69–75.

Горбач Л.П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. М.: Недра, 1972. 113 с.

Дмитриев А.В. Стратиграфия и устрицы палеогеновых отложений южных районов Туркменистана // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ашхабад: Туркменский гос. ун-т, 1965. 28 с.

Дылевская А.Н. Ostrea rarilamella из нижнетретичных отложений Мангышлака // Зап. Киевск. о-ва естествоиспыт. 1913. Т. 23. Вып. 1. С. 143–260.

Ильина А.П. Крупные фораминиферы и моллюски эоцена Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1953. Вып. 73. С. 252–380.

Ильина А.П. Биостратиграфический очерк палеогена Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 218. С. 380-415.

Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северозападной части Тихого океана // Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 369. 135 с.

Ковалева Н.П. Новые данные о видовом составе брахиопод верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений Мангышлака // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и географ. 1961. Вып. 1. № 6. С. 65–72. Кузнецова Н.Ф. Палеоген и датский ярус Мангышлака // Геология и геохимия. Вып. 2 (VIII). Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 174-205.

Ливеровская Е.В. Третичные отложения Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1960. Вып. 151. 141 с.

Мерклин Р.Л., Морозова В.Г., Столяров В.С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. Т. 133. № 3. С. 653–656.

Морозова В.Г. Зональная стратиграфия палеогена на основе развития микроскопических фораминифер // Тр. Совещ. по разработке унифицированной шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку: Изд-во АН Азербайджанской ССР, 1959. С. 277–293.

Москвин М.М. Морские ежи рода Protobrissus из датских и палеоценовых отложений СССР // Сборник в честь акад. Й.О. Йовчева. София: Изд-во Болг. АН, 1964. С. 185–213.

Москвин М.М. Pseudogibbaster – новый род датских и палеоценовых морских ежей // Палеонтол. журнал. 1983. № 3. С. 112–116.

Москвин М.М., Найдин Д.П. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы // 21-й Международный геол. конгресс: Докл. сов. геологов. Проблема 5. М.: Изд-во АН СССР, 1964. С. 15–40.

Москвин М.М., Шиманская Н.В. Палеоценовые Echiпосогуз (морские ежи) на территории СССР // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 3. С. 127–137.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во МГУ, 1984. 162 с.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении датского яруса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 10. Статья 1. С. 3–15.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении датского яруса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 1. С. 21–38.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Разрез палеогена Сувлакая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 75–86.

Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Москвин М.М. и др. Макропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990 а. № 11. С. 17–25.

Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Москвин М.М. и др. Микропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 19906. № 12. С. 67-82.

Немков Г.И. Географическое и геологическое распространение нуммулитов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 78. С. 11–17.

Пантелеев Г.С. О возрасте переходной части датскомонских слоев Закаспия (Мангышлак, Туаркыр, Красноводское плато и соседние районы) // Юрские, меловые и палеогеновые отложения запада Средней Азии. М.: Наука, 1970. С. 148–152. Пантелеев Г.С. Стратиграфия и двустворчатые моллюски датских и палеоценовых отложений Закаспия // М.: Наука, 1974. 188 с.

Плещеев И.С. Палеогеновая система Мангышлака // Геология СССР. Т. XXI. Западный Казахстан. М.: Непра, 1970. С. 699–711.

Плещеев И.С., Болохонцев И.В., Гусев В.И., и др. Палеогеновые отложения полуострова Бузачи (Западный Казахстан) // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 5.С. 74–78.

Пославская Н.А., Москвин М.М. Морские ежи отряда Spatangoida в датских и пограничных с ними отложениях Крыма, Кавказа и Закаспийской области // 21-й Междунар. геол. конгресс: Докл. сов. геологов. Проблема 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 47–82.

Семенов В.П. Фауна меловых образований Мангышлака и некоторых других пунктов Закаспийского края // Тр. Санкт-Петерб. об-ва естествоиспыт. природы. Отд. геол. и минеролог. 1899. Т. 28. Вып. 5. С. 1–178.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 70. 255 с.

Эндельман Л.Г. К ревизии отряда Holectypoida (Echinidae) // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1980а. Т. 55. Вып. 1. С. 93–103.

Эндельман Л.Г. Новые виды Neoglobator (Echinoidea, Holoctypoida) из дания-эоцена Юга СССР // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 19806. Т. 55. Вып. 3. С. 93-103.

Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J., Van Couvering J.A. Cenozoic geochronology // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 96. № 11. P. 1407–1418.

Brotzen F. The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // Sveriges geol. Unders. 1948. Ser. C.N. 493. 145 p.

Loeblich A.R., Tappan H. Correlation of the Gulf Coastal Plains Paleocene and Lower Eocene formations by means of planctonic Foraminifera // J. Paleontol. 1957. V. 31. P. 1109-1137.

Villatte J. Etude stratigraphique et paleontologique du Montien des Petites Pyrenees et du Plantauel // Toulouse. Editions privat. 1962. 331 p.

Рецензенты Л.А. Невесская, Н.Г. Музылев

УДК 561.26:551.781

СВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИИ ЭОЦЕНОВЫХ ДИАТОМОВЫХ ФЛОР С НЕКОТОРЫМИ АБИОТИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ

© 1996 г. З. И. Глезер

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, 199026 Санкт-Петербург, Средний пр. 74, Россия Поступила в редакцию 16.06.94 г.

Рассмотрена общая картина развития диатомовой флоры океанических и эпиконтинентальных морских бассейнов в эоценовую эпоху в совокупности с некоторыми абиотическими факторами. Установлено, что с начала эоцена до конца лютета была широко распространена флора евро-сибирского типа, с середины раннего эоцена началось развитие флоры атлантического типа, достигшей своего расцвета в конце лютета - начале бартона. Развитие флор в бассейнах контролировалось поступлением биогенных элементов в эвфотическую зону, которое в свою очередь зависит от активности вулканической деятельности, трансгрессий, климата, широтных и вертикальных течений. Систематический состав флор отдельных бассейнов является отражением совокупного воздействия глобальных и местных факторов на эволюционные и миграционные процессы.

Ключевые слова. Днатомовые флоры, эоцен, океанические и эпиконтинентальные морские бассейны, кремнистые осадки, вулканизм, трансгрессии.

В последние годы на основании огромного фактического материала, полученного при глубоководном бурении океанических донных осадков, разработана принципиально новая модель биогенного кремненакопления в кайнозое (Жузе, 1974; Лисицин, 1966; 1980; Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990; Baldauf et al., 1992 и др.). Установлено, что одним из основных породообразующих элементов являются диатомовые водоросли. До этих исследований, особенно у геологов, было широко распространено мнение, что основным фактором, способствующим массовому развитию диатомей, являются низкие температуры. Однако данные исследования показывают, что нет прямой зависимости развития диатомей от низких температур. Так, по данным А.П. Прошкиной-Лавренко (1974), диатомеи могут существовать от +1 до +30°С, но оптимальная температура для холодноводных видов +10°C +15°C, а для тепловодных +20 +28°. Среди современных диатомей, наряду с арктическими и бореальными, известны богатые тропические и субтропические ассоциации. В теплую эоценовую эпоху сформировался тропический пояс биогенного кремненакопления за счет массового развития диатомей. О колоссальной продуктивности диатомей, населявших морские бассейны Северной Евразии, свидетельствуют запасы палеогеновых диатомитов, оцениваемые в 2 млрд. тонн при содержании в 1 г диатомита от 0.6 до 9.95 млн. целых панцирей (Кремнистые породы СССР, 1976).

Большинство исследователей в настоящее время пришло к выводу, что основным фактором, определяющим жизнедеятельность диатомей, является достаточное содержание в эвфотической зоне питательных веществ. По данным И.А. Авериной (1968), в прибрежных водах Атлантики, у Дакара, массовое развитие диатомей (100 млн. - 1.5 млрд. клеток в 1 м³) наблюдалось при содержании фосфора от 30 до 65 мг/м³, а кремнекислоты от 150 до 200 мг/м³. Обычно же в поверхностных слоях морей и океанов содержится всего 0.5 - 0.6 мг/л (Страхов, 1963), а иногда и меньше.

Среди биогенов важное место занимает кремний, идущий не только на построение панциря, но и участвующий в метаболизме клетки диатомей. Растворенная кремнекислота, по А.П. Лисицину (1966, 1980), поступает в океаны, главным образом, с суши в результате химического выветривания горных пород, а также с продуктами вулканической деятельности. Запасы кремнекислоты и других биогенов, накапливающиеся в глубинах океана носят "обезличенный" характер, в определенных районах, благодаря усиленной вертикальной циркуляции, они поступают в эвфотический слой, обеспечивая жизнедеятельность разнообразной биоты. А.П. Лисицин полагает, что общее количество эоценовых биогенных кремнистых осадков могло образоваться в основном за счет активизации вулканической деятельности, тесно связанной с геодинамикой: перестройкой зон спрединга, движением плит, резкими колебаниями уровня океана на фоне глобальной трансгрессии.

Если для океанов и окраинных морей создана довольно стройная гипотеза, объясняющая особенности распространения диатомовых пород, то для эпиконтинентальных морских бассейнов такой модели нет, хотя и имеются отдельные работы, касающиеся факторов, определяющих породообразующую роль диатомей.

Настоящая работа является продолжением предыдущего исследования (Глезер, 1994), где были намечены основные этапы развития диатомовых флор палеогена в океанических и эпиконтинентальных морских бассейнах Северной Евразии. Задача данной статьи – попытаться представить общую картину развития диатомовой флоры в связи с меняющимися факторами внешней среды в течение эоцена. Эоцен является одной из интереснейших эпох, так как это "время величайших катастроф" и смены "мезозойской системы и организации плит и условий среды на кайнозойскую-современную" (Лисицин, 1980), время наиболее широкого распространения диатомовых водорослей во внутренних морях и расширяющейся экспансии в океанах, а для палеогена – пик их породообразующей роли и активного эволюционного процесса.

Ключом для расшифровки причин бурной жизнедеятельности диатомей в отдельные отрезки эоценовой эпохи в определенных акваториях является решение сложных вопросов о непосредственных источниках биогенных элементов и влиянии местных условий на воздействие глобальных факторов.

Развитие диатомовых флор внутренних бассейнов и океанов в течение эоцена имело свои специфические черты, обусловленные целым рядом взаимосвязанных причин. Судя по особенностям распространения диатомовых водорослей в течение эоцена (рис. 1), источники, из которых поступали биогенные элементы, в различных акваториях Мирового океана были разные.

Наблюдавшееся с конца позднего мела, в палеоцене (с перерывами), в раннем и первой половине среднего эоцена массовое развитие диатомей в Западно-Сибирском бассейне могло происходить только в результате почти непрерывного поступления огромного количества биогенов. По мнению С.Б. Шацкого (1984), они имели вулканическое происхождение. Вполне можно предположить, что они приносились течениями из Арктического бассейна, куда поставлялись вулканами, находящимися на суше, окружавшей Восточно-Сибирское море (Гроссгейм, 1975). Из Западно-Сибирского бассейна течения транспортировали биогены и водоросли через Тургайский пролив в Прикаспийско-Западнопримугоджарский бассейн, где несколько позже в раннем - начале среднего эоцена наступили благоприятные условия для развития диатомовой флоры почти идентичной западносибирской.

А.П. Лисицин и др. (1980) считают, что накопление эоценовых биогенных кремнистых осадков в Западно-Сибирском море приурочено к зонам апвеллингов. Судя по сравнительно мелководному характеру флоры, регенерация биогенов происходила в неритической зоне моря, благодаря циркуляции воды за счет прогревания солнцем.

В европейских морских палеобассейнах и на канадском побережье Атлантики в эоцене известны лишь сравнительно кратковременные вспышки массового развития диатомей. Пики в развитии диатомей, установленные по материалам бурения донных осадков Северного моря, совпадают с активизацией вулканической деятельности (King, 1983).

Одна из вспышек бурной жизнедеятельности диатомей, зафиксированная в самом начале эоцена, является как бы продолжением активной жизнедеятельности позднепалеоценовых диатомей. Обеспечение диатомей биогенами, вероятно, происходило благодаря активному позднепалеоценовому вулканизму на северо-западе Европы (Knox, Harland, 1979). К концу палеоцена - началу зоцена (Martini, 1977; Perch-Nielsen, 1976) относится известное месторождение диатомитов Дании (Moler formation или Fur formation). Следует отметить, что Л. Бенда (Benda, 1972) датирует диатомиты началом раннего эоцена, А. М. Хоманн (Homann, 1991) вообще не дает более точного определения возраста флоры. В толще диатомитов установлено более 130 прослоев вулканического пепла. Такое строение толщи согласуется с мнением В.И. Муравьева (1976), что образование диатомитов происходит в периоды ослабления эксплозивного вулканизма при высокой продуктивности диатомей в зонах низкой гидродинамической активности.

По систематическому составу флора диатомей и силикофлагеллат Дании чрезвычайно близка к флоре из Среднего Поволжья у города Сенгилей (гора Граное Ухо). Иначе, как широким водообменом между этими акваториями, объяснить сходство флор невозможно. Есть все основания предполагать, что источник биогенов у этих двух флор также мог быть общим. Не исключено, что в отдельные моменты среднеповолжская флора подпитывалась также биогенами, поступавшими из Западно-Сибирского бассейна, поскольку обнаружены общие виды водорослей. Правда У.Г. Дистанов (1974, 1976) считает, что образование диатомитов в Среднем Поволжье происходило в устьях рек благодаря глубокому химическому выветриванию суши в условиях жаркого гумидного климата. Одним из серьезных фактов, противоречащих этой гипотезе, является исключительно морской характер водорослей.



ГЛЕЗЕР

1 – Канадское побережье Атлантического океана (Thomas, Grandstein, 1981); 2 – Мексиканский залив (Fenner, 1984): 3 - Блэйк-Багама (Gombos, 1982; Fenner, 1985; Стрельникова, 1992); 4 - Бискайский залив (данные, любезно предоставленные А.П. Радионовой); 5 – низкие широты Атлантического океана (Глезер, Жузе, 1974; Fenner, 1984, 1985); 6 - Фолклендское плато (Fenner, 1984, 1985; Стрельникова, 1992); 7 - Средиземноморье, Израиль (Ehrlich, Meshkovitz, 1982); 8 - Норвежское море (Schrader, Fenner, 1976; Bukry, 1976; История микропланктона Норвежского моря, 1979); 9 - Лондонский бассейн (Schrubsole, Kitton, 1881); 10 - Северное море (King, 1983); 11 - Дания (Benda, 1972; Homann, 1991); 12 - Северная Германия (Schulz, 1927; Benda, 1965); 13 - Бельгия (Willems, 1982); 14 - Калининградская область (Стрельникова и др., 1978); 15 – Днепровско-Донецкая впадина (Глезер и др., 1965; Глезер, Шешукова-Порецкая, 1968, 1969; Ольштынская, 1977, 1978, а также неопубликованные материалы автора); 16 – Воронежская антеклиза (Палатная, 1976; Ольштынская, 1976; Стрельникова, 1992, а также неопубликованные материалы автора); 17 – нижнее и среднее Поволжье (Глезер, 1966, 1993; Глезер и др., 1987); 18 – Баренцево море у Земли Франца Иосифа (Grunow, 1984); 19 – Прикаспийская впадина (неопубликованные материалы автора); 20 – Западное Примугоджарье (Глезер, 1967, Сегедин, 1972; а также неопубликованные материалы автора), 21 – Тургайский прогиб (Глезер, 1966, 1967, 1970); 22 - Карское море (Глезер, Степанова, 1993); 23 - Западно-Сибирская низменность (Стрельникова, 1960; Кротов, Шибкова, 1961; Рубина, Дрознес, 1961; Парамонова, 1964; Глезер, 1966, 1970, 1978, 1986 и неопубликованные материалы автора); 24 - северо-западная часть Тихого океана (Шешукова-Порецкая, 1967; Орешкина, 1982; Глезер и др., 1986; Пушкарь, 1987); 25 – Тихий океан, низкие широты (Fenner, 1980, 1985; Barron et al., 1984); 26 - Тихий океан, южная часть (Hajos, 1976; Стрельникова, 1992); 27 - Индийский океан (Fenner, Mikkelsen, 1990; Fourtanier, 1991).

Условные обозначения:

1 – распространение флоры евро-сибирского типа; 2 – распространение флоры атлантического типа; 3 – распространение флоры, тип которой не определен; 4 – соединение Западно-Сибирского моря через Арктический бассейн с Норвежским морем; 5 – широкий водообмен Атлантики с морскими эпиконтинентальными бассейнами Северной Евразии и Норвежским морем; 6 – похолодание; 7 – трансгрессии.

Более слабая вспышка диатомей на границе позднего палеоцена - раннего эоцена зафиксирована в Польско-Литовском проливе. По своему характеру флора диатомей также, как и предыдущие, относится к евро-сибирскому типу и очень близка к ним по составу видов.

Из-за плохой сохранности створок диатомей не возможно судить о систематическом составе диатомовой флоры позднего палеоцена - раннего эоцена, открытой на канадском побережье Атлантического океана, хотя авторами (Thomas, Gradstein, 1981) и удалось установить единичные виды, общие с флорой Северного моря.

К самому началу эоцена относятся сравнительно локальные и маломощные отложения, сложенные панцирями диатомей в Бельгии (Willems, 1982), Северной Германии (Schulz, 1927), Днепровско-Донецкой впадине, Воронежской антеклизе, Нижнем Поволжье (рис. 1); несколько позднее в течение очень короткого времени существовала диатомовая флора Лондонского бассейна (Schrubsole, Kitton, 1881). Диатомовые флоры, обнаруженные на территории Восточно-Европейской платформы, принадлежат к евро-сибирскому типу. Судить об остальных трудно, они либо требуют новейшего исследования, либо (флора Бельгии) неопределима из-за плохой сохранности.

С раннего эоцена начинается освоение диатомовыми водорослями низких широт Атлантического океана. Так в Мексиканском заливе найдена самая древняя раннеэоценовая диатомовая флора (Fenner, 1984, 1985).

Если до этого момента существовала флора, условно отнесенная нами к древнему евро-сибирскому типу, то появление флоры в Мексиканском заливе знаменует начало развития флоры более молодого атлантического типа. Первоначально флоры обоих типов развивались самобытным путем. Для океанической флоры середины раннего эоцена характерны виды рода Craspedodiscus, тогда как в эпиконтинентальных морских бассейнах господствующее положение занимают виды рода Coscinodiscus. Причем число видов этого эвритермного рода постепенно возрастает, приблизительно от 11% до 27%, тогда как число тепловодных видов семейства Biddulphiaceae сокращалось от 59% до 28%. Такое изменение таксономического состава происходило параллельно постепенному снижению температуры поверхностных вод в течение раннего эоцена (Müller, 1981).

С конца палеоцена до конца среднего эоцена существовала диатомовая флора в различных районах Индийского океана. Так же, как и во флорах других палеобассейнов, резких изменений систематического состава на границе палеоцена - эоцена не установлено (Fourtanier, 1991). По-видимому, это находит объяснение в отсутствии резких колебаний уровня моря (Vail, Hardenbol, 1979) и температурного режима на рубеже двух эпох. С флорой диатомей евро-сибирского типа имеются единичные общие виды, главным образом, унаследованные от позднепалеоценовой флоры; флора Индийского океана также развивалась самобытным путем.

Конец раннего - начало среднего эоцена знаменовался существенными изменениями в разви; тии диатомовой флоры и окружающей среды.

Новая кратковременная вспышка диатомей наблюдается в Северогерманском бассейне, по-видимому, начинается заселение диатомеями Норвежского моря, после перерыва диатомеи вновь появляются в Ульяновском заливе Среднего Поволжья, расширяются их ареалы в Западно-Сибирском бассейне, Прикаспии, Тургайском проливе, в низких широтах Атлантического океана, диатомовые появляются в северной части Тихого океана (рис. 1).

С конца раннего, в начале среднего эоцена доминирующее положение видов рода Coscinodiscus в евро-сибирской флоре сменяется господством видов рода Pyxilla, приспособленных к более динамичной гидрологической обстановке. Постепенное расширение ареалов диатомовых флор на фоне роста трансгрессии способствовало началу обмена единичными видами между флорами евро-сибирского и атлантического типов. В Западно-Сибирском море, Тургайском проливе, на западнопримугоджарском шельфе постепенно менялся систематический характер диатомовых флор, происходило столь же постепенное обогащение диатомитов терригенным материалом и глауконитом, замещение их глинами. В Норвежском море и Северогерманском бассейне альгофлора резко меняется: наннопланктон вытесняется диатомеями и силикофлагеллатами, карбонатный тип осадконакопления (NP 12) столь же резко сменяется кремнистым (Unter-Eocene 4) в Северной Германии (Martini, 1981), unit 2 в Норвежском море, Site 343, (Müller, 1976).

На основании сравнительного анализа флор диатомей и силикофлагеллат Норвежского моря с флорами Атлантики и Северной Евразии можно предположить, что на конец раннего - начало среднего эоцена приходится соединение Норвежского моря с Арктическим бассейном.

Комплексы диатомей и силикофлагеллат Норвежского моря, выделенные из толщи бескарбонатных осадков, несколько выше границы нижнего и среднего эоцена (Site, 343), без сомнения относятся к евро-сибирскому типу. Особенно характерно присутствие Рухіlla oligocaenica Jousé – вида вообще неизвестного во флорах Атлантики. Комплекс же силикофлагеллат по систематическому составу и численному соотношению видов (Martini, Müller, 1976) идентичен комплексу из верхней части зоны Dictyocha secta, распространенного от Карского моря до Прикаспия, и до сих пор не обнаруженного в Атлантике. Следует заметить, что нижняя часть unit 2 (9.5 м), залегающая между границей раннего - среднего эоцена и зоной NP 12, не исследована.

На конец лютета - начало бартона приходятся еще более значительные перестройки систематического состава и ареалов распространения диатомовых флор под влиянием существенных изменений окружающей среды.

Пик расцвета океанических диатомовых водорослей, необычно высокие темпы биогенной сумментации в среднем эоцене, по данным Д. Баррона и Д. Балдауфа (Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990), обусловлены поступлением огромного количества биогенных элементов в эвфотическую зону. Полярное похолодание стало причиной усиливающихся температурных различий поверхностных и глубинных вод, началось формирование слоя скачка, усилился широтный термальный градиент, что привело к вертикальной ширкуляции глубинных вод в определенных акваториях. Во второй половине среднего эоцена в зонах апвеллингов проявилась бурная породообразующая роль диатомей, сформировался тропический пояс биогенного кремненакопления, диатомовые осадки образовались также в прибрежных районах Калифорнии, Камчатки, Перу, Новой Зеландии (Baldauf, Barron, 1990).

Более или менее стабильное потепление, обильный приток питательных веществ, высокий уровень моря создавали оптимальные условия для вспышки эволюционного процесса, затронувшего таксоны высокого ранга класса Centriphyceае, быстрого и широкого распространения многочисленных молодых видов.

Господствовавшая почти с конца позднего мела диатомовая флора евро-сибирского типа стала вытесняться флорой атлантического типа.

Постепенно происходила замена большинства типичных для этой флоры видов (Pyxidicula moelleri Grun., Stephanopyxis marginata Grun., S. megapora Grun. Pseudopodosira pileiformis Jousé, P. bella Possn. et Gles., Hyalodiscus radiatus Grun., Anuloplicata ornata (Grun.) Gles., Coscinodiscus decrescenoides Jousé, C. payeri Grun., C. polyactis A. Cl., Pseudotriceratium chenevieri (Meist.) Gles., Hemiaulus elegans var. intermedia Grun., H. polymorphus Grun. var. frigida Grun. Goniothecium odontella Ehr., Trinacria excavata Heib., T. regina Heib., Рухіlla gracilis Тетр. et Forti, P. oligocaenica Jousé) видами-пришельцами из океанических бассейнов, немногие виды мигрировали в океаны. Заселяющие северные морские бассейны представители флоры атлантического типа являются в основном видами широкого географического распространения. К ним относится Coscinodiscus denarius A. S., C. decrescens Grev., Cosmiodiscus senarius (A. S.) Gles. et Olscht., Craspedodiscus oblongus (Grev.) Hanna, Cristodiscus succinctus (Sheshuk. et Gles) Gles. et Olscht., Brightwellia coronata Ralfs, Pseudotriceratium coscinoides Gr. et St. Gles., Peponia barbadensis Grev., Hemiaulus polycystinorum Ehr., Monobrachia simplex Schrader, Lisitzinia inconspiqua (Grev.) Gles. var. inconspiqua et var. trilobata (Fenner) Gles., Sheshukovia condecora (Brightw) Gles., Pyxilla johnsoniana Grev. и др. На основании находок видов этой группы нельзя делать выводы о потеплении климата в середине эоцена. Появление некоторых из них, по-видимому, связано с колебаниями уровня моря. Так, первое появление океанического вида Craspedodiscus oblongus (Grev.) Hanna в составе диатомовой флоры Прикаспия совпадает с максимумом трансгрессии в конце раннего эоцена, затем, вероятно, во время регрессии в начале среднего эоцена он исчезает, с повышением же уровня моря в конце лютета - бартоне этот вид становится постоянным компонентом флоры; к концу лютета относится находка этого вида и в Западно-Сибирском море. Уровни появления этого вида в различных акваториях (Fenner, 1985; McLean, Barron, 1988; Стрельникова, 1992) также контролируются глубиной бассейнов, и не являются синхронными.

Океанические высокоспециализированные планктонные виды родов Asterolampra и Rhylandsia семейства Asterolampraceae и Azpeitia семейства Azpeitiaceae, характерные для флоры атлантического типа, почти не проникали в эпиконтинентальные бассейны Северной Евразии, так же как и группа тропических видов Craspedodiscus undulatus Gombos, Hemiaulus alatus Grev., H. gondolaeformis Fenner. К последним примыкает Lisitzinia kanayae (Fenner) Gles. – вид, типичный для низких и средних широт.

Согласно Ю. Феннер (Fenner, 1985), в результате климатической дифференциации со второй половины среднего эоцена усиливался провинциализм океанических флор: сформировались две крупные палеобиогеографические области: область низких широт и область высоких широт южного полушария.

Параллельно с расширением ареалов океанических флор происходило их сокращение в Северной Евразии. В результате поднятий на севере (Шацкий, 1984) в конце бартона прервалась связь Западно-Сибирского бассейна с Арктикой, еще раньше, по-видимому, в конце лютета, прекратилось поступление биогенных элементов в Западно-Сибирское море, что катастрофическим образом сказалось на диатомеях и силикофлагеллатах. Вместе с тем, диатомовые водоросли продолжали существовать в Тургайском проливе, Прикаспийско-Западнопримугоджарском бассейне, освоили бассейны на территориях Воронежской антеклизы, а возможно, и Днепровско-Донецкой впадины. По-видимому, несмотря на прекращение притока биогенов с севера, жизнедеятельность диатомей обеспечивалась питательными веществами, которые транспортировались через расширившиеся благодаря трансгрессии Польско-Литовский и южные проливы Тетиса. Существенное место во флорах этих бассейнов занимали элементы атлантической флоры.

По всей вероятности, в это же время диатомовая флора из Атлантики проникла в Норвежское море, установился широкий водообмен, обмен видами и биогенами этих двух бассейнов.

Переход от бартонской к позднезоценовой флоре очень постепенный. Ярко выраженных различий в систематическом составе диатомовых флор конца среднего и начала позднего эоцена не выявлено ни в океанах (Fenner, 1985), ни в эпиконтинентальных бассейнах Северной Евразии. В океанах начало нового этапа развития диатомовой флоры приходится на середину позднего эоцена. В Днепровско-Донецком бассейне, где позднезоценовая флора представлена наиболее полно, второго этапа в ее развитии не установлено. Следует отметить, что в позднем эоцене в формировании бентосных ассоциаций все большее участие принимают виды, относящиеся к различным молодым родам и семействам класса Pennatophyceae. Наиболее разнообразным систематическим составом этот класс характеризуется в Новой Зеландии (Oamaru) (Schrader, 1969), в Днепровско-Донецкой впадине он значительно беднее. Можно предполагать, что увеличение таксономического разнообразия бентосных ассоциаций в результате усилившегося эволюционного процесса класса Pennatophyceae могло быть связано с расширением сублиторальной зоны вследствие понижения уровня Мирового океана в начале позднего эоцена.

Таким образом, предпринятая попытка разработать общую модель развития диатомовой флоры в океанах и эпиконтинентальных морских бассейнах позволила наметить связь отдельных моментов эволюции флоры с преобразованиями абиотической среды в течение эоценовой эпохи. Установлено два типа флор – более древняя, отнесена к евро-сибирскому типу, и более молодая, условно названная флорой атлантического типа.

В эпиконтинентальных морских бассейнах с раннего до середины среднего эоцена существовала диатомовая флора евро-сибирского типа, которая постепенно стала вытесняться развивающейся более молодой флорой атлантического типа.

Существенный рубеж в развитии диатомовой флоры евро-сибирского типа приходится на конец раннего эоцена. Меняющиеся характер и ареалы флоры отражают изменения гидродинамического и гидрохимического режимов эпиконтинентальных морских бассейнов Северной Евразии. Возможно, эти преобразования обусловлены возникновением широкой связи Западно-Сибирского моря через Арктический бассейн с Норвежским морем.

На конец лютета - начало бартона приходится второй крупный рубеж в развитии океанической флоры и флоры эпиконтинентальных морских бассейнов. В океанах в зонах апвеллингов, сформировавшихся в результате полярного похолодания, изменившего циркуляцию глубинных и поверхностных вод, создались оптимальные условия для прогрессивного развития флоры атлантического типа. В то же время прекращение притока биогенных элементов в Западносибирское море, а из него через Тургайский пролив в Прикаспийско-Западнопримугоджарский бассейн явилось катастрофой для флоры евро-сибирского типа.

Установившийся, благодаря трансгрессии, в среднем - начале позднего эоцена широкий водообмен между океанами, а также Атлантики с Норвежским морем и эпиконтинентальными морями Северной Евразии, обусловил широкую миграцию эврибионтных элементов флоры атлантического типа.

Регрессия Мирового океана, начавшаяся во второй половине позднего эоцена, возрастающая климатическая зональность, по-видимому, способствовали углублению специфических особенностей флор различных акваторий и развитию бентосных ассоциаций. Местные условия вносили свои коррективы в воздействие глобальных факторов, определяли характер флор и распределение их в отдельных палеобассейнах.

Работа выполнена по проекту 1.6.3 "Особенности эволюции крупнейших экосистем кайнозоя".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверина И.А. Фитопланктон районов Дакара и Такаради в феврале - марте 1961 г. // Фитопланктон Тихого океана. М.: Наука, 1968. С. 147 - 155.

Глезер З.И. Кремневые жгутиковые водоросли (силикофлагеллаты) // Флора споровых растений СССР. М.; Л.: Наука, 1966. 331 с.

Глезер З.И. О находке позднезоценовых диатомовых, силикофлагеллат и эбриидей на западном склоне Мугоджар // Новости систематики низш. растений. Л.: Наука, 1967. С. 21 - 26. Глезер З.И. Комплексы диатомовых, кремневых жгутиковых водорослей и эбриидей из верхнеэоценовых отложений юго-западной части Тургайского прогиба // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. 1969. Т. 130. Вып. 4. С. 67 - 85.

Глезер З.И. Сопоставление морских эоценовых отложений восточного склона Урала, Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба по комплексам диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей (силикофлагеллат) // Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению унифицир. и корреляц. стратиграфич. схем Зап.-Сиб. низменности. Ч. 2. Тюмень: СНИИГГИМС, 1970. С. 109 - 118.

Глезер З.И. Значение комплексов диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей палеогена Западной Сибири для межрегиональных корреляций // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 56 - 64.

Глезер З.И. К корреляции зон по диатомеям и силикофлагеллатам палеоцена - эоцена Западно-Сибирской низменности с зональными шкалами по планктонным фораминиферам и нанопланктону // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 113 - 116.

Глезер З.И. Новые данные о расчленении и корреляции нижнего палеогена Ульяновского Поволжья по диатомеям и силикофлагеллатам // Бюл. региональн. межвед. стратиграфич. комиссии по центру и югу Русской платформы. 1993. М.: РМСК по Центру и Югу Русской платформы. Вып. 2. С. 120 - 123.

Глезер З.И. Сопоставление этапов развития палеогеновой диатомовой флоры морских эпиконтинентальных и океанических бассейнов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 103 - 107.

Глезер З.И., Долматова Л.М., Лупикина Е.Г. Морские палеогеновые диатомовые водоросли Восточной Камчатки // Ботанич. журн. 1986. Т. 71. № 7. С. 851 - 860.

Глезер З.И., Жузе А.П. Циатомен и силикофлагеллаты эоцена экваториальной Атлантики // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 49 - 62.

Глезер З.И., Зосимович В.Ю., Клюшников М.Н. Циатомовые водоросли палеогеновых отложений бассейна р. Северный Донец и их стратиграфическое положение // Палеонтол. сб. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1965. Т. 2. В. 2. С. 73 - 87.

Глезер З.И., Кузнецова Т.А., Афанасьева Н.И. О возрасте и фациальной принадлежности диатомитов Среднего Поволжья // Сов. геология. 1987. № 8. С. 113 - 119.

Глезер З.И., Степанова Г.В. Расчленение и корреляция палеогеновых отложений Карского моря по диатомеям и силикофлагеллаты // Региональная геология и металлогения. 1993. № 2. С. 148 - 153.

Глезер З.И., Шешукова-Порецкая В.С. Позднезоценовые диатомовые, золотистые и перидиниевые водоросли и эбриидеи северо-восточной окраины Украинского кристаллического массива // Палеонтол. сб. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968. Т. 5. В. 1. С. 117 - 124.

Глезер З.И., Шешукова-Порецкая В.С. К истории формирования морской диатомовой флоры Украины // Вестник ЛГУ. Сер. биол. 1969. Вып. 2. С. 60 - 73.

Гроссгейм В.А. Палеогеография // Палеогеновая система. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1975. С. 457 - 472. Дистанов У.Г. Особенности кремненакопления в морских платформенных бассейнах // Сырьевая база кремнистых пород СССР. М.: Недра, 1974. С. 13 - 17.

Дистанов У.Г. Кремненакопление в мезо-кайнозойских бассейнах платформенных областей // Кремнистые породы СССР. Казань: Татарск. кн. изд-во, 1976. С. 255 - 263.

Жузе А.П. Роль диатомей в процессе осадкообразования в морях и континентальных водоемах // Диатомовые водоросли СССР, ископаемые и современные. Л.: Наука, 1974. С. 80 - 100.

История микропланктона Норвежского моря (по материалам глубоководного бурения) // Исследования фауны морей. Т. XXIII (XXX). Л.: Наука, 1979. 192 с.

Кремнистые породы́ СССР (диатомиты, опоки, трепелы, спонголиты, радиоляриты). Казань: Татарск. кн. изд-во, 1976. 411 с.

Кротов А.И., Шибкова К.Г. Комплексы диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей в верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях Восточного склона Урала и Зауралья // Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала. Свердловск: Госгеолиздат, 1961. Вып. 9. С. 191 - 249.

Лисицин А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и связь их с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90 - 101.

Лисицин А.П. Древнейшая история и эволюция океанов // Океанология. Геология океана. М.: Наука, 1980. С. 375 - 380.

Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А., Николаев С.Д., Чеховских Е.М. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане // Океанология. Геология океана. М.: Наука, 1980. С. 231 - 248.

Муравьев В.И. Парагенезы пород глауконитово-кремнистой формации // Литология и полезн. ископ. № 6. 1976. С. 151 - 158.

Ольштынская А.П. Диатомовые водоросли стратотипического разреза тишкинской свиты // Геол. журн. 1976. Т. 36. Вып. 4. С. 148 - 151.

Ольштынская А.П. Позднеэоценовые диатомовые водоросли и силикофлагеллаты Северо-Востока Украины // Геол. журн. 1977. Т. 37. Вып. 3. С. 46 - 52.

Ольштынская А.П. Некоторые особенности морской позднеэоценовой диатомовй флоры Украины // Геология и полезн. ископ. Украины. Киев: Наукова думка, 1978. С. 75 - 79.

Орешкина Т.В. Морские диатомеи из палеогеновых отложений острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1982. С. 150 - 163.

Палатная А.П. Новые данные о диатомовых водорослях стратотипического разреза касьяновской свиты // Геол. журн. 1976. Т. 36. Вып. 2. С. 144 - 147.

Парамонова Н.В. Материалы по диатомовым водорослям из палеогеновых отложений севера Западной Сибири // Тр. ВНИГРИ. Л., 1965. Вып. 239. С. 232 - 246. Прошкина-Лавренко А.И. Физиология // Циатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Л.: Наука, 1974. С. 20 - 30.

Пушкарь В.С. Диатомеи палеогеновых отложений северо-западной Пацифики // Палинология СССР. Владивосток: АН СССР ДНЦ, 1987. С. 60 - 70.

Рубина Н.В., Дрознес М.А. Эоценовые отложения нижнего Приобья // Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратиграфич. схем Зап.-Сиб. низменности. Л.: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топл. литературы, 1961. С. 264 - 271.

Сегедин Р.А. К стратиграфии палеогеновых отложений Предмугоджария и северо-западной части Казахского Урала // Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральского научн. центра АН СССР. Свердловск. 1972. Вып. 96. С. 29 - 80.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Стрельникова Н.И. Диатомовые водоросли и кремневые жгутиковые из палеогеновых отложений Обско-Пурского междуречья // Тр. ВНИГРИ. Л., 1960. Вып. 158. С. 33 - 65.

Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. Санкт-Петербург: Изд-во С.-Петербургского университета, 1992. 309 с.

Стрельникова Н.И., Каплан А.А., Травина М.А. Палеогеновые диатомеи, силикофлагеллаты и эбриидеи Калининградской области // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 57 - 65.

Чирва С.А. Палеогеография севера Западной Сибири в палеогеновом периоде // Тр. ВНИГРИ. Л., 1971. Вып. 304. С. 154 - 169.

Шацкий С.Б. Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 9 - 15.

Шешукова-Порецкая В.С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 431 с.

Baldauf J.C., Barron J.A. Evolution of biosilicous sedimentation patterns – Eocene through Quaternary: paleooceanographic response to polar cooling // Geological History of the Polar Ocean: Arctic Versus Antarctic. Kluwar Acad. Publ. 1990. P. 575 - 607.

Baldauf J.A., Barron J.A., Ehrmann W.U. et al. Biosiliceous sedimentation patterns for the Indian ocean during the last 45 million years // Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. Geophysical Monograph. Amer. Geophys. Union. 1992. P. 335 - 349.

Barron J.A., Baldauf J.G. Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments // Productivity of the ocean: Present and Past. Bernhard, Dahlem Konferenzen. 1989. P. 341 - 354.

Barron J., Bukry D., Pooro Z. Correlation on the Middle Eocene Kellog Shale of northern California // Micropaleontology. 1984. V. 30. № 2. P. 138 - 168.

Benda L. Diatomeen aus dem Eozän Nordentschlands // Paläontol. Zeitschrift. 1965. Bd. 39. № 3/4. S. 165 - 187. Benda L. The diatoms of the Moler formation of Denmark (Lower Eocene) // Nova Hedwigia, Beihefte 39. Lehre: Verlag von J. Cramer, 1972. P. 251 - 266.

Bukry D. Silicoflagellate and coccolith stratigraphy Norvegian Greenland Sea // Initial. Rep. of the DSDP. Wash. 1976. V. 38. P. 843 - 856.

Ehrlich A., Moshkovitz S. On the occurrence of Eocene marine diatoms in Israel // Acta Geol. Acad. Sci. Hungaria. 1982. V. 25. P. 23 - 37.

Fenner J. Eocene to Oligocene planktonic diatom stratigraphy from drilling sites in the south Atlantic, equatorial Pacific and Indian oceans // Initial Rep. of the DSDP. Wash. 1980. V. 75. P. 1245 - 1271.

Fenner J. Eocene-Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes // Micropaleontology. V. 30. N 4. 1984. P. 319 - 342.

Fenner J. Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms // Plankton stratigraphy. Cambrige, London, New-York: Cambridge University press. 1985. P. 713 - 762.

Fenner J., Mikkelsen N. Eocene-Oligocene diatoms in the Western Indian ocean: taxonomy, stratigraphy and paleoecology // Proc. of the Ocean Drilling Program. Sci. Result., 1990. V. 115. P. 433 - 463.

Fourtanier E. Paleocene and Eocene diatom biostratigraphy and taxonomy of eastern Indian ocean site 752 // Proc. of the Ocean Drilling Program, Sci. Result. 1991. V. 121. P. 171 - 463.

Gombos A.M. Early and Middle Eocene diatom evolutionary events // Bacillaria. 1982. V. 5. P. 225 - 242.

Grunow A. Die Diatomeen von Franz Josefs Land // Denkschr. Kgl. Akad. Wiss. Wien. Math.-Naturwiss. Classe. 1984. Bd. 48. Abt. 2. S. 53 - 112.

Hajós M. Upper Eocene and Lower Oligocene Diatomaceae, Archaemonadaceae and Silicoflagellate in south-western Pacific sediments, DSDP. Lep. 29 // Initial. Rep. of the DSDP. Wash. 1976. V. 35. P. 817 - 883.

Homann M. Die Diatomeen der Fur-formation (Athertiär, Limfjord, Dänemark) // Geol. Jahrbuch. 1991. Reihe A. Heft 123. 285 s.

King C. Cenozoic micropalaeontological biostratigraphy of the North Sea // Inst. of geological sci. London. 1983. Rep. 82/7. P. 1 - 40.

Knox R.W.O'B., Harland R. Stratigraphical relationships of the early Palaeogene ash-series of N W Europe // J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. P. 463 - 470.

Martini E. Neue Daten zum Paläozän und Unter-Eozän im südlichen Nordseebecken // Newsletters on Stratigraphy. 1977. Bd. 6. № 2. S. 97 - 105.

Martini E. Silicoflagellaten im Paläogen von Norddeutschland // Senkenbergiana lethaea. 1981. Bd. 62. Heft 2/2. S. 277 - 283.

Martini E., Müller C. Eocene to Pleistocene silicoflagellates from the Norvegian – Greenland sea (Deep Sea Drilling Project, Leg. 38) // Initial Rep of the DSDP. Wash. 1976. V. 38. P. 857 - 895.

Me Lean H., Barron J.A. A date Middle Eocene diatomites in North Western Baja California Sur, Mexico: implications for tectonic translation // Palaeogene stratigraphy, west coast of

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 4 № 3 1996

North America. Los Angeles, California. The Pacific Section. Soc. Econom. Paleontolog. and Mineralog. 1988. P. 1 - 7.

Müller C. Tertiary and Quaternary calcareus nannoplankton in the Norvegian Greenland sea, DSDP, Leg. 38 // Initial Rep. of the DSDP Wash. 1976. V. 38. P. 823 - 841.

Müller C. Biostratigraphic and paleoenvironmental interpretation of the Coban Spur region based on a study of calcareus nannoplankton // Initial. Rep. of the DSDP. Wash. 1981. V. 80. Part 1. P. 573 - 599.

Perch-Nielsen K. New Silicoflagellate zonation in north European Paleocene and Eocene diatomites // Bull. Geol. Denmark. 1976. V. 25. P. 27 - 40.

Schrader H.J. Die Pennaten Diatomeen aus dem Obereozän von Oamaru Neuseeland // Nova Hedwigia, Beiheft 28, Lehre: Verlag von J. Cramer, 1969. P. 1 - 124.

Schrader H.J. Fenner J. Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // Initial. Rep. of the DSDP. Wash. 1976. V. 38. P. 921 - 1099. Schrubsole V.H., Kitton F. The Diatoms of the London Clay // J. Roy. microscop. Soc. Ser. 2. 1881. P. 381 - 387.

Schulz P. Diatomeen aus norddeutschen Basalttuffen und Tufgeschichten // Z. Geschiebeforsch. 1927. Bd. 3. S. 66 - 78.

Thomas F.C., Gradstein F.M. Tertiary subsurface correlation using pyritized diatoms offshore eastern Canada // Geol. surv. Canada. Comission geologique. 1981. Paper 81-1B. P. 17 - 24.

Vail P.R., Harden Y. Sea-level change during the Tertiary // Oceanus. 1979. C. 71 - 79.

Willems W.A.E. Microfossil assemlages, zonations and planktonic datum levels in the Yeper Formation (Ypersian s.s., Early Eocene) in Belgium // Belg. geol. Dienst. 1982. Prof. Paper 8. № 194. P. 2 - 17.

Рецензент Ю.Б. Гладенков
удк 563.12:551.782.2(266)

БИОГЕОГРАФИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКЕ

© 1996 г. Н. В. Бубенщикова*, Н. С. Блюм**

* Институт океанологии РАН, 117218 Москва, ул. Красикова, 23, Россия ** Московский государственный университет, 119899 Москва, Университетская площадь, 1, Россия Поступила в редакцию 02.06.94 г.

Анализ стратиграфического распространения планктонных фораминифер в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Северной Пацифики и изучение пространственно-временной динамики ареалов 60 видов по возрастным срезам, соответствующим фораминиферовым зонам N 19–N 22, свидетельствуют о значительных эволюционных изменениях фауны планктонных фораминифер в это время. Вымерло 25 видов, появилось 10 видов. Видовое разнообразие с раннего плиоцена постепенно уменьшалось: от 53 до 34 видов. Выявлены короткоживующие виды, сокращающие и расширяющие свое распространение и численность виды и виды, сохраняющие относительно стабильное распределение. Показано, что сокращение ареалов вымирающих видов происходило от периферии к центру (т.е. к районам максимальных концентраций), а расширение ареалов возникших и развивающихся видов шло от центра к периферии.

Ключевые слова. Планктонные фораминиферы, плиоцен-четвертичные отложения, бностратиграфическое распространение, датировочные уровни, ареалы, палоокеанические реконструкции, видовое разнообразие, биогеографические провинции, вымирание, эволюционное появление.

введение

Изучение особенностей распределения раковин различных видов планктонных фораминифер в океанских отложениях является необходимым предварительным этапом для разнообразных биостратиграфических построений и палеоокеанологических реконструкций. Возможность подобных исследований по планктонным фораминиферам основывается на быстрых эволюционных изменениях, происходящих в этой группе микроорганизмов в течение сравнительно коротких интервалов времени, а также на связи распределения их раковин с климатической зональностью океана, с условиями обитания в верхнем слое вод (Бараш, 1988).

В настоящее время стратиграфическое расчленение плиоцен-четвертичных отложений Мирового океана по планктонным фораминиферам достаточно обосновано: установлены многочисленные уровни вымирания и эволюционного появления ("датировочные уровни") и другие изменения в составе микропланктона, на основе которых выработаны критерии определения границ биозон и других стратиграфических единиц. Многими исследователями для плиоцен-четвертичных отложений Мирового океана отмечается около 40 датировочных уровней (Saito, 1977; Thompson, Sciarillo, 1978; Berggren, 1984). Однако их положение в конкретных разрезах может определяться местными климатическими и фациальными условиями и не соответствовать истинным уровням эволюционного появления и вымирания видов (Dowsett, 1988 и др.). Этим объясняется необходимость детальных биостратиграфических исследований, показывающих черты эволюции планктонных фораминифер в конкретных районах Мирового океана и обеспечивающих выявление региональных особенностей временных диапазонов различных видов. Изучению стратиграфических аспектов распределения неоген-четвертичных планктонных фораминифер в отложениях Тихого океана посвящен ряд обобщающих работ (Parker, 1967; Kennett, Srinivasan, 1984; Bolli, Saunders, 1985). Во многих публикациях специально разбираются проблемы эволюционных изменений этой группы микропланктона в Южном полушарии (Kennett, Srinivasan, 1983; Крашенинников, Басов, 1986; Jenkins, 1992a, b; и др.). Для Северного полушария таких данных значительно меньше (Keller, 1978, 1979; и др.).

Изучение палеобиогеографических закономерностей распределения раковин планктонных фораминифер в поверхностных осадках позволяет использовать их комплексы в качестве индикаторов палеоклиматических и палеоокеанологических условий. Это обусловлено приуроченностью фораминиферовых комплексов, характеризующихся определенным числом и соотношением видов, к той или иной водной массе и климатической зоне. При палеоокеанологических построениях на



Рис. 1. Карты ареалов и процентные содержания вида Gs. ruber для возрастных срезов N 19–N 22 в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Северной Пацифики.

основе биогеографических данных используется информация о приуроченности ископаемых видов к тем или иным биопровинциям. Для вымерших в течение неогена видов можно подобрать близкие по распространению ныне живущие виды, экология которых известна (Бараш, 1988). Таким образом, складываются представления о климатической природе ископаемых видов и о комплексах фораминифер в древних биопровинциях. Выделение провинций, климатическая характеристика которых обусловливается в основном их географическим положением, позволяет получить разнообразные палеоокеанологические реконструкции (Блюм и др., 1987). В Тихом океане подобные палеобиогеографические построения проведены рядом исследователей (Блюм и др., 1989; Блюм, Соколова, 1989; Jenkins, 1992а). Специфика данного исследования заключается в том, что особенности биогеографического распределения раковин планктонных фораминифер выявляются на основании количественных характеристик ареалов видов, которые обеспечивают большую надежность и детальность реконструкций.

материалы и методы

Мы располагали 570 образцами кернов плиоцен-раннечетвертичного возраста из скважин, пробуренных в Северной Пацифике в диапазоне широт от 15° ю.ш. до 60° с.ш. Согласно принятому к настоящему времени зональному расчленению плиоцен-четвертичных отложений по планктонным фораминиферам, биогеографические построения в работе выполнены для четырех возрастных срезов, соответствующих биостратиграфическим фораминиферовым зонам N 19 (100 образцов), N 20 (122 образца), N 21 (155 образцов), N 22 (193 образца). Объем зон и временные оценки их границ взяты по сводным зональным шкалам (Крашенинников, 1978; Крашенинников, Басов, 1986). Для уточнения возраста имеющихся образцов мы использовали данные о стратиграфическом распространении видов планктонных фораминифер (Kennett, Srinivasan, 1983; Bolli, Saunders, 1985) и о датировочных уровнях (Berggren et al., 1985; и др.).

В плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Мирового океана разными исследователями выделяется около 100 видов фораминифер. В изученных образцах, содержащих раковины различной сохранности, мы обнаружили и идентифицировали по литературным источникам (Bolli, Saunders, 1985; Stainforth et al., 1975; и др.) 65 видов и морфологических разновидностей. В основном мы придерживались таксономической классификации Дж. Кеннетта и М. Сринивазана (Kennett, Srinivasan, 1983). Мы не выделяли отдельно некоторые родственные виды и подвиды, объединив их с преобладающей типовой формой: Globigerinoides (Gs.) triloba, Gs. immaturus c Gs. quadrilobatus; Globigerina (G.)aff. woodi, G. apertura c G. decoraperta; Pulleniatina (P.) praecursor с P. primalis. Ряд генетически близких видов и подвидов при палеобиогеографических исследованиях мы рассматривали совместно. Это – Globorotalia (Gr.) conomiozea и Gr. conoidea; Orbulina (O.) universa, O. suturallis и O. bilobata; Neogloboquadrina (N.) dutertrei и N. dutertrei blowi, Globigerinella (Gl.) calida и Gl. praecalida.

Для изучения биогеографии и особенностей эволюции планктонных фораминифер в 570 образцах был проведен количественный подсчет видов во фракции >0.1 мм и определены процентные концентрации каждого из них в комплексе без учета вклада вида Globigerenita (Gt.) glutinata в соответствии с методикой Е.В. Ивановой (1988). По полученным результатам были построены карты распределения 59 видов и разновидностей планктонных фораминифер для рассматриваемых временных срезов. На рис. 1 в качестве примера приведены схемы распределения вида Gs. ruber. Кроме собственных материалов были использованы также данные о распространении раковин планктонных фораминифер в плиоценнижнечетвертичных отложениях Северной Пацифики, приведенные в отчетах глубоководного бурения DSDP и ODP и в других работах (Keller, 1978, 1979; и др.). Количественные данные были пересчитаны в соответствии с выбранной методикой и сравнивались с полученными нами значениями, а полуколичественные и качественные данные позволили уточнить границы ареалов видов.

По картам содержаний видов проведен анализ их широтного распределения и построены схемы, показывающие изменения ареалов во времени. При этом для широкораспространенных видов в каждом широтном поясе вычислялось среднее значение процентных концентраций вида в отличие от максимальных, рассмотренных при аналогичных построениях по современным отложениям (Бараш, Блюм, 1974). Это обусловлено продолжительностью изученных временных интервалов (возрастной охват срезов около 1 млн. лет), в течение которых наблюдаются значительные изменения содержаний видов, вызванные рядом факторов: частой сменой условий среды, особенностями эволюции отдельных видов и сохранностью раковин в отложениях. Для редко встречающихся видов ареалы построены по максимальным значениям.

Изученные комплексы планктонных фораминифер в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Северной Пацифики характеризовались различной степенью сохранности. В целом отмечалось увеличение растворимости раковин по направлению к высоким широтам и с запада на восток. Это согласуется с представлениями о современном распределении планктонных фораминифер в осадках северной части Тихого океана, обусловленном положением уровня фораминиферового лизоклина (Беляева, 1980; и др.). Учитывая эти особенности, для построения схем изменений ареалов видов мы использовали в основном количественные данные по меридиональным разрезам через центральную и северо-западную части океана. Для высокоширотных видов привлекались также материалы по северо-восточному сектору.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенные исследования позволили установить закономерности биогеографического распределения видов в отложениях Северной Пацифики и выявить некоторые особенности эволюции плиоцен-нижнечетвертичных фораминифер. Анализируя возрастные диапазоны встреченных видов, мы составили схему их стратиграфического распространения (рис. 2). В одной из первых стратиграфических схем, построенной для тропико-экваториальной области Индийского и Тихого океана, Ф. Паркер (Parker, 1967) приведены интервалы распространения 34 плиоцен-четвертичных видов. Большинство диапазонов не соответствует полученным нами, в ряде случаев расхождение достигает объема фораминиферовой зоны. По нашим материалам более широкое стратиграфическое распространение имеют виды Gs. ruber, Gs. obliquus, N. dutertrei, G. nepenthes и др., а более узкое – Gs. fistulosus, P. spectabilis. Globoquadrina (Gq.) venezuelana и др. От последующих схем наша схема принципиально не отличается, хотя некоторые расхождения можно отметить. По сравнению со шкалой Дж. Кеннетта и М. Сринивазана (Kennett, Srinivasan, 1983), составленной для неогеновых отложений всего океана, но основанной главным образом на исследованиях в юго-западной части Тихого океана, в нашу схему дополнительно включены виды G. incisa, Gq. pseudofoliata, N. pseudopima, Gr. pumilio. Ряд видов, по нашим данным, имеет более широкое стратиграфическое распространение: G. decoraperta, G. rubescens, G. umbilicata, N. dutertrei, N. acostaensis, Gr. ungulata, Gr. limbata, Gr. pertenuis. В схеме X. Болли и Дж. Cayндерса (Bolli, Saunders, 1985), предложенной для низких широт, в основном по результатам изучения планктонных фораминифер Атлантического океана, отсутствует вид Gq. pseudofoliata, который, по нашим данным, относится к тропико-экваториальным видам. Большее стратиграфическое распространение в нашей схеме имеют виды N. dutertrei, N. acostaensis, P. obliquiloculata. P. primalis, Gr. inflata, Gr. crassaformis, a более узкое – G. nepenthes, Gs. obliquus, Gs. extremus, N. humerosa, Gr. ungulata, Gr. exilis, Gr. pertenuis, Globigerinella (Ge.) aequilateralis. Вероятно, все эти отличия объясняются особенностями эволюции и экологии видов, обусловливающими различные стратиграфические диапазоны видов в разных регионах Мирового океана.

БУБЕНЩИКОВА, БЛЮМ

Раздел	Эоплейстоцен	Плиоцен					
Время, млн. лет	0.8	1.8	3.0	4.0 5.0			
Фораминиферовая Виды зона	N 22	N 21	N 20	N 19			
Gl. calida							
Gr. truncatulinoides Gs. fistulosus	-		_				
Gr. tosaensis							
Gr. inflata							
P. obliquiloculata				<u>`</u>			
G. rubescens							
Gr. crassaformis							
Gq. dutertrei							
S dehiscens							
T. humilis							
St. tokelauae							
GI. aequilateralis							
C. nitida							
O.universa							
N. pseudopima				<u> </u>			
N. pachyderma dex. N. pachyderma sin							
Gt. uvula							
Gt. glutinata			· · · · · ·				
G. falconensis							
G. quinqueloba G. umbilicata							
G. bulloides							
Gs. congolobatus							
Gs. ruber							
Gs. saccumer Gs. quadrilobatus							
Gr. pumilio		-					
Gr. scitula							
Gr. menardii Ga. meaudafaliata							
GL praedigitata							
Gq. humerosa							
Gq. acostaensis							
Gr. flexuosa G. incisa				· · · · ·			
G. decoraperta							
Gl. praecalida							
Gs. obliquus							
Gr. limbata							
Gr. pertenuis							
Gr. exilis							
Gr. multicamerata							
Gr. puncticulata							
Gr. conomiozea–Gr. conoidea		_					
D. altispita		_					
Ss. paenedeniscens							
Ss. kochi							
Gr. margaritae							
G. nepenthes							
P. spectabilis							
ЧИСЛО ВИДОВ	34	43	53	52			

Рис. 2. Стратиграфическое распространение видов планктонных фораминифер в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Северной Пацифики.

Видовое разнообразие планктонных фораминифер в течение рассмотренного интервала времени изменялось: число видов, по нашим данным, уменьшилось от 52–53 в раннем плиоцене до 34 в эоплейстоцене (рис. 2).

По данным К. Вейя и Дж. Кеннетта (Wei, Kennett, 1986), проанализировавших эволюцию этой

группы микропланктона в неогене с использованием филогенетических данных (Kennett, Srinivasan, 1983), за последние 5 млн. лет видовое разнообразие планктонных фораминифер уменьшилось от 59 видов в позднем миоцене до 44 видов в позднечетвертичное время, что могло быть результатом увеличивающейся частоты палеоокеанологических флюктуаций. Датировки эволюционных изменений, произошедших в некоторых филогенетических линиях фораминифер в течение позднего неогена (например, линии Gr. inflata, Gr. tumida, Sa. dehiscens, Gr. truncatulinoides), также свидетельствуют, что они происходили почти одновременно с важнейшими палеоокеанографическими событиями (Malmgren, Berggren, 1987).

К. Вейем и Дж. Кеннеттом (Wei, Kennett, 1986) показано, что темпы эволюции (видообразования, вымирания и т.п.) планктонных фораминифер в неогене в трех климатических зонах - тропической, умеренной и переходной – не отличаются друг от друга, хотя действительно, по мнению авторов, число эволюционных событий в тропиках всегда выше, так как там отмечается высокое разнообразие видов. По нашим данным, в плиоцен-раннечетвертичное время (N 19-N 22) в Северной Пацифике вымерло 25 видов (13 экваториально-тропических + 5 тропических + 7 субтропических) и появилось 10 видов (3 ЭТ + 2 Т + 5 СТ). Таким образом, видовое разнообразие уменьшилось, главным образом, за счет вымирания экваториально-тропических и тропических видов, а среди эволюционно развивающихся видов преобладают субтропические. В умеренной зоне в течение изученного интервала времени не появилось ни одного нового вида.

Некоторые другие особенности эволюции планктонных фораминифер выявлены нами при палеобиогеографических построениях по зональным временным срезам. Результаты этих исследований представлены в виде рисунков, отражающих пространственно-временные изменения ареалов видов (рис. 3).

Получив большое число новых количественных данных, мы рассмотрели для каждого вида не только пределы ареалов, но и изменения концентраций вида внутри них. Принимая во внимание содержания видов в районах их максимальных концентраций (см. масштабы на рис. 3), мы выделили для плиоцен-нижнечетвертичных отложений массовые виды, образующие концентрации более 40% (N. pachyderma sinistral, Gs. ruber и др.), многочисленные виды – 40–15% (Gs. obliquus, Gs. quadrilobatus и др.), малочисленные виды – 15-5% (Sphaeroidinelopsis – Ss. seminulina, G. quinqueloba, Gq. pseudofoliata и др.) и редкие виды – менее 5% (Candeina – C. nitida, Gr. multicamerata, Gt. uvula и др.).

Вид Gt. glutinata, по нашим данным, широко распространен во всем диапазоне рассматриваемых широт и его максимальные концентрации достигают 50% от всего комплекса фораминифер на экваторе и в умеренных широтах (рис. 3, 59). Многие исследователи считают этот вид современным космополитом, не показывающим четкой связи с определенными широтами и обитающим в большом диапазоне температур. Поэтому мы не учитывали количественный вклад Gt. glutinata в комплексе планктонных фораминифер при расчетах концентраций всех остальных видов.

При сравнении пространственного распределения отдельных видов, их можно объединить в группы, образующие максимальные концентрации в низких (0°-25° с.ш.), средних (25°-40° с.ш.), высоких (40°-60° с.ш.) широтах. По предварительным данным, это деление соответствует трем крупным биогеографическим провинциям планктонных фораминифер в Мировом океане: тропико-экваториальной, субтропической и умеренной-субполярной. Более детальное палеобиогеографическое районирование в Северной Пацифике с учетом распределения водных масс будет получено нами в дальнейшем при картировании типов плиоцен-нижнечетвертичных танатоценозов. Г. Дженкинс (Jenkins, 1992а) для плиоцена юго-западной Пацифики выделил пять провинций, соответствующих современным, установленным А. Бе (Ве, 1977). Так как эти исследователи рассматривали только качественное распределение планктонных фораминифер, то границы провинций проведены ими по широтным пределам ареалов видов, что не дает представления о полном видовом составе и количественных соотношениях видов в той или иной провинции. Такие данные получены нами и будут в дальнейшем положены в основу биогеографического районирования.

Изучение динамики ареалов (рис. 3) позволяет установить некоторые черты эволюции планктонных фораминифер в Северной Пацифике в плиоцен-раннечетвертичное время. Обобщив эти данные, мы выделили несколько типов временных изменений ареалов:

1. Ареалы короткосуществовавших видов, которые зарождались и вымирали в это время (рис. 4, *I*). Это следующие виды: Gr. margaritae, Gs. fistulosus, P. spectabilis (рис. 3, 50, 11, 24). Они были характерны для узкого диапазона широт, за время своего существования достигли концентраций либо редких, либо малочисленных видов и имели короткое стратиграфическое распространение в пределах одной или двух фораминиферовых зон.

2. Ареалы видов, сокративших свое распространение в плиоцен-раннечетвертичное время (рис. 4, IIA, E). Рассмотрены два случая для древних видов, которые имели в раннем плиоцене концентрации как многочисленных, так и малочисленных видов. А). В изученном интервале времени эти виды постепенно снижали численность и уменьшали свои ареалы по направлению от периферии к районам максимальных концентраций. Это – G. incisa, Gs. extremus, Gr. limbata, Gr. tosaensis, Gr. pumilio, Gq. pseudofoliata (рис. 3, 8, 14,

БУБЕНЩИКОВА, БЛЮМ



Рис. 3. Схемы пространственно-временных изменений ареалов видов плиоцен-четвертичных планктонных фораминифер для Северной Пацифики. Виды расположены по родам с учетом генетических связей видов внутри родов. Масштабы под фигурами даны в процентах.

БИОГЕОГРАФИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ



Рис. 3. Окончание.



Рис. 4. Типы пространственно-временных изменений ареалов видов планктонных фораминифер: *I* – короткосуществующих; *II* – сокращающих распространение (*A*); вымирающих (*Б*); *III* – расширяющих распространение (*A*); возникающих и развивающихся (*Б*); *IV* – взаимозамещающихся; *V* – незначительно изменяющих распространение; *VI* – неизменяющих свое распространение.

34, 43, 48, 51). Б). Некоторые виды, сокращающие свое распространение и численность, полностью вымерли. Это – G. nepenthes, Gs. obliquus, Ss. seminulina, Ss. kochi, Gr. conomiozea – Gr. conoidea, D. altispira (рис. 3, 5, 15, 19, 20, 47, 53). Редкие виды Gr. multicamerata, Gr. exilis, Gr. pertenuis, Gq. venezuelana (рис. 3, 35-37, 52) исчезли без изменения ареалов. Сократившие свои ареалы в плиоцен-раннечетвертичное время виды Gq. pseudofoliata и Gr. tosaensis полностью вымерли несколько позднее в зоне N 23 (Thompson, Sciarillo, 1978).

3. Ареалы видов, которые расширили свое распространение в плиоцен-раннечетвертичное время (рис. 4, III A, Б). Отмечено два случая расширяющихся ареалов: характерные для более древних видов, достигших в плиоцене своего расцвета (A), и для видов, возникших в это время и находящихся в стадии эволюционного становления (Б). Известный со среднего миоцена вид Gs. ruber получил в плиоцене значительное развитие, а в эоплейстоцене образовал концентрации массового вида (рис. 1). Несколько расширили ареал и увеличили численность также древние виды: Ge. aequilateralis, Gr. menardii, Gr. scitula (рис. 3, 31, 33, 49). Из появившихся в плиоцене видов достигли содержаний массовых видов G. rubescens, многочисленных – Gr. crassaformis, N. dutertrei, а остались малочисленными – Sphaeroidinella (Sa.) dehiscens, Gr. truncatulinoides (рис. 3, 7, 46, 28, 17, 41-42).

4. Ареалы генетически близких видов, имевших в плиоцен-раннечетвертичное время преемственное распространение (рис. 4, IV). Для видов филогенетических линий P. primalis – P. obliquiloculata (рис. 3, 23, 22), Gr. puncticulata – Gr. inflata (рис. 3, 45, 44), G. decoraperta – G. rubescens (рис. 3, 6, 7), Ss. paenedehiscens – Sa. dehiscens (рис. 3, 18, 17) характерны замещающие друг друга ареалы, близкие концентрации и почти одинаковые широтные диапазоны распространения и положение районов максимальных концентрации. Описанные выше типы (рис. 4, *I–IV*) характеризуют ареалы видов планктонных фораминифер, имеющих большое значение для биостратиграфического расчленения плиоцен-нижнечетвертичных отложений. Как показано, ареалы эволюционирующих в изученное время видов изменялись постепенно. Сокращение ареалов при вымирании происходило от периферии (малые концентрации) к центру (максимальные концентрации), при возникновении вида шло расширение ареала, а иногда и района максимальных содержаний от центра к периферии.

Таким образом, проявилась неодновременность развития одного и того же вида в разных широтных поясах, что следует принимать во внимание при оценке возраста отложений по датировочным уровням. Наиболее достоверные временные оценки уровней эволюционного появления и вымирания какого-либо вида следует ожидать в центре ареала, и наибольший диапазон существования вида характерен также для центральной части его ареала. Другие датировки могут быть связаны с особенностями расселения вида. Так, например, по данным Х. Доусета (Dowsett, 1988), уровень эволюционного появления Gr. truncatulinoides в юго-западной части Тихого океана датируется 2.4 млн. лет назад, что почти на 0.5 млн. лет раньше, чем это было определено для Атлантического океана и Северной Пацифики (Berggren, 1984; и др.). Исходя из этого возраст датировочных уровней необходимо определять отдельно для каждого климатического пояса.

Нами выделено еще два пространственно-временных типа изменения ареалов (рис. 4, V, VI).

5. Ареалы видов, распространение и численность которых незначительно изменялась в плиоцен-нижнечетвертичное время. Это – высокоширотные виды: G. bulloides, G. umbilicata, G. falconensis, N. pachyderma sinistral и dextral, N. pseudopima (рис. 3, 1, 2, 4, 25–27). Такие виды, как правило, являются индикаторами определенных климатических условий, изменения которых и вызывают пульсацию ареалов и численности видов. Выявление экологических факторов, обусловливающих распределение видов с ареалами этого типа, имеет большое значение для палеоокеанологических реконструкций.

6. Ареалы видов, которые имеют стабильное распространение в изученное время. Это виды: Gs. quadrilobatus, Gs. sacculifer, Gs. conglobatus, O. universa. Gt. glutinata (рис. 3, 9, 10, 13, 16, 59).

Для некоторых видов, образующих концентрации <5%, трудно отметить какие-либо характерные особенности пространственно-временного распределения и отнести их ареалы к одному из описанных типов (рис. 3, 21, 32, 38, 54, 56–58).

выводы

Анализ стратиграфического распространения и пространственно-временной динамики ареалов видов планктонных фораминифер позволил сделать следующие выводы:

1. В плиоцен-нижнечетвертичных отложениях северной части Тихого океана идентифицировано 65 видов и разновидностей планктонных фораминифер. Установлено стратиграфическое распространение 60 видов. За это время вымерло 25, появилось 10 видов. Видовое разнообразие в течение изученного времени сократилось от 53 видов в раннем плиоцене до 34 видов в эоплейстоцене.

2. По положению районов максимальных концентраций виды предварительно объединены в три группы: виды, имеющие максимальное распределение в низких, средних и высоких широтах, что соответствует трем крупным биогеографическим провинциям планктонных фораминифер в Мировом океане: тропико-экваториальной, субтропической и умеренно-субполярной.

3. В изученных комплексах планктонных фораминифер установлены: массовые виды (>40%), многочисленные (40–15%), малочисленные (15–5%) и редкие виды (<5%).

4. Изучены изменения численности видов и ареалов распространения для 60 видов и разновидностей планктонных фораминифер для возрастных срезов N 19, N 20, N 21, N 22.

5. Рассмотрено 6 типов пространственно-временных изменений ареалов видов, отражающих особенности эволюционного развития планктонных фораминифер в Северной Пацифике.

6. Установлено, что при вымирании видов наблюдается постепенное сокращение их ареалов и концентраций от периферии к центру, а при эволюционном появлении и развитии – расширение ареалов и увеличение численности от центра к периферии.

7. Показано, что генетически близкие виды (предок-потомок) имеют сходное распростране-

ние в течение всего времени своего существования и их ареалы последовательно замещают друг друга.

Авторы благодарят профессора М.С. Бараша за предоставление присланных из США керновых материалов глубоководного бурения, а также за советы и консультации. Работа финансировалась из средств господдержки по ГНТП России "Комплексные исследования океанов и морей, Арктики и Антарктики" проект "Осадки" ("Стратиграфия").

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бараш М.С. О методах реконструкций условий палеосреды океанов по планктонным фораминиферам // Морская стратиграфия и микропалеонтология. М.: Наука, 1988. С. 52–73.

Бараш М.С., Блюм Н.С. Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды // Микропалеонтология морей и океанов. М.: Наука, 1974. С. 138–149.

Беляева Н.В. Положение фораминиферового лизоклина в разных зонах Тихого океана // Литология и полезн. ископаемые. 1980. № 2. С. 11–16.

Блюм Н.С., Иванова Е.В., Оськина Н.С. Реконструкции климатической зональности плиоцена (по планктонным фораминиферам) // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 125–139.

Блюм Н.С., Иванова Е.В., Оськина Н.С. Распределение характерных видов планктонных фораминифер в плиоцене // Неоген-четвертичная палеоокеанология (по микропалеонтологическим данным). М.: Наука, 1989. С. 101–110.

Блюм Н.С., Соколова Е.А. Климатическая зональность Тихого океана // Неоген-четвертичная палеоокеанология (по микропалеонтологическим данным). М.: Наука, 1989. С. 144–151.

Иванова Е.В. Позднечетвертичная палеоокеанология Индийского океана (по планктонным фораминиферам и птероподам) М.: ИОАН, 1988. 139 с.

Крашенинников В.А. Значение океанских отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океан) // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1978. Вып. 21. С. 42–160.

Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана. М.: Наука, 1986. 206 с.

Be A.W.H. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera // Oceanic micropaleontology. London: Acad. press, 1977. P. 1–100.

Berggren W.A. Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and biogeography: Atlantic, Mediteiranean and Indo-Pacific regions // Pacific Neogene datum planes. Tokio, 1984. P. 111–161.

Berggren W.A., Kent D.V., Van Couvering J. The Neogene. Part 2: Neogene geochronology and chronostratigraphy // The Cronology of the Geological Record. Snelling N.J. (ed.). Geol. Soc. London, 1985. Mem 10. P. 211–265. Bolli H.M., Saunders J.B. Oligocene to Holocene planktonic foraminifera // Plankton Stratigraphy. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielson. K. (eds). Cambridge Univ. Press, 1985. P. 155–262.

Dowsett H.J. Diachrony of Late Neogene microfossils in the southwest Pacific ocean: Application of the graphic correlation method // Paleoceanography. 1988. V. 3. № 2. P. 209–222.

Jenkins D.J. The paleogeography, evolution and extinction of late Miocene–Pleistocene planktonic foraminifera from the Southwest Pacific // Centenary of Japanes Micropaleontology. Ishizaki K., Saito T. (eds). Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 1992a. P. 27–35.

Jenkins D.J. Predicting extinctions of some extant planktonic foraminifera // Marine Micropaleontology. 1992b. B. 19. P. 239–243.

Keller G. Late Neogene biostratigraphy and paleoceanography of DSDP site 310 Central North Pacific and correlation with the Southwest Pacific // Marine Micropaleontology. 1978. V. 3. P. 97–119.

Keller G. Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the Northwest Pacific DSDP site 296 // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocolog. 1979. V. 27. P. 129–154.

Kennett J.P., Srinivasan M.S. Neogene planktonic foraminifera: A phylogenetic atlas. Stroudsburg; Hutchinson, 1983. 265 p. Kennett J.P., Srinivasan M.S. Neogene planktonic foraminiferal datum planes of the South Pacific: Mid to Equatorial Latituted // Pacific Neogene planes- contribution to biostratigraphy and chronology. Tokio, 1984. P. 11–25.

Malmgren B.A., Berggren W.A. Evolutionary changes in some late Neogene planktonic foraminiferal lineages and their relationships to paleoceanographic changes // Paleoceanography. 1987. V. 2. № 5. P. 445–456.

Parker F.L. Late Tertiary Biostratigraphy (planktonic foraminifera) of tropical Indo-Pacific Deep-sea cores // Bull. Amer. Paleontology. 1967. V. 52. № 235. P. 115–208.

Saito T. Late Cenozoic planktonic foraminiferal datum levels: the present state of knowledge toward accomplishing Pan-Pacific stratigraphic correlation // Proc. of the First Int. Congr. on Pacific Neogene Stratigraphy. Tokio, 1977. P. 61–80.

Stainforth R.M., Lamb J.L., Beard J.H. et al. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms // Univ. Kansas. Paleot. Contr., 1975. V. 62. P. 333–424.

Thompson P.R., Sciarillo J.P. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the Equatorial Pacific // Nature. 1978. V. 276. P. 29–33.

Wei K.Y., Kennett J.P. Taxonomic evolution of Neogene planktonic foraminifera and paleoceanography relations // Paleoceanography. 1986. V. 1. № 1. P. 67–84.

Рецензент И.А. Басов

уДК 551.782/79(265.546)

ДИАТОМЕИ И ПАЛЕООБСТАНОВКИ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

© 1996 г. Т.В.Орешкина

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 13.09.94 г., получена после доработки 14.12.94 г.

Диатомеи изучены в 34-метровой толще плиоцен-плейстоценовых осадков в северной приматериковой части Татарского пролива. Начало плиоцена характеризуется холодноводными морскими неритическими обстановками, указывающими на стабильное влияние охотоморских вод. Для интервала 4.4–3.2 млн. лет реконструированы тепловодные палеообстановки, индикаторами которых являются субтропические виды диатомей, по-видимому, отражающие периодическое усиление влияния теплых тихоокеанских вод и ослабление связи с Охотским морем. Рассмотрена роль тектонического фактора и климатических флуктуаций.

Ключевые слова. Днатомовые водоросли, плиоцен-плейстоцен, Татарский пролив, геологические события, биостратиграфия.

Глобальные события плиоцена представляют большой интерес как основа для построения прогностических моделей развития природной среды. Для реконструкции динамики палеоклимата плиоцена в последние годы успешно используются диатомовые водоросли. Наиболее популярной количественной методикой палеоклиматических реконструкций по диатомеям, предложенной еще в 60-е годы (Капауа, Koizumi, 1966), является анализ палеотемпературных диатомовых кривых (Td). Для их построения используется формула Td = Tw/Tw + Tc, где Tw - количествотепловодных видов, Тс – количество холодноводных видов. При этом количество идентифицированных створок диатомей должно составлять не менее 300 экземпляров.

Особенно эффективно использование *Td*-кривых для средних широт, где даже небольшие флуктуации температуры поверхностных вод отражаются на количественном соотношении видов (Barron, 1992b). В более высоких широтах, где начиная с плиоцена холодноводные виды количественно доминируют, изменения экологической структуры диатомовых ассоциаций проявляются скорее на качественном уровне. Это в основном расширение таксономического списка диатомей за счет появления тропических и субтропических экзотов, присутствие тепловодных видов силикофлягеллят, изменения соотношения между доминирующими группами собственно аркто-бореального комплекса (Орешкина, 1990, 1993).

Информацию о палеообстановках плиоценплейстоцена в Дальневосточном регионе дополняют данные, полученные при изучении диатомей из скважины, пробуренной на приматериковом шельфе северной части Татарского пролива НИС "Геолог Приморья" АО "Дальморгеология". Скважина 2 (50°29' с.ш.; 140°41' в.д.), заложенная на глубине 66.3 м и на расстоянии около 8 км от берега в створе мыса Медного, прошла около 34 м песков, алевритов и пелитов с ракушечным детритом и галькой (рис. 1, 2). 25 образцов на диатомовый анализ, описание керна и другая



Рис. 1. Схема современной системы течений Японского моря. *1* – местоположение скв. 2; 2 – местонахождение формации Tatsunokuchi (Koizumi, 1973); 3 – разрез п-ова Ога и формация Wakimoto (Saito, Burckle, 1977).



Рис. 2. Стратиграфическое положение диатомовых комплексов скв. 2 и палеообстановки.

I – пелит с галькой и ракушечным детритом; 2 – алевриты; 3 – пески; 4 – инвазии тепловодных видов; 5 – находки Fortipecten takahashii; 6 – начало тектонической перестройки. Данные по датированным уровням (в млн. лет), отмеченные *, по Barron, 1992; **, по Burckle, 1979; без маркировки – по Koizumi, 1992.

необходимая информация были получены от сотрудника лаборатории четвертичных исследований МГУ Н.Н. Кузьминой.

Базой для палеоокеанографических реконструкций плиоцена на актуалистической основе является распределение диатомей в поверхностном слое осадков. В целом оно изучено слабо, выявлены лишь наиболее ярко выраженные закономерности (Гайл, 1936; Беляева, 1961; Жузе, 1962; Пушкарь, 1979). Северная часть Татарского пролива находится в зоне перехода от аркто-бореальной фитогеографической области к тепловодной, что выражается в наложении ареалов холодноводных и тепловодных видов и смешанном характере комплексов диатомей. В относительно глубоководных океанических комплексах количественно доминируют тепловодные элементы. Неритические комплексы, развитые в области шельфа, представлены в основном холодноводными видами. Это прежде всего связано с системой циркуляции в Татарском проливе: хололодноводное Приморское течение проходит вдоль побережья материка, тогда как теплое Цусимское течение, с которым связаны тепловодные виды диатомей, поднимается вдоль берегов Японии до юго-западной оконечности Сахалина. Однако севернее 50° с.ш. субтропические элементы практически полностью выпадают из состава комплекса. Глубина мелководного пролива Невельского, соединяющего Охотское море с Японским, варьирует в пределах 1–27 м (Атлас Сахалинской области, 1967).

Еще одной характерной чертой субрецентных комплексов является присутствие ископаемых видов, что объясняется близким выходом к поверхности дна третичных пород и широким распространением диатомитов и им подобных пород на дневной поверхности Японских островов и Сахалина.

Для фаций внутреннего шельфа типично широкое развитие Paralia sulcata (Ehr.) Cl., вегетирующего на песчанистых мелководьях, и спикул губок, скопления которых приурочены к глубинам 25–100 м. Считается, что массовое развитие бентосных диатомей ограничено глубинами 30 м.

В данной работе стратиграфическое расчленение и определение возраста осадков проводилось на основе датировочных уровней, по которым к настоящему времени накоплена обширная информация (Ваггоп, 1992а; Коізиті, 1992). Это связано с тем, что использование для внутреннего моря, находящегося к тому же на стыке холодноводной и тепловодной областей, зональной стратиграфии в классическом варианте вызывает определенные трудности. Они проявляются в диахронности уровней первых и последних появлений стратиграфических маркеров, в резкой смене тепловодных и холодноводных комплексов в результате климатических флуктуаций и сдвигов течений в результате тектонических событий. В ряду негативных факторов, с которыми неизбежно приходится сталкиваться при расчленении шельфовых фаций, в первую очередь следует отметить переотложение. Как правило, валидные в стратиграфическом отношении комплексы с высоким таксономическим разнообразием и присутствием зональных океанических видов, обычно приурочены к наиболее тонким разностям пород, обычно соответствующим пику трансгрессии. Азональные сублиторальные комплексы привязываются к зональной шкале методом интерполяции с учетом скоростей осадконакопления и цикличности.

В скв. 2 диатомеи присутствуют во всех пробах, но их количество и таксономическое разнообразие имеют сильный разброс от образца к образцу. Интервалы скважины, содержащие валидные комплексы диатомей, можно датировать достаточно уверенно и оценить их экологическую структуру с позиций метода актуализма.

Интервал 34.9–25 м, представленный преимущественно алевритами и пелитами, датирован ранним плиоценом (5.1-4.4 млн. лет). Он содержит неритический комплекс с доминированием бореальных и аркто-бореальных элементов -Pyxidicula (Thalassiosira) zabelinae (Jouse) Makar. et Mois., Thalassiosira jouseae Akiba, T. gravida Cleve, Actinocyclus curvatulus Janisch, Neodenticula kamtschatica (Zabelinae) Akiba and Yanagisawa, Cosmiodiscus insignis Jouse, Rhizosolenia setigera Bright., Coscinodiscus marginatus (Ehr.), C. oculusiridis Ehr., Nitzschia cylindrus (Grun.) Hasle. Наиболее важным стратиграфическим маркером является присутствие Thalassiosira oestrupii (Ost.) Proshk.-Lavr. Стабильный элемент комплекса раздробленные створки пресноводного бентосного вида Pinnularia viridis (Nitz.) Ehr., по-видимому,

отражающее влияние амурских вод. Отметим, что появление рода Pinnularia происходит не ранее плиоцена. Также присутствуют единичные створки массовых видов позднего миоцена с толстостенными, максимально резистентными к процессам переотложения створками – Porosira punctata (Jouse) Makar. и Рухіdicula inermis (Jouse) Streln. et Nikolaev. На отдельных уровнях увеличивается количество спикул, одновременно снижается таксономическое разнообразие, увеличивается численность тихопелагических и бентосных видов (обр. 125, 105, 93), что обычно связано с уменьшением глубин осадконакопления. В обр. 105 отмечается относительное увеличение тепловодных элементов (Thalassiosira lineata Jouse, T. oestrupii).

Характерно, что в целом холодноводный и максимально глубоководный неритический комплекс ассоциирует с наиболее тепловодным в скв. 2 комплексом спор и пыльцы (по данным Г.И. Шумовой). Несоответствие данных по морской и наземной биоте, по-видимому, можно объяснить усилением водообмена с Охотским морем, т.е. раскрытием пролива Невельского в результате тектонической перестройки. Следует отметить, что максимальные глубины по литологическим данным в скв. 2 зафиксированы именно для этого интервала.

Интервал 23-15 м (мелкозернистые пески) также отнесен к раннему плиоцену. Датировка его нижней границы определяется уровнем исчезновения Cosmiodiscus insignis – типичного представителя северотихоокеанской флоры. По имеющимся данным, это событие синхронно в средних и высоких широтах Пацифики и датировано 4.4 млн. лет. Интервал содержит комплекс, в котором наряду с перечисленными выше видами, количество которых существенно уменьшается, появляются и присутствуют в значительных количествах тяготеющие к средним широтам диатомеи – Thalassiosira lineata Jouse, T. delicata (Barron) Akiba, T. oestrupii (Ostenf.) Hasle, T. antiqua (Grun.) Cl., T. eccentrica (Ehr.) Cl., Rhizosolenia styliformis Briht., Rossiella tatsunokuchiensis (Koizumi) Gersonde et Schrader, Actinocyclus ehrenbergii Ralfs, Thalassionema nitzschioides Grun. Спорадически фиксируется появление одного из представителей современной эндемичной флоры высоких широт -Detonula confervaceae (Cl.) Gran.

Начиная с уровня 15, 75 м, фиксируется и экологическая перестройка диатомовых ассоциаций. Наиболее заметным элементом комплекса становится группа морских бентосных Raphoneis, представленная Raphoneis aff. ishaboensis (Grun.) Mertz, R. margaritata Andrews, Delphineis surirella Ehr., количество которых, начиная с уровня 15.75 м, постепенно возрастает снизу вверх по разрезу. Преобладание бентосной группы диатомей указывает на резкое уменьшение глубин осадконакопления и лагунно-морские условия, возможно, в результате закрытия пролива Невельского.

Интересной особенностью этого интервала является присутствие с максимумом в обр. 79 (20.75-21, 50 м) вида наиболее близкого к Coscinodiscus gorbunovii, описанного В.С. Шешуковой-Порецкой (Шешукова-Порецкая, Моисеева, 1964). Позже этот таксон был отнесен к новому роду Pontodiscus (P. gorbunovii (Sheshuk.) Moiss. et Sheshuk. (Темнискова-Топалова и др., 1982), а затем к роду Undatodiscus и описан как U. sheshukovae Lupik. (Лупикина, 1982). Отметим, что в нашем материале рассматриваемая форма отличается наличием отчетливо выраженных пучков ареол, что не вполне соответствует его диагнозу. Считающийся пресноводным Coscinodiscus gorbunovii, широко развит в суйфунской свите Приморья и в эрмановской свите Западной Камчатки, характеризующихся по данным споро-пыльцевого анализа умеренно-тепловыми условиями и датированных плиоценом. Можно предположить, что стабильное присутствие этого вида указывает на связь с обширными континентальными пресноводными водоемами Приморья, которые, возможно, устанавливалась во время крупных трансгрессий или в результате тектонической перестройки.

Кроме того, отмечается появление отдельных элементов тепловодной флоры, например, Azpeitia tabularis (Grun.) Fryxell et Sims, а также увеличение количественного содержания Thalassiosira antiqua Grun. (обр. 63).

Комплекс, практически идентичный рассмотренной выше ассоциации из интервала 23–15 м описан (Koizumi, 1973) из формации Tatsunokuchi (префектура Miyagi) на тихоокеанском побережье о. Хонсю (мощность около 50 м, 38° с.ш.) с Anadara tatunokutiensis, Dosinia tatunokutiensis, Fortipecten takahashii, датированной ранним плиоценом. Отметим, что и в скв. 2 именно на этом уровне, по данным Е.А. Талденковой (устное сообщение), отмечено появление Fortipecten takahashii.

Инвазии тепловодных элементов в северную часть Татарского пролива в интервале от 4.4 до 3 млн. лет, сходство диатомовых ассоциаций с одновозрастными ассоциациями на тихоокеанском побережье о. Хонсю, говорят, скорее всего, о существенно ином характере системы течений, резко отличном от современного. Следует отметить, что материалы рейса 127/128 ODP в Японском море (Koizumi, 1992) указывают на ослабление притока теплых тихоокеанских вод Цусимского течения в Японское море на протяжении всего плиоцена. Об этом говорит отсутствие тепловодных элементов в составе морской биоты южной части Японского моря. Характерно, что одновременно фиксируется наличие фазы климатического оптимума в развитии наземной растительности всего япономорского региона.

Наиболее теплые комплексы спор и пыльцы в Японском море с минимальным количеством хвойных и доминированием тепло-умеренных широколиственных лесов датированы примерно 4 млн. лет (Heusser, 1992). Такая датировка рассматриваемого интервала не противоречит данным по диатомеям.

По имеющимся данным морские отложения, датированные первой половиной плиоцена с близкими по составу комплексами диатомей, имеют широкое распространение (Жузе, 1962; Маргулис и др., 1980; данные автора) на южных Курилах, юге Сахалина, юго-западном участке присахалинского шельфа, что может быть как проявлением эвстатической трансгрессии, так и региональной тектоники.

Выше по разрезу скважины (интервал 14.8–13.8 м) комплекс диатомей вновь приобретает холодноводный характер, количество диатомей сокращается, присутствуют только холодноводные элементы.

На уровне 12 м вновь фиксируется тепловодный комплекс с доминированием южнобореальных и субтропических элементов – Rossiella tatsunokuchiensis, Bacteriastrum hyalinum Lauder, Actinocyclus ehrenbergii. Отмечается присутствие единичных створок Neodenticula koizumii Akiba and Yanagisawa, первое появление которого на периферии аркто-бореальной области фиксируется на уровне около 3 млн. лет. Принимая во внимание также и датированный уровень последнего появления Rossiella tatsunokuchiensis в северной части Японского моря около 3.2 млн. лет (Koizumi, 1992), возраст этого интервала определен примерно в 3 млн. лет.

Интервал 10–5.8 м содержит невалидные для определений возраста комплексы диатомей. Единственным репером, указывающим на позднеплиоценовый возраст, является присутствие здесь единичных экземпляров Neodenticula koizumii, который, как уже неоднократно упоминалось, появляется в этих широтах Пацифики на уровне около 3 млн. лет.

В вышележащих отложениях (интервал 5.8-2.8 м; алевриты и пески) обнаружен комплекс с Мезосепа elliptica (Ehr.) Defl., отнесенный к нижнему плейстоцену. Кроме названного вида силикофлягеллят он содержит смешанный комплекс диатомей, состоящий из тепловодных и холодноводных видов. Упомянем Detonula confervaceae, Raphoneis aff. ishaboensis, R. surirella, Thalassionema nitzschioides, Thalassiosira gravida, T. jouseae, Porosira glacialis Jorg., Actinocyclus oculatus Jouse, A. ochotensis Jouse, A. ehrenbergii, Pseudopyxilla rossica (Pant.) Forti, пресноводный бентос. Рухidicula zabelinae встречена в основном в



Ключевые виды диатомей из плиоцен-четвертичных отложений северной части Татарского пролива.

1, 2, 7 – Delphineis surirella (Ehr.) Andrews; 1, 2 – oбp. 85, ×2000; 7 – oбp. 47, ×2000. 3 – Rhizosolenia styliformis Bright., oбp. 63, ×2000. 4 – Rhaphoneis margaritata Andrews, oбp. 856 ×1500. 5, 6. Rhaphoneis aff. ishaboensis (Grun.) Mertz; 5 – oбp. 85; 6 – oбp. 63, ×2000. 8 – Mesocena elliptica Ehr., oбp. 15, ×1000. 9 – Nitzschia cylindrus (Grun.) Hasle, oбp. 85, ×2000. 10, 11 – Rossiella tatsunokuchiensis (Koizumi) Gersonde et Schrader; 10 – oбp. 47; 11 – oбp. 85; ×2000. 12 – Thalassiosira oestrupii (Ost.) Proshk. – Lavr., oбp. 47, ×2000. 13 – Actinocyclus ehrenbergii Ralfs, oбp. 47, ×1000. 14 – Coscinodiscus gorbunovii Sheshuk., oбp. 55, ×2000.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 4 № 3 1996

обломках, что говорит о ее вторичном залегании. Определение возраста данного комплекса базируется на многочисленных данных (Казарина, 1975; Saito, Burckle, 1977; Burckle, Opdyke, 1977; Burckle, 1979) о том, что уровень последнего появления Мезосепа elliptica изохронен для всей Центральной Пацифики и попадает в интервал от подошвы Харамильо до подошвы Брюнес, что во временном эквиваленте составляет 1.3–0.79 млн. лет. Отметим, что комплекс с Mesocena elliptica установлен в формации Wakimoto на п-ове Ога, западном побережье о-ва Хонсю (Saito, Burckle, 1977).

Последний комплекс (интервал 0.5-0.8 м; преимущественно пески) также имеет неоднозначную возрастную трактовку. Он не содержит ископаемых видов, за исключением явно переотложенных единичных толстостенных миоценовых форм (Actinocyclus ingens Rattr., Ikebea tenuis). Доминирующим элементом этого комплекса является Paralia sulcata. С одной стороны, он может трактоваться как типично голоценовый, так как массовое развитие Paralia sulcata вполне соответствует современный условиям местоположения скважины. С другой стороны, для Приморья установлено, что аналогичные комплексы с доминированием тихопелагических видов и переотложенных третичных форм синхронны эпохе сартанского оледенения. Поэтому сделать более определенные выводы о возрасте без дополнительной информации не представляется возможным.

Таким образом, биостратиграфические данные по диатомеям показывают, что изученная скважина прошла толщу плиоцен-плейстоценовых осадков с валидными для палеоокеанографических реконструкций комплексами первой половины плиоцена. Установлено три уровня с преобладанием южнобореальных и субтропических элементов (интервалы 23–15 м, 15 м, 12–11.35 м). Кроме того, на уровне 15.75 м доминирующей группой становится бентос, что, по-видимому, отражает уменьшение глубин осадконакопления.

Выявленные изменения диатомовых комплексов, отражающие тектонически нестабильную обстановку в изученном районе, вполне соответствуют имеющимся представлениям о плиоценовой интенсификации тектонических процессов в районе Японского моря, активном формировании надвигов и взбросов (Меланхолина, 1987; Ingle, 1992).

С другой стороны, нельзя полностью исключать влияние эвстатических трансгрессий, возможно вносивших свои коррективы в рассмотренные изменения системы япономорских и тихоокеанских течений, в результате глобальных потеплений и сдвигов к северу Субарктического фронта. Так, теплый интервал в районе Субарктического фронта у берегов Японии, когда температура поверхностных вод превышала температурный максимум голоцена, зафиксирован на уровне 3.1–3.0 млн. лет назад (Barron, 1992b). В Калифорнийском секторе теплый эпизод установлен для интервала 3.7–3.0 млн. лет (Barron, 1992c). Для Дальневосточного сектора Пацифики по материалам разреза о-ва Карагинского и скважин Проекта глубоководного бурения установлены две трансгрессии с "теплыми" комплексами диатомей, датированные соответственно 4.5–3.8 и 3.6–3.2 млн. лет (Басилян и др., 1991, 1993; Орешкина, 1990, 1993). Следы раннеплиоценовой трансгрессии с Thalassiosira oestrupii, Rossiella, доминированием Paralia sulcata и Raphoneis установлены (Andrews, 1980) для атлантического побережья США (штат Вирджиния).

Работа выполнена в рамках проблемы "Биоразнообразие" МНФ-АН России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас Сахалинской области. М.: ГУКиК, 1967. 135 с.

Басилян А.Э., Баринов Л.Б., Орешкина Т.В. и др. Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Палеогеогр. и биостр. плиоцена и антропогена. М.: ГИН РАН, 1991. С. 5–24.

Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Верхний кайнозой Восточной Камчатки // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 5. С. 79–94.

Беляева Т.В. Диатомовые в поверхностном слое осадков Японского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 46. С. 247–262.

Гайл Г.И. Распределение фитопланктона в поверхностных слоях прибрежных вод северо-западной части Японского моря // Вест. ДВФ АН СССР. 1936. № 18. С. 81–107.

Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 258 с.

Казарина Г.Х. Диатомовые зоны в отложениях восточной части тропических районов Индийского океана // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1975. Т. 15. С. 1073-1078.

Лупикина Е.Г. Пресноводные диатомеи. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока // Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 385. С. 272–280.

Маргулис А.С., Шпеталенко М.А., Гриценко И.И., Болдырева В.П. Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений Татарского пролива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 7. С. 75–83.

Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западной Пацифики. Соотношение структур океана и континентальной окраины // Тр. ГИН АН СССР. 1988. Вып. 434. 216 с.

Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока (по данным диатомового анализа). М.: Наука, 1979. 138 с.

Орешкина Т.В. Неогеновые диатомеи северо-западной части Тихого океана (стратиграфия и палеоокеанография). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 22 с. Орешкина Т.В. Диатомен и неогеновые события в Субарктической Пацифике // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 84–90.

Темнискова-Топалова Д.Н., Козыренко Т.Ф., Моисеева А.И., Шешукова-Порецкая В.С. Новый род Pontodiscus (Bacillariophyta) // Бот. журнал. 1982. № 8. С. 1308–1311.

Шешукова-Порецкая В.С., Моисеева А.И. Новые и интересные пресноводные диатомовые водоросли из неогена Западной Сибири и Дальнего Востока // Новости систематики низших растений. Л.: Наука, 1964. С. 92–103.

Andrews G.W. Neogene diatoms from Petersbourg, Virginia // Micropaleontology. 1980. V. 26. № 1. P. 17–48.

Barron J.A. Neogene diatoms datum levels in the equatorial and North Pacific // The Centenary of Japanise Micropaleontology. Saito T., Ishizaki K. (eds). Terra Sc. Publ. Tokyo. 1992a. P. 413–425.

Barron J.A. Paleoceanographic and tectonic controls on the Pliocene diatom record of California. Pacific Neogene. Environment, Evolution and Events. Tsuchi R., Ingle J.C.Jr. (eds). Univ. of Tokyo Press, 1992c. P. 25–41.

Burckle L.H. Validation of Middle Pliocene to Pleistocene paleomagnetic reversal record using diatom and silicoflagellate datum levels // Init. Rep. of the DSDP. V. 47. Pt 1. 1979. P. 479–480.

Burkle L.H., Opdyke N.D. Late Neogene diatom correlations in the Circum-Pacific. Proc. of ist Int. Congr. Pacific Neogene Strat. Tokyo, 1977. P. 255–284. Ingle J.C., Jr. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshores sections // Proc. of the ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1197–1218.

Heusser L.E. Neogene palynology of Holes 794A, 795A and 797B in the Sea of Japan: stratigraphy and paleoenvironmental implication of the preliminary results // Proc. of the ODP. V. 127/128. Pt. 1. 1992. P. 325–339.

Kanaya T., Koizumi I. Interpretations of diatom thanathocoenoses from North Pacific applied to a study of core V20-130 (Study of deep-sea core V20-130, part 2 // Sci. Rep. Tohoku Univ. № 7. P. 81-130.

Kennett J.P. Miocene to early Pliocene oxigene and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90 // Init. Rep. of the DSDP. V. 90. 1986. P. 1383-1411.

Koizumi I. Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi formation in the Miyagi Prefecture // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N.S. 1973. V. 79. P. 126–136.

Koizumi I. Diatom biostratigraphy for late Cenozoic Northwest Pacific // J. Geol. Soc. Japan. 1985. V. 91. № 3. P. 195-211.

Koizumi I. Diatom biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // Proc. of the ODP. V. 127/128. Pt 1. 1992. P. 249–289.

Saito T., Burckle L.H. Occurence of silicoflagellate Mesocena elliptica: further evidence on the age of the Wakimoto formation, Oga Peninsula, Japan and the recognation of the Jaramillo event // J. Geol. Soc. Japan. 1977. V. 83. № 3. P. 181–186.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.791(47)

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И КОРРЕЛЯЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЧЕКАЛИНСКОГО (ЛИХВИНСКОГО) ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ПЛЕЙСТОЦЕНА РУССКОЙ РАВНИНЫ

© 1996 г. Н. С. Болиховская, Н. Г. Судакова

Московский государственный университет, 119899 Москва, Университетская пл., 1, Россия Поступила в редакцию 02.06.94 г.

Полнота стратиграфической колонки, детальность и комплексность изучения представленных отложений, наличие в одном местонахождении парастратотипа беловежского и стратотипов окского и лихвинского горизонтов определяют корреляционное значение Лихвинского опорного разреза. Всестороннее его исследование позволило выявить возрастные взаимоотношения и фациальные переходы разногенетических толщ, уточнить позицию окской морены и собственно лихвинского стратотипа.

Получены доказательства приледниковых условий, предшествующих беловежскому межледниковому этапу, что дало основание для выделения в разрезе донского горизонта. Расширены представления о климато-стратиграфических особенностях беловежской палинофлоры. В полном объеме окско-днепровского интервала воссоздана его климатическая ритмика. Особое внимание уделено представительности и полноте лихвинского стратотипа, его дробному климато-стратиграфическому расчленению, характеристике подразделений других межледниковых горизонтов разреза. Уточняется климато-стратиграфическая структура лихвинско-днепровского этапа и предлагаются названия новых подразделений лихвинского надгоризонта, корректирующих региональную стратиграфическую схему.

Ключевые слова. Стратиграфия, корреляция, палеогеографические реконструкции, литология, минералогия, палинология, палеорастительность, палеоклимат, оледенения, межлединковья, стратотип.

Широко известный в четвертичной геологии опорный стратотипический разрез у г. Чекалина (Лихвина) отличается редкой полнотой стратиграфической колонки плейстоцена и представительностью образований нижне- и среднеплейстоценового звеньев. Не случайно поэтому он имеет длительную историю изучения (Боголюбов, 1904; Сукачев, 1907; Москвитин, 1931, 1967; Ушко, 1959; Гричук, 1961; Ананова, Культина, 1965; Судакова, 1973; Болиховская, 1974; Разрезы..., 1977; Бреслав и др., 1981 и др.).

В 40-метровом обнажении на левом берегу р. Оки вскрываются ледниковые, озерные, аллювиальные и лёссовые отложения, перемежающиеся с ископаемыми почвами и криогенными горизонтами и имеющие по простиранию закономерные фациальные переходы (рис. 1). Кроме того, преимущество палеогеографических материалов по Лихвинскому разрезу для целей стратиграфии заключается в ясном хронологическом взаимоотношении присутствующих здесь морен и отложений лёссово-почвенной формации, позволяющем проводить сопоставления этого опорного разреза ледниковой области Русской равнины с разрезами перигляциальных лёссовых провинций юга. Корреляционное эталонное значение всего разреза в целом и в особенности общепризнанного

стратотипа определяет актуальность его комплексных исследований. Необходимость получения дополнительных данных в настоящее время диктуется рядом обстоятельств: противоречивостью представлений о количестве и ранге палеоклиматических ритмов сложного окско-днепровского интервала, неоднозначностью взглядов исследователей относительно позиции и полноты лихвинского стратотипического эталона в объеме "Большого лихвина", перспективой выявления ландшафтно-климатических изменений донскоокского интервала нижнего плейстоцена и т.д.

Результаты новых палинологических и литологических исследований позволяют осветить поставленные проблемы и, в частности, более детально воссоздать климатическую ритмику среднеплейстоценового времени, уточнить стратиграфическое положение лихвинской стратотипической старично-озерной линзы в составе нижне-среднеплейстоценовых отложений и ее взаимоотношение с окской мореной. В разрезе выделены и детально изучены 10 разновозрастных седиментационных комплексов, подразделяющихся на 33 слоя, различных по литологии, происхождению и палеогеографическим обстановкам осадконакопления.



Рис. 1. Строение разреза плейстоценовых отложений у г. Чекалина (Лихвина).

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM 4

ž ŝ

1996

1 – песок с галькой; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – суглинок; 5 – алеврит; 6 – глина; 7 – листоватый мергель; 8 – суглинок лёссовидный покровный; 9 – супесь валунная (морена). 10 – суглинок валунный (морена); 11 – ископаемая почва; 12 – номер слоя; 13 – расчистки и скважины; 14 – кровля днепровской морены.

Донской горизонт

В доокской пачке отложений, вскрытой глубокой скважиной, перемежаются песчаные и глинистые осадки озерного и бассейнового происхождения – слои 2–7 (рис. 1–3).

С заложением раннеплейстоценовой пра-ложбины Оки связано накопление песчано-галечных мореноподобных отложений (слой 1), перекрытых 6-метровой глинистой толщей приледникового озера (слой 2) с мореноподобными отложениями в кровле (слой 3). О водно-ледниковом генезисе глин слоя 2 свидетельствуют: господство в них пыльцы и спор криофитов (Betula nana, B. fruticosa, Alnaster fruticosus, Dryas octapetala, Selaginella selaginoides, Botrychium boreale и др. – 60% и более), заметное содержание пыльцы гидрофитов (Myriophyllum, Potamogeton и др.) и обилие докайнозойских палиноморф (в данном случае спор карбона Waltzispora, Diatomozonotrilites, Trolobozonotrolites и др.) – типичное для гляциальных палиноспектров Русской равнины (рис. 2). Во время их накопления долину Верхней Оки занимали перигляциальные лесотундры, отличавшиеся преобладанием ерниково-кустарниковых сообществ из карликовой березки, ольховника, кустарниковых берез и, возможно, ив, зеленомошных и осоковых болот, луговых и лугово-болотных ценозов из злаков, осок, разнотравья, гроздовников и др. В самых благоприятных местообитаниях спорадически встречались сосновоеловые редколесья с примесью Pinus sibirica и Betula pubescens. Принадлежность слоев 1-3 времени длительного донского оледенения, кроме приведенных климато-фитоценотических и фациальных реконструкций, подтверждается и значительной суммарной мощностью этих слоев.

Беловежский горизонт

В вышележащей 10-метровой озерной серии, представленной горизонтально-слоистыми песками с глинистыми пропластками, различаются два этапа осадконакопления: первый соответствует накоплению слоев 4-6, второй – слоя 7 с тенденцией разукрупнения материала вверх по разрезу каждой толщи. Для всей пачки отложений характерна единая ставролит-ильменитовая минералогическая ассоциация, резко отличающаяся от состава вышележащих осадков минимальным содержанием экзотической роговой обманки и граната, что свидетельствует о преобладании местных источников сноса материала в озерные бассейны.

Слои 4–7, согласно положению в разрезе и преобладающим межледниковым лесным спектрам (рис. 2), формировались на протяжении нескольких оптимальных климатических фаз бело-

вежского межледниковья и разделяющего их эндотермала¹. Начальные и заключительные фазы межледникового ритма в разрезе не представлены. Седиментацию песков слоев 4, 6 и 7 характеризуют спектры с господством ели и термофильных широколиственных пород, присутствием теплолюбивых экзотов. Разделяющие их серые глины (сл. 5) содержат макрофлору межстадиального типа (Величкевич, 1982) и спектр чистых еловых лесов, что позволило отнести этот слой к эндотермальному похолоданию. Появление в его верхней части спор карбона (до 25%), а также пыльцы и спор криофитов не исключает возможность перигляциального происхождения этого слоя и его связь с донскими аккумуляциями как источником переотложения материала.

Важным стратиграфическим репером является комплекс характерных компонентов беловежской палинофлоры Лихвинского опорного разреза: Cedrus (автохтонный элемент дальнего заноса), Tsuga canadensis L., Picea s. Omorica, P. s. Eupicea, Abies sp., Larix sp., Pinus s. Cembra, P. s. Strobus, Rhus sp., Carpinis betulus L., C. orientalis Mill., Fagus sylvatica L., Quercus robur L., Q. pubescens Willd., Tilia cordata Mill., T. platyphyllos Scop., T. amurensis Rupr., Ilex aquifolium L., Ulmus laevis Pall., U. glabra Mill., U. campestris L., Osmunda cinnamomea L., O. claytoniana L., O. regalis L., Woodsia fragilis (Trev.) Moore., W. manchuriensis Hook., Salvinia sp.

Выделенные на спорово-пыльцевой диаграмме палинозоны Bv1–Bv4 (рис. 2, 3) представляют ряд дробных климато-стратиграфических единиц беловежского горизонта, а характеризующие их спектры позволяют реконструировать фазы и подфазы в развитии растительности этого периода, соответствующие каждому дробному стратиграфическому подразделению: Bv1 – зона ели, сосны, граба, дуба, липы, вяза и ольхи:

1а – подфаза сосново-еловых и широколиственных вязово-липово-грабовых лесов и ольшаников;

16 – подфаза широколиственных вязово-дубово-грабовых лесов, ольшаников и сосново-еловых лесов (первый оптимум);

Bv2 – зона ели: фаза еловых лесов эндотермального похолодания;

Bv3 – зона ели, сосны, березы, дуба, вяза, граба и ольхи: фаза сосново-березовых и елово-грабово-вязово-дубовых лесов и ольшаников;

Bv4 – зона ели, широколиственных пород и ольхи:

¹ Этим термином Н.С. Болиховской (1991) предложено называть интервалы относительно прохладного и сухого климата, разделяющие термические максимумы межледниковий.



1 – пыльца древесных пород; 2 – пыльца трав и кустарничков; 3 – споры. Условные обозначения к колонке те же, что на рис. 1.





СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И КОРРЕЛЯЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

екс ота зом, м нка		Н	КН	Седиментационный	Осредненные минералогические показатели, % (по 107 анализам)			енно- ический Лекс	30Hbi	Палеорастительность и палеоклиматы			
Инде Высс Лигологь Сло	Пач	комплекс отложений	роговая обманка 10 30	гранат 10 30	ильменит 10 30	- CTABPO	Терриг минералог комг	Палинс	ледни- ковые	межледниковые			
pdIV prIIIv pdIIIms f, IIIms	40 35		33 32 31 30 29 28	x	лёссово- почвенный					OCOBO-			
a, pd 11			27 26	ıx	аллювиальная Свита			A]	гранат-р обманк			
g. IIdn		0000000	25 24 23	vm	морена					грана- товый		-00400	- ∞o <u>⊃</u>
f, Iglidn			22	VII	лёссовидные породы подпрудного бассейна	Ø					dn	R	
Ilizh I, pdlich I, pdlich			21 0 20 11 17	VI	озерная свита с ископаемыми почвами		9		Ø	ИТОВЫЙ	Ch 2 Ch 2 Ki 45		
a. 1111h (s. str.)	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -		16 15 14 13 12 11 10 9	v	озерные образования в парагенезисе с аллювиальной свитой					гранат-ильмен	L 5		
111?	1		8	١v	озерный			\langle / \rangle	0		5		
glok libv			7 6 5 4	ш	озерные осадки крупного бассейна					ставролит -ильменитовый	Bv		
lg, 11dns			2	I	ледниково- -озерные образования	1	y		1		dns	$\sum_{i=1}^{n}$	

Рис. 3. Стратиграфические подразделения плейстоцена и этапы палеогеографического развития Лихвинского страторайона.

Условные обозначения к колонке те же, что на рис. 1.

Палеорастительность и палеоклиматы:

1 – ледниковый покров, 2 – перигляциальная тундра, 3 – перигляциальная лесотундра, 4 – перигляциальная лесостепь, 5 – сосново-березовое редколесье, 6 – лиственнично-сосново-березовое редколесье, 7 – еловые леса, 8 – березовые леса с примесью широколиственных пород, 9 – сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород, 10 – березово-сосновые леса с примесью широколиственных пород, 11 – сосново-еловые леса с примесью широколиственных пород, 12 – березово-широколиственные леса, 13 – сосново-кедрово-широколиственные леса, 14 – сосново-елово-широколиственные леса, 15 – елово-широколиственные леса, 16 – елово-пихтово-широколиственные леса, 17 – широколиственные (Quercetum mixtum) леса, 18 – широколиственные с господством граба леса, 19 – елово-широколиственные леса с субтропическими элементами, 20 – широколиственные леса с субтропическими элементами.

4а – подфаза еловых и широколиственных вязово-дубово-грабовых лесов с примесью липы, сосны, березы, с лещиной в подлеске, ольшаников;

46 – подфаза елово-вязово-дубово-липово-грабовых лесов с примесью тсуги, кедра, пихты, лиственницы, бука, падуба, сосен и берез (второй климатический оптимум) и преобладанием в травяном покрове папоротников семейств Polypodiaceae и Osmundaceae (Osmunda cinnamomea, O. claytoniana, O. regalis); 4в – елово-грабово-вязово-липовые и березово-сосновые леса, ольшаники.

Окский горизонт

Собственно окская (бряньковская) морена мощностью до 5 м вскрыта в соседних обнажениях по руч. Лихвинка и у д. Бряньково, где залегает в бортах долины близко к современному урезу и гипсометрически выше залегания аллювиальноозерных отложений. Она представлена очень плотным зеленовато-бурым суглинком с включением гальки и гравия преимущественно осадочных пород. На долю экзотических обломков скандинавского происхождения (гранитов, метаморфических пород и основного состава) приходится около 5%, а для заполнителя характерен ставролит-ильменитовый минералогический комплекс с 15-20%-ной примесью роговой обманки. По этим признакам окская морена четко отличается от днепровской. Важное корреляционное значение имеет также установленный палеомагнитный эпизод "Бряньково" (Судакова, Большаков, 1977), позволяющий сопоставить окский стратотип с дайнавской мореной Литвы. Серией расчисток установлены стратиграфические взаимоотношения этой морены и озерно-речных отложений основного разреза. Косвенно о моренных аккумуляциях и их последующем размыве свидетельствуют особенности состава отложений последующего этапа осадконакопления.

ЛИХВИНСКИЙ (s. lato) НАДГОРИЗОНТ

В долихвинской толще особняком выделяется 2-метровый озерный песчаный слой 8, базальный галечник которого указывает на смену условий осадкообразования и терригенно-минералогических провинций (рис. 1–3). В составе крупных обломков заметно участие кристаллических эрратических пород, а в гранат-ильменитовой ассоциации минералов существенна примесь экзотической роговой обманки и прочих амфиболов и пироксенов скандинавского происхождения (до 14–16%), что указывает на свежий размыв моренного материала, накопившегося в предшествующий этап, и доставку его в озерную котловину речными притоками.

Тафономические особенности пыльцевых и споровых зерен, высокое содержание микроостатков термофильных растений, присутствие Salvinia natans, Myriophyllum и других гидрофитов однозначно свидетельствуют, что накопление слоя 8 (песков с гравием и галькой на глубине 34.0–36.0 м) осуществлялось в межледниковых условиях, когда происходило поступление грубообломочного аллювиального материала – продукта размыва ледниковых отложений, – в неглубокую озерную котловину. Возможно, что установлен-

ная по минералогическим и петрографическим данным смена питающих и терригенно-минералогических провинций и приток экзотического ледникового материала не нашли отражения в характере палиноспектров на границе слоев 7 и 8 в связи с большим шагом отбора предоставленных для спорово-пыльцевого анализа образцов скважины 152816. Как и при образовании слоя 7, при накоплении слоя 8 господствовали елово-широколиственные леса с доминирующей ролью среди термофильных пород Carpinus betulus. Незначительное ухудшение климата фиксирует спектр в верхней части слоя 7, при формировании которой в широколиственных ассоциациях господствующих смешанных лесов преобладала липа (Tilia cordata). В то же время из анализа флористических составов видно, что наряду с исчезновением в слое 8 ряда нижнеплейстоценовых видов к нему приурочено первое появление в разрезе пыльцы Zelkova sp., Celtis sp. и Ulmus propingua. Указанные таксоны в данном случае не уточняют стратиграфическую принадлежность слоя 8, так как входят в число характерных компонентов как лихвинской, так и межледниковых нижнеплейстоценовых палинофлор Центра Русской равнины, но исчезновение на этом же уровне пыльцы Cedrus sp., Tilia amurensis и спор Osmunda regalis, Woodsia manchuriensis, W. fragilis, свойственных беловежской палинофлоре разреза, может служить косвенным среднеплейстоценового возраста показателем этого слоя. Времени его осадкообразования отвечают палинозоны А и Б, соответствующие двум фазам в развитии растительности Верхней Оки:

А – зона ели, граба, дуба, вяза, каркаса и дзельквы: елово-вязово-дубово-грабовые леса с участием видов Tilia, Celtis и Zelkova;

Б – зона ели с сосной и широколиственными породами: еловые леса с примесью сосны, граба обыкновенного, дуба черешчатого и вяза (Ulmus laevis, U. campestris).

Основываясь на похолодании, зафиксированном в нижней части вышележащего слоя 9, пески с гравием и галькой слоя 8 были нами отнесены к первому потеплению лихвинского межледниковья (Болиховская, 1985). Учитывая разноречивую литологическую и палинологическую информацию о формировании осадков слоя 8, однозначное решение вопроса о его стратиграфической позиции должно быть отложено до получения более определенных результатов.

Лихвинский (s. str.) горизонт

Наибольший интерес представляет озерно-аллювиальный комплекс осадков (комплекс V), включающий стратотипические отложения лихвинского межледниковья. Этот комплекс общей мощностью до 20 м отличается фациально-генетическим и литологическим разнообразием. В разрезе и по простиранию сложно сочетаются озерные и болотные фации в парагенезисе с аллювиальной свитой. Их пространственные и возрастные соотношения показаны на рис. 1 и 3.

В центральной части обнажения с резким размывом и угловым несогласием залегают унаследованные линзы бассейновых и старично-озерных отложений разных возрастных генераций, тальвеги которых смещены относительно друг друга, а мощности отдельных слоев сильно варьируют по площади, составляя в сумме 6-10 м. Подошва толщи возвышается на 5 м над урезом, а протяженность вдоль долины составляет около 200 м. Снизу вверх сменяется несколько напластований: бассейновые ритмично-слоистые песчано-глинистые отложения перигляциального облика (слой 9)²; старичные отложения: листоватый мергель с обилием макроостатков растений и отпечатками рыб (10), слоистые алевриты (11), темноокрашенные слюдистые пески с раковинами моллюсков (12); озерно-болотные зеленовато-голубоватые глины с вивианитом (13); песчаные осадки пойменного типа мощностью до 6 м с эмбриональными почвами (14); глинисто-суглинистые отложения старичных и придолинных озерных и болотных ванн (слой 15), венчающиеся подзолистым горизонтом ископаемой почвы ПП7. Выделенные фациальные разновидности по простиранию парагенетически связаны с русловой фацией аллювия – хорошо сортированными горизонтально- и косослоистыми светлоокрашенными песками с прослоями гравия и гальки, в составе которых в отличие от окской морены преобладают кремневые обломки, разбавленные малым количеством кристаллических пород (метаморфических, основного состава, гранита, кварца). В отличие от окской морены здесь сведены до минимума слабо устойчивые известняковые разности.

Палинофлора лихвинских стратотипических осадков включает почти 90 наименований, из них свыше 60 таксонов диагностированы до вида. К числу характерных компонентов, имеющих климато-стратиграфическое значение и определяющих особенности флоры, растительности и климата лихвинского межледникового горизонта, относятся Tsuga canadensis, Taxus baccata, Larix sp., Abies alba, Picea s. Omorica, P. excelsa, Pinus s. Cembra, P. s. Strobus, P. sylvestris, Betula s. Costata, B. pendula, B. pubescens, Pterocarya fraxinifolia, Juglans cinerea, J. regia, Carpinus betulus, Castanea sativa, Fagus sylvatica, F. orientalis, Quercus petraea, Q. cf. castaneifolia, Q. robur, Q. pubescens, Zelkova sp., Celtis sp., Ulmus propinqua, U. laevis, U. campestris, Fraxinus sp., Tilia platyphyllos, T. tomentosa, T. cordata, Acer sp., Corylus colurna, C. avellana, Ilex aquifolium, Alnus glutinosa, A. incana, Ligustrina amurensis, Buxus sp., Rhododendron sp., Vitis sp., Myrica sp., Osmunda claytoniana, O. cinnamomea, Salvinia natans и др. В более молодых межледниковых палинофлорах разреза отсутствуют пыльца тсуги, тиса, лапины, ореха серого, каштана, падуба, дуба каштанолистного, самшита, споры чистоуста Клэйтона и других представителей европейской, средиземноморской, восточноазиатской и североамериканской флор.

Отложения заключительной фазы похолодания, зафиксированного вверху слоя 9, характеризуются палинозоной ели и сосны с единичными криофитами (фаза сосново-еловых лесов с участием в кустарниковом ярусе Alnaster fruticosus, Betula fruticosa и B. nana отражает условия эндотермального похолодания).

Дробные климато-стратиграфические подразделения лихвинского s. str. горизонта представлены палинозонами L1–L8, позволяющими проследить основные сукцессии в развитии флоры и растительности на протяжении всех стадий этого длительного межледниковья (рис. 2 и 3):

L1 – зона ели, сосны с единичными дубом и липой:

 1а – подфаза сосново-еловых лесов с примесью дуба, липы и березы;

16 – подфаза березово-сосново-еловых лесов (с примесью вяза) и ольшаников;

L2 – зона ели и сосны с дубом, вязом, липой, грабом и ольхой (сумма пыльцы лесообразующих широколиственных пород – 4–5%):

2a – подфаза сосново-еловых лесов с примесью дуба (преобладает), вяза, липы и граба;

26 – подфаза сосново-еловых лесов с примесью граба (преобладает), дуба, вяза и липы;

2в – подфаза сосново-еловых лесов с равным участием в составе примеси граба, дуба, вяза, липы и появлением Juglans regia;

L3 – зона ели и широколиственных пород (сумма последних 12–29%):

За – подфаза елово-дубовых лесов (с примесью сосны, вяза, липы) и ольшаников;

36 – подфаза елово-дубово-грабовых лесов с примесью пихты, липы, вяза и др.;

L4 – зона граба, дуба (их сумма 40–72%) и ольхи: дубово-грабовые леса и ольшаники;

L5 – зона граба, дуба, пихты, ели и ольхи с Pterocarya fraxinifolia, Juglans cinerea, J. regia, Fagus sylvatica, F. orientalis (сумма широколиственных 6–34%):

5а – подфаза елово-пихтовых, дубово-грабовых лесов (с участием Pterocarya fraxinifolia,

² В них отмечены находки Dicrostonyx okaensis (Александрова, 1982).

³ Псевдостратотип окской морены.

Juglans cinerea, J. regia и других тепло- и влаголюбивых пород) и ольшаников;

56 – подфаза пихтово-еловых и грабово-буково-дубовых лесов и ольшаников;

5в – подфаза кедрово-елово-пихтовых и дубово-липово-грабовых лесов и ольшаников;

L6 – зона дуба, бука, граба, сосны и ели с llex aquifolium (сумма широколиственных 8–43%): елово-сосново-грабово-буково-дубовые леса с участием llex aquifolium;

L7 – зона березы и сосны с елью и широколиственными породами (сумма последних до 10%): сосново-березовые леса с примесью ели, липы и граба;

L8 – зона березы с сосной, елью и дубом (единично): березовые леса с незначительной примесью сосны, ели и дуба.

До начатых в 1968 г. сотрудниками Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ комплексных исследований Лихвинского разреза результаты всестороннего изучения остатков флоры и фауны, выполнявшегося В.Н. Сукачевым, В.С. Доктуровским, П.А. Никитиным, М.П. Гричук, В.П. Гричуком, Е.Н. Анановой, П.И. Дорофеевым, А.П. Жузе, В.Д. Лебедевым и др., были получены только для старичных осадков (на рис. 1-3 слои 9-12). В связи с этим на основании спорово-пыльцевых данных было сделано преждевременное заключение, что в Чекалине представлены отложения лишь первой половины лихвинского межледниковья зоны L1-L3 (Гричук, 1989). Благодаря детальному (с использованием усовершенствованных методик выделения пыльцы и спор) палинологическому анализу всей подморенной доднепровской серии, большая часть которой считалась ранее "немой" в палеонтологическом отношении, удалось установить, что в стратотипическом разрезе отложения собственно лихвинского (s. str.) горизонта выражены в полном объеме (слои 9-15 на рис. 1-3) (Болиховская, 1974, 1995), и более того, здесь присутствуют образования последующих доднепровских климатических ритмов ледникового и межледникового ранга.

Лихвинско-днепровские горизонты

Над отложениями лихвинского межледниковья расположена сложно построенная толща VI общей мощностью около 5 м, состоящая из серии озерных горизонтальнослоистых преимущественно глинистых и суглинистых осадков (слои 17–21), залегающих с размывом и включающих гидроморфные ископаемые почвы ПП7, ПП6, ПП5 и ПП4, а также криогенные горизонты с мерзлотными структурами и текстурами. Зафиксированы перерывы осадконакопления и установлена неоднократная смена во времени ландшафтно-климатической обстановки. Эти озерные этапы, вероятно, были связаны с широкими придолинными разливами вод, периодически прерывавшимися процессами почвообразования на осушенной поверхности террас.

Палинологическими данными здесь установлены отложения, принадлежащие четырем стратиграфическим подразделениям межледникового и ледникового ранга. Для двух первых горизонтов – калужского, отвечающего похолоданию, и чекалинского, отвечающего потеплению, оставлены наименования, предложенные Н.Г. Судаковой (1975), а названия жиздринского и черепетьского горизонтов, соответственно отвечающих ледниковому и межледниковому ритмам, даны H.C. Болиховской по ближайшим топонимам – реке Жиздре и поселку Черепеть.

Калужский горизонт

В Лихвинском разрезе его представляют озерные и аллювиальные песчаные осадки с венчающей их палеопочвой ПП7 и имеющая мерзлотную сетчатую текстуру материнская порода ПП6 с пронизывающими ее морозобойными трещинами и грунтовыми клиньями (слои 16 и 17). Характерными компонентами палинофлоры калужского похолодания являются Larix sp., Alnaster fruticosus, Betula fruticosa, B. nana, Dryas octapetala, Selaginella sibirica, Lycopodium appressum, L. pungens (L. dubium) и другие криофиты. Климатостратиграфические подразделения горизонта выражены палинозонами kl1-kl5, количество и разнообразие которых свидетельствует о длительности калужского похолодания и вероятности распространения в это время ледникового покрова вплоть до ближайших к северу от Чекалина районов:

kl1 – зона березы, сосны и лиственницы: лиственнично-сосново-березовые леса;

kl2 – зона березы и сосны с участием холодолюбивых видов: сосново-березовые редколесья с кустарниковым ярусом из Juniperus, Betula fruticosa, B. nana;

kl3 – зона березы и криофитов: перигляциальная березовая лесотундра криогигротической субстадии находившегося, по всей видимости, в более высоких широтах ледникового покрова;

kl4 – зона сосны, березы и криофитов: сосново-березовые редколесья (межстадиал?);

kl5 – зона березы и криофитов: перигляциальные лесостепи криоксеротической субстадии с участками березовых редколесий, кустарниковых формаций из Alnaster fruticosus, Betula fruticosa, B. nana, а также открытых пространств с травяно-кустарничковым покровом из эрикоидных, осоково-злаково-разнотравных и плауновопапоротниковых ассоциаций.

Чекалинский горизонт

Он включает подзолистый горизонт A_2 почвы ППб, озерные глины и палеопочву ПП5 (парабурозем) (слои 18–20). В число характерных компонентов чекалинской межледниковой палинофлоры входят: Picea s. Omorica, P. excelsa, Pinus s. Cembra, P. sibirica, Carpinus betulus, Quercus robur, Tilia cordata, T. platyphyllos, T. tomentosa, Acer. sp., Ulmus laevis, U. glabra, U. campestris.

Поскольку верхняя часть ПП5 эродирована, заключительные фазы чекалинского потепления в разрезе не выражены, а выделенные на споровопыльцевой диаграмме палинозоны Ch1–Ch3 представляют следующие климато-стратиграфические зоны и фазы в развитии палеофитоценозов:

Ch1 – зона березы и сосны с елью, вязом и дубом: сосново-березовые леса с примесью ели, вяза и дуба;

Ch2 – зона липы, вяза, дуба, ели и сосны с грабом: хвойно-широколиственные леса с примесью березы, ольхи и граба:

2а – подфаза сосново-еловых и дубово-вязоволиповых лесов;

26 – подфаза сосново-еловых и вязово-липоводубовых с участием граба лесов;

2в – подфаза сосново-еловых и вязово-дубовых лесов;

Ch3 – зона дуба, вяза, липы и ели с кленом и сосной: смешанные елово-липово-вязово-дубовые леса с примесью сосны, березы, ольхи и клена.

Жиздринский горизонт

Он представлен в разрезе озерно-болотными глинами в нижней половине слоя 21 и клиньями, рассекающими кровлю нижележащей ПП5 до глубины 0.70 м. Согласно спорово-пыльцевым данным он выражен одной климато-стратиграфической зоной (палинозона zh на рис. 2): zh – зона древовидных и кустарниковых берез, ольховника и других криофитов: перигляциальные лесотундры. Перигляциальные лесотундры жиздринского похолодания отличались от близких ландшафтов предыдущего калужского холодного этапа меньшим участием холодолюбивых растений, но большей ролью ксерофитов. Характерными компонентами жиздринской палинофлоры являются Pinus sylvestris, P. sibirica, Juniperus, Betula pubescens, B. pendula, B. fruticosa, B. nana, Alnaster fruticosus, Salix sp., Ephedra sp., Cannabis sativa, Artemisia s. g. Seriphidium, Botrychium boreale, B. simplex, B. virginianum.

Черепетьский горизонт

Ему отвечает болотно-глеевая почва ПП4. Дробные климато-стратиграфические подразде-

ления и сукцессии господствовавших во время черепетьского потепления межледниковых лесов представлены палинозонами Chr1-Chr5 (рис. 2 и 3):

Chr1 – зона березы и сосны с дубом и хмелеграбом: сосново-березовые леса с примесью дуба и хмелеграбом в подлеске;

Chr2 – зона дуба, граба и березы: грабово-дубовые с примесью липы и березовые леса;

Chr3 – зона сосны и березы с вязом и ивой: березово-сосновые леса с примесью вяза и ивняки (эндотермальное похолодание);

Chr4 – зона березы, сосен обыкновенной и кедровидной, дуба и вяза: сосново-кедрово-березовые и вязово-дубовые леса и ивняки;

Chr5 – зона березы и сосны с единичными широколиственными: сосново-березовые леса с примесью вяза и липы.

К числу характерных компонентов черепетьской межледниковой палинофлоры относятся Pinus s. Cembra, Carpinus betulus, C. cf. orientalis, Ostrya sp., Quercus robur, Q. cf. pubescens, Tilia cordata, T. tomentosa, Ulmus laevis, U. campestris.

Днепровский горизонт

Осадконакопление днепровского ледникового цикла (VII и VIII комплексы) началось с интенсивного обводнения территории, когда в подпрудных полупроточных водоемах накапливалась мощная толща (от 3 до 12 м) лёссовидных водно-ледниковых слоистых супесчано-суглинистых отложений (слой 22), зеленовато-палевых, карбонатных, пылеватых, имеющих широкое площадное распространение. В них обнаружена лемминговая фауна (Агаджанян, 1973) и тундро-степные палиноспектры. Состав последних свидетельствует о господстве аркто-бореальных кустарниковых сообществ (Betula fruticosa, B. nana, Alnaster fruticosus), злаково-осоковых и зеленомошных болот, эродированных и редкозадернованных экотопов, заселявшихся полынными ассоциациями с участием Artemisia s. g. Seriphidium, Ephedra distachya, Thalictrum, Caryophyllaceae, Cichoriaceae, Selaginella sibirica, Lycopodium pungens и др.

Днепровская морена общей мощностью 10–15 м имеет трехчленное строение. Верхний и нижний слои, представленные валунными суглинками и супесями и разделенные слоем валунного песка, существенно различаются по окраске, текстурам, вещественному составу и магнитным свойствам (Путеводитель..., 1981). По сравнению с окской мореной днепровская характеризуется повышенным фоном изверженных пород в составе обломочных включений (20–30%), гранат-роговообманковой ассоциацией терригенных минералов (доля каждого 20–30%) и субмеридиональной ориентировкой обломков. Верхний возрастной предел днепровской морены ограничен радиотермолюминесцентными датировками аллювия, перекрывающего морену, -- 210 ± 50 тыс. л. н. (Л-9) и ископаемой почвы ППЗ на нем -- 250 ± 60 тыс. л. н. (Л-10) (Власов и др., 1981). Судя по датировкам и условиям залегания, днепровское оледенение охватывало интервал от 380 до 290 тыс. лет и проходило в три стадии.

На днепровской морене с размывом залегает погребенная аллювиальная свита (IX седиментационный комплекс) с ископаемой почвой ППЗ (Судакова, 1973). Разрез венчается покровным комплексом лёссовидных отложений, в составе которых выделяются мезинская и брянская ископаемые почвы.

выводы

1. В Лихвинском опорном разрезе выделены донской, окский и днепровский ледниковые горизонты. Донской ледниковый этап отражен в составе мореноподобных и озерно-ледниковых отложений, накапливавшихся в суровом климате перигляциальной лесотундры. Установлен окский ледниковый горизонт и его стратиграфические взаимоотношения с беловежским и лихвинским горизонтами. Маркирующий горизонт трехслойной днепровской морены залегает на сложнопостроенной окско-днепровской толще так называемого "Большого лихвина".

2. Озерные осадки беловежского межледникового горизонта в Лихвинском разрезе имеют палиностратиграфическую специфику, выражающуюся в господстве в оптимальные климатофитоценотические фазы смешанных елово-широколиственных лесов и комплексе таких показательных таксонов, как Cedrus sp., Rhus sp., Tilia amurensis, Osmunda regalis, Woodsia manchuriensis и др.

3. Отложения собственно лихвинского (s. str.) межледниковья в Лихвинском стратотипическом разрезе вопреки существующим представлениям представлены в полном объеме. Они характеризуются здесь сложной климатостратиграфической структурой: состоят из 8 дробных стратиграфических подразделений (L1–L8), как и беловежское межледниковье содержат два оптимума и эндотермал, отличаются специфическим комплексом разнообразных термофильных экзотов (Taxus sp., Pterocarya fraxinifolia, Juglans cinerea, Castanea sativa, Ligustrina amurensis, Buxus sp. и др.).

4. Окско-днепровский интервал, в рамках "Большого лихвина" включающий отложения трех горизонтов межледникового ранга и двух горизонтов ледникового ранга, предлагается объединить в региональной схеме центральных районов в лихвинский надгоризонт, так как следующие за собственно лихвинским (s. str.) межледниковьем калужский криохрон, чекалинский термохрон, жиздринский криохрон и черепетьский термохрон, по всей вероятности, имеют самостоятельное палеогеографическое значение.

Таким образом, стратиграфическое, палеогеографическое и корреляционное значения Лихвинского опорного разреза определяются: наличием лихвинского стратотипа в полном объеме, местонахождением подстилающей окской морены и детально палинологически охарактеризованных озерных беловежских отложений, четкой стратиграфической позицией днепровской морены, а также сочетанием в едином разрезе маркирующих ледниковых (до трех), криогенных (до пяти) и палеопочвенных (не менее семи) горизонтов, которое создает палеогеографические предпосылки для межрегиональной корреляции плейстоценовой толщи Центра Русской равнины как с разрезами ее северных дедниковых провинций, так и лёссовых районов юга.

Публикуемые в этой статье материалы частично получены при финансовой поддержке Международного научного фонда (грант № М08000) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 96-05-64862).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К. Копытные лемминги плейстоцена // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. Сб. 5. С. 320–355.

Александрова Л.П. Новый вид копытного лемминга Dicrostonix okaensis и его значение для определения возраста отложений окского оледенения Лихвинского стратотипического разреза // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 17–21.

Ананова Е.Н., Культина В.В. Межледниковая флора Лихвинского стратотипа // Проблемы палеогеографии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. С. 57-68.

Боголюбов Н.Н. Материалы по геологии Калужской губернии // Тр. оцен.-статист. отдела Калужской губ. земск. управы. Калуга, 1904. Т. 1. 225 с.

Болиховская Н.С. Растительность лихвинского межледниковья по данным палинологического анализа окско-днепровских отложений Чекалинского разреза (Тульская область) // Вестник МГУ. Сер. география. 1974. № 3. С. 95–96.

Болиховская Н.С. Палинологическая идентификация отложений лихвинского межледниковья // Краевые образования материковых оледенений: Тезисы докладов VII Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985. С. 107–108.

Болиховская Н.С. Периодизация палеогеографических событий плейстоцена восточно-европейских лёссовых областей по палинологическим данным // Палинология в России. М.: Изд. Нац. комитета геологов России, 1995. С. 93–123.

Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Селезнев Е.Д. Доокские аллювиальные отложения в разрезе у г. Чекалина // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плиоцена и плейстоцена центральных райо-

том 4

нов европейской части СССР. М.: Изд-во Мингео РСФСР, 1981. С. 57-67.

Величкевич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. М.: Наука и техника, 1982. 239 с.

Власов В.К., Карпов Н.А., Куликов О.А., Судакова Н.Г. Определение возраста плейстоценовых отложений ледниковых районов радиотермолюминесцентным (РТЛ) методом // Вестник МГУ. Сер. география. 1981. № 6. С. 110–113.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеогеографическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25–71.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.

Москвитин А.И. Новое о лихвинском обнажение // Бюл. МОИП, отд. геол. 1931. Т. 9. Вып. 1-2. С. 57-67.

Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена европейской части СССР. М.: Наука, 1967. 236 с. Путеводитель экскурсий А-2 и С-2. К XI конгрессу INQUA. М., 1981. 54 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.

Судакова Н.Г. Стратиграфия Лихвинского (Чекалинского) опорного разреза // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973. С. 138-147.

Судакова Н.Г. Новое о лихвинском стратотипе // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. № 1. С. 168–171.

Судакова Н.Г., Большаков В.А. Древнейшая морена в окрестностях г. Чекалина на Оке // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1176–1179.

Сукачев В.Н. Об ископаемой флоре межледниковых слоев близ г. Лихвина Калужской губ. // Тр. Вольно-эконом. об-ва. Т. 2. Кн. 6. 1906. СПб., 1907. С. 57–58.

Ушко К.А. Лихвинский (Чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений // Ледниковый покров на территории европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1959. С. 148–226.

Рецензент Н.М. Чумаков

УДК [563.719+564.8]:551.733.1

ТЕРМИНАЛЬНОЕ ОРДОВИКСКОЕ СОБЫТИЕ И ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИЯ БЕНТОСНОЙ И ПЛАНКТОННОЙ ФАУН (БРАХИОПОДЫ, ГРАПТОЛИТЫ)

© 1996 г. Т. Н. Корень, Л. Е. Попов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, 199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия Поступила в редакцию 08.06.94 г., получена после доработки 08.12.94 г.

С климатическими изменениями в результате позднеордовикского оледенения совпадают массовое вымирание и коренное изменение палеозоогеографии морской биоты. Вымирание тепловодных фаун эпиконтинентальных морей и ряда сообществ брахиопод открытого шельфа в начале хирнанта могло быть связано с гляцио-эвстатической регрессией и понижением температуры вод в низких широтах, чему способствовала концентрация основных континентов в южном полушарии. Хирнант время становления новых палеозоогеографических связей, выражавшихся в расширении ареалов кратковременно существовавших холодноводных фаун умеренного пояса (хирнантиевая ассоциация брахиопод). После их вымирания освободившееся экологическое пространство в начале руддана заполняется обедненными комплексами тепловодных брахиопод, переживших биоценотический кризис (вирджианиды, атрипиды). С развитием лландоверийской трансгрессии они заселяют эпиконтинентальные моря и приобретают космополитный характер. Провинциальные различия граптолоидей значительно стираются к началу ашгилла. В хирнанте после события вымирания и сокращения областей черносланцевой седиментации развиваются обедненные пост-кризисные сообщества диплограптид. Начало адаптивной радиации приурочено к концу хирнанта, однако ее глобальный эффект проявляется позднее в течение руддана, когда граптолоидеи вновь приобретают планетарные ареалы.

Ключевые слова. Массовое вымирание, биоценотический кризис, регрессия, трансгрессия, оледенение, хирнант, руддан, граптолиты, брахиоподы, палеогеография.

С позднеордовикским оледенением и вызванными им климатическими изменениями совпадает по времени одна из наиболее значительных перестроек морской биоты. Она выразилась не только в массовом вымирании биоты, но и в коренном изменении палеозоогеографии как бентосной, так и пелагической фаун. Если на протяжении большей части ордовика наблюдается контрастная палеозоогеографическая дифференциация, то в лландоверии морская фауна становится космополитной. Эти изменения произошли в основном в течение хирнанта, длительность которого по различным оценкам составляла 2-3 млн. лет. Такой промежуток времени недостаточен для каких-то крупных изменений в относительном положении континентов, которые могли бы привести к перестройке сложившейся в ордовике системы океанических течений. Можно предположить, что пусковым механизмом, инициировавшим цепь перестроек в палеозоогеографии бентосной и, в меньшей степени, пелагической фауны, послужили изменения климата, вызванные развитием позднеордовикского оледенения.

Прежде чем перейти непосредственно к обзору палеогеографии позднеордовикской и ранне-

силурийской фауны, необходимо остановиться на распределении крупных континентальных и водных масс на границе ордовика и силура. Как следует из палеотектонических реконструкций (Scotese, McKerrow, 1991), в это время основные континенты располагались в южном полушарии. Наиболее крупный массив суши – Гондвана – протягивался от экватора до Южного полюса, причем его африканская и южноамериканская части в основном располагались внутри Южного полярного круга. Он был отделен субширотным океаническим бассейном (Палеотетис) от Европейского (Балтия) и Сибирского континентов. Океан Япетус отделял Сибирскую плиту и Балтию от Северной Америки (Лаврентия). Большая часть северного полушария была занята обширным океаническим бассейном – океаном Панталасса.

Палеозоогеография позднеордовикской и раннесилурийской фаун наиболее детально изучена на примере брахиопод. На протяжении всего ордовика в их распространении прослеживается поясная зональность (Розман, 1977), так что дифференциация брахиоподовых фаун в это время была по крайней мере частично обусловлена климатическими различиями. В ашгилле отчетливо выделяется пояс холодноводных фаун высоких широт,



Рис. 1. Распространение брахиоподовых биофаций и граптолитов в раннем ашгилле (зона supernus). Расположение континентов и линий конвергенций водных масс даны по Scotese, McKerrow, 1991 и Wilde, 1991. 1-4 – брахиоподовые биофации: 1 – ринхонеллидно-строфоменидные (тепловодные), 2 – клитамбонитидно-ортидно-строфоменидные (умеренные и субтропические широты), 3 – энтелетидные (холодноводные), 4 – атрипидно-плектомбонитидные и атрипидные, ассоциирующие с кораллама Agetolites (тепловодные); 5 – местонахождения граптолитовых ассоциаций зоны supernus; F-сообщество Foliomena (холодноводное, 5 бентосный комплекс) и H-сообщество Holoгнупсhus (тепловодное, 3 бентосный комплекс) (Розман, 1977; Blodgett et al., 1987; Havlicek, 1989); конвергенции: 6 – полярная; 7 – субтропическая.

географически связанный с морями, обрамлявшими побережья Гондваны. Это в первую очередь брахиоподовые фауны Северной Африки, Испании, Южной и Центральной Европы, объединенные В. Гавличеком (Havlicek, 1989) в составе Средиземноморской провинции. Для них характерно низкое таксономическое разнообразие и упрощенная биофациальная зональность. Ортиды и, в меньшей степени, строфомениды были наиболее характерны для этой провинции. В то же время здесь отсутствовали такие типичные для позднего ордовика группы брахиопод, как пентамериды, древние атрипиды и тримереллиды. Палеозоогеография донной фауны ашгилла в умеренных и низких широтах была более сложной, что связано с распространением в этих поясах разобщенных континентальных масс (рис. 1). Различающиеся здесь основные провинции большей частью совпадают с границами эпиконтинентальных и окраинных морей, окаймлявших крупные массивы суши (Розман, 1977; Williams, 1973). Для Лаврентии и Сибири были характерны ринхонеллидно-ортидно-строфоменидные ассоциации (Североамериканская провинция или область, Williams, 1973). Своеобразие балтийской фауны (Европейская провинция или область) подчеркивается присутствием в ее составе клитамбонито-

идей, разнообразие и численность которых заметно ниже по сравнению со средним ордовиком. Несколько иной состав имели брахиоподовые фауны, обитавшие на шельфах небольших континентов и островных дуг, группировавшихся вокруг приэкваториальной австралийской части Гондваны (Южный Китай, Тарим, Казахстан). В позднем ордовике они были более разнообразными таксономически и характеризовались максимальной биофациальной дифференциацией. В составе этих фаун впервые многочисленными становятся древние атрипиды, максимального разнообразия достигают тримереллиды. С шельфами островных дуг и микроконтинентов по периферии океана Панталасса, по-видимому, связано возникновение сообществ древних вирджианид (Holorhynchus, Tcherskidium). В течение второй половины ашгилла эта фауна проникла также в Балтийский палеобассейн (рис. 1).

Типичными представителями тепловодной фауны умеренных и низких широт были также сообщества мелких лингулат, отличавшиеся очень высоким уровнем разнообразия. В их составе доминировали акротретиды. В ашгилле они известны в Казахстане, Балтоскандии и Ирландии, причем, согласно данным Райта и МакКлина,



Рис. 2. Распространение брахиоподовых биофаций и граптолитов в позднем ашгилле (хирнанте). 1-3 брахиоподовые провинции: 1 – Эджвудская (тепловодная), 2 – Косовская (хирнантиевые биофации), 3 – Банийская (обедненные хирнантиевые биофации); 4 – эндемичные сообщества брахиопод, включающие реликты древней местной фауны; 5 – местонахождения граптолитовых ассоциаций зон extraordinarius и persculptus; Н – сообщество брахиопод Holorhynchus; конвергенции: 6 – полярная, 7 – субтропическая.

они сохраняли высокое таксономическое разнообразие вплоть до конца ротия (Wright, McClean, 1991). Хирнант является временем завершения ордовикского оледенения и становления новых палеозоогеографических связей. Широтная зональность бентосных фаун продолжала сохраняться и по ряду признаков выражена отчетливее, чем в раннем ашгилле, что указывает на увеличение температурного градиента от полюсов к экватору. Расширившийся пояс умеренных широт был населен так называемой хирнантиевой фауной (Косовская провинция; Owen et al., 1991). Вслед за холодными течениями вдоль западных окраин Гондваны и Балтии эта фауна проникает в субтропические и приэкваториальные широты (рис. 2). На крайнем юге, в морях, омывающих ледниковый щит, располагавшийся на африканской и аравийской частях Гондваны, обитала резко обедненная хирнантиевая фауна, включавшая также несколько эндемичных таксонов, что дало основание Оуэну, Харперу и Ронгу (Owen et al., 1991) выделить ареал расселения этой фауны в особую Банийскую провинцию. Резко сузившиеся ареалы тепловодных фаун (Эджвудская провинция) охватывали небольшие эпиконтинентальные бассейны и окраинные моря Лаврентии, Балтии и Северо-Востока России (рис. 2).

Реликтовые тепловодные ордовикские фауны, вероятно, могли существовать также на островных шельфах окраинных морей по периферии Панталассы. По-видимому, это единственное объяснение внезапного распространения в руддане ряда "лазарусовых" таксонов, представленных в раннем ашгилле, но не известных в хирнанте.

Сравнение палеозоогеографии бентосной фауны раннего и позднего ашгилла (хирнанта) показывает, что основные изменения выразились в значительном расширении областей обитания относительно холодноводной фауны умеренного пояса, проникшей местами в приэкваториальные области, в то время как ареалы тепловодной тропической фауны существенно сократились. Массовое вымирание таксонов, связанных с биофациями открытого шельфа (например, биофации Foliomena и микроскопических лингулат), а также фаун эпиконтинентальных морей привело к заметному упрощению биофациальной зональности.

Конец ашгилла – время окончания оледенения и практически полного вымирания хирнантиевой фауны. Освободившееся экологическое пространство начало осваиваться немногочисленными проходящими из ордовика таксонами, отчасти представленными в составе тепловодных фаун Лаврентии и Балтии. Вслед за раннеландоверийской трансгрессией эта фауна проникает в эпиконтинентальные моря и приобретает в руддане космополитный характер (Owen et al., 1991; Stanton et al., 1990). В ней наиболее характерными элементами были вирджианиды и атрипиды. Новая биофациальная зональность в руддане только начинает формироваться и еще не проявлена достаточно четко. Во второй половине руддана уже ощущается эффект радиации и появляются неоэндемики, например первые спирифериды, известные из Австралии, Южного Китая и Казахстана.

Провинциальные различия граптолитовых фаун, характерные для раннего ордовика, утрачивают свое значение уже в карадоке. С начала ашгилла различия в таксономическом составе все еще весьма разнообразных граптолитовых фаун становятся мало заметными и не достигают ранга провинциальных. Предполагается, что в ашгилле зоны обитания граптолитов в основном были сосредоточены в тропических широтах. Однако все характерные ашгиллские пелагические сообщества были почти полностью элиминированы к началу хирнанта в результате массового вымирания (Koren, 1991; Koren, Rickards, 1979; Melchin, Mitchell, 1991). Это событие совпадает с сокращением областей накопления черносланцевых толщ и сужением ареалов граптолитов (рис. 1, 2).

В эволюции граптолитов этот период соответствует развитию обедненных сообществ, типичных для пост-кризисных интервалов. Радиация на основе единичных видов рода Normalograptus локально начинается в конце хирнанта (зона persculptus), но ее глобальный эффект сказывается позднее, с началом обширной рудданской трансгрессии (зона acuminatus). Раннерудданская граптолитовая фауна расселяется в планетарных ареалах, быстро набирая таксономическое и морфологическое разнообразие без заметных признаков палеозоогеографической дифференциации.

С позднеордовикским оледенением связан один из самых крупных кризисов в истории фанерозоя. Возможно, столь сильное воздействие климатических изменений на морскую биоту было следствием концентрации основных континентальных масс в южном полушарии, где происходило оледенение (Scotese, McKerrow, 1991).

Расположение континентов, особенно австралийской части Гондваны (Wilde, 1991), благоприятствовало распространению холодных поверхностных вод в приэкваториальные области и, как следствие этого, широкому расселению относительно холодноводной хирнантиевой фауны. Пространственные соотношения континентов и океанов на границе ордовика и силура также способствовали проникновению в низкие широты холодных, насыщенных кислородом глубинных вод, формировавшихся вокруг южного полярного ледникового щита. Усилилась аэрация океанических вод на средних глубинах. Эти процессы привели к разрушению сложившейся в ордовике системы стратификации океанических вод и распаду экосистем, связанных с глобально распространенными в южном полушарии слоями кислородного минимума. Граптолиты были важной составной частью позднеордовикских пелагических экосистем. Усилившаяся во время ашгиллского оледенения вертикальная циркуляция вод, по-видимому, существенно изменила традиционные биотопы граптолитов и соответственно губительно повлияла на разнообразие ассоциаций. Прослежена связь динамики разнообразия граптолитов с сокращением или расширением областей черносланцевой седиментации (Koren, 1991; Melchin, Mitchell, 1991). Эти фации на протяжении всего фанерозоя служат индикаторами климата и океанской продуктивности. Граптолиты скорее всего обитали в слоях, обедненных кислородом и богатых нитратами, которые размещались между поверхностными водами, богатыми кислородом, и более глубокими слоями глобально распространенной зоны кислородного минимума. Похолодание в позднем ордовике привело к сокращению площади низкокислородных вод, которые поднимались вверх и смешивались. Все это вместе с сокращением тропического пояса и возрастанием конвекции могло привести к снижению разнообразия и полному исчезновению провинциализма граптолитов в позднем ордовике. Во время максимальной фазы оледенения на рубеже хирнанта система стратификации анаэробных и дизаэробных слоев была полностью уничтожена ввиду вертикального и горизонтального перемещения холодных, богатых кислородом вод в поверхностные слои тропических бассейнов (Melchin, Mitchell, 1991).

Продолжение в течение хирнанта черносланцевой седиментации на Южнокитайской плите, располагавшейся в то время вблизи австралийской части гондваны, может быть объяснено наличием локальных барьеров и существованием сезонного апвеллинга вблизи ее западной границы (Wilde, 1991). В результате здесь до конца ашгилла, включая хирнант, продолжали существовать высокопродуктивные зоны, благоприятные для развития пелагических граптолитовых сообществ, которые сохранили необычное для хирнанта таксономическое разнообразие. Именно здесь радиация и становление почти всех морфотипов новой силурийской фауны граптолитов начались еще в хирнанте, до глобальной трансгрессии в раннем руддане, когда вновь восстановилась стратификация океанических вод.

Эвстатическая регрессия на рубеже хирнанта гибельно сказалась на разнообразной и высоко дифференцированной биоте эпиконтинентальных морей, в особенности тепловодных фаун карбонатных платформ. Понижение на общирных пространствах температуры океанических вод могло нарушить жизненные циклы многих пелагических и бентосных организмов. Есть основания полагать, что этот фактор оказал существенное воздействие на состав планктона и привел к вымиранию многих таксонов конодонтов и лингулат на границе ротия и хирнанта. Следует также подчеркнуть, что простая трофическая структура ордовикских бентосных сообществ, в составе которых доминировали фильтраторы, делала их более уязвимыми в отношении воздействия неблагоприятных изменений в окружающей среде по сравнению с бентосными сообществами мезозоя-кайнозоя (Sepkoski, Sheehan, 1983).

Таким образом, перестройка палеозоогеографии брахиоподовых фаун на границе ордовика и силура является следствием биотического кризиса, вызванного климатическими изменениями во время максимального развития позднеордовикского оледенения. Вымирание в начале хирнанта тепловодных фаун эпиконтинентальных морей и ряда сообществ брахиопод, характерных для открытого шельфа (Blodgett et al., 1987), могло быть связано с гляциоэвстатической регрессией и понижением температуры океанических вод в низких широтах, чему способствовала концентрация основных континентов в южном полушарии.

Не вполне ясны причины вымирания хирнантиевой фауны, получившей распространение в расширившемся умеренном поясе в период максимального развития оледенения. Космополитизм рудданской брахиоподовой фауны, по-видимому, можно связать с распространением на освободившемся экологическом пространстве обедненных комплексов тепловодной фауны брахиопод, переживших биоценотический кризис.

Граптолиты в ашгилле играли важную роль в пелагических сообществах низких широт. Провинциализм граптолитовой фауны, отчетливый в первой половине ордовика, к этому времени почти нивелировался. Эволюционный кризис группы в хирнанте может быть объяснен сужением тропического пояса и разрушением системы циркуляции океанических вод, сложившейся в ордовике. Воздействие климатических изменений в конце ордовика на всю пелагическую составляющую морской биоты требует дальнейших исследований, поскольку такие важные ее компоненты, как радиолярии и акритархи, изучены недостаточно для глобального анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Розман Х.С. Биостратиграфия и зоогеография верхнего ордовика Северной Азии и Северной Америки (по брахиоподам). М.: Наука, 1977. 171 с.

Blodgett R.B., Wheeler K.L., Rohr D.M. et al. A late Ordovician age reappraisal for the upper Fossil Creek Volcanics, and possible significance for glacioeustasy // Geologic Studies in Alaska by the U.S. Geol. Survey during 1986. U.S. Geol. Surv. Circular 998. 1987. P. 54–58.

Havlicek V. Climatic changes and development of benthic communities through the Mediterrainean Ordovician // Sbor. geol. ved. Geol. 1989. V. 44. P. 79–116.

Koren T.N. Evolutionary crisis of the Ashgill graptolites // Advances in Ordovician Geology. Geol. Surv. Canada. 1991. Pap. 90–9. P. 157–164.

Koren T.N., Rickards R.B. Extinction of the graptolites // The Caledonides of the British Isles-Reviewed. Harris A.L., Holland C.H. (eds). London, 1979. P. 457-466.

Melchin M.J., Mitchell C.E. Late Ordovician extinction in the Graptoloidea // Advances in Ordovician Geology. Geol. Surv. Canada. 1991. Pap. 90-9. P. 143–156.

Owen A.W., Harper D.A.T., Rong J. Hirnantian trilobites and brachiopods in space and time // Advances in Ordovician Geology. Geol. Surv. Canada. 1991. Pap. 90-9. P. 179–190.

Scotese C.R., McKerrow W.S. Ordovician plate tectonic reconstructions // Advances in Ordovician Geology. Geol. Surv. Canada. 1991. Pap. 90-9. P. 271–282.

Sepkoski J.J., Sheehan P.M. Diversification. Faunal Change, and Community Replacement during the Ordovician Radiations // Biotic interactions in Recent and Fossil Benthic Communities. Tevesz M.J.S., McCall P.L. (eds.). New York, 1983. P. 673–717.

Stanton L.J., Sheehan P.M., Lesperance P.J. Brachiopod faunal replacement across the Ordovician–Silurian extinction event in Missouri // Paleocommunity Temporal Dynamics: The Long-Term Development of Multispecies Assemblies. Paleont. Soc. Spec. Publ. Knoxville. 1991. № 5. P. 71–84.

Wilde P. Oceanography in the Ordovician // Advances in Ordovician Geology. Geol. Surv. Canada. 1991. Pap. 90-9. P. 283-298.

Williams A. Distribution of brachiopod assemblages in relation to Ordovician palaeogeography // Spec. Pap. in Palaeontology. 1973. № 12. P. 241–269.

Wright A.D., McClean A.E. Microbrachiopods and the end-Ordovician event // Historical Biology. 1991. V. 5. P. 123-129.

Рецензент Н.М. Чумаков

УДК 551.733:564.52(571.551+234.323.5)

ЦЕФАЛОПОДОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКОВЫЕ ФАЦИИ СИЛУРА: ТАЙМЫР-КАРНИЙСКИЕ АЛЬПЫ

© 1996 г. О.К.Боголепова

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН 630090 Новосибирск, Университетский пр. 3, Россия Поступила в редакцию 16.06.94 г.

Ключевые слова. Цефалоподовые известняки, силур, головоногие и двустворчатые моллюски, Таймыр, Карнийские Альпы.

Цефалоподовые известняки широко развиты в силурийских отложениях мира. Они известны из лландоверийских отложений Восточной Сибири (Мягкова, 1967; Боголепова, 1989; Bogolepova, 1990; Bogolepova, Kříž (in press)), Китая (Chen et al., 1981), венлокских и лудловских отложений Чехии, Югославии, Испании и Германии (Kříž, 1979, 1992), Франции (Babin, 1966), Австрии (Schönlaub, 1980, 1985, 1992), Марокко (Termier, 1950), Алжира и Турции (Pojeta et al., 1976), Сардинии (Serpagli, Gnoli, 1977; Gnoli et al., 1979; Ferreti, 1989; Gnoli, Serpagli, 1991), Кавказа (Янишевский, 1918), Южного Урала (Иванов, Пучков, 1984), Тянь-Шаня (Волкова, Чернова, 1961), Новой Земли (Нехорошева, 1981), Арктической Канады (Ројеtа, Norford, 1987) и Таймыра. Они интересны и имеют большое значение как в стратиграфическом плане, так как приурочены к узким стратиграфическим интервалам, так и в палеогеографическом – распространение цефалоподовых биофаций связано с поверхностными приэкваториальными течениями, существовавшими в то время (рис. 1). Большинство силурийских цефалопод возможно предпочитало теплые тропические воды. После гибели моллюсков их пустые плавающие как поплавок раковины накапливались поверхностными



Рис. 1. Распространение цефалоподовых известняковых фаций в позднем силуре. Палеогеография приведена из работы С.R. Scotese, W.S. McKerrow (1990) и Н.Р. Schönlaub (1992). 1 – цефалоподовые известняки; 2 – система течений.

БОГОЛЕПОВА



Рис. 2. Местонахождение разреза П-90218 (пещера Миддендорфа, Таймыр) и его часть, показывающая стратиграфическое положение цефалоподовых известняков (полевые материалы Н.Н. Предтеченского). 1 – черные сланцы; 2 – известняки; 3 – цефалоподовые известняки.

течениями и осаждались под воздействием различных факторов – смены температуры, изменения скорости течения, выносом их на более мелководные участки или острова. Отложения цефалоподовых фаций – это известняки различного цвета: розового (Южный Урал, Тянь-Шань), серого (Кавказ, Чехия), черного (Сардиния, Новая Земля, Таймыр), разной мощности (от линз толщиной в несколько сантиметров до метровых толщ), целиком состоящие из остатков раковин цефалопод, в основном ориентированных. Определение характера ориентировки раковин ортоконических цефалопод играет немаловажную роль в восстановлении картины циркуляции морских течений, их природы, палеогеографических реконструкций бассейнов и их связей. Так анализ данных (роэ-диаграмм), полученных автором при измерении ориентировки ортоконических раковин наутилоидей в разрезе Раусхкофел Боден (Карнийские Альпы) показал наличие течения с юго-запада на северо-восток в позднем силуре и с северо-северо-востока в раннем девоне, что подтверждается палеотектоническим, литологическим и палеонтологическим анализами. В состав биоты цефалоподовых фаций, кроме многочисленных наутилоидей, представленных большинством силурийских отрядов, входили двустворчатые моллюски, остракоды, редкие трилобиты, гастроподы, брахиоподы.

Условия, при которых происходило накопление цефалоподовых известняков, были наиболее благоприятны для обитания двустворчатых моллюсков Cardiolidae. Кардиолиды известны только в силуре. Это семейство характеризуется яркими морфологическими чертами, что сильно отличает их от других известных силурийских или более древних двустворчатых моллюсков. Развитие семейства тесно связано с эволюцией ортоконических цефалопод и с развитием цефалоподовых известняковых фаций. Древнейшие кардиолиды известны из нижнего венлока (зона centrifugus) Богемии, Карнийских Альп и Уэлса, а максимума разнообразия достигали в лудлове. Интервал распространения отдельных видов кардиолид настолько узок, что соответствует одной или нескольким граптолитовым зонам (Kříž, 1979), что делает эту группу важной для расчленения и корреляции силурийских отложений.

Пелагические остракоды Entomozoacea (Муоdocopidae), стратиграфическое и корреляционное значение которых также велико, характерны для цефалоподовых биофаций. В силурийских отложениях миодокопиды известны из отложений Англии, Шотландии, Сардинии, Богемии, Польши, США, Канады, Австралии, Китая, восточного и западного склонов Урала (Рождественская, 1979), Таймыра. Находки энтомозоид и другой пелагической фауны в черных цефалоподовых известняках (Средиземноморье, Таймыр) и, в то же время, их


Рис. 3. Органические остатки, характерные для фаций верхнесилурийских цефалоподовых известняков п-ова Таймыр (цефалоподовый известняк, представленный Michelinoceras sp., Hemicosmorthoceras semiannulatum (Barrande), Anaspyroceras pseudocalamiteum (Barrande), ×5; Cardiola aff. consangius Barrande, ×6; Cardiola signata Barrande, ×6; Butovicella medea (Barrande), ×13.5; Mila gyrans (Barrande), ×15; "Entomis" (R.) migrans Barrande, ×13).

присутствие в светлых рифовых, биогермных и биостромных известняках (Англия, Балто-Скандинавия, Богемия) совместно с бентосными организмами дают прекрасную возможность для корреляции этих разнофациальных отложений.

В северо-западной части Таймыра в отложениях разреза "пещера Миддендорфа" цефалоподовые биофации приурочены к тонким прослоям черных известняков (до 20 см) в мощной толще черных граптолитовых сланцев миддендорфской формации (рис. 2). Наутилоидеи мелкие и средние, ориентированы. Фаунистические остатки (рис. 3) представлены многочисленными цефалоподами Hemicosmorthoceras semiannulatum, Geisonoceras sp., Kionoceras aff. doricum, Akrosphaerorthoceras aff. gregale, Michelinoceras sp., Anaspyroceras pseudocalamiteum, Parakionoceras originale, двустворками Cardiola signata, Cardiola aff. consangius, Dualina ? faba, Mila gyrans, Maminka cf. comata, Butovicella medea, конодонтами Ozarkodina inclinata inclinata, Ozarkodina inclinata posthamata (слой 8), остракодами "Entomis" (R) migrans (слой 10), редкими трилобитами и гастроподами. Стратиграфический анализ распространения видов этого комплекса позволяет сопоставить эти отложения (слои 8 - 10) с уровнем зоны ploeckensis.



Рис. 4. Местонахождение разреза Раусхкофел Боден (Карнийские Альпы, Австрия) и его часть, показывающая стратиграфическое положение цефалоподовых известняков.

1 - известняки; 2 - цефалоподовые известняки.

В Карнийских Альпах цефалоподовые известняки были изучены в разрезе Раусхкофел Боден (рис. 4). Здесь они представляют собой серые и темно-серые известняки сравнительно большей мощности (до 2 м) формаций Кок и Кардиола. Раковины наутилоидей разного размера, от мелких до крупных, ориентированы в одном направлении, что говорит о наличии постоянного течения довольно длительного времени (венлок - пржидол) в продолжение (Schönlaub, Bogolepova, 1994). В верхней части формации Кок (слой 2) автором определены цефалоподы Merocycloceras declevis, Kionoceras aff. doricum, Hemicosmorthoceras laterculum, Parasphaerorthoceras sp., Parakionoceras sp., Sphaerorthoceras sp., двустворчатые моллюски Cardiola signata, Cardiola consangius, Mila complexa (Kříž, 1979), трилобиты, присутствуют редкие гастроподы. Комплекс фауны по систематическому составу близок к таковому из миддендорфской формации Таймыра. Конодонты, определенные из отложений формации Кардиола (слой 3) показывают уровень зоны siluricus (Schönlaub, 1985), что вполне обоснованно позволяет сопоставить цефалоподовые известняки верхней части нижележащей формации Кок с уровнем зоны ploeckensis.

Итак, в районах, достаточно удаленных друг от друга, в позднем силуре произошло событие, приведшее к образованию цефалоподовых биофаций. Присутствие цефалоподовых слоев в Таймырском седиментационном бассейне на том же уровне (зона A. ploeckensis), что и в Южных Альпах, свидетельствует о том, что тектонический и эвстатический режимы бассейнов, существовавших на территории Таймыра и Карнийских Альп, ответственный за развитие фаций, был одинаков.

Автор признателен Н.Н. Предтеченскому за предоставленные литологические материалы, А.П. Романову и А.П. Губанову – за палеонтологические коллекции, собранные на Таймыре, Т.А. Москаленко за помощь в определении конодонтов и благодарен Австрийской геологической службе и Хансу П. Шенлаубу за предоставленную возможность в проведении полевых работ в Карнийских Альпах в 1993 г., финансовую поддержку и помощь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Боголепова О.К. Наутилоидеи силура Сибирской платформы и их стратиграфическое значение // Автореф. ... канд. геол. мин. наук. Новосибирск: ИГиГ, 1989. 16 с.

Волкова А.А., Чернова И.А. К стратиграфии верхнесилурийских и девонских отложений северных отрогов Кок-Шаальского хребта // Изв. АН Кирг. ССР. 1961. № 3(4). С. 26 - 31.

Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала. Свердловск, 1984. С. 28 - 35.

Мягкова Е.И. Силурийские наутилоидеи Сибирской платформы. Москва: Наука, 1967. 47 с.

Нехорошева Л.В. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнесилурийских отложений Вайгачско-Новоземельского района. Ленинград, 1981. С. 29.

Рождественская А.А. Палеозойские пелагические остракоды (Myodocopidae) их фациальная приуроченность и стратиграфическое значение // Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. Тр. XIX сес. ВПО. Л.: Наука, 1979. С. 102 - 107. Янишевский М.Е. О трилобитах и моллюсках верхнего силура Кавказа // Доклады Рус. палеонтол. об-ва. 1918. № 2. С. 9.

Bahin C. Mollusques Bivalves et Cephalopodes du Paleozoique armoricain. Brest, 1966. 180 p.

Bogolepova O.K. Silurian cephalopods of Siberian platform // 3 Internat. Sympos. Cephalopods. Lyon, 1990. P. 22.

Bogolepova O.K., Kříž J. Ancestral forms of Bohemian type Bivalvia from Siberia (Northwestern part of the Tungusskaja Syneclise, Rhuddanian, Lower Llandovery, Silurian) // Geobios (in press).

Chen J., Liu G., Chen T. Silurian Nautiloid Faunas of Central and Southwestern China // Mem. Nanjing Inst. Geol., Paleontol. 1981. № 13. P. 2 - 5.

Gnoli M., Parea G.C., Russo F., Serpagli E. Paleoecological remarks on the "Orthoceras limestone" of Southwestern Sardinia (Middle-Upper Silurian) // Men. Soc. Geol. Ital. 1979. № 20. P. 405 - 423.

Gnoli M., Serpagli E. Nautiloid assemblages from middlelate Silurian of Southwestern Sardinia: a proposal // Boll. Soc. Pal. Ital. 1991. V. 30. № 2. P. 187 - 195.

Ferreti A. Microbiofacies and constituent analysis of Upper Silurian-Lowermost Devonian limestones from Southwestern Sardinia // Boll. Soc. Pal. Ital. 1989. V. 28. № 1. P. 87.- 100.

 $K \check{r} \check{t} \check{z} J$. Silurian Cardiolidae (Bivalvia) // J. Geol. Sci. 1979. $\mathfrak{N} \mathfrak{D}$ 2. P. 11 - 14.

 $K\check{r}i\check{z}$ J. Silurian Field Excursions. Prague Basin (Barrandian). Bohemia // Geol. Ser. Nation. Mus. Wales. Cardiff. 1992. No 13. 111 p. Pojeta J., Kříž J., Berdan J. Silurian-Devonian Pelecypods and Paleozoic startigraphy of Subsurface Rocks in Florida and Georgia and Related Silurian Pelecypods From Bolivia and Turkey // Geol. Surv. Profess. Pap. 1976. № 879. P. 1 - 32.

Pojeta J., Norford B. A Bohemian-type Silurian (Wenlockian) pelecypod faunula from Arctic Canada // J. Paleontol. 1987. № 61. P. 508 - 520.

Schönlaub H.P. Carnic Alps. Field Trip A // Schönlaub H.P. (ed.). Second European Conodont Symposium ECOS II. Guidebook-Abstracts. Abh. Geol. B.-A. 1980. № 35. P. 5 - 57.

Schönlaub H.P. Das Palaozoikum der Karnischen Alpen. // Abh. Geol. B.-A. 1985. P. 34 - 52.

Schönlaub H.P. Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements // Jb. Geol. B.-A. 1992. № 135. P. 381 - 418.

Schönlaub H.P., Bogolepova O.K. Rauchkofel Boden section // Schönlaub H.P. & Kreutzer L.H. (eds). IUGS. Subcomission on Silurian Stratigraphy. Field meeting Eastern + Southern Alps. Bibl. Geol. B.-A. Vienna, 1994. 30. P. 103 - 111.

Scotese C.R., McKerrow W.S. Revised World maps and introduction // McKerrow W.S., Scotese C.R. (eds). Paleozoic Paleogeography and Biogeography. Geol. Soc. Mem. 1990. № 12. P. 1 - 21.

Serpagli E., Gnoli M. Upper Silurian Cephalopods from Southwestern Sardinia // Boll. Soc. paleont. Ital. 1977. V. 16. № 2. P. 153 - 196.

Termier H., Termier G. Paleontologie marocaine. II. Invertebres de l'Ere primaire // Not. Mem. Serv. geol. 1950. № 78(3). 246 p.

Рецензент Б.С. Соколов

Поправка к статье Э.Н. Преображенской, В.И. Устрицкого, Е.Г. Бро "Палеозойские отложения острова Колгуев (Баренцево море)", опубликованной в пятом номере нашего журнала за 1995 г.

В статье допущена техническая ошибка. Текст, помещенный в правом столбце с. 79, который начинается словами "розовых песчаников и алевролитов" и заканчивается словами "В. brevispinosum Eis., B. multispinosum Eis.", должен располагаться в левой колонке с. 78 после слов "смещающихся пачками".

вниманию авторов

В журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геоисторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество всех авторов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17). На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;

2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;

3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);

4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

Сдано в набор 09.02.96 г.	Подписано к печати 10.04.96 г.		Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈	
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кротт. 5.2 тыс.	Учизд. л. 15.1	Бум. л. 7.0
-	Тираж 357 экз	. Зак. 4111		-

Отпечатано в Московской типографии № 2 РАН, 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

ОБЪЯВЛЕНИЕ

Международная академическая издательская компания "Наука" – СП "Интерпериодика" приглашают на работу по совместительству специалистов в области физики, химии, биологии, физиологии и наук о Земле для перевода с русского на английский язык статей из научных журналов. Необходимы: владение английским языком, опыт перевода научных текстов с русского на английский язык, а также стабильный доступ к средствам электронной почты.

С вопросами и предложениями просим обращаться по телефону: (095)334-74-20, доб. 45 или по электронной почте transl@maik.rssi.ru.

Журналы Российской академии наук, выходящие в свет одновременно на русском и английском языках

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

Генетика Геология рудных месторождений Геотектоника Геохимия Доклады РАН

Журнал аналитической химии Журнал неорганической химии Журнал общей химин Журнал органической химии Журнал прикладной химии Журнал физической химни Журнал эволюционной биохимии и физиологии Защита металлов Известия АН. Серия биологическая Известия АН. Теория и системы управления Известия АН. Физика атмосферы и океана Кинетика и катализ Коллондный журнал Координационная химия Космические исследования Кристаллография Литология и полезные ископаемые Микробнология Микроэлектроника Неорганические материалы Океанология Онтогенез Оптика и спектроскопия Палеонтологический журнал Петрология Письма в Астрономический журнал Почвоведение Приборы и техника эксперимента Прикладная биохимия и микробнология Проблемы прогнозирования Программирование Радиохимия Раднотехника и электроника Стратиграфия. Геологическая корреляция Теоретические основы химической технологии Теплофизика высоких температур Теплоэнергетика Труды Математического института имени В.А. Стеклова Физика Земли Физика и химия стекла Физика металлов и металловедение Физика плазмы Физиология растений Физиология человека Химия высоких энергий Экология Электрохимия Энтомологическое обозрение Ядерная физика

Acoustical Physics Solar System Research Astronomy Reports Russian Journal of Marine Biology Russian Journal of Bioorganic Chemistry Herald of the Russian Academy of Sciences Water Resources Journal of Ichthyology Polymer Science. Series A Polymer Science. Series B Russian Journal of Genetics Geology of Ore Deposits Geotectonics Geochemistry International Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Biological Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics-Doklady Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections Journal of Analytical Chemistry Russian Journal of Inorganic Chemistry Russian Journal of Organic Chemistry Russian Journal of Organic Chemistry Russian Journal of Applied Chemistry Russian Journal of Applied Chemistry

Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology **Protection** of Metals **Biology Bulletin** Journal of Computer and Systems Sciences International Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics Kinetics and Catalysis Colloid Journal Russian Journal of Coordination Chemistry Cosmic Research Crystallography Reports Lithology and Mineral Resources Microbiology Russian Microelectronics Inorganic Materials Oceanology Russian Journal of Developmental Biology Optics and Spectroscopy Paleontological Journal Petrology Astronomy Letters Eurasian Soil Science Instruments and Experimental Techniques Applied Biochemistry and Microbiology Studies on Russian Economic Development Programming and Computer Software Radiochemistry Journal of Communications Technology and Electronics

Stratigraphy and Geological Correlation Theoretical Foundations of Chemical Engineering High Temperature Thermal Engineering Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics Izvestiya, Physics of the Solid Earth Glass Physics and Chemistry The Physics of Metals and Metallography Plasma Physics Reports Russian Journal of Plant Physiology Human Physiology High Energy Chemistry Russian Journal of Ecology Russian Journal of Electrochemistry Entomological Review Physics of Atomic Nuclei

Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только на английском языке

> Laser Physics Pattern Recognition and Image Analysis