

Том 6, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1998

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 6 № 6 1998 Ноябрь–Декабрь

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. Берггрэн, Е. В. Бибилова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, 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. 951-21-64

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 6, номер 6, 1998

Закономерности эволюции флоры в позднем мелу на территории Северо-Западной Камчатки и Корякского нагорья <i>Л. Б. Головнева, А. Б. Герман</i>	3
Стандартный разрез силура Восточной Сибири <i>Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, В. Г. Хромых, А. Я. Бергер</i>	17
Развитие конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике <i>С. В. Дубинина</i>	35
Радиолярии и фораминиферы верхнего альба с. Марьино (Крым, окрестности г. Симферополя) <i>Т. Н. Горбачик, Л. И. Казинцова</i>	44
Позднеголовнинская трансгрессия среднего плейстоцена на о. Кунашир (Курильские острова) <i>В. С. Пушкарь, Н. Г. Разжигаева, А. М. Короткий, Л. М. Мохова</i>	52
К истории циркуляции Охотского моря в позднем плейстоцене–голоцене <i>Н. В. Беляева, И. И. Бурмистрова</i>	64
Взаимоотношения и возраст курсайской, карагайлинской и киртабулгинской свит нижнего палеозоя Кастекского хребта (Зайлийский Алатау) <i>В. Г. Королев, А. М. Мамбетов, В. А. Макаров</i>	72
Кембрийское рифообразование в пределах России <i>В. Г. Кузнецов</i>	82
Трансгрессивно-регрессивные циклы развития Арктического океана в позднем кайнозое <i>И. Д. Данилов, Н. А. Шило</i>	92
Опыт сравнительного изучения цикличности и ритмичности докембрия <i>В. З. Негруца</i>	101

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Дискуссия по поводу статьи В.Ф. Белого, М.И. Райкевича, Б.В. Белой “Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса” <i>Е. Л. Лебедев, Н. И. Филатова</i>	106
К дискуссии о статье В.Ф. Белого, М.И. Райкевича, Б.В. Белой “Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса” <i>В. Ф. Бельй</i>	111

Contents

Vol. 6, No. 6, 1998

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

Regularities in the Late Cretaceous Flora Evolution in Northwestern Kamchatka and the Koryak Highland <i>L. B. Golovneva and A. B. Herman</i>	3
The Standard of the Silurian for East Siberia <i>Yu. I. Tesakov, N. N. Predtechenskii, V. G. Khromykh, and A. Ya. Berger</i>	17
Evolution of Conodonts during the Late Cambrian and Early Ordovician <i>S. V. Dubinina</i>	35
Late Albian Radiolarians and Foraminifers from the Mar'ino Section (Outskirts of Simferopol, Crimea) <i>T. N. Gorbachik and L. I. Kazintsova</i>	44
The Late Golovnino Transgression of the Middle Pleistocene in the Kunashir Island (Kuril Islands) <i>V. S. Pushkar', N. G. Razzhigaeva, A. M. Korotkii, and L. M. Mokhova</i>	52
The History of Circulation in the Sea of Okhotsk During the Late Pleistocene–Holocene <i>N. V. Belyaeva and I. I. Burmistrova</i>	64
Relationships and Age of the Lower Paleozoic Kursai, Karagaily, and Kirtabulga Formations in the Kastek Ridge (Zailiiskii Alatau) <i>V. G. Korolev†, A. M. Mambetov, and V. A. Makarov</i>	72
Cambrian Reef Formation in Russia <i>V. G. Kuznetsov</i>	82
Transgressive–Regressive Cycles in the Arctic Ocean Evolution During the Late Cenozoic <i>I. D. Danilov and N. A. Shilo</i>	92
The Comparative Study of the Cyclicity and Rhythmicity in Precambrian Sequences <i>V. Z. Negrutsa</i>	101

CRITICAL REVIEWS AND DISCUSSIONS

Discussion on the Article of V.F. Belyi, M.I. Raikevich, and B.V. Belaya “The Late Stage of Evolution of the Northern Part of the Okhotsk–Chukchi Volcanogenic Belt” <i>E. L. Lebedev and N. I. Filatova</i>	106
To the discussion and the article of V.F. Belyi, M.I. Raikevich, and B.V. Belaya “The Late Stage of Evolution of the Northern Part of the Okhotsk–Chukchi Volcanogenic Belt” <i>F. Belyi</i>	111

УДК 561.551.763.3(571.651.66)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ФЛОРЫ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ И КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

© 1998 г. Л. Б. Головнева*, А. Б. Герман**

*Ботанический институт РАН, 196376 Санкт-Петербург, ул. Попова, 2, Россия

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

Поступила в редакцию 25.06.96 г., получена после доработки 21.01.97 г.

На основе анализа позднемеловых флор Северо-Востока России, в том числе двух палеофлористических сукцессий в районах Пенжинской губы (турон–ранний кампан) и хребта Рарыткин (средний маастрихт–даний) обсуждаются процессы, происходящие при сменах этапов эволюции флоры. Изменение видового разнообразия и структуры экосистем, а также масштабы вымирания и таксонообразования зависят в основном от характера смены климата на границах этапов, ее направленности и резкости, а также от систематического состава флоры. Обновление флоры на каждом этапе довольно велико (40–75% на видовом уровне) и определяется в основном интенсивной эволюцией цветковых растений. Среди хвойных, наоборот, много транзитных родов и видов, которые часто являются доминантами или субдоминантами многих позднемеловых флор. Климат, в особенности условия увлажнения, также оказывает большое влияние на степень географической дифференциации флор.

Ключевые слова. Эволюция палеофлор, поздний мел, Северо-Восток России, климат.

На территории Северо-Западной Камчатки и Корякского нагорья широко распространены верхнемеловые континентальные отложения, содержащие остатки ископаемых растений. В этом регионе удастся проследить почти непрерывную последовательность флористических комплексов от позднего альба–сеномана до дания. Эта последовательность флор, богатых в систематическом отношении и достаточно надежно датированных, может служить основой для изучения эволюции флоры в позднем мелу на Северо-Востоке России. В настоящее время большая часть позднемеловых флор данного региона изучена в систематическом отношении на монографическом уровне (Герман, Лебедев, 1991; Щепетов и др., 1992; Головнева, 1994) и в этой статье основное внимание уделено общим закономерностям смен флористических комплексов на границах этапов эволюции флоры. Названия всех упомянутых в статье растений приводятся в соответствии с монографиями, посвященными конкретным флорам, без ревизии. Основой для данного анализа является несколько сукцессионных последовательностей палеофлор Корякского нагорья и Северо-Западной Камчатки.

В районе Пенжинской губы можно наблюдать смену флористических комплексов от турона до кампана (Герман, Лебедев, 1991): пенжинского (поздний турон), кайваямского (коньяк), валижгенского (вероятно, ранний сантон) и верхнебыстринского (ранний кампан) (табл. 1), – в несколь-

ких близко расположенных разрезах на мысах Конгломератовый, Валижген и п-ве Елистратова (рис. 1). Остатки ископаемых растений происходят из отложений валижгенской и быстринской свит, которые связаны постепенным литологическим переходом.

Вторая непрерывная последовательность флористических комплексов происходит из отложений рарыткинской свиты в бассейне р. Горной (северо-восточная часть хребта Рарыткин) и включает два комплекса (Головнева, 1994): горнореченский (средний маастрихт) и рарыткинский (поздний маастрихт–даний) (табл. 2).

Кроме этого, рассматриваются гребенкинский флористический комплекс (поздний альб–сеноман–ранний турон) из кривореченской свиты (бассейн среднего течения р. Анадырь), гинтеровский (средний сеноман) и барыковский (ранний кампан) комплексы из одноименных свит бухты Угольной, какангутский комплекс (средний маастрихт) из какангутской свиты р. Какангут и корякский комплекс (поздний маастрихт) из корякской свиты в бассейне р. Эмима (рис. 1).

На протяжении позднего мела эти районы были расположены по периферии морского бассейна. На территории приморской равнины формировались аллювиальные, озерные и болотные, часто угленосные отложения, в которых захоранивались остатки растений. На северо-запад от приморской равнины располагались возвышенности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По-

Таблица 1. Распределение видов во флористических комплексах позднего турона – раннего кампана

Пенжинский	Кайваямский	Валижгенский	Верхнебыстринский и барыковский	Вид
Поздний турон	Коньяк	Ранний сантон	Ранний кампан	
				<i>Sphenopteris crispans</i> E. Lebedev
				<i>Cladophlebidium singulinervis</i> E. Lebedev
				<i>Cladophlebis contrarius</i> E. Lebedev
				<i>Cladophlebis</i> sp. 1
				<i>Cladophlebis</i> sp. 2
				<i>Protophyllocladus sachalinensis</i> (Krysht. et Baik.) Krassil.
				<i>Paraprotophyllum cordatum</i> (Samyl.) Samyl.
				<i>Dicotylophyllum</i> sp. 1
				<i>Grebenkia</i> aff. <i>kryshtofovichii</i> E. Lebedev
				<i>Penzhinia vachrameevii</i> Herman
				<i>Celastrophyllum</i> aff. <i>kolymensis</i> Samyl.
				<i>C. acutidens</i> Fontaine
				<i>Arthollia inordinata</i> (Hollick) Herman
				<i>Platanus primaeva</i> Lesquereux
				<i>Menispermities septentrionalis</i> Hollick
				<i>Celastrophyllum retinerve</i> Herman
				<i>Platanus newberryana</i> Heer
				<i>Arthollia pacifica</i> Herman
				<i>Myrtophyllum penzhinense</i> Herman
				<i>Trochodendroides notabilis</i> Herman
				<i>Gleichenia pseudocrenata</i> E. Lebedev
				<i>Onychiopsis grandipinnula</i> E. Lebedev
				<i>Menispermities kryshtofovichii</i> Vachrameev
				<i>Cissites inscissus</i> Herman
				<i>Dalembia pergamentii</i> Herman et Lebedev
				<i>Viburniphyllum whymperi</i> (Heer) Herman
				<i>Sequoia tenuifolia</i> (Schmalh.) Sveshn. et Budants.
				<i>Asplenium</i> ex gr. <i>dicksonianum</i> Heer
				<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>nordenskioldii</i> (Heer) Nathorst
				" <i>Zizyphus</i> " <i>smilacifolia</i> Budants.
				<i>Paraprotophyllum ignatianum</i> (Krysht. et Baik.) Herman
				<i>Marchantites jimboi</i> (Krysht.) Krysht.
				<i>Arctopteris penzhinensis</i> E. Lebedev
				" <i>Cephalotaxopsis</i> " <i>heterophylla</i> Hollick
				<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Unger) Heer
				<i>Paraprotophyllum pseudopeltatum</i> Herman
				<i>Arthollia insignis</i> Herman
				<i>Magnoliaephyllum alternans</i> (Heer) Seward
				<i>Dicotylophyllum dombeyopsoidum</i> Herman
				<i>Ochtopteris kamtschatica</i> E. Lebedev
				<i>Birisia jelisejevii</i> (Krysht.) Philippova
				<i>B. oerstedtii</i> (Heer) E. Lebedev
				<i>Ternstroemites harwoodensis</i> (Dawson) Bell
				<i>Sapotacites</i> aff. <i>alaskensis</i> Hollick
				<i>Araliaephyllum leonovii</i> Herman
				<i>A. quinquelobum</i> Herman
				<i>Cissites asymmetricus</i> Herman

Таблица 1. Окончание

Пенжинский	Кайваямский	Валижгенский	Верхнебыстринский и барыковский	Вид
Поздний турон	Коньяк	Ранний сантон	Ранний кампан	
				<i>Dicotylophyllum longifolium</i> (Krysht. et Baik.) Herman
				<i>D. longipetiolatum</i> Herman
				<i>Dicotylophyllum</i> sp. 2
				<i>Osmunda</i> sp.
				<i>Ruffordia magnifolia</i> E. Lebedev
				<i>Dalembia krassilovii</i> Herman et Lebedev
				<i>Platanus prisca</i> Herman
				<i>Equisetites</i> sp.
				<i>Elatocladus smittiana</i> (Heer) Seward
				<i>Metasequoia cuneata</i> (Newb.) Chaney
				<i>Cupressinocladus cretaceus</i> (Heer) Seward
				<i>Magnoliaephyllum magnificum</i> (Dawson) Krassilov
				<i>Viburniphyllum lebedevii</i> Vachr. et Herman
				<i>Quereuxia angulata</i> (Newb.) Krysht.
				<i>Anemia</i> sp.
				<i>Thallites</i> sp.
				<i>Sagenopteris</i> sp.
				<i>Cycadites</i> aff. <i>hyperborea</i> (Krysht.) E. Lebedev
				<i>Pityostrobus</i> sp.
				<i>Carpolithes</i> sp.
				<i>Coniopteridium</i> sp.
				<i>Hausmannia</i> sp.
				<i>Cladophlebis venustus</i> E. Lebedev
				<i>Cladophlebis</i> sp. 2
				<i>Macclintockia crenata</i> Herman
				<i>Sequoia</i> aff. <i>reichenbachii</i> (Gein.) Heer
				<i>Nilssonina</i> aff. <i>alaskana</i> Heer
				<i>Viburniphyllum basicordatum</i> Herman
				<i>Celastrinites septentrionalis</i> (Krysht.) Golovn.
				<i>Menispermities</i> sp.
				" <i>Grewiopsis</i> " <i>akhmetjevii</i> Vachr. et Herman
				" <i>Quercus</i> " <i>tchucotica</i> Abramova
				<i>Macclintockia ochotica</i> Vachr. et Herman
				<i>Penzhinopteris pergamentii</i> E. Lebedev
				<i>Nilssonina</i> aff. <i>yukonensis</i> Hollick
				<i>Pterophyllum validum</i> Hollick
				" <i>Vitis</i> " <i>penzhinica</i> Herman
				<i>Cissites beljaevii</i> Herman
				<i>Viburniphyllum alnoides</i> (Hollick) Herman
				<i>Sequoia fastigiata</i> (Sternb.) Heer
				<i>Nymphaeites</i> sp.
				<i>Platanus</i> cf. <i>marginata</i> (Lesq.) Heer
				" <i>Credneria</i> " sp.
				<i>Araliaephyllum polevoii</i> (Krysht.) Krassilov
				" <i>Vitis</i> " <i>stantoni</i> (Knowlton) Brown
				<i>Trochodendroides arctica</i> (Heer) Berry
35	45	29	35	Число видов

————— — доминанты; ————— — характерные виды; ————— — редкие виды.

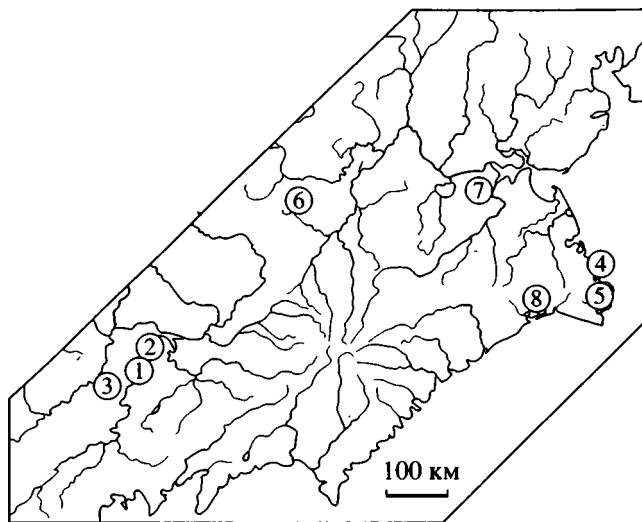


Рис. 1. Основные местонахождения ископаемых поздне меловых флор Северо-Востока России.

Цифры на схеме: 1 – мыс Конгломератовый, 2 – мыс Валижген, 3 – полуостров Елистратова, 4 – бухта Угольная, 5 – лагуна Амаам и бассейны рек Эмиа и Ильнайваам, 6 – р. Гребёнка, 7 – хребет Рарыткин, 8 – бассейн р. Каканаут.

этому в терригенных породах часто наблюдается примесь туфогенного материала. Континентальное осадконакопление периодически сменялось морским. Чередование и частичное замещение морских и континентальных фаций в разрезах позволяет довольно точно определять возраст флористических комплексов.

Развитие флоры в позднем мелу на Северо-Востоке России подразделяется на несколько этапов: гребенкинский (сеноман–ранний турон), пенжинский (поздний турон), кайваамский (коньяк), барыковский (сантон–ранний кампан), горнореченский (средний маастрихт) и рарыткинский (или корякский) (поздний маастрихт–даний). Соответствие флористических комплексов этапам развития флоры показано в табл. 3.

Гребенкинская флора является первой в ряду меловых флор Северо-Востока России, в которой начинают доминировать покрытосеменные. Их участие во флоре по числу видов достигает 35–40%. На втором месте стоят хвойные (25%). Далее следуют папоротники (23%) и другие группы растений (табл. 4, рис. 2). Развитие этой флоры приходится на время термического максимума. Вследствие этого она характеризуется высоким видовым разнообразием и включает более 80 видов растений (Щепетов и др., 1992). В систематическом отношении гребенкинская флора характеризуется сочетанием древних раннемеловых и молодых таксонов, характерных уже для позднего мела. Среди папоротников наиболее распространен род *Coniopteris*, характерны также *Birisia*,

Hausmannia и *Cladophlebis*. Реже встречаются *Gleichenia*, *Arctopteris*, *Asplenium*, *Sphenopteris*. Все эти папоротники являются характерными представителями флор второй половины раннего мела. Большое количество цикадофитов в гребенкинской флоре является ярким подтверждением теплого климата. Они представлены *Taeniopteris*, *Cycadites hyperborea* (Krysht.) E. Lebed., несколькими видами рода *Nilssonia* и новым видом рода *Nilssoniocladus*. Остатки *Cycadites* и *Nilssonia* в захоронениях обычно образуют монодоминантные скопления. Часто встречаются гинкговые. Наряду с *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Unger) Heer, найдены характерные для более древних флор *Ginkgo ex gr. lepida* Heer с более рассеченной листовой пластинкой, *Baiera* и *Sphenobaiera*. Чекановские представители единичными отпечатками *Phoenicopsis* и в гребенкинской флоре являются уже реликтовыми. Среди хвойных наиболее распространены роды “*Cephalotaxopsis*”, *Araucarites* и *Elatocladus*, составляющие ядро большинства поздне меловых флор. Реже встречаются остатки *Sequoia* и различных сосновых (*Pityophyllum*, *Pityostrobus*, *Pityospermum*, *Pseudolarix*). Более редкими являются представители *Athrotaxopsis*, *Pagiophyllum* и реликтовые для данной флоры *Podozamites*. Из покрытосеменных наиболее распространены различные виды *Menispermites* и, в меньшей степени, крупнолистные платановые, а также представители *Magnoliaephyllum*, *Dalbergites*, *Scheffleraephyllum*, *Grebekia*, *Celastrorphyllum*, *Cissites*, *Dalembia*, *Sorbites*. Единично встречаются представители рода *Trochodendroides*. Многие растения гребенкинской флоры имеют цельнокрайние листья, что также является подтверждением термофильности гребенкинской флоры. Обилие в некоторых захоронениях крупнолистных платановых свидетельствует о том, что климат в гребенкинское время был не только очень теплым, но и влажным. Следует отметить, что в это время платановые расселялись, по-видимому, по берегам рек и не проникали в другие местообитания: находки отпечатков их листьев приурочены в основном к русловым фациям.

В позднем туроне происходит значительное похолодание климата. Флора пенжинского этапа характеризуется падением видового разнообразия почти вдвое (табл. 4). При этом редукции подверглись все систематические группы растений. Сокращение произошло не только за счет вымирания, но и, вероятно, за счет миграции некоторой теплолюбивой части флоры на юг. Некоторые виды и роды гребенкинского комплекса, отсутствуя в пенжинском комплексе, появляются на Северо-Востоке вновь в кайваамском и более поздних комплексах, когда происходит очередное потепление климата. К мигрировавшим на юг в первую очередь относятся цикадофиты, которые

Таблица 2. Распределение видов рарыттинской свиты (средний маастрихт–даний) по флористическим комплексам и степень их доминирования

Мел		Палеоген		Вид
Маастрихт		Даний		
Средний		Поздний		
Горнореченский		Рарыттинский		
Ранний	Поздний	Ранний	Поздний	
				Osmunda sp.
				Cryptomerites ancistrophyllus Golovn.
				Nuphar sp.
				Trochodendroides longifolia Golovn.
				Quereuxia flabellata Golovn.
				Q. rotundifolia Golovn.
				Palaeotrappa triangulata Golovn.
				Viburnum stenophyllum Vassilevsk. et Golovn.
				Cissus pseudomarginata Golovn.
				Rhizomites sp. B.
				Nilssonina serotina Heer
				Sequoia minuta Sveshn.
				Parataxodium sp.
				Trochodendroides bifida Golovn.
				Pecilnea pinnatiloba Golovn.
				Carpolithes ceratops Golovn.
				C. ellipticus Golovn.
				Palaeotrappa bicornata Golovn.
				Platimelis umcuensis Golovn.
				Arthollia inundata Golovn.
				Viburnum oblongum Golovn.
				Arctoterum rubifolium Golovn.
				Platanus rarinervis Golovn.
				Dyrana orientalis Golovn.
				Renea actinidifolia Golovn.
				Dicotylophyllum dentatum Golovn.
				Carpolithes aculeatus Golovn.
				Limnobiophyllum acutatum (Dawson) Krassilov
				Carpolithes bulbosus Golovn.
				Rhizomites sp.
				Viburnum acutifolium Golovn.
				Sequoia sp.
				Taxites ex gr. olrikii Heer
				Equisetum arcticum Heer
				Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer
				Metasequoia occidentalis (Newb.) Chaney
				Microconium beringianum Golovn.
				Glyptostrobus nordenskioldii (Heer) R.W. Brown
				Trochodendroides arctica (Heer) Berry
				Nyssidium arcticum (Heer) Iljinskaya
				Corylus beringiana (Krysht.) Golovn.
				Quereuxia angulata (Newb.) Krysht.
				Celastrinites septentrionalis (Krysht.) Golovn.

Таблица 2. Окончание

Мел		Палеоген		Вид		
Маастрихт		Даний				
Средний	Поздний					
Горнореченский	Рарытчинский					
Ранний	Поздний	Ранний	Поздний			
				Araucarites conophyllus Golovn.		
				Elatocladus talensis Golovn.		
				Arthollia rarytkensis Golovn.		
				Nyssa tshucotica Golovn.		
				Liriophyllum aeternum Golovn.		
				Viburnum rarytkense Golovn.		
				Dicotylophyllum acutidentatum Golovn.		
				D. incertum Golovn.		
				Rarytkinia terechovae Vassilevsk. et Golovn.		
				Haemanthophyllum cordatum Golovn.		
				Platanus raynoldsii Newb.		
				Disanthophyllum longipetiolatum Vassilevsk. et Golovn.		
				Quercus groenlandica Heer		
				Vitis olrikii Heer		
				Palaeotrappa aculeata Golovn.		
				Viburnum pseudoantiquum Golovn.		
				Coniopteris tschuktschorum (Krysht.) Samyl.		
				Trochodendroides bidentata Vassilevsk. et Golovn.		
				Platimelis platanoides Golovn.		
				Onoclea hesperia R.W. Brown		
				Taxodium sp.		
				Trochodendroides lamutensis Golovn.		
				Pseudolarix arctica Krysht.		
				Pityophyllum pseudolaricis Krysht.		
				Pityospermum sp.		
				Taxites cephalotaxifolius Golovn.		
				Ilex vernicosa Golovn.		
				Araliaephyllum pentalobatum Golovn.		
				Vitis sp.		
				Cissus sp.		
				Phragmites ex gr. alaskana Heer		
				Sparganiophyllum multinervosum Golovn.		
				Dicotylophyllum cercidifolium Golovn.		
				D. myricifolium Golovn.		
				D. acerifolium Golovn.		
				D. integerrimum Golovn.		
				Dicotylophyllum sp. A		
				Dicotylophyllum sp. B		
				Carpolithes alatus Golovn.		
				C. biloculatus Golovn.		
				Carpolithes sp. A		
				Carpolithes sp. B		
		35	33	36	48	Число видов

————— — доминанты; ————— — характерные виды; ————— — редкие виды.

Таблица 3. Этапы развития флоры и соответствующие им основные флористические комплексы на территории Северо-Востока России

Возраст (Odin, Kennedy, 1982)		Этапы развития флоры	Среднее течение р. Анадырь	Северо- Западная Камчатка	Бухта Угольная	Пекульней- ское озеро	Хребет Рарыткин
млн. лет	век						
-65	Даний	Рарыткинский					Рарыткинский
					Корякский		
	Маастрихт	Горнореченский				Каканавский	Горнореченский
-72							
	Кампан	Барыковский		Верхнебыст- ринский	Барыковский		
-83							
	Сантон			Валижгенский			
-86							
	Коньяк	Кайваямский		Кайваямский			
-88		Пенжинский		Пенжинский			
-91	Турон						
	Сеноман	Гребенкинский	Гребенкинский		Гинтеровский		
95							

не встречаются в пенжинском комплексе, покрытосеменные с цельнокрайними листьями из родов *Magnoliaephyllum*, *Araliaephyllum*, *Cissites*, некоторые теплолюбивые папоротники и хвойные. Однако вымирание на этом рубеже было очень значительным (табл. 5). Вымерло большинство раннемеловых растений, которые в гребенкинской флоре играли еще значительную роль или же находились уже на положении реликтов. Это древние хвойные (*Podozamites*, *Pagiophyllum*, *Athrotaxis*), чекановские (*Phoenicopsis*), некоторые гинкговые (*Ginkgo* ex gr. *lepidi*, *Sphenobaiera*, *Baiera*), часть папоротников (в первую очередь разнообразные *Coniopteris*, некоторые виды *Birissia*, *Gleichenia*, *Cladophlebis*). Среди покрытосеменных вымирают мелколистны таксоны, которые существовали в различных раннемеловых флорах: *Dalbergites*, *Leguminosites* некоторые *Celastrorphyllum* и *Cissites*, а также различные теплолюбивые таксоны, которые не смогли мигрировать на юг. В состав пенжинской флоры из гребенкинской переходят крупнолистные холодоустойчивые платановые, *Menispermites*, некоторые виды *Dalembia* и *Grebenkia*.

Основное лицо пенжинской флоры составляют покрытосеменные (57% по сравнению с 35% в

гребенкинской флоре), представленные в основном крупнолистными платановыми. В позднетуронских флорах платановые достигают, пожалуй, своего наибольшего таксономического и экологического разнообразия. Находки ископаемых листьев этих растений встречаются уже не только в русловых песчаниках, но и в более тонкозернистых, часто угленосных породах, формировавшихся в старичных, озерных и болотных условиях. В пенжинской флоре платановые представлены родами *Platanus*, *Credneria*, *Paraprotophyllum*, *Arthollia*. В более северных флорах этого времени (Новосибирские острова, Аляска) значительную роль играют представители *Pseudoprotophyllum*. Большинство видов позднетуронских платановых характеризуется крупнолистностью, большой морфологической изменчивостью и довольно широким географическим распространением. Большие ареалы и значительное вертикальное распространение вообще являются характерной чертой многих растений пенжинского комплекса. В основном это малоспециализированные транзитные таксоны, распространенные в сеноманских и иногда даже альбских умеренных флорах Сибири, Аляски и Казахстана. Это *Menispermites* ex gr. *septentrionalis*, *M. kryshstofovichii*, *Platanus*

Таблица 4. Соотношение систематических групп (в %) в позднемиловых флорах Северо-Востока России

	Флористические комплексы						
	Гребенкинский, гинтерровский	Пенжинский	Кайваемский	Валижгенский	Верхнебыстринский, барыковский	Какангутский, горно-реченский	Рарытчинский, корякский
Мхи	2.4	2.8	2.2	3.4	2.8	0	0
Хвощи	1.2	0	2.2	0	2.8	1.7	1.5
Папоротники	23	25.7	20	24.1	8.5	5	6
Цикадофиты	7.2	0	0	6.9	8.5	3.4	0
Гинкговые	4.8	2.8	2.2	3.4	2.8	1.7	1.5
Кейтониевые	1.2	0	0	3.4	0	0	0
Хвойные	25	11.2	13.3	20.7	20	13.5	17.9
Цветковые	32	57.1	60	37.9	57.1	74	73
Число видов	>80	35	45	29	35	59	67

newberryana, *P. primaeva*, *Celastrorhynchium kolymsensis*, *C. acutidens*. Кроме этого "остаточного" элемента более ранних флор большую роль играло и местное таксонообразование. В пенжинском комплексе доминируют *Paraprotophyllum ignatianum* и *Arthollia pacifica*. Первый является характерным видом коньякских флор Сахалина и Северо-Востока, второй – местным видом. Кроме платановых большую роль в пенжинском комплексе играет род *Trochodendroides*. Эндемичный *T. notabilis* и *Zizyphus smilacifolia* относятся к числу субдоминантов. Последний вид, как и *Paraprotophyllum ignatianum*, является характерным видом турон-коньякских флор Северо-Востока и Сибири. До туронского времени представители рода

Trochodendroides встречаются довольно редко. Кроме вышеназванных растений, доминантами пенжинского комплекса являются *Myrtophyllum penzhinense* и *Celastrorhynchium retinerve*. Характерны также *Penzhinia vachrameevii* и *Dalembia pergamentii*. Среди хвойных доминируют *Sequoia tenuifolia* и "*Cephalotaxopsis*" *heterophylla*. Реже встречается *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii*. Появляется новый элемент, не встречающийся в сеномане, но очень характерный для турон-сеноманских флор тихоокеанского региона – *Protophyllocladus*. Гинкговые представлены единственным широко распространенным видом, который уже не играет большой роли во флоре. Папоротники довольно обильны и разнообразны. Они представлены девятью видами из родов *Sphenopteris*, *Cladophlebidium*, *Cladophlebis*, *Gleichenia*, *Onychiopsis*, *Asplenium*, *Arctopteris*, которые характерны для флор середины мела.

В кайваемском комплексе, также как и в пенжинском, доминируют крупнолистные платановые и представители рода *Trochodendroides*. Кроме них появляется значительное число теплолюбивых таксонов, обычно с цельнокрайними листьями: *Magnoliaephyllum alternans*, *M. magnificum*, *Ternstroemites hardwoodensis*, *Sapotacites*, несколько видов *Araliaephyllum* и *Cissites*. Многие из теплолюбивых таксонов относятся к тем, которые мигрировали на юг во время поздне-туронского похолодания и вернулись обратно с коньякским потеплением, хотя в кайваемской флоре многие роды представлены уже другими видами, чем в сеномане.

Платановые при переходе из пенжинского в кайваемский комплекс меняются мало. Изменения происходят на видовом уровне. Исчезают *Platanus primaeva* и *Paraprotophyllum cordatum*. Появляются *Platanus prisca* и *Paraprotophyllum pseudopeltatum*. Листья *Arthollia pacifica*, *Parapro-*

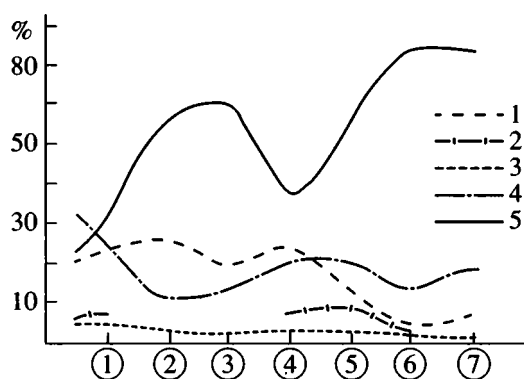


Рис. 2. Соотношение между основными систематическими группами растений в меловых флорах Северо-Востока России.

Кривые линии обозначают распространение: 1 – папоротников; 2 – цикадофитов; 3 – гинкговых; 4 – хвойных; 5 – цветковых. Цифры в кружках – ископаемые флоры: 1 – гребенкинская; 2 – пенжинская; 3 – кайваемская; 4 – валижгенская; 5 – барыковская и верхнебыстринская; 6 – горно-реченская и какангутская; 7 – рарытчинская и корякская.

Таблица 5. Изменение разнообразия во флористических комплексах позднего мела Северо-Востока России

	Флористические комплексы						
	Гребенкинский, гинтеровский	Пенжинский	Кайваемский	Валижгенский	Верхнебыстринский, барыковский	Горнореченский, каяканутский	Рарыткинский, корякский
Общее разнообразие	>80	35	45	29	35	59	67
Число видов, появляющихся в данном комплексе		20(57.1%)	26(57.7%)	17(58.6%)	23(65.7%)	45(67%)	49(75%)
Число видов, исчезающих в данном комплексе	65(81.3%)	16(45.7%)	33(73.3%)	17(58.6%)	21(60%)	41(62%)	
Число видов, переходящих в данный комплекс из более раннего		15(42.8%)	19(42.2%)	12(41.3%)	12(34.2%)	14(23%)	17(25%)

tophyllum ignatianum и *Platanus newberryana* становятся менее обильными. Появляется и становится доминантом новый вид – *Arthollia insignis*. Кроме этого довольно многочисленны листья близкого по морфологии к платановым рода *Viburniphyllum*.

Род *Trochodendroides* представлен теми же видами, что и в пенжинском комплексе, но обилие *Trochodendroides notabilis* падает, а *Ziziphus smilacifolia* увеличивается.

Кайваемская флора характеризуется более высоким видовым разнообразием, чем пенжинская, хотя оно и не достигает гребенкинского уровня. Увеличение числа видов покрытосеменных с цельнокрайними листьями, наряду с увеличением видового разнообразия флоры в целом, свидетельствуют о потеплении климата в кайваемское время. Разнообразие и обилие платановых, которые являются одним из основных индикаторов увлажнения, на протяжении сеноман-коньяка меняются незначительно, из чего следует, что влагообеспеченность в этот период была примерно одинаковой.

В целом доминантами кайваемского комплекса являются *Paraprotophyllum pseudopeltatum*, *Arthollia insignis*, *Ziziphus smilacifolia*, *Viburniphyllum lebedevii*, *Magnoliaephyllum alternans*. Характерны также *Arthollia pacifica*, *Myrtophyllum penzhinense*, *Trochodendroides notabilis*, *Dalembia pergamentii*, *Viburniphyllum whympersi*, *Paraprotophyllum ignatianum*, *Araliaephyllum leonovii*, *Magnoliaephyllum magnificum* и некоторые виды *Dicotylophyllum*.

Папоротники меняются умеренно. Исчезают некоторые древние виды *Cladophlebis*. Появляются более южные элементы, часть которых была характерна еще для гребенкинской флоры – *Birisia jelisejevii*, *B. oerstedtii*, *Osmunda* sp., *Ruffordia magnifolia* и некоторые эндемичные виды *Ochotopteris*.

Среди хвойных по-прежнему доминируют *Sequoia tenuifolia* и "*Cephalotaxopsis*" *heterophylla* с

участием *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* и *Elatocladus smittiana*. Исчезает *Protophyllocladus sachalinensis*. Интересно появление на этом этапе группы молодых хвойных из современных родов: *Metasequoia cuneata* и *Thuja cretacea*, которые являются в этой флоре еще довольно редкими. В более поздних флорах их обилие будет постепенно нарастать. Первое появление современных родов *Metasequoia*, *Glyptostrobus*, *Thuja* зафиксировано еще в пенжинское время, но не в пенжинском, а в составе одновозрастного волчинского комплекса (Филиппова, 1984) в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В целом кайваемский комплекс характеризуется большей преемственностью с пенжинским, а также с более ранним гребенкинским комплексами. Большинство видов и родов, в том числе доминанты кайваемского комплекса, переходят из пенжинского. При этом меняется только их обилие. Число новообразований и вымираний невелико. Эти процессы идут преимущественно на видовом уровне. Кроме наследуемой части в кайваемском комплексе много мигрантов с юга.

На границе пенжинского и кайваемского комплексов вымирают некоторые древние сеноманские группы (представители *Celastrorhynchium*, *Grebentia*) и специфические позднегуронские (*Penzhinia*). Наиболее значительным событием является распространение молодых хвойных из современных родов *Metasequoia*, *Glyptostrobus*, *Thuja*, *Pseudolarix*.

В валижгенское время (ранний сантон) наблюдается значительное вымирание и сокращение видового разнообразия флоры, несмотря на продолжающееся потепление климата. О повышении температур свидетельствует возврат в северные флоры теплолюбивых цикадофитов и их значительное обилие в местонахождениях. Сокращение видового разнообразия произошло вероятнее всего в результате ухудшения условий увлажнения, о чем говорят сокращение видового состава и обилия папоротников, доминирование

хвойных с крючковидными листьями и исчезновение крупнолистных платановых. Из последней систематической группы остался только один вид – *Platanus prisca* с относительно мелкими листовыми пластинками. Вымерли также многочисленные термофильные цельнокрайние формы, которые, также по-видимому, были приспособлены к более влажному климату – различные *Magnoliaephyllum*, *Araliaephyllum*, *Cissites*. Ухудшение условий увлажнения оказало резкое воздействие на флору, которая в течение длительного времени развивалась в стабильных гумидных условиях, хотя в целом оно не было значительным, поскольку угленакопление на приморских низменностях Северо-Востока России продолжалось в течение всего позднего мела.

В валижгенском комплексе из покрытосеменных доминирует *Macclintockia crenata*, а из хвойных – *Sequoia* ex gr. *reichenbachii* (по-видимому, самостоятельный новый вид с крупными, до 1.5 см, крючковидными листьями). Многочисленны также гинкговые (*Ginkgo* ex gr. *adiantoides*) и цикадофиты, которые представлены теми же родами, а иногда и видами, что и в гребенкином комплексе: *Cycadites hyperborea* и два вида *Nilssonia*. Вместе с цикадофитами вновь появляется и *Sagenopteris*. Хвойные, характерные для турон-коньякских флор (*Sequoia tenuifolia*, “*Cephalotaxopsis*” и различные *Pinaceae*) становятся редкими, а представители современных родов (*Metasequoia*, *Glyptostrobus*, *Thuja*) перестают встречаться. Сокращается разнообразие и обилие папоротников и значительно меняется их видовой состав. Исчезают типичные средне меловые роды *Birisia*, *Onychiopsis*, *Gleichenia*, *Ruffordia*. Появляются в составе флоры *Anemia*, *Hausmannia*, *Coniopteridium* и некоторые эндемичные виды *Cladophlebis*.

В раннем кампане (барыковский этап) температуры продолжают оставаться высокими, однако аридность климата, видимо, несколько уменьшилась.

Во флоре доминируют *Macclintockia ochotica* (вид очень близкий к валижгенской *M. crenata*) и *Quercus tchucotica*. Хвойные представлены *Sequoia fastigiata*, *Elatocladus smittiana*, “*Cephalotaxopsis*” *heterophylla*, *Pityophyllum* sp. Вновь начинают встречаться *Metasequoia* и *Thuja*. Из влаголюбивых форм появляются редкие платановые (*Paraprotophyllum ignatianum*, *Platanus marginata*, *Credneria* sp.), *Menispermites* sp., а также различные виды *Viburniphyllum*. Довольно многочисленны представители околводных местообитаний (*Equisetites* sp., *Marshantites jimboi*, *Quereuxia angulata*, *Nymphaeites* sp.), которые совершенно не встречались в валижгенское время. Появляется много новых родов и видов: *Celastrophyllum septentrionalis*, *Grewiopsis akhmetjevii*, *Vitis penzhinica*, *V. stantonii*, *Cissites beljaevii* и др. Увеличивается

количественное участие рода *Trochodendroides*. Как и в валижгенском комплексе, довольно много цикадофитов, которые представлены родами *Nilssonia* и *Pterophyllum*. Папоротники резко сокращаются как по числу видов, так и по обилию в местонахождениях. Они представлены *Asplenium*, *Arctopteris* и *Penzhinopteris*. Сокращение папоротников нельзя приписать только аридности климата. Вероятно, они были вытеснены с некоторых своих прежних местообитаний цветковыми растениями.

За барыковской следует горнореченская флора, которая датируется средним маастрихтом. В верхнем кампане и нижнем маастрихте на территории Северо-Востока флористические остатки не обнаружены. Поэтому не ясно, является ли горнореченская флора прямой преемницей барыковской или между ними могла существовать еще какая-то флора. За возможность существования отдельного флористического этапа говорит тот факт, что на рубеже кампана и маастрихта предполагается значительное похолодание климата (Захаров и др., 1984). Физиономически горнореченская и барыковская флоры довольно сходны, однако в систематическом отношении появляются существенные различия.

В горнореченское время климат был немного менее теплым и несколько более гумидным, чем в барыковское. В горнореченской флоре преобладают покрытосеменные растения, а среди них роды *Peculnea*, *Trochodendroides*, *Celastrinites*, *Reenea*, *Dyrana*, *Platanus*, *Viburnum*, *Corylus*. Хвойные по сравнению с покрытосеменными играют подчиненную роль и представлены преимущественно типичными поздне меловыми формами: *Sequoia minuta*, *Cryptomerites*, *Elatocladus smittiana*, *Parataxodium*, с примесью более молодых элементов: *Metasequoia* и *Glyptostrobus*. Довольно значительное участие во флоре принимают *Ginkgo* и цикадофиты (*Nilssonia*, *Encephalartopsis*), которые образовывали, по-видимому, монодоминантные сообщества. Папоротники представлены единичными находками. Во флорах горнореченского этапа по сравнению с барыковским повышается количественное участие листьев платановых с крупной листовой пластинкой и уменьшается число видов с цельнокрайними кожистыми листьями, что говорит о некотором увлажнении и похолодании климата.

Флора рарытчинского этапа (поздний маастрихт-даний) указывает на еще большее похолодание и увлажнение климата. Рарытчинская флора в целом более крупнолистная, чем горнореченская, и состоит преимущественно из видов с зубчатым краем листьев. Крупнолистные платановые являются обычным компонентом флоры. Хвойные по обилию остатков в местонахождениях часто преобладают над цветковыми и пред-

ставлены веткопадными формами. Во флоре исчезают цикадофиты, более заметно участие папоротников.

В рарыттинской флоре доминируют *Corylus beringiana*, несколько видов рода *Trochodendroides*, а также *Metasequoia*, *Glyptostrobus* и *Mesocyparis*. Характерными растениями являются *Taxodium*, *Platanus raynoldsii*, *Quercus groenlandica*, *Arthollia rarytkensis*, *Rarytkinia*, *Celastrinites*, *Nyssa*, *Platimelis*, *Viburnum*, *Vitis*, *Quereuxia* и *Haemanthophyllum*. Остатки гинкго очень редки. Папоротники представлены в основном родами *Onoclea* и *Coniopteris*.

Всего в позднем мелу на Северо-Востоке России насчитываются шесть флористических этапов. Смена флоры во всех случаях была следствием изменения климатических условий. Каждую такую смену можно рассматривать как экологический кризис. Процесс перестройки флоры протекает довольно быстро и обычно не оставляет следов в геологической летописи. При этом происходит вымирание большей части предшествующей флоры (преимущественно стенобионтных доминантов климаксных сообществ), различные миграции и образование новых таксонов (Красилов, Несов, Головнева, 1987). В результате дальнейшей коэволюции возникают новые растительные сообщества, приспособленные к новым условиям среды, которые существуют уже в довольно стабильном состоянии несколько миллионов лет. Продолжительность существования позднемеловых флор в среднем можно оценить в 2–4 млн. лет (табл. 3).

Характер изменения флоры на границах этапов также в основном зависит от характера смены климата, ее направления и резкости. Можно наметить два основных типа флористических смен: 1) смены, происходящие при ухудшении климатических условий; 2) смены, происходящие при изменении климатических условий в сторону оптимального соотношения увлажнения и теплообеспечения для жизни растений.

В первом случае наблюдается значительное вымирание предшествующей флоры, иногда на довольно высоко таксономическом уровне; сокращение видового разнообразия и увеличение обилия доминирующих видов в последующей флоре. Часто возрастает роль хвойных растений.

При оптимизации климатических условий происходит менее значительное вымирание, увеличение видового разнообразия и значительное таксонообразование в новой флоре. При этом доминанты предшествующей флоры обычно не вымирают, а постепенно теряют свое значение во флоре, в то время как при ухудшении климата характерно резкое вымирание доминантных видов (обычно в большей или меньшей степени стенобионтных). В последнем случае доминанты новой



Рис. 3. Поведение видов-доминантов на границах этапов в результате климатических изменений.

флоры обычно образуются из числа асектаторов или пионерных видов (т.е. различных эврибионтов) предшествующего этапа или за счет таксономических новообразований (рис. 3).

Типичным примером смены первого типа является смена флоры в конце маастрихта (горно-реченский–рарыттинский комплексы), наступившая в результате похолодания климата, и смена на границе коньяка и сantonа (кайваемский–ва-лижгенский комплексы), являющаяся результатом аридизации. Второй тип смены наиболее ярко проявился при замене пенжинского комплекса на кайваемский при переходе от влажного и прохладного климата к влажному и более тепловому.

Наиболее оптимальной в позднем мелу является гребенкинская флора, которая отличается максимальным видовым разнообразием. Потепление климата способствовало интенсивному таксонообразованию. На гребенкинское время приходится первая фаза расцвета древних цветковых и завоевание ими господствующей роли во флоре.

Крупные флористические перестройки в позднем мелу, связанные со значительным вымиранием, происходили при ухудшении климатических условий на границе раннего и позднего турона, коньяка и сantonа, среднего и позднего маастрихта.

Наряду с общими чертами, каждая смена имеет свои особенности. Как внутритуронская, так и внутримастрихтская смены произошли в результате похолодания. Общим пенжинской и рарыттинской флорам предшествует значительное вымирание. Однако в пенжинское время, кроме вымирания, фиксируется миграция теплолюбивых таксонов в южном направлении, а в позднем маастрихте–дании похолодание было более резким и захватило обширную территорию до Южной Монголии. Кроме того, увеличился широтный термический градиент и сезонность климата (Wolfe, Upchurch, 1987). К тому же предшествующая среднемаастрихтская горно-реченская флора, которая развивалась в стабильных семиаридных

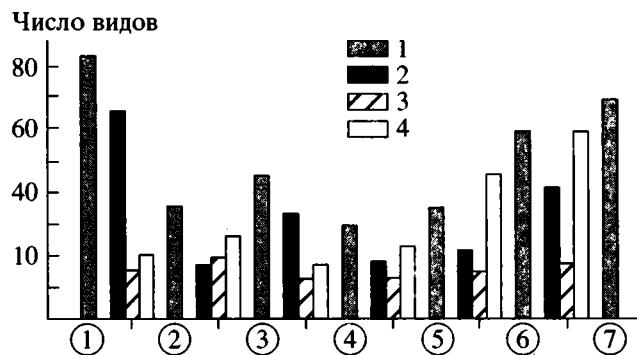


Рис. 4. Изменение видового разнообразия в меловых флорах Северо-Востока России.

1 – общее число видов во флоре; 2 – вымирающие виды; 3 – транзитные виды; 4 – вновь появляющиеся виды. Цифры в кружках – ископаемые флоры: 1 – гребёнкинская, 2 – пенжинская, 3 – кайвайтская, 4 – валижгенская, 5 – барыковская и верхнебыстринская, 6 – горнореченская и каканаутская, 7 – рарыттинская и корьянская.

условиях, отличалась очень высокой специализацией таксонов. В результате в маастрихте смена флор была более кардинальной, чем в туроне. Помимо смены цветковых произошла значительная перестройка среди голосеменных растений. В это время вымирает характерная группа хвойных (*Parataxodium*, “*Cephalotaxopsis*”, позднемеловые виды рода *Sequoia*, *Elatocladus smittiana*, *Araucarites*), которая господствовала во флорах на протяжении большей части позднего мела и благополучно пережила внутритуронский кризис.

Общими при этих двух сменах является также наследование из предшествующих флор большого количества видов-эвритопов с обширными географическими и стратиграфическими ареалами. Вновь образовавшиеся таксоны пенжинской и рарыттинской флор также отличались широким географическим распространением и отсутствием узкой экологической специализации. В результате в эпохи холодного и влажного климата обычно наблюдается сглаживание географической дифференциации флор и некоторая гомогенизация их состава. Эти периоды в эволюции флоры особенно благоприятны для фитоистратиграфических корреляций на обширных территориях.

Доминантами после смен, идущих при ухудшении климатических условий, обычно становятся таксоны, которые уже присутствовали в небольшом количестве в предшествующей флоре. В новых условиях эти группы испытывают значительную диверсификацию. В пенжинской флоре такими группами стали платанообразные и троходендронидеи, в рарыттинской – березовые и троходендронидеи. В пенжинской флоре, однако, отсутствуют виды, которые бы без изменений перешли из предшествующей гребёнкинской

флоры и стали бы в пенжинской флоре доминантами. Доминантами становятся новые виды старых родов или даже новые роды. Транзитные эвритопные и широкораспространенные виды играют подчиненную роль в пенжинской флоре. В рарыттинской флоре доминантами становятся виды, которые уже существовали в горнореченское время. Образование новых таксонов в рарыттинское время очень значительно, но большинство из них является редкими.

Еще одной особенностью горнореченско-рарыттинской смены является повышение в ее результате видового разнообразия, несмотря на доминирование эвритопных видов с обширными географическими ареалами, и упрощение структуры сообществ с явным преобладанием 4–5 видов. Это может быть объяснено тем, что после значительного вымирания в маастрихте, которое затронуло все группы растений, и продолжающегося сильного абиотического стресса, рарыттинские экосистемы сохранили в какой-то мере пионерную структуру с большим числом свободных экологических ниш. Этот фактор и оказался благоприятным для нового таксонообразования (Головнева, 1994). В результате в рарыттинской позднемаастрихт-датской флоре 75% видов являются новыми, что превышает долю вымирания при этой смене, которая составляет 62% горнореченской флоры (табл. 5, рис. 4).

Смена на границе коньяка и сантона (кайвайтско-валижгенская), сопровождаемая аридизацией климата, также была довольно существенной, но носила несколько иной характер. При этой смене наблюдается вымирание как холодолюбивых крупнолистных платанообразных, так и влаголюбивых цельнокрайнолистных термофилов. Это привело к сокращению видового разнообразия флоры, особенно среди цветковых, доля которых во флоре падает с 60 до 37% (что близко к сеноманской норме), а также к упрощению структуры сообществ, которые из полидоминантных становятся преимущественно монодоминантными. Преобладающими в местонахождениях валижгенской флоры являются только три вида: *Macclintockia crenata*, *Sequoia ex gr. reichenbachii* и *Nilssonia*. Все они, видимо, образовывали близкие к монодоминантным сообщества с редким присутствием других видов. Роль миграций в сантонское время незначительна. Из комплексов исчезают молодые таксоны хвойных – *Metasequoia*, *Thuja*, и некоторые цветковые, которые могли найти рефугиумы в более влажных высокогорных районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Преимущество валижгенского комплекса с кайвайтским невелика. Доминанты валижгенской флоры сформировались за счет нового таксонообразования. Теплый семиаридный, довольно ровный климат способствовал значительной специализации таксонов. Следствием этого является воз-

растающая географическая дифференциация флор Бореально-Пацифической области, которая проявляется не только в сантоне, но также в кампане и среднем маастрихте. Максимальное проявление эндемизма наблюдается в среднем маастрихте, в горнореченское время, когда флоры соседних провинций практически не имели общих родов среди покрытосеменных растений (Головнева, 1994). Высокая специализация валижгенских доминантов привела к тому, что большинство из них вымерло в конце этого этапа, хотя условия увлажнения улучшаются в барыковское время.

Таким образом, климатические условия и характер их изменений оказывают не только прямое влияние на видовое разнообразие и структуру экосистем, но и на степень географической дифференциации флор и масштабы вымирания и таксонообразования при сменах этапов развития флоры. Для эпох теплого и влажного климата характерно высокое видовое разнообразие и преобладание полидоминантных сообществ с узкоспециализированными видами, большое число вновь образующихся таксонов и средняя степень географической дифференциации флор. В позднем мелу Северо-Востока такими флорами были гребенкинская и в меньшей степени кайваемская.

Эпохи теплого, ровного, довольно сухого климата (сантон—средний маастрихт) характеризуются некоторым уменьшением видового разнообразия, увеличением степени доминантности сообществ, узкой специализацией таксонов и высокой степенью эндемизма флор отдельных регионов. Стенобионтность многих видов приводит к значительным вымираниям в конце таких эпох даже при небольших климатических изменениях и незначительной преемственности в их развитии.

В эпохи с холодным и влажным климатом с выраженной сезонностью во флорах также падает видовое разнообразие и увеличивается степень доминантности в сообществах, но преобладают эвритопные виды с широкими географическими и стратиграфическими ареалами (пенжинский и рарытчинский этапы). В силу менее узкой специализации таксоны этих эпох лучше переживают экологические кризисы, возникающие при флористических сменах и масштабы вымирания в их конце обычно менее значительны.

В целом можно отметить, что флора и растительные сообщества более чувствительны к изменению увлажнения и в меньшей мере к сменам температурных условий.

Влияние географической изоляции на дифференциацию палеофлор значительно уступает климатическому фактору. В частности, поздний турон характеризуется одной из наиболее сильных трансгрессий моря и максимальной изоляцией различных регионов в меловом периоде (Най-

дин и др., 1986). Однако именно в это время нивелировка фитогеографической дифференциации флор была одной из самых значительных в мелу, уступая только позднемаастрихт-датской.

Анализ характера вымираний и новообразования видов в различных флористических комплексах (табл. 5; рис. 4) в позднем мелу показывает, что во всех комплексах количество вновь образовавшихся видов в начале флористического этапа примерно равно количеству видов, вымерших в его конце. Это верно и для пессимальных, и для оптимальных климатических эпох, когда велико как образование новых видов, так и вымирание. Это свидетельствует о том, что видообразование является основной формой ответа флоры на изменение климата. Диверсификация и вымирание на родовом и более высоких таксономических уровнях уже в значительно меньшей степени зависят от влияния внешней среды.

В целом степень обновления флоры на каждом этапе довольно высока. В конце каждого этапа вымирает 45–80% видового состава. В этом отношении знаменитая мел-палеогеновая граница (которой на Северо-Востоке соответствует горнореченско-рарытчинская смена, 62% вымерших видов) не выделяется среди других внутримеловых кризисов в эволюции флоры.

При анализе вымирания на границах флористических этапов обращает на себя внимание удивительное постоянство транзитной части флоры. Число транзитных видов в различных сменах примерно одинаково, независимо от общего разнообразия флор и типа флористической смены. Обычно в транзитную группу входят малоспециализированные эврибионты и околородные растения, чье существование меньше зависит от климатических условий. Однако в поздне меловых флорах Северо-Востока основную часть транзитных видов составляют хвойные, которые являются доминантными или субдоминантными во всех флорах. Это несколько видов секвой, "*Cephalotaxopsis heterophylla*, *Elatocladus smittiana*, *Pityophyllum* sp., *Parataxodium*, *Cupressinocladus cretaceus*, а также *Ginkgo adiantoides*, и в термофильных флорах — *Nilssonia serotina*, что может свидетельствовать о значительной устойчивости сообществ, образуемых этими голосеменными растениями, которые существовали на протяжении почти всего позднего мела и, по-видимому, доминировали в долиненной, склоновой и болотной растительности. В зависимости от климата в разных флорах в группе поздне меловых хвойных обычно меняется только соотношение видов или наблюдается незначительное видообразование в пределах уже существующих родов. В сантоне появляется *Sequoia* ex gr. *reichenbachii*, а в кампане становится характерной *S. fastigiata*, которая обычна в более южных флорах Дальнего Восто-

ка в течение всего мела. Возможно, дальнейшие исследования с более широким применением кутикулярного анализа покажут, что видовой состав поздне меловых хвойных был более разнообразным. Тем не менее физиономически эти растения практически не менялись. В позднем маастрихте происходит смена поздне меловой ассоциации хвойных на современные роды – *Metasequoia*, *Glyptostrobus*, *Taxodium*, которые образовывали сообщества, широко распространенные в течение третичного периода и в несколько измененном виде дожившие даже до наших дней.

Эволюция покрытосеменных растений, в отличие от хвойных, шла очень интенсивно. Состав цветковых от этапа к этапу обновляется на 60–90% на видовом уровне и в значительной степени на родовом и семейственном уровнях. На протяжении позднего мела обилие цветковых во флорах постепенно нарастает, достигая к концу периода 70% систематического состава флор. Вместе с этим сокращается систематическое разнообразие и обилие папоротников (от 23% в гребенкинской флоре до 6% в рарытчинской). Это сокращение не может быть объяснено климатическими условиями и вероятнее всего связано с вытеснением папоротников цветковыми и, возможно, некоторыми хвойными с прежних местообитаний, прежде всего занимаемых нелесными растительными группировками. К концу мела на Северо-Востоке, а также во многих других регионах (Krassilov, 1995), нелесные папоротниковые и цикадофитовые сообщества практически прекращают свое существование.

Доля реликтовых элементов из гинговых, цикадофитов и папоротников во флорах позднего мела постепенно уменьшается. В конце гребенкинского этапа исчезают *Podozamites*, чекановские, *Baiera* и *Sphenobaiera*, в конце валижгенского – кейтониевые (*Sagenopteris*). Горнореченский этап был последним, в котором играли значительную роль типичные поздне меловые хвойные и цикадофиты. В это же время гинго теряет доминирующую роль в сообществах и в более поздних флорах встречается в качестве подчиненного элемента. Что касается покрытосеменных растений, степень обновления таксонов на рубеже среднего и позднего маастрихта в общем не превышала степени обновления на предыдущих этапах позднего мела. Хотя количество современных родов покрытосеменных вы-

растает с одной трети до половины состава и некоторые из них становятся доминантами, все-таки значение вымерших родов еще очень велико. Более значительные таксономические перестройки среди цветковых наблюдаются в позднем палеоцене–раннем эоцене и связаны с прогрессирующим потеплением климата и развитием семейств *Ulmaceae*, *Betulaceae*, *Fagaceae*, *Juglandaceae*, *Hamamelidaceae* и др., которые составляют ядро современных листопадных флор северного полушария.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 93-04-7769 и 96-05-65848).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с.
- Головнева Л.Б. Маастрихт-датские флоры Корякского нагорья. С.-Петербург: БИН РАН, 1994. 148 с.
- Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Г.Г. Поздне меловая сукцессия морских сообществ на юге Сахалина и климатические особенности Северо-Западной Пацифики // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 41–90.
- Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 238 с.
- Найдин Д.Н., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. М.: Наука, 1986. 261 с.
- Несов Л.А., Головнева Л.Б. Эволюция экосистем в ходе исторических изменений флор и фаун // Тр. XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 22–28.
- Филиппова Г.Г. Меловые хвойные из бассейна среднего течения р. Анадырь // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока. М.: Наука, 1984. С. 154–177.
- Щенетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Средне меловая флора правобережья р. Анадырь. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 84 с.
- Krassilov V.A. Models of plant and plant community evolution: Cretaceous-Paleocene transition examples // Paleontological Journal. 1995. V. 29. № 2A. P. 1–22.
- Wolfe J.A., Upchurch C.R., Jr. North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1987. V. 61. P. 33–77.

Рецензенты М.А. Ахметьев, В.А. Красилов

УДК 551.733(571.5)

СТАНДАРТНЫЙ РАЗРЕЗ СИЛУРА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

© 1998 г. Ю. И. Тесаков*, Н. Н. Предтеченский**, В. Г. Хромых*, А. Я. Бергер**

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН
630090 Новосибирск, Университетский проспект, 3, Россия

**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
190226 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия

Поступила в редакцию 27.06.97 г.

Послойный стандарт силура Восточной Сибири разработан впервые с целью корреляции с ним всех разрезов и скважин в пределах этого региона и с послойными стандартами и разрезами других регионов. Он включает стратотипы региональных горизонтов, подгоризонтов, хронозон и слоев, последовательно сменяющих друг друга в стратиграфической последовательности в стратотипических районах для силура Восточной Сибири (Мойеронском, Туруханском, Норильском). Приведено графическое изображение послойного стандарта с детальностью до слоев и прослоев, а также групповым распространением фауны. Дано литолого-тафономическое описание этого стандартного разреза.

Ключевые слова. Силур, стандарт, Сибирь, горизонт, хронозона, слой.

В послойный стандарт силура Восточной Сибири вошли разрезы, вскрытые: 1 – в бассейне р. Мойеро (лландовери и венлок), 2 – в долине р. Курейка (горсти), 3 – скважиной ТТ-1 на восточной окраине оз. Пясино (лудфорд–пржидоли) (рис. 1, 2). Целенаправленный выбор стандарта осуществлялся авторами, начиная с 1972 г., когда для целей всестороннего детального изучения силура Восточной Сибири, как единого седиментационного бассейна, была сформирована комплексная рабочая группа, в которую вошли седиментологи, экологи, литологи и палеонтологи по всем группам фауны и флоры.

Первой обобщающей работой коллектива явилась монография “Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения” (Тесаков и др., 1979), в которой были впервые намечены стратотипы региональных подразделений. В силуре Сибирской платформы было выделено шесть горизонтов (мойероканский, хаастырский, агидыйский, хакомский, тукальский, холюханский) и в основании нижнего девона – мукдэкэнский, залегающий под зубовским горизонтом. Впоследствии, типовые разрезы этих подразделений были достаточно детально описаны (Тесаков и др., 1980, 1985; Предтеченский, Тесаков, 1982).

К настоящему времени в пределах Восточной Сибири (Сибирская платформа и Таймыр) изучены практически все выходы на дневную поверхность силурийских пород и многочисленные скважины, вскрывающие силур на закрытых территориях. В результате анализа этих материалов разработанная ранее региональная стратиграфи-

ческая схема (Тесаков и др., 1979, 1983) с некоторыми изменениями и уточнениями получила подтверждение на всей территории Восточной Сибири. Кроме того, она детализирована до подгоризонтов и хронозон (Тесаков и др., 1992, 1996, 1998; Tesakov et al., 1996). Зафиксированные стратотипы региональных хронозон в сумме составляют стратотипы подгоризонтов, горизонтов и надгоризонтов в принятых после ревизии объемах.

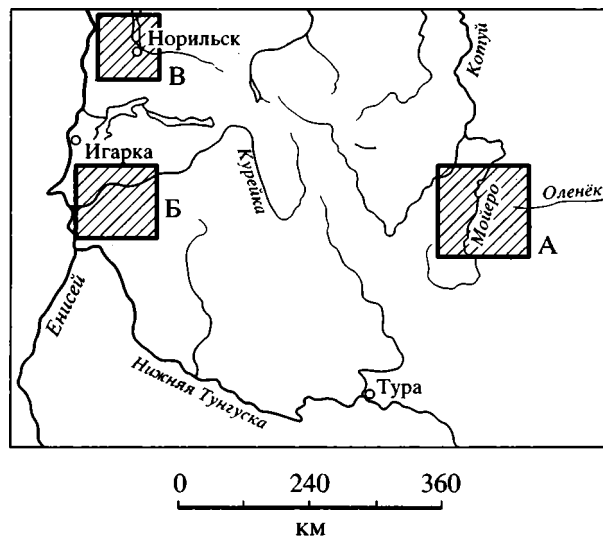


Рис. 1. Местонахождение типовых районов для послойного стандарта силура Восточной Сибири. Районы: А – Мойеронский, Б – Туруханский, В – Норильский.

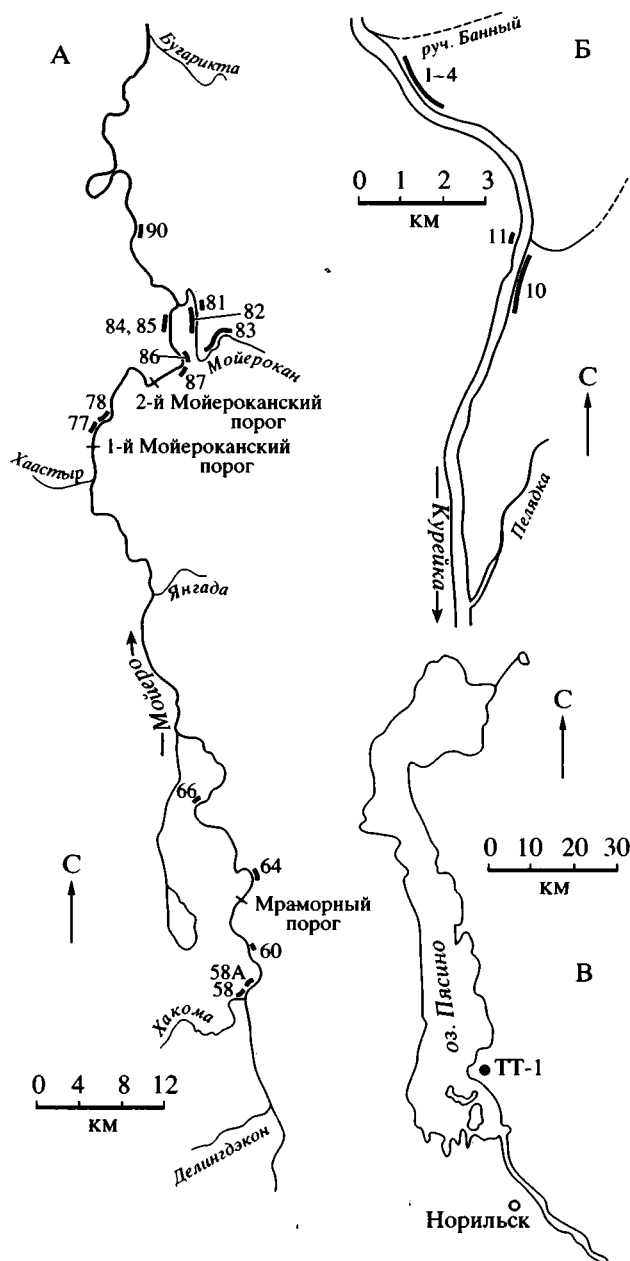


Рис. 2. Местонахождение типовых разрезов послыного стандарта силура Восточной Сибири.

А – Мойеронский район, бассейн р. Мойеро; р. Мойеро, разрезы: 82 – левый берег в 3.0 км выше устья, 83 – правый берег в 5.0 км выше устья; р. Мойеро, разрезы: 78 – левый берег в 4.0 км ниже устья р. Хасстыр, 90 – правый берег в 5.0 км ниже устья р. Мойеро, 77 – левый берег в 2.0 км ниже устья р. Хасстыр, 84, 85 – левый берег в 2.0 км выше устья р. Мойеро, 86 – правый берег в 2.7 км выше устья р. Мойеро, 87 – правый берег в 4.5 км выше устья р. Мойеро, 60 – правый берег в 3.0 км ниже устья р. Хакома, 58А – левый берег в 0.7 км ниже устья р. Хакома, 58 – левый берег у устья р. Хакома, 64 – правый берег в 3.0 км ниже Мраморного порога, 66 – левый берег в 9.0 км ниже Мраморного порога. Б – Туруханский район, р. Курейка, разрезы: 11 – Нижний Шеки правый берег, 1–4 – Верхние Шеки левый берег, 10 – Нижние Шеки левый берег. В – Норильский район, правый борт оз. Пясина, скв. ТТ-1.

Надгоризонты подразделяются на горизонты, которые, в свою очередь, делятся на два или три подгоризонта, обозначенные как нижний, верхний или нижний, средний, верхний. Разные подгоризонты включают от двух до восьми региональных хронозон, обозначенных цифрами 1, 2, 3 и т.д. Кроме того, все региональные хронозоны пронумерованы от первого до пятидесяти четвертого номера. Эти 54 подразделения выступают в роли корреляционных уровней при сопоставлении разрезов, составлении профилей, карт, схем и как оцифрованные биоинтервалы в объеме региональных хронозон.

Ниже приводится литолого-тафономическое описание послыного стандартного разреза силура Восточной Сибири (рис. 3). Перед рубрикой “Хронозона” дается порядковый номер хронозоны для всего силура, после – порядковый номер хронозоны в подгоризонте, и далее, после индекса, указан стратотип хронозоны и ее толщина в стратотипе.

Мойероканский горизонт – мг. 111.0 м.

Нижнемойероканский подгоризонт (нижний – низы среднего руддана) – мг. 54 м.

1. *Хронозона 1* – мг.₁₍₁₎: сл. 82/1; 0.5 м.

82/1. Известняки темно-серые, битуминозные, слабоглинистые, среднеровноплитчатые, с жеодами пирита, расслоенные примазками (до 1 см) аргиллитов черных. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены рассеянно и гнездами. Доминирует *Alispira gracilis*. 0.5 м.

2. *Хронозона 2* – мг.₁₍₂₎: сл. 82/2–3; 1.8 м.

82/2. Известняки черные, битуминозные, слабоглинистые, толстонервноплитчатые, с жеодами пирита. Органические остатки обильные, мелкие и средние, захоронены массовыми ориентированными скоплениями. Доминирует *Geisonoceras kureikense*. 0.2 м.

82/3. Аргиллиты черные, тонкогоризонтально-слоистые, с крупными конкрециями пирита и марказита. К кровле слоя переходят в глинистые горизонтально-слоистые известняки. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены скоплениями по плоскостям напластования. Доминирует *Glyptograptus tamariscus*. 1.6 м.

3. *Хронозона 3* – мг.₁₍₃₎: сл. 82/4 – 7; 5.0 м.

82/4–5. Частое переслаивание (1–4 мм) мергелей светло-серых и аргиллитов серых, известковистых, слагающих пакеты толщиной 10–20 см. Прослойки (2–3 см) известняков серых, доломитистых. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены рассеянно по плоскостям напластования. Доминирует *Metabolograptus moyeroensis*. 1.1 м.

82/6–7. Равномерное чередование известняков (слойки 2–4 см) серых, доломитистых, глинистых, волнистослоенных и серых глинистых мергелей

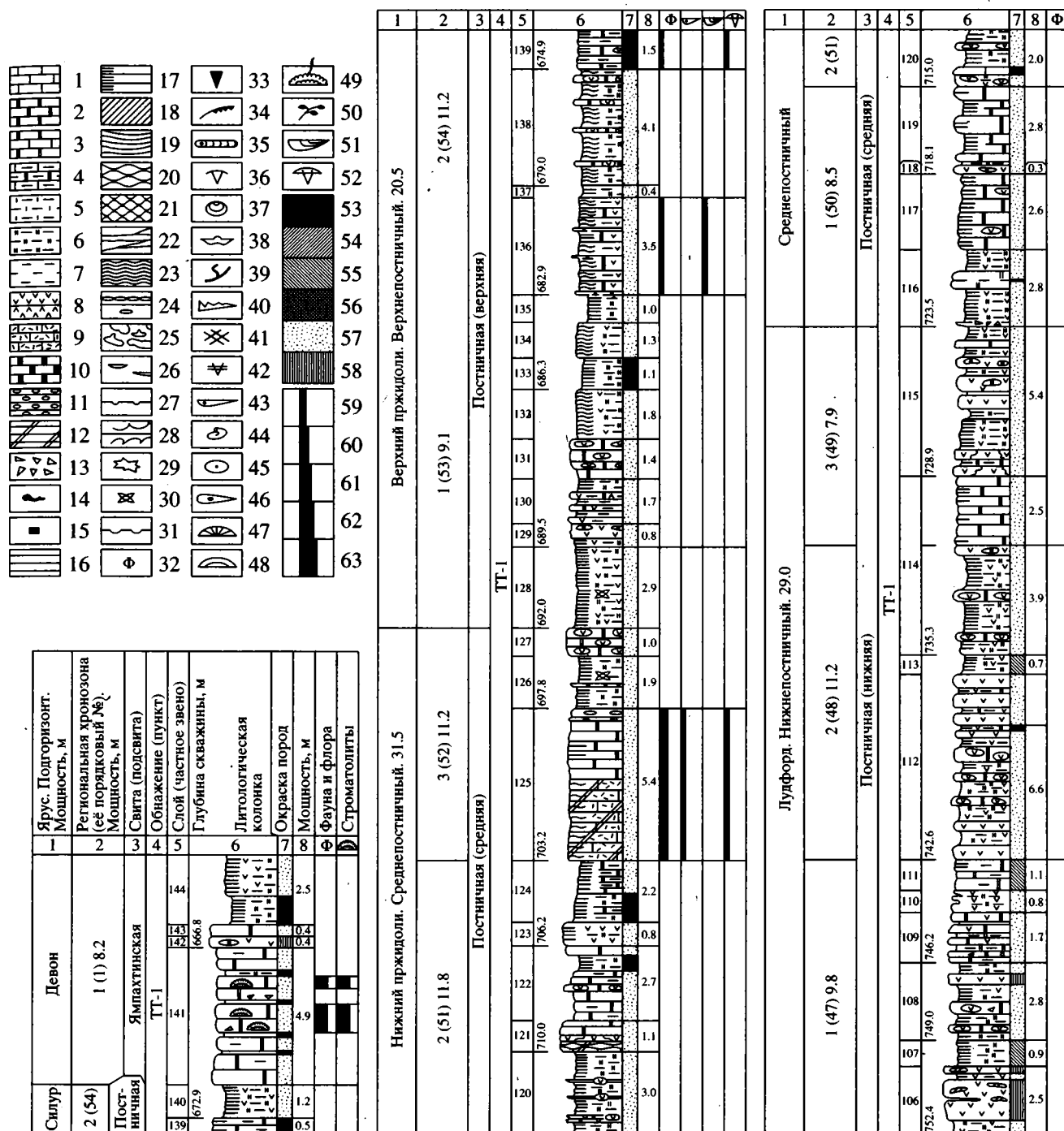


Рис. 3. Послойный стандарт силура Восточной Сибири.

1 – известняк; 2 – доломит; 3 – известняк доломитовый, доломит известковый; 4 – известняк и доломит глинистые; 5 – мергель; 6 – домерит; 7 – аргиллит; 8 – гипс и ангидрит; 9 – известняк детритовый; 10 – известняк битуминозный; 11 – оолиты; 12 – вторичная доломитизация и кальцификация; 13 – аутигенная брекчия; 14 – кремневые конкреции; 15 – пирит; 16 – толстая и средняя горизонтальная слоистость; 17 – тонкая и микрогоризонтальная слоистость; 18 – косая слоистость; 19 – волнистая слоистость; 20 – крупная комковатость; 21 – мелкая комковатость; 22 – слоистокмковатая структура; 23 – бугристое наложение; 24 – желваковые прослои и отдельные желваки; 25 – неправильные желваки “журавчики”; 26 – линзы; 27 – трещины усыхания; 28 – следы волновой ряби и течений; 29 – каверны; 30 – гиероглифы; 31 – диастемы; 32 – фауна; 33 – хиолиты; 34 – граптолиты; 35 – цефалоподы; 36 – трилобиты; 37 – беззамковые брахиоподы; 38 – замковые брахиоподы; 39 – илоеды; 40 – конодонты; 41 – мшанки; 42 – тентакулиты; 43 – остракоды; 44 – гастроподы; 45 – криноидеи; 46 – ругозы; 47 – табуляты; 48 – строматопороидеи; 49 – строматолиты; 50 – водоросли; 51 – пеллециподы; 52 – эвриптериды; окраска пород: 53 – темноцветная (черная, темно-серая), 54 – красноцветная (красная, коричневая, лиловая), 55 – зеленоцветная, 56 – пестроцветная (пятнистая, красная, зеленая), 57 – сероцветная (серая), 58 – светлоцветная (светло-серая, желтая); количество органических остатков: 59 – единичные, 60 – редкие, 61 – частые, 62 – многочисленные, 63 – обильные.

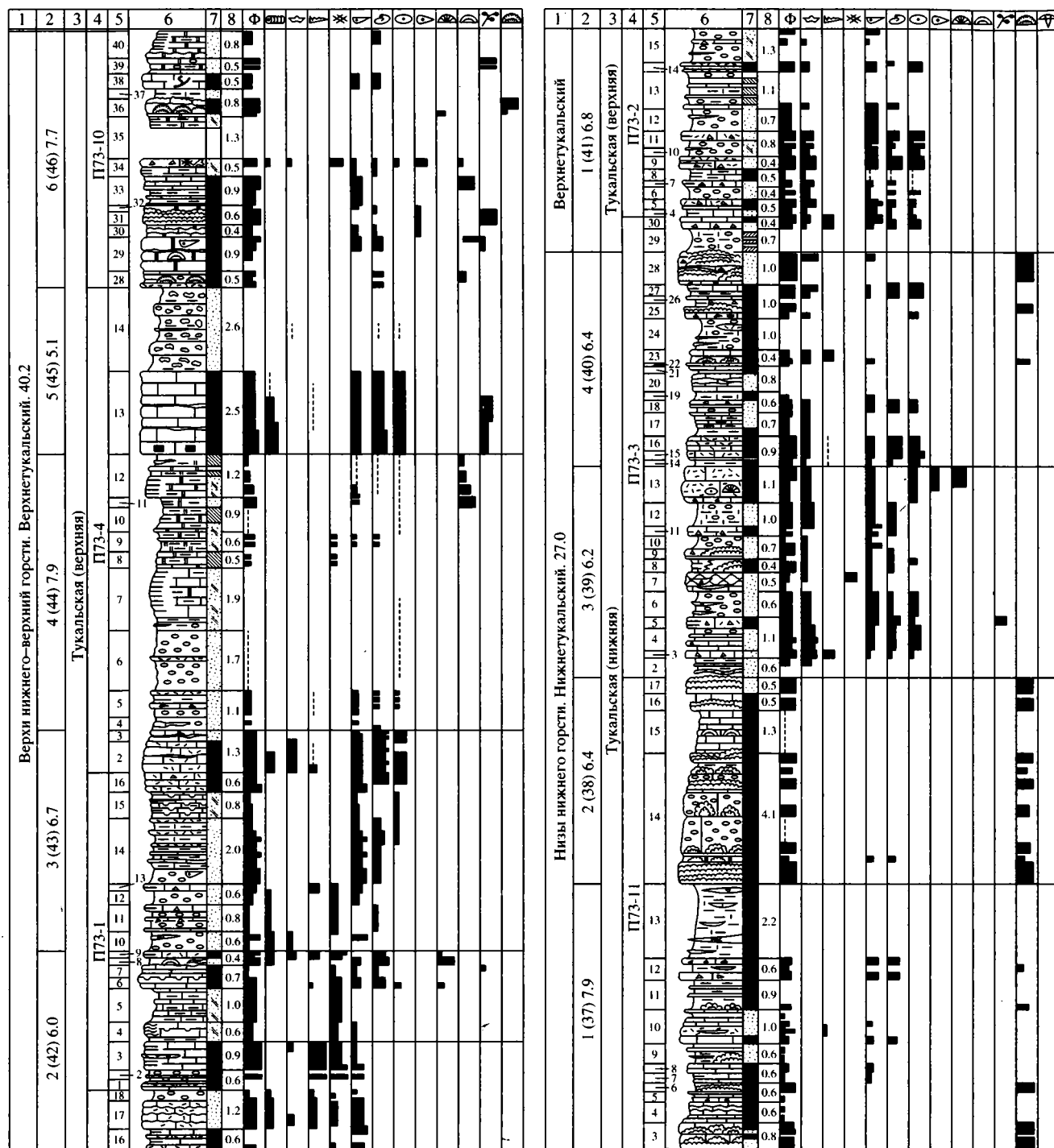


Рис. 3. Продолжение.

(слойки 2–3 см). Органические остатки частые только в мергелях, мелкие, захоронены по плоскостям напластования. Доминируют *Metabolograptus moyeroensis* (82/6) и *Paraclimacograptus innotatus* (82/7). 3.4 м.

4. Хронозона 4 – $mr_{1(4)}$: сл. 82/8; 5.0 м.

82/8. Чередование известняков (слойки 2–3 см) серых, глинистых, доломитистых, с пологоволнистыми поверхностями наложения и аргиллитов (слойки 1–2 см) серых, известковистых. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены по плоскостям наложения аргиллитов. Доминирует *Coronograptus cyphus angustus*. 5.0 м.

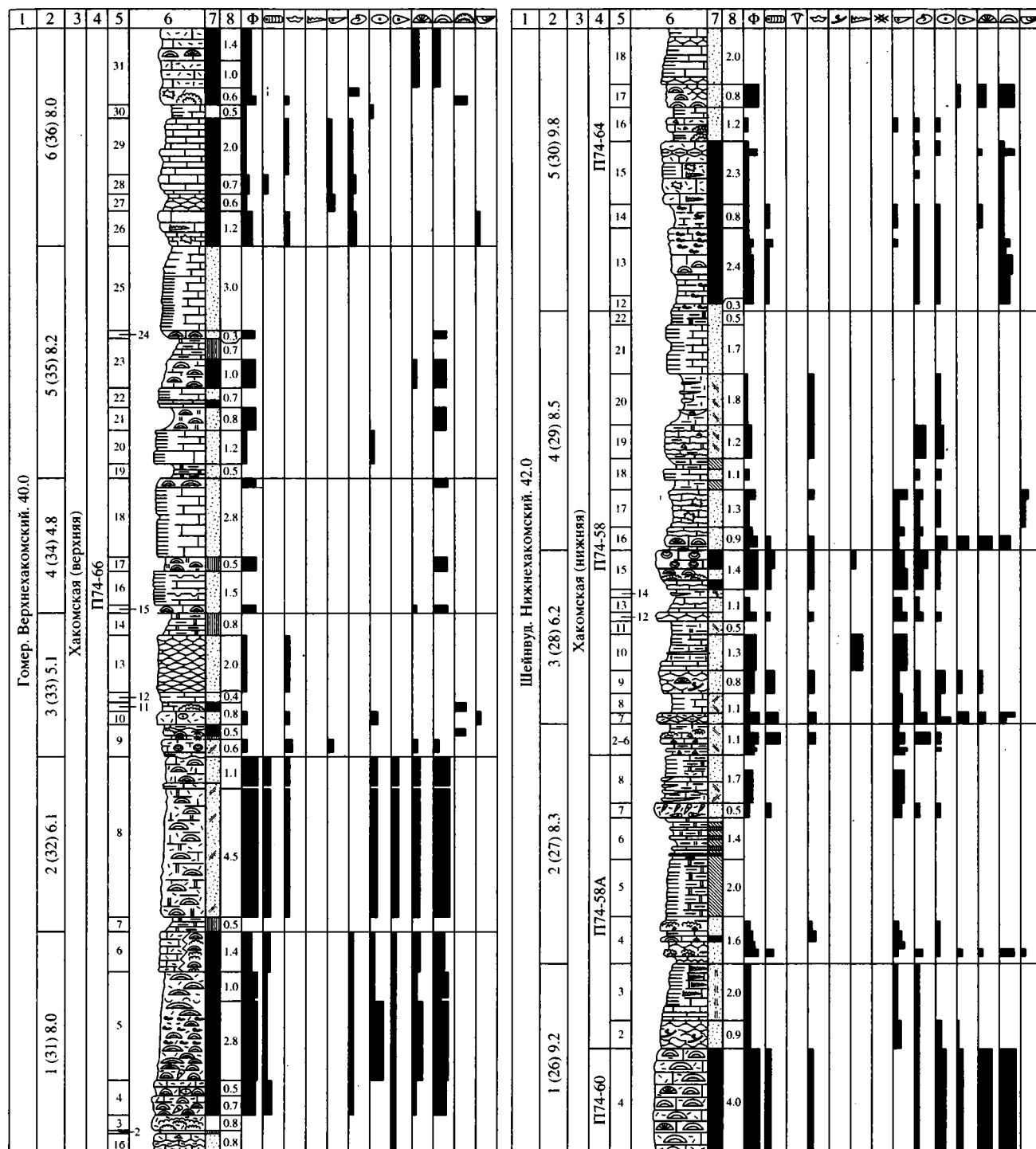


Рис. 3. Продолжение.

5. Хронозона 5 – $mr_{1(5)}$; сл. 82/9–10; 8.5 м.

82/9–10. Частое чередование (1–3 см) известняков и аргиллитов, аналогично слою 8. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены по плоскостям наслоения аргиллитов. Доминирует *Cogonograptus cyphus angustus*, 8.5 м.

6. Хронозона 6 – $mr_{1(6)}$; сл. 82/11–12; 8.3 м.

82/11–12. Известняки серые, доломитистые, слабоглинистые, с мелкобугристыми плоскостями наслоения, среднеплитчатые (до 6 см) разделены пропластками (1–3 см) зеленовато-серого и черного глинистого мергеля. Органические остатки еди-

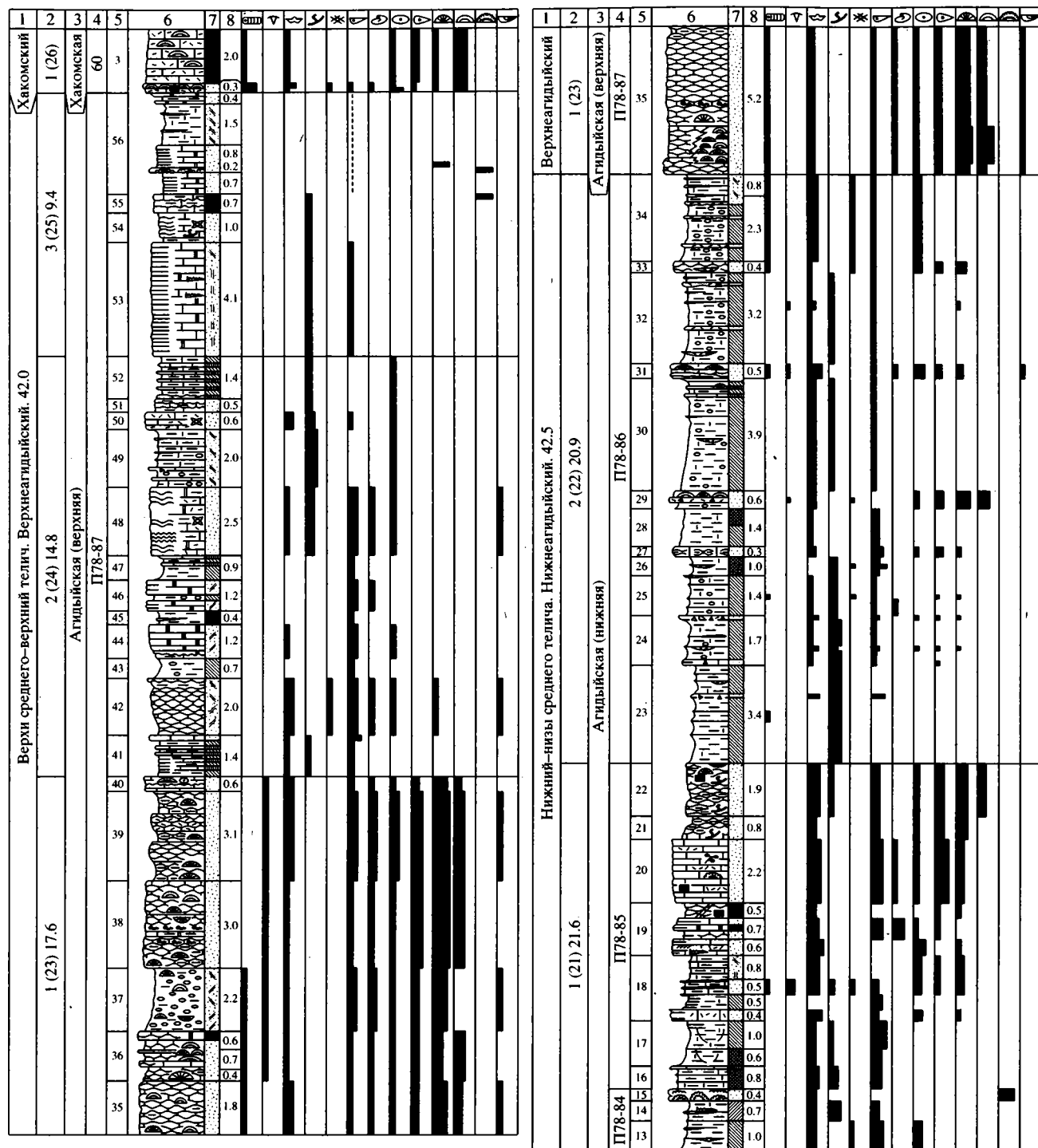


Рис. 3. Продолжение.

ничные, мелкие. Доминируют ходы илоедов (до 1 см в диаметре) на нижних поверхностях известняков и *Paracrinoceras innotatus*. 8.3 м.

7. Хронозона 7 – $mr_{(7)}$: сл. 82/13; 11.0 м.

82/13. Известняки серые, доломитистые, бугристо-среднеплитчатые (2–3 см), с редкими тонки-

ми аргиллитовыми прокладками. Органические остатки частые, мелкие. Доминирует *Asperis superciliosus*. 11.0 м.

8. Хронозона 8 – $mr_{(8)}$: сл. 82/14–16; 13.7 м.

82/14–15. Чередование известняков серых, доломитистых, слабглинистых, бугристо-наслоен-

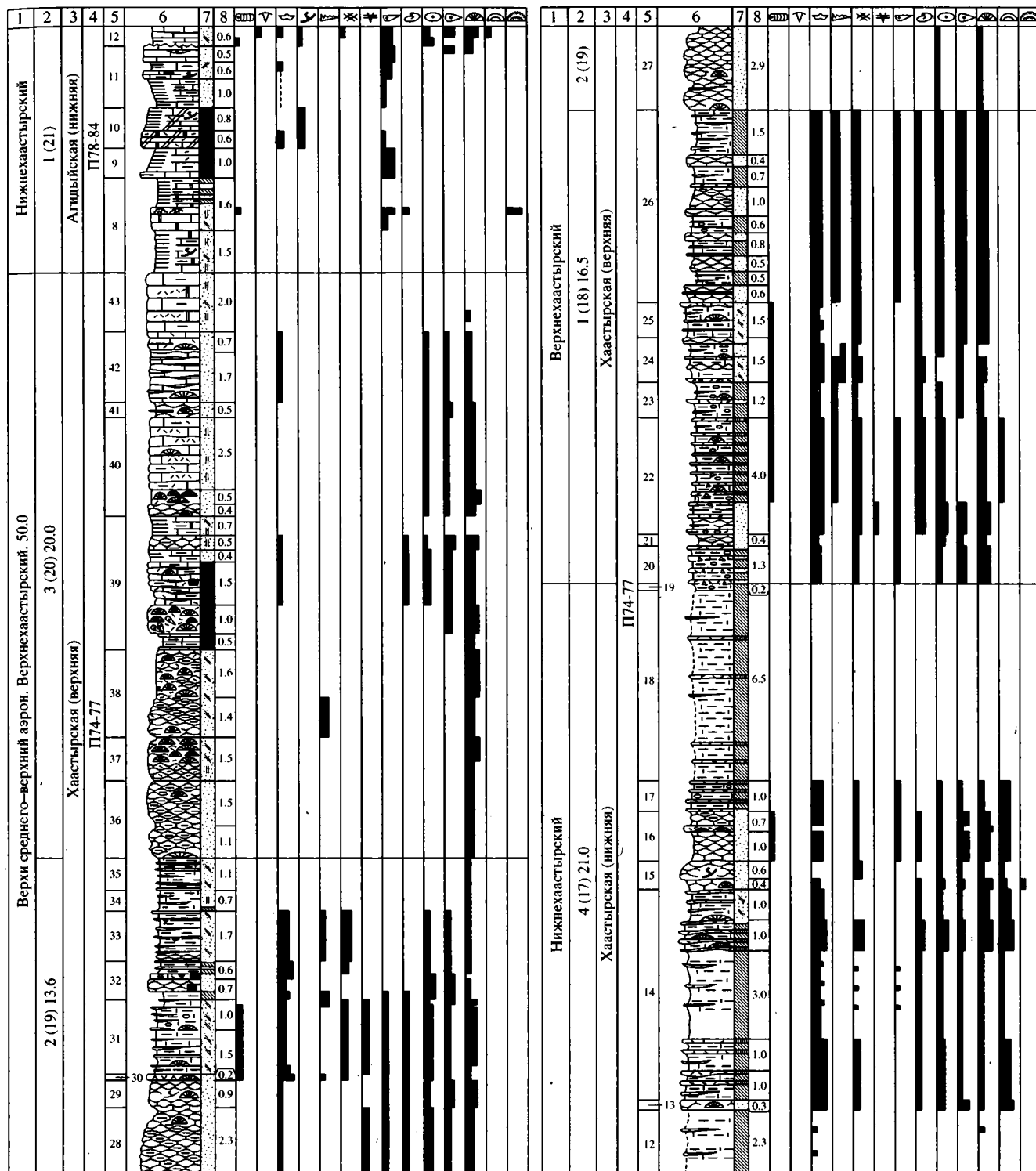


Рис. 3. Продолжение.

ных, тонкоплитчатых (1.0–2.0 см) с известняками серыми, доломитистыми, глинистыми, тонкогоризонтальнослоистыми, тонкоплитчатыми (2–3 см) и мергелями серыми (пропластки до 1.0 см). Ор-

ганические остатки частые, мелкие. Доминирует *Acernaspis superciliexcelsis*. 4.9 м.

82/16. Известняки серые, доломитистые, слабоглинистые, тонкоплитчатые, бугристонаслоен-

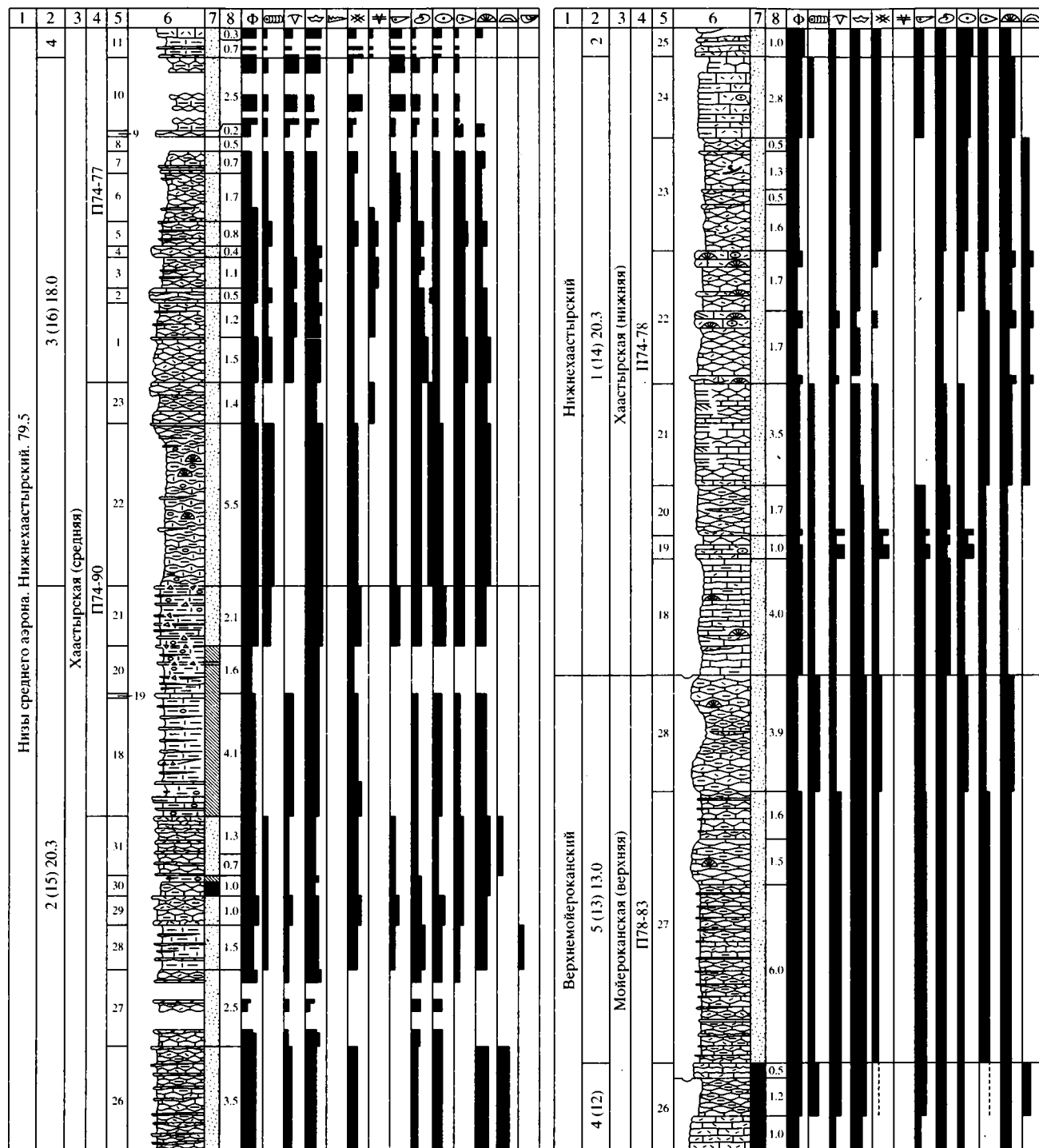


Рис. 3. Продолжение.

ные (1.5–2.0 см) с прокладками зеленовато-серого мергеля. Имеются редкие прослои (1.5 см) комковатых зеленовато-серых известняков. Органические остатки частые, мелкие. Доминирует *Clorinda undata*. 8.8 м.

Верхнемоероканский подгоризонт (верхи среднего руддана–нижний аэрон) – mr_2 . 5.70 м.

9. *Хронозона 1* – $mr_{2(1)}$: сл. 82/17–18; 11.8 м.

82/17–18. Пакеты комковатых известняков серых, доломитовых, слабглинистых, с редкими пропластками (1–3 см) зеленовато-серых слабглинистых известняков с многочисленным детритом. Разделены пакетами (0.3–0.5 м) бугристонслоенных серых слабглинистых известняков, рас-

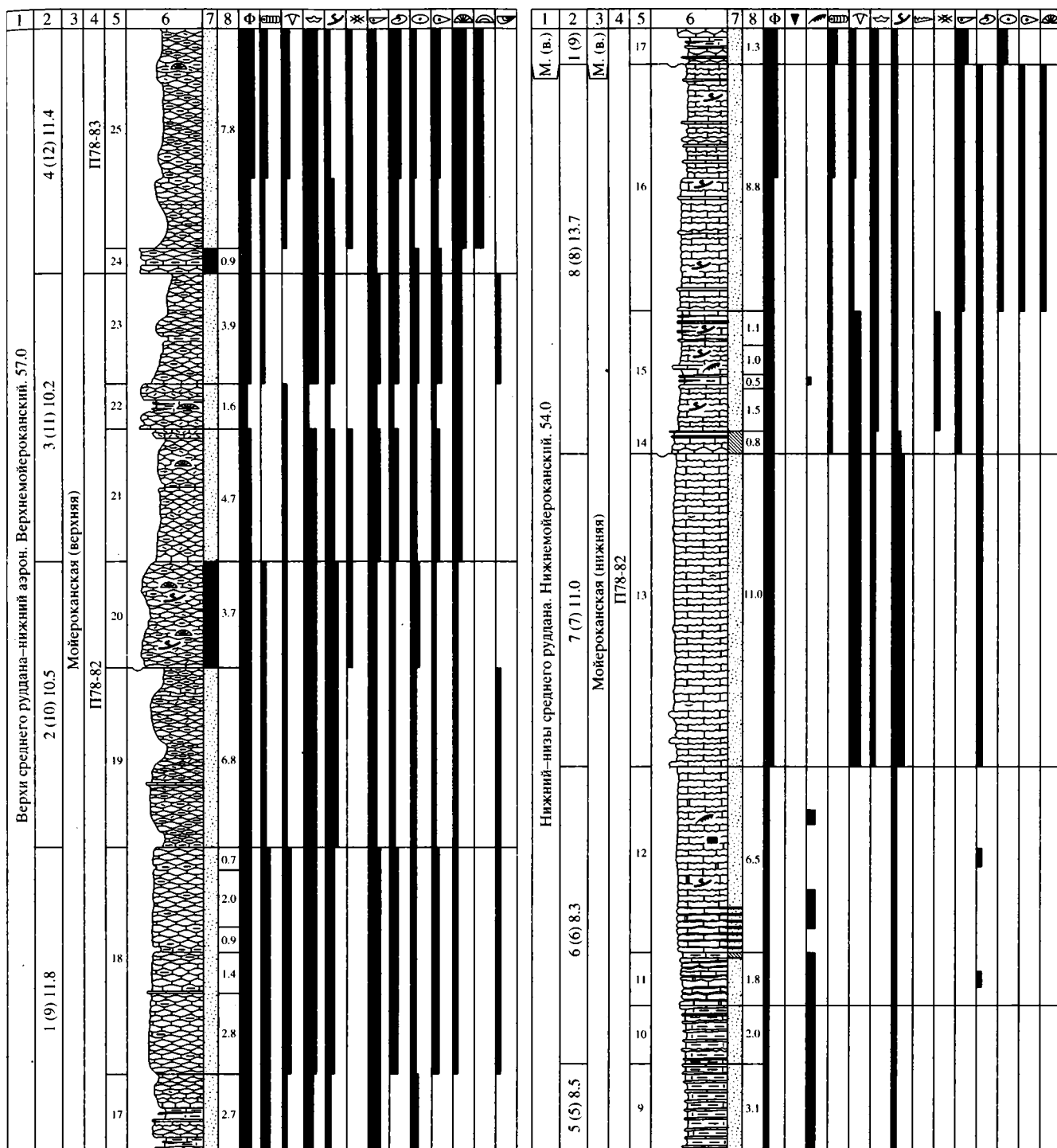


Рис. 3. Продолжение.

слоенных рыхлыми мергелями. Органические остатки многочисленные, мелкие, захоронены рассеянно и гнездами. Доминирует *Sibiritia wiluensis*. 11.8 м.

10. Хронозона 2 – $mr_{2(2)}$: сл. 82/19–20; 10.5 м.

82/19–20. Известняки серые и темно-серые, среднекомковатые, доломитистые, слабглинистые, с многочисленным детритом и шламом. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно и скоп-

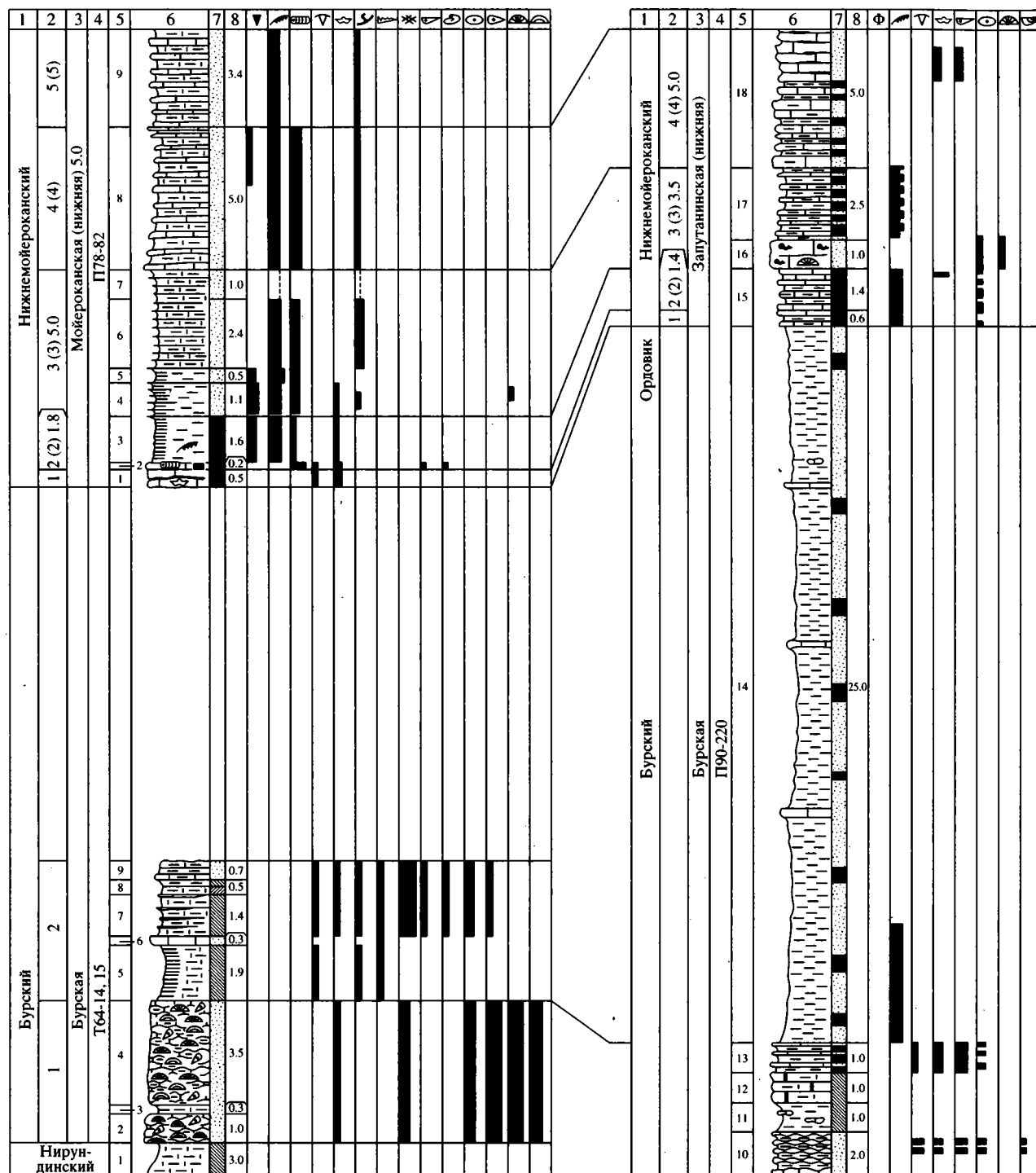


Рис. 3. Окончание.

лениями. Доминирует *Septatrypa antiquata*. Встречаются биотурбации типа зоофикос. 10.5 м.

11. Хронозона 3 – $mr_{2(3)}$: сл. 82/21–23; 10.2 м.

82/21–23. Известняки серые, средне- и мелкокомковатые, доломитистые, слабглинистые, с многочисленным мелким детритом и шламом, с

четковидными прокладками зеленовато-серых рыхлых глинистых мергелей. Имеются следы биотурбаций типа зоофикос и ходы илоедов. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, располагаются гнездами и рассеянно. Доминируют *Sibiritia wiluensis* (82/21), *Ca-*

lamopora alveolaris. (82/22) и *Zygospiraella duboisi* (82/23). 10.2 м.

12. *Хронозона 4* – $mr_{2(4)}$: сл. 83/24–26; 11.4 м.

83/24–26. Известняки серые, внизу (83/24) и сверху (83/26) темно-серые, доломитистые, слабоглинистые, с многочисленным детритом и шламом, мелко- и крупнокомковатые, с обильными прокладками мергелей. Органические остатки многочисленные, средних размеров, захоронены рассеянно. Доминируют *Isorthis neocrassa* (83/24), *Calamopora alveolaris* (83/25) и *Septatrypa antiquata* (83/26). Наблюдаются биотурбации типа зоофикус. (83/25). 11.4 м.

13. *Хронозона 5* – $mr_{2(5)}$: сл. 83/27–28; 13.0 м.

83/27–28. Известняки серые, доломитистые, мелкокомковатые и бугристонаслоенные, с обильным детритом, с многочисленными прокладками мергелей. В средней части сл. 83/27 и в нижней и верхней частях сл. 83/28 – крупнокомковатые. Содержат частые маломощные (1–2 см) прослой сгустково-детритовых известняков. Органические остатки многочисленные, мелкие, захоронены рассеянно и гнездами, в основном по плоскостям наложения. Доминируют *Isorthis neocrassa* (83/27) и *Zygospiraella duboisi* (83/28). 13.0 м.

Хаастырский горизонт – hs_1 . 129.5 м.

Нижнехаастырский подгоризонт (нижняя часть среднего аэрон) – hs_1 . 79.5 м.

14. *Хронозона 1* – $hs_{1(1)}$: сл. 78/18–24; 20.3 м.

78/18–24. Известняки серые и коричневатосерые, бугристонаслоенные (по 2–4 см) и комковатые, детритовые, разделенные тонкими (до 3 мм) примазками мергеля. Содержат многочисленные врезанные линзы гастроподово-брахиоподовых известняков с большим количеством мшанок. В средней части (78-21) прослой детритовосгустковых равно- и косослоистых известняков. Органические остатки многочисленные, средних и мелких размеров, захоронены рассеянно, гнездами и намывами. Доминируют *Zygospiraella duboisi* (78-18), *Chasmotopora moyerensis* (78/19), *Loxoplocus vostokovae* (78/20), *Calamopora alveolaris* (78/21) и *Quadralites quadratus* (78/22–24). 20.3 м.

15. *Хронозона 2* – $h_{1(2)}$: сл. 78/25–31, сл. 90/18–21; 20.3 м.

78/25–31. Известняки серые, мелкокомковатые и бугристонаслоенные, полидетритовые, расслоенные мергелями и прослоями (3–6 см) мшанково-криноидных неровнонаслоенных ракушечников. В средней части (78/28) мергели зеленоватосерые, глинистые, рыхлые, с частыми маломощными (до 3 см) неравноплитчатыми прослоями органогенно-обломочных детритовых известняков с многочисленными ходами илюедов по наложению. Органические остатки частые, средних размеров, обычно тяготеют к плоскостям напластования. Доминируют *Favosites goth-*

landicus gothlandicus (78/25, 26), *Stegerhynchus decemplicatus duplex* (78/27, 28), *Eocoelia hemisphaerica* (78/29) и *Calamopora alveolaris* (78/30, 31). 12.5 м.

90/18–21. Мергели серовато-зеленые, комковатые, слабо детритовые, с желвачками известняка и с частыми линзовидно-четковидными прослоями синевато-серых детритовых известняков с плоскими автокластами темно-серого глинистого известняка. Поверхность наложения прослоев бугристая. Органические остатки частые, особенно в известняках, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Eocoelia hemisphaerica*. 7.9 м.

16. *Хронозона 3* – $hs_{1(3)}$: сл. 90/22–23, сл. 77/1–10; 18 м.

90/22. Мергели зеленоватосерые, комковатые и желваковистые с редкими и тонкими линзами детритового серого известняка. Органические остатки многочисленные, мелкие, средние и крупные, захоронены рассеянно. Доминирует *Eocoelia hemisphaerica*. 5.5 м.

90/23. Известняки серые, глинистые, мелкокомковатые, расслоенные глиной. Фаунистические остатки многочисленные, мелкие и средние, захоронены рассеянно. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. 1.4 м.

77/1–10. Известняки серые, полидетритовые (до 50%), мелкокомковатые и бугристо-наслоенные, с биотурбациями типа зоофикус, с тонкими линзовидными прослоями органогенно-полидетритового известняка. Органические остатки многочисленные, мелкие и средние, захоронены рассеянно и небольшими гнездами. Доминируют *Mesofavosites dualis* (77/1), *Zygospiraella duboisi* (77/2, 3, 5, 6), *Eocoelia hemisphaerica* (77/4, 7, 10) и *Favosites gothlandicus gothlandicus* (77/9). 10.4 м.

17. *Хронозона 4* – $hs_{1(4)}$: сл. 77/11–19; 21.0 м.

77/11–14. Аргиллиты зеленые, известковистые, мелкооскольчатые, с редкими линзовидными тонкими прослоями серых органогенно-полидетритовых известняков. Органические остатки приурочены только к известнякам, они мелких и средних размеров. Доминирует *Eocoelia hemisphaerica*, образующая ракушечники или устилающая поверхности напластования. 10.6 м.

77/15–16. Известняки серые, мелкокомковатые, детритовые, с биотурбациями типа зоофикус. Органические остатки частые, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. 2.7 м.

77/17–19. Аргиллиты зеленые, оскольчатые, с тонкими прослоями детритовых известняков. Органические остатки редкие, мелкие, приурочены, в основном, к известнякам. Доминирует *Eocoelia hemisphaerica*. 7.5 м.

Верхнехаастырский подгоризонт верхи среднего-верхний аэрон – hs_2 . 50.0 м.

18. *Хронозона 1* – $hs_{2(1)}$: сл. 77/20–26; 16.5 м.

77/20–25. Чередование известняков серых, обломочно-полидетритовых, с автокластами, мергелей зеленовато-серых, доломитистых и аргиллитов зеленых, оскольчатых с линзовидными прослоями (0.1 м) детритового и комковатого известняка. Некоторые прослои биотурбированы ходами илоедов типа зоофикос. Органические остатки многочисленны, мелких и средних размеров, захоронены, в основном, по плоскостям наложения известняков или слагают целиком линзы. Доминируют *Favosites gothlandicus gothlandicus* (77/20, 21, 25), *Pentamerus oblongus*, *Eocoelia hemisphaerica* (77/22, 24) и *Mendacella tungussensis* (77/23). 9.9 м.

77/26. Ритмичное чередование слоев серых комковатых, полидетритовых, глинистых известняков с пакетами, в которых часто переслаиваются детритовые и обломочно-детритовые известняки, зеленые аргиллиты (без фауны) и зеленовато-серые мергали. Органические остатки частые, средних и мелких размеров, тяготеют к поверхностям наложения комковатых известняков. Доминирует *Eocoelia hemisphaerica*. 6.6 м.

19. *Хронозона 2* – $hs_{2(2)}$: сл. 77/27–35; 13.6 м.

77/27–30. Известняки серые, доломитистые, глинистые, детритовые с пиритом. Имеются тонкие прослои и линзы бугристонслоенных желваковистых известняков и прокладки желтовато-зеленых мергелей. Органические остатки редкие, средних и мелких размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. Многочисленны крупные ходы илоедов и биотурбации типа зоофикос. Вверху (77/30) брахиоподовый ракушняк. Цементом служит несортированный полидетрит, мелкозернистые кальцит и доломит. Здесь доминирует *Borealis borealis*. 5.4 м.

77/31–35. Мергали и аргиллиты зеленовато-серые (прослои до 0.3 м) с плоскими желваками серого известняка и тонкими прослоями детритовых и обломочно-детритовых известняков, часто с автокластами. В средней части (77/32) (0.6 м) известняки серы, полидетритовые, мелкокомковатые, с криноидеями. Органические остатки частые, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно и гнездами. В мергелях и по плоскостям наложения известняков доминирует *Eocoelia hemisphaerica*. Отдельные прослои известняков биотурбированы. 7.3 м.

20. *Хронозона 3* – $hs_{2(3)}$: сл. 77/36–43; 20.0 м.

77/36–38. Известняки серые, глинисто-алевритистые, доломитистые, детритовые, среднекомковатые. Пачки известняков разделены прослойками глины. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. 7.1 м.

77/39. Известняки черные и серые, среднеплитчатые с бугристыми плоскостями напластования, комковатые и коралловые, с прокладками

черных аргиллитов. В верхней части слоя известняки листоватые, доломитовые. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. 4.7 м.

77/40–43. Известняки светло-серые, глинисто-алевролитистые, доломитистые, прослоями сгустковые фитолитовые, детритовые, неровноплитчатые и комковатые. Органические остатки редкие, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. 8.3 м.

Агидыйский горизонт – аг. 44.5 м.

Нижнеагидыйский подгоризонт (нижний – низы среднего телича) – аг₁. 42.5 м.

21. *Хронозона 1* – аг₁₍₁₎: сл. 84, 85/8–22; 21.6 м.

84/8–12. Чередование средне-, тонкоплитчатых и листоватых горизонтальнослоистых известняков серых и темно-серых, доломитовых, детритовых, иногда расслоенных пропластками (0.2–0.4 см) зеленовато-серых мергелей. Органические остатки редкие, мелких размеров, захоронены рассеянно, местами порообразующие или отсутствуют. Доминируют *Hertmannina moierensis* (84/8, 9, 11), *Lenatoechia multicostata* (84/10) и *Favosites gothlandicus gothlandicus* (84/12). 8.2 м.

84, 85/13–18. Чередование аргиллитов и мергелей зеленых, бурых и пятнистых. Прослои и линзы известняков серых, лилово-красных, глинистых, детритовых, строматолитовых, доломитистых. Органические остатки редкие и обильные, мелкие, захоронены рассеянно, но иногда образуют мелкие линзочки ракушняка. Доминируют *Cythereina oviformis* (84/13), *Alispira rotundata* (84/14), *Hertmannina moierensis* (85/16, 17) и *Anabaria rara* (85/18). 6.7 м.

85/19–20. Чередование плитчатых и комковатых известняков серых, полидетритовых с пиритом, со знаками волновой ряби, иногда расслоенные аргиллитами. Органические остатки обильные, мелкие, захоронены рассеянно и гнездами. Доминируют *Anabaria rara* (85/19) и *Hertmannina moierensis* (85/20). 4 м.

85/21–22. Известняки серые детритовые, мелкокомковатые, глинистые с ходами илоедов и биотурбациями типа зоофикос. Редкие тонкие прослои мергелей. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно. Доминируют *Favosites gothlandicus gothlandicus* (85/21) и *Multisolenia tortuosa* (85/22). 2.6 м.

22. *Хронозона 2* – аг₁₍₂₎: сл. 86/23–34; 20.9 м.

86/23–34. Аргиллиты зеленые, лилово-коричневые (86/286) или пятнистые (86/26), известковистые, мелкооскольчатые с комками известняков. Прослои доломитисто-известковистых мергелей, глинистого детритового слоистого известняка и серого мелкодетритового известняка с автоклас-тами зеленого глинистого мергеля, серых комковатых и бугристо-наслоенных известняков. Орга-

нические остатки мелкие, редкие или обильные, захоронены рассеянно или скоплениями. Доминируют *Cytherellina oviformis* (86/25–25), *Norilskinia cuspidata* (86/26–28), *Favosites gothlandicus gothlandicus* (86/29), *Cryptothyrella norilica* (86/30–31), *Mendacella tungussensis* (86/32), *Subalveolites subulosus* (86/33) и *Anabaria rara* (86/34). 20.9 м.

Верхнеагидыйский подгоризонт (верхи среднего–верхний телич) – ag_2 . 42.0 м.

23. *Хронозона 1* – $ag_{2(1)}$: сл. 87/35–40; 17.6 м.

87/35–36. Известняки серые, детритовые, среднекомковатые. Органические остатки многочисленные, средних и мелких размеров, захоронены рассеянно, реже гнездами. Доминирует *Multisolenia tortuosa*. Имеются строматопоро-коралловые биогермы (1.2 × 1.5 м). 2.4 м.

87/37. Мергели зеленовато-серые с комками глинистого известняка. Органические остатки частые, средних и мелких размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Favosites gothlandicus moyeroensis*. 2.2 м.

87/38–40. Известняки серые, глинистые, детритистые, среднекомковатые. Органические остатки средних и мелких размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Favosites gothlandicus moyeroensis*. В нижней части (87/38) имеются биогермы, а в верхней (87/40) – грубоплитчатые известняки. 6.7 м.

24. *Хронозона 2* – $ag_{2(2)}$: сл. 87/41–52; 14.8 м.

87/41. Известняки коричневатого-серые, тонкоплитчатые, без органических остатков, расслоенные зеленым известковистым аргиллитом с редкой плоской аутигенной галькой глинистого известняка. Органические остатки единичные, мелкие, захоронены рассеянно и линзовидными скоплениями. Доминирует *Cytherellina oviformis*. 1.4 м.

87/42. Известняки коричневатого-серые, прослойками глинистые, мелкокомковатые. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены рассеянно. Доминирует *Cytherellina oviformis*. 2.0 м.

87/43–47. Чередование аргаллитов зеленых, оскольчатых, с четковидными тонкими линзочками и желваками зеленовато-серого глинистого известняка и известняков коричневатого-серых, среднеплитчатых. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены рассеянно и мелкими гнездами. Доминирует *Cytherellina oviformis*. 4.4 м.

87/48. Известняки доломитизированные, серые, волнистослоистые, иногда бугристо-наслоенные с гиероглифами и редкими тонкими прослойками детритовых известняков. Доминируют остракоды. 2.5 м.

87/49–52. Чередование известняков серых, с редким криноидным детритом и автокластами и зеленовато-серых глинистых мергелей с желваками и лизами серого мелкозернистого известняка.

Встречаются многочисленные гиероглифы. Органические остатки редкие, мелкие. Доминируют ходы илоедов и *Alispira rotundata* (87/50). 4.5 м.

25. *Хронозона 3* – $ag_{2(3)}$: сл. 87/53–56; 9.4 м.

87/53. Известняки серые с поверхности желтые охристые, доломитовые тонко-, равноплитчатые, иногда со знаками ряби. Распространены только ходы илоедов. 4.1 м.

87/55–56а. Известняки серые и темно-серые, бугристоплитчатые, с микрофитолитами, редкими остракодами, члениками криноидей, пелециподами, гиероглифами. 3.4 м.

87/56б. Аргиллиты зеленовато-серые, с редкими тонкими (до 1.5 см) прослойками и линзочками известняка, а сверху (0.4 м) равноплитчатого доломита. Распространены редкие створки остракод. 1.9 м.

Хакомский горизонт – hk . 82.0 м.

Нижнехакомский подгоризонт (шейнвуд) – hk_1 . 42.0 м.

26. *Хронозона 1* – $hk_{1(1)}$: сл. 60/3–4, сл. 58А/2–3; 9.2 м.

60/3–4. Известняки серые, с поверхности бугроватые, органогенно-детритовые. В основании встречается редкая плоская известняковая галька и мелкие окатанные строматопороидеи. В основании слоя 60/3 возможен размыв. Органические остатки многочисленные (биостром), средних размеров, захоронены авто- и аллохтонно. Доминируют *Yavorskiina rzonnickii* (60/3) и *Labechia condensata* (60/4). 2.6 м.

58А/2. Известняки серые, мелкокомковатые или неровноплитчатые. Органические остатки единичные, мелкие. Доминирует *Beugichia mirabilis*. 0.9 м.

58А/3. Известняки светло-серые, плитчатые, мелкодетритовые, комковато-сгустковые, песчано-алевритистые, с симметричными знаками волновой ряби. Органические остатки редкие, средних и мелких размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Hertmannina papa*. 2.0 м.

27. *Хронозона 2* – $hk_{1(2)}$: сл. 58А/4–8, сл. 58/2–6; 8.3 м.

58А/4. Известняки строматопоратовые, в кровле сменяющиеся строматолитовыми. Цементирующая масса представлена серым детритовым известняком с аутигенными обломками. Прослои известняков серых, тонкоплитчатых, онколитовых, песчано-алевролитовых. Доминируют *Ecclimadictyon fastigiatum* (58А/4б) и *Anabaria rara* (58А/4д–е).

58А/5. Мергели желто- и серо-зеленые, доломитовые горизонтальнослоистые, плитчатые (1–3 см). 2.0 м.

58А/6. Частое переслаивание зеленых оскольчатых аргиллитов с горизонтальнослоистыми алевроитистыми доломитами и известняками. 1.4 м.

58А/7. Конгломерат крупноплощогоалеичный известняковый (внутриформационный). Обломки состоят из алевроитовых, детритовых и оолитовых известняков. Цемент – кальцит. В нижней части слоя обломки лежат субапараллельно напластованию, а в верхней – стоят почти перпендикулярно. Фауна редкая, средних и мелких размеров. Доминирует *Beyrichia mirabilis*. 0.5 м.

58А/8. Чередувание зеленовато-серых мергелей и серых косоволнистых сгустковых алевроитистых известняков. Фауна частая, распределена по плоскостям напластования, иногда образует прослой. Доминирует *Beyrichia mirabilis*. 1.7 м.

58/2–6. Частое чередувание прослоев серого обломочно-детритово-сгусткового известняка и зеленовато-серого глинистого мергеля. Фаунистические остатки в отдельных прослоях единичные или частые, мелкие. Доминирует *Beyrichia mirabilis*. 1.1 м.

28. *Хронозона 3* – $hk_{1(3)}$: сл. 58.3–15. 6.2 м.

58/7–14. Известняки серые, комковатые, бугристонаслоенные и плитчатые, детритовые, расслоенные тонкими прокладками зеленовато-серого мергеля. Встречаются строматолитовые прослой и строматопоратовые биостромы. Органические остатки частые, средних и мелких размеров, распространены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Beyrichia mirabilis*. 4.8 м.

58/15. Известняки темно-серые, комковатослоистые. На верхней поверхности наслоения видны следы течений (глубина борозд до 5–8 см). В средней части слоя развиты строматолиты. Фауна многочисленная, распределена равномерно, но гастроподы тяготеют к плоскостям напластования. Органические остатки средней величины. Доминируют *Beyrichia mirabilis* (внизу) и *Straparollus alacer* (вверху). 1.4 м.

29. *Хронозона 4* – $hk_{1(4)}$: сл. 58/16–22; 8.5 м.

58/16–19. Известняки серые, неровнонаслоенные и комковатые, детритовые. Встречаются аутигенные обломки и стилолиты. Органические остатки всех размеров, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминируют *Sapporipora favositoides*, *Beyrichia mirabilis* (58/16), *Eohowellella yadrenkinae* (58/10) и *Prosolarium cirrhosa* (58/19). 4.3 м.

58/20. Полосчатые зеленовато-серые рыхлые породы, состоящие из чередования известняка и доломита, содержащие линзы обломочных известняков. Доминирует *Bystrowicrinus bilobatus*. 1.8 м.

58/21–22. Доломиты серые, тонкоплитчатые до листоватых, ровнослоистые, с трещинами усыхания и волноприбойными знаками на плоскостях наслоения, расслоены темно-серыми глинистыми

мергелями. Органические остатки редкие, мелкие. Доминирует *Dalejina gibbayaensis*. 2.2 м.

30. *Хронозона 5* – $hk_{1(5)}$: сл. 64/12–18; 9.8 м.

64/12–18. Известняки серые и темно-серые детритовые, разноплитчатые, с кремнями. прослой комковатых серых известняков и биостромы. Органические остатки частые, распределены неравномерно, средних и мелких размеров. Доминируют *Labechia condensa*; в отдельных прослоях – *Neobeatricea nikiforovae*, *Ecclimadictyon fastigiatum* и *Prosolarium cirrhosa*. 9.8 м.

Верхнехакомский подгоризонт (гомер) – hk_2 . 40.0 м.

31. *Хронозона 1* – $hk_{2(1)}$: сл. 66/16–6; 8.0 м.

66/16. Известняки темно-серые, детритовые, толстоплитчатые, со стилолитовыми швами, в кровле имеются автобрекчии. Присутствуют мелкие членики криноидей. 0.7 м.

66/2. Известняки желтовато-серые, глинистые, полосчатые. 0.1 м.

66/3–6. Кораллово-строматопоровый биостром, представленный пластинчатыми строматопороидеями, табулятами и ругозами, которые цементируются темно-серым криноидным известняком. Много колоний перевернутых. В верхней части встречаются раковины мегаломус. Доминирует *Yavorskiina membrosa*. 7.2 м.

32. *Хронозона 2* – $hk_{2(2)}$: сл. 66/7–8; 6.1 м.

66/7. Доломиты желтовато-серые, окремненные, глинистые, с редкими прослоями глины. Органические остатки отсутствуют. 0.75 м.

66/8. Кораллово-строматопоровый биостром, представленный пластинчатыми (внизу) и уплощенно-полусферическими (вверху) колониями строматопороидей, табулят, ругоз. Цементом служат желтовато- и коричневатосерые детритовые глинистые доломитизированные и серые плотные известняки. Доминирует *Yavorskiina membrosa*. 5.6 м.

33. *Хронозона 3* – $hk_{2(3)}$: сл. 66/9–14; 5.1 м.

66/9–12. Известняки коричневатосерые, серые и черные, глинистые, разноплитчатые со строматолитами или детритом. Распространены только *Bystrowicrinus bilobatus* (66/10) и *Morinorhynchus proprius* (66/12). 2.3 м.

66/13. Известняки светло- и коричневатосерые, мелкокомковатые или желвакового сложения, прослоями неровнотонкоплитчатые. Распространены только единичные мелкие брахиоподы. 0.2 м.

66/14. Доломит коричневатосерый, глинистый, известковистый, неясноплитчатый. Органические остатки отсутствуют. 0.8 м.

34. *Хронозона 4* – $hk_{2(4)}$: сл. 66/15–18; 4.8 м.

66/15–18. Известняки серые, биоморфные, в основном, тонкоплитчатые. Органические остат-

ки средних размеров, захоронены скоплениями только в отдельных слоях, где доминирует *Clavdictyon cylindricum* (66/15, 17, 186). 4.8 м.

35. *Хронозона 5* – $hk_{2(5)}$; сл. 66/19–25; 8.2 м.

66/19–20. Внизу (66/19) доломиты светло-серые, глинистые, тонкоплитчатые. Вверху (66/20) известняки светло-серые, тонкослоистые. Распространены только единичные членики *Bystrowicrinus bilobatus*. 1.2 м.

66/21–24. Чередование доломитов светло- и коричневатых-серых, глинистых, неровноплитчатых и известняков серых и темно-серых, битуминозных, биостромных. Органические остатки многочисленные, средних размеров, но приуроченные только к органогенным прослоям. Доминируют *Stelodictyon moierense* и *Clavdictyon cylindricum*. 3.5 м.

66/25. Известняки светло-серые, тонкоплитчатые, тонкослоистые. Органические остатки отсутствуют. 3.0 м.

36. *Хронозона 6* – $hk_{2(6)}$; сл. 66/26–31; 8.0 м.

66/26. Известняки черные, толстоплитчатые. Органические остатки многочисленные, мелких размеров, залегают рассеянно и скоплениями. Доминирует *Stroparollus alacer*. 1.2 м.

66/27. Известняки черные, мелкокомковатые. Органические остатки единичные, мелкие. Доминирует *Beurichia kureikiana*. 0.6 м.

66/28–30. Известняки черные, вверху (66/30) серые, разноплитчатые. Органические остатки единичные, мелкие, захоронены рассеянно. Доминирует *Beurichia kureikiana*. 3.2 м.

66/31. Известняки черные, прослоями строматолитовые, кораллово-строматопоровые, детритовые. Органические остатки частые, прослоями обильные, средних и крупных размеров, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Stelodictyon moierense*. 3.0 м.

Тукальский горизонт – tk . 67.5 м.

Нижнетукальский подгоризонт (нижняя часть нижнего горсти) – tk_1 . 27.0 м.

37. *Хронозона 1* – $tk_{1(1)}$; сл. 11/3–13; 7.9 м.

11/3–10. Чередование известняков темно-серых и серых, строматолитовых обломочных, брекчированных, остракодовых, детритовых, брахиоподовых, микрофолитовых, оолитовых, сгустковых, со стилолитами, в основном средне- и тонкоплитчатых. Органические остатки в отдельных прослоях отсутствуют или единичны, в других же – породообразующие. Доминируют *Murchisonia cingulata* (11/3), *Glebosites rihus* (11/7), *Eukloedenella kureikensis* (11/8), *Sibiricrinus helenae* (11/9) и *Favosites gothlandicus moyeroensis* (11/10). 4.2 м.

11/11–13. Мергели темно-серые, доломитисто-известковые, детритистые, алевроитистые, тонкоплитчатые. Включают линзочки и тонкие про-

слои известняков серых, темно-серых, сгустковых, детритовых, глинистых, песчанисто-алевритовых, косослоистых. Органические остатки редкие, мелкие, встречаются только на отдельных уровнях. Доминирует *Eukloedenella kureikensis*. 3.7 м.

38. *Хронозона 2* – $tk_{1(2)}$; сл. 11/14–17; 6.4 м.

11/14–17. Чередование пластов с полусферическими и столбчатыми строматолитами, с темно-серыми и черными оолитовыми известняками, темно-серыми полосчатыми тонкоплитчатыми аргиллитами и тонкоплитчатыми известняками. Органические остатки единичные, мелкие. Доминируют *Bystrowicrinus bilobatus* (11/14) и *Hyattidina acutisummitatus* (11/17). 6.4 м.

39. *Хронозона 3* – $tk_{1(3)}$; сл. 3/2–13; 6.2 м.

3/2–12. Мергели серые с комками известняков и известняки серые и темно-серые, тонкоплитчатые, обломочно-детритовые, глинистые, оолитовые, строматолитовые, с автокластами. Органические остатки многочисленные, мелкие. Доминируют *Morinorhynchus proprius* (3/2), *Bazaricrinus parvulus* (3/3), *Hyattidina acutisummitatus* (3/4, 5, 11, 12), *Eukloedenella kureikensis* (3/6, 10, 11), *Monotrypa benjamini*, *Subalveolites subulosus* (3/7) и *Hyattidina parva* (3/8, 9). 4.9 м.

3/13. Известняки темно-серые, полидетритовые, глинистые, массивные, монолитные. Фаунистические остатки многочисленные, средних и мелких размеров. Доминирует *Subalveolites subulosus*. 1.1 м.

40. *Хронозона 4* – $tk_{1(4)}$; сл. 3/14–28; 6.4 м.

3/14–23. Известняки серые и темно-серые, тонкоплитчатые и четковидные, доломитовые, глинистые, неравномерно (линзочками) алевроитистые, с пиритом, со стилолитами, с тонкими глинисто-известняковыми прокладками, прослоями доломитисто-известковистых мергелей. Органические остатки мелкие, распространены, в основном, на плоскостях напластования. Доминируют *Stroparollus alacer* (3/14–16) и *Hyattidina acutisummitatus* (3/17, 18). 3.4 м.

3/24. Мергели желтовато-серые, с включениями четковидных и желваковых известняков. Имеются единичные линзовидные прослои (2–3 см) горизонтальнослоистых, брекчированных известняков. Органические остатки редкие, мелкие. Доминирует *Hyattidina parva*. 1.0 м.

3/25–27. Известняки темно-серые, разноплитчатые, обломочные, детритистые, строматолитовые. Органические остатки редкие (3/25, 26) и многочисленные (3/27), мелкие. Доминирует *Hyattidina acutisummitatus*. 1.0 м.

3/28. Строматолиты местами замещаются частично или полностью обломочно-оолитовыми или детритовыми известняками. В детритовых

известняках масса раковин *Hyattidina acutisummitatus*. 1.0 м.

Верхнетукальский подгоризонт (верхи нижне-го-верхний горсти) – tk₂. 40.5 м.

41. *Хронозона 1* – tk₂₍₁₎: сл. 3/29–30, сл. 2/4–15; 6.0 м.

3/29–30. Мергели зеленовато-серые с многочисленными комками известняков (3/29) и известняки (3/30) светло-серые, в верхней части черные, обломочные, с многочисленными *Eukloedenella kureikensis*. 1.1 м.

2/4–15. Мергели зеленовато-серые с комками и тонкими линзами обломочного детритового известняка и прослоями (до 0.5 м) известняков темно-серых, массивных, обломочно-полидетритовых с разным количеством мелких органических остатков, распределенных рассеянно и скоплениями. Доминируют *Hyattidina acutisummitatus* (2/4–9, 14, 15), *Beyrichia kureikiana* (2/10, 12, 13) и *Bazaricrinus parvulus* (2/11) 5.7 м.

42. *Хронозона 2* – tk₂₍₂₎: сл. 2/16–18, сл. 1/1–9; 6.0 м.

2/16–18. Известняки темно-серые и серые, тонкопелитчатые, детритовые, мелко-желваковые, расслоенные мергелем (2/18). Доминируют *Sibiricrinus helenae* (2/16, 18) и *Bazaricrinus parvulus* (2/17). 1.8 м.

1/1–9. Известняки темно-серые и серые, средне-, тонкоплитчатые и листоватые, слоистые, доломитистые, детритовые, глинистые, алевролитистые, сгустковые, разделенные темно-серыми мергелями. Имеются биостромы (1/8) и линзы детритовых известняков. Фаунистические остатки рассеяны или слагают линзовидные прослои. Доминируют *Bazaricrinus parvulus* (1/1), *Signetopsis cardinata* (1/2, 3), *Sibiricrinus helenae* (1/4, 7), *Beyrichia kureikiana* (1/5), *Amnestostroma fedorovi* (1/8) и *Leperditia lumaea* (1/9). 4.2 м.

43. *Хронозона 3* – tk₂₍₃₎: сл. 1/10–16, сл. 4/2–3; 6.7 м.

1/10–14. Известняки серые, глинистые, мелко-желваковые, разделены зеленовато-серым доломитисто-известковым алевролитистым мергелем, с редкими линзочками серого детритово-обломочного известняка и намывами мелких остракод. Доминируют *Sibiricrinus helenae* (1/10) и *Lioclema crustulum* (1/11–14). 5.0 м.

1/15–16. Известняки серые, зеленовато-серые и черные, глинистые, иногда детритовые и остракодовые. На поверхности наслоения многочисленные трещины усыхания. Фаунистические остатки мелкие. Доминирует *Sibiricrinus helenae*. 1.4 м.

4/2–3. Известняки серые и темно-серые, неровноплитчатые, глинистые, детритовые, сгустковые. Плитки разделены тонкими (1–2 мм) прокладками зеленовато-серого мергеля. Органические остатки

многочисленные, мелкие. Доминирует *Prosolarium cirrhosa*. 1.3 м.

44. *Хронозона 4* – tk₂₍₄₎: сл. 4/4–12; 7.9 м.

4/4–7а. Мергели серые с многочисленными комками известняков и прослоями детритово-сгусткового известняка с автокластами. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены рассеянно и линзочками. Доминируют *Prosolarium cirrhosa* (4/4), *Beyrichia kureikiana* (4/5) и *Healdianella inornata* (4/6). 2.8 м.

4/7б. Известняки доломитовые, серые, зеленовато-серые, тонкоплитчатые, тонкополосчатые (0.1–0.7 мм) с детритом. Фаунистические остатки только в детрите. 1.2 м.

4/8–12. Мергели серо-зеленые со скорлуповатой отдельностью, доломитисто-известковые с примесью алевроитового материала, детритовые, чередуются с доломитами зелеными, глинистыми, тонкоплитчатыми. Фаунистические остатки мелкие, редкие, прослоями многочисленны. Доминируют *Bazaricrinus parvulus* (4/8), *Eridotrypa pervulipora* (4/9), *Sibiricrinus helenae* (4/10), *Bystrowicrinus quinquelobatus* (4/11) и *Densastroma astroites* (4/12). 3.2 м.

45. *Хронозона 5* – tk₂₍₅₎: сл. 4/13–14; 5.1 м.

4/13. Известняки темно-серые, плотные, массивные, сгустково-полидетритовые; образуют монолитные пласты по 0.5 м, разделенные прослойками (до 5 см) плитчатых известняков. Органические остатки многочисленны, прослоями обильные. Характерной чертой слоя является наличие крупных гастропод и обломков наutilus-идей, обволоченных мезофитолитами. Доминирует *Murchisonia cingulata*. 2.5 м.

4/14. Пачка известковых “журавчиков” (до 2 × 4 см) светло-серых, неправильной формы, сложенных глинистым известняком с детритом и разделенных однородным доломитисто-известковым мергелем. Органические остатки приурочены, в основном, к детритовым прослоям, мелкие. Доминирует *Eohowellella minimus*. 2.6 м.

46. *Хронозона 6* – tk₂₍₆₎: сл. 10/28–40; 7.7 м.

10/28–32. Известняки черные и темно-серые, детритовые, массивные, оолитовые, битуминозные, глинистые, песчано-алевритистые, строматолитовые. Доминируют *Leperditia lumaea* (10/28), *Murchisonia cingulata* (10/29) и *Parastriatopora kureikiana* (10/30–32). 2.4 м.

10/33. Известняки темно-серые, плитчатые (до 10 см), сгустковые, с обильным детритом. В нижней части расслоены коричневыми аргиллитами с обильными *Parastriatopora kureikiana*. 0.9 м.

10/34–36. Известняки зеленовато-серые, тонкополосчатые, глинистые. Прослои брекчированных (10/34) и строматолитовых (10/36) известняков. Доминируют *Stigmatella indefinita* (10/34) и *Parastriatopora kureikiana* (10/36). 2.3 м.

10/37. Аргиллиты серые, оскольчатые, доломитисто-известковистые. Фаунистические остатки редкие, мелкие. Доминирует *Neptannina papa*. 1.3 м.

10/38. Известняки темно-серые, массивные. Органические остатки редкие, мелкие. Доминирует *Leperditia lumaea*. 0.5 м.

10/39–40. Доломиты зеленовато-серые, известковистые, горизонтальнослоистые, с линзами (1 × 5 см) серого полидетритового известняка. Органические остатки редкие, мелкие. Доминирует *Leperditia lumaea*. 1.3 м.

Постнический горизонт – ps. 81 м.

Нижнепостнический подгоризонт (лудфорд) – ps₁. 29 м.

47. *Хронозона 1* – ps₁₍₁₎; сл. ТТ-1/106–111; 9.8 м.

ТТ-1/106. Гипсы белые, брекчиевидные, расчлененные домеритами. 2.5 м.

ТТ-1/107. Домериты зеленые, глинистые, тонкополосчатые и узловатые. 0.9 м.

ТТ-1/108. Ангидрито-доломитовые брекчии и ангидриты, чередующиеся с темно-серыми полосчатыми домеритами с гиероглифами и мелкими ходами илоедов. 4.5 м.

ТТ-1/110. Ангидриты серые, массивные, иногда брекчиевидные, расслоенные серыми глинистыми доломитами. 0.8 м.

ТТ-1/111. Доломиты зеленовато-серые, глинистые, массивные и слоистые. 1.1 м.

48. *Хронозона 2* – ps₁₍₂₎; сл. ТТ-1/112–114а; 11.2 м.

ТТ-1/112–114а. Ангидриты серые, массивные, реже брекчированные (прослой по 10–20 см). Чередуются с прослоями (15–20 см) серых полосчатых сульфатоносных домеритов. 11.2 м.

49. *Хронозона 3* – ps₁₍₃₎; сл. ТТ-1/146–115; 7.9 м.

ТТ-1/146. Доломиты серые и зеленовато-серые, массивные, с прослойками зеленоватых домеритов. 2.5 м.

ТТ-1/115. Ангидриты серые, массивные, брекчированные и полосчатые, разделенные тонкими прослойками зеленовато-серых домеритов. 5.4 м.

Среднепостнический подгоризонт (нижний пржидоли) ps₂. 20.3 м.

50. *Хронозона 1* – ps₂₍₁₎; сл. ТТ-1/116–119; 8.5 м.

ТТ-1/116. Домериты серые, гипсоносные, полосчатые, в средней части с прослоем (1 м) серого неяснослоистого доломита. 2.8 м.

ТТ-1/117–119. Доломиты серые, полосчатые за счет неровных бугристых полос черных аргиллитов. Имеется прослой ангидрита (ТТ-1/228). Распространены единичные гладкие створки острокода. 5.7 м.

51. *Хронозона 2* – ps₂₍₂₎; сл. ТТ-1/120–124; 11.8 м.

ТТ-1/120. Домериты серые, полосчатые, с подчиненными прослоями (10–30 см) ангидрито-доломитовой брекчии. 3.0 м.

ТТ-1/121–122. Доломиты серые с двумя прослоями гипсо-доломитовой брекчии и одним – черных полосчатых аргиллитов. 3.5 м.

ТТ-1/123. Гипс серый, брекчиевидный с прослоями загипсованных горизонтальнослоистых домеритов. 0.8 м.

ТТ-1/124. Домериты серые, глинистые, полосчатые и горизонтальнослоистые. 2.2 м.

52. *Хронозона 3* – ps₂₍₃₎; сл. ТТ-1/125–128; 11.2 м.

ТТ-1/125. Доломиты серые, массивные или тонкополосчатые. Встречаются редкие гладкие створки острокода и фрагменты эвриптерид. 5.4 м.

ТТ-1/126–128. Домериты серые и темно-серые, полосчатые ангидритоносные, с гиероглифами. В средней части (ТТ-1/127) ангидрито-доломитовая брекчия.

Верхнепостнический подгоризонт (верхний пржидоли) – ps₃. 20.3 м.

53. *Хронозона 1* – ps₃₍₁₎; сл. ТТ-1/129–135; 9.1 м.

ТТ-1/129–130. Ангидриты серые, брекчированные с прослоями домеритов серых, глинистых.

ТТ-1/131. Ангидрито-доломитовая брекчия и горизонтальнослоистые домериты со стяжениями ангидрита. 1.4 м.

ТТ-1/132–135. Домериты серые, в середине (ТТ-1/133) темно-серые, сульфатоносные, полосчатые за счет прослоев ангидрита. 5.2 м.

54. *Хронозона 2* – ps₃₍₂₎; сл. ТТ-1/136–140; 11.2 м.

ТТ-1/136. Доломиты серые, волнистослоистые, точно гипсоносные, с тонкими прослоями мелкообломочной аутигенной брекчии. Встречаются единичные створки бивальвий. 3.5 м.

ТТ-1/137–138. Домериты серые, полосчатые с пятью прослойками гипсо-доломитовых брекчий. Присутствуют зерна кварца. 4.5 м.

ТТ-1/139. Доломиты темно-серые, глинистые, слоистые, с точечными включениями ангидрита и примесью алевритовых зерен кварца. Встречаются фрагменты панцирей эвриптерид. 2.0 м.

ТТ-1/140. Домериты серые, волнистослоистые, редкополосчатые. 1.2 м.

Выше залегает ямпахтинская свита нижнего девона, представленная серыми массивными доломитами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 95-05-15564.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Предтеченский Н.Н., Тесаков Ю.И. Новые местные стратиграфические подразделения силура и нижнего девона Норильского района // Силур Сибирской плат-

формы. Разрезы, фауна и флора северо-западной части Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1982. С. 12–23.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базарова Л.С. и др. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск: Наука, 1979. 93 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базарова Л.С. и др. Силур Сибирской платформы. Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 184 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базарова Л.С. и др. Региональная стратиграфическая схема силурийских отложений Сибирской платформы // Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть I. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. С. 192–198.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Бергер А.Я. и др. Опорный разрез реки Мойеро силура Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1985. 175 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г. и др. Разрезы и фауна силура севера Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1992. 192 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Планетарная хроностратиграфическая шкала силура и ее соотношение с региональной шкалой Восточной Сибири // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 181–184.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Стратиграфическая шкала силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 4. С. 32–51.

Tesakov Yu.I., Predtetchenskiy N.N., Khromych V.G., Berger A.Ya. Regional chronostratigraphic Scale for the Silurian of East Siberia // The James Hall symposium: Second International symposium on the Silurian system. Univ. of Rochester, 1996. P. 94–95.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 563.1:551.732.41.733.1

РАЗВИТИЕ КОНОДОНТОВ В ПОЗДНЕМ КЕМБРИИ И РАННЕМ ОРДОВИКЕ

© 1998 г. С. В. Дубинина

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

Поступила в редакцию 25.11.97 г.

Даны характеристика прото-, пара- и эуконодентов и оценка их стратиграфического значения. Выявлены общая направленность и этапы развития эуконодентов трех основных линий – *Proconodontus*, *Teridontus* и *Hirsutodontus*. Это позволило оценить перспективы использования каждой из линий для зонального деления верхней части верхнего кембрия–нижнего ордовика в пределах трех палеобиогеографических областей (холодноводной, тепловодной и переходной). Обосновано выделение линии *Hirsutodontus* как самостоятельной, развивавшейся с позднего кембрия (начало батырбайского века) независимо от линии *Teridontus*. Подтверждено предположение о существовании дотремпи-льонской части линии *Teridontus*. Для нее можно ожидать относительно высокую скорость развития и рассчитывать на ее использование для зональной стратиграфии нижней части верхнего кембрия. Показано, что эволюционные переходы между представителями эуконодентов, установленные в опорном разрезе Батырбай (Южный Казахстан), могут быть использованы не только для выделения зон в самом разрезе, но и для детализации зональных шкал верхнего кембрия–нижнего ордовика переходной палеобиогеографической области в целом. Выделено пять этапов и рубежей в развитии конодентов. Граница кембрия и ордовика отмечена уровнем принципиальных изменений между этапами.

Ключевые слова. Коноденты, линии, этапы развития, поздний кембрий, ранний ордовик.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ПРОТО-, ПАРА-, ЭУКОНОДОНТОВ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Вторая половина позднего кембрия и начало раннего ордовика – единственный период в эволюции конодентов, сочетающий существование одновременно прото-, пара- и эуконодентов. Эти группы различались строением (способом нарастания ламеллярных пластин) элементов, составляющих конодонтовые аппараты (Bengtson, 1976, рис. 11). Протоконоденты являлись производными наружного эпителия. Нарастание ламеллярных пластин у параконодентов происходило при частичном погружении нижней части элементов в эпителиальную складку. Ламеллярные пластины эуконодентов нарастали центробежно при полном погружении элементов в эпителий. Различия этих конодонтовых групп, по-видимому, достаточны, чтобы рассматривать каждую из них в ранге самостоятельного отряда. Однако в классификации Д. Кларка и др. (Clark et al., 1981) прото- и параконоденты пока являются надсемействами *Amphigeisinae* Miller и *Furnishinae* Müller et Nogami, соответственно, отряда *Paraconodontida* Müller, а более обширная и разнообразная группа эуконодентов объединена в отряд *Conodontophorida* Eichenberg. К. Мюллер и И. Хинз (Müller, Hinz, 1991) придерживаются этой же классификации, но исключают

из рассмотрения ранг надсемейств. Иной вариант классификации предложен И.С. Барсковым (Маслакова и др., 1995), однако и в этом варианте обе группы – прото- и параконоденты – объединены в отряд *Paraconodontida* Müller.

Протоконоденты известны от основания кембрия (маныкайский ярус) до нижнего ордовика и перспективны для зонального деления нижнего кембрия. Из шести родов протоконодентов – *Protoherztina* Missarzhevsky, *Amphigeisina* Bengtson, *Hertzina* Müller, *Gapparodus* Abaimova, *Gumella* Müller et Hinz, *Phakelodus* Miller – лишь последний доживает до раннего ордовика (до раннего аренига включительно). Что касается эволюционного перехода от прото- к параконодентам, то пока его особенности остаются на уровне теоретических построений, не подтвержденных конкретными данными: ультраструктур, переходных от прото- к параконодентам, пока не обнаружено (Müller, Hinz-Schallreuter, 1996). Эволюционный переход предполагается вблизи границы нижнего и среднего кембрия (Bengtson, 1983, рис. 7; Miller, 1984, рис. 2), поскольку в среднем кембрии появляются первые параконоденты. Они эволюционируют до тремадока включительно, сосуществуя до середины позднего кембрия с транзитными протоконодентами, и могут использоваться для расчленения и корреляции среднего и нижней части верхнего кембрия. Об этом свидетельствует

Линия	Линия	Линия Teridontus	Линия Proconodontus	Конодонтовые зоны и подзоны
Clavohamulus	Hirsutodontus	Semiactodontus Urahconus Monocostodus	Prooneotodus (paraconodont) Eoconodontus Cordylodus Cambrooistodus Proconodontus New Genus ? Proconodontus	Cordylodus angulatus Cordylodus lindstroemi Clavohamulus hintzei Hirsutodontus simplex Clavohamulus elongatus Fryxellodontus inornatus Hirsutodontus hirsutus Cambrooistodus minutus Eoconodontus notchpeakensis Proconodontus muelleri Proconodontus posteroocostatus Proconodontus tenuiserratus Зоны не установлены
?	?	?	?	

Рис. 1. Развитие позднекембрийских и раннеордовикских конодентов по J. Miller (1984) с изменениями, касающимися линий Teridontus и Hirsutodontus.

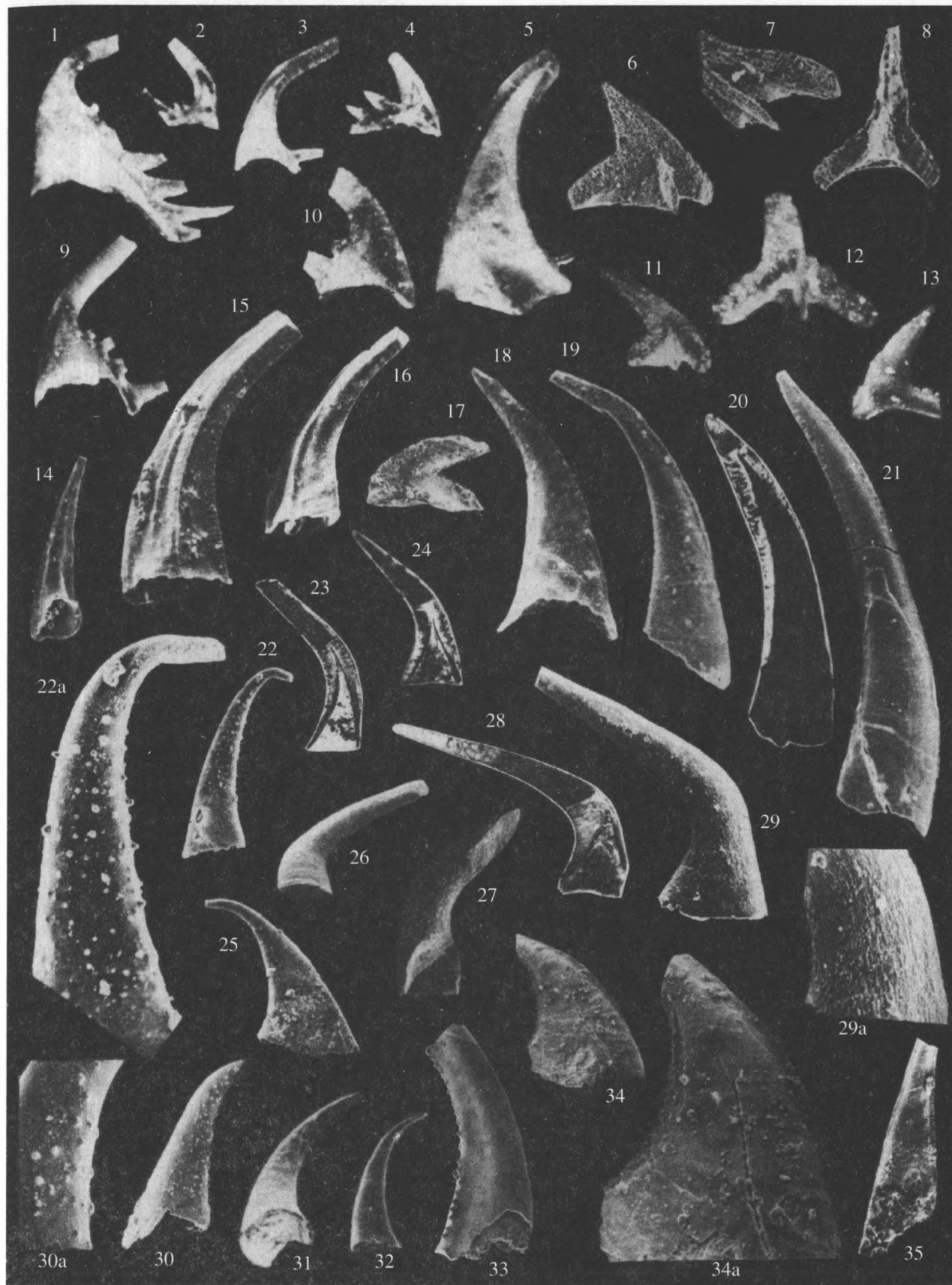
пока единственная в мире схема зонального деления среднего–верхнего кембрия Северного Китая по параконодонтам (An, 1982).

В развитии параконодентов намечены две линии (Miller, 1984). Первая включает элементы V- и W-образной формы, относимые к роду Westergaardodina Müller. Вторая линия представлена

простыми коническими параконодонтами – Furnishina Müller, Muellerodus Miller, Prooneotodus Müller et Nogami, Prosagittodontus Müller et Nogami, Proacodus Müller, Bengtsonella Müller et Hinz, Trolmenia Müller et Hinz и др. Взаимосвязь между элементами обеих линий неясна, но от каждой из них могут быть восстановлены эволюционные переходы к эуконодонтовым линиям (Miller, 1980, 1984). Общее заключение С. Бенгтсона (Bengtson, 1976) о происхождении эуконодонтовых элементов от параконодонтовых подтверждается Д. Миллером (Miller, 1984). Он различает четыре эуконодонтовые линии развития: 1 – Chrosodina, 2 – Fryxellodontus, 3 – Teridontus, 4 – Proconodontus. Предполагается, что виды любой из двух параконодонтовых линий могут быть предковыми для одной или двух эуконодонтовых линий. Так, например, допустимо происхождение эуконодонтов линии Chosonodina от параконодентов линии Westergaardodina в начале позднего тремадока (появление первых Chosonodina Müller). Момент появления первых Fryxellodontus Miller и их взаимоотношение с параконодонтами достоверно не установлены. В то же время, эволюционный переход от пара- к эуконодонтам выглядит вполне реальным для первых примитивных представителей эуконодонтовых линий Teridontus и Proconodontus. Обе линии появляются в середине позднего кембрия. Параконодонтовый предок для примитивных представителей линии Teridontus пока неизвестен, хотя очевидно, что им может быть коническая форма второй параконодонтовой линии Д. Миллера. Для Proconodontus tenuiserratus Miller – наиболее примитивного эуконодонта линии Proconodontus – предком считался параконодонт Prooneotodus rotundatus (Druce et Jones). Предполагалась гомология базальной воронки эуконодонтового элемента целому параконодонтовому элементу (Miller, 1980). Действительно,

Фототаблица. Некоторые коноденты опорного разреза Батырбай (Южный Казахстан).

1–3 – Cordylodus proavus Muller, вид сбоку, ×70. 1, 3 – округлые элементы, 2 – уплощенный элемент. 1 – экз. № 4725/147, 152 м. 2 – экз. № 4725/157, 152 м. 3 – экз. № 4725/148, 129.5 м. 4, 10 – Cordylodus intermedius Fumish, вид сбоку, ×70. 4 – уплощенный элемент, экз. № 4725/160, 205 м. 10 – округлый элемент, экз. № 4725/163, 320 м. 5 – Cordylodus primitivus Bagnoli, Barnes et Stevens, экз. № 4725/145, вид сбоку, ×70, 109 м. 9 – Cordylodus lindstroemi Druce et Jones, округлый элемент, экз. № 4725/165, вид сбоку, ×40, 221 м. 6–8, 11 – Prioniodus deltatus longibasis (Mc Tavish), 625 м. 6, 11 – приониодовые элементы, вид сбоку. 6 – экз. № 4725/275, ×71. 11 – экз. № 4725/279, ×40. 7 – готодовый элемент, экз. № 4725/290, вид сбоку, ×74. 8 – трихонотелловый элемент, экз. № 4725/293, вид сзади, ×68. 12, 13 – Prioniodus elegans Pander, приониодовые элементы, вид сбоку, 700 м. 12 – экз. № 4725/348, ×70. 13 – экз. № 4725/347, ×40. 14–16 – Eoconodontus alisonae Landing. 14 – скандодовый элемент, экз. № 4725/129, вид сзади, ×120, 93 м. 15, 16 – дрепанодовые элементы, вид сбоку, ×200. 15 – экз. № 4725/133, 94.5 м. 16 – экз. № 4725/136, 93 м. 17 – Cambrooistodus minutus (Miller), оистодовый элемент, экз. № 4725/239, вид сбоку, ×60, 102 м. 18–21, 23, 24 – Eoconodontus notchpeakensis (Miller), вид сбоку. 18, 24 – скандодовые элементы. 19–21, 23 – дрепанодовые элементы. 18 – экз. № 4725/113, ×120, 80 м. 19 – экз. № 4725/111, ×200, 71 м. 20 – экз. № 4725/101 (распределение белого вещества), ×200, 72.5 м. 21 – экз. № 4725/102, ×200, 71 м. 23 – экз. № 4725/123, ×125, 72.5 м. 24 – экз. № 4725/2116 (распределение белого вещества), ×125, 72.5 м. 22, 22a, 25 – Hirsutodontus transmutatus (Xu et Xiang), вид сбоку, 24 м. 22, 22a – экз. № 4725/218, ×90 и ×240. 25 – экз. № 4725/219, ×80. 26–29a – Teridontus nakamurai (Nogami), вид сбоку. 26 – экз. № 4725/95, ×120, 72.5 м. 27 – экз. № 4725/96, ×120, 80 м. 28 – экз. № 4725/87 (распределение белого вещества), ×125, 72.5 м. 29, 29a – экз. № 4725/98, ×120 и ×300, 72.5 м. 30, 30a – Hirsutodontus ani (Wang), экз. № 4725/93, вид сбоку, 42 м. 30 – ×70. 30a – фрагмент боковой поверхности, ×280. 31, 32 – Prooneotodus rotundatus (Druce et Jones). 31 – экз. № 4725/85, вид снизу, ×120, 2.5 м. 32 – экз. № 4725/86, вид сбоку, ×70, -35 м. 33 – Proconodontus tenuiserratus Miller, экз. № 4725/398, вид сбоку, ×61, 8 м. 34, 34a – Proconodontus serratus Miller, экз. № 4725/99, вид сбоку, ×70 и ×120, 64 м. 35 – Proconodontus muelleri Miller, экз. № 4725/232, вид сбоку, ×76, 71 м.



базальная воронка *P. tenuiserratus* Miller практически идентична целому элементу *P. rotundatus* (Druce et Jones). Новообразованием же у первой формы явился тончайший слой эуконодонтовой гистологии, покрывающий параконодонтовую базальную воронку. И все же, окончательно этот вопрос Д. Миллер (Miller, 1984) предполагает решить после детального изучения гистологии элементов "Gen. et sp. nov.?", переходных от *Prooneotodus rotundatus* (Druce et Jones) к *Proconodontus tenuiserratus* Miller. Эту же проблему, очевидно, можно решать на примере самых примитивных представителей линии *Teridontus*, каковыми могут быть формы, менее развитые, чем *T. nakamurai* (Nogami) и, наконец, – на формах, близких к *Hirsutodontus ani* (Wang) (пока самых ранних представителей рода *Hirsutodontus* Miller). Кроме того, находки в середине верхнего кембрия в Казахстане и Китае примитивных *H. ani* (Wang) и *H. transmutatus* (Xu et Xiang) позволяют считать их предковыми для более продвинутых *H. hirsutus* Miller, *H. simplex* (Druce et Jones) и др., а линию *Hirsutodontus* – видимо, самостоятельной линией развития эуконодентов. В таком случае, предполагавшаяся Д. Миллером филогенетическая связь родов *Hirsutodontus* Miller и *Teridontus* Miller исключается (рис. 1).

В настоящее время установлено, что самые древние эуконодонты *Proconodontus tenuiserratus* Miller (линия *Proconodontus*), *Teridontus nakamurai* (Nogami) (линия *Teridontus*), *Hirsutodontus ani* (Wang) (линия *Hirsutodontus*) появляются практически одновременно в середине позднего кембрия. Они известны в Северной Америке (верхняя часть франконского яруса), Австралии (пре-пейнтон), Северном Китае (граница ярусов ченшань и феншань), Казахстане (основание батырбайского яруса, или основание зоны *Hirsutodontus ani*). Таким образом, уровень середины позднего кембрия – один из наиболее важных рубежей в развитии конодентов, с которым связано появление первых представителей отряда *Conodontophorida* Eichenberg. Начиная с этого уровня, значение прото- и параконодентов для биостратиграфии резко падает. Зональное деление верхней части верхнего кембрия и нижнего ордовика основывается на эуконодонтах. Отсюда – важно выявить общие тенденции развития эуконодентов трех основных линий, что позволяет оценить перспективы использования каждой из них для зонального деления. Особенно интересно рассмотреть эту проблему с учетом палеобиогеографического фактора.

За основу анализа принимаются данные о конодонтах в опорном разрезе Батырбай (Южный Казахстан), который описан в работах (Чугаева и др., 1989; Дубинина, 1990 и др.). Распределение конодентов и их изображения даны в диссертации С.В. Дубининой (1990), последние также – в атласе палеонтологических таблиц (Аполлонов и др., 1984) и на таблице данной статьи.

РАЗВИТИЕ ЛИНИИ PROCONODONTUS

Линия включает роды: *Proconodontus* Miller, *Eoconodontus* Miller, *Cambrooistodus* Miller, *Cordylodus* Pander.

Морфогенез простых, гладких с поверхности конических элементов этой линии происходит быстро и сопровождается: 1 – утолщением эуконодонтовой кроны и, соответственно, утоньшением базальной воронки, имеющей параконодонтовую гистологию; 2 – развитием скульптурных элементов (кили, ребра, зазубренность заднего кила) (виды рода *Proconodontus* Miller); 3 – развитием в эуконодонтовой кроне белого вещества, что происходит одновременно с уменьшением глубины базальной полости (*Eoconodontus notchpeakensis* (Miller)); 4 – появлением у конического элемента заднего стержня (виды рода *Cambrooistodus* Miller); 5 – возникновением зубчиков в основании заднего края конического элемента (*Cordylodus primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens); 6 – формированием заднего стержня с зубчиками (*Cordylodus andresi* Viira et Sergeyeva); 7 – дальнейшим развитием кордилодовых элементов: увеличением доли и уплотнением белого вещества, уменьшением глубины базальной полости, изменением морфологии базальной воронки и др.

Такая направленность в развитии эуконодентов этой линии сопровождается и усложнением аппаратов. Так представители рода *Proconodontus* Miller (*P. tenuiserratus* Miller, *P. posterocostatus* Miller, *P. muelleri* Miller, *P. serratus* Miller) характеризуются, прежде всего, тонкой эуконодонтовой кроной, лишенной белого вещества, и отчетливой базальной воронкой с ясной поперечной полосчатостью параконодонтовых ламелл. Эти элементы группируются в моноэлементные аппараты. Несколько позже (середина батырбайского века или середина тремпило Северной Америки) появляются первые двухэлементные аппараты рода *Eoconodontus* Miller с округлыми и уплощенными элементами. Для обоих типов элементов характерны неглубокая базальная полость и наличие в зубце белого вещества: пример – *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller). В верхней части тремпило и батырбайского яруса появляются виды рода *Cambrooistodus* Miller и параллельно – *Eoconodontus alisonae* Landing. От их общей предковой формы *E. notchpeakensis* (Miller) происходят виды рода *Cordylodus* Pander (его самый примитивный представитель – *C. primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens). Такие разрезы, как батырбайский в Южном Казахстане (Аполлонов и др., 1984, 1985; Чугаева и др., 1989; Dubinina, 1991), а также разрезы Западного Ньюфаундленда (Barnes, 1985, 1988; Bagnoli et al., 1987) помогли восстановить две ветви развития: *E. notchpeakensis* – *E. alisonae* и *E. notchpeakensis* – *Cordylodus primitivus* (рис. 2).

C. primitivus Bagnoli, Barnes et Stevens – впервые обнаруженная в разрезе Батырбай (= *Cordylodus* sp.) (Аполлонов и др., 1984, 1985), а затем в разрезах Западного Ньюфаундленда (= *C. primitivus*) (Bagnoli et al., 1987) – переходная форма между *E. notchpeakensis* (Miller) и настоящими кордилодусами типа *Cordylodus proavus* Müller. К примитивным кордилодусам относится и *C. andresi* Viira et Sergeyeva, происходящий, вероятно, от *Proconodontus serratus* Miller (Szaniawski, Bengtson, 1993) и известный только в разрезах Европы (Швеция, Эстония, Ленинградская область) (Andres, 1981; Kaljo et al., 1986; Попов и др., 1989) и Западного Ньюфаундленда (Barnes, 1988). У *C. primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens и *C. andresi* Viira et Sergeyeva все еще нет устойчивых признаков рода. Элементам первого вида свойственна неразвитость заднего зубчатого стержня; второго – малая плотность белого вещества (в главном зубце и в зубчиках заднего стержня).

Сочетание высокой скорости эволюции эуконодентов, выражающейся в появлении на протяжении пяти зон верхнего кембрия четырех родов и девяти видов и сопровождающейся появлением переходных форм, отличает линию *Proconodontus* от других и позволяет выделить два этапа ее развития.

Первый этап – позднекембрийский – характеризуется появлением примитивных аппаратов из конических гладкостенных эуконодентов и быстрым переходом к двухэлементным аппаратам, включающим сложные зубчатые формы, лишенные, однако, устойчивых признаков рода *Cordylodus* Pander.

Второй этап – раннеордовикский – отличается относительной замедленностью развития линии *Proconodontus*, выраженной в формировании последовательного ряда типично тремадокских кордилодусов (*C. proavus* Müller–*C. intermedius* Furnish–*C. lindstromi* Druce et Jones–*C. angulatus* Pander–*C. rotundatus* Pander), сочетающих в своих аппаратах округлые и уплощенные (кордилодовые и циртониодовые) элементы.

Развитие эуконодентов линии *Proconodontus* отмечается в трех фаунистических областях: холодноводной, тепловодной и переходной (Dubinina, 1991). Только самые примитивные представители линии (виды рода *Proconodontus* Miller) угнетены в переходной области и отсутствуют в холодноводной. Последнее обстоятельство несколько ограничивает возможности использования элементов данной линии для расчленения отложений верхней части верхнего кембрия.

РАЗВИТИЕ ЛИНИИ TERIDONTUS

Линия включает роды: *Teridontus* Miller, *Semiacontiodus* Miller, *Monocostodus* Miller, *Utahconus* Miller, *Rossodus* Repetski et Ethington.

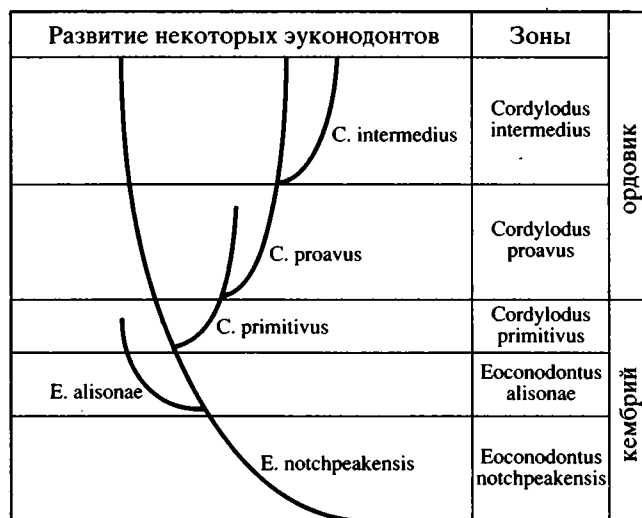


Рис. 2. Линии развития некоторых эуконодентов в пограничном интервале кембрия–ордовика (установлены на основе данных опорного разреза Батырбай Южного Казахстана).

Здесь считается, что линия *Teridontus* независима от линии *Hirsutodontus* (рис. 1). Всем представителям этой линии свойственна микроскульптура поверхности элементов в виде тончайшей продольной (параллельной оси главного зубца) струйчатости. Это отличает их от гладких элементов линии *Proconodontus*.

Развитие линии *Teridontus* также распадается на два этапа, которые отличаются от таковых предыдущей линии длительностью и обратным соотношением темпов развития.

Первый этап (поздний кембрий–самое начало ордовика) характеризуется крайней замедленностью развития рода *Teridontus* Miller, представленного лишь слабо изменчивым видом *T. nakamurai* (Nogami), типичным для азиатского и австралийского регионов.

Второй этап – раннеордовикский (с начала времени *Cordylodus intermedius* до позднего тремадока включительно). Он отличается появлением и быстрым развитием форм с аппаратами из скульптурированных ребрами конических элементов, принадлежащих родам *Semiacontiodus* Miller, *Monocostodus* Miller, *Utahconus* Miller (в раннем тремадоке) и *Rossodus* Repetski et Ethington (в позднем тремадоке). Эволюция всех этих форм протекала в тепловодных эпиконтинентальных морях Северной Америки, Северного Китая, Австралии. В других палеобассейнах (холодноводных и глубоководных) линия *Teridontus* была представлена одним видом – *T. nakamurai* (Nogami), который существовал здесь на протяжении позднего кембрия и раннего тремадока без заметных эволюционных преобразований.

Поскольку элементы наиболее ранних *T. nakamurai* (Nogami) уже имеют хорошо развитую эуконодонтовую крону с белым веществом в зубце и низкую базальную полость с относительно тонкой параконодонтовой воронкой, можно полагать, что самые примитивные формы этой линии могли появиться в Азии и Австралии раньше, в аналогах дресбачского или раннефранконского веков (Miller, 1980). В пределах этого же временного интервала следует, видимо, искать и “переход” от пара- к эуконодонтам линии *Teridontus*. Кроме того, можно, по-видимому, ожидать относительно высокую скорость развития предполагаемой дотремпильтонской части линии *Teridontus*, и, следовательно, рассчитывать на ее использование для зональной стратиграфии нижней части верхнего кембрия. Для этого требуется обратить внимание на более детальное изучение конодонтов этого интервала.

РАЗВИТИЕ ЛИНИИ *HIRSUTODONTUS*

Линия *Hirsutodontus* рассматривается здесь в качестве самостоятельной, развивающейся независимо от линии *Teridontus* (рис. 1). Она включает один род – *Hirsutodontus* Miller. Представителям линии свойственна скульптура поверхности элементов в виде бугорков или шипов.

Позднекембрийский этап развития этой линии полностью не реконструирован. Однако ясно, что наиболее ранние формы типа *H. ani* (Wang) и *H. transmutatus* (Xu et Xiang) – предковые для раннеордовикских *H. hirsutus* Miller и *H. simplex* (Druce et Jones). В раннем ордовике активное видообразование *Hirsutodontus* связано, так же как и для поздней части линии *Teridontus* (*Semiacontiodus*, *Monocostodus*, *Utahconus*), с эпиконтинентальными морями Северной Америки, Северного Китая и Австралии, то есть с тепловодной фаунистической областью (Dubinina, 1991). В переходной области эти формы угнетены, в холодноводной – отсутствуют.

Что касается самых ранних представителей линии *Hirsutodontus* типа *H. ani* (Wang), то, учитывая, с одной стороны, примитивность их элементов (высокая базальная полость, относительно тонкая эуконодонтовая крона, массивная параконодонтовая базальная воронка), а с другой – присутствие микроскопического, но уже намечающегося зубца с белым веществом (таблица, фиг. 30, 30а), – можно ожидать существование еще более примитивных форм, полностью лишенных зачатков белого вещества. Исследование таких форм может охарактеризовать переход от пара- к эуконодонтам линии *Hirsutodontus* и доказать независимость развития эуконодонтов по трем или более линиям.

СООТНОШЕНИЕ ТЕМПОВ РАЗВИТИЯ ЛИНИЙ *PROCONODONTUS*, *TERIDONTUS* И *HIRSUTODONTUS*

Появление наиболее примитивных представителей трех эуконодонтовых линий (*Teridontus*, *Hirsutodontus*, *Proconodontus*) происходит в середине позднего кембрия практически одновременно. Однако степень их развитости на данном временном “срезе” неодинакова. Наиболее развиты первые члены линии *Teridontus* (*T. nakamurai* (Nogami)); слабо развиты они в линии *Hirsutodontus* (*H. ani* (Wang)), и, наконец, в линии *Proconodontus* элементы *P. tenuiserratus* Miller – действительно, первые и самые примитивные.

С середины позднего кембрия до раннего ордовика отчетлива разница в темпах развития этих линий. В позднем кембрии наиболее эволюционно развитые представители линии *Teridontus* оказываются совершенно “пассивными”. Несколько “активнее” выглядит линия *Hirsutodontus*. И только самые примитивные формы линии *Proconodontus* эволюционируют быстро. Они проходят различные стадии аппаратов из простых конусовидных элементов и достигают стадии с первыми сложными элементами несовершенного кордилодусового типа. Иные соотношения темпов развития трех линий отмечаются в раннем ордовике. Относительная замедленность развития присуща линии *Proconodontus*, когда ее прогресс связывается исключительно с усложнением кордилодусовых элементов. В линиях *Hirsutodontus* и *Teridontus* наступает активная стадия эволюции в тепловодных бассейнах (см. выше).

Таким образом, основное значение для расчленения и корреляции пограничных отложений кембрия и ордовика имеет линия *Proconodontus*. Использование этой линии возможно в пределах трех палеобиогеографических областей. Исключением являются лишь самые примитивные *Proconodontus*, отсутствующие в холодноводной области. Линии *Teridontus* и *Hirsutodontus* могут быть применены для детального расчленения нижнего ордовика в тепловодной и, в меньшей степени, переходной палеобиогеографических областях. Линия *Hirsutodontus*, кроме того, имеет значение для зональной стратиграфии верхней части верхнего кембрия тепловодной и переходной областей.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗВИТИИ КОНОДОНТОВ РАННЕГО АРЕНИГА

Связь позднекремадокской и раннеаренигской конодонтовых фаун с перечисленными выше эуконодонтовыми линиями в настоящее время неясна. Основываясь только на типе аппаратов, но исключая из рассмотрения множество других параметров, в том числе микроскульптуру элементов,

Д. Миллер (Miller, 1984) предполагает взаимосвязь позднетремадокских родов *Drepanoistodus* Linidstrom и *Drepanodus* Pander, соответственно, с *Cambroistodus* Miller и *Eoconodontus* Miller линии *Proconodontus*. Но каких-либо доказательств этому предположению пока не существует, и в этом смысле материалы по разрезу Батырбай Южного Казахстана не служат дополнением. Однако для раннеаренигского времени на примере разреза Батырбай установлена линия развития *Prioniodus deltatus longibasis*–*Prioniodus elegans* (Dubinina, 1991). предположение о филетической связи этих форм было ранее высказано Мактавишем (Mc Tavish, 1973), впервые описавшим *Acodus deltatus longibasis* Mc Tavish из формации Эмануэл Западной Австралии. Но *Prioniodus elegans* Pander в разрезах формации Эмануэл обнаружен не был, поэтому связь их с предковой формой осталась не доказанной. Между тем, в батырбайском разрезе появлению *Prioniodus elegans* Pander предшествует интервал с *Prioniodus deltatus longibasis* (Mc Tavish). Заключение о родстве этих видов следует из общности строения аппаратов у *Prioniodus deltatus longibasis* (Mc Tavish) и *Prioniodus elegans* Pander. Однако при этом важно, что аппарат *Prioniodus deltatus longibasis* (Mc Tavish) состоит из более примитивных приониодовых и рамиформных элементов, которые отличаются от таковых *Prioniodus elegans* Pander самой начальной стадией развития зубчиков на заднем (реже боковых) стержнях.

В работе К. Похлер и др. (Pohler et al., 1987) был упомянут новый вид *Prioniodus* n. sp., установленный в склоновых фациях Западного Ньюфаундленда, сходный по строению аппарата с *Prioniodus elegans* Pander и отличающийся от него более примитивной зубчатостью элементов. Было высказано предположение о том, что *Prioniodus* n. sp. является, по-видимому, предком *Prioniodus elegans* Pander (Pohler et al., 1987). В таком случае не исключена возможность, что *P. n. sp.* Западного Ньюфаундленда и *P. deltatus longibasis* (Mc Tavish) разреза Батырбай – довольно близкие формы. Если это в дальнейшем подтвердится и будет доказана принадлежность данных форм к одному виду, то рассматриваемую здесь линию *Prioniodus deltatus longibasis*–*Prioniodus elegans* можно будет использовать для детализации зональных шкал нижнего аренига в пределах переходной палеобиогеографической области.

Судя по последним данным (Pohler, 1994), *Prioniodus* n. sp. (Pohler et al., 1987), описанный теперь как *Prioniodus serratus* Pohler, считается немного более продвинутым, чем *Prioniodus deltatus longibasis* (Mc Tavish). Однако, по-видимому, не исключена и возможность рассмотрения *Prioniodus serratus* Pohler в качестве младшего синонима *Prioniodus deltatus longibasis* (Mc Tavish), поскольку различия между видами несущественны.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛИНИЙ РАЗВИТИЯ ЭУКОНОДОНТОВ В ЗОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ–НИЖНЕГО ОРДОВИКА НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА БАТЫРБАЙ

В результате изучения конодонтовых комплексов в разрезе Батырбай удалось установить серию последовательных переходов между представителями эуконодонтов, что позволило уточнить и дополнить известные ранее филогенетические линии позднего кембрия–тремадока и обосновать выделение в раннем арениге новой линии.

I. Обосновано выделение эуконодонтовой линии *Hirsutodontus* как самостоятельной, развивавшейся с позднего кембрия (начало батырбайского века). Этот вывод основывается на выявлении эволюционного перехода *Hirsutodontus ani*–*Hirsutodontus transmutatus*. Первоначально *Hirsutodontus* Miller и *Terodontus* Miller рассматривались (Miller, 1980, 1984) в составе одной филогенетической линии *Terodontus*.

II. В линии *Proconodontus* в позднем кембрии (конец батырбайского века) подтверждена связь между *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller) и *Eoconodontus alisonae* Landing и, с другой стороны, между *E. notchpeakensis* (Miller) и *Cordylodus primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens. Оба эволюционных события фиксируются только в переходной палеобиогеографической области, где и могут быть использованы для детализации зональных шкал верхнего кембрия, то есть для выделения зон *alisonae* и *primitivus*.

III. В раннем арениге в разрезе Батырбай впервые прослежена линия *Prioniodus deltatus longibasis*–*Prioniodus elegans*, которая, очевидно, имеет значение для переходной палеобиогеографической области в целом.

Дополнения и изменения в филогенетических линиях эуконодонтов учтены при выделении в разрезе Батырбай следующих зон: *Hirsutodontus ani*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Eoconodontus alisonae*, *Cordylodus primitivus*, а также *Prioniodus deltatus longibasis* и *Prioniodus elegans*. Эта зональная шкала является одним из пока немногочисленных вариантов шкал переходной палеобиогеографической области.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КОНОДОНТОВ ПОЗДНЕГО КЕМБРИЯ И РАННЕГО ОРДОВИКА

Ниже делается попытка выделить в развитии конодонтов позднего кембрия и раннего ордовика основные этапы и рубежи с учетом, главным образом, изменений в линиях развития эуконодонтов, а также анализа прото- и паракондонтов. Обобщение данных о развитии конодонтов в трех палеобиогеографических областях позволя-

ет приблизиться к выделению глобальных этапов эволюции этой группы. При этом подходе намечаются, прежде всего, такие крупные этапы, как позднеаксайский, батырбайский, ранне-позднетремадокский и раннеаренигский и, соответственно, рубежи между ними.

I. Позднеаксайский этап: время *Westergaardodina amplisava*. Ассоциации этапа характеризуются исключительно прото- и параконодонтами.

II. Батырбайский этап: время *Hirsutodontus ani*–*Cordylodus primitivus*. Характеризуется появлением и развитием первых представителей эуконодентов линии *Proconodontus*, *Hirsutodontus*, *Teridontus*. В линии *Proconodontus* происходит смена аппаратов с простыми элементами аппаратами с первыми сложными элементами. В линии *Hirsutodontus* элементы в аппаратах меняются незначительно, и, наконец, совсем не меняются они в линии *Teridontus*, так как в это время существует один вид.

Данный этап распадается на четыре подэтапа:

IIa. Время *Hirsutodontus ani* – появление первых представителей отряда *Conodontophorida* Eichenberg, представленных моноэлементными эуконоднтовыми аппаратами родов *Hirsutodontus* Miller, *Teridontus* Miller, *Proconodontus* Miller.

IIб. Время *Eoconodontus notchpeakensis* – появление первых двухэлементных эуконоднтовыми аппаратами *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller).

IIв. Время *Eoconodontus alisonae* – появление *E. alisonae* Landing и видов *Cambrooistodus* Miller с усложненными двухэлементными аппаратами.

IIг. Время *Cordylodus primitivus* – появление видов с первыми (несовершенными) сложными (зубчатыми) элементами: *Cordylodus primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens и *C. andresi* Viira et Sergeyeva.

В конце батырбайского этапа (к середине времени *primitivus*) исчезают позднекембрийские представители линии *Proconodontus*: *E. alisonae* Landing, виды *Proconodontus* Miller и *Cambrooistodus* Miller.

III. Раннетремадокский¹ этап: время *Cordylodus proavus*–*Cordylodus angulatus*. Характеризуется появлением в линии *Proconodontus* настоящих кордилодусов и их последовательным развитием от *C. proavus* Müller до *C. angulatus* Pander; существенным обеднением прото- и параконоднтовыми ассоциаций. Ассоциации этапа характеризуются также изменениями, связанными с появлением (со времени *C. proavus*) ряда новых таксонов в линии *Hirsutodontus* и (со времени *C. intermedius*) – в линии *Teridontus*.

Четвертый – позднетремадокский и пятый – раннеаренигский этапы изучены менее детально.

IV. Позднетремадокский этап: время *Drepanoistodus deltifer*. Характеризуется развитием представителей семейств *Drepanoistodontidae*, *Oneotodontidae*, *Acanthodontidae*, *Westergaardodinidae* (под *Chosonodina* Müller), рода *Rossodus* Repetski et Ethington (неизвестное семейство) и исчезновением параконоднтов.

V. Раннеаренигский этап: время *Paroistodus proteus*–*Oerikodus evae*. Характеризуется появлением и развитием многочисленных типично раннеаренигских форм (13 семейств и 22 рода).

Рубеж между II и III этапами особенно выделяется своей масштабностью. Он совпадает с подошвой зоны *Cordylodus proavus* и определяет естественную границу кембрия и ордовика.

Установление основных этапов и рубежей в развитии коноднтов позднего кембрия и раннего ордовика и проведение подобного анализа для трилобитов (Аполлонов, 1992) позволяет обосновать выделение подразделений общей и региональной шкал (Аполлонов, Чугаева, 1983; Чугаева и др., 1989; Аполлонов, 1992). В этом их основное значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аполлонов М.К. Границы ордовикской системы и ее подразделений (на примере региональной шкалы ордовика Казахстана). Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИ ГГМ СО РАН, 1992. 52 с.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н. Проблемы границы кембрия и ордовика // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 16–25.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н., Дубинина С.В. Трилобиты и коноднты разреза Батырбай (верхи кембрия–нижний ордовик) в Малом Каратау // Атлас палеонтол. табл. Алма-Ата: Наука, 1984. 48 с.
- Аполлонов М.К., Дубинина С.В., Ергалиев Г.Х., Чугаева М.Н. Потенциальный стратотип границы кембрия и ордовика в Малом Каратау // Изв. АН Каз ССР. Сер. геол. 1985. № 1. С. 32–38.
- Дубинина С.В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по коноднтам. Афтореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 25 с.
- Дубинина С.В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по коноднтам. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 539 с.
- Маслакова Н.И., Горбачик Т.Н., Алексеев А.С. и др. Микропалеонтология. М.: МГУ, 1995. 256 с.
- Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г. и др. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритонесущей оболовой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 222 с.
- Чугаева М.Н., Дубинина С.В., Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г. Батырбайский разрез Южного Казахстана – возможный стратотип границы кембрия и ордовика // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 84–106.

¹ Объем тремадокского яруса – в понимании С.В. Дубининой (Dubinina, 1991).

- An T. Study on the Cambrian conodonts from North and Northeast China // Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. Sect. B. 1982. V. 3. P. 113–159.
- Andres D. Beziehungen zwischen Kambrischen Conodonten und Euconodonten (Vorläufige Mitteilung) // Berliner Geowiss. Abh., (A). Bd. 32. 1981. P. 19–31.
- Bagnoli G., Barnes C.R., Stevens R.K. Lower Ordovician (Tremadocian) conodonts from Broom Point and Green Point, western Newfoundland // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 1987. V. 25. № 2. P. 145–158.
- Barnes C.R. Broom Point, Green Point and other sections in the Cow Head, Newfoundland // Minutes of Calgary plenary session, July 12–17, 1985. Calgary. 1985. P. 25–27.
- Barnes C.R. The proposed Cambrian–Ordovician global Boundary Stratotype and point (GSSP) in Western Newfoundland, Canada // Geol. Mag. 1988. V. 125. № 4. P. 381–414.
- Bengtson S. The structure of some Middle Cambrian conodonts, and the early evolution of conodont structure and function // Lethaia. 1976. V. 9. № 2. P. 185–206.
- Bengtson S. The early history of Conodonta // Fossils and Strata. 1983. V. 12. № 15. P. 5–19.
- Clark D.L., Sweet W.C., Bergstrom S.M. et al. Conodonta // Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W Miscellaneous. Supplement 2. 1981. 202 p.
- Dubinina S.V. Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont associations from open ocean paleoenvironments, illustrated by Batyrbay and Sarykum sections in Kazakhstan // Geol. Surv. Canada. Pap. 90-9. 1991. P. 107–124.
- Kaljo D., Borovko N., Heinsalu H., et al. The Cambrian–Ordovician boundary in the Baltic–Ladoga Glinet area (North Estonia and Leningrad Region, U.S.S.R.) // Proc. Acad. Sci. Estonian SSR. Geology. 1986. V. 35. № 3. P. 97–108.
- Mc Tavish R.A. Prioniodontacean conodonts from the Emanuel Formation (Lower Ordovician) of Western Australia // Geol. Palaeont. 1973. V. 7. P. 27–58.
- Miller J.F. Taxonomic revisions of some Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont faunas with comments of their evolution // Univ. Kansas Paleontol. Contributions. Pap. 99. 1980. 44 p.
- Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism // Conodont Biofacies and Provincialism. Clark D.L. (ed.) // Geol. Soc. America. Sp. Pap. 196. 1984. P. 43–68.
- Müller K.J., Hinz I. Upper Cambrian conodonts from Sweden // Fossils and Strata. 1991. V. 28. 153 p.
- Müller K.J., Hinz-Schallreuter I. Histology of Cambrian conodonts // Sixth International Conodont Sympos. (ECOS VI). Abstracts. Warszawa, 1996. Warszawa. 1996. P. 40.
- Pohler S.M.L. Conodont biofacies of Lower to Lower Middle Ordovician megaconglomerates, Cow Head Group, western Newfoundland // Geol. Surv. Canada. Bull. 459. 1994. 71 p.
- Pohler S.L., Barnes C.R., James N.P. Reconstructing a lost faunal realm: conodonts from mega-conglomerates of the Ordovician Cow Head Group, western Newfoundland // Conodonts: Investigative Techniques and Applications. Ellis Horwood Limited for British Micropal. Soc. 1987. P. 341–362.
- Szaniawski H., Bengtson S. Origin of euconodont elements // J. Paleontology. 1993. V. 67. № 4. P. 640–654.

Рецензенты Ю.Б. Гладенков, А.С. Алексеев

УДК 563.141.12:551.763.13(477.75)

РАДИОЛЯРИИ И ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕГО АЛЬБА с. МАРЬИНО (КРЫМ, ОКРЕСТНОСТИ г. СИМФЕРОПОЛЯ)

© 1998 г. Т. Н. Горбачик*, Л. И. Казинцова**

* Московский государственный университет, 119899 Москва, Университетская площадь, 1, Россия

** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
199026 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия

Поступила в редакцию 31.12.96 г., получена после доработки 06.03.97 г.

Впервые установлен систематический состав радиолярий для верхнеальбских отложений Крыма. Определены 48 видов радиолярий, среди которых 15 родов и 29 видов относятся к спумелляриям, а 14 родов и 19 видов – к населляриям. Данная ассоциация радиолярий названа комплексом с *Orbiculiforma nevadaensis* – *Dictyomitra konachkendensis*. В верхнеальбском радиоляриевом комплексе Крыма выявлены общие виды с одновозрастными комплексами Русской платформы, Украины, Кавказа, Сахалина. Вместе с радиоляриями встречены планктонные и бентосные фораминиферы, позволяющие установить позднеальбский возраст вмещающих пород.

Ключевые слова. Верхний альб, радиолярии, населлярии, спумеллярии, фораминиферы, планктон, бентос.

О нахождении скелетов радиолярий в верхнеальбских глинах Крыма упоминалось и ранее. Впервые их приблизительные родовые определения были сделаны Т.Н. Горбачик (Друщиц, Горбачик, 1959). В этой работе приведены данные о нахождении вместе с верхнеальбскими фораминиферами в разрезах Центрального Крыма массового скопления скелетов радиолярий родов *Rhopalastrium*, *Nagiastrium*, *Stylotrochus*, *Dictyomitra* и др.

Однако до настоящего времени отсутствуют не только исчерпывающие, но даже более или менее полные сведения о систематическом составе радиоляриевой ассоциации. Учитывая возросшую в последнее время роль радиолярий для решения вопросов стратиграфии, корреляции и палеоэкологии, авторы настоящей статьи делают первую попытку несколько восполнить этот пробел.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕГО АЛЬБА КРЫМА

Отложения альба распространены в предгорной части Крыма, а также в Равнинном Крыму, где они вскрыты многочисленными скважинами. Представлен альб преимущественно глинами и в меньшей степени песчаниками, возраст которых определяется по находкам аммонитов, белемнитов, двустворок и фораминифер (Друщиц, 1960; Друщиц и др., 1986). Отложения верхнего альба прослеживаются с перерывами от бассейна р. Черной в Юго-Западном Крыму до с. Наниково в Восточном.

Мощность отложений верхнего альба изменяется на различных участках предгорной части

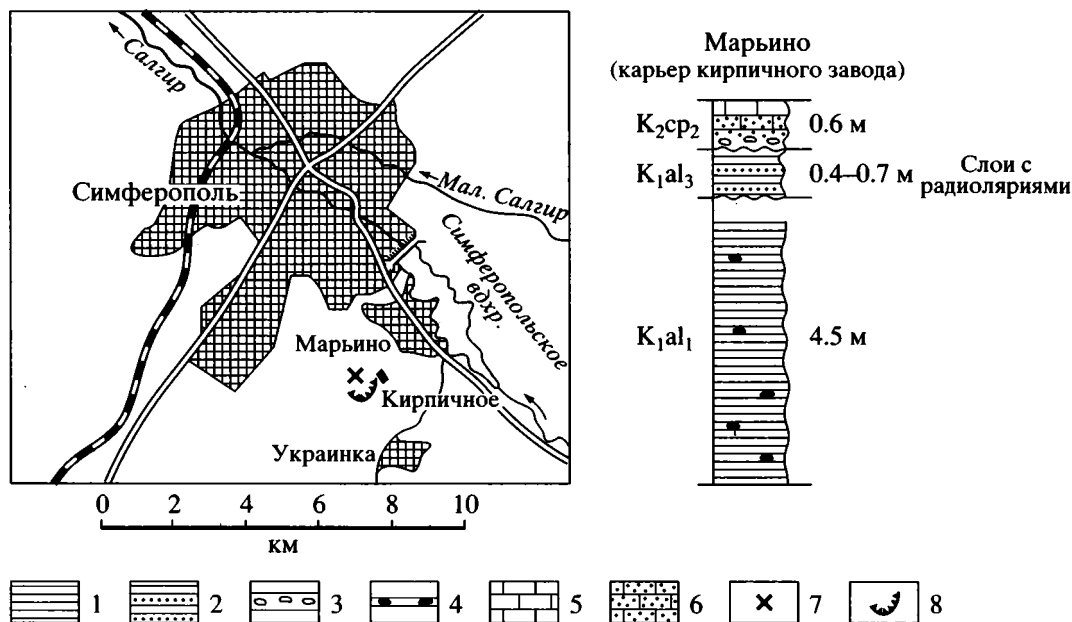
Крыма от нескольких десятков сантиметров (например, в карьере Кирпичного завода у пос. Марьино в Центральном Крыму) до 250 м в Восточном Крыму у селения Курское.

В Равнинном Крыму в скважинах мощность верхнеальбских глин изменяется от 15 до 1300 м и более. Если в Восточном и частично в Центральном Крыму верхний альб залегает непосредственно на глинах среднего альба, то на остальной территории эти отложения часто с разрывом ложатся на более древние породы.

Несмотря на немногочисленные находки аммонитов в отложениях верхнего альба Крыма установлено присутствие трех аммонитовых зон (снизу вверх): *Hysterocheras orbigny*, *Pervinqueria inflata* и *Stoliczkaia dispar* (Друщиц и др., 1986). На основании изучения планктонных фораминифер нижняя часть верхнего альба отнесена к слоям с *Hedbergella infracretacea*–*H. globigerinellinoides*, а верхняя – к зоне *Pleurostomella subbotinae*–*Clavulina gaultina* (Горбачик, 1986, 1991).

МАТЕРИАЛ

Использованный в настоящей публикации материал был собран в 1968 и 1971 гг. во время подготовки и проведения XII Европейского микропалеонтологического colloquium (Путеводитель экскурсий, 1971). Отобраны и исследованы на содержание микрофауны образцы глин апта и альба в карьере кирпичного завода в пос. Марьино, расположенном недалеко от юго-восточной окраины Симферополя (рис. 1). Во всех образцах были обнаружены многочисленные раковины



Местонахождение и разрез верхнеальбских отложений с радиолариями.

1 – карбонатная глина; 2 – глина с прослоями песчаника; 3 – галька; 4 – конкреции сидерита; 5 – известняк; 6 – известняк песчанистый; 7 – местонахождение карьера кирпичного завода и слоев с радиолариями; 8 – карьер кирпичного завода.

бентосных и планктонных фораминифер, а в глинах верхнего альба – также обильные скопления скелетов радиоларий. Последние имеют хорошую сохранность и представлены сотнями экземпляров. Соотношение числа скелетов радиоларий и фораминифер в образцах различно. Как правило, в одном образце наблюдается преобладание представителей той или иной группы, но не равное их количество. Особенно ярко это проявилось не в обнажении Марьинского кирпичного завода, а в образцах глин верхнего альба, взятых из котлована у здания “Крымнефтегазразведка”, находившегося в 1968 г. на улице Беспалова в г. Симферополь. В этих глинах содержится тот же комплекс радиоларий и фораминифер, что и в Марьино. Из слоя верхнеальбских глин Марьинского карьера мощностью 0.4–0.7 м были взяты два образца. Из каждого из них отмыты и отобраны обычным способом скелеты радиоларий и фораминифер из нескольких кусков породы.

РАЗРЕЗ У КИРПИЧНОГО ЗАВОДА ПОСЕЛКА МАРЬИНО

Поселок Марьино расположен недалеко от юго-восточной окраины Симферополя. На территории поселка находится кирпичный завод (обозначенный на карте как Кирпичное), использующий в качестве сырья глины апта и альба, добываемые в карьере. Выработки карьера образуют несколько ступеней, нижние из которых сложены глинами среднего и верхнего апта. Они

содержат обильные комплексы планктонных фораминифер, позволяющих установить наличие зон *Leupoldina protuberans*, *Globigerinelloides ferrolensis*, *G. algerianus*, *Hedbergella trocoidea*, *Planomalina cheniourensis* и *Ticinella roberti*–*P. cheniourensis* (Горбачик, 1986).

Более высокие горизонты карьера сложены карбонатными серыми глинами нижнего альба с конкрециями сидерита (рис. 1). Выше, в связи с оползанием глин, следует перерыв в наблюдении и стратиграфический перерыв, так как на 4–5 м выше наблюдается выход верхнеальбских глин иного характера: глина черная, карбонатная, пластичная, жирная, местами слабо песчанистая. В верхней части слоя глина зеленая с включением серной. Местами порода приобретает пестрый, пятнистый характер из-за смешения черного и зеленого глинистого материала. Такая окраска характерна для верхнеальбских глин и в других обнажениях на территории Крыма. Встречены единичные раковины планктонных фораминифер *Blefuscuiana* cf. *infracretacea* (Glaessner), *B. globigerinellinoides* (Subbotina) и *Globigerinelloides ultramicrus* (Subbotina). Среди бентосных фораминифер преобладают *Pleurostomella obtusa* Reuss, *P. subnodosa* Reuss, *Lenticulina macrodisca* (Reuss), редкие *Gaudryina filiformis* Berthelin, *Glomospirella gautina* (Berthelin). На основании анализа систематического состава фораминифер эти глины отнесены Т.Н. Горбачик (1986) к слоям с *Hedbergella infracretacea*–*H. globigerinellinoides* верхнего альба, вероятно, отвечающим

Встречаемость позднеальбских радиолярий Крыма в разновозрастных отложениях других регионов

Крым	Русская платформа		Украина	Большой Кавказ	Западный Сахалин
Карьер кирпичного завода у пос. Марьино	Московская синеклиза	Волго-Уральская антеклиза	скв. 1-К у г. Мелитополь	у села Конакхенд	бассейн р. Найба
	скв. 9, 105, 107, 195	скв. у пос. Ковылкино			
	Казинцова, 1990		Горбунов, 1975	Алиев, 1965 Аббасов, 1990	Казинцова, 1993
<i>Conosphaera sphaeroconus</i> Rust		+	+	+	
<i>C. haeckeli</i> Aliev				+	
<i>Hexapyramis pantanelli</i> Squinabol					
<i>Cromyodruppa concentrica</i> Lipman	+				
<i>Archaeospongoprimum praelongum</i> Pessagno		+			+
<i>Ar. cortinaensis</i> Pessagno					
<i>Cenodiscus cenomanicus</i> Aliev				+	
<i>Porodiscus kavilkinensis</i> Aliev	+	+		+	+
<i>Euchitonia triradiata</i> Lipman					
<i>E. santonica</i> Lipman					
<i>Histiastrum membraniferum</i> Lipman			+		
<i>H. tetracantum</i> Lipman			+		
<i>Sethocyrtis mosquensis</i> Smirnova et Aliev		+		+	
<i>Diacanthocapsa eugania</i> Squinabol	+			+	
<i>Tricolocapsa kelevudacika</i> Aliev				+	
<i>T. echitonica</i> Aliev				+	
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica				+	+
<i>Dictyomitra ferosia</i> Aliev	+	+	+	+	
<i>D. momentaria</i> Aliev				+	
<i>D. konachkendensis</i> Aliev				+	
<i>Theocampe cylindrica</i> Smirnova et Aliev	+	+		+	+
<i>Stichomitra communis</i> Squinabol				+	
<i>Cyrtocapsa perspicua</i> Squinabol				+	
<i>C. ambiferia</i> Aliev				+	
<i>Crolanium cuneatum</i> (Smirnova et Aliev)	+	+		+	+
<i>Cr. triangulare</i> (Aliev)	+	+		+	+
<i>Amphipyndax stocki</i> (Campbell et Clark)					+
<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>apiara</i> (Rüst)					
<i>Spongocapsula</i> (?) <i>ramoraensis</i> (Pessagno)				+	+
<i>H. cruciferum</i> Lipman					
<i>H. latum</i> Lipman			+		+
<i>Rhopalastrum trigonale</i> Lipman					
<i>R. tricolicum</i> Aliev				+	
<i>Pentinastrum subbotinae</i> Lipman		+			
<i>Spongotripus morenoensis</i> Campbell et Clark			+		
<i>Stylotrachus octacanthus</i> Lipman					
<i>Crucella aster</i> (Lipman)	+	+	+		
<i>Cr. crux</i> (Lipman)	+				
<i>Orbiculiforma impressa</i> (Lipman)					
<i>Or. maxima</i> Pessagno					+
<i>Or. nevadensis</i> Pessagno	+	+			
<i>Or. multangula</i> Pessagno	+			+	+
<i>Or. cachaensis</i> Pessagno					
<i>Or. railaensis</i> Pessagno	+	+			
<i>Patulibracchium</i> cf. <i>attenuatum</i> (Lipman)					
<i>P. ex gr. obesum</i> Pessagno				+	
<i>Cyrtocalpis eurytoma</i> Rüst	+				
<i>Podocapsa guembeli</i> Rüst					

какой-то части или всей аммонитовой зоны *Pervinqueria inflata*.

В качестве пояснения следует сказать, что роды *Hedbergella* и *Blefuscuiana* не являются синонимами. В 1988 г. микропалеонтология Ф. Беннер и Д. Десаи (Banner and Desai) выделили из рода *Hedbergella* род *Blefuscuiana*, отличающийся от первого микропористостью и наличием поровых каналов, проходящих через бугорки (*muricae*) и открывающихся порами на поверхности раковины.

Детальными исследованиями альбских отложений Крыма и распространенными в них фораминиферами занималась Л. Ф. Плотникова (1982). На основании анализа большого материала по Горному и Равнинному Крыму ею дана микропалеонтологическая характеристика аммонитовой зоны *inflata*. По данным этого исследователя названная зона "...содержит обедненный комплекс мелких планктонных форм, среди которых преобладают виды *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *H. globigerinellinoides* (Subbotina) и *Globigerinelloides ultramicrus* (Subbotina). По названию последнего комплекс выделяется нами в фораминиферовую лону" (Плотникова, 1982, с. 137).

Более молодые отложения верхнего альба, отсутствующие в районе поселка Марьино, характеризуются значительно большим разнообразием планктонных фораминифер и появлением среди них представителей родов *Praeglobotruncana* и *Rotalipora*.

Кроме раковин фораминифер, в глинах верхнего альба содержатся скелеты очень многочисленных и разнообразных радиолярий, их список приведен в таблице. На присутствие радиолярий в верхнем альбе Крыма говорится и в публикации А. Т. Богаец и др. (1980).

Видимая мощность верхнеальбских глин в Марьинском карьере составляет всего 0.4–0.7 м, но в обнажениях вдоль объездной дороги вокруг Симферополя она достигает 4–5 м, а в котловане на ул. Беспалова около 12 м. Во всех перечисленных обнажениях глины содержат идентичный, а порой и более разнообразный комплекс радиолярий и фораминифер.

На размытой поверхности альба залегают светлосерые известняки верхнего мела с галькой и большим количеством глауконита в основании. По данным Н. И. Маслаковой, это отложения верхнего кампана (рис. 1). Их видимая мощность 0.6 м. Выше наблюдаются породы палеогена.

СОСТАВ И АНАЛИЗ АССОЦИАЦИИ РАДИОЛЯРИЙ

Обнаруженная в верхнеальбских глинах Крыма ассоциация радиолярий имеет в своем составе многочисленные скелеты хорошей сохранности, впервые описанные из альба разных регионов: 14 ви-

дов – с Русской платформы (Алиев, Смирнова, 1969); 14 – с Большого Кавказа (Алиев, 1965); 8 – из Италии (Rüst, 1885; Squinabol, 1903), 11 – из Калифорнии (Pessagno, 1977); 1 – из Румынии (Dumitrica, 1970). Основной фон комплекса создают губчатые дискоидные спумеллярии, количество которых колеблется от десятков до сотен. Данное сообщество нами названо комплексом с видами-индексами *Orbiculiforma nevadaensis*-*Dictyomitra kopachkendensis*. Из более чем 50 видов комплекса половина приходится на спумеллярии, представленные 29 видами, принадлежащими 15 родам, среди которых большинство дискоидных форм. Это круглые, треугольные, четырех- и пятиугольные скелеты с иглами или без, с отростками или без – рода *Porodiscus*, *Orbiculiforma*, *Spongotropus*, *Histiastrium*, *Crucella*, *Pentinastrum*, *Patulibracchium*. Среди них в количественном отношении преобладают губчатые формы и скелеты с патагиумом.

Насселлярии комплекса также разнообразны и представлены 19 видами, принадлежащими к 14 родам. Здесь присутствуют однокамерные скелеты – рода *Cyrtocalpis*, *Podocapsa*; двухкамерные – род *Sethocyrtis*; трехкамерные – рода *Diacanthocapsa*, *Theocampe*, *Tricolocapsa*, *Holocryptocanium* и многокамерные. Среди последних различаются ячеистые формы – рода *Dictyomitra*, *Stichomitra*, *Amphipyndax*; с ребристой поверхностью – род *Archaeodictyomitra*; с бугорчатой – род *Crolanium*, а также губчатые – род *Spongocapsula*.

По количеству особей в крымском комплексе доминируют виды, известные на Русской платформе и Большом Кавказе, т.е. он является как бы переходным между комплексами названных регионов. Общими видами для этих трех территорий (Русская платформа, Крым, Большой Кавказ) в позднеальбское время являются: *Conosphaera haeckeli* Aliiev, *Porodiscus kavilkinensis* Aliiev, *Orbiculiforma multangula* Pessagno, *Theocampe cylindrica* Smirn. et Aliiev, *Sethocyrtis mosquensis* Smirn. et Aliiev, *Diacanthocapsa euganea* Squinabol, *Dictyomitra ferosia* Aliiev, *Crolanium cuneatum* (Smirn. et Aliiev), *Cr. triangulare* (Aliiev) (Алиев, 1965; Алиев, Смирнова, 1969; Казинцова, 1990; Казинцова, Олферьев, 1997).

Общие виды находим и с удаленными районами. Так с позднеальбскими комплексами из опорного найбинского разреза Западного Сахалина установлено 11 общих видов: *Archaeospongoprunum praelongum* Pess., *Porodiscus kavilkinensis* Aliiev, *Histiastrium latum* Lipman, *Orbiculiforma maxima* Pess., *Or. multangula* Pess., *Holocryptocanium barbei* Dumitrica, *Theocampe cylindrica* Smirn. et Aliiev, *Crolanium cuneatum* (Smirn. et Aliiev), *Cr. triangulare* (Aliiev), *Amphipyndax stocki* (Campb. et al.), *Spongocapsula* (?) *zamoraensis* (Pess.) (Зонова и др., 1993).

Пять видов комплекса: *Archaeospongoprunum praelongum* Pess., *Orbiculiforma multangula* Pess., *O. nevadaensis* Pess., *O. railensis* Pess., *Patulibracchium*

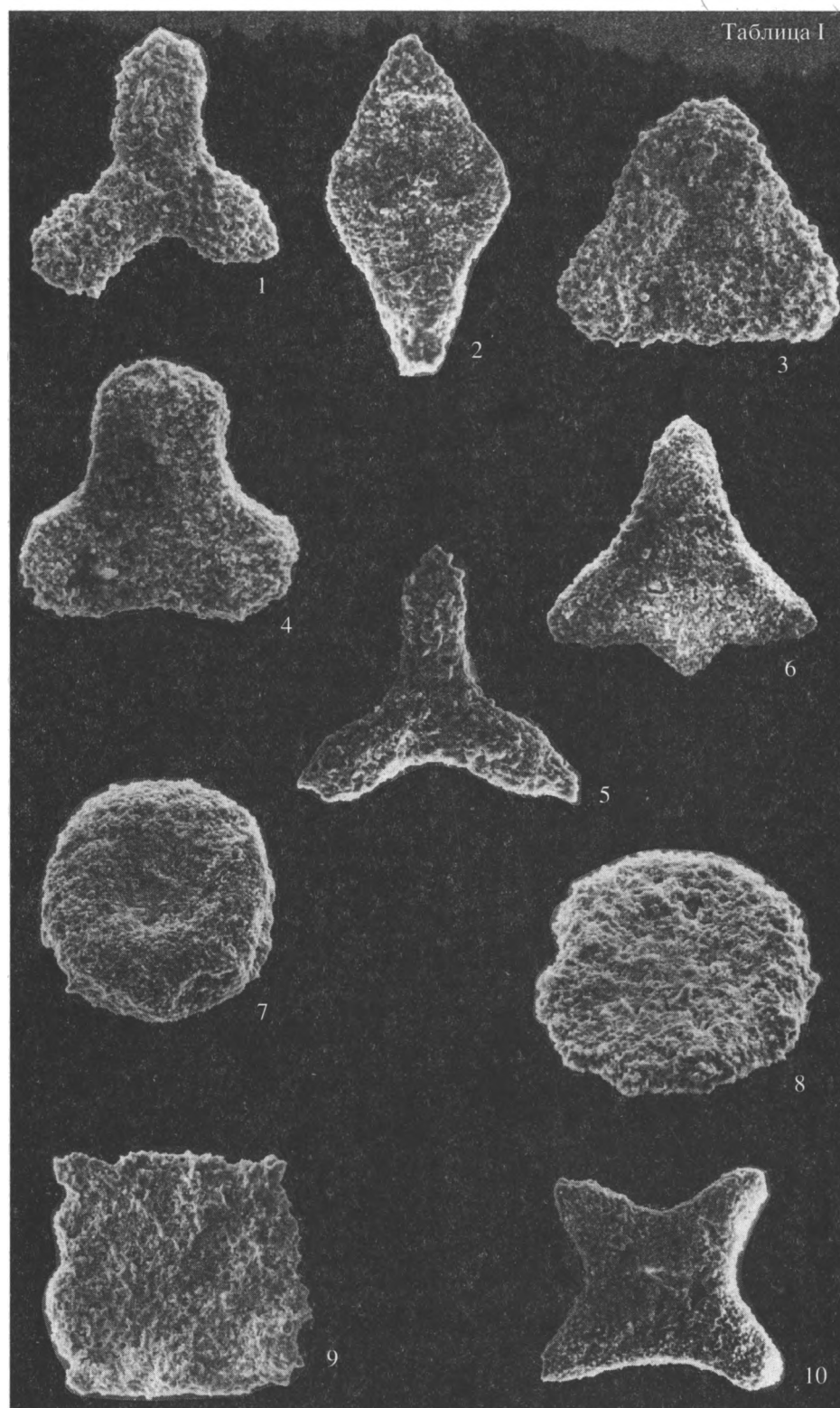


Таблица I. Радиоларии верхнего альба окрестностей г. Симферополь (Крым).

1 – *Rhopalastrum trigonale* Lipman, $\times 160$; 2 – *Histiastrum* cf. *latum* Lipman, $\times 145$; 3 – *Spongotripus* cf. *morenoensis* Campbell et Clark, $\times 125$; 4 – *Patulibracchium* ex gr. *obesum* Pessagno, $\times 125$; 5 – *Patulibracchium* cf. *attenuatum* (Lipman), $\times 145$; 6 – *Rhopalastrum* sp., $\times 145$; 7 – *Orbiculiforma impressa* (Lipman), $\times 125$; 8 – *Orbiculiforma* cf. *nevadaensis* Pessagno, $\times 145$; 9 – *Savaryella quadra* (Foreman), $\times 110$; 10 – *Crucella aster* (Lipman), $\times 125$.

Местонахождение всех видов, изображенных на таблицах I и II: Крым, пос. Марьино (юго-восточнее г. Симферополя). Материал хранится во ВСЕГЕИ, лаборатория микрофауны, коллекция № 769.

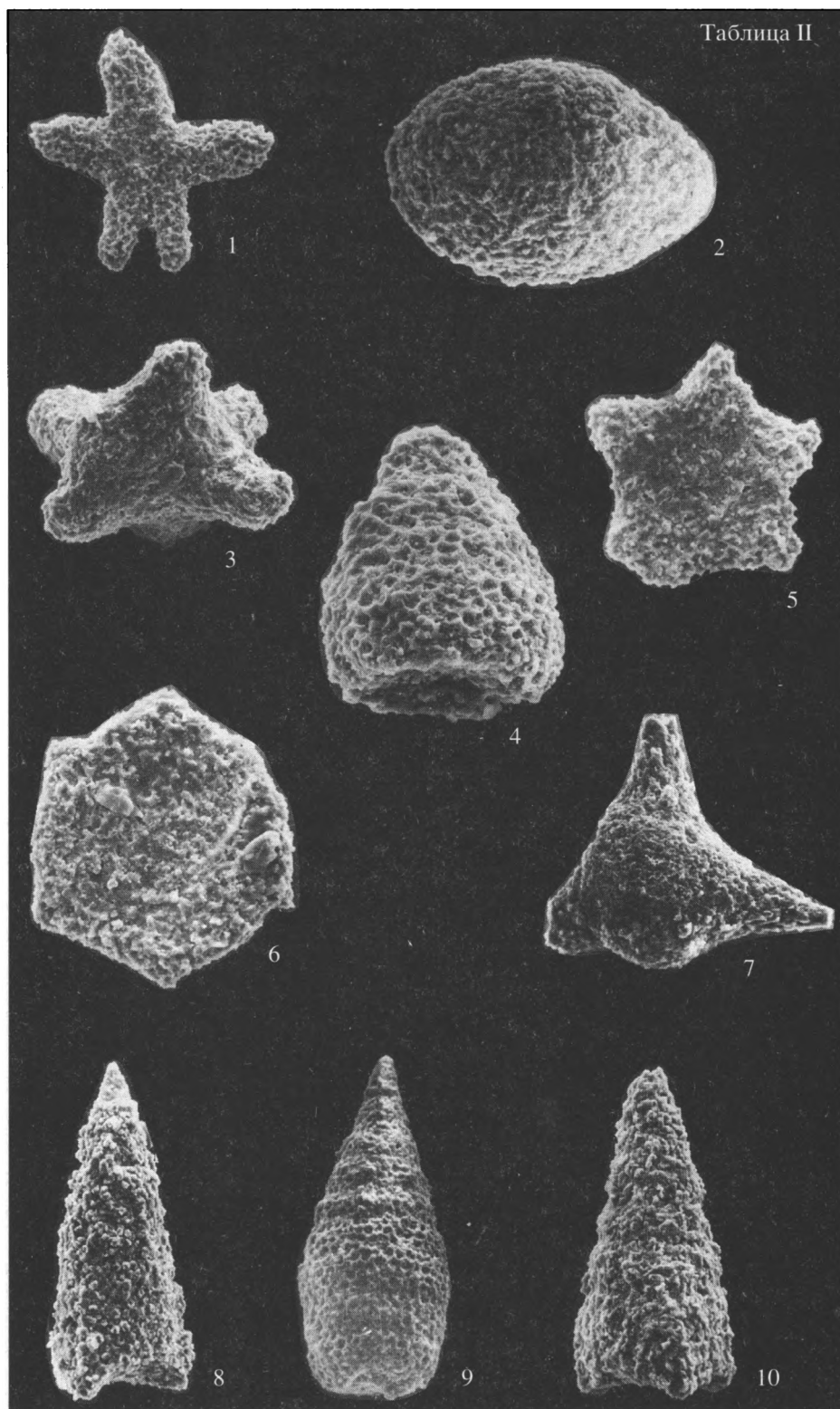


Таблица II. Радиоларии верхнего альба окрестностей г. Симферополь (Крым).

1 – *Crucella crux* (Lipman), $\times 430$; 2 – *Cenodiscus cenomanicus* Aliev, $\times 180$; 3 – *Hexapyramis pantanelli* Squinabol, $\times 110$; 4 – *Cyrtocalpis eurystoma* Rüst, $\times 260$; 5 – *Pentinastrum subbotinae* Limpan, $\times 145$; 6 – *Orbiculiforma multangula* Pessagno, $\times 180$; 7 – *Podocapsa quembeli* Rüst, $\times 180$; 8, 10 – *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev), 8 – $\times 130$, 10 – $\times 145$; 9 – *Dictyomitra konachkendensis* Aliev, $\times 125$.

obesum Pess. являются составляющими радиоляриевой зоны *Kozurium zingulai* альба Калифорнии, возраст которой Э. Пессаньо определен в интервале нижний альб–низы верхнего альба (Pessagno, 1977).

В составе радиоляриевого комплекса Крыма имеются виды, позднеальбский возраст которых в сравниваемых регионах определен нахождением с другой фауной: на Русской платформе это фораминиферы и частично иноцерамы, аммониты (Липман, 1952; Алиев, Смирнова, 1969; Казинцова, Олферьев, 1997); в районе г. Мелитополя – фораминиферы (Горбунов, 1975); на Большом Кавказе – фораминиферы, белемниты (Алиев, 1965; Азизбекова, Аббасов, 1990); на Западном Сахалине – аммониты, иноцерамы (Зонова и др., 1993).

Интересно отметить, что 6 видов радиолярий, встреченных в верхнеальбском комплексе Крыма (*Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Porodiscus kavilkinensis* Aliiev, *Histiastrium latum* Lipman, *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *Dictyomitra ferosia* Aliiev и *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliiev)) присутствуют также в верхнеальбских глинах парамоновской свиты Подмосковья (Алексеев и др., 1996).

Анализ особенностей радиоляриевого комплекса с *O. nevadaensis*–*D. konachkendensis* позднего альба Крыма позволяет предположить, что по сравнению с морями Русской платформы Крымское море было теплым, о чем свидетельствуют многочисленные уплощенные скелеты с патагиймом – рода *Euchitonia*, *Histiastrium*, *Crucella* (практически отсутствующие на Русской платформе) и более глубоким, на что косвенно указывают многочисленные крупные башенкообразные населлярии – рода *Dictyomitra*, *Stichomitra*, *Cyrtocapsa*, *Crolanium* (на Русской платформе населлярии вообще единичны и имеют мелкие размеры). Кроме того, Крымский бассейн был связан с морями Средиземноморья (в комплексе 8 распространенных в Италии видов; O'Dogherty, 1995). Общность же видов радиолярий позднего альба Русской платформы, Крыма, Большого Кавказа и Западного Сахалина говорит о существовании связи между бореальными и тетическими морями и о возможности широких корреляций.

На прилагаемых таблицах I и II даны изображения 19 видов, относящихся к 13 родам, наиболее характерных и хорошо представленных в количественном отношении в верхнеальбских отложениях Крыма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, радиоляриевый комплекс верхнего альба Крыма очень разнообразен в систематическом плане и обилен в количественном отношении. Многие виды имеют широкое географическое распространение и достаточно уз-

кий стратиграфический интервал и могут быть использованы как виды коррелянты. Сравнительный анализ систематического состава радиоляриевой ассоциации позволяет говорить о связи Крымского бассейна в позднеальбское время как с Бореальными, так и со Средиземноморскими морскими бассейнами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азизбекова А.Р., Аббасов А.Б. Популяции планктонных микроорганизмов на рубеже альба и сеномана на юго-восточном Кавказе // Проблемы современной микрорепалеонтологии. Тр. 34 сессии ВПО. Л.: Наука, 1990. С. 179–185.

Алексеев А.С., Горбачик Т.Н., Смирнова С.Б., Брагин Н.Ю. Возраст парамоновской свиты (альб Русской платформы) и глобальная трансгрессивно-регрессивная цикличность мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 31–52.

Алиев Х.Ш. Радиолярии нижнемеловых отложений Северо-Восточного Азербайджана и их стратиграфическое значение. Баку: Изд-во АН АзербССР, 1965. 156 с.

Алиев Х.Ш., Смирнова Р.Ф. Новые виды радиолярий из отложений альбского яруса центральных районов Русской платформы // Ископаемые и современные радиолярии. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1969. С. 69–72.

Богаец А.Т., Бойчук Г.В., Лещух Р.И., Менкес М.А., Плахотный Л.Г. Новые данные об альбских отложениях северной полосы Северо-Западного Крыма // Геол. журнал. 1980. Т. 40. № 6. С. 27–34.

Горбачик Т.Н. Планктонные фораминиферы юры и нижнего мела юга СССР. М.: Наука, 1986. 238 с.

Горбачик Т.Н. Меловая система. Нижний отдел. Юг СССР (зоны и слои по планктонным фораминиферам) // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 137–151.

Горбунов В.С. Радиолярії альбських і сеноманських відкладів України // Висвітлення фауна і флора України. Вып. 3. Киев: Наукова думка, 1975. С. 74–80.

Друиц В.В. Нижнемеловые отложения Крыма // Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 53–74.

Друиц В.В., Горбачик Т.Н. Альбские отложения юго-восточного Крыма // Вестник Моск. ун-та, Сер. геол. 1959. № 3. С. 117–122.

Друиц В.В., Горбачик Т.Н., Каменецкий А.Е., Янин Б.Т. Меловая система. Нижний отдел. Крым // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом I. М.: Недра, 1986. С. 127–135.

Зонова Т.Д., Казинцова Л.И., Языкова Е.А. Атлас руководящих групп меловой фауны Сахалина // СПб: Недра, 1993. 327 с.

Казинцова Л.И. Радиолярии альба СССР // Тез. докл. девятого Всесоюзного семинара по радиоляриям. Уфа: Изд-во ПГО "Башкиргеология", 1990. С. 37–41.

Казинцова Л.И., Олферьев А.Г. Парамоновская свита и ее возраст по данным радиоларий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997 № 4.

Липман Р.Х. Материалы к монографическому изучению радиоларий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. М.: Госгеолиздат, 1952. С. 24–51.

Плотникова Л.Ф. Детальное деление альбских отложений Крыма по фораминиферам // Новые данные по стратиграфии и фауне фанерозоя Украины. Киев: Наукова думка, 1982. С. 135–138.

Путеводитель экскурсий. XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум. СССР. Ч. I. Крым. М., 1971. 148 с.

Banner F.T., Desai D. A review and revision of the Jurassic-Early Cretaceous Globigerinina, with especial referena to the Aptian assamblages of Speeton (North Yorkshire, England) // J. Micropalaentology. London, 1988. V. 7. № 2. P. 143–185.

Campbell A., Clark B. Radiolaria from upper Cretaceous of Middle California // Geol. Soc. Amer. Spec. Papers. 1944. № 57. 61 p.

Dumitrica P. Cryptocephalic and Cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // Ser. de Geol. 1970. V. 14. № 1. 124 p.

O'Dogherty L. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Ital.) and Betic Cordillera (Spain). Memories de Geologie (Lausanne). 1995. 415 p.

Pessagno E. Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of the Creat Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges // Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Spec. Publ. № 15. 1997. 87 p.

Rüst D. Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura // Palaeontographica. 1885. V. 31. P. 269–322.

Squinabol S. Le Radiolarie dei Noduli seliciosi nella Scaglia degli Euganei // Riv. Ital. Paleontologia. 1903. V. 9. P. 105–150.

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

УДК 561.26:551.793(571.645)

ПОЗДНЕГОЛОВНИНСКАЯ ТРАНСГРЕССИЯ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА о. КУНАШИР (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

© 1998 г. В. С. Пушкарь, Н. Г. Разжигаева, А. М. Короткий, Л. М. Мохова

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН**690041 Владивосток, ул. Радио, 7, Россия*

Поступила в редакцию 21.05.96 г., получена после доработки 06.10.97 г.

Изучен литологический состав и фациальные особенности верхней части головнинской свиты о. Кунашир (Курильские о-ва). Выделен ряд прослоев вулканических пеплов, которые могут служить возрастными и корреляционными реперами. На основе диатомового и споро-пыльцевого анализа возрастов осадков установлен как среднеплейстоценовый (миндель-рисское межледниковье). Выделено два трансгрессивно-регрессивных этапа формирования отложений, соответствующих 11–9 кислородно-изотопным стадиям. Восстановлены палеогеографические условия осадконакопления. Во время первой фазы трансгрессии уровень моря, вероятно, превышал современный на +20–25 м, во время второй – на +5 м. Времени регрессии соответствует формирование толщ туфов и стратиграфический перерыв. Тектоническая скорость подъема о. Кунашир за период среднего плейстоцена составила 0.28 мм/год. Проведена корреляция палеогеографических событий среднего плейстоцена о. Кунашир с Японскими островами, Чукоткой и Аляской.

Ключевые слова. Средний плейстоцен, диатомей, трансгрессия, палеоклиматы, Курильские острова.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время проблеме гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана уделяется большое внимание в связи с прогнозом развития природной среды. Определенную сложность в этот вопрос вносят тектонические и эвстатические колебания, проявлявшиеся на достаточно длительных интервалах времени. Хорошим объектом для изучения этих явлений является о. Кунашир с развитыми морскими плейстоценовыми толщами, сформировавшимися во время гляциоэвстатических трансгрессий и впоследствии испытывавшими тектонический подъем.

Нами детально изучены отложения верхних пачек головнинской свиты в ее стратотипе, который выделен к северу от пос. Головнино (Желубовский, Прялухина, 1964), а также отложения 40 м террасовидной поверхности Южно-Курильского перешейка (рис. 1, 2). Цель настоящей работы заключается в определении возраста и амплитуды позднеголовнинской трансгрессии. Нижняя часть свиты сложена пемзовыми песками, гравелитами, а верхняя часть – грубообломочными туфами и песками. Отложения залегают на алехинской свите со стратиграфическим несогласием. Возраст головнинской свиты был установлен как плиоценовый (Пискунов, 1963). Однако не исключался и плейстоценовый возраст (Прялухина, 1961).

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ И СОСТАВ ТЕФРЫ

На Южно-Курильском перешейке разрез морских отложений (5800, 5701) изучен в карьере у подножья горы Отдельная, где они слагают террасовидную поверхность на абсолютной отметке около 40 м. В основании разреза (9.8–13 м) выходит пачка туфодиатомитов. Показатель преломления вулканического стекла в нижней части – 1.504–1.510, в верхней – 1.507–1.516. Стекло имеет риолитовый состав (SiO_2 73/11–74/25%, здесь и далее на безводный остаток) и относится к низкокальциевому ряду низкощелочной серии. Содержание K_2O (1/38–1/81%) и значение K/Na (до 0.61) выше, чем у тефры вулк. Головнина (Федорченко и др., 1989). Выход тяжелой фракции в мелкопесчаном классе (до 5.6%) выше, чем в крупноалевритовом (0.02–0.03%). В тяжелой фракции доминирует магнетит (до 62%), присутствуют ромбические (до 12.5%), моноклинные (до 19.4%) пироксены, ильменит, роговая обманка, базальтическая роговая обманка и апатит.

Средняя часть разреза (5.0–9.8 м) сложена тефрогенными алевритами с линзами пемзового песка и пемзой с тонкой волнисто-горизонтальной слоистостью. Содержание $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$ составляет 13.6–18.96%. Преобладает мелкий алеврит (до 86%), средний размер зерен осадка – 0.03–0.05 мм. Содержание песчаных фракций не превышает 13%, уменьшаясь вверх по разрезу. Материал плохо и умеренно сортирован ($\text{Hr} = 0.4–0.72$), что наряду с

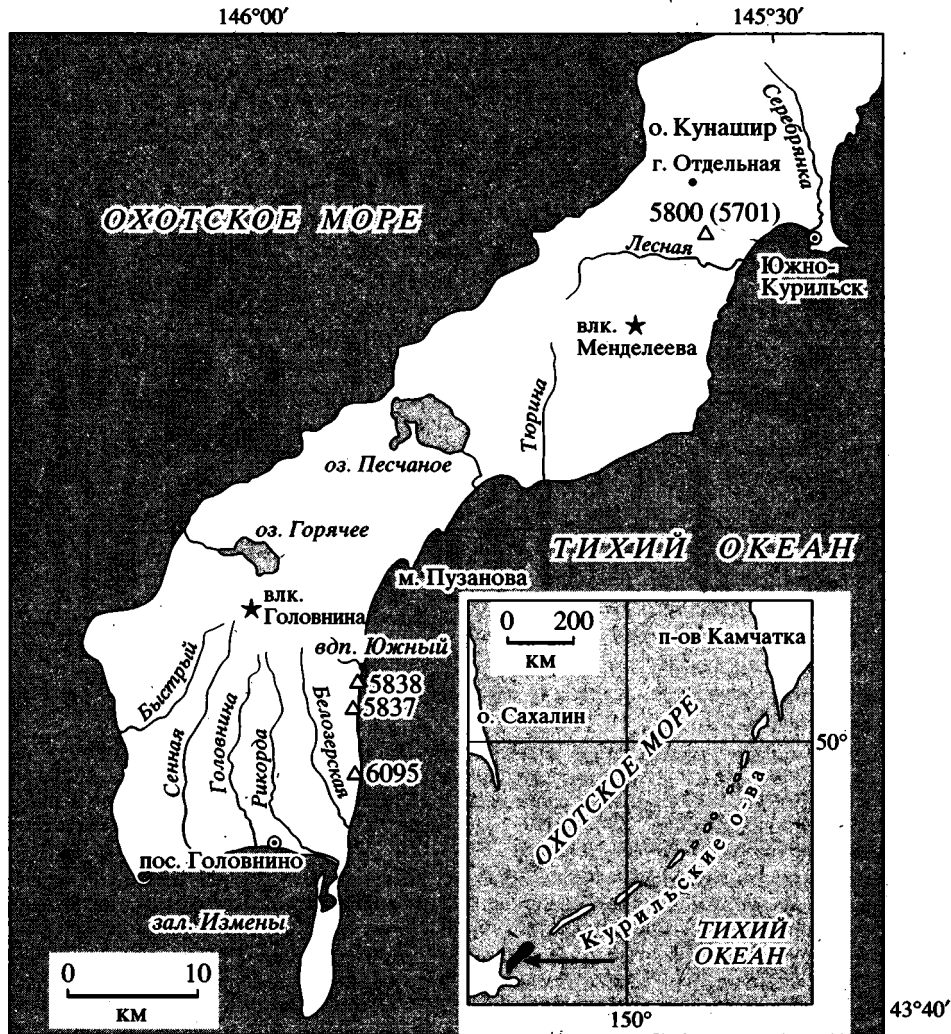


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов головнинской свиты.

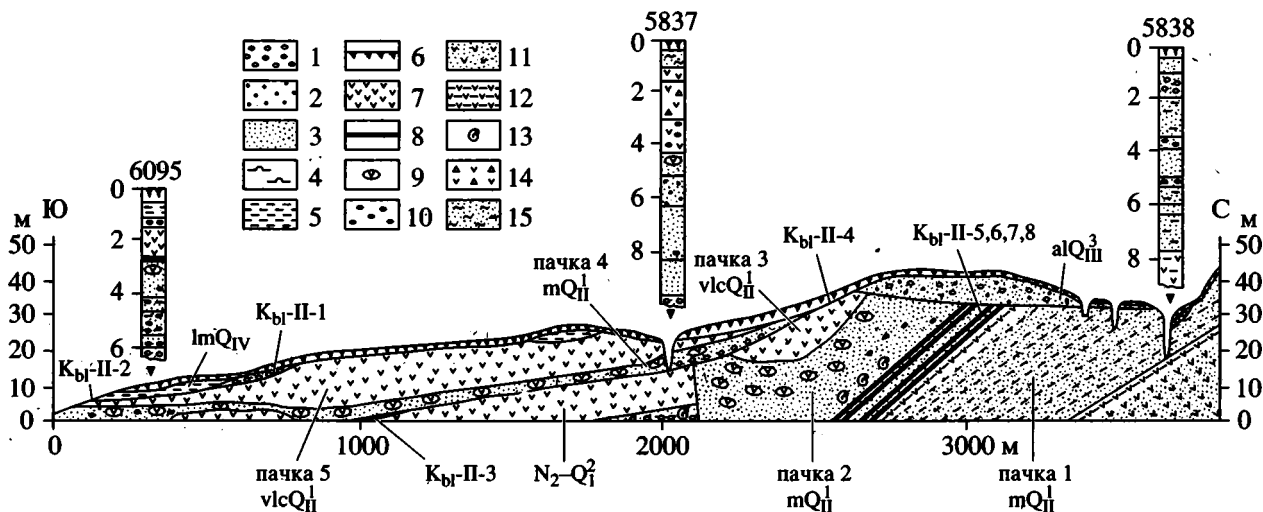


Рис. 2. Геологическое строение верхней части головнинской свиты к югу от Южного водопада (отметка 36 м).

1 – галька и валуны; 2 – гравий; 3 – песок; 4 – туфодиазомиты; 5 – алевроит; 6 – почва; 7 – туф; 8 – пепловые прослои; 9 – вулканические бомбы; 10 – пемза; 11 – туфопесчаники; 12 – туфоалевриты; 13 – ископаемые моллюски; 14 – туфобрекчии; 15 – супесь.

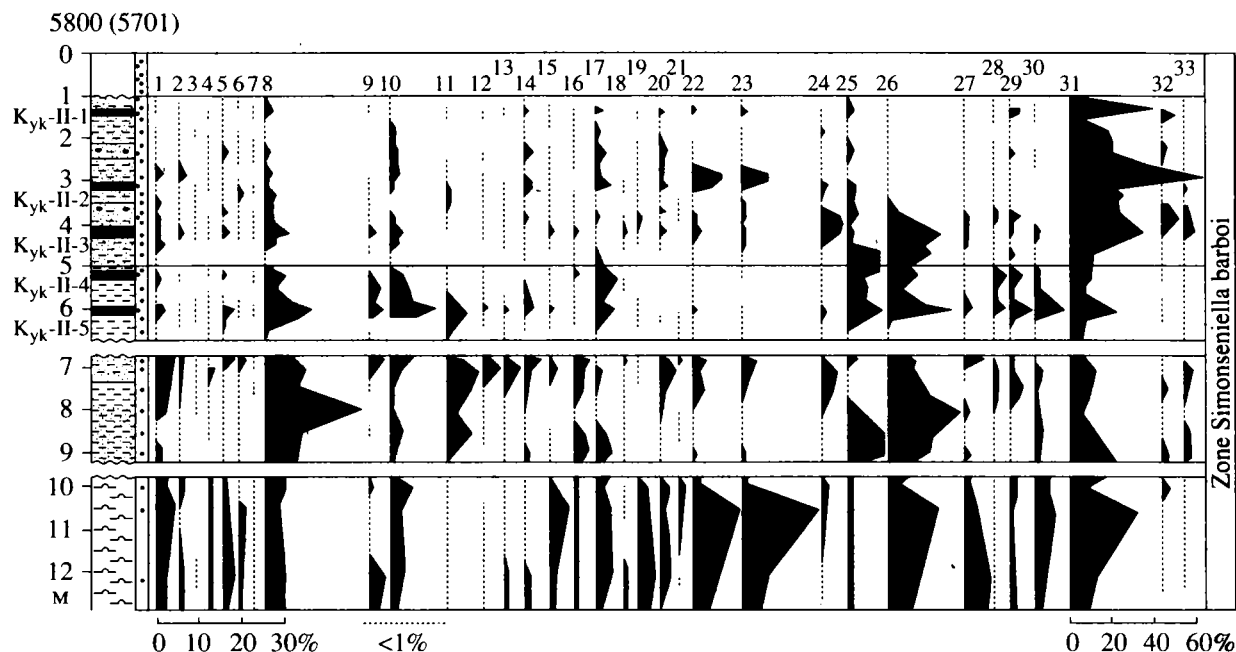


Рис. 3. Литологический состав пород и распределение диатомей в разрезе 5800 (5701) Южно-Курильского перешейка. Условные обозначения см. на рис. 2.

Диатомей. 1 группа – виды-индексы зоны *Simonseniella barboi*: 1 – *Thalassiosira gravida* Cl. var. *fossilis* Jouse, 2 – *Th. nidulus* var. *nidulus* Jouse, 3 – *Th. jouseae* Akiba, 4 – *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis* Pushkar, 5 – *Simonseniella curvirostris* (Jouse) Fenner, 6 – *S. barboi* (Brun.) Fenner, 7 – *Pyxidicula dimorpha* (Schrader) Pushkar n. comb. (Schrader, 1973; basionim: *Stephanopyxis dimorpha* Schrader; diagnosis: Schrader, 1973, p. 711; Holotype: Pl. 15, fig. 9–11 from DSDP Leg 18, sample 173–1–4; Paratype: Pl. 15, Fig. 19–20, Pl. 16, fig. 1–3, 8–11, Pl. 24, fig. 10).

2 группа – океанические и неритические аркто- и северобореальные виды: 8 – *Thalassiosira gravida* Cl. var. *gravida*, 9 – *Th. hyalina* (Grun.) Gran, 10 – *Th. eccentrica* (Ehr.) Cl. (широкобореальный), 11 – *Th. kryophila* (Grun.) Jorg., 12 – *Th. antarctica* Comber, 13 – *Th. nordenskioldii* Cl., 14 – *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg., 15 – *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *marginatus*, 16 – *Odontella aurita* (Lyngb.) Ag., 17 – *Chaetoceros* spp. (споры), 18 – *Neodenticula seminae* (Simonsen) Akiba.

3 группа – океанические и неритические южнобореальные и субтропические виды: 19 – *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. var. *asteromphalus*, 20 – *C. radiatus* Ehr. + *C. perforatus* Ehr., 21 – *Azpeitia nodulifera* (A. Sm.) Fryxel et Sims, 22 – *Actinocyclus curvatulus* Janish var. *curvatulus* (широкобореальный), 23 – *A. divisus* (Grun.) Hust., 24 – *Actinoptychus undulatus* (Bailey? Kuetz.) Ralfs in Pritchard.

4 группа – сублиторальные бентические аркто- и северобореальные виды: 25 – *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl. var. *sulcata*, 26 – *Delphineis kiprae* Sancetta, 27 – *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun. var. *oceanica*, 28 – *Trachyneis aspera* Cl. var. *aspera*, 29 – *Diploneis smithii* (breb.) Cl. var. *smithii*, 30 – *Cocconeis scutellum* Ehr. var. *scutellum*.

5 группа – сублиторальные бентические южнобореальные виды: 31 – *Hyalodiscus obsoletus* Shesh.-Por., 32 – *Arachnoidiscus ehrenbergii* Ralfs, 33 – *Navicula marina* Ralfs + *Lyrella lyra* (Ehr.) Karaeva var. *lyra*.

1% – 3 створки диатомей.

малым выходом тяжелой фракции (0.1–1.21%) указывает на накопление материала в зоне действия слабых природных течений. Ассоциация тяжелых минералов подобна туфодиатомитам, но отличается меньшим содержанием рудных минералов (до 52.8%). Толща включает несколько пепловых прослоев, которые могут служить возрастными и корреляционными реперами (рис. 3). Снизу вверх выделены:

Пепловый прослой $K_{yk-II-5}$ (мощность 3–4 см) – желтовато-серый алеврит риолитового состава (SiO_2 71.45%), содержание K_2O – 1.79%. показатель преломления вулканического стекла – 1.507–1.516. Малый выход тяжелой фракции (0.05–0.17%) говорит об удаленности вулканичес-

кого источника. В составе тяжелых минералов преобладает магнетит (71.1%), характерно высокое содержание роговой обманки (15.6%). Отмечены пироксены, апатит.

Пепловый прослой $K_{yk-II-4}$ (мощность 4 см) – светло-серый алеврит риолитового состава (SiO_2 73.67%). Средний размер зерен – 0.02 мм. Показатель преломления вулканического стекла – 1.504–1.507. Выход тяжелой фракции 0.22%, в ее составе отмечены магнетит (52.8%), моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка (1.8%). Содержание $SiO_{2аморф}$ составляет 8.08%.

Основным источником материала, по-видимому, являлись вулканы о. Хоккайдо, активность которых была высока в среднем плейстоцене, а

тефра характеризуется высоким содержанием K_2O и амфиболов (Okumura, 1988).

Верхняя часть разреза (1–5.0 м) отложена переслаиванием алевритов и мелкозернистых песков с пемзой и прослоями пеплов. Средний размер зерен варьирует от 0.04 до 0.13 мм, содержание песка достигает 50%. Материал плохо сортирован ($H_g = 0.52–0.83$) и накапливается на мелководном шельфе на меньших глубинах, чем подстилающие отложения. Об этом свидетельствует и более высокий выход тяжелой фракции (до 4%). Отложения накапливались в условиях высоких скоростей седиментации, а источниками пирокластического материала, вероятно, являлись вулканы о. Кунашир. Тяжелая фракция включает моноклинные (до 37.8%) и ромбические (до 37.1%) пироксены, магнетит (до 33.9%) и амфиболы (до 9.7%). Содержание $SiO_{2\text{аморф}}$ составляет 4.8–8.96%. Толща содержит несколько хорошо выраженных пепловых прослоев.

Пепловый прослой $K_{yk-II-3}$ (мощность 30 см) сложен мелким алевритом (до 84.6%) и имеет дацитовый состав (SiO_2 68.63%). Показатель преломления вулканического стекла – 1.508–1.511. В тяжелой фракции преобладают моноклинные пироксены (41.2%), отмечено высокое содержание амфиболов (9.3%). Содержание $SiO_{2\text{аморф}}$ составляет 6.8%.

Пепловый прослой $K_{yk-II-2}$ (мощность 1–2 см) и пемза в верхней части разреза имеют дацитовый состав (SiO_2 66.11–66.37%), характеризуются невысокими содержаниями K_2O (0.86–1.38%), показатель преломления вулканического стекла – 1.510–1.512 (нижний пепел), 1.510–1.512 (верхний пепел). Ассоциация тяжелых минералов пеплов близка к вмещающим отложениям и указывает на общий источник поступления.

Морские отложения перекрывает желто-бурая супесь и почва с линзами переотложенного тефрогенного материала (1–0 м).

На юго-восточном побережье изучена верхняя часть стратотипа головнинской свиты от южного водопада (отметка 36 м) до устья р. Белозерская. Здесь снизу вверх вскрыты следующие пачки отложений (рис. 2):

Пачка 1 (мощность около 45 м) согласно залегает на морских серо-зеленых туфогенных песчаных, слагающих среднюю часть головнинской свиты. Пачка представлена переслаиванием тефрогенных алевритов и разнотернистых песков с хорошо окатанным пемзовым гравием и галькой. В кровле выходят туфоалевролиты и линзы туфобрекчий (мощность до 2 м). В нижней части пачки разреза 5838 вскрываются зеленовато-серые туфоалевролиты (рис. 2) с малым выходом тяжелой фракции (0.01–0.14%) и высоким содержанием рудных минералов (68.9%). Их перекры-

вают тефрогенные алевриты и пески (средний размер зерен 0.08–0.19 мм). Осадки плохо сортированы ($H_g = 0.75–0.92$) и накапливались на шельфе в условиях низкой гидродинамической активности у подножья подводного вулк. Головнина (Мархинин, 1957). Материал имеет риолитовый состав (SiO_2 70.43–75.61%). Содержание $SiO_{2\text{аморф}}$ составляет 6.08–10%. Ассоциация тяжелых минералов сходна с отложениями разреза 5800 (5701).

Пачка 2 (мощность около 25 м) согласно залегает на первой и сложена зеленовато-желтыми слаболитифицированными песчаниками, в нижней части с тонкой линзовидной слоистостью со слоями черного шлиха, выше – с горизонтально-волнистой слоистостью. Встречаются раковины морских моллюсков. Нижняя часть пачки включает слои, обогащенные пемзой и бомбами, и четыре хорошо выраженных прослоя пеплов ($K_{br-II-5}$, 6, 7, 8) риолитового состава (SiO_2 70.66–73.73%), мощностью 5–7 см. Верхний из них отличается более высоким содержанием K_2O 3/52% (значение $K/Na = 1.15$), его источником мог быть один из вулканов о. Хоккайдо. Химический состав пемзы близок к тефре вулк. Головнина (Федорченко и др., 1989). Отложения хорошо сортированы и, по-видимому, формировались на небольших глубинах (до 30 м) в период относительного ослабления вулканической деятельности, когда поступающий материал успевал перерабатываться морем. По структурным характеристикам они сходны с современными песками Южно-Курильского пролива (Мурдмаа, 1961).

Верхняя часть пачки формировалась в период нового цикла вулканической активности, о чем свидетельствует резкое увеличение содержания пемзы и угловатых вулканических бомб (до 15–20 см), вероятно, образовавшихся при разрушении кратерной пробки и части вулканической постройки. Отложения неясно слоистые за счет высокой скорости осадконакопления. Основным источником поступления материала являлся вулк. Головнина, конус которого в это время, вероятно, поднялся над уровнем моря.

Пачка 3 (мощность около 16 м) согласно перекрывает пачку 2. В нижней части выходят тефроида, представляющие собой переслаивание хорошо окатанной белой дацитовой пемзы и гравия (SiO_2 66.96, K_2O 0.58%). В верхней части выходит пемзовый туф ($K_{br-II-4}$). Пачка ожелезнена в гравийных прослоях и на контактах и была сформирована во время мощного извержения вулк. Головнина. При этом тефроида накапливались в прибрежной зоне, туф – в субэвральном условиях.

Пачка 4 (мощность около 6 м) согласно перекрывает, как пачек 2, 3, так и возможно плиоценовые морские и вулканогенно-осадочные отложения (рис. 2). В разрезе 5837 пачка представлена пляжевыми галечниками, перекрытыми желто-

вато-серыми тефрогенными песками с хорошо выраженным бомбовым горизонтом. Средний размер зерен колеблется от 0.14 до 0.4 мм, уменьшаясь в средней части разреза. Сортировка отложений плохая ($H_g = 0.77-0.85$), особенно в бомбовом горизонте ($H_g = 0.89-0.94$), что говорит о близости источника тефры (вулк. Головинина), интенсивном поступлении пирокластики в зону морской аккумуляции и высоких скоростях осадконакопления. Отложения характеризуются высоким выходом тяжелых минералов (до 25%). Максимальный выход тяжелой фракции (48.31%) отмечен для заполнителя пляжевых галечников, в котором доминирует магнетит (75.7%). В крупноалевритовой фракции песков наряду с магнетитом (до 59.8%) преобладают ромбические пироксены (до 52.2%). В небольших количествах присутствуют роговая обманка, ильменит, гематит, апатит. Содержание $SiO_{2\text{аморф}}$ варьирует от 0.24 до 6.8%.

По простирацию пачки в южном направлении пески фациально замещаются алевритистыми песками более глубоководных фаций (разрез 6095). В их подошве выходит плотный слой светло-желтого пепла $K_{br-II-3}$ (мощность до 0.5 м). В кровле пачки выходит белый пепел $K_{br-II-2}$ – алевритистый песок с лапиллями. Выход тяжелой фракции в пепле увеличивается к кровле от 0.11 до 1.95%. отмечено высокое содержание ромбических, моноклинных пироксенов, магнетита, из акцессорных минералов – апатита (до 4.1%).

Пачка 5 (мощность до 20 м), пемзовый туф в основании и туфобрекчия в кровле ($K_{br-II-1}$), согласно перекрывает пачку 4. Туф дацит-риолитового состава (SiO_2 67.5–71.99%) с низким содержанием K_2O (0.49–0.66%). Химический состав туфа и химический состав бомб из 4 пачки однотипен, что свидетельствует об образовании во время одного и того же эруптивного цикла. Показатели преломления вулканического стекла – 1.513–1.520. Выход тяжелой фракции невысок, тяжелые минералы концентрируются во фракции мелкого песка – 1.03–3.23%. Преобладают ромбические пироксены (до 64.8%) и магнетит (до 27.5%), моноклинные пироксены составляют 1.4–2.1%. Нижняя часть пачки накапливалась в мелководно-морских, а верхняя – в субаэральных условиях. Отложения фиксируют фазу активизации вулк. Головинина при снижении уровня моря и, возможно, наряду с пачкой 4 выполняют переуглубленную долину.

ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Из отложений головнинской свиты методом диатомового анализа было изучено 68 образцов.

Разрез Южно-Курильского перешейка (5701, 5800). Из данной толщи изучено 40 образцов, в которых определено 228 видов и разновидностей,

принадлежащих к 64 родам диатомей. Морские виды составляют 90–95%. Основной фон комплексов формируют роды *Thalassiosira*, *Coscinodiscus*, *Hyalodiscus*, *Paralia*, *Actinocyclus*, *Delphineis*. Створки переотложенных неогеновых диатомей единичны: *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *fossilis* Jouse, C. *pustulatus* Mann, *Cosmodiscus insignis* Jouse, C. *intersectus* Jouse, *Pyxidicula zabelinae* (Jouse), Makar. et Moiss, P. *schneckii* (Kanaya), Streln. et Nikol., *Pseudopyxilla americana* (Ehr.) Forti и *Stictodiscus kittonianus* Gran.

Из золотистых водорослей (*Chryzophyta*) встречены силикофлагелляты *Paradictyocha polyactis* (Ehr.) Frang. f. *completa* Freng., *Distephanus speculum* (Ehr.) Haeckel var. *speculum*, D. *speculum* var. *septenarius* (Ehr.) Jorg., D. *octonarius* (Ehr.) Defl. var. *polyactis* (Jorg.) Gleser и *Dictyocha fibula* (Ehr.) var. *fibula* с суммарной численностью до 5–7%.

Снизу вверх выделены четыре комплекса диатомей (рис. 3).

Комплекс I (13–9.8 м) характеризуется вымершими видами (Koizumi, 1986; Barron, 1992) *Thalassiosira gravida* var. *fossilis* (6.7%), *Th. nidulus* var. *nidulus* (1.3%), *Th. jouseae* (ед.), *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis* (1.3%), *Simonseniella* (*Rhizosolenia*) *curvirostris* (2.7%), *S. barboi* (1.7%), *Pyxidicula dimorpha* (Schrader). Доминируют планктонные бореальные виды *Actinocyclus curvatulus* var. *curvatulus* (10.7%), *A. divisus* (19.3%). Из групп сублиторальных диатомей основная роль принадлежит северобореальному *Delphineis kippae* (12%) и южнобореальному *Hyalodiscus obsoletus* (33%).

Комплекс II (9.8–6.7 м). Вымершие виды те же (до 6.7%). Доминируют аркто- и северо-бореальные *Thalassiosira gravida* var. *gravida* (24%) и *Th. kryophila* (7.7%), сублиторальные северобореальные *Paralia sulcata* var. *sulcata* (9%), *Delphineis kippae* (17%) и южнобореальный *Hyalodiscus obsoletus* (20.6%).

Комплекс III (6.7–5.0 м). Из вымерших видов только *Thalassiosira gravida* var. *fossilis* и *Simonseniella curvirostris* сохраняют численность 2–3%, а остальные встречаются единично. Структуру комплекса формируют неритические аркто- и северо-бореальные *Thalassiosira gravida* var. *gravida* (11.7%) и *Th. kryophila* (5%), *Chaetoceros* spp. (споры) (6.3%), а также широко-бореально-тропическо-нотальный *Th. eccentrica* (12%). Сублиторальная группа представлена северобореальными *Paralia sulcata* var. *sulcata* (8.3%), *Delphineis kippae* (15.3%). Численность *Hyalodiscus obsoletus* остается прежней (21.6%). Абсолютная численность диатомей увеличивается в прослоях пепла до 10–11 млн. створок / 1 г осадка (рис. 6).

Комплекс IV (5.0–1.0 м). Частота встречаемости вымерших в плейстоцене видов (Barron, 1992; Barron, Gladenkov, 1995) не превышает 2%. В нижней части пачки (5.0–3.5 м) в сублиторальной

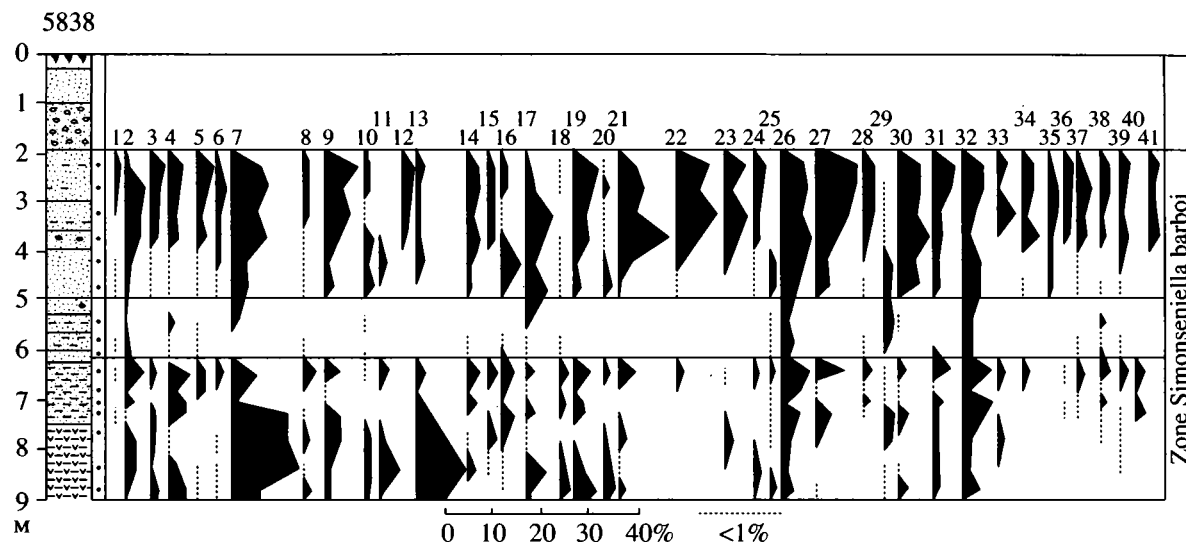


Рис. 4. Литологический состав пород и распределение диатомей в разрезе 5838 Головинского клифа, Южный водопад (отметка 36 м).

Условные обозначения см. на рис. 2.

1 группа – виды-индексы зоны *Simonseniella barboi*: 1 – *Pyxidicula dimorpha* (Schrader) Pushkar n. comb., 2 – *Thalassiosira gravida* Cl. var. *fossilis* Jouse, 3 – *Th. nidulus* var. *nidulus* Jouse, 4 – *Simonseniella curvirostris* (Jouse) Fenner, 5 – *S. barboi* (Brun.) Fenner, 6 – *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis* Pushkar.

2 группа – океанические и неритические аркто- и северобореальные виды: 7 – *Thalassiosira gravida* Cl. var. *gravida*, 8 – *Th. hyalina* (Grun.) Gran, 9 – *Th. eccentrica* (Ehr.) Cl. (широкобореально-нотальный), 10 – *Th. kryophila* (Grun) Jorg., 11 – *Th. antarctica* Comber, 12 – *Th. nordenskiöldii* Cl., 13 – *Bacterosira fragilis* Gran, 14 – *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *marginatus*, 15 – *Coscinodiscus oculus-iridis* Ehr., 16 – *Chaetoceros* spp. (споры), 17 – *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* Gran, 18 – *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun, 19 – *Neodenticula seminae* (Simonsen) Akiba.

3 группа – океанические и неритические южнобореальные и субтропические виды: 20 – *Thalassiosira oestrupii* (Ostf.) Hasle, 21 – *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. var. *asteromphalus*, 22 – *C. radiatus* Ehr. + *C. perforatus* Ehr., 23 – *Actinocyclus divinus* (Grun.) Hust., 24 – *Thalassionema nitzschioides* Grun, 25 – *Rhizosolenia styliformis* Bright.

4 группа – сублиторальные бентические аркто- и северобореальные виды: 26 – *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl. var. *sulcata*, 27 – *Delphineis kippae* Sancetta, 28 – *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun. var. *oceanica*, 29 – *Navicula distans* W. Sm., 30 – *Trachyneis aspera* Cl. var. *aspera*, 31 – *Diploneis smithii* (Breb.) Cl. var. *smithii*, 32 – *D. smithii* (Breb.) Cl. var. *smithii* + *D. interrupta* (Kuetz.) Cl. var. *interrupta*.

5 группа – сублиторальные бентические южнобореальные виды: 33 – *Cyclotella striata* (Kuetz.) Grun. var. *striata*, 34 – *Actinopterychus undulatus* (Bailey? Kuetz.) Ralfs in Pritchard, 35 – *Aulacodiscus affinis* Grun., 36 – *Navicula marina* Ralfs, 37 – *Lyrella hennedyi* (W. Sm.) Kar. var. *hennedyi*, 38 – *Diploneis crabro* Ehr. var. *crabro*, 39 – *D. weissflogii* (A. Sm.) Cl., 40 – *Achnathes brevipes* var. *intermedia* (Kuetz.) Cl., 41 – *Nitzschia angularis* W. Sm.

1% – 2 створки диатомей.

холодноводной группе доминируют *Delphineis kippae* (12.7%), *Paralia sulcata* (8%). Сублиторальную бореальную группу представляет *Hyalodiscus obsoletus* (36%), а неритическую – *Actinopterychus undulatus* (5%). В средней части пачки (3.5–2.8 м) отмечаются океанические бореальные *Actinocyclus curvatulus* (7.3%) и *A. divinus* (8%). В интервале 2.8–1.0 м доминантом является *Hyalodiscus obsoletus* (60%).

Верхняя часть разреза (1.0–0 м) содержит преотложенный смешанный комплекс диатомей, представленный морскими видами родов *Coscinodiscus*, *Thalassiosira* и пресноводными галофобами родов *Pinnularia*, *Eunotia* и *Cymbella*.

Разрезы берегового клифа на юго-восточном побережье (5838, 5837, 6095). В отложениях разреза 5838 из 16 образцов определено 87 видов и

варьететов, относящихся к 38 родам Bacillariophyta. Морские диатомей составляют 95.7% (рис. 4). Снизу вверх выделено:

Комплекс I (9.10–7.8 м). Доминируют *Thalassiosira gravida* var. *gravida* (14%) и *Bacterosira fragilis* (10%). Из сублиторальных диатомей присутствуют северобореальные *Paralia sulcata* (5.5%), *Delphineis kippae* (6.5%), *Diploneis interrupta* + *subcincta* (6%). Характерными видами являются *Pyxidicula dimorpha* (ед.), *Thalassiosira gravida* var. *fossilis* (4%), *Th. nidulus* var. *nidulus* (2%), *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis* (ед.), *Simonseniella curvirostris* (4%), *S. barboi* (1.5%).

Комплекс II (7.8–5.0 м) характеризуется почти полным исчезновением диатомей, за исключением редких (1–2%) *Thalassiosira gravida*, *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*, *Simonseniella curvirostris*, *Paralia*

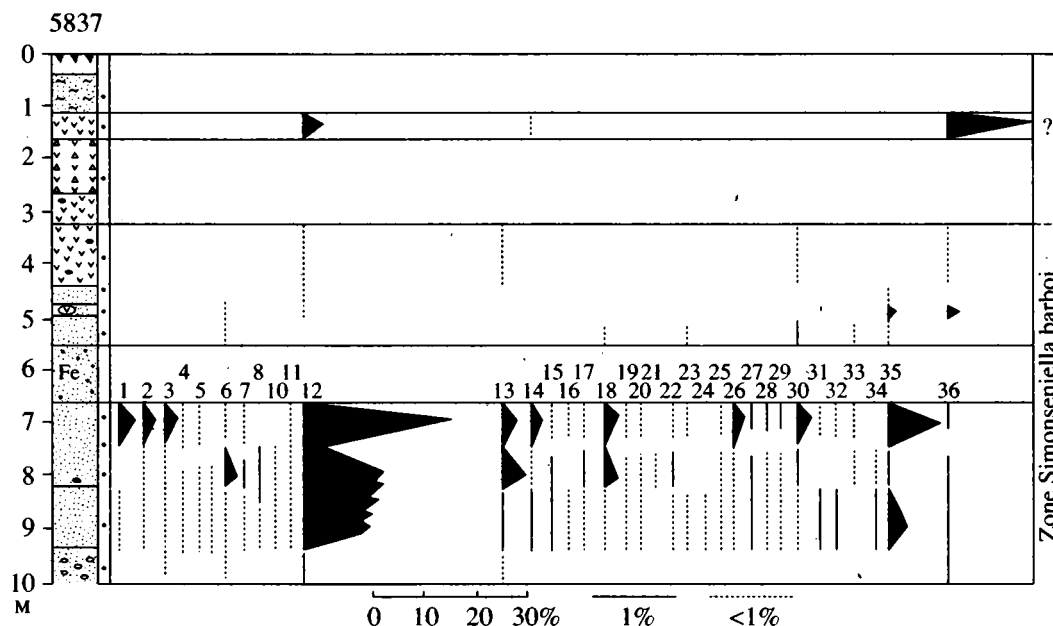


Рис. 5. Литологический состав пород и распределение диатомей в разрезе 5837 Головинского клифа.

Условные обозначения см. на рис. 2.

1 – *Pyxidicula turris* (Grev. et Angst.) Str. et Nik. var. *turris*, 2 – *P. nipponica* (Gran et Yendo) Str. et Nik., 3 – *Thalassiosira gravida* Cl. var. *gravida*, 4 – *Th. gravida* Cl. var. *fossilis* Jouse, 5 – *Th. nidulus* var. *nidulus* Jouse, 6 – *Th. jouseae* Akiba, 7 – *Th. eccentrica* (Ehr.) Cl., 8 – *Th. pacifica* Cran et Angst., 9 – *Th. latimarginata* Makar., 10 – *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg., 11 – *Bacterosira fragilis* Gran, 12 – *Paralia sulcata* var. *biseriata*, 13 – *Hyalodiscus obsoletus* Shesh.–Por., 14 – *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *marginatus*, 15 – *Coscinodiscus radiatus* Ehr., 16 – *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis* Pushkar, 17 – *Actinocyclus curvatus* Janish var. *curvatus*, 18 – *A. divisus* (Grun.) Hust., 19 – *Arachnoidiscus ehrenbergii* Ralfs, 20 – *Actinopterychus undulatus* (Bailey? Kuetz.) Ralfs in Pritchard, 21 – *Actinopterychus undulatus* var. *tamanica* Jouse, 22 – *Arachnoidiscus ehrenbergii* Ralfs, 23 – *Odonotella aurita* (Lyngb.) Ag., 24 – *Chaetoceros compressus* Laud., 25 – *Simonseniella curvirostris* (Jouse) Fenner, 26 – *S. barboi* (Brun.) Fenner, 27 – *Rhaphoneis amphiceros* Ehr. var. *amphiceros*, 28 – *Delphineis kippae* Sancetta, 29 – *Rhabdonema arcuatum* Kuetz. var. *arcuatum*, 30 – *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun. var. *oceanica*, 31 – *Lyrella lyra* (Ehr.) Kar. var. *lyra*, 32 – *Trachyneis aspera* Cl. var. *aspera*, 33 – *Cocconeis costata* Greg., 34 – *C. vitrea* Brun., 35 – переотложенные морские неогеновые виды, 36 – пресноводные диатомей.

1% – 3.5 створки.

sulcata, *Navicula distans*, *Diploneis subcincta* и *D. interrupta*.

Комплекс III (5.0–2.0 м) включает 67 видов и разновидностей. Значительная роль (до 65%) принадлежит планктонным стеногалинным диатомеям. Среди них доминируют аркто- и северобореальные *Thalassiosira gravida* var. *gravida* (7.5%), *Neodenticula seminae* (5%), и *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* (5.5%), широкобореально-тропическо-нотальная *Th. eccentrica* (7%), и южнобореальные и субтропические *Coscinodiscus asteromphalus* var. *asteromphalus* (12%), *C. radiatus* (5.5%), *C. perforatus* (4%). В сублиторальной флоре доминируют северобореальные эвригалинные *Paralia sulcata* (5.5%), *Delphineis kippae* (8.5%), *Trachyneis aspera* (7%), а из южнобореальных – *Actinopterychus undulatus* (4%), *Cyclotella striata* (3.5%).

Из разреза 5837 изучено 12 образцов. Вымершие диатомей по разрезу встречаются единично (рис. 5). Только *Simonseniella barboi* достигает 2%. Абсолютным доминантом комплекса (9.5–6.6 м) является сублиторальная северобореальная *Paralia*

sulcata var. *biseriata* (86.8%), по-видимому, вымершая также в среднем–начале позднего плейстоцена. Встречены неритические *Pyxidicula turris* (3%), *P. nipponica* (2%), *Thalassiosira gravida* var. *gravida* (3%) и океанические *Coscinodiscus marginatus* (2.5%), *Actinocyclus divisus* (3%). Отмечаются переотложенные неогеновые *Pyxidicula* и *Coscinodiscus* (в сумме до 10%). В кровле разреза диатомей единичны. Комплекс разреза формировался в прибрежной мелководной зоне моря вблизи устья реки, о чем свидетельствуют реофильные виды родов *Pinnularia*, *Navicula* и *Meridion*.

В разрезе 6095 снизу вверх выделено два комплекса диатомей:

Комплекс I (3.45–2.85 м, рис. 2) состоит из 188 видов и разновидностей. Характеризуется относительно высокой частотой встречаемости двух вымерших в среднем плейстоцене видов *Simonseniella*: *S. curvirostris* (12.5%), *S. barboi* (7.5%). Из других вымерших в плейстоцене видов встречены *Thalassiosira gravida* var. *fossilis* (11.2%), *Th. nidulus* var. *nidulus* (2%), *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*

(3%), *Pyxidicula dimorpha* (3%). Доминантами в комплексе являются *Thalassiosira gravida* (26.7%), *Th. eccentrica* (9.8%), *Actinocyclus divisus* + *curvatulus* (16%). Численность сублиторальных диатомей – менее 10%. В экологической структуре комплекса важную роль играют тропические диатомей *Azpeitia nodulifera*, *Thalassiosira lineata* (по 2–3%), а также южнобореально-субтропические *Coscinodiscus asteromphalus* (до 3%), *Th. oestrupii* (2%).

Комплекс II (2.85–0.7 м) характеризуется невысоким видовым разнообразием (37 видов) и низкими частотами встречаемости видов. Отмечены *Pyxidicula dimorpha*, *Simonseniella barboi*, *S. curvirostris*, *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*. Единичны умеренно-тепловодные *Coscinodiscus asteromphalus*, *Thalassiosira pacifica*, широкобореальные *Actinocyclus curvatulus*, *Actinoptychus undulatus*, *Thalassiosira eccentrica* и холодноводные *Coscinodiscus marginatus*, *Th. gravida* + *gravida* var. *fossilis*, *Porosira glacialis*. Сублиторальная группа включает редкие умеренно тепловодные *Lyrella lyra*, *Navicula marina*, *Coscinodiscus nitidus*, *C. granulosus*, *Auliscus caelatus* и холодноводные *Paralia sulcata* var. *sulcata*, *Paralia sulcata* var. *biseriata*, *Diploneis smithii*, *D. interrupta*.

Таким образом, в плейстоценовых толщах о-ва Кунашир выделены четыре комплекса диатомей, которые достаточно четко – полно или частично – прослеживаются во всех изученных разрезах.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КЛИСЕРИЙ ДИАТОМЕЙ

При определении экологической толерантности видов, формирующих структурные группы комплексов, использованы сведения об экологических параметрах видов (Жузе, 1962; Koizumi, 1986), их распространении в современных биоценозах в осадках плейстоцена Северной Пацифики (Жузе, 1962; Sancetta, 1982). Температурная структура комплексов определена по коэффициенту Канайя–Коизуми (Канайя, Koizumi, 1966): $Td = 100X_w / (X_w + X_c)$, где X_w – количество в комплексе створок умеренно-тепловодных и тепловодных видов, а X_c – холодноводных.

В группу X_w входят *Thalassiosira oestrupii*, *Th. lineata*, *Th. pacifica*, *Coscinodiscus asteromphalus* var. *asteromphalus*, *C. radiatus*, *C. perforatus*, *Actinocyclus divisus*, *Thalassionema nitzschioides*, *Cyclotella striata*, *Hyalodiscus obsoletus*, *Navicula marina*, *Lyrella lyra* (Жузе, 1962; Koizumi, 1973).

В группу X_c входят *Thalassiosira gravida* var. *gravida*, *Th. hyalina*, *Th. kryophila*, *Th. antarctica*, *Th. nordenskiöldii*, *Bacterosira fragilis*, *Coscinodiscus marginatus*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*, *Thalassiothrix longissima*, *Neodenticula seminae*.

Это позволяет по Td выделить тепловодные и холодноводные комплексы (рис. 3–6), слагающие климатические серии (клизерии). Как правило, изменчивость температурных комплексов сопровождается и фациальной изменчивостью. Для определения относительной глубины формирования и фациальной принадлежности комплексов предлагается, по аналогии с Td , ввести коэффициент глубины: $Hd = 100X_p / (X_p + X_b)$, где X_p – количество в комплексе створок планктонных видов, а X_b – бентических.

В разрезах 5701 и 5800 выделена клизерия диатомей, состоящая из четырех последовательных комплексов (рис. 3, 6), фиксирующих палеоклиматические изменения и трансгрессивно-регрессивные циклы.

Комплекс I с $Td = 43\%$ свидетельствует о более теплом климате, чем в настоящее время. Современное значение Td в данном регионе при среднегодовой изотерме 7°C – 16 – 17% . Среднегодовая температура поверхностных вод была выше современной на 5 – 6°C . Глубины формирования комплекса, судя по $Hd = 35$ – 52% , лежат в пределах глубин среднего шельфа.

Комплекс II с $Td = 14$ – 15% свидетельствует о похолодании климата в это время. Глубина формирования комплекса (Hd до 25 – 35%) соответствует 40 – 50 м.

Комплекс III формировался в климатических условиях холоднее современных, так как Td – значения колеблются в пределах 1.5 – 10% . Структура комплекса по Hd аналогична предыдущей и соответствует глубинам 40 – 50 м.

Комплекс IV обладает наиболее тепловодной структурой ($Td = 50\%$), в то время как Hd остается прежней. Среднегодовая температура поверхностного слоя воды могла превышать современные значения на $+8$ – 10°C , судя по Td для субтропических широт (Koizumi, 1986). Высокие значения Td , как и низкие для комплексов II, III, обусловлены миграцией течения Куроисио. В эпохи, отвечающие времени формирования комплексов I и IV, Куроисио сдвигалось на северо-запад к Южным Курилам.

В данном разрезе зафиксирована трансгрессивная серия осадков. Трансгрессия достигла своего максимума во время второго пика потепления (комплекс IV), пройдя этап кратковременной стабилизации или небольшого снижения уровня моря (комплекс II, III).

Аналогичные структурные комплексы диатомей выделены в разрезе 5838. (рис. 4, 6). Параллелизм клизерий разрезов 5800 (5701) и 5838 очевиден не только по смене палеоэкоструктур комплексов, но и по диагностическим зональным видам. Комплексы диатомей I–III разреза 5838 фиксируют те же палеогеографические события, что и II–IV разреза 5800 (5701). Комплексы I–II с

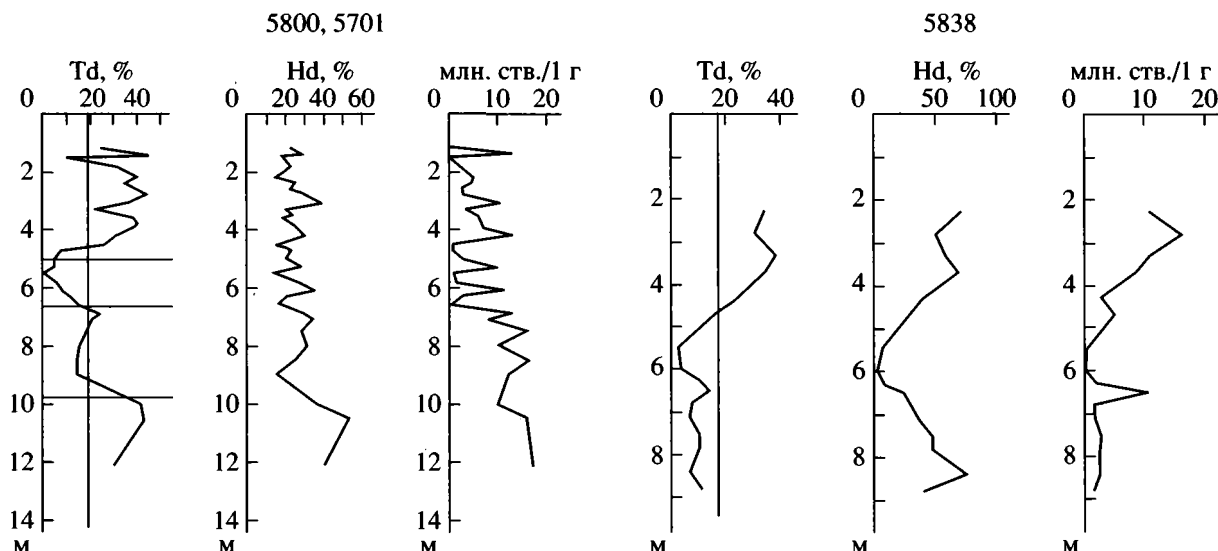


Рис. 6. Экологические структуры комплексов диатомей и клисерии.

Клисерии: W1, 2 – теплая клисерия и ее порядковый номер, С – W – умеренно-теплая, С – холодная.

млн. ств./1 г – миллион створок диатомей в 1 г сухого осадка.

умеренно холодноводной структурой отражают кратковременную фазу снижения темпов трансгрессии, а комплекс III с тепловодной структурой – второй максимальный пик трансгрессии. Высокая роль неритических и океанических видов (до 75%) свидетельствует о глубинах формирования ассоциаций диатомей значительно ниже изобаты 50 м.

Комплекс диатомей отложений разреза 5837 (рис. 5, 6) с высоким содержанием *Paralia sulcata* var. *biseriata* отражает, по-видимому, более позднюю трансгрессивную стадию. Формирование комплекса, судя по доминанту, происходило на глубинах около 20 м, обычных для экологических ниш *Paralia sulcata* et vars (Жузе, 1962). По своему простираению к югу мелководные осадки разреза 5837 переходят в более глубоководные фации разреза 6095 (рис. 2). Высокое содержание планктонных групп (до 65%) свидетельствует о формировании комплекса II за пределами 50 м изобаты.

Изучение силикофлагеллат подтверждает данные, полученные по диатомеям. Во всех разрезах, кроме 5837, встречены *Paradictyocha polyactis* Freng. f. *completa*, *Distephanus speculum* var. *speculum*, *D. speculum* var. *septenarius*, *D. octonarius* var. *polyactis*, *Dictyocha fibula* var. *fibula*. Все эти виды, кроме *D. speculum*, тепловодные (Жузе, 1969). Лимитирующей температурой для *Paradictyocha polyactis* f. *completa* является 16°C, для *Dictyocha fibula* var. *fibula* – 18–20°C (Жузе, 1969). Обычная температура развития *Distephanus speculum* около 0°C. Совместное нахождение в осадках и тех и других видов отражает сезонное развитие и доминирование. Однако, несомненно, что отложения изученных разрезов относятся к типу межлед-

никовых, а преобладание в комплексах I, IV (5800, 5701), III (5838) и II (6095) *Dictyocha fibula* var. *fibula* и *Paradictyocha polyactis* f. *completa* (в сумме 2–3%) свидетельствует о более теплом климате, чем в настоящее время. С другой стороны, эти виды единичны в комплексах II–III (5800, 5701), I–II (5838) и I (6095), тогда как виды рода *Distephanus* увеличивают численность до 1–2% и отражают кратковременную фазу похолодания на общем фоне межледниковой эпохи.

Споры и пыльца в изученных отложениях весьма редки. Из средней части разреза 5800 (5701), соответствующих диатомовому комплексу III, выделен спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием пыльцы древесной растительности: *Picea* sect. *Eupicea* (33.7%), *Pinus* cf. *koraiensis* (17.6%), *Quercus* (9.2%), *Pinus* s/g *Diploxylon* (5.2%), *Abies* (5.9%), древесные *Betula* (4.8%). Следует отметить присутствие пыльцы *Viburnum* (0.7%), *Alnus* (0.7%), *Ulmus* (1.6%), *Corylus* (0.6%), *Phyllodendron* (0.7%), *Juglans* (0.7%), *Aralia* (1.0%), *Tilia* (0.3%), *Carpinus* (0.9%), *Fraxinus* (1.3%). Среди пыльцы трав доминируют *Gramineae* (29.7%), *Compositae* (22.5%) и *Artemisia* (21.6%), среди спор – *Polypodiaceae* (91.2%). По заключению Н.Б. Верховской (БПИ ДВО РАН), такой палиноспектр отражает климатические условия, близкие к современным.

В разрезе 5838 обнаружен сходный спорово-пыльцевой комплекс: *Picea* sect. *Omorica* (до 39.6%), *Betula* sect. *Costatae* (до 17%), *B. sect. Albae* (до 29%), *Ulmus* (до 14%), *Quercus* (до 13%), *Juglans* (до 10%), *Tilia* (до 5%), *Carpinus* (до 3%), *Fraxinus* (до 6%), *Fagus* (до 1%). Из пыльцы трав доминируют *Gramineae* (до 80%), а из спор – *Polypodiaceae*

(до 90%). Такой спектр отражает климатические условия межледниковья среднего плейстоцена и развитие смешанных хвойно-широколиственных лесов. В разрезе 5837 спорово-пыльцевой комплекс несколько отличается от комплекса разреза 5838. В составе пыльцы древесной растительности преобладают *Abies*, *Picea* sect. *Eurpicea*, *Betula* sp., *Alnus*. Пыльца широколиственных значительно обеднена как в видовом разнообразии, так и в количественном отношении. Встречена пыльца *Fagus* и *Tilia*. Несомненно, что данный спектр отражает более прохладные климатические условия по сравнению с палиноспектрами разрезов 5800 и 5838.

ВОЗРАСТ И КОРРЕЛЯЦИЯ ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

При определении возраста осадков были использованы данные по датированным диатомовым уровням в осадках Северной Пацифики (Koizumi, 1986; Koizumi, Tanimura, 1985; Barron, 1992; Barron, Gladenkov, 1995). Стратиграфическое расчленение осадков проведено согласно плио-плейстоценовой диатомовой схеме Северной Пацифики И. Коизуми (Koizumi, Tanimura, 1985), детализированной в плейстоценовой части (Pushkar, Cherpanova, 1995; Короткий и др., 1997). Палеоклиматическая ритмика событий была сопоставлена с данными по кислородно-изотопной стратиграфии (Williams et al., 1988).

Характерный возрастной комплекс диатомей составляют виды *Simonseniella barboi*, *S. curvirostris*, *Puxidicula dimorpha*, *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*, *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus*, *Th. jouseae*, *Th. gravida* var. *fossilis*, вымершие в течение среднего-начале позднего плейстоцена. Почти полное отсутствие *Puxidicula zabelinae*, *P. schensckii*, *Coscinodiscus pustulatus*, *Neodenticula koizumii*, *Thalassiosira antiqua*, характерных для плиоценовых ассоциаций Камчатки, Сахалина (Орешкина, 1980; Гладенков, 1988; Gladenkov, 1994) и северо-западной Пацифики (Koizumi, 1973) дает основание считать комплекс "in situ". Наличие же в комплексе видов *Neodenticula seminae*, *Simonseniella curvirostris*, *Puxidicula dimorpha*, появившихся на плио-плейстоценовой границе, а также разнообразие рода *Thalassiosira* свидетельствует о плейстоценовом возрасте осадков.

Отсутствие в изученных комплексах вымерших видов эоплейстоцена-первой половины раннего плейстоцена *Actinocyclus oculatus*, *Nitzschia reinholdii*, *Neodenticula koizumii*, *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis*, дает основание отнести выделенный комплекс диатомей к зоне *Simonseniella barboi* (0.55–0.28 млн. лет). По предварительным данным верхние пачки головнинской свиты имеют прямую намагниченность и относятся к палеомагнитной эпохе Брунес (палеомагнитный анализ

проведен В.В. Шаповаловым, ТОИ ДВО РАН). Верхняя граница зоны датирована в осадках шельфа Восточного Сахалина по торий-урану 272000 ± 14000 лет назад (К-244), 280000 ± 13900 лет назад (К-245), а нижняя – 550000 ± 23100 лет назад, К-204 (Короткий и др., 1997). Эта зона соответствует полному объему зоны *Simonseniella curvirostris* (Koizumi, Tanimura, 1985).

Анализ клисерий диатомей в изученных разрезах и их параллелизм с датированными клисериями в осадках сахалинского шельфа позволяет отнести эти климатические серии к миндель-рисскому межледниковью (430–280 (313) тыс. лет назад). При этом клисерии разрезов 5800 (5701) и 5838 отвечают климатической ритмике 11 кислородно-изотопной стадии (КИС), а клисерии разрезов 5837 и 6095 – 9 КИС.

Аналогичные результаты дают сведения о распределении в отложениях силикофлагеллят. Находки *Distephanus octonarius* var. *polyactis* свидетельствуют об их миндель-рисском возрасте. А.П. Жузе (1969) считает уровень исчезновения этой разновидности в умеренных широтах Пацифики хорошим возрастным маркером миндель-рисского межледниковья. Вероятно, в конце миндель-рисского межледниковья также исчезла из осадков и *Paradictyocha polyactis* f. *completa*. Во всяком случае, ареал был сдвинут в район акватории Калифорнийского залива (Жузе, 1969). Что касается *Dictyocha fibula* var. *fibula*, то этот вид, экологически исчез из осадков высоких широт также после миндель-рисской межледниковой эпохи (Жузе, 1969).

МАСШТАБ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕГОЛОВНИНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ

Возможными аналогами отложений позднеголовнинской трансгрессии на о. Хоккайдо являются среднеплейстоценовые формации Отобетцугава, Хаякита и Датеяма (Kitagawa et al., 1987). В разрезах плио-плейстоцена п-ва Ога (о. Хонсю) эквивалентом зоны *Simonseniella barboi*, возможно, являются отложения верхней части формации Шибикава, содержащие весьма близкие зональные комплексы диатомей (Koizumi, 1977).

Комплекс диатомей зоны *Simonseniella barboi* обнаружен в морских отложениях яракинотского горизонта Восточной Чукотки (Pushkar, Roof, 1995), возраст которого соответствует миндель-рисскому межледниковью. На Западной Аляске зона *Simonseniella barboi* установлена в отложениях формации Кейп Блоссом п-ва Балдуин (Pushkar, Roof, 1995), время формирования которой датируется 11 КИС и соответствует анвильской трансгрессии (Huston et al., 1990; Kaufman et al., 1993). На арктическом побережье аналогом анвильской трансгрессии является вайнвиргтская трансгрессия.

Здесь в отложениях морских слоев Кармук также выделен комплекс диатомей зоны *Simonseniella barboi* (Pushkar, Roof, 1995).

Гляциоизостатический подъем побережья Западной Аляски за последние 300–400 тыс. лет оценивается в +13 м. Поэтому истинное положение кровли анвильских отложений соответствует +10–12 м. Уровень моря в это время был выше современного не менее, чем на +10–12 м (Kaufman et al., 1993). Учитывая глубину формирования комплекса *Paralia sulcata* var. *sulcata* (около 20 м), уровень моря во время формирования формации Кейп Блоссом, кровля которой расположена на +15 м (Huston et al., 1990), был выше современного на +22...+25 м.

Если эти отметки принять за основу для расчета скоростей тектонического подъема за последние 430 тыс. лет и учитывая то, что глубины формирования диатомовых комплексов в разрезах 5838 и 5800 соответствовали более чем 50 м, то в этом случае скорость тектонического подъема территории о. Кунашир в среднем плейстоцене оценивается в 0.28 мм/год. Эта величина на порядок ниже ранее установленных значений (Мелекесцев и др., 1974), но весьма близка к тектоническим скоростям (0.3–0.4 мм/год), полученным рядом авторов по Кунаширу (Федорченко, Пискунов, 1974) и о. Хоккайдо (Okada, Ikeda, 1991). К сожалению, мы не имеем достаточно надежных критериев для оценки скоростей тектонического подъема о. Кунашир в плейстоцене, что затрудняет определение истинного, не осложненного тектоникой, залегания кровли головнинской свиты, необходимое с использованием палеоэкологических данных для расчета амплитуды гляциоэвстатической трансгрессии. Предлагаемые нами расчеты гипотетичны, поскольку проводились с экстраполяцией данных по Северному Хоккайдо (Okada, Ikeda, 1991) и Аляски (Kaufman et al., 1991; 1993).

Время формирования отложений разреза 5800 (5701) характеризуется двумя трансгрессивными пиками во время 11 КИС. Максимальный подъем уровня моря, исходя из анализа экологических структур комплексов диатомей, абсолютного залегания кровли позднеголовнинских отложений и скоростей тектонического подъема острова, возможно, достигал +20–25 м. Уровень моря во время разделяющей их малоамплитудной регрессии, повидимому, был близок к современному. Во время первой фазы позднеголовнинской трансгрессии, вероятно, южной части о. Кунашир не существовало и пролив между о. Хоккайдо и о. Кунашир значительно расширился. Вулканы Головнина и Менделеева представляли собой подводные вулканические структуры (Мархинин, 1957). Времени регрессии 10 КИС в изученных разрезах соответствует накопление пачки туфов и последующий

перерыв в осадконакоплении. Во время формирования отложений, соответствующих 9 КИС (разрезы 5737, 6095), уровень моря был близок к современному или превышал его на +3–5 м. Мелководные фациальные аналоги изученных отложений слагают морские террасы более высоких гипсометрических уровней. Трансгрессивной фазе 11 КИС, вероятно, соответствуют пляжевые отложения 80–100 и уровня, а 9 КИС – пляжевые фации 40 м террасы. Предлагаемая ритмика колебаний уровня моря для первой половины среднего плейстоцена совпадает по трансгрессивно-регрессивным пикам с ритмикой Мирового океана, но отличается в оценках амплитуд (Гладенков, 1988; Machida, 1975).

Каждая трансгрессивная фаза заканчивалась серией интенсивных вулканических извержений, о чем свидетельствуют мощные пачки тефроидов и туфов, согласно перекрывающих трансгрессивные пачки осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделено два трансгрессивно-регрессивных цикла осадконакопления в позднеголовнинское время. Трансгрессивному ряду осадков соответствуют шельфовые фации, отвечающие различным глубинам формирования. Конец каждого трансгрессивного ритма знаменовался мощной вулканической деятельностью, определившей формирование пемзовых тефроидов и субаэральных туфов, перекрывающих морские отложения. Вероятным источником поступления вулканического материала были как вулк. Головнина, так и вулканы о. Хоккайдо. При этом туфовый материал поставлялся вулк. Головнина, а ряд риолитовых пеплов с повышенным содержанием калия – группой вулканов о. Хоккайдо.

По данным диатомового анализа уточнен возраст кровли головнинской свиты. Отложения, слагающие верхние пачки свиты, сформированы во время 11–9 КИС, соответствующих верхней части диатомовой зоны *Simonseniella barboi*. Эти выводы подтверждены анализом распределения в осадках силикофлагеллат и корреляцией рассматриваемых отложений с датированными зональными уровнями на восточно-сахалинском шельфе, Чукотке и Аляске. Позднеголовнинская трансгрессия, как палеогеографическое событие, коррелируется с анвильской трансгрессией Аляски и янракинотской трансгрессией Чукотки.

Сравнительный анализ высотного положения кровли морских среднелейстоценовых отложений и тектонических скоростей подъема территории позволил оценить максимальный подъем уровня моря во время 11 КИС около +20–25 м, а 9 КИС – около 5 м. Регрессивное положение

уровня моря во время 10 КИС соответствовало глубинам не менее 110 м.

По-видимому, головнинскую свиту следует рассматривать как серию отложений, охватывающих интервал от позднего плиоцена до среднего плейстоцена включительно и сформировавшихся в различные контрастные палеогеографические и тектоно-вулканические эпохи.

Работа выполнена по грантам РФФИ 96-05-65369 и 95-05-15309.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 212 с.
- Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. Курильские острова. Стратиграфия // Геология СССР. Т. 31. М.: Недра, 1964. С. 527–566.
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
- Жузе А.П. Силикофлагелляты в донных осадках плейстоцена и позднего плиоцена Тихого океана // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 105–114.
- Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкар В.С. и др. Морские террасы и история шельфа о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.
- Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир // Тр. Лаборатории вулканологии. 1957. Вып. 17. С. 64–155.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.Л., Эрлих Э.Н. и др. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 439 с.
- Мурдмаа И.О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 404–418.
- Орешкина Т.В. Комплексы диатомей морских неогеновых отложений острова Карагинского (Восточная Камчатка) и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 57–67.
- Пискунов Б.Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир (Курильские о-ва) // Тр. СахКНИИ. Вып. 15. 1963. С. 82–84.
- Прялухина А.Ф. Материалы по стратиграфии Южных Курильских островов // Тр. СахКНИИ. Вып. 10. 1961. С. 3–13.
- Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Радионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенез. М.: Наука, 1989. 340 с.
- Федорченко В.И., Пискунов Б.Н. О новейших вертикальных тектонических движениях Курильской островной дуги // Тр. СахКНИИ. Вып. 31. 1974. С. 158–163.
- Barron J.A. Neogene Diatom Datum levels in the Equatorial and North Pacific // Centenary of Japanese Micropaleontology. Japan, Tokyo, 1992. P. 413–425.
- Barron J.A., Gladenkov A.Yu. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145. Proc. ODP. 1995. V. 145. P. 3–19.
- Gladenkov A.Yu. Diatom assemblages from the Pliocene–Pleistocene Boundary beds in Kamchatka, Russia // Micropaleontology. 1994. V. 40. № 1. P. 79–93.
- Huston M.M., Brigham-Grette J., Hopkins D.M. Paleogeographic significance of Middle Pleistocene glaciomarine deposits on Baldwin Peninsula, Northwest Alaska // Ann. Glaciol. 1990. V. 14. P. 111–114.
- Kanaya T., Koizumi I. Interpretation of diatom thanatocoenoses from the North Pacific applied to a study of core V20–130 // Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Ser. 1966. V. 37. № 2. P. 89–130.
- Kaufman D.S., Brigham-Grette J. Aminostratigraphic correlation and paleotemperature implication, Pliocene–Pleistocene high sea-level deposits, Northwestern Alaska // Quat. Sci. Rev. 1993. V. 12. P. 21–33.
- Kitagawa Y., Akamatsu M., Yoshida M. A review of Pleistocene stratigraphy in the Ishikari Lowland, Hokkaido Island, Northern Japan // Proc. 1st Int. Coll. Quatern. Stratigr. of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986. Osaka, 1987. P. 9–17.
- Koizumi I. The Late Cenozoic diatoms of Sites 183–193, Leg. 19, DSDP // Init. Repts DSDP, 1973. V. 19. P. 805–856.
- Koizumi I. Diatom biostratigraphy in the North Pacific Region // Proc. 1st Intern. Congr. On Pacific Neogene stratigraphy, Tokyo, 1976. Tokyo, 1977. P. 235–254.
- Koizumi I. Pliocene and Pleistocene Diatom Datum Levels related with Paleocyanography in North West Pacific // Mar. Micropaleont. 1986. V. 10. P. 309–325.
- Koizumi I., Tanimura Y. Neogene Diatom biostratigraphy of the Middle latitude Western North Pacific. DSDP. Leg 86. Init. Reports. DSDP, 1985. V. 86. P. 269–300.
- Machida H. Pleistocene sea level of South Kanto Japan, analysed by tephrochronology // Quater. Studies: Royal Soc. New Zealand Bull. 1975. V. 13. P. 215–222.
- Okada A., Ikeda Y. Active Faults and Neotectonic in Japan // Quater. Res. 1991. V. 30. № 3. P. 161–174.
- Okumura K. Recurrence of large pyroclastic flows and innovation of volcanic activity in Eastern Hokkaido // Kagoshima International Conference on Volcanoes, 1988. P. 398.
- Pushkar V.S., Cherepanova M.V. New zonal Pliocene–Pleistocene diatom stratigraphy of the North-West Pacific Abstr. XVIII Pacific Sci. Congr., Beijing, 1995. Beijing, China. 1995. P. 581.
- Pushkar V.S., Roof S. Late Cenozoic paleoclimates of Pacific and continental margins. // Abstr. 30th Intern. Geol. Congr., Beijing, China, 1995. P. 250.
- Sancetta C. Distribution of Diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk sea // Micropaleontology. 1982. V. 28. № 3. P. 221–251.
- Williams D.S., Thunell R.C., Tappa E., Rio D., Raffi J. Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record 0–1.88 m. y. B. P. // Paleogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1988. V. 64. P. 221–240.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 551.583.7:563.12(265.53)

К ИСТОРИИ ЦИРКУЛЯЦИИ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ–ГОЛОЦЕНЕ

© 1998 г. Н. В. Беляева, И. И. Бурмистрова

Институт океанологии РАН, 117851 Москва, Нахимовский проспект, 36, Россия

Поступила в редакцию 09.04.96 г., получена после доработки 10.05.97 г.

В целях восстановления истории климата, циркуляции вод Охотского моря и влияния смежных акваторий на его гидрологию проанализированы изменения в составе бентосных и планктонных фораминифер в 9 колонках донных отложений из различных частей моря.

Анализ изменений состава ассоциаций бентосных и планктонных фораминифер в разрезах показал, что в течение последних 60 тысяч лет гидрологическая обстановка в Охотском море неоднократно менялась. На протяжении большей части этого периода температура поверхностных и глубинных вод в центральной части Охотского моря была ниже современной в районе исследования и близка к современной температуре в северной части моря. Потепление поверхностных и глубинных вод происходило 50, 30 и 13.280 тысяч лет назад.

Особенности распространения тепловодного вида планктонных фораминифер – *Globorotalia scitula* в разрезах мы объясняем изменениями режима течения Соя и Цусимского. Отсутствие вида в нижней части разрезов отвечающей времени 60–13 тысяч лет назад, свидетельствует об отсутствии потока теплых вод из Японского моря. Появление *G. scitula* в разрезах 13 тысяч лет назад позволяет говорить о возобновлении деятельности течения Соя и Цусимского течения. Отмеченные изменения режима течений Соя и Цусимского связаны с изменениями уровня моря.

Ключевые слова. Фораминиферы, палеоциркуляция, верхний плейстоцен, голоцен, Охотское море.

Одним из наиболее важных явлений климатической истории позднечетвертичного времени было изменение уровня океана, что существенно влияло на общую циркуляцию вод океана и водообмен с окраинными морями. Окраинные моря характеризуются высокими скоростями осадконакопления, что обеспечивает фиксацию в толще донных отложений самых кратковременных событий, связанных с изменениями климата.

В целях восстановления истории климата, циркуляции вод Охотского моря и влияния смежных акваторий на его гидрологию мы проанализировали изменения в составе бентосных и планктонных фораминифер в колонках донных отложений.

Изменения различных групп фауны и флоры – диатомей, пыльцы и спор, бентосных и планктонных фораминифер, радиолярий, на фоне изменений литологического состава и содержаний CaCO_3 , SiO_2 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в разрезах четвертичных отложений рассматривались ранее (Безруков, Лисицын, 1957; Жузе, 1962; Коренева, 1957; Саидова, 1961; Kurihara, 1982). Эти исследования показали синхронность изменений всех перечисленных компонентов осадка в разных районах моря и позволили связать отмеченные изменения с ледниково-межледниковыми условиями. Однако редкое опробование и отсутствие возрастных определений затрудняло привязку установленных изменений к определенным событиям климата. Ни в од-

ном из этих исследований не затрагивались проблемы водообмена Охотского моря с океаном и Японским морем.

Материал и методика исследования. Фауна фораминифер изучена в 9 колонках, взятых в 53-м рейсе НИС “Витязь” с подводных возвышенностей Академии наук СССР и Института океанологии, из впадины Дерюгина и с подводного склона Камчатки (рис. 1, таблица).

Бентосные и планктонные фораминиферы изучены под микроскопом МБИ-2 в гранулометрических фракциях осадка – более 0.25, 0.25–0.1 и 0.1–0.05 мм. Суммарная численность раковин обеих групп рассчитана на 1 г осадка. Для характеристики структуры сообществ оценивалось относительное содержание видов в процентах для бентосной и планктонной ассоциаций.

Современная гидрология района исследования. Охотское море соединено с Тихим океаном серией проливов, с глубиной некоторых из них более 2000 м. Воды Тихого океана, поступающие через Северные Курильские проливы, являются основным источником водных масс Охотского моря. В поверхностной циркуляции Охотского моря преобладает циклоническая система течений, охватывающая почти все море. Среди прибрежных течений выделяются – теплое Камчатское течение, течения вдоль северных и северо-западных берегов моря, устойчивое холодное

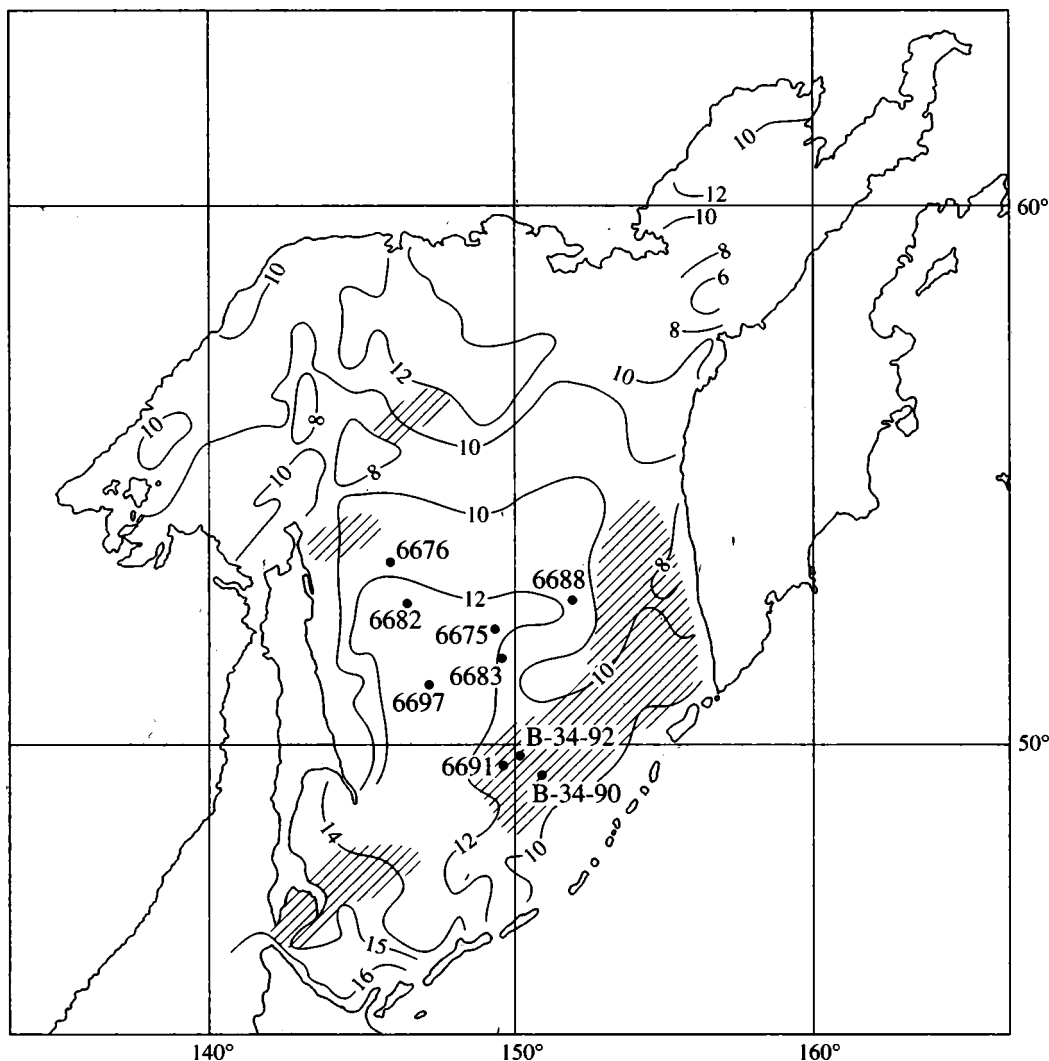


Рис. 1. Карта станций и температура (°C) на поверхности Охотского моря (генерализованная схема К.В. Морошкина, 1966).

Заштрихованы районы, где встречены тепловодные формы фитопланктона (по И.А. Киселеву, 1947).

Восточно-Сахалинское течение, идущее с севера на юг, и довольно сильное теплое течение из Японского моря, вступающее в Охотское море через пролив Соя (Лаперуза). Течение Соя представляет ответвление теплого Цусимского течения (рис. 2). Его скорость составляет 50–90 см/с, и по подсчетам А.К. Леонова (Ушаков, 1953) течение Соя приносит в Охотское море 15 тыс. км³ воды в год. Столь значительное поступление теплых япономорских вод заметно сказывается на температурном режиме юго-западной части моря и обуславливает самые высокие (в среднем 12–14°C) температуры поверхностных вод в море во все сезоны у побережья о. Хоккайдо. Наиболее низкие температуры (6–8°C) отмечены вдоль Курильской гряды и в северо-восточной части моря (рис. 1) (Морошкин, 1966).

Глубинные воды Тихого океана входят в Охотское море через разрыв в подводной Курильской гряде в районе пролива Крузенштерна на глубине 800–1000 м и распространяются в море в диапазоне глубин от 600–800 до 1500 м. В вертикальной структуре вод они выделяются как тихоокеанская глубинная водная масса, которая характеризуется высокой температурой (2.2–2.5°C), минимальным содержанием кислорода (0.5–0.8 мл/л), высокой соленостью (34.4–34.5‰). В районе возвышенности Института океанологии эти воды поднимаются и оказываются на ее поверхности. Выше глубинной водной массы в Охотском море распространена промежуточная водная масса. Она формируется за счет верхнего слоя вод Охотского моря и Тихого океана, которые смешиваются и опускаются в Курильских проливах, а затем распространяются в Охотском море на глуби-

Местоположение изученных станций

Станция	Координаты		Глубина, м	Длина колонки, см	Местоположение
	северная широта	восточная долгота			
6675	52°10.5'	149°20.3'	960	110	Возвышенность Института Океанологии
6675-2	52°10.5'	149°20.3'	960	288	»
6683	51°49.5'	149°34.9'	1020	107	»
6691	49°29.0'	149°34.1'	976	610	Возвышенность Академии Наук СССР
В-34-92	49°31.6'	150°10.2'	985	310	»
В-34-90	48°49.9'	150°27.6'	1590	333	»
6676	53°31.4'	145°56.0'	1750	298	Котловина Дерюгина
6682	52°58.8'	146°08.2'	1766	257	»
6697	51°08.1'	147°11.9'	1360	735	Центральная часть моря
6688	52°30.1'	152°00.0'	800	696	Подводный склон Камчатки

не от 300 до 700 м. Эти воды имеют температуру 1.5–2.0°C, что существенно ниже, чем на тех же глубинах в западной части Тихого океана. Содержание кислорода в них высокое (2.5–6.5 мл/л) в от-

личие от промежуточных вод океана (0.5–5 мл/л) и глубинных вод Охотского моря. Соленость составляет 33.3–33.9‰ (Морошкин, 1966).

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ И ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ

В разрезах вскрыты алевроитовые илы с включениями галек, песка, пеплового материала, раковин фораминифер, радиолярий и диатомей.

В большинстве изученных колонок выделяют два слоя осадков, в которых содержание скелетных остатков фораминифер, радиолярий, диатомей и других организмов значительно выше, чем в остальной части разрезов (рис. 3, 4). Отложение верхнего слоя (I) происходило в течение последних 12–13 тысяч лет (Горбаренко, 1991; Горбаренко, Ковалюх и др., 1988). В колонке В-34-90 с подводной возвышенности Академии Наук СССР возраст основания верхнего слоя определен Д. Соутоном в $13\,280 \pm 80$ лет¹ (Горбаренко и др., 1998; Chekhovskaya et al., 1995). Отложение второго (II) слоя, согласно С.А. Горбаренко, приходится на время потепления интерстадиала 3.3, которое датируется в 50–55 тысяч лет назад.

Слои осадков, отвечающие событиям 24 и 30 тысяч лет назад, авторы определили на основании климатической интерпретации своих результатов (Belyaeva, Burmistrova, 1996; Беляева, Бурмистрова, 1997), сопоставив их с изотопно-кислородной кривой Д. Мартинсона (Martinson et al., 1987). Исходя из средних скоростей осадконакопления, определен возраст основания разрезов.

Для палеоокеанологической интерпретации изменений сообществ в разрезах использованы све-

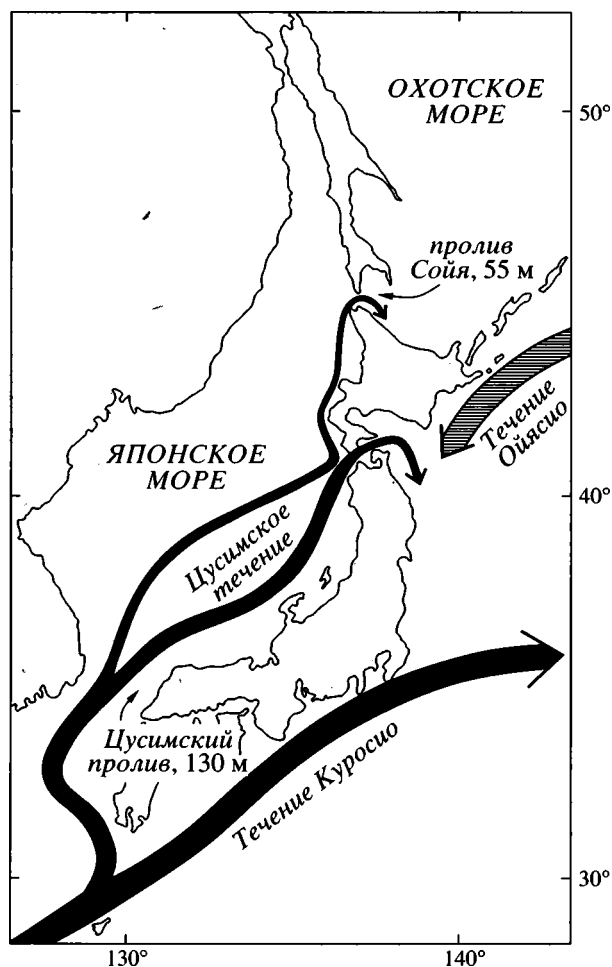


Рис. 2. Схема поверхностной циркуляции в Японском море (Oba et al., 1991).

¹ Радиоуглеродная датировка по карбонату кальция раковин вида *N. pachyderma* sin. получена Джоном Соутоном в Ливерморской Национальной лаборатории им. Лоуренса (Калифорния, США), (Lawrence Livermore National Laboratory (California, USA), by Southon J.R.

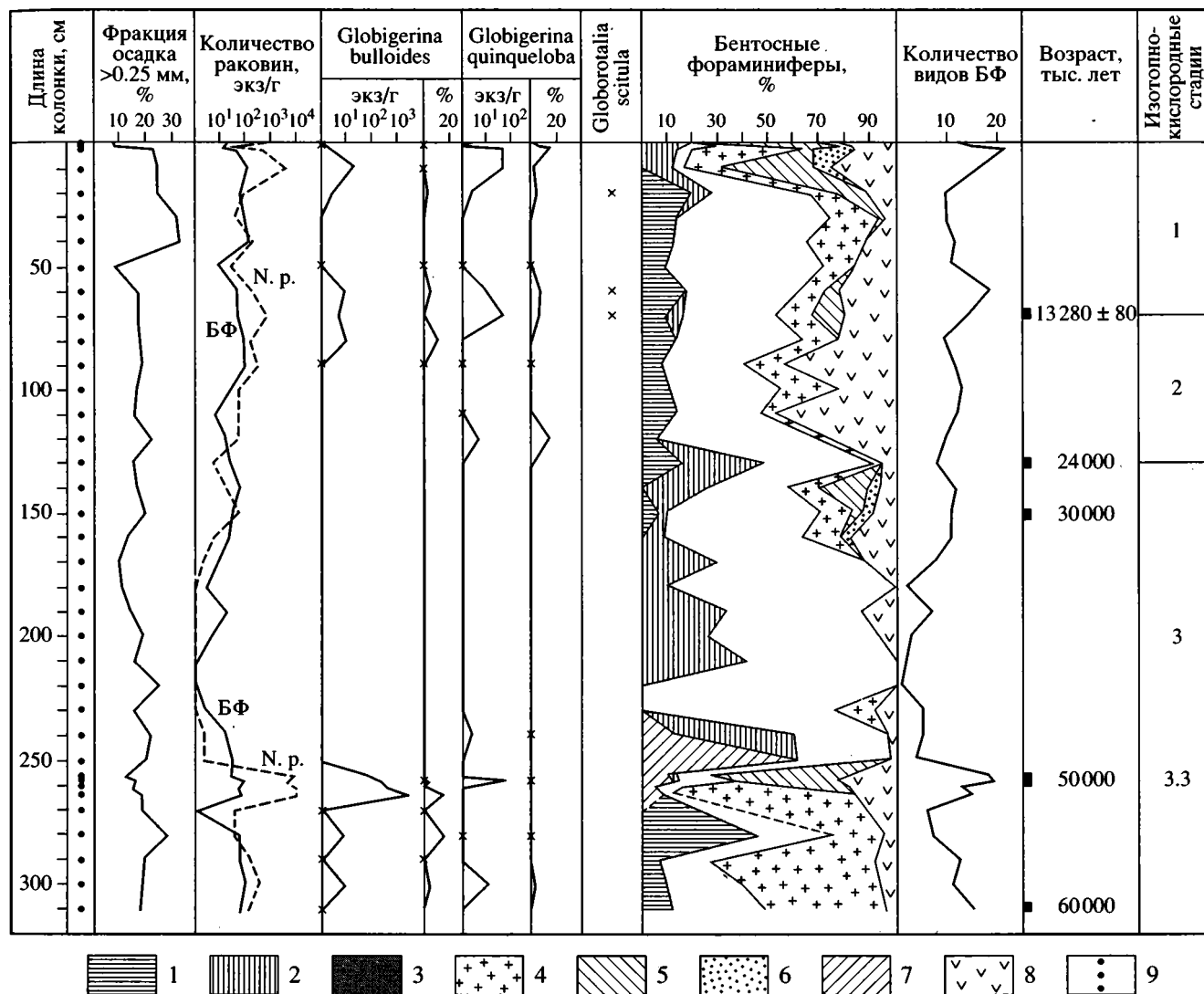


Рис. 3. Распределение фораминифер в колонке В-34-92.

N. p. — *Neogloboquadrina pachyderma*; БФ — бентосные фораминиферы; × — единичные раковины вида в пробе. Бентосные фораминиферы: 1 — *Angulogerina angulosa*, 2 — *Uvigerina peregrina*, 3 — *Uvigerina auberiana*, 4 — *Cassidulina teretis*, 5 — *Cassidulina laevigata*, 6 — *Valvulineria ochotica*, 7 — *Martinottiella communis*, 8 — остальные виды, 9 — пробы, в которых изучены фораминиферы.

дения по современному распределению бентосных и планктонных фораминифер в Охотском море и Мировом океане (Саидова, 1961; Arikawa, 1983; Bradshaw, 1959; Lipps, Warme, 1966; Corliss et al., 1986; Ingle et al., 1980; Loubere, 1991; Mackensen, Hald, 1988; Mackensen et al., 1990; Mead, 1985; Miller, Lohmann, 1982; Murray, 1984; Parr, 1950; Peterson, 1983/1984; Phleger, Parker, Peirson, 1953; Schnitker, 1984; Todd, 1965).

Обсуждение результатов. Основываясь на результатах изучения сообществ в разрезах (рис. 3, 4), представляется возможным сделать следующие выводы об изменении гидрологии и характера осадконакопления в Охотском море за последние 60 тысяч лет.

В период от 60 до 50 тысяч лет назад условия в поверхностных водах в центральной части моря были отличны от современных. Сообщество планктонных фораминифер характеризовалось доминированием *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (Ehrenberg) (84–100%), наличием еще двух видов — *Globigerina bulloides* d'Orbigny и *Globigerina quinqueloba* Natland². В отличие от современного комплекса “центральной биофашии” Охотского моря в этой части разреза не встречены виды — *Globorotalia*

² Соотношение лево- и правозавернутых форм *N. pachyderma* не рассматривается, поскольку и в поверхностных осадках (Lipps, Warme, 1966) и в изученных нами и К. Курихара (Kurihara, 1982) разрезах Охотского моря левозавернутые формы составляют более 98%, а чаще 100%.

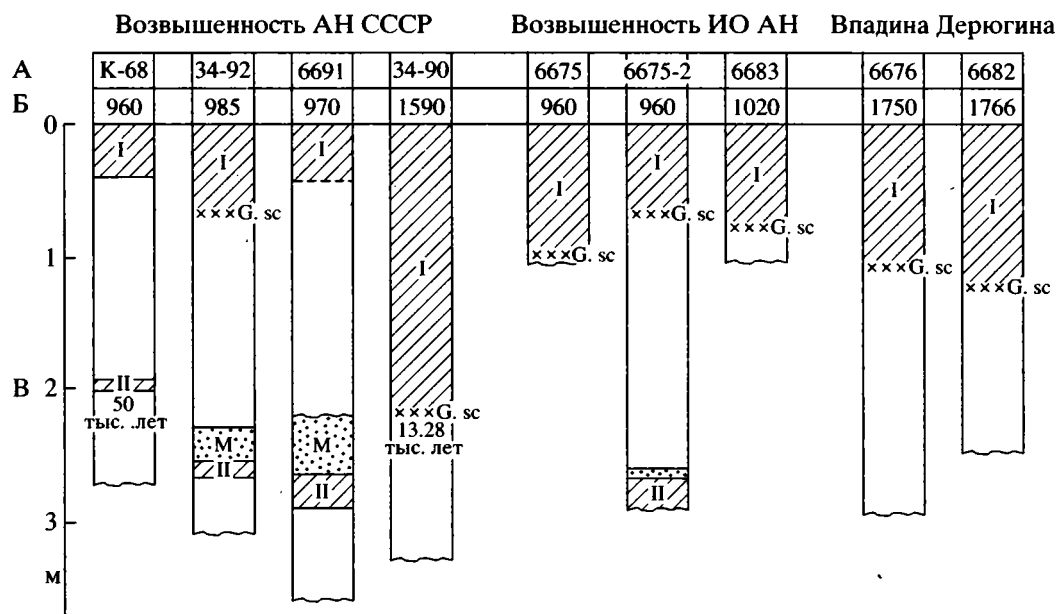


Рис. 4. Распределение *Globorotalia scitula* и *Martinottiella communis* в колонках отложений Охотского моря.

А – номер станции; Б – глубина станции, м; В – длина колонки; I, II – слои осадков, обогащенные органическими остатками; G. sc – уровень появления в колонках *Globorotalia scitula*; M – горизонты осадков с высоким содержанием *Martinottiella communis*.

Globorotalia scitula (Brady), *Globigerinita glutinata* (Egger) и *Globigerinita uvula* Ehrenberg. Придонные условия также были отличны от современных. Отсутствие очень мелких тонкостенных, наименее устойчивых к растворению раковин видов *G. uvula* и *G. glutinata*, также характерных для “центральной биофации”, мелких форм *G. bulloides* при низком содержании мелких форм *N. pachyderma* отражает большую, по сравнению с современной, недонасыщенность придонных вод карбонатом кальция. Преобладание в составе бентосных фораминифер *Cassidulina teretis* Tarpan в ассоциации с *Angulogerina angulosa* (Williamson) указывает на холодноводную динамически активную обстановку и обильное поступление на дно органического вещества. Повышенное содержание *C. teretis* в периоды похолоданий в позднем плейстоцене отмечалось во многих районах Северной Атлантики (Feyling-Hanssen et al., 1983; Murray, 1984; Schnitker, 1984).

Около 50 тысяч лет назад гидрологическая ситуация резко изменилась. В отложениях этого времени наблюдается резкое увеличение числа раковин планктонных фораминифер (на 1–2 порядка), наличие крупных (более 0.25 мм) хорошо развитых раковин *N. pachyderma* и *G. bulloides* и обилие их мелких молодых форм, что свидетельствует о повышении температуры поверхностных вод и об увеличении продуктивности планктонных фораминифер. Резкое сокращение доли холодноводного вида *C. teretis* в бентосной ассоциации и доминирование *Cassidulina laevigata* d’Orbigny, свойственного современному глубинным тихоокеанским

водам, может быть объяснено резким потеплением придонных вод. Ассоциация с преобладанием *C. laevigata* включает 19 видов, все раковины имеют хорошую сохранность. Отложения этого времени сопоставляются с теплым климатическим событием, отвечающим изотопно-кислотной стадии 3.3 (Горбаренко и др., 1988; Martinson et al., 1987).

Примечательно, что во всех разрезах отложений, вскрытых на поднятиях, этот обогащенный органическими остатками слой, выше по разрезу сменяется прослоем, где в массовом количестве присутствует агглютинирующий вид *Martinottiella communis* (d’Orbigny), который позднее исчезает. Этот горизонт с доминированием *M. communis* может служить надежным ориентиром для определения возраста 50 тысяч лет назад в колонках с поднятий в Охотском море.

Выше по разрезу в интервале времени от 50 до 30 тысяч лет назад комплекс планктонных фораминифер представлен редкими единичными только крупными раковинами одного наиболее холодноводного и устойчивого к растворению вида *N. pachyderma*. Этот “комплекс” отвечает современному сообществу “прибрежной биофации” северной части моря, где единичные экземпляры только *N. pachyderma* встречаются на отдельных станциях. Очевидно, в период от 50 до 30 тысяч лет назад условия на поверхности моря в центральной части бассейна были более суровыми, с температурой, как в настоящее время, в северной

части моря. Определяющую роль в формировании ископаемого комплекса играло растворение. Комплекс бентосных фораминифер также свидетельствует об интенсивном растворении раковин в процессе их фоссилизации. В пробах встречается четыре–пять видов. Наибольшим числом экземпляров представлены *Uvigerina peregrina* Cushman и *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, присутствует и *S. teretis*. Первые два вида являются характерными представителями фауны фораминифер высокопродуктивных районов Мирового океана (Corliss et al., 1986; Loubere, 1991; Miller, Lohmann, 1982).

В комплексах бентосных фораминифер, испытавших сильное влияние растворения, сохранились только крупные (более 0.25 мм) формы. Постоянное присутствие *U. peregrina* и *U. auberiana* и сравнительно высокая численность их раковин в ряде проб при столь значительном растворении и разбавлении терригенным материалом позволяет полагать, что в период накопления этих осадков поверхностные воды характеризовались высокой биологической продуктивностью, и на дно поступало большое количество органического материала. Придонная циркуляция была, вероятно, слабой, а разложение обильной органики приводило к повышенному содержанию углекислоты в поровых водах поверхностных осадков. Судить о температурном режиме придонных вод по такому растворенному комплексу трудно. Однако, основываясь на характере изменения фауны в основании интервала отложений с растворенным комплексом фораминифер, можно полагать, что придонные воды имели более низкие, возможно, отрицательные температуры.

Заметное потепление, которое произошло позже, согласуясь с изотопно-кислородной шкалой Д. Мартинсона, мы относим ко времени около 30 тысяч лет назад. Оно отмечено во всех разрезах увеличением численности планктонных фораминифер, появлением видов *G. bulloides* и *G. quinqueloba*, содержание которых в сообществе этой части разрезов соответствует таковому в современном биоценозе субарктических вод (Arikawa, 1983) и на поверхности дна в районе исследования (Lipps, Warme, 1966). Увеличивается доля молодых форм. На оживление придонной циркуляции и потепление придонных вод указывает появление в составе бентосных фораминифер *A. angulosa* и *S. laevigata*. К этому времени приурочено улучшение сохранности раковин планктонных и бентосных фораминифер.

Это потепление сменилось резким похолоданием 24 тысячи лет назад на границе 2-й и 3-й изотопно-кислородных стадий. В исследованных разрезах это выразилось в исчезновении тепловодного *S. laevigata* и доминировании холодноводных видов в бентосной и планктонной ассоциациях, хотя наблюдается улучшение сохранности и увеличе-

ние числа видов бентосных фораминифер. Условия на дне были сходными с современными в северной части моря на глубине более 200 м и условиями, предполагаемыми для формирования отложений нижней части разрезов. Эти холодные условия существовали до 13 280 лет назад.

Наиболее резкое изменение фауны и условий среды отмечено на возрастном уровне 13280 лет назад, на границе 1-й и 2-й изотопно-кислородных стадий.

В целом для условий формирования верхней части разрезов из центральной части моря можно говорить об ослаблении терригенного разбавления и ослаблении интенсивности растворения. Сообщество планктонных фораминифер верхней части разрезов наиболее богато в видовом отношении. Так, в районе возвышенности Института океанологии, в котловине Дерюгина и на склоне подводной возвышенности Академии Наук СССР встречены все характерные для "центральной биофауны" виды – *N. pachyderma* sin., *G. bulloides*, *G. quinqueloba*, *G. uvula*, *G. glutinata*, *G. scitula*. И только на вершине подводной возвышенности Академии Наук СССР, при более низких скоростях осадконакопления, растворение имело место в течение последних 13 тысяч лет. Свидетельством тому является присутствие небольшого количества обломков раковин и отсутствие видов *G. uvula* и *G. glutinata*. Отложение осадков за последние 13 тысяч лет происходило в условиях близких к современным в поверхностных водах и на дне.

При относительном постоянстве состава ассоциаций планктонных фораминифер верхней части разрезов отмечены резкие колебания их численности. Наиболее высокие значения приурочены к периодам наибольшего потепления, имевшим место 11–13 тысяч лет назад и 10 тысяч лет назад. Минимальные значения отвечают, по-видимому, похолоданию Молодого Дриаса (10–11 тысяч лет назад), когда общая продуктивность поверхностных вод уменьшалась. Уменьшение продуктивности подтверждается отсутствием бентосного вида *Uvigerina peregrina*.

Возрастание доли тепловодного глубоководного вида *S. laevigata* отражает последующее постепенное увеличение придонной температуры. Характер изменения фауны фораминифер в верхней части всех изученных разрезов указывает на большую частоту климатических колебаний с периодами порядка 1000 лет и иногда с значительными амплитудами.

Только в верхней части разрезов отмечен тепловодный вид планктонных фораминифер *G. scitula* (рис. 3, 4). Время его появления в колонке В-34-90 со склона подводной возвышенности Академии Наук СССР по устному сообщению М.П. Чехов-

ской – 13280 лет назад (определение возраста Д. Соутона (Горбаренко, Чеховская и др., 1998)).

Наличие этого вида в современных осадках Охотского моря несомненно связано с водами теплого течения Соя (Lipps, Warme, 1966). Прежде, чем приступить к объяснению особенностей распространения *G. scitula* в разрезах, представляется необходимым рассмотреть более детально влияние течения Соя на формирование современного облика фауны и флоры Охотского моря. Как мы отмечали, значительное поступление теплых япономорских вод резко сказывается на температурном режиме юго-западной части моря. С привносом и дальнейшим распространением теплых вод связано наличие тепловодных видов в фито- и зоопланктоне, а также в бентосных сообществах в юго-западной и других частях Охотского моря (Лубны-Герцик, 1959; Пономарева, 1959; Щедрина, 1953 и др.). Характер распространения потока вод из Японского моря хорошо виден на примере ареала тепловодных форм фитопланктона (Киселев, 1947) (рис. 1). Встречены в Охотском море и тепловодные виды планктонных фораминифер (Щедрина, 1953; Lipps, Warme, 1966). Субтропические виды – *Globigerinoides conglobatus* (Brady) и *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) обнаружены только в юго-западной части Охотского моря. Вид переходной (по Д. Брэдшоу – Bradshaw, 1959) фауны Тихого океана – *G. scitula*, распространен более широко в современных осадках Охотского моря и встречен на подводной возвышенности Академии Наук СССР, на подводной возвышенности Института Океанологии, во впадине Дерюгина, на подводном склоне Камчатки. Северная граница распространения *G. scitula* и тепловодных видов фитопланктона совпадает.

Все названные нами тепловодные виды планктонных фораминифер в поверхностных водах Тихого океана обитают только к югу от 40° с.ш. (Bradshaw, 1959). При таком положении северной границы распространения тепловодных видов совершенно очевидно, что привнос их в Охотское море через Курильские проливы невозможен. Тепловодные планктонные фораминиферы из Тихого океана могут попадать только в Японское море, заносясь с Цусимским течением, ответвляющимся от теплого течения Куро시오. Распространяясь в Японском море, Цусимское течение разделяется на несколько ветвей, одна из которых, как течение Соя, заходит в Охотское море. Наличие тихоокеанских тепловодных видов в Охотском море может объясняться только привносом течением Соя из Японского моря.

Отмеченные выше особенности распространения *G. scitula* в разрезах мы объясняем изменениями режима течения Соя и Цусимского. Отсутствие вида в нижней части разрезов, отвечающей времени 60–13 тысяч лет назад, позволяет полагать, что

потока теплых вод из Японского моря не было. Это связано с тем, что уровень моря был ниже современной глубины пролива Соя (глубина пролива 55 м). Появление вида в разрезах 13 тысяч лет назад свидетельствует о повышении уровня моря и возобновлении деятельности течения Соя. На основании полного схождения в распределении *G. scitula* на современном дне и на дне 13 тысяч лет назад мы предполагаем, что основные характеристики течения Соя 13 тысяч лет назад были близки к современным.

Наше объяснение согласуется с результатами исследований в Японском море (Oba et al, 1991). Изучение фауны и флоры в верхнечетвертичных осадках Японского моря, отложившихся за последние 85 тысяч лет, показало отсутствие тепловодных видов фораминифер, радиолярий и диатомей в нижней части разреза, охватывающей по данным японских исследователей, период от 85 до 11 тысяч лет назад. Т. Оба с соавторами (Oba et al., 1991) связывают такое распределение тепловодных видов с отсутствием Цусимского течения в это время в результате понижения уровня моря на глубину, большую глубины Цусимского пролива (глубина пролива 130 м). Появление тепловодных видов фауны и флоры в верхней части разреза объясняется повышением уровня моря и возобновлением связи Японского моря с Тихим океаном через Цусимский пролив.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 97-05-64924).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время // Материалы к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Т. 13. С. 377–385.
- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. К палеогидрологии Охотского моря в последние 60 тыс. лет // Океанология. 1997. Т. 37. № 3. С. 432–440.
- Горбаренко С.А. Стратиграфия верхнечетвертичных осадков центральной части Охотского моря и его палеоклиматология по данным ^{18}O и других методов // Океанология. 1991. Т. 31. № 6. С. 1036–1042.
- Горбаренко С.А., Ковалюк Н.Н., Одинокоева Л.Ю. и др. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Тихоокеанская геология. 1988. № 2. С. 25–34.
- Горбаренко С.А., Чеховская М.П., Соутон Дж. Детальные изменения среды центральной части Охотского моря за последнее оледенение – голоцен // Океанология. 1998. Т. 38. № 2. С. 305–308.
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 258 с.

- Коренева Е.В. Спорowo-пыльцевой анализ донных осадков Охотского моря // Тр. ИОАН СССР. 1957. Т. 22. С. 221–251.
- Киселев И.А. Фитопланктоны дальневосточных морей как показатель некоторых особенностей их гидрологического режима // Тр. Гос. океанограф. ин-та. 1947. № 13. С. 189–212.
- Лубны-Герцик Е.А. Состав и распределение зоопланктона Охотского моря // Тр. ИОАН. 1959. Т. 30. С. 68–99.
- Морошкин К.В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 67 с.
- Пономарева Л.А. Эуфаузииды Охотского и Берингова морей // Тр. ИОАН. 1959. Т. 30. С. 107–147.
- Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1961. 229 с.
- Щедрин З.Г. Новые данные по фауне фораминифер Охотского моря и ее распределение // Тр. Зоологического ин-та. 1953. Т. 13. С. 12–32.
- Ушаков П.В. Фауна Охотского моря и условия ее существования. Л.: Изд-во АН СССР, 1953. 459 с.
- Arikawa R. Distribution and taxonomy of Globigerina pachyderma (Ehrenberg) off the Sanriku Coast Northeast Honsu, Japan // Sci. rep. Tohoku Univ. Sendai. Second ser. (Geology). 1983. V. 53. № 2. P. 103–157.
- Belyaeva N.V., Burmistrova I.I. Paleoenvironmental history of the Okhotsk sea during the last glacial and Holocene periods // The Seventh Pacific Congress on Marine Science and Technology, PACON 96, 1996. University of Hawaii, PACON, Intern. Honolulu. P. 23.
- Bradshaw J.S. Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean // Contr. Cushman Found. Foram. Res. 1959. V. 10. Pt. 2. P. 25–64.
- Chekhovskaya M.P., Khusid T.A., Gorbarenko S.A., Southon J.R. The last deglaciation planktonic foraminifera paleoproductivity variations in the Okhotsk sea // Terra Nostra Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, 2/95 Intern. Union Quatern. Res. XIV Intern. Congress, August 3–10, 1995. Berlin, 1995. P. 46.
- Corliss B.H., Martinson D.G., Keffer T. Late Quaternary deep-ocean circulation // Bull. Geol. Soc. Amer. 1986. V. 97. P. 1106–1121.
- Feyling-Hanssen R.W., Funder S., Petersen K.S. The Lodin Elv Formation: a Pliopleistocene occurrence in Greenland // Geol. Soc. Den. Bull. 1983. V. 31. P. 81–106.
- Ingle J.J., Keller G., Kolpack R.L. Benthic foraminifera biofacies sediments and water masses of the southern Peru-Chile Trench area, southeastern Pacific Ocean // Micropaleontology. 1980. V. 26. № 2. P. 113–150.
- Kurihara K. Planktonic foraminifera of piston cores from the Kurile Basin, the Sea of Okhotsk // St. Paul's Rep. Sci. 1982. V. 4. № 3. P. 65–77.
- Lipps J.H., Warme J.E. Planktonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk Sea // Contr. Found. Foram. Res. 1966. V. 17. Pt. 4. P. 125–134.
- Loubere P. Deep-Sea foraminiferal assemblage response to a surface ocean productivity gradient: A test // Paleooceanography. 1991. V. 6. № 2. P. 193–204.
- Mackensen A., Hald M. Cassidulina teretis Tappan and C. laevigata d'Orbigny; their modern and Late Quaternary distribution in Northern Seas // J. Foram. Res. 1988. V. 18. № 1. P. 16–24.
- Mackensen A., Grobe H., Kunh G., Futterer D.K. Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: Distribution, ecology and fossilization potential // Marine Micropaleontology. 1990. V. 16. P. 241–283.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of high-resolution 0 to 300 000 year chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. № 27. P. 1–29.
- Mead G.A. Recent benthic foraminifera in the Polar Front region of the southwest Atlantic // Micropaleontology. 1985. V. 31. № 3. P. 221–248.
- Miller K.G., Lohmann G.P. Environmental distribution of Recent benthic foraminifera on the northeast United States continental slope // Bull. Geol. Soc. Amer. 1982. V. 93. № 3. P. 200–206.
- Murray J.W. Paleogene and Neogene benthic foraminifera from Rockall Plateau // Init. Rep. DSDP. Wash. 1984. V. 81. P. 503–534.
- Oba T., Kato M., Kitazato H. et al. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85 000 years // Paleooceanography. 1991. V. 6. № 4. P. 499–518.
- Parr W.J. Foraminifera // Brit. Austr. New Zealand Antarctic Res. Exp. Rep. Ser. B. (Zool. Bot.). 1950. V. 5. № 6. P. 233–392.
- Pétersen L.C. Recent abyssal benthic foraminiferal biofacies of the Eastern Equatorial Indian Ocean // Marine Micropaleontology. 1983/1984. № 8. P. 479–519.
- Phleger F.B., Parker F.L., Peirson J.F. North Atlantic foraminifera. Sediment cores from the North Atlantic Ocean // Swed. Deep-Sea Exp. 1945–1947. 1953. Rep. 7. V. 1. P. 3–122.
- Schnitker D. High resolution records of benthic foraminifera in the Late Neogene of the northeastern Atlantic // Init. Rep. DSDP. Wash. 1984. V. 81. P. 611–622.
- Todd R. Foraminifera of the Tropical Pacific collection of the "Albatross", 1899–1900, Part 4, Rotaliform families and planktonic families // U. S. Nat. Mus. Bull. 1965. V. 161. № 4. P. 1–139.

Рецензенты М.Н. Алексеев, И. А. Басов

УДК 56.02:551.732/733.1(575.2)

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И ВОЗРАСТ КУРСАЙСКОЙ, КАРАГАЙЛИНСКОЙ И КИРТАБУЛГИНСКОЙ СВИТ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ КАСТЕКСКОГО ХРЕБТА (ЗАИЛИЙСКИЙ АЛАТАУ)

© 1998 г. **В. Г. Королев***, **А. М. Мамбетов****, **В. А. Макаров****

**Институт геологии АН Кыргызской Республики,
720481 Бишкек, бульв. Эркиндик, 30, Кыргызская Республика*

***Госагентство по геологии и минеральным ресурсам при правительстве Кыргызской Республики,
720481 Бишкек, бульв. Эркиндик, 2, Кыргызская Республика*

Поступила в редакцию 20.12.95 г., получена после доработки 23.05.97 г.

На основании новых находок органических остатков из курсайской (мелкие раковинчатые окаменелости), карагайлинской (водоросли, трилобиты, брахиоподы, конодонты, губки, мелкие раковинчатые остатки и т.д.), а также киртабулгинской (трилобиты, граптолиты, конодонты, водоросли) свит приводится единая стратиграфическая колонка нижнего палеозоя – от нижнего кембрия до среднего ордовика включительно. Эти находки позволили уверенно связать разрозненные разрезы этих отложений в единую стратиграфическую схему, обосновать выделение местных биостратиграфических зон, провести межрегиональную корреляцию и подтвердить автохтонность кембро-ордовикских отложений района.

Ключевые слова. Северный Тянь-Шань, Заилийский Алатау, кембрий, ордовик, курсайская, карагайлинская и киртабулгинская свиты, мелкоракковинчатые окаменелости, водоросли, трилобиты, конодонты, граптолиты, карагайлибулакский риф.

Курсайская, карагайлинская и киртабулгинская свиты распространены в северной части Ак-Тюз-Боординского рудного района, относящегося к южной периферии Муюнкумского срединного массива. Главной его особенностью является высокое стояние дорифейского фундамента, выходы которого чередуются здесь с наложенными на него каледонскими прогибами и грабенами. На значительном пространстве каледонские и докембрийские структуры скрыты под квазиплатформенным чехлом среднепалеозойских вулканотерригенных образований.

Первые сведения о наличии в этом регионе нижнепалеозойских пород были получены Д.И. Яковлевым. В 1937 г. в верховьях р. Карагайлы в известняках свиты, названной им карагайлибулакской, были собраны остатки нижнекембрийских водорослей, а также трилобитов верхнего кембрия. В 1942 г. А.Г. Вологдин повторил сборы водорослей и археоциат. Им же были составлены схематические разрезы низов карагайлинской свиты.

В.И. Гончарова в 1962 г. в этих же точках повторила сборы верхнекембрийских трилобитов.

Начавшиеся в конце 50-х годов крупномасштабные геологические съемки позволили изучить разрез нижнепалеозойских отложений лишь в самых общих чертах. Так, Н.И. Дорошенко и В.И. Киселев разделили его на условно нижне-

кембрийскую курсайскую свиту, представленную базальтами и терригенными породами, средневерхнекембрийскую карагайлинскую свиту с песчано-сланцевой, кремнисто-вулканогенной и флишоидной подсвитами, а также среднеордовикскую флишевую киртабулгинскую свиту, содержащую крупные рифовые постройки. Вследствие блоковой структуры площади, внутреннее строение каждой из этих свит устанавливалось на основе сопоставления целого ряда частных разрезов. Недостаточная их палеонтологическая изученность и литологическое сходство отдельных частей разновозрастных толщ до последнего времени не позволяли судить о правильности таких сопоставлений. Иллюстрацией к этому может служить стратиграфическая колонка карагайлинской свиты В.И. Киселева, начинавшейся песчано-сланцевой подсвитой; в которой нами собраны органические остатки ордовикского возраста.

В последние годы были высказаны сомнения в автохтонности карагайлинской свиты и ордовикских рифовых построек и, следовательно, в нормальности стратиграфической последовательности разреза нижнепалеозойских отложений. Решение этих вопросов потребовало проведения детальных биостратиграфических работ в районе. Они были сосредоточены на двух участках: в верховьях р. Карагайлы и ее притоков, а также в среднем течении р. Киртабулга. Их результатом явилось открытие новых местонахождений остатков во-

дорослей, трилобитов, брахиопод, конодонтов, криноидей, граптолитов и мелкораковинных окаменелостей (рис. 1), позволивших уверенно связать разрозненные разрезы в единую стратиграфическую колонку нижнего палеозоя – от нижнего кембрия до среднего ордовика включительно.

Ниже приводятся результаты биостратиграфического изучения курсайской, карагайлинской и киртабулгинской свит.

Курсайская свита слагает тектонический блок площадью около 2.5 км² в среднем течении р. Киртабулга. Он ограничен киртабулгинским разломом и системой субмеридиональных нарушений. Отдельные блоки выходов свиты обнажаются в верховьях р. Карагайлы.

Нашими работами заново изучен и описан разрез свиты в стратотипической местности, в бассейне р. Киртабулга. Кроме обнаженных здесь трех пачек, нами в состав свиты включены агломератовые туфы базальтов и рассланцованные туфоконгломераты, относившиеся В.И. Киселевым к карагайлинской свите в бассейне р. Карагайлы.

В современном виде свита по литологическим признакам разделена на четыре пачки (рис. 2), образующие два терригенно-вулканогенных ритма.

П а ч к а 1. Низы ее срезаны разломом, и взаимоотношения с подстилающими образованиями нигде не наблюдаются. В видимом основании пачки залегает горизонт (около 100 м) серых и буроватых крупнозернистых песчаников, заключающих линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. По резкому контакту без заметного размыва их сменяют серые крупногалечные конгломераты (до 50 м). Галька конгломератов представлена различными гранитоидами, розовыми и серыми полосчатыми гнейсами, мигматитами, офитизированными мраморами и актинолитовыми сланцами докембрийских образований. Завершает пачку мощный (до 250 м) горизонт серых среднезернистых песчаников, заключающих прослои (по 5–50 м) серых и лиловых алевролитов, внутри которых отмечаются линзы серых пучнистых известняков. Мощность пачки – 400 м.

П а ч к а 2 сменяет песчаники по резкому ровному контакту. Образована она темно-зелеными и черными шаровыми и подушечными лавами базальтов, с участками вариолитов. В кровле пачки отмечается горизонт (до 5 м) серо-зеленых полосчатых кремней. Мощность пачки 200 м.

П а ч к а 3 начинается горизонтом (до 50 м) серых мелкогалечных конгломератов, переслаивающихся с гравелитистыми песчаниками. Галька и обломки представлены гранитами, гнейсами и риолитами. Разрез надстраивают неравномернозернистые песчаники (до 10 м). Выше следуют серые неравномернозернистые песчаники с гравийны-

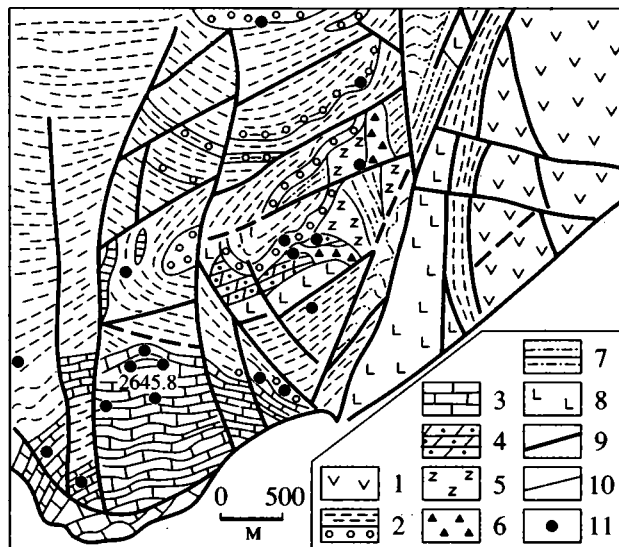


Рис. 1. Схематическая геологическая карта развития нижнепалеозойских отложений Кастекского хребта (масштаб 1 : 50000) со схемой местоположения района работ.

1 – вулканогенные отложения окторкойской свиты среднего ордовика; киртабулгинская свита нижнего-среднего ордовика; 2 – флишеидные отложения, 3 – рифовые известняки. Карагайлинская свита нижнего-верхнего кембрия; 4 – пачка 1 (биогермные известняки), 5 – пачка 2 (известково-кремнистая), 6 – пачка 3 (сероцветная флишевая), 7 – пачка 4 (пестроцветная флишевая); 8 – курсайская свита нижнего кембрия (базальты и их туфы, туфоконгломераты); 9 – разломы; 10 – стратиграфические контакты; 11 – места находок органических остатков.

ми обломками андезитов (около 110 м). Они заключают прослои серых алевролитов, среди которых отмечаются линзы темно-серых и черных известняков. Из последних химическим препарированием были выделены единичные остатки протоконодонт *Rhombocorniculum* sp., а также спикеры губок типа *Protospongia* sp. Возраст вмещающих пород по этим окаменелостям датируется как аттабанский ярус раннего кембрия. Завершают пачку серые среднезернистые песчаники с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность горизонта порядка 70 м.

Неполная мощность пачки около 240 м.

Система	Отдел	Ярус	Пачка	Стратиграфическая колонка	Мощность, м	Литологический состав	
Кембрийская	Нижний	Атдабанский	4			Известняки биогермные (карагайлинская свита)	1
					70–115	Туфы базальтов, агломератовые туфо-конгломераты	2
					15	Туфопесчаники, туфоалевролиты темно-зеленые	3
			3		70	Песчаники серые с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов	4
					110	Песчаники серые с прослоями алевролитов и линзами известняков с <i>Rhombocorniculum</i> sp., <i>Protospongia</i> sp.	5
					10	Песчаники серые вулканомиктовые	6
					50	Переслаивание серых мелкогалечных конгломератов и песчаных гравелитов	7
					3	Кремни зеленые, полосчатые	8
			2		200	Шаровые и подушечные лавы базальтов с участками вариолитов	9
							10
		Томмотский	1				11
							12
							13
							14
							15
							16
							17
							18
							19
							20
							21
							22
							22

Рис. 2. Разрез курсайской свиты на левобережье р. Киртабулга (руч. Курсай) и в междуречье Водопадный–Кембрийский.

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – сланцы сероцветные; 6 – сланцы пестроцветные; 7 – известняки массивнослоистые; 8 – известняки водорослевые, биогермные; 9 – межбиогермные конгломератобрехки; 10 – известняки плитчатые; 11 – известняки песчаные; 12 – линзы и прослои известняков; 13 – кремни; 14 – туфы базальтов, агломератовые туфоконгломераты; 15 – лавы базальтов; 16 – туфопесчаники, туфоалевролиты; 17 – песчаники вулканомиктовые. Органические остатки: 18 – трилобиты, 19 – граптолиты, 20 – брахиоподы, гастроподы и мелкокоралловые окаменелости, 21 – конодонты, 22 – водоросли.

Пачка 4 развита в бассейне р. Карагайлы. Сложена темно-зелеными агломератовыми туфами базальтов и рассланцованными туфоконгломератами с базальтовой галькой. В.И. Киселевым среди них отмечены прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Поверхность кровли пачки неровная, карманообразная. Мощность пачки порядка 115 м.

Общая неполная мощность курсайской свиты около 960 м.

Карагайлинская свита развита на ограниченной площади в среднем течении р. Карагайлы, обнажаясь в бортах долин ее правых притоков – ручьев Водопадного, Кембрийского, Джолды. Она с размывом налегает на курсайскую свиту и с резким структурным несогласием срезается конгломератами киртабулгинской свиты (рис. 1).

Как уже указывалось, наши исследования показали, что нижняя песчано-сланцевая подсвита (в трактовке В.И. Киселева) не принадлежит разрезу карагайлинской свиты. Так, на правом борту руч. Кембрийского из зеленовато-серых окремнелых сланцев, алевролитов и песчаников, залегающих в верхах этой толщи, химическим препарированием извлечены редкие остатки кремнистых губок класса Hexactinellida и кремнистые трубчатые проблематики. Последние недавно описаны из нижнепалеозойских отложений Внутренней Монголии и севера Северо-Китайской платформы Лю Хиаолингом и др. (Liu Xiaoling et al., 1990; Liu Xiaoling et al., 1992) как “фауна Кюнгхезен” (Qinghezen fauna) и “фауна Чангту” (Changtu fauna). Собранные нами окаменелости определены А. Мамбетовым как *Cylindrochites cf. daizhuanyziensis* Liu. Таким образом, возраст бывшей “нижней” подсвиты В.И. Киселева может быть датирован, исходя из сложнопостроенных кремнистых губок (гексактины и пентактины) не древнее ордовика. Этот вывод подтверждается также данными по вышеотмеченным трубчатым проблематикам.

Средняя (осадочно-вулканогенная) подсвита В.И. Киселева разделена нами на две части. Нижняя – вулканогенная, как отмечалось ранее, включена в верхнюю часть курсайской свиты (рис. 2). От песчано-сланцевой толщи она отделена четким тектоническим контактом.

В кровле туфоконгломератов наблюдаются изолированные крупные карманы. Заполненные биогермными известняками, они иногда создают впечатление линз известняков среди конгломератов. В качестве таковых они и были описаны В.И. Киселевым. Нами установлено, что часть карманов заполнена не известняками, а брекчиями типичной межбиогермной фации. Эти брекчии сложены плотно прилегающими друг к другу обломками известняков с очень малым количеством карбонатно-туфогенного цемента. Брекции-

вое заполнение исключает возможность относить указанные образования к линзам, а наличие крупных карманов лишь подчеркивает размыв, предшествовавший отложению биогермных известняков, начинающих разрез собственно карагайлинской свиты. В составе свиты четко обособляются четыре пачки (рис. 3).

Пачка 1 образована биогермными известняками и межбиогермными брекчиями. Биогермы характеризуются четкими контурами с резкими контактами и пологими, согласными с напластованием склонами. Они образуют две сложно построенные гряды, разделенные маломощным горизонтом переотложенных туфов с карбонатным цементом. Отдельные биогермы в грядах, размерами по 50–200 м на 25–35 м, разделены по простиранию примерно такими же участками межбиогермных брекчий. Сложены биогермы серыми и темно-серыми неслоистыми или массивными, обычно пелитоморфными и тонкозернистыми, реже перекристаллизованными белыми (сахаровидными) органогенными известняками. На отдельных участках наблюдается пятнистая окраска, обусловленная появлением темно-серых или черных пятен неправильной формы, размерами до 5–15 см. Межбиогермные брекчии сложены неокатанными обломками (5–15 см) и крупными (0.5–7.0 м) глыбами биогермных известняков. Количество обломочного материала резко преобладает над количеством цемента. Последний имеет карбонатно-туфогенный состав.

Из основания нижнего биогермного массива определены водоросли *Epiphyton durum* Korde, *Ep. induratum* Korde, *Ep. frondosum* Korde, *Ep. inexpectatum* Korde, *Ep. furcatum* Korde, *Ep. sp.*, *Proaulophora globra* Krasnop., *Girvanella problematica* Nich. et Ether. По заключению В.А. Лучиной (ИГиГ СО РАН), данный альгокомплекс имеет раннекембрийский возраст.

Из верхнего тела биогермных известняков В.А. Лучина определила *Epiphyton inexpectatum* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Ether.

В матриксе пород межбиогермной фации обнаружены трудноопределимые остатки трилобитов, а в глыбах найдены остатки водорослей *Epiphyton inexpectatum* Korde.

Суммарная мощность пачки – 80–85 м.

Пачка 2 сложена кремнями (фтаниты, фтанитоиды) и в меньшем объеме – известняками. Переход от предыдущей пачки постепенный. В брекчиях количество и размер обломков вверх по разрезу постепенно уменьшается и они переходят в карбонатно-вулканомиктовые песчаники и алевролиты. В их верхних горизонтах появляются сначала линзы, затем прослои серых и зеленых кремней. Количество последних постепенно увеличивается и терригенные породы сменяются кремнями светло-серой, серой и темно-серой ок-

Система	Отдел	Ярус	Зона, слой	Пачки	Стратиграфическая колонка	Мощность, м	Литологический состав
Ордовикская	Нижний	Тремадокский		4			Переслаивание алевролитов и песчаников с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов. В глыбах известняков – конодонты <i>Phakelodus tenuis</i> Müll., <i>Proconodontus</i> sp., <i>Prosagittodontus</i> cf. <i>dahlmani</i> Müll., трилобиты
						38	Переслаивание пестроцветных песчаников, алевролитов с прослоями глинистых сланцев
						55	Переслаивание пестроцветных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (преобладают сланцы)
						51	Переслаивание пестроцветных алевролитов и глинистых сланцев, иногда имеются прослой песчаников
						5	Ритмичное переслаивание лиловых и бордовых песчаников, алевролитов, сланцев
				3		91	Переслаивание зеленых глинисто-хлоритовых сланцев с серо-зелеными алевролитами. В основании алевролитов иногда отмечаются мелкозернистые песчаники
						5	Сланцы зеленые глинисто-хлоритовые
						14	Переслаивание серых песчаников и глинистых сланцев
						30	Переслаивание серых и серо-зеленых глинисто-хлоритовых сланцев и алевролитов
						25	Известняки темно-серые среднеслоистые с линзами и прослоями кремней. Конодонты <i>Phakelodus tenuis</i> (Müll.), <i>Proconodontus posterocostatus</i> Müll., <i>Prosagittodontus dahlmani</i> Müll., трилобиты
Кембрийская	Верхний	Аксай-Батырбайский	<i>W. ampliplicata</i> <i>Proconodontus</i>	2		200	Кремни зеленовато- и темно-серые, местами тонкополосчатые. В кровле пачки линзы, прослой темно-серых и черных известняков с конодонтами <i>Westergaardodina ampliplicata</i> Müll., <i>Phakelodus tenuis</i> (Müll.)
						10–15	Межбиогермные брекчии – неокатанные обломки (до 7 м) водорослевых известняков в карбонатно-туфогенном матриксе. Водоросли <i>Epiphyton inexpectatum</i> в глыбах известняков
	Средний	Ботомский	Слой с <i>Epiphyton</i>	1		80–85	Биогермные неясно-массивнослоистые водорослевые известняки. Водоросли <i>Epiphyton durum</i> , <i>Ep. induratum</i> , <i>Ep. frondosum</i> , <i>Ep. inexpectatum</i> , <i>Ep. furcatum</i> , <i>Ep. sp.</i> , <i>Girvanella problematica</i> , <i>Produlopora globra</i> , брахиоподы <i>Kutorgina</i> sp.
							Туфы базальтов, агломератовые туфоконгломераты курсайской свиты

Рис. 3. Разрез карагайлинской свиты в междуречье Водопадный–Кембрийский.
Усл. обозн. см. на рис. 2.

раски, иногда с зеленоватым оттенком. В нижней части они преимущественно тонкослоистые, вверх по разрезу сменяются средне- и неяснослоистыми, здесь в них отмечаются прослой темно-серых кремнистых сланцев, темно-серых и черных известняков, местами песчаных. Из крем-

ней выделены многочисленные спиккулы губок *Hexactinellida*, а также микропроблематики. В известняковых прослоях найдены единичные неопределимые остатки трилобитов, беззамковых и замковых брахиопод, а также конодонты, определенные как *Westergaardodina ampliplicata* Mull.,

Phakelodus tenuis (Mull.). По конодонтам здесь выделяется зона *W. amplivava* (зональный вид), позволяющая определить возраст вмещающих пород как верхи аксайского яруса верхнего кембрия (Дубинина, 1982). Мощность существенно кремнистой части пачки порядка 200–210 м. Завершает пачку горизонт (до 25 м) темно-серых средне-слоистых, реже толстослоистых известняков, среди которых встречаются прослои зеленовато-серых тонкополосчатых кремней, аналогичных описанным выше.

Химическим препарированием из известняков извлечены многочисленные остатки конодонтов *Phakelodus tenuis* (Mull.), *Diaphanodus* sp., *Proconodontus posterocostatus* Miller., *Prosagittodontus dahlmani* Mull. По комплексу конодонтов в этой части разреза мощностью порядка 25 м выделяется зона *Proconodontus*, сопоставимая с частью батырбайского яруса верхнего кембрия опорных разрезов хребта Малый Каратау (Дубинина, 1982; Apollonov et al., 1988). Отсюда же собраны (коллекция П.П. Мисюса, А.М. Мамбетова, определение М.К. Аполлонова) остатки трилобитов “тредсоновского” комплекса (*Lotagnostus hedini* Troeds., *L. asiaticus* Troeds., *Charchagia norini* Troeds., *Hedinaspis regularis* Troeds., *Trinodus suni* Troeds.). Кроме того, здесь найдены беззамковые брахиоподы верхов верхнего кембрия – *Paterina* sp. (определение Л.Е. Попова), а также ряд пока еще не изученных остатков проблематик.

Суммарная мощность пачки 225–235 м.

Верхнюю часть разреза карагайлинской свиты составляет терригенная толща с флишоидным ритмичным переслаиванием. По преобладающей окраске она делится на две пачки: нижнюю (пачка 3), образованную зеленоцветными и серыми алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников, мощностью около 140 м и верхнюю (пачка 4), для которой характерна пестроцветная окраска пород и значительно большее количество песчаников среди алевролитов и сланцев, мощностью порядка 160 м.

Результатом наших исследований по палеонтологической характеристике карагайлинской свиты явилось следующее:

По многочисленным остаткам водорослей доказывается наличие нижнекембрийской части разреза. К этому стратиграфическому уровню отнесены биогермные известняки, слагающие ее основание. Возможно, что самые верхи биогермных известняков (II биогермная гряда) могут быть отнесены к низам среднего кембрия. Эта часть разреза выделяется нами как слои с *Epirhyton*. Органогенно-водорослевые образования, составляющие пару цепочковидно расположенных биогермов, по своим особенностям морфологического строения соответствуют определению

“биогермный массив” (Современные и ископаемые рифы..., 1990). Предлагается именовать их Карагайлинской биогермной грядой. Она может с большой уверенностью сопоставляться с Дедебулакской биогермной грядой Южного Тянь-Шаня (хребет Карачатыр), занимающий аналогичное стратиграфическое положение.

В самых верхах пачки кремней выделяется конодонтовая зона *Westergaardodina amplivava*, что подтверждает ее позднекембрийский возраст. Этим же самым доказывается нормальная стратиграфическая последовательность карагайлинской свиты. Выделяемая выше зона *Proconodontus* среди плитчатых известняков подтверждает наличие отложений самых верхов верхнего кембрия (батырбайский ярус М.К. Аполлонова). Конодонтовые зоны *W. amplivava*, *Proconodontus* являются коррелятивными уровнями для сравнения разрезов кембрия Актюз-Боординского района со Срединным Тянь-Шанем. Соответствующие зоны выделены и в сандалашской свите Чаткало-Сандалашского района Срединного Тянь-Шаня (Мамбетов, 1993).

Как отмечалось выше, карагайлинская свита завершается флишоидным ритмичным переслаиванием серых и пестроцветных терригенных толщ, мощностью до 300 м. Органические остатки, кроме спикул губок, среди них нами пока не обнаружены. По аналогии с другими районами она может иметь возраст от верхов верхнего кембрия до нижнего ордовика (тремадок). По положению и составу она сходна с туюксайской свитой западной части Кыргызского хребта, долонатинской свитой Чон-Кемина и их аналогами. Суммарная мощность видимого разреза карагайлинской свиты достигает 750 м, но фактически она меньше. Это связано с глубиной преднижнеордовикского размыва ядра конседиментационной Карагайлинской антиклинали. Эта структура на современном эрозионном срезе представляет собой одностороннюю горст-антиклиналь. С запада и востока она обрезана субмеридиональными разломами, максимальное расстояние между которыми не превышает 3.5 км. В крупном тектоническом блоке междуречья Кембрийский–Водопадный удастся наблюдать непосредственное налегание биогермных известняков низов карагайлинской свиты на туфоконгломераты верхней пачки курсайской свиты.

Киртабулгинская свита. Карагайлинская свита с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывается киртабулгинской свитой нижнего–среднего ордовика. Ее базальные валунно-галечные конгломераты косо срезают карагайлинскую свиту с СВ на ЮЗ, последовательно залегающая (с севера на юг) на флишоидной, кремнистой и известняковой пачках (рис. 1). Разрез киртабулгинской свиты двугенетичен (рис. 4). Боль-

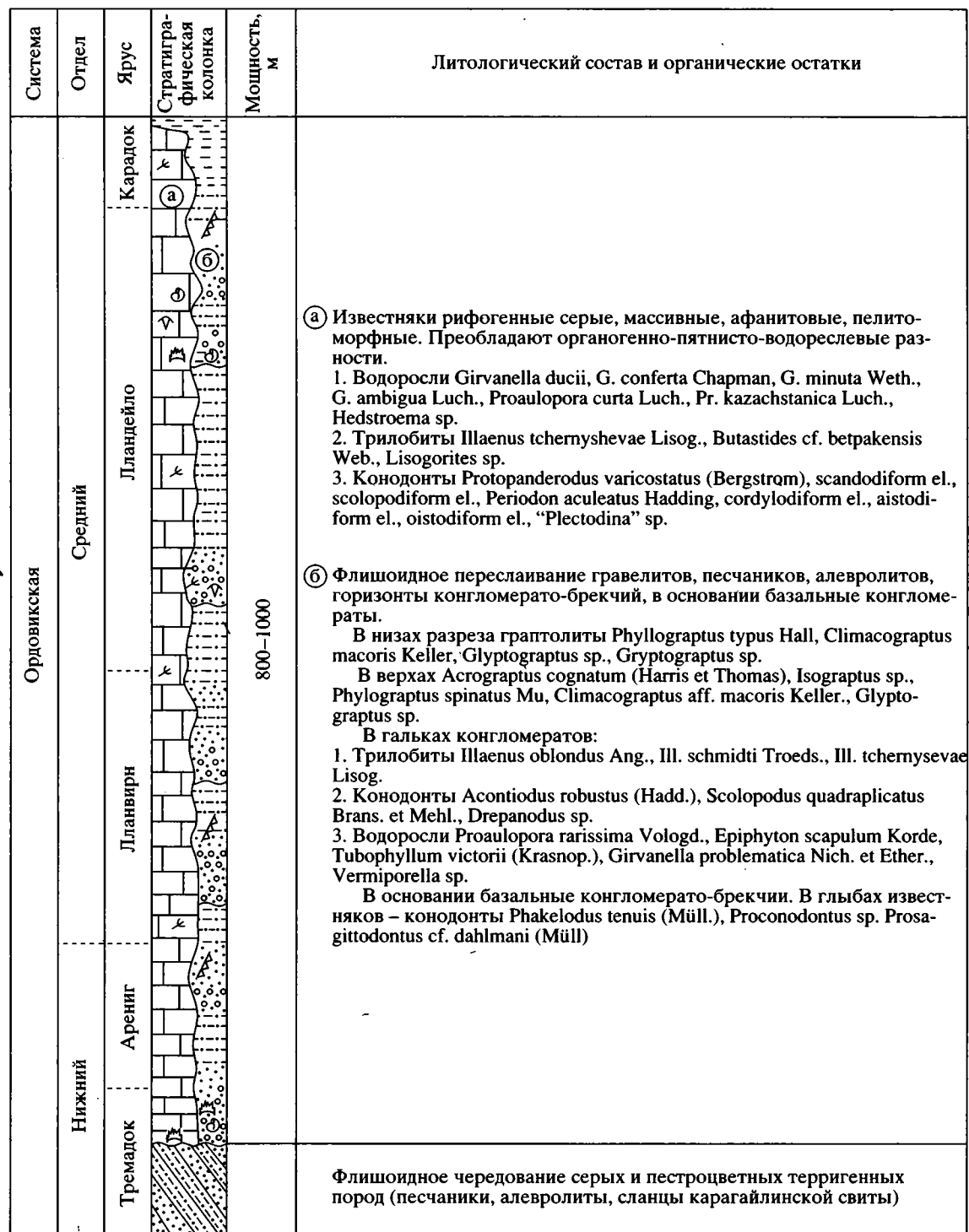


Рис. 4. Схематический разрез киртабулгинской свиты в междуречье Киртабулага–Карагайлы. Усл. обозн. см. на рис. 2.

шую часть площади ее развития занимает монотонное флишевое чередование гравелитов, песчаников, алевролитов и сланцев зеленовато-серой и серой окраски. Меньшая площадь занята залегающими внутри флишевой толщи рифогенными известняками. В основании некоторых рит-

мов отмечаются горизонты конгломератов. Для гравелитов и песчаников характерна очень слабая степень окатанности обломочного материала и отсутствие его сортировки. В них наблюдается прямая градиционная слоистость, указывающая на нормальное залегание пластов. Галька и валу-

ны конгломератов представлены кремнистыми известняками, глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, основными и средними вулканитами, реже гранитоидами, кремнями, кварцитами и кварцевыми порфирами. В глыбах известняков из базальных конгломератов выявлены остатки *Phakelodus tenuis* (Mull.), *Proconodontus* sp., *Prosagittodontus* cf. *dahlmani* Mull., а также обломки трилобитов, свойственные верхам верхнего кембрия. В одном из верхних горизонтов конгломератов В.И. Гончаровой в глыбах массивных известняков были собраны остатки среднеордовикских трилобитов *Illaenus oblongus* Ang., *Ill. schmidt* Troeds., *Ill. tchernyshevae* Lis. Из глыб известняков этой части разреза нами собраны многочисленные остатки водорослей ордовикского возраста (*Girvanella problematica* Nich. et Ether., *Proaulophora rarissima* Vologd., *Epiphyton scapulum* Korde, *Tulophyllum victorii* Krasnop.). Эти конгломераты представляют собой своеобразные межбиогермные фации, в которых наряду с неокатанными глыбами рифогенных известняков, присутствуют и окатанные гальки дальнепринесенных пород, что отличает их от межбиогермных брекчий кембрия. В самом верхнем горизонте конгломератов химическим препарированием среди глыб и валунов известняков выявлены остатки конодонтов, определенных В.П. Чернышуком как *Acontiodus robustus* (Hadd.), *Scolopodus quadraplicatus* Brans. et Meh., *Drepanodus* sp. верхов тремадокского–низов аренигского ярусов нижнего ордовика. Отсюда же известны остатки трилобитов, криноидей, замковых и беззамковых брахиопод, а также водорослей. Последние определены В.А. Лучининой как *Epiphyton scapulum* Korde, *Tulophyllum victorii* Krasnop. и зеленые водоросли *Vermiporella* sp.

Следовательно, на эродируемую поверхность выходили не только кембрийские карбонатные толщи, но и ордовикские, представлявшие массивом Карагайлибулакского рифа, выходящего среди ниже-среднеордовикского флиша в соседнем к западу Киртабулгинском блоке.

В междуречье Водопадный–Киртабулга развит мощный монолит светло- и темно-серых неслоистых и массивных известняков и доломитов, которые были выделены Н.И. Дорошенко и В.И. Киселевым под названием Карагайлибулакский риф, с возрастом от среднего кембрия до среднего ордовика. В объяснительной записке к карте 1 : 500000 (Стратифицированные..., 1982) нижняя возрастная граница рифогенных известняков была опущена до нижнего кембрия. Этот возраст был присвоен рифу в результате неправильной привязки археоциат и водорослей нижнего кембрия, собранных А.Г. Вологдиным в 1942 г. После просмотра его отчета выяснилось, что эти сборы сделаны в биогермных известняках карагайлинской свиты (междуречье Водопадный–Кембрийский). Этот факт объясняет бесплодность попыток всех

последующих исследователей повторить сборы кембрийских окаменелостей среди известняков Карагайлибулакского рифа.

В верхней части рифового массива, на северном склоне горы Известняковая (отм. 2645.8 м) Е.Л. Бутаковой в 1951 г. были собраны остатки среднеордовикских трилобитов. Д.Е. Елютиным в 1957 г. в южной части рифа обнаружены остатки гастропод *Maclurites* cf. *magnus* Le Sue, широко развитых в ордовике.

Нами проведены сборы органических остатков со всех частей рифа, начиная с его крайне южных выходов. При этом впервые выявлен довольно представительный комплекс водорослей (альгокомплекс) ордовикского возраста, обнаружены конодонты нижнего и среднего ордовика. Из известных ранее и новых точек собраны остатки трилобитов, брахиопод, гастропод (рис. 1).

Наиболее древние слои ордовика выявлены в юго-восточной части Карагайлибулакского рифа, в приустьевой части руч. Водопадный.

Как было отмечено выше, в этом районе на рифогенные известняки налегают конгломератобрекчий флишевой толщи с обломками водорослей. Среди последних найдены многочисленные остатки водорослей (определение В.А. Лучининой): *Girvanella problematica* Nich. et Ether., *Proaulophora rarissima* Vologd., *Renalcis pectunculium* Korde, *Epiphyton scapulum* Korde ордовикского возраста. В непосредственной близости от этой же точки в известняках нижней части рифа выявлены конодонты, определенные В.П. Чернышуком как *Paltodus inconstans* Lind. нижнего ордовика (тремадок–арениг).

В 20 м к югу от сеерного контакта с флишем из афанитовых и тонкозернистых известняков извлечены остатки трилобитов, определенных М.К. Апполоновым как *Illaenus tchernyshevae* Lisogor. *Bumastidis* cf. *betpakensis* Web., *Lisogorites* sp. Отсюда же определены водоросли *Proaulopora curta* Luch., *Girvanella ambigua* Luch. среднего ордовика (определение В.А. Лучининой). В 40–45 м южнее контакта массивнослоистые афанитовые известняки содержат обильные остатки конодонтов, определенных С.В. Дубининой (ГИН РАН) как *Protopanderodus varicostatus* (Bergstrom), *scandodiform* etl., *scolopodiform* etl., *Periodon aculeatus* Hadding, *cordylodiform* etl., *oistodiform* el., “*Plectodina*”? sp. Здесь же собраны остатки трилобитов и таблички криноидей, а также остатки водорослей, определенных как *Proaulopora curta* Luch., *Girvanella ambigua* Luch. Эти остатки распространены в среднем ордовике от верхов лланвирна до лландейло и, возможно, самых низов карадока (?)

На левом борту р. Киртабулга в 240–250 м к ЮЗ от предыдущей точки массивнослоистые пятнисто-водорослевые известняки в обилии содержат остатки водорослей *Girvanella ducii* Luch.,

Proaulophora kazachstanica Luch., *Girvanella conferta* Chapman, *G. minuta* Weth., *Hedstroemia* sp., а также остракоды.

В районе отм. 2352.5 среди неслоистых известняков собраны остатки водорослей *Hedstroemia* sp., *Proaulophora curta* Luch., *Girvanella conferta* Chapman. По заключению В.А. Лучининой, альгокомплекс может рассматриваться как среднеордовикский по возрасту. На южном склоне горы Известковая в 720–750 м к ЮЮВ от отм. 2645.8 найдены остатки ордовикских водорослей *Proaulophora curta* Luch., *Girvanella ambigua* Luch.

Синхронный характер формирования рифа и флиша нашел и фаунистическое подтверждение. П.П. Мисюсом в правом борту р. Киртабулга в 600–1000 м западнее отм. 2645.8, в флишевой толще собраны граптолиты лланвирина *Phyllograptus typus* Hall., *Ph. spinatum* Mu, *Climacograptus macoris* Keller, *Acrograptus cognatus* (Harris et Thomas), *Glyptograptus* sp., *Isograptus* sp. (определение Цай Д.Т.), синхронные фауне, найденной в верхней части рифогенных известняков.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАРАГАЙЛИБУЛАКСКОГО РИФА

Риф в плане имеет форму треугольника. Южная его часть отрезана альпийским надвигом, более или менее унаследовавшим древний тектонический контакт между Кастекским кембро-ордовикским прогибом и Актюз-Тегерментинским массивом – выступом нижнедокембрийского фундамента. Восточная и западная стороны треугольника частично осложнены субмеридиональными разломами. Севернее массива располагается несколько обособленных выходов биогермных известняков, вытянутых субмеридионально, согласно с залеганием флиша. Аналогичные тела отмечаются и к западу от рифа. По мнению В.Г. Королева, эти тела не являются полностью обособленными, а на глубине связаны с основным телом Карагайлибулакского рифа, являясь его “сателлитами”.

Западный субмеридиональный разлом, осложняющий Карагайлибулакский риф, проходит по границе основного рифового массива и отлегающих от него к западу и северу биогермов-сателлитов, расположенных внутри флишевой киртабулгинской свиты. На запад отходят три сателлита. На восточной стороне треугольника южная часть разлома проходит внутри рифа. К востоку от него рифовые известняки перекрываются конгломератами, выше которых залегает флиш. На этом отрезке контакт между рифовыми известняками и базальными конгломератами, а также и пласты во флише имеют согласное залегание с падением на СВ. По существу, мы здесь имеем дело с более глубоким размывом переходной от рифа к фли-

шу частью разреза, чем на западе, где размыв еще не достиг уровня полного воссоединения “сателлитов” с основным рифом на более низком уровне, которого достигала эрозия на востоке. Северная часть рифового массива представляет собой округленную вершину треугольника, и здесь очертание контакта рифового массива конформно с залеганием пластов флишевой толщи.

Расположенные к северу от рифогенного массива несколько обособленные выходы биогермов-сателлитов вытянуты в целом в меридиональном направлении в соответствии с залеганием флиша. Они формируют здесь центриклиналь в ядре антиклинали, т.е. восточнее, прилегая к восточному меридиональному разлому, с запада выходят конгломераты, которые юго-восточнее перекрывали риф. Воздымание шарнира синклинали происходит к западу, и с воздыманием шарнира к современной эрозионной поверхности приближается вершина рифа и на ней вскрываются положительные формы рельефа поверхности рифового тела. Таким образом, так называемые “сателлиты” или биогермы не являются обособленцами, они на глубине тесно связаны с массивом.

Центриклиналь, очерченная “сателлитами” и перекрывающим их флишем, включая конгломераты внутри него, прослеживается и в Карагайлинском блоке, где базальные для нижнего ордовика блока конгломераты и их нижний контакт с кембро-ордовикским ядром конформно отражают ее (центриклиналь). Так что и риф, и примыкающий к нему флиш совместно участвовали в развитии структуры ордовикского структурного яруса.

Еще одна особенность. Если взять рифовый массив в целом, то он “сидит” в ядре антиклинали, ось которой протягивается субмеридионально, будучи выраженной во флише. Контакты примыкания, когда с карбонатным телом биогенной природы совмещаются разные стратиграфические уровни флиша, совместное участие карбонатного тела и окружающего флиша в складчатости предполагает конседиментационный характер структур ордовикского структурного яруса и фациальные взаимоотношения карбонатной платформы и флиша.

В общем виде вторая часть заключения была доказана, когда в киртабулгинском флише в непосредственной близости к рифовому массиву были обнаружены граптолиты лланвирина уровня, к которому принадлежит и северная часть рифа, где в ней найдены караганские трилобиты.

Были получены данные по взаимоотношению флиша с “сателлитами”. На их флангах наблюдаются переходы сплошных карбонатов в зоны переслаивания известняков и известняковых конгломератов и песчаников с постепенным, но быстрым переходом от биогермной фации к флишу. Продольные контакты обычно скрыты под задерновкой, частично осложнены разломами, но когда

они обнажены, тогда наблюдаются известняковые конгломераты на границе двух сред. Тем самым изученные взаимоотношения двух фаций свидетельствуют не о тектоническом их совмещении, а об их фаціальном замещении.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Результатом биостратиграфических исследований явилось следующее:

1. Впервые обнаружены достоверные органические остатки нижнего кембрия в курсайской свите.

2. По многочисленным остаткам водорослей доказываются наличие нижнекембрийской части разреза карагайлинской свиты. Самые верхи верхней (II) биогермной гряды могут быть отнесены к низам среднего кембрия, а в верхах пачки кремней выделяется конодонтовая зона позднего кембрия (аксайский ярус). Этим доказываются нормальная стратиграфическая последовательность карагайлинской свиты. Выделенные конодонтовые зоны *Westergaardodina amplicava* и *Proconodontus* являются коррелятивными уровнями для сравнения разрезов кембрия Актюз-Боординского района с сандалашской свитой Срединного Тянь-Шаня (Мамбетов, 1993) и опорными разрезами хр. Малый Каратау (Apollonov et al., 1988).

В завершающих карагайлинскую свиту флишoidных отложениях достоверных органических остатков не найдено. На северном склоне Кастекского хребта отложения этого уровня выделены в каскаринскую свиту (Краснобородкин, 1985) среднего–верхнего кембрия. По положению в разрезе и составу она сходна с туюксайской свитой западной части Киргизского хребта, долонатинской свитой Чон-Кемина и их аналогами.

3. При изучении Карагайлибулакского рифа и флиша киртабулгинской свиты открыты новые точки с многочисленными органическими остатками исключительно ордовикского (арениг-ланвирн) возраста.

Конодонты тремадока–аренига, выделенные из глыб известняков в конгломератах флиша верхней части свиты, очевидно, принадлежат к самым нижним слоям рифа. О нижнеордовикском возрасте рифа свидетельствуют находки конодонтов нерас-

члененного тремадока–аренига, найденных *in situ* в крайних южных ее выходах. Таким образом, нижняя граница киртабулгинской свиты понижена до аренига. Тем более, что на северном склоне Кастекского хребта в низах каракинской свиты, кроме обильной фауны трилобитов караканского уровня найдены формы, не исключающие аренигского возраста (Краснобородкин, 1985).

4. Получены данные о синхронности образования рифа, его “сателлитов” и флиша.

Таким образом, доказана нормальная стратиграфическая последовательность отложений курсайской, карагайлинской и киртабулгинской свит, подтверждающая автохтонность кембро-ордовикских отложений района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дубинина С.В. Конодонтовые ассоциации пограничных отложений кембрия и ордовика Малого Каратау, Южный Казахстан // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 47–54.
- Краснобородкин В.К. Геологическое строение и палеозойская история развития Заилийского района (Ю. Казахстан). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: Институт геологических наук АН Каз. ССР, 1985. 26 с.
- Мамбетов А.М. К стратиграфии сандалашской свиты Срединного Тянь-Шаня // Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана. Бишкек: Илим, 1993. С. 41–55.
- Современные и ископаемые рифы. Термины и определения. Справочник. М.: Недра, 1990. 184 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1. 371 с.
- Apollonov M.K., Chugaeva M.N., Dubinina S.V., Zhemchuzhnikov V.G. Batyrbay Section, South Kazakhstan, USSR. Potential stratotype for the Cambrian–Ordovician Boundary // Geol. Mag. 1988. V. 125. № 4. P. 445–449.
- Liu Xiaoling, Wang Dongfong. A new fauna – Qinghezhen Fauna – from the northern margin of the North China Platform // Acta geol. Sinica. 1990. V. 3. № 4. P. 443–460.
- Liu Xiaoling, Chen Congyun, Yang Xuezend et al. Discovery of the Changtu fauna in the Xiaertai and Hulan groups in Liaoning and Jilian and its significance // Acta geol. Sinica. 1992. V. 66. № 2. P. 182–192.

Рецензент С.В. Дубинина

УДК 551.732:551.351(470)

КЕМБРИЙСКОЕ РИФООБРАЗОВАНИЕ В ПРЕДЕЛАХ РОССИИ

© 1998 г. В. Г. Кузнецов

*Институт проблем нефти и газа РАН**117917 Москва, Ленинский проспект, 65, Россия*

Поступила в редакцию 09.02.95 г., получена после доработки 21.11.96 г.

Кембрийское рифообразование ограничено ранее- и среднекембрийской эпохами с максимумом в ленском и начале амгинского веках. Для рифов характерен бедный состав рифостроителей с преобладанием цементирующих форм по сравнению с уловителями материала и тем более каркасообразователями. Это определило уплощенную форму и пологие склоны построек. Намечены связи рифов с геотектоническими структурами и формациями океанического и континентального секторов.

Ключевые слова. Рифы, кембрий, археоциаты.

ВВЕДЕНИЕ

Кембрийский период явился временем первого появления каркасных органогенных сооружений, в строении которых приняли участие животные организмы и одновременно одним из этапов массового рифообразования (в широком смысле) в истории Земли. Описания кембрийских рифов в пределах России появились в конце тридцатых-сороковых годов нашего столетия (Предтеченский, 1937, Дзевановский, 1942, Кузнецов, 1946, Маслов, 1949); хотя такие важные рифостроители, как археоциаты были найдены уже в середине прошлого века. Правда, вначале они были ошибочно описаны как растения и лишь позднее установлена их нынешняя природа (Геккер, 1928; Толь, 1895). Эти рифы расположены на Сибирской платформе и в Алтае-Саянской складчатой области, где они в настоящее время достаточно подробно изучены как в обнажениях, так и по материалам бурения (Асташкин и др., 1984; Володин, 1959; Геология рифовых..., 1979; Журавлева, 1960, 1966, 1972, 1979; Журавлева, Зеленов, 1955; Задорожная, 1974, 1975, 1983; Задорожная и др., 1973; Кузнецов, Дон, 1984; Кузнецов и др., 1987; Николаева и др., 1986; Постников, Постникова, 1964 и др.). Позднее с той или иной степенью детальности были описаны кембрийские рифы в других районах России и ближнего зарубежья (Королюк, Сидоров, 1975; Васильев, 1977, Бродская, Холодов, 1965; Беленицкая и др., 1990 и др.). Данные о кембрийских рифах с успехом используются при глобальных палеотектонических и палеогеографических реконструкциях (Розанов, 1984, 1985).

Таким образом появился достаточно обширный материал для общей характеристики органогенных сооружений кембрия, установления их специфики, связей с теми или иными тектоническими структурами и формациями. При описании

была использована терминология, рекомендованная предпочтительному употреблению специальным словарем-справочником (Журавлева и др., 1990). Сам термин “риф” приходилось применять как в широком смысле (s.l.) для обозначения всех образований, созданных сесильными организмами, так и в узком (s.s.), т. е. холмовидных образований, которые формировались вблизи уровня моря, благодаря чему подвергались волновому воздействию, что приводило к образованию предрифового шлейфа, сложенного обломочным, снесенным с рифа карбонатным материалом. К сожалению, по имеющимся в литературе описаниям далеко не всегда можно точно определить тип массива.

Географическое распространение рифов в пределах России

Сибирская платформа является областью, где кембрийские постройки не только впервые выделены, но и наиболее полно изучены (рис. 1). Уже в основании кембрия – суннагинском горизонте (в статье принята стратиграфическая схема, опубликованная в сборнике “Фанерозой Сибири” (1984) и специальной работе по нижнему кембрию Сибири (Николаева и др., 1986) с учетом новых данных, изложенных в коллективном труде “Кембрий Сибири” (Розанов и др., 1992). В последнее время высказывалось мнение о положении нижней границы кембрия ниже суннагинского горизонта (Миссаржевский, 1989 3-й Международный..., 1990; Шишкин, Журавлева, 1990 и др.), которое, однако, разделяется не всеми (Хоментовский, Карлова, 1992; Розанов и др., 1992). Появляются первые скелетные животные организмы – археоциаты, однако их каркасообразующее, биотермообразующее значение не очень велико – археоциаты вместе с водорослями в это время строили биогермы только небольших размеров.

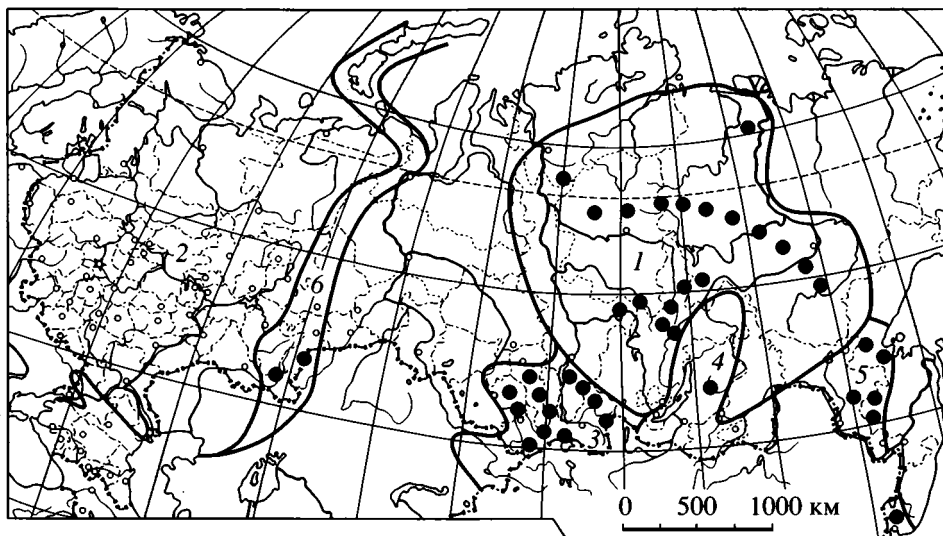


Рис. 1. Положение кембрийских рифов в пределах России.

Основные геотектонические элементы: 1 – Сибирская платформа; 2 – Восточно-Европейская платформа; 3 – Алтае-Саянская складчатая область; 4 – Байкальская складчатая область; 5 – Амуро-Охотская складчатая область; 6 – Уральская складчатая система.

Уже в следующее – кенядинское – время биогермообразование развито весьма широко и интенсивно.

Рифообразование (s.l.) происходило и двух различных фациально-палеогеографических зонах – Анабаро-Синской и Туруханно-Олёкминской. Первая представляла собой достаточно широкую отмельную зону, протягивающуюся с юго-востока на северо-запад от Алданского щита к Анабарскому, где она изгибалась и распространялась к западу уже в субширотном направлении. Эта зона и ее западное продолжение отделяла расположенный юго-западнее Восточно-Сибирский эпиконтинентальный бассейн (Туруханно-Иркутско-Олёкминский фациальный район) от открытого моря на севере и северо-востоке (Юдомо-Оленекский фациальный район).

Постройки Анабаро-Синской зоны подробно изучены в естественных обнажениях и частично по скважинам И.Т. Журавлевой (1966, 1972, 1979 и др.), В.А. Асташкиным (Асташкин и др., 1984, Геология рифовых..., 1979), В.А. Лучининой (1975, 1985 и др.), И.В. Николаевой и др. (1986) и др. Как указывалось ранее, это была весьма протяженная и достаточно широкая, порядка 150–200 км, отмель, где откладывались карбонатные осадки нормально-соленого моря. В ее пределах формировались многочисленные органогенные постройки в виде биостромов и биогермов. Здесь же выделен и описан ряд весьма крупных массивов – Оймуранский, Амгинский и др. Сложены они известняками и доломитами, причем рифостроителями являлись археоциаты и, главным образом, синезеленые – эпифитон, в меньшей сте-

пени – ренальцис. Наряду с биогермными структурами широко распространены и различные обломочные, в том числе крупнообломочные. Определение типа этих массивов вызывает определенные разногласия. И.Т. Журавлева не считает возможным называть эти массивы рифовыми (s.s.), полагая, что по ряду показателей и прежде всего отсутствию гребня-волнолома они отличаются от более молодых “настоящих” рифов и предлагает называть их рифоидами. В.А. Асташкин (1984, с. 20–25) рисует более сложное их строение и соответственно развитие. Так, для Оймуранского массива выделена его нижняя часть верхнеалданского (по современной стратиграфической схеме – атдабанского (Розанов и др., 1992) возраста, мощностью не более 130–150 м при ширине в первые километры. В этой части массив на 70–80% состоит из доломитовых водорослевых и археоциатово-водорослевых биогермов. По отсутствию заметного количества обломочного карбонатного материала, морфологической невыраженности и достаточной однотипности окружающих массив фаций, эти образования отвечают стадии биогермного массива. Верхняя часть массива нижнеленского (= ботомского) возраста имеет мощность в 300–400 м при ширине до 25 км. Она сложена водорослевыми, археоциатово-водорослевыми и разнообразными обломочными карбонатными породами. Наряду с обломками рифостроителей встречается и детрит брахиопод. Важно также, что этот массив располагается на границе весьма различных фаций – на расстоянии 1.5–2 км к северо-востоку он замещается темно-серыми и черными известняками, глинистыми из-

вестняками и горючими сланцами, а к юго-западу мелководными отложениями “зарифовой отмели”. По характеру наслоения установлена четкая морфологическая выраженность массива и его возвышение над бассейновыми фациями не менее чем на 100–150 м, правда, при очень пологих склонах. Во многом аналогичная характеристика приводится и для Амгинского массива (амгинский ярус среднего кембрия), в биоте которого отмечены и многочисленные трилобиты (Асташкин, 1979, 1984).

Таким образом, морфологическая выраженность и фациальная асимметрия, позволяют предполагать, что по крайней мере со второй половины раннего кембрия здесь формировалась асимметричная рифовая система, развитие которой продолжалось и в амгинском веке среднего кембрия, когда наметилась его проградация в сторону глубокого моря. Органогенные постройки более позднего времени – майского яруса – представлены лишь биостромными массивами (например, танхайско-усть-мильский комплекс).

Кембрийские отложения Турухано-Иркутско-Олекминского фациального региона перекрыты чехлом более молодых отложений и органогенные постройки изучены по данным бурения (Грачевский и др., 1976; Калинкина и др., 1981; Кузнецов, Дон, 1984; Кузнецов и др., 1987, 1992; Постников, Постникова, 1964; Kuznetsov, Postnikova 1988). Разрез кембрия представлен здесь чередованием карбонатных и соленосных пачек.

Рифообразование связано с эпохами трансгрессий и органогенные постройки развиты в карбонатных пачках. Наиболее изученными в связи с их продуктивностью и наличием керна являются постройки осинского горизонта (верхи томмотского яруса). Они располагаются в двух районах – по склонам двух обширных отмелей, соответствующих крупным тектоническим структурам – Непско-Ботубинской и Байкитской антеклизам и реже на их сводовых частях. Рифостроителями этих построек были вначале ренальцисы, которые вскоре дополнились кустистыми эпифитонами, а также гиванеллы, марковеллы, строматолиты, катаграфии и онколиты и в существенно меньшей степени, чем в Анабаро-Синской зоне – археоциаты (Кузнецов и др., 1987).

Постройки отличаются достаточно крупными размерами по площади (до 40–100 км²) при значительной мощности (до 100–120 м), что определяет уплощенную форму и очень пологие склоны. Вместе с тем, располагающиеся на склонах отмелей постройки имеют отчетливо асимметричное строение с более крутым склоном, обращенным к впадинам (до 1–2 градусов) и более пологим – к сводовой части антеклизы (0,2–0,3 градуса). Одновременно отмечается и разное превышение их над более глубоким морем (до 90–150 м) и над от-

мельными зонами (первые метры, но не более 10–15 м). По типу постройки этой зоны скорее всего соответствуют биогермным массивам.

Многочисленны и разнообразны рифогенные образования в Алтае-Саянской складчатой области, где они детально изучены Н.М. Задорожной, И.Т. Журавлевой и др. (Задорожная, 1974, 1975, 1983; Задорожная и др., 1973; Журавлева и др., 1962). Здесь распространены биостромы, биогермы, биогермные массивы, которые образовывали толщи мощностью иногда до 1000 м, и, вероятно, настоящие рифы до 2000 м мощностью. Основными рифостроителями являлись эпифитоны, ренальцисы, разумовская, хабаковия, саяния, гирванеллы и др., а также археоциаты. Органогенные сооружения связаны с различными формациями – терригенными, вулканогенно-терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными. Возраст построек в разных местах датируется различными ярусами нижнего кембрия, а иногда рифообразование захватывает и низы среднего кембрия (торгашинский рифовый массив на склонах Восточно-Саянского антиклинория). Большинство построек, особенно крупных, связано с тектоническими поднятиями разного плана и их склонами и замещается в прогибах в той или иной мере мелководными отложениями.

В плане настоящего исследования особый интерес представляет детально изученный Торгашинский комплекс (Задорожная, 1983). Это пространственно обособленный крупный массив линзовидной формы общей мощностью около 2 км. Возраст его определяется как атдабанский – начало среднего кембрия. Сложен он по преимуществу массивными археоциато-водорослевыми известняками, карбонатными брекчиями с подчиненным количеством плитчатых известняков. Породы в значительной степени перекристаллизованы и участками полностью доломитизированы. В пределах массива выделено и охарактеризовано несколько литолого-фациальных зон – массивных водорослевых каркасных и субкаркасных известняков, слоистых плитчатых детритовых известняков, карбонатных брекчий, состоящих из обломков каркасно-водорослевых известняков и т.д. Можно дискутировать столь прямолинейно актуалистическую интерпретацию автором этих зон с выделением рифового плато, внутририфовой лагуны и прочих, но факт фациальной дифференциации, закономерного латерального сочетания фаций, наличие большого объема брекчий каркасных известняков (до 60–70% в некоторых зонах) показывает, что это был именно рифовый массив, с отчетливым палеогеоморфологическим выражением. По мнению Н.М. Задорожной, собственно рифообразование в узком и строгом смысле происходило дважды – в базаихско-камышковское (атдабанский век) и конец раннекембрийского – среднекембрийское время. Не ис-

ключено, однако, что пауза рифообразования в ботомском веке является лишь отражением нашего незнания в связи с отсутствием обнажений, миграцией фаций и т.д. По мнению А.Ю. Розанова (устное сообщение) рифообразование происходило здесь в позднеатдабанском – ботомском веках.

Принципиально важно отметить еще два момента. Во-первых, относительно ограниченный объем собственно каркасных известняков, сложенных к тому же практически только эпифитами при практически полном отсутствии археоцит как каркасообразователей. Во-вторых, наличие палеоэкологической дифференциации биоты и форм ее нахождения. В зоне рифового края и наиболее активной гидродинамики практически единственными строителями были эпифитоны, слоевища которых приобретали компактную, почти шаровидную форму с укороченными веточками и которые образовывали густые войлокообразные структуры. В более спокойных тыльно-рифовых и зарифовых зонах того же рифового комплекса кустистые слоевища эпифитонов имели удлинненную форму и создавали крупноячеистую решетку. В этих условиях состав биоты был более разнообразен и включал такие формы, как разумовская, проалупора, саяния, хабаковия и другие, которые, однако, не создавали каркасных структур, но рассеялись в виде изолированных дерновинок и были поставщиками карбонатного материала. Здесь же обитали, иногда массово, археоциаты, остатки которых, однако, находятся не в прижизненном положении. Таким образом, каркасные структуры в строгом смысле слова в этом рифовом комплексе отсутствуют, а синезеленые водоросли выполняли роль улавливателей, цементаторов и закрепителей донных грунтов.

В других районах России и ближнего зарубежья рифовые образования изучены менее детально. В пределах герцинской Уральской складчатой системы описаны рифогенные образования нижнего кембрия в сакмарской (Южный Урал) и Восточно-Уральской зонах (Королюк, Сидоров, 1975). Здесь среди вулканогенно-терригенных отложений имеются биостромные и биогермные массивы размером от нескольких десятков метров до 100–150 м при мощности до 50–100 м, хотя большинство из них имеет меньшие размеры. Изолированные постройки группируются в субмеридиональные полосы, протягивающиеся иногда на несколько десятков километров. Рифостроителями являются эпифитоны, ренальцисы, хабаковии; присутствуют также онколиты и археоциаты. Крупные постройки обладают определенной зональностью: в них установлено оолитово-онколитовое основание, массивное ядро, брекчированные краевые части, где в максимальной степени развиты археоциаты.

По южному обрамлению Сибирской платформы кембрийские рифогенные образования описаны в Байкальской складчатой области в карбонатно-вулканогенной формации атдабанского яруса. Рифообразование происходило в два этапа, между которыми проявился интенсивный вулканизм кислого и среднего состава (Васильев, 1977). Рифы располагались на склонах поднятий, возвышались над предрифовым бассейном не менее чем на 200 м и имели асимметричное поперечное сечение. Основными рифостроителями были эпифитон, разумовская, а также разнообразные археоциаты. Существенное количество карбонатного материала поставляли также планктонные формы – амганелла и проалупора.

Мелкие биостромы, биогермы и биогермные массивы мощностью обычно в несколько метров, реже первые десятки метров, обнаружены юго-восточнее Сибирской платформы в складчатой Амуро-Охотской системе (Беленицкая и др., 1990). Они развиты в различных по составу формациях атдабанского, ботомского и низов тойонского ярусов – терригенных, вулканогенно-обломочных, терригенно-карбонатных. Наряду с обычными для кембрия рифостроителями – синезелеными и археоциатами, в них найдены остатки беззамковых брахиопод и трилобитов.

Вне пределов России в ближнем зарубежье в западных отрогах Заилийского Алатау (герциниды Северного Тянь-Шаня) в терригенной толще установлены изолированные археоциатово-водорослевые массивы мощностью до 800 м широкого стратиграфического диапазона. Нижняя их часть датируется нижним кембрием, а верхняя – средним ордовиком. Более детально описаны органогенные сооружения кембрия хребта Карачатыр в Киргизии (Тесленко и др., 1983). Биогермообразование началось в середине раннего кембрия (возрастной аналог начала санаштыкгольского времени на территории Алтае-Саянской области) и затем после длительного перерыва в осадконакоплении возобновилось в амгинском веке среднего кембрия. Начальная – пионерная постройка в основании всех массивов представлена тафостром-биостромом, который затем сменяется биогермным массивом, включающим в себя и отдельные биостромные участки. Среди организмов определены разнообразные археоциаты, водоросли, хиолиты, брахиоподы, гастроподы, моноплакофоры. Отдельные массивы имеют мощность 6–8 м, но образуют пачки до 35–40 м и формируют атолловидное полукольцо вокруг центра бывшего вулканизма протяженностью до 1.2 км. Биогермная гряда заключена в спилито-кератофировых лавах, брекчиях и туфобрекчиях кератофиров, туфах и туффитах, переслоенных черными кремнистыми доломитами.

*Тектоническое и палеотектоническое
положение рифов*

Приведенный обзор распространения рифов показывает, что они связаны с различными типами структур и формаций. На древней платформе они ассоциируют с карбонатными и соленосно-карбонатными формациями и располагаются на флексурных перегибах (Анабаро-Синская зона) и на склонах пологих платформенных структур – антеклиз (Непско-Ботуобинской и Байкитской). Вне этих тектонических элементов постройки более редки, маломощны и чаще представлены относительно простыми биогермами. В складчатых областях рифы (s.l.) развиты на внутренних палеоподнятиях разного типа и масштаба и на бровках их крутых склонов и ассоциируют с широким комплексом формаций – терригенными, вулканогенно-терригенными и терригенно-карбонатными.

С генетической точки зрения более интересным представляется рассмотреть положение рифов в палеоплане в моделях тектоники литосферных плит. При этом возникает сложная проблема выбора из многих существующих палинпастических реконструкций модели, не только наиболее достоверной, но и подходящей для данного исследования. По-видимому, наиболее систематически являются глобальные построения С. Скотизе и У. Мак Керроу (Scotese, McKerrow, 1990), У. Мак Керроу, С. Скотизе и М. Бразье (McKerrow et al., 1992) и несколько модернизированные карты Я. Голонки, М. Росса и С. Скотизе (Golonka et al., 1995). Непротиворечивую с точки зрения палеобиогеографии реконструкцию для раннего кембрия выполнил А.Ю. Розанов (Розанов, 1985. Rozanov, 1992). Однако несмотря на высокую степень достоверности этих реконструкций, опирающихся на глобальные материалы, использование их в настоящей работе практически невозможно. Дело в том, что на них показаны лишь весьма крупные структуры, по сути дела континентальные плиты, но отсутствуют микроконтиненты, стабильные внутриокеанические блоки, зоны субдукции и вулканизма и т.д. Другими словами, палеотектоническое положение рифов Алтае-Саянской области, Урала, Байкальской и Амуро-Охотской областей установить по этим картам невозможно. Наиболее подходящими для настоящей работы (несмотря на ряд существенных неточностей, в том числе и для кембрия, на что справедливо указывает А.Ю. Розанов) оказались построения Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина и Л.М. Натапова, выполненные для территории бывшего СССР (Зоненшайн и др., 1990). Дело в том, что положение главных плит (Сибири, Европы, частично Гондваны и ее элементов) на этих картах и на глобальных реконструкциях достаточно близки. Разница по широте не существенна – 5°–10°, т.е. практически не выходит за пределы

точности построений; несколько большие расхождения отмечаются по долготе. Более значительные различия для Арктиды и ряда блоков Гондваны не принципиальны для данной работы, так как они либо находятся вне пределов исследуемой площади, либо не содержат рифов и соответственно не влияют на выводы настоящего исследования. Несомненным же позитивным моментом карт Л.П. Зоненшайна и др. является их более крупный масштаб, большая детальность и как следствие – возможность анализировать палеотектоническое положение рифов складчатых областей, хотя это и не всегда удается сделать с желаемой степенью определенности.

В целом положение рифов достаточно закономерно (рис. 2). Рифовая система Анабаро-Синской зоны, согласно этим реконструкциям, имела субширотное простирание и располагалась примерно в пределах 8°–12° ю.ш. Внутренние рифы Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз формировались в приэкваториальной зоне. Интересно отметить, что при этих реконструкциях мощное соленакпление происходило также в приэкваториальной зоне.

Рифы горно-складчатых областей связаны с субмеридиональным Палеоазиатским океаном. Значительная их часть – рифы Северного Тянь-Шаня, частично Алтае-Саянской области – формировались в пределах Чингизско-Салаирско-Минусинско-Тувинской системы островных дуг, где они ассоциируют с вулканогенно-осадочными формациями. Другие рифы располагались по краям древних микроконтинентов – Тувино-Монгольского, Баргузинского и других и связаны с карбонатными и терригенно-карбонатными формациями. Постройки Сакмарской зоны Южного Урала, видимо, связаны с зоной субдукции Восточно-Европейской платформы и Уралтау, входящего в Зауральский блок (микроконтинент). Эта геодинамическая позиция предопределяет их нахождение в вулканогенно-терригенной формации.

Менее ясно положение рифов Амуро-Охотской системы и, в частности, Хингано-Буреинского массива и его складчатого обрамления, поскольку для этой территории “...существующие материалы не позволяют реконструировать додевонскую историю” (Зоненшайн и др., 1990, кн. 1, стр. 306). Высказаны два предположения – расположение их вблизи Тувино-Монгольского массива, или приложенность к Северо-Китайскому континенту (там же). Первое предположение на основе близости типов отложений представляется более правдоподобным, что и отражено на прилагаемой карте (рис. 2).

При таких реконструкциях все кембрийские постройки в палеоплане располагались в приэкваториальной полосе, ограниченной примерно 15°–20° с.ш. и 20°–23° ю.ш.

*Некоторые характерные черты
кембрийского рифообразования*

Суммируя материалы по кембрийскому рифообразованию, можно отметить, что в форме биогермов и биогермных массивов оно началось практически с основания кембрия. Рифообразование достигло максимума в ленский и, возможно, начале амгинского веков, когда появились и рифы-волноломы (s.s.), резко ослабло в майский век и практически прекратилось в позднем кембрии (рис. 3).

Весьма своеобразна биота кембрийских построек – это ренальцисы, эпифитоны, гирванеллы, марковеллы, хабаковин, разумовская, строматолиты и различные проблематики типа катаграфий, онколитов и археоциаты. Среди сопутствующих организмов отмечены трилобиты, беззамковые брахиоподы, губки, планктонные амганелла и проалупора. Вместе с тем, даже при столь скудном составе, устанавливается определенная смена сообществ и типов пород в разрезе – своего рода прообраз сукцессии в более молодых рифах.

Пионерные синезеленые водоросли поселения представлены различными микрофитолитами, часто не имеющими четко оформленных и обызвествленных фрагментов. Они продуцировали значительное количество слизи, которая способствовала улавливанию тонкого, в том числе глинистого материала и связыванию осадка. Это вело к образованию слабо выраженных аккумулятивных форм в рельефе морского дна, сложенных в значительной мере глинистыми микритовыми доломитами. На них в условиях лучшей освещенности формировались более сложные биоценозы, состоящие из ренальцисов, которые вскоре дополнялись корковыми обрастающими марковеллами и ветвистыми эпифитонами, а также археоциатами. Это сообщество и формировало основной объем постройки, сложенной полифитовыми известняками, часто доломитизированными. К концу рифообразования на рифовых отмелях в условиях более активной гидродинамики и одновременно повышения солености ветвистые и кустистые формы вновь сменились корковыми формами-цементаторами, а затем и микрофитолитами.

Второй особенностью биоты является специфика ее функционального состава. Так, практически отсутствуют настоящие каркасостроители, “конструкторы” рифов. Эту функцию могут осуществлять, и частично осуществлять, лишь археоциаты, хотя количественная роль их весьма ограничена. Прежде всего, в большинстве случаев само количество археоциат невелико и не может обеспечить создание каркаса. Более того, очень часто сами кубки археоциат встречаются не в положении роста, а в переотложенном состоянии. В этом случае они обычно являются субстратом,

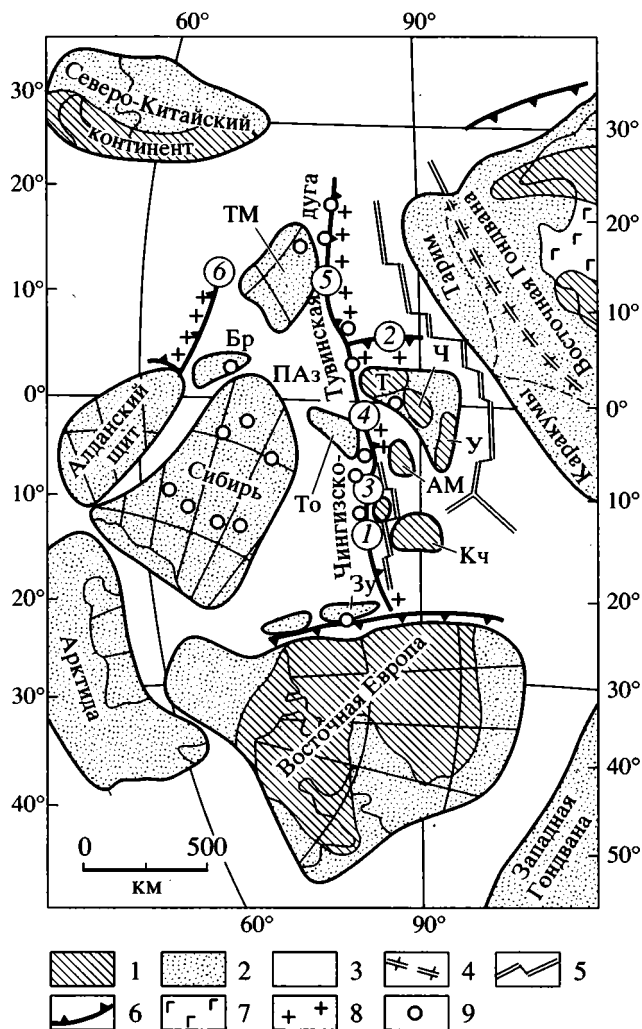


Рис. 2. Палеотектоническое положение рифов. Палинспастические реконструкции раннего кембрия (540 млн. лет) Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, Л.М. Натапова, 1990.

1 – суша; 2 – мелководные моря; 3 – океанические бассейны; 4 – континентальные рифты; 5 – оси спрединга; 6 – зоны субдукции; 7 – траппы; 8 – известково-щелочной вулканизм островных дуг и активных континентальных окраин; 9 – рифы.

Докембрийские и другие массивы и крупные чужеродные блоки: АМ – Атасу-Моинтинский; Бр – Баргузинский; Зу – Зауральский; Кч – Кокчетавский; Т – Северо-Тяньшанский; То – Томский; ТМ – Тувинско-Монгольский; У – Улытауский; Ч – Чуйский, ПАз – Палеоазиатский океан.

Вулканические дуги (цифры в кружках): 1 – Чингизская; 2 – Северо-Тяньшанская; 3 – Салаирская; 4 – Минусинская; 5 – Тувинская; 6 – Витимская.

на котором предпочитают селиться синезеленые водоросли и цианобактерии. Кустистые эпифитоны из-за своих размеров и хрупкости также вряд ли могли создавать прочный каркас и были скорее закрепителями материала (естественно и его продуцентами). По-видимому, ведущая роль в об-

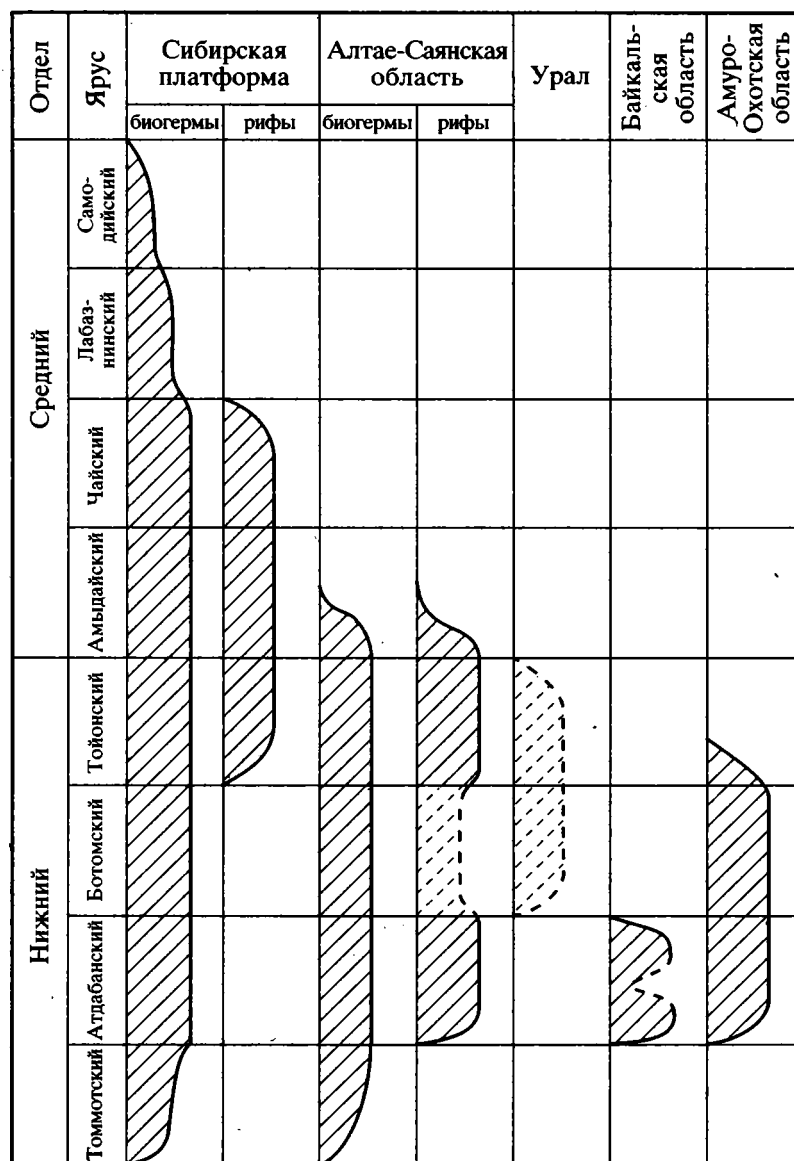


Рис. 3. Стратиграфическое распределение рифов в кембрийских отложениях отдельных регионов России.

разовании кембрийских построек принадлежала организмам-цементаторам, связывателям материала, при резко подчиненном значении улавливателей и особенно каркасообразователей. Это, вероятно, и определило специфику морфологии сооружений, о чем будет сказано ниже. Вместе с тем, несмотря на малую количественную роль, само появление вертикально стоящих и ветвистых форм-эпифитонов и археоциат сыграло основную роль в формировании морфологически выраженных построек и даже рифов, хотя механизм этого явления, способ реализации такой функции остается неясным.

Подобные бескаркасные рифы, нередко объединяемые единым термином "иловые холмы" (mud mound), известны и в более молодых отло-

жениях. Их характеристики, условия и способы образования активно обсуждаются в научной литературе (Bouroque et al., 1983; Flajs, Hüssner, 1993; Flügel, 1987, Leinfelder et al., 1994; Somerville et al., 1992 и др.).

Наконец, третьей особенностью биоты, и в частности, археоциат, является установленное И.Т. Журавлевой опережающее появление многих их родов и видов, большее их разнообразие, а также "запоздалое" исчезновение именно в органических постройках по сравнению с одновозрастными вмещающими отложениями (Журавлева, 1972, рис. 37). Следует, однако, заметить, что подобное обстоятельство, видимо, является спецификой рифов вообще, а не только кембрийских образований. Так, аналогичная ситуация более

раннего появления и большего разнообразия строматопороидей в рифовых фациях ордовика и силура Эстонии отмечена Э.Р. Клааманом и Х.Э. Нестором (1968).

Однообразие биоты кембрийских рифов определяет и сравнительно малое разнообразие типов пород, где преобладают микрозернистые, полифитовые и, реже археоциатовые известняки и доломиты.

Среди рифовых образований (s.s.) в кембри, по-видимому, присутствуют все их типы – простые органогенные постройки: биостромы и биогермы, их ассоциации в виде крупных биостромных и биогермных массивов и, наконец, рифы в узком и строгом значении этого термина. При этом характерным является развитие крупных и достаточно мощных биогермных массивов. Собственно рифы (s.s.), как правило образуют асимметричные рифовые системы; атоллы и атоллоподобные рифы пока не описаны. Важной спецификой всех построек являются значительные размеры по площади и очень пологие склоны, что определяет резко уплощенную их форму. Последнее, по-видимому, обусловлено спецификой организмов-рифостроителей, среди которых преобладают цементирующие формы при весьма скромной роли каркасных. Это, безусловно, отличает их от верхнепалеозойских и тем более мезозойско-кайнозойских четко обособленных рифов с крутыми склонами, но не дает основания исключать их рифовую (s.s.) природу. Более того, по справедливому и точному замечанию Н. Джеймса и Г. Гельдзетцера (James, Geldsetzer, 1988), “каждый древний риф уникален”, поэтому прямолинейный актуалистический подход к выделению древних рифов (s.s.) нельзя признать правомерным.

Для превращения биогермных массивов в рифовые (s.s.) потребовался век, так как в Алтае-Саянской области описаны рифы уже в атдабанском ярусе. На платформе появление рифов произошло несколько позже – в ленском и амгинском веках. Подобное опережающее появление рифов (s.s.) в мобильной области по сравнению с платформой особенно интересно, если учесть, что археоциаты в Алтае-Саянскую область проникли с Сибирской платформы лишь в начале атдабанского века (Дебринн и др., 1989; Rozanov, 1992). Сам переход от биогермных массивов к рифам (s.s.), вероятно, явился реакцией на широчайшую атдабанскую трансгрессию и вызванный ею подъем уровня моря (Киришвин и др., 1984). Для сохранения положения в колонизованной ранее экологической нише в мелководной зоне было необходимо увеличить скорость биогенного карбоната накопления, ускорить вертикальный рост, что и привело к появлению рифов. С этих позиций становится понятным более раннее появление рифов в мобильных областях, ибо более быстрые

прогибания в них требовали и адекватного ускорения роста построек, т.е. превращения их в рифы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рифообразование (s.l.) в виде археоциатово-водорослевых построек началось практически с основания кембрия и фактически завершилось в конце среднего кембрия. Оно достигло максимума в ленском и начале амгинского веков, когда наряду с биогермными массивами формировались и рифы (s.s.). Последние в складчатых областях появились раньше, чем на платформах.

Кембрийские постройки отличаются бедным систематическим составом рифостроителей (синезеленые и в меньшей степени археоциаты), резким преобладанием цементирующих форм по сравнению с уловителями и тем более каркасообразователями. Это определило и своеобразие морфологии построек, их уплощенность и весьма пологие склоны. Вместе с тем, появление скелетных организмов – археоциат и вертикально стоящих кустистых эпифитов имело принципиальное значение для образования морфологически выраженных, возвышающихся над дном моря сооружений.

Все кембрийские постройки локализируются в палеоплане в приэкваториальном поясе примерно между 15°–20° с.ш. и 20°–23° ю.ш. и связаны с определенными тектоническими структурами и соответственно геодинамическими режимами, для каждого из которых характерны определенные наборы формаций. Рифы древних платформ ассоциируют с карбонатными и соленосно-карбонатными формациями. Рифовые образования древних блоков (микроконтинентов), или точнее их склонов, ассоциируют с карбонатными и терригенно-карбонатными формациями. Наконец, рифы зон субдукции, островодужных и вулканических структур тесно связаны с вулканогенно-осадочными, в том числе кремнисто-глинистыми формациями.

Кембрийское рифообразование было первым весьма мощным этапом этого процесса, но оно оказалось в целом не перспективным, тупиковым. Развиваясь в течение раннего и начале среднего кембрия, оно, по крайней мере в виде археоциатово-водорослевых построек, полностью исчерпало себя и прекратилось в позднем кембрии. После длительной паузы рифообразование вновь возникло в позднем ордовике, но уже на принципиально иной биологической основе. Генеральной линией, при всех сложностях, отклонениях и т.д., стало рифообразование, связанное с жизнедеятельностью сообщества водорослей и кишечнополостных (Кузнецов, 1983, 1986; Равикович, Журавлева, 1975; Kuznetsov, 1990; Termier et Termier, 1975 и др.). Вместе с тем определенные боко-

вые, также тупиковые ветви периодически возникали, в том числе связанные с гомологичными по строению археоциатам кубковидными организмами – губками в поздней юре, рудистами в середине мела и др. (Кузнецов, 1990).

Настоящая работа выполнена в рамках программы RWR000, финансируемой научным фондом Сороса. Автор благодарен члену-корр. РАН А.Ю. Розанову за глубокий анализ рукописи, полезные дискуссии и ценные советы, которые способствовали ее улучшению в окончательной редакции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Асташкин В.А.* Основные типы органогенных построек в рифовых системах кембрия северного склона Алданского щита // Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии. Тр. СНИИГГиМС. 1979. Вып. 270. С. 19–30.
- Асташкин В.А., Варламов А.И., Губина Н.К. и др.* Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы. М.: Недра, 1984. С. 181.
- Беленицкая Г.А., Задорожная Н.М., Иогансон А.К. и др.* Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР. М.: Недра, 1990. С. 291.
- Бродская Н.Г., Холодов В.Н.* О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Каратау // Докл. АН СССР. 1965. Т. 165. № 6. С. 1154–1158.
- Васильев И.Л.* Геология Еравнинского рудного поля // Тр. Геол. ин-та Бур. ФАН СССР. 1977. Вып. 14. С. 126.
- Вологдин А.Г.* Древнейшие строители рифов // Природа. 1959. № 11. С. 51–58.
- Геккер Р.Ф.* О первой находке археоциат в Сибири // Геол. вестник. 1928. Т. VI. № 1–3. С. 43–44.
- Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии // Тр. СНИИГГиМС. 1979. Вып. 270. С. 152.
- Грачевский М.М., Берлин Ю.М., Дубовской И.Т., Ульмишек Г.Ф.* Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. Изд. 2. М.: Недра, 1976. С. 296.
- Дебрин Ф., Журавлев А.Ю., Розанов А.Ю.* Правильные археоциаты // Тр. ПИН АН СССР. 1989. Т. 233. С. 198.
- Дзевановский Ю.К.* К открытию археоциатовых рифов на р. Алдан в Якутии // Докл. АН СССР. 1942. Т. 36. № 1. С. 28–30.
- Журавлева И.Т.* Археоциаты Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 344.
- Журавлева И.Т.* Раннекембрийские органогенные постройки на территории Сибирской платформы // Организм и среда в геологическом прошлом. М.: Наука, 1966. С. 61–84.
- Журавлева И.Т.* Раннекембрийские фациальные комплексы археоциат (р. Лена, среднее течение) // Проблемы биостратиграфии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири. М.: Наука, 1972. С. 31–109.
- Журавлева И.Т.* Сахайская органогенная полоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы эволюции биостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 128–154.
- Журавлева И.Т., Зеленов К.К.* Биогермы пестроцветной свиты реки Лены // Материалы по фауне и флоре палеозоя Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 57–78.
- Журавлева И.Т., Космынин А.Н., Кузнецов В.Г. и др.* Современные и ископаемые рифы. Термины и определения. М.: Недра, 1990. С. 184.
- Журавлева И.Т., Розанов А.Н.* Возраст и условия образования археоциатовых известняков бассейна р. Енисей // Геология и геофизика. 1962. № 3. С. 32–40.
- Задорожная Н.М.* Раннекембрийские органогенные постройки восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоэкологические проблемы. Новосибирск: Наука, 1974. С. 159–196.
- Задорожная Н.М.* Закономерности строения и размещения нижнекембрийских органогенных построек Алтае-Саянской складчатой области // Сов. Геология. 1975. № 3. С. 87–98.
- Задорожная Н.М.* Торгашинский рифовый комплекс (нижний кембрий, Восточный Саян) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С. 138–151.
- Задорожная Н.М., Осадчая Д.В., Журавлева И.Т., Лучинина В.А.* Раннекембрийские органогенные постройки на территории Тувы (Саяно-Алтайская складчатая область) // Среда и жизнь в геологическом прошлом (поздний докембрий и палеозой Сибири). Новосибирск: Наука, 1973. С. 53–65.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1–328 с.; кн. 2–334 с.
- Калинкина Л.И., Шутлов Т.Я.* Рифогенные отложения среднемошской подсистемы Непского свода юга сибирской платформы // Сов. геология. 1981. № 1. С. 68–72.
- Киришин Д.Л., Барр Т.Д., Розанов А.Ю., Журавлев А.Ю.* Распад Палеопангеи (?) в раннем кембрии // Тезисы докл. Международн. геол. конгр. 27 сес. Секция 09. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 113–114.
- Клааман Э.Р., Нестор Х.Э.* Роль рифовой фации в формировании строматопороидей и табулат ордовика и силура Эстонии // Ископаемые рифы и методика их изучения Свердловск: Ин-т геол. и геофиз. УФ АН СССР. 1968. С. 79–83.
- Королюк И.К., Сидоров А.Д.* Кембрийские органогенные постройки Сакмарской зоны Южного Урала // Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975. С. 45–56.
- Кузнецов В.А.* Новые данные о геологическом строении Тувы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 5. С. 91–104.
- Кузнецов В.Г.* Некоторые черты эволюции рифообразования в истории Земли // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 162–173.
- Кузнецов В.Г.* Карбонатакопление на рифах и его эволюция в истории Земли // Фанерозойские рифы и кораллы СССР. М.: Наука, 1986. С. 110–123.
- Кузнецов В.Г.* О тупиковых ветвях рифообразования в фанерозое // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 3. С. 687–690.
- Кузнецов В.Г., Дон О.В.* Органогенные постройки кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирь

- ская платформа) // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1984. Т. 59. Вып. 5. С. 63–71.
- Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Миллер С.А., Московкина Е.Ю., Постникова О.В. Палеогеография пограничных отложений венда и кембрия юга Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 5. С. 68–83.
- Кузнецов В.Г., Постникова О.В., Билевич А.И. Смена сообществ организмов во времени в палеоландшафтах с органогенными постройками // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты морей и континентов. Новосибирск: Наука, 1987. С. 31–34.
- Лучинина В.А. Палеоальгологическая характеристика нижнекембрийских отложений юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. С. 97.
- Лучинина В.А. Водорослевые постройки раннего палеозоя // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели. Новосибирск: Наука, 1984. С. 45–50.
- Маслов В.П. Происхождение кембрийских известняков Тувы // Известия АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 93–104.
- Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия // Тр. Геол. ин-та. 1989. № 443. С. 237.
- Николаева И.В., Журавлева И.Т., Бородаевская З.В. и др. Нижний кембрий юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986. С. 229.
- Постников В.Г., Постникова И.Е. О возможности рифообразования в нижнекембрийских отложениях на Марковской разведочной площади (Иркутская область) // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158. № 3. С. 605–608.
- Предтеченский А.А. Разрез древнего палеозоя района г. Красноярска // Проблемы советской геологии. 1937. № 7. С. 619–629.
- Равикович А.И., Журавлева И.Т. Эволюция органо-генных построек в истории Земли // Древние Cnidaria. Новосибирск: Наука, 1975. Т. 2. С. 11–19.
- Розанов А.Ю. Некоторые аспекты изучения био- и палеогеографии раннего кембрия // 27 сессия Международного геологического конгресса. Палеонтология. Т. 11. М.: Наука, 1984. С. 85–93.
- Розанов А.Ю. Палеогеография и палеобиогеография раннего кембрия // Вестн. АН СССР, 1985. № 11. С. 78–92.
- Розанов А.Ю., Репина Л.Н., Аполлонов М.К. и др. Кембрий Сибири. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО РАН, вып. 788. 1992. С. 135.
- Тесленко И.Л., Мамбетов А.М., Журавлева И.Т., Мягкова Е.И., Мешикова Н.П. Дедебулакская биогермная гряда и история ее развития // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С. 124–138.
- Толь Э.В. О распространении кембрийских и нижнесилурийских отложений в Сибири // Зап. Императорск. С.-П. минералог. общества. 1895. Сер. 2. Часть 33. Вып. 1. С. 273–281.
- 3-й Международный симпозиум по кембрийской системе. Тезисы докладов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 60.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геология и геофизика, 1992. № 11. С. 3–26.
- Шишкин Б.Б., Журавлева И.Т. К проблеме нижней границы кембрия. Нижнекембрийские отложения Мархинской опорной скважины // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 39–47.
- Фанерозой Сибири. Т. 1. Венд, палеозой. Новосибирск: Наука, 1984. С. 173.
- Bouroque P.A., Gigas H. Sponge constructed stromatolite mud mound, Silurian of Gaspé, Quebec // J. Sediment. Petrol., 1983. V. 53. P. 521–532.
- Flajs G., Hüssner G. A microbial Model for the Lower Devonian Stromatolite Mud Mounds of the Montagne Noire (France) // Facies. 1993. V. 29. P. 179–194.
- Flügel E. Reef Mound – Entstehung: Algen Mounds im Unterperm der Karnischen Alpen // Facies. 1987. V. 17. P. 73–90.
- Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic Paleogeographic and Paleoclimatic modeling maps // Pangea: Global Environments and Resources // Canad. Soc. Petroleum Geol. 1995. Mem. 17. P. 1–47.
- James N.P., Geldsetzer H.Z.J. Reefs – Canada and adjacent area // Reefs Canada and adjacent area. Canad. Soc. Petroleum Geol. 1988. Mem. 13. P. 1–7.
- Kuznetsov V.G. The Evolution of Reef Structures through Time: Importance of Tectonic and Biological Controls // Facies. 1990. V. 22. P. 159–168.
- Kuznetsov V.G., Postnikova O.V. Geometry and Internal Structure of Subsurface Lower Cambrian Reefs of the Siberian Platform: Osinsky Horizon (Aldanian), Nepsko-Botuobinsky Anticline, Southern Central Siberia // Facies. 1988. V. 19. P. 259–268.
- Leinfelder R., Krauter M., Latenser R. et al. The Origin of Jurassic Reefs: Current Research Developments and Results // Facies. 1994. V. 31. P. 1–56.
- McKerrow W.S., Scotese C.R., Brasier M.D. Early cambrian continental reconstructions // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. № 4. P. 599–606.
- Rozanov A.Yu. Some problems concerning the Precambrian – Cambrian transition and the Cambrian faunal radiation // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. № 4. P. 593–598.
- Scotese C.R., McKerrow W.S. Revised World maps and introduction // Paleozoic Paleogeography and Biogeography. Geol. Soc. London. 1990. Mem. 12. P. 1–12.
- Somerville I.D., Strogen P., Jones G.L.I. Mid-Dinantian Waulsortian buildups in the Dublin Basin, Ireland // Sedimentary Geology. Amsterdam: Elsevier. 1992. V. 79. P. 91–116.
- Termier H., Termier G. Role de la photosynthese dans le phénomène récifal // Древние Cnidaria. Новосибирск: Наука, 1975. С. 5–10.

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК 551.35.06:551.77(268.9)

ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫЕ ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

© 1998 г. И. Д. Данилов*, Н. А. Шилов**

*Московский государственный университет, 119899 Москва, Воробьевы горы, 1, Россия

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

Поступила в редакцию 03.12.97 г., получена после доработки 14.04.97 г.

Выявлены и охарактеризованы три главных этапа в позднекайнозойской истории Арктического океана, связанные с крупными трансгрессивно-регрессивными циклами его развития: позднемiocен-раннеплиоценовый (регрессивный), позднемплиоцен-эоплейстоценовый (трансгрессивный) и плейстоцен-голоценовый (регрессивный). Трансгрессии и регрессии имели, в основном, тектоническую природу и были обусловлены планетарными колебательными движениями материковых окраин, на фоне которых проявлялись ритмы меньшего ранга. Они определяли степень изоляции Арктического океана от смежных и изменения всей его природно-экологической системы, которые особенно заметно проявлялись в области шельфа и палеошельфа. В этапы трансгрессий широкое развитие получали процессы миграции морской фауны, с этапами регрессий связано возрастание роли криогенных седиментационных обстановок.

Ключевые слова. Арктический океан, трансгрессия, регрессия, поздний кайнозой, корреляция, миграция, фауна, криогенез.

Арктический океан – циркумполярная часть Северного Ледовитого океана – занимает среди других особое место, он расположен в околополюсном пространстве Северного полушария и в значительной степени изолирован от смежных – Атлантического и, в особенности, Тихого океанов. В то же время он является водоемом, соединяющим эти океаны. В отдельные этапы его развития связь с ними почти прекращалась, в другие, напротив, расширялась, обеспечивая широкий обмен фауной и флорой между Северной Пацификой и Северной Атлантикой.

Северный Полярный океан самый небольшой, его площадь всего 10 млн. км², что составляет около 3% акватории Мирового океана, и самый молодой. Формирование его как глубоководного абиссального бассейна относится, согласно мобилистским концепциям, обычно к рубежу мезозоя и кайнозоя (Геологическое строение..., 1984). Рамки нашего сообщения ограничены позднекайнозойским (миоцен–плейстоценовым) временным интервалом геологической истории.

Миоцен, в целом, как известно, является временем планетарного поднятия суши и опускания океанического дна. Относительный уровень Мирового океана в конце миоцена, по сравнению с началом палеогена, понизился на величину порядка 350–500 м, как за счет увеличения площади и высоты континентов, так и возрастания емкости океанических впадин, что, как полагают, понизило глобальную температуру Земли на 2–3°C

(Марков, Величко, 1967). В миоцене же происходит кардинальная перестройка структурно-тектонического плана арктических территорий как и многих других областей Земли. Оформляются широтно ориентированные морфоструктурные образования и, в частности, циркумполярно ориентированная материковая отмель на севере Евразии и Северной Америки, занимавшая площадь современного арктического шельфа и палеошельфа и непосредственно подходившая к области больших глубин континентального склона Арктического океана. В пределах находившихся на этих пространствах равнин шло накопление преимущественно континентальных субаквальных отложений: аллювиальных, озерных и других.

Континентальные отложения миоценового возраста известны на севере Западной и Восточной Сибири (Данилов, Смирнова, 1976; Полякова, Данилов, 1989; Фрадкина и др., 1989). Они представлены аллювиальными каолинизированными песками с прослоями и окатышами каолиновых глин, линзами лигнитизированного торфа, а также озерными слюдистыми алевроитами, супесями, суглинками и глинами. На Северо-Востоке Сибири в миоцене близ современной прибрежной зоны Восточно-Сибирского и Чукотского морей накапливались лагунные осадки глинисто-алевритового состава с лигнитами и линзами лигнитизированного торфа (Данилов, 1980). Лагунные отложения распространены строго вдоль береговой зоны указанных морей и залегают на глубине

до 50–70 м ниже их современного уровня. Следовательно, есть основания говорить о том, что на Крайнем Северо-Востоке Сибири в миоцене уже существовала шельфовая зона, близкая по своим параметрам современной, но формировавшаяся при более низком относительном положении уровня моря. Аналогичные образования участвуют в строении преимущественно континентальной формации Бофорт, распространенной на арктическом побережье Северной Америки и островах Канадского Арктического архипелага (Крэг, Файлс, 1965; Matthews, 1976, 1989). Эта формация достаточно определенно оконтуривает южные области распространения приморских равнин и имеет, по крайней мере, в нижней части, где до 50% спорово-пыльцевых спектров составляет пыльца широколиственных пород, миоценовый возраст. По данным Дж. Мэттьюза (Matthews, 1987) на о. Мейн (Канадский Арктический архипелаг, 80° с.ш.) континентальные отложения формации Бофорт переслаиваются с морскими.

Климатические условия миоцена в Арктике оцениваются неоднозначно, и, видимо, они существенно менялись в интервале от 25 до 5–6 млн. лет назад. Имеются многочисленные палеофлористические данные по арктическим островам и, особенно, по Северо-Востоку Сибири, свидетельствующие о том, что здесь в первой половине миоцена близ побережий арктических морей преобладающим типом растительности были смешанные хвойно-мелколиственные леса с примесью таких представителей относительно теплолюбивой флоры как бук, дуб, каштан, клен, орех и др. Согласно представлениям многих авторов, в середине миоцена широколиственные листопадные леса получили даже преобладающее распространение – миоценовый климатический оптимум (Фрадкина и др., 1989).

Сочетание теплолюбивой растительности на побережьях и занимающего околополюсное положение арктического океана заставляет предполагать широкие связи последнего со смежными Атлантическим и Тихим океанами, но прямые данные от этого отсутствуют. Среди косвенных можно отметить широкое распространение вероятно переотложенных морских диатомей миоценового возраста в предгорьях северной Чукотки на абсолютных высотах до 100 м (Данилов, 1980). Активное проникновение теплых вод атлантического и тихоокеанского происхождения в Арктический океан объясняет и его теплопроводность в раннем и среднем миоцене.

Для позднего миоцена получены многочисленные палинологические данные, особенно по Северо-Востоку Азии (Фрадкина и др., 1989), о существенном похолодании климата в Арктических регионах, а также свидетельства о развитии оледенения в горах южной Аляски, где морены пересла-

иваются с лавами, возраст которых датирован калий-аргоновым методом. Ледниковые события соответствуют интервалам времени 12–10; 9–8 и 7–5 млн. лет назад (Armentrout et al., 1978).

В последнее время Е.И. Поляковой (1997) получены новые данные по миоценовым комплексам диатомей района прибрежных низменностей северной Чукотки. Впервые обнаруженные индексы морских диатомовых водорослей позволили увязать выявленные комплексы с зональной стратиграфической шкалой Северо-Тихоокеанского региона. В результате удалось установить два этапа проникновения тихоокеанских вод в Арктику: 11.5–10.5 (или 8.9–8.4) млн. лет назад и 6.6–5.1 млн. лет назад. Кроме того, получены свидетельства, что уже в начале позднего миоцена Арктический океан был ледовит, поскольку среди диатомовых водорослей из отложений этого возраста присутствуют криофильные виды, входящие в состав криопелагических биоценозов морских льдов, а также в ледово-неритический комплекс. Наличие криофилов и, в целом, арктическо-бореальной группы диатомей прямо указывает на холодопроводность и ледовитость морского бассейна, располагавшегося в пределах прибрежных равнин северной Чукотки в позднем миоцене.

Согласно палинологическим данным (Зырянов и др., 1992), на чукотском побережье позднего миоценового палеобассейна была распространена темнохвойная тайга (северотаежный вариант), сменившаяся затем (в конце позднего миоцена) растительностью прагипоарктической зоны.

Для западного, приатлантического, сектора Северного Ледовитого океана (Норвежско-Гренландский седиментационный бассейн) также имеются данные о присутствии материала ледового разноса в осадках, возраст которых надежно определяется началом позднего миоцена, т.е. временем около 10 млн. лет назад (Thomas, Thiede, 1991), причем первый максимум концентрации материала ледового разноса датируется интервалом 9.5–7.0 млн. лет назад и связывается с раскрытием пролива Фрама и возникновением Восточно-Гренландского течения, с которым арктические воды стали активно проникать в Северную Атлантику.

Если в пределах субарктической зоны Северный Полярный океан был ледовит уже в начале позднего миоцена, то естественно допустить, что ледовитость в пределах его арктического сектора, особенно в центральных частях, возникла раньше, скорее всего, в конце среднего миоцена. Именно на переходном этапе от среднего к позднему миоцену предполагается возникновение, согласно данным норвежских исследований, постоянной связи между Арктическим океаном и Атлантикой, в которую начали проникать глубинные арктические воды (Kristoffersen, 1990). Иными словами, на рубеже среднего и позднего миоцена начинает со-

здаваться близкая современной палеосистема циркуляции водных масс в Арктике и Субарктике, и есть основания полагать, что в конце среднего миоцена начинает проявляться ледовитость арктических морей и океана. Об этом, в частности, свидетельствует факт наличия окатанной гальки ледового разноса в среднемиоценовых лагунных суглинках с лигнитами на северном побережье Чукотки (Данилов, 1980). А близ тихоокеанского побережья Аляски (о. Миддлтон) в пределах субарктической зоны в морских отложениях, имеющих мощность 1181 м и возраст 12.7–13.36 млн. лет, т.е. датируемых концом среднего миоцена (формация Якатага), зафиксированы слои, имеющие ледово-или ледниково-морское происхождение (Гладенков, 1988; Miller, 1953). В пределах Канадской Арктики Дж. Мэттьюз допускает возможность возникновения в среднем миоцене тундровых ландшафтов и вечной мерзлоты (Matthews, 1976). Данные по ископаемым комплексам морской фауны позволяют считать возможным локальное оледенение на северо-восточном побережье залива Аляска уже в раннем миоцене, около 20 млн. лет назад (Гладенков, 1988).

Окончательная перестройка структурно-тектонического плана прибрежных территорий северных окраин материков и оформление целостной, в основном, широтно ориентированной циркумполярной морфоструктуры Арктического шельфа, включая зону палеошельфа, произошла на рубеже миоцена и плиоцена (Афанасьев и др., 1988; Геологическое строение..., 1984; Данилов, 1985). Отсюда следует, что развитие прибрежно-шельфовой зоны, как единого образования, приходится на позднемиоцен-четвертичный (новейший) этап геологической истории Земли. Начиная с конца миоцена–начала плиоцена, геолого-геоморфологическое развитие этой морфоструктуры осуществляется, в целом, синхронно и обусловлено крупноамплитудными колебательными тектоническими движениями глобального характера (Афанасьев и др., 1988; Данилов, 1985), которые определили чередование этапов ее трансгрессивного и регрессивного развития. Трансгрессии и регрессии явились главными событиями новейшей геологической истории Арктического океана и прилегающих низменных равнин севера Евразии и Северной Америки, они оказывали определяющее влияние на палеогеографию и, в частности, на палеоклимат всего Северного полушария (Данилов, 1982). В трансгрессивные этапы связь Арктического океана с Мировым расширялась, увеличивалось поступление в высокие широты относительно теплых тихоокеанских и, особенно, атлантических вод. В регрессивные этапы, напротив, эта связь уменьшалась, степень изоляции Арктического океана увеличивалась, что приводило к его выхолаживанию и возрастанию степе-

ни охлаждающего влияния на прилегающие континенты.

В новейшей истории развития Арктического океана, главным образом, его шельфовой зоны, выделяются три основных этапа, обусловленные длиннопериодными колебательными движениями крупного порядка. Первый – это этап общего поднятия северных континентальных окраин Евразии и Северной Америки, осушения Арктического шельфа, развития денудационных процессов и активного врезания палеорек в выработанный ранее пенеппенизированный рельеф, а также углубления океанических впадин, соответствует концу миоцена–началу плиоцена. Второй этап – это этап преимущественного опускания и широкого развития трансгрессий на огромных пространствах равнин Северной Евразии. Морские воды затопляли Север европейской части России, Западной Сибири, вторгались в северные районы Яно-Колымской низменности, прибрежные равнины Чукотки и другие арктические и субарктические континентальные территории. По времени этот этап соответствует второй половине плиоцена (3.3–1.8 млн. лет назад) и эоплейстоцену (1.8–0.8 млн. лет назад). Наконец, последний – третий этап (плейстоцен в объеме 0.7 млн. лет и голоцен) знаменуется восходящим, в целом, развитием Арктического шельфа и прилегающих к нему с юга территорий континентов.

На фоне общего поднятия, обусловленного колебательным ритмом наиболее крупного порядка, проявлялись колебания более мелкого – второго порядка, которые приводили к кратковременным опусканиям и относительно непродолжительным трансгрессиям, что нашло свое отражение в формировании лестницы террасовидных уровней рельефа и морских террас вдоль побережий арктических морей на абсолютных высотах от 200–220 до 2–4 м (Данилов, 1978, 1985). На фоне общей синхронности событий, обусловленной колебательными тектоническими движениями глобального характера, сочетавшимися; вероятно, с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, проявлялись региональные различия, определяемые особенностями геолого-тектонического строения конкретных территорий. В различных в геоструктурном отношении областях масштабы и продолжительность трансгрессий и регрессий были неодинаковыми. Региональные особенности сказывались в течение всей новейшей истории геологического развития Арктики.

Первый этап, как уже сказано, отвечает концу позднего миоцена (мессинский этап падения уровня моря)–началу плиоцена и соответствует глубокой регрессии Арктического океана, наиболее полно проявившейся в пределах континентальной окраины северной Евразии. Однако масштабы ре-

грессии в различных в структурно-тектоническом отношении регионах были различными (Данилов, 1978). На южном побережье Печорского моря днища древних, ныне погребенных долин зафиксированы на абсолютных высотах -100 ; -150 м. На крайнем севере Западно-Сибирской равнины близ побережья Карского моря отмечено наиболее низкое положение днищ древних речных долин, которые располагаются на абсолютных высотах до -350 ; -400 м. В пределах Яно-Колымской низменности установлены днища древних долин на глубинах 150 – 200 м ниже современного уровня моря. Наконец, на побережье Чукотского моря глубина вреза древних речных долин составляет 80 – 100 м ниже его современного уровня. Эти древние формы рельефа нередко фиксируются в пределах современного Арктического шельфа.

Сопоставление глубин залегания днищ позднемiocен-раннеплиоценовых долин с глубинами прилегающих морей показывает, что Арктического шельфа в это время практически не существовало, он был почти полностью осушен (рис. 1). Данное обстоятельство привело к увеличению степени изоляции Арктического океана от смежных – Тихого (полное прекращение связи) и Атлантического (существенное сокращение связи). Изоляция околополюсного бассейна не могла не сказаться на его гидрологическом и термическом режимах. В него резко сократилось поступление теплых вод, что неизбежно привело к выхолаживанию его собственной водной массы: Северный Полярный океан становится постоянно ледовитым.

К рубежу миоцена и плиоцена относятся достоверные свидетельства регулярного поступления крупнообломочного материала ледового разноса в центральные, глубоководные части Арктического океана. Минимальный возраст отложений, содержащих материал ледового разноса, датируется временем 5.6 млн. лет назад на основании экстраполяции скорости осадконакопления, определенной по инверсии магнитных полюсов (Кларк, Моррис, 1984).

Исследования верхнекайнозойских отложений на северном низменном побережье Чукотки показывают, что уже в раннем плиоцене здесь были распространены мерзлые грунты, которые сочетались с высокоствольными лесами таежного типа, состоящими из лиственницы, ели, березы, ивы (Данилов, 1980). Аллювиальные нижеплиоценовые галечники с погребенными стволами деревьев и грунтовыми псевдоморфозами по вытаявшим ледяным жилам залегают на глубинах более 50 м ниже нулевой изобаты. Это означает, что большей части Чукотского моря в указанное время не существовало. К северу от осушенной зоны шельфа располагался ледовитый бассейн, поскольку существование многолетнемерзлых горных пород в пределах равнинной прибрежной су-

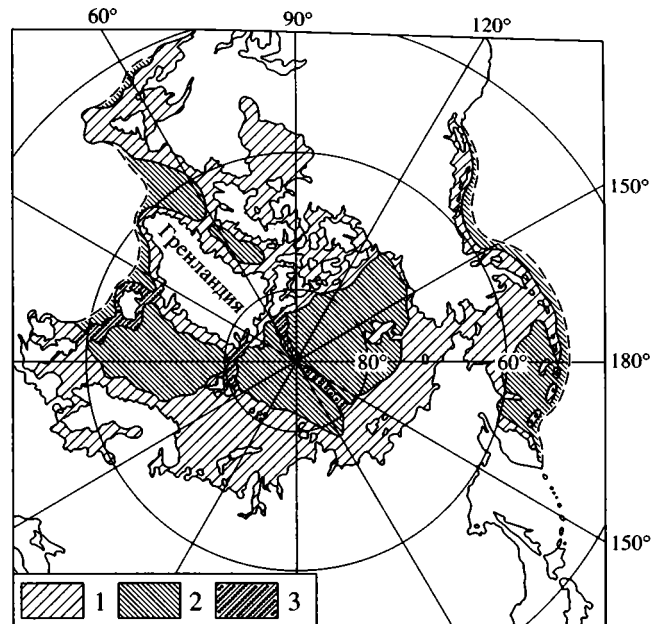


Рис. 1. Арктический океан и смежные бассейны в этап крупной регрессии рубежа миоцена–плиоцена. 1 – осушенные территории шельфа; 2 – глубоководные части океана; 3 – мелководные части океана – барьеры на пути атлантических вод.

ши предполагает наличие устойчивого ледового покрова на акватории прилегающего моря (Данилов, 1982, 1985).

Второй этап, охватывающий основную часть плиоцена и эоплейстоцен, соответствует нисходящей ветви крупного колебательного цикла. Это этап преимущественно трансгрессивного развития континентальной окраины, окружающей глубоководную, абиссально-батиальную часть Полярного бассейна. Именно в это время море заливают обширные пространства прибрежных равнин и возникает огромный по площади распространения Арктический палеошельф, намного превышающий по площади современный. В степени проявления трансгрессий сказались региональные различия, определяемые структурно-тектоническим положением тех или иных территорий. В западном секторе северной Евразии: Печорская, Западно-Сибирская, Северо-Сибирская низменности, Баренцев и Карский шельфы – трансгрессии этого этапа были наиболее обширными, достигая на юге в пределах европейской части России Северных, а в Западной Сибири – Сибирских Увалов (рис. 2). В продолжении всего трансгрессивного этапа уровень моря не опускался существенно ниже современного. Частичные регрессии моря из пределов Арктического шельфа фиксируются в разрезах прибрежно-морскими, аллювиальными и озерными песками, галечниками, глинами, залегающими на высотах, близких современному

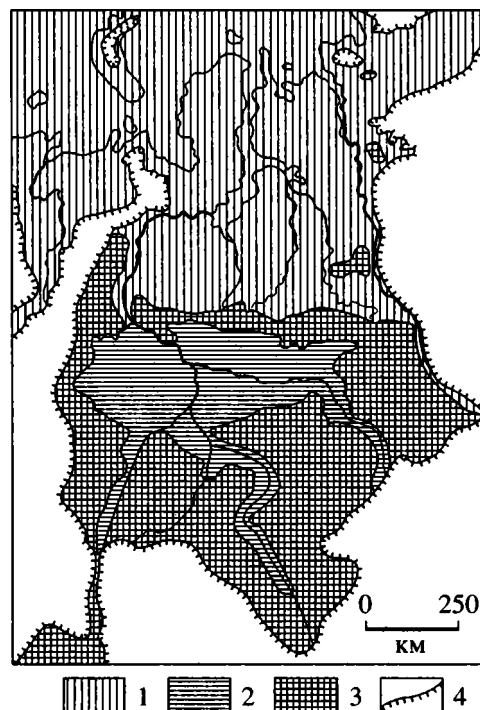


Рис. 2. Палеогеографическая схема этапа максимального развития позднеплиоцен-эоплейстоценовой трансгрессии на северо-востоке Европейской части России и в Западной Сибири (по Данилову, 1982): 1 – морской бассейн; 2 – подпрудный опресненный бассейн; 3 – мели, острова, прибрежные низменные равнины; 4 – границы суши.

положению уровня моря или несколько выше него (Данилов, 1978). Однако не известны континентальные отложения рассматриваемого временного интервала, которые залегали бы существенно ниже современного уровня Северного Ледовитого океана и свидетельствовали о его крупных регрессиях. Глубина погружения в максимум трансгрессии на стабильных в тектоническом отношении равнинных территориях в Печорской низменности и на севере Западной Сибири достигала 240–250 м – такова наибольшая абсолютная высота залегания здесь морских отложений. В пределах горных складчатых сооружений погружение и последующие поднятия имели больший размах. На Па-Хое, например, высота залегания морских отложений достигает 375 м, в горах Полярного Урала 420 м, а в предгорьях Путорана 320 м над уровнем моря.

В трансгрессивный этап были сформированы основные толщи морских отложений, слагающие аккумуляторные равнины севера европейской части России и Западной Сибири, а также Баренцев и Карский шельфы. Они залегают практически от днищ древних доплиоценовых и раннеплиоценовых долин до вершин современных водоразделов, достигая мощности 300–400 м, при

средней 100–150 м. Прибрежно-морские, аллювиальные, озерные фации, отвечающие частичным регрессиям Арктического океана, играют в строении основных толщ верхнекайнозойских отложений, слагающих аккумулятивный рельеф водоразделов, явно подчиненное значение. Преобладают морские глины и суглинки, реже – алевроиты. Наиболее распространенные – суглинки и глины – имеют своеобразный литологический облик: их отличает слабая сортированность, отсутствие хорошо выраженной слоистости, наличие включений ледового разнosa – гравия, гальки, валунов. Иными словами, они имеют облик диамиктона. На этом основании отдельные их горизонты относятся к ледниковым моренным накоплениям. Вместе с тем, суглинки и глины на всем севере Западной Сибири и в Печорской низменности постоянно содержат остатки морской микрофауны фораминифер, реже – остракод, раковины моллюсков и ракообразных, а отдельных разрезах им свойственны банковые захоронения морской малакофауны (Данилов, 1978 и др.). Анализ условий залегания остатков последней со всей очевидностью свидетельствует о ее захоронении на месте бывшего обитания: тонкостенные раковины нередко покрыты эпидермисом, раскрытые створки заполнены вмещающим грунтом и соединены в замке и т.д. На поверхности отдельных валунов видны следы прикрепления к ним раковин баянусов. Все эти факты прямо свидетельствуют о накоплении вмещающих остатки морской фауны и валуны суглинков и глин в холодноводных ледовитых морях, грубообломочный материал в которых разносился плавучими льдами (морскими припайными и айсбергами).

Помимо остатков фауны, о морском генезисе суглинков и глин свидетельствует комплекс рассеянных аутигенных минералов: фосфаты и сульфиды железа – вивианит, гидротроилит, пирит; карбонаты – кальцит, арагонит, реже, – доломит. В местах локальных концентраций этих минералов образовались карбонатные (глендониты), пирит-гидротроилитные, вивианитовые конкреции (Данилов, 1978 и др.). Сочетание имеющих характерные условия залегания остатков морской фауны с показательным для морских отложений комплексом аутигенных минералов и конкреций убедительно свидетельствует о криомаринном происхождении вмещающих их пород.

Толща верхнекайнозойских преимущественно ледово-морских отложений, слагающих аккумулятивный водораздельный рельеф прибрежных равнин западного сектора северной Евразии, имеет ритмичное строение. Она делится на три циклично построенные пачки, которые в Печорской низменности получили название колвинской, падимейской и роговской свит (Воллосович, 1966; Зархидзе, 1970), на севере Западной Сибири им соответствуют туруханская (полуйская), мессов-

ская (казымская) и санчуговская (салехардская) свиты (Данилов, 1978). В ритмичном строении основной толщи новейших отложений сказалось проявление на фоне нисходящей ветви крупного колебательного тектонического цикла, обусловившего длительное опускание территории, колебательных движений второго порядка, с которыми связаны непродолжительные по времени частичные регрессии моря из пределов континентальной окраины Северной Евразии (Афанасьев и др., 1988).

На приморских равнинах Северо-Востока Сибири медленные опускания в рассматриваемый этап почти полностью компенсировались континентальным осадконакоплением. Поэтому здесь широко развиты толщи аллювиальных, аллювиально-дельтовых и озерно-болотных отложений соответствующего возраста. Однако и среди них отмечаются солончатоводные и морские фации, имеющие ограниченное распространение. Несколько более широко развиты они в пределах прибрежных равнин Чукотского моря (Данилов, 1980).

Обширная трансгрессия Арктического океана в пределы приморских низменностей и прилегающих к нему континентов имела два важных следствия. Во-первых, расширилась его связь со смежными океанами, в Арктику увеличился приток теплых атлантических и, в меньшей степени, тихоокеанских вод, что способствовало улучшению термического состояния местной водной массы. Во-вторых, холодные арктические воды получили широкий доступ в более южные водоемы, что привело к их охлаждению. Полагают, что именно в этот этап, в интервале времени около 4.38; 3.6–3.2 и 2.5–1.9 млн. лет назад, происходил обмен фауной моллюсков между Тихим, Арктическим и Атлантическим океанами (Gladenkov, 1994). В это же время – 2.5 млн. лет назад – фиксируется первый холодный эпизод (претиглий) в новейшей геологической истории Нидерландов. В интервале от 2.5 до 0.7 млн. лет назад, т.е. в позднем плиоцене–эоплейстоцене, здесь выделяется несколько холодных эпизодов – претиглий, эбурон и менап (Haesaerts, 1984). В течение рассматриваемого этапа северные (бореальные) виды морской фауны проникают и в Средиземное море. Известно, что в калабрии (1.8–0.8 млн. лет назад) установлены такие бореальные виды моллюсков как *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* L., южная граница обитания которого проходит в Бискайском заливе на 44.5° с.ш. Полагают, что смещение его на 8.5° по меридиану к югу до 36° с.ш. (примерно 1000 км) может свидетельствовать о понижении температуры поверхностных вод Средиземного моря примерно на 5°C (Марков, Величко, 1967). Возможно, что в интервале времени от 3–4 до 0.8 млн. лет назад было несколько фаз экспансии северной бореальной фауны к югу.

Согласно представлениям некоторых авторов (Воллосович, 1966; Данилов, 1985; Зархидзе, 1970; Яхимович и др., 1973 и др.), одна из этих экспансий связана с акчагыльской трансгрессией Каспия (3.3–1.8 млн. лет назад), когда, как полагают, имело место соединение Арктического и Каспийского бассейнов через долины рек Печоры и Северной Двины, с одной стороны, Камы и Волги – с другой. Идея о том, что трансгрессии Северного океана и Каспия в течение более или менее значительной части плиоцена почти достигали друг друга на востоке Европейской части России, высказана А.П. Карпинским. Известно, что акчагыльская морская фауна чужда южнорусскому миоцену и плиоцену, она ворвалась в Каспий “из-за завесы” немой продуктивной толщи и затем исчезла столь же неожиданно, как и появилась.

Все изложенное подтверждает, что Арктический океан имел во второй половине плиоцена–эоплейстоцене широкие связи со смежными океанами, а также с некоторыми внутренними водоемами.

Третий этап развития Полярного бассейна, отвечающий по времени плейстоцену в его минимальном объеме и голоцену, характеризовался преимущественным поднятием Арктического шельфа и прилегающих территорий континентов, соответствующим восходящей ветви крупного колебательного тектонического цикла. Менее крупные, относительно короткопериодные колебательные движения второго порядка, обуславливали непродолжительные по времени трансгрессии арктических морей в пределы приморских равнин, а также разделяющие их регрессии, во время которых происходило частичное осушение шельфа. В результате на равнинах Северной Евразии возникла лестница выдержанных уровней рельефа и морских террас, высота которых закономерно понижается в сторону моря, а возраст омолаживается (Афанасьев и др., 1988; Данилов, 1978, 1985 и др.).

Региональные различия сказались и на этом этапе развития континентальной окраины Северной Евразии. В ее западном секторе размах колебательных ритмов второго порядка, проявляющихся на фоне основного, был наибольшим, что обусловило широкое развитие высоких морских уровней рельефа и серии хорошо выраженных морских террас. В Печорской низменности и на севере Западной Сибири абсолютные высоты ступеней рельефа фактически совпадают. Его ярусность или ступенчатость отмечалась практически всеми исследователями, изучавшими геоморфологию указанных регионов: П.П. Генералов, И.Д. Данилов, И.А. Кузин, Т.А. Матвеева, Н.В. Рейнин, В.Н. Сакс, П.Н. Сафронов, В.Т. Трофимов, Н.Г. Чочиа и др. Авторы несколько расходятся в оценке высоты отдельных уровней, но

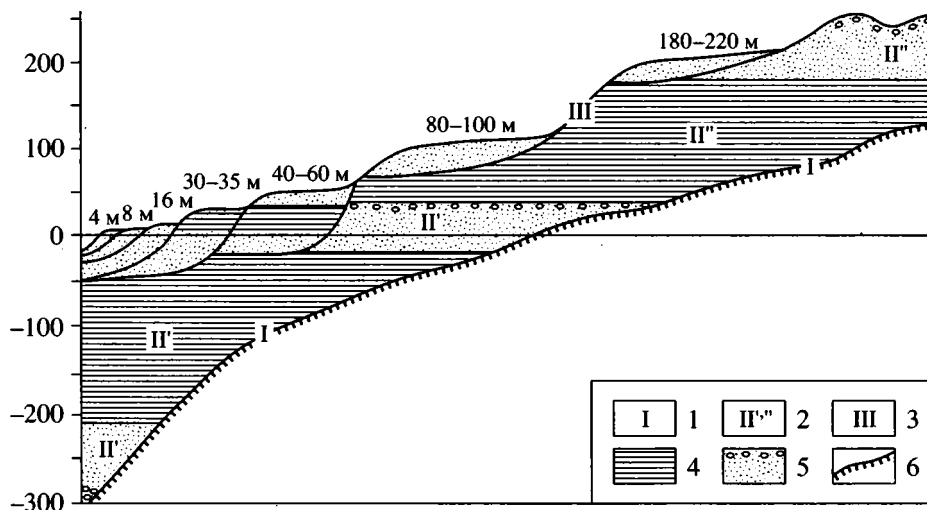


Рис. 3. Принципиальная схема, отражающая основные этапы развития Арктического шельфа и палеошельфа Евразии (западный сектор) в позднем кайнозое (по Данилову, 1985)

1–3 – этапы развития (1 – глубокое эрозионное расчленение территории и формирование позднемiocен-раннеплиоценовых, ныне погребенных долин, 2 – формирование основных верхнеплиоцен-эоплейстоценовых толщ, слагающих аккумулятивные равнины, – штрихами у римских цифр обозначены подэтапы, связанные с трансгрессивно-регрессивными циклами второго порядка, 3 – формирование водораздельного рельефа и морских террас); 4 – глубоководные отложения (глины, алевроиты), отражающие максимальные фазы развития морских водоемов; 5 – мелководные отложения (пески, галечники), отражающие трансгрессивные и регрессивные фазы развития морских водоемов; 6 – размытая кровля домиоценовых пород.

порядок цифр практически всегда один и тот же: 4–6, 8–10, 12–16, 25–30, 80–100, 110–120, 150–180, 200–220 м. Эти уровни вложены в наиболее возвышенный водораздельный аккумулятивный уровень, имеющий абсолютные высоты около 240–250 м. На равнинах Северо-востока Сибири общее воздымание в плейстоцене и проявившиеся на его фоне колебательные движения второго порядка также нашли отражение в ярусности и террасированности аккумулятивного рельефа. Морские осадки принимают участие в строении развитых на побережьях террасовых уровней с абс. высотами 2–3, 4–6, 10–12, 20–25, 40, 60, 80, 100 м.

На приведенной схеме (рис. 3) отражены основные этапы позднекайнозойской истории развития континентальной окраины Севера Евразии на примере ее западного сектора (Печорская и север Западно-Сибирской равнин). Первый этап (I) соответствует позднемиоцен-раннеплиоценовой регрессии Арктического океана. Это этап активного врезания и регионального размыва. Во второй (II) позднеплиоценово-эоплейстоценовый трансгрессивный этап происходило накопление основных толщ, слагающих аккумулятивный рельеф прибрежных равнин вплоть до водораздельных пространств. На схеме отражены также два трансгрессивно-регрессивных цикла (II' и II''), являющиеся подэтапами второго этапа в целом. В их пределах выделяются фации максимума трансгрессий (глубоководные тонкодисперсные отложения) и регрессивно-трансгрессивные фации

(мелководные прибрежные пески, галечники). Наконец, третий этап (III) соответствует развитию континентальной окраины в плейстоцене в его классическом, минимальном объеме времени, в течение которого выделяются обычно 4–6 (7 и более) оледенений и разделяющих их межледниковий. В этот этап происходит формирование лестницы понижающихся к Арктическому океану террасовидных уровней рельефа и морских террас, нижние из которых являются аккумулятивными, в верхние – цокольными.

Небезынтересно отметить, что подобное строение имеют прибрежные низменности Нидерландов (Haeseaerts, 1984), которые сложены толщey преимущественно морских верхнеплиоцен-эоплейстоценовых отложений (изотопный возраст от 2.5 до 0.7–0.8 млн. лет назад). Плейстоценовые отложения более молодого возраста слагают комплекс речных и морских террас. Аналогичная точка зрения существует на строение и этапы формирования верхнего кайнозоя Прибалтики (Афанасьев и др., 1988). Данный тип низменных побережий, сложенных аккумулятивным покровом морских отложений, назван К.К. Марковым западно-сибирским или нидерландским, в отличие от средиземноморского типа, для которого характерна лестница аккумулятивно-абразионных террас, нисходящих по высоте и одновременно по возрасту (Марков, Величко, 1967). Однако лестница снижающихся к океану и одновременно омолаживающихся по возрасту террас

и террасовых уровней рельефа характерна, как показано (рис. 3), и для прибрежных аккумулятивных равнин. Важно подчеркнуть, что абсолютные высоты уровней в пределах аккумулятивных равнин не ниже, чем средние высоты средиземноморских террас (рис. 4). Возраст самой высокой – калабрийской террасы Средиземноморья (характерные абсолютные высоты около 180 м) датируется чаще всего эоплейстоценом (1.8–0.8 млн. лет назад). Следовательно, в условиях тектонически стабильных низменных побережий возраст аналогичных по высоте, а тем более превосходящих их морских аккумулятивных уровней должен быть не моложе, а древнее. Во всяком случае, можно уверенно утверждать, что возраст интервал формирования лестницы морских террасовых уровней рельефа в пределах аккумулятивных равнин Севера не менее, чем плейстоцен. Из этого следует, что возраст основных морских толщ, слагающих прибрежные равнины (северная часть Западно-Сибирской, Печорская, а также Нидерландская низменности), не моложе эоплейстоценового.

Еще один важный вывод, сформулированный Ф. Цейнером еще в 1959 г.: поскольку морские террасы чем ниже, тем моложе, то уровень океана в плейстоцене направленнно понижался вследствие погружения его дна, т.е. эвстатически. Однако вполне правомерно допущение, что погружение океанического дна сочеталось, как и в миоцене, с направленным поднятием континентов (восходящая ветвь крупного тектонического цикла – третий этап). Вероятно, определенный вклад в формирование лестницы морских террас побережий вносили гляциоэвстатические колебания уровня океана, но роль их не была определяющей.

Несмотря на экстремально низкие температуры в этапы регрессий и похолодания климата, наземное оледенение могло иметь развитие только в областях с достаточным количеством атмосферных осадков. Такими областями являлись Скандинавия, Полярный и Приполярный Урал, горы Путорана, Бырранга, Северо-Востока Сибири, Аляски, а также северо-восток Североамериканского континента. Оледенение Арктических островов, включая Гренландию и Канадский Арктический архипелаг, вряд ли существенно увеличивало свои параметры. Не могло иметь больших размеров и оледенение Сибири, поскольку, как отмечал еще выдающийся отечественный климатолог А.И. Воейков, холода здесь и сейчас достаточно. Его увеличение не приведет к созданию ледниковых покровов, для этого необходимо увеличение количества выпадающих атмосферных осадков, особенно зимних, а фактором, стимулирующим этот процесс, могла быть, скорее всего, трансгрессия Полярного бассейна в пределы низменных территорий (например, Западной Сибири, прибрежных равнин Чукотки).

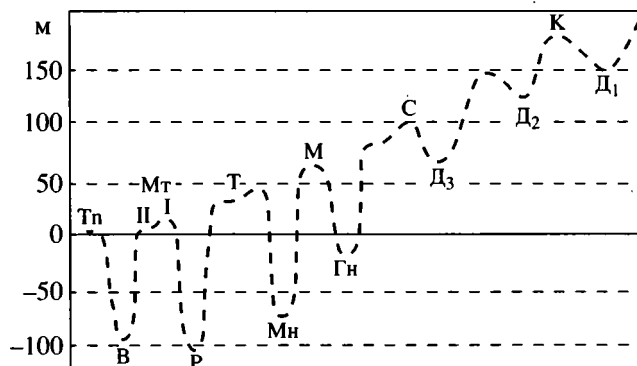


Рис. 4. Кривая, отражающая колебания относительного уровня океана по результатам изучения средиземноморских террас – ряд Депере–Цейнера. Высокие трансгрессивные уровни: К – калабрийский; С – сицилийский; М – миладский; Т – тирренский; Мт – монастырский (I и II); Тн – фландрский (тапес); низкие (регрессивные) уровни: Д1, Д2 и Д3 – дунайские; Гн – гюнцский; Мн – миндельский; Р – рисский; В – вюрмский.

При современных климатических условиях в Северном полушарии площадь наземного оледенения составляет около 2 млн. км², подземного, по подсчетам И.Я. Баранова и Р. Блэка, около 20 млн. км² (вне пределов ледников), т.е. соотношение 1 : 10 в пользу подземного оледенения. Средняя многолетняя площадь морских льдов Северного Ледовитого океана составляет около 9 млн. км², т.е. соотношение морского оледенения с наземным 4.5 : 1.0 (в пользу морского) и с подземным 0.45 : 1.0 (в пользу подземного). Иными словами, преобладающим типом оледенения в Северном (континентальном) полушарии является подземное оледенение. Вряд ли это соотношение принципиальным образом менялось в криогенные эпохи плейстоцена, в частности, в последнюю позднеледниковую эпоху континентальности и общей суровости климата: преобладающим типом оледенения оставалось подземное, с ним было взаимосвязано морское оледенение и минимальным являлось наземное.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 98-05-64340.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев Б.Л., Данилов И.Д., Дедеев В.А. Методология неотектоники. Сыктывкар: Коми науч. центр Уро АН СССР, 1988. 140 с.

Волосович К.К. Материалы для познания основных этапов геологической истории европейского северо-востока в плиоцене–среднем плейстоцене // Геология кайнозоя севера европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966. С. 3–37.

- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.
- Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). М.: Наука, 1988. 212 с.
- Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
- Данилов И.Д. Кайнозой арктического побережья Чукотки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 53–62.
- Данилов И.Д. Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое // Водные ресурсы. 1982. № 2. С. 119–135.
- Данилов И.Д. Развитие континентальной окраины северной Евразии в позднем кайнозое // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 48–57.
- Данилов И.Д., Смирнова Т.И. Неогеновые отложения на севере Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 4. С. 929–931.
- Зархидзе В.С. История развития фауны морских моллюсков приатлантического сектора Арктики в позднем кайнозое // Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 186–194.
- Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.И. Морские диатомеи и палинокомплексы миоцена восточной Чукотки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 97–105.
- Кларк Д.Л., Моррис Т.В. Типы кайнозойского осадконакопления в связи с историей развития Северного Ледовитого океана: район от Канадского бассейна и Альфа-Чукотского хребта до хребта Ломоносова // 27-й Межд. геол. конгр. Доклады. Т. 4. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 146–150.
- Крэг Б., Файлс Дж. Четвертичный период в арктических областях Канады // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1965. С. 5–33.
- Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. Т. III. Материки и океаны. М.: Недра, 1967. 440 с.
- Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
- Полякова Е.И., Данилов И.Д. Миоцен Крайнего Севера Западной Сибири (полуостров Ямал) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 2. С. 428–431.
- Фрадкина А.Ф., Жарикова Л.П., Гриненко О.В. Основные этапы развития палеорастительности и палеоклиматов кайнозоя Северо-Востока СССР // Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С. 163–172.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Семенов И.Н. Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М.: Наука, 1973. 100 с.
- Armentrout J., Echols R., Nash K. Late Miocene climatic cycles of the Yakataga Formation, Robinson Mountains, Gulf of Alaska area // Correlation of tropical through high latitude marine Neogene deposits of the Pacific basin. Stanford. 1978. V. 29. P. 3–4.
- Gladenkov Yu.B. Some subquences of the Bering Strait opening in the Neogene: solved and unsolved problems // Intern. Symposium on Neogene evolution of Pacific Ocean gateways. Kyoto Univ., Japan. 1994. P. 2–8.
- Haesaerts P. Le Quaternaire: problems, methodologie et carte stratigraphique // Peupl. chasseurs Belg. prehist. cadre natur. Bruxelles. 1984. P. 17–25.
- Kristoffersen Y. On the tectonic evolution and paleoceanographic significance of the Fram Strait gateway // Geol. History of the Polar Ocean. NATO ASI. ser. 1990. С. 308. P. 63–76.
- Matthews J.V. Insect fossil from the Beaufort Formation, geological and biological significance // Geol. Surv. Canada. 1976. Paper 76-1B. P. 217–227.
- Matthews J.V. Plant macrofossils from Neogene Beaufort Formation of Banks and Meighen Islands District of Franklin // Current Research. Part A. Geol. Surv. Canada. Paper 87-1A. 1987. P. 73–87.
- Matthews J.V. New information on the flora and age of the Beaufort Formation, Arctic Archipelago and related Tertiary deposits in Alaska // Current Research. Part D. Geol. Surv. Canada. Paper 89-1D. 1989. P. 105–111.
- Miller D.J. Late Cenozoic marine glacial sediments and marine terraces of Middleton Island, Alaska // J. Geology. 1953. V. 61. № 1. P. 17–40.
- Thomas C.W., Thiede J. History of terrigenous sedimentation during the past 10 m. y. in the North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81) // Marine Geology. 1991. V. 101. P. 83–102.

Рецензенты М.А. Ахметьев, Ю.Б. Гладенков

УДК 551.71

ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЦИКЛИЧНОСТИ И РИТМИЧНОСТИ ДОКЕМБРИЯ

© 1998 г. В. З. Негруца

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

Поступила в редакцию 11.06.96 г., получена после доработки 04.12.96 г.

Излагаются результаты изучения циклоритмологии докембрия – анализа периодичности развития бассейнов седиментации, магматизма, складчатости и метаморфизма. Циклы и ритмы породообразования докембрия сравниваются с подобными циклами и ритмами фанерозоя. Высказывается предположение о единой первопричине и о взаимосвязанном пульсационном развитии внешних и внутренних геосфер на всем протяжении истории Земли. Показано, что к стратиграфии докембрия применимы принципы стратиграфии фанерозоя и что стратиграфическое расчленение реальных разрезов докембрия может быть произведено с такой же детальностью и с достоверностью, как и расчленение разрезов фанерозоя. Устанавливается соответствие достигнутого сейчас уровня детальности стратиграфического расчленения докембрия и фанерозоя состоянию знаний о докембрийской и фанерозойской истории Земли. Дальнейшее совершенствование общей модели периодизации геологической истории связывается с исследованием этапности развития бассейнов седиментации докембрия.

Ключевые слова. Докембрий, стратиграфия, иерархия геологических событий, циклоритмология, пульсации геосфер, метрология.

Выяснение общей периодизации истории Земли в значительной мере зависит от детализации и совершенствования общей стратиграфической шкалы докембрия, охватывающего 7/8 геологической истории. Конкурирующие сейчас подходы к стратиграфии докембрия не обеспечивают решение данной задачи (Меннер, 1980; Семихатов, 1991, 1993, 1994; Беккер, 1995 и др.). Принципиально новые возможности в этом отношении открывает сравнительное изучение этапности развития бассейнов седиментации, магматизма, тектонических деформаций и метаморфизма (Негруца, Негруца, 1988; Негруца, 1994а, б). Говоря об этапности, мы будем различать циклические (направленно-возвратные) и ритмичные (однаправленные) процессы.

ИСХОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Во второй половине 1950-х–первой половине 1960-х годов в связи с поисками золото-ураноносных конгломератов в докембрии Карелии и Кольского полуострова (Негруца, 1990), перед российскими геологами остро встал вопрос о необходимости составления опережающих поиски погоризонтных фациально-палеогеографических схем. Это, в свою очередь, потребовало создания детальных местных схем стратиграфического расчленения осадочно-вулканогенных толщ, содержащих конгломераты. Первоначально такими исследованиями были охвачены все потенциально ураноносные отложения (Негруца, 1992), но позднее внимание было сконцентрировано на отложе-

ниях протерозоя. Последние уже сравнительно давно выступали в качестве модельных объектов для таких построений, опиравшихся на методические приемы генетической литологии и сопоставления фаунистически неохарактеризованных разнофациальных толщ (Негруца, 1963; Негруца, Негруца, 1967; Безденежных и др., 1966).

Первые же результаты подобных исследований показали, что для детальной стратиграфии докембрия очень важно знание этапности и пространственно-временных закономерностей изменения фациально-палеогеографических обстановок осадконакопления и вулканизма (Негруца, 1967, 1971). Применительно к Карелии необходимая детальность и достоверность фациальных и палеогеографических построений обеспечивались большим объемом бурения, а прогностические выводы оперативно проверялись детальными поисками. Принципиально важно было то, что все наблюдения, начиная с описания обнажения (керна скважин) и кончая общими построениями, велись на генетической основе и что корреляция разрезов в пределах единых тектонических структур осуществлялась путем картирования стратиграфических реперов и границ основных подразделений. Это обеспечивало, с одной стороны, обоснование детальных корреляций местных стратиграфических разрезов и создание сводной стратиграфической схемы для каждой структуры отдельно, а, с другой, – выяснение закономерностей фациальных, палеогеографических, структурно-метаморфических и геохимических изменений на площади.

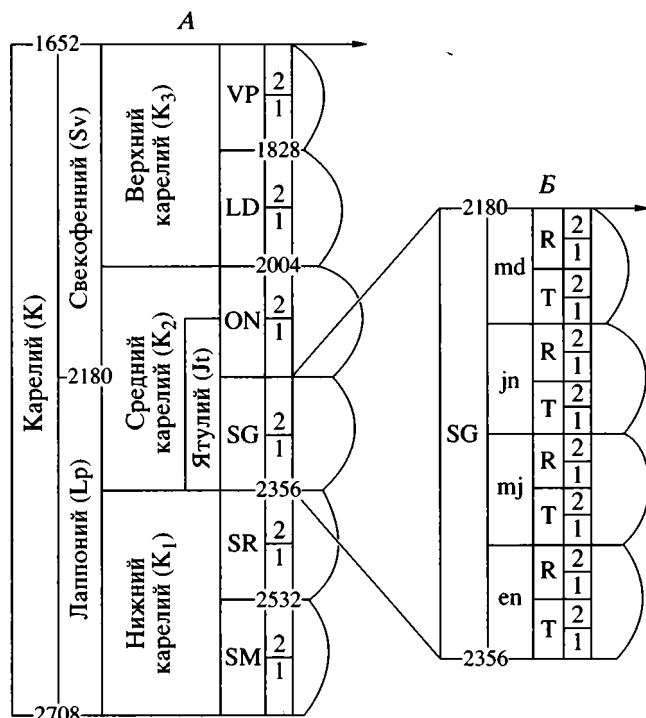


Схема строения основного стратиграфического подразделения межрегиональной шкалы (А) и стратона регионального значения (Б).

Кривая – волны трансгрессий (направление стрелки) и регрессий. Вертикальные колонки – стратоны и их ранги: стратон второго ранга – карелий (K); стратоны третьего ранга – лаппоний (Lp), свектофенный (Sv); стратоны четвертого ранга – нижний (K₁), средний (K₂), верхний (K₃) карелий; стратоны пятого ранга – SM (сумий), SR (сариилий), SG (сегозерий), ON (онезий), LD (ладожий-калевий), VP (вепсий); стратоны шестого ранга – нижние и верхние части только что перечисленных стратонов пятого ранга; SR₁, SR₂, SM₁, SM₂ и т.д.; стратоны седьмого ранга – энингилампий (en), маймярвий (mj), янгозерий (jn), медвежьегорий (md); стратоны восьмого ранга – трансгрессивные (T) и регрессивные (R) ритмы циклов седьмого ранга; стратоны девятого ранга – элементарные циклы – T₁, T₂, R₁, R₂ и т.д. Цифры на колонках – принятый изотопный возраст границ стратонов.

В результате применения такого комплекса работ были получены уникальные для докембрия данные. Во-первых, была осуществлена корреляция местных стратиграфических схем на фациально-палеогеографической и палеогеодинамической основах, и таким путем была выявлена система хронологически взаимозаменяемых признаков, важных для корреляции разнофациальных разрезов, и создан первый макет событийной стратиграфической схемы докембрия Балтийского щита (Негруца, 1963, 1979, 1994б, 1995). Во-вторых, был установлен относительный масштаб (ранг) стратиграфических подразделений докембрия, и выявлены (путем сравнительной геоисторической

и хронометрической оценки) иерархическая соподчиненность стратонов, независимо от их возраста (Негруца, 1984, 1988, 1992). В-третьих, было высказано предположение о единой генетической первопричине и резонансно-связанном циклически направленном развитии внутренних и внешних сфер Земли и ее космического окружения (Негруца, 1988; Негруца, 1991, 1994а).

ИЕРАРХИЯ ГЕОИСТОРИЧЕСКИХ ЭТАПОВ И СООТВЕТСТВУЮЩИХ ИМ СТРАТОНОВ

Строение балтийского докембрия, как показывает сравнительный анализ (Семихатов, 1974; Салоп, 1982; Борукаев, 1985; Хаин, Божко, 1988; Башарин, 1991; Негруца, 1991 и др.), сходно со строением докембрия других регионов мира. Полные разрезы докембрия обладают единой иерархической структурой цикличности и ритмичности геологических событий не менее 9 соподчиненных рангов (Негруца, 1988; Негруца, 1988; 1991). Циклы первого ранга – мегациклы фиксируют совокупность событий, протекавших в интервале времени между двумя последовательными эпохами образования континентальной коры, или кратонизации в трактовке А.А. Богданова. С этими эпохами, фиксируемыми структурно-метаморфическими несогласиями, связаны общие (глобальные) регрессии и пенепленизации. Эти события завершают цепь резонансно-связанных эндогенных и экзогенных геособытий – полного трансгрессивно-регрессивного мегацикла осадконакопления, магматизма, структурных и метаморфно-метасоматических преобразований коры, которые в совокупности и определяют событийное содержание стратонов второго ранга¹ – мегациклом или зонотом (Меннер, 1980; Негруца, 1988; Семихатов и др., 1991). В сводном разрезе стратисферы выделяются пять зонотом: четыре докембрийские (две в архее и две в протерозое) и одна фанерозойская. Отложения этих зонотом отличны друг от друга по составу, структуре, полноте овеществления времени, по наборам типоморфных палеогеографических характеристик и разделяются структурно-стратиграфическими анизохронными несогласиями и поверхностями палеопенепленизаций (Негруца, 1988, 1991).

Судя по результатам изучения цикличности и ритмичности нижнего протерозоя Карелии и Кольского полуострова (третьего снизу стратона второго ранга – карелия), полному мегациклу свойственно непрерывно-прерывистое трансгрессивно-регрессивное строение (рисунок) и, соответственно, естественно-историческое деление стратифицированных образований на два сравнимых

¹ Стратиграфическими единицами первого порядка являются архей и протерозой, которые в Российской стратиграфической шкале рассматриваются как акротемы (Семихатов и др., 1991; Семихатов, 1993).

по длительности подразделения. Нижнее из них знаменует трансгрессивную или деструктивную, а верхнее – регрессивную или конструктивную ветви (мегаритмы) полного трансгрессивно-регрессивного (деструктивно-конструктивного) мегацикла седиментогенеза или тектонической истории земной коры.

Вместе с тем, на примере карелия отчетливо устанавливается сложное многочисленное региональное деление стратонов второго ранга (Негруца, 1984; Негруца, Негруца, 1988). Трехчленное деление карелия и его геоисторических эквивалентов отражает три принципиально разных геодинамических этапа развития территорий: 1) ранний – рифтогенный; 2) средний – плитный и 3) поздний – коллизионный. В каждом из них реставрируются события двухкратного затопления и осушения территории, то есть процессы двух полных трансгрессивно-регрессивных пульсаций геосистем или циклов осадконакопления и магматизма. Каждый такой цикл представлен образованиями трансгрессивной и регрессивной частей, поэтому соответствующие им стратоны расчленяются на нижнюю и верхнюю ритмотемы (рисунок, А). Обе ритмотемы, в свою очередь, сложены последовательностями стратиграфических подразделений трансгрессивно-регрессивного строения еще не менее трех рангов и соответственным количеством соподчиненных им трансгрессивных и (или) регрессивных ритмом или ритмостратиграфических единиц (рисунок, Б).

Следует подчеркнуть, что достоверность корреляции частных разрезов прямо зависит от ранга коррелируемого стратиграфического подразделения, детальности данных о взаимном палеогеографическом положении разрезов, от достоверности и полноты установленного набора хронологически взаимозаменяемых коррелятивных признаков (и фиксируемых ими событий), а также от степени дислокации и метаморфизма соответствующих супракрустальных комплексов. Поэтому историко-генетическая стратиграфия или циклоритмостратиграфия докембрия в принципе способна обеспечить фанерозойскую детальность расчленения отдельных конкретных разрезов, но на практике она имеет главным образом местное, а частично региональное значение, и лишь на уровне стратонов первых двух-трех рангов она приобретает межрегиональное и общее значение. В целом можно констатировать определенную аналогию современного состояния стратиграфии докембрия и состояния фанерозойской стратиграфии во время разработки биостратиграфического принципа расчленения и корреляции отложений.

Итак, цикло-(ритмо)хроностратиграфия дает ключ к сравнительному геоисторическому сопоставлению стратонов докембрия как между собой, так и со стратонами фанерозоя. Это, на фоне общих достижений изотопной геохимии и палеонтологии, позволяет определить корреляционные

взаимозаменяемые признаки (и фиксируемые ими события) и установить индивидуальные особенности разновозрастных стратиграфических единиц. Одновременно появляется возможность оценки относительной полноты (непрерывности) конкретных стратиграфических последовательностей и выбора среди них эталонных разрезов и точек стратотипов границ местных, региональных и общих стратиграфических подразделений. Тем самым обеспечивается основа создания в перспективе единой по принципам построения и стабильности стратиграфической шкалы докембрия и фанерозоя (Семихатов, 1991, 1993, 1995; Семихатов и др., 1991; Негруца, 1992, 1994б; Прозоровский, 1995).

ГЕОСОБЫТИЙНАЯ МЕТРОЛОГИЯ

В докембрии, охватывающем около 3.5–3.6 млрд. лет геологической истории, общепланетарными, на современном уровне знаний, можно признать четыре подразделения, соответствующие стратонам второго ранга: 1) нижнеархейское (эоархейское) в объеме образований, составляющих фундамент структурно-вещественных ассоциаций архейских зеленокаменных прогибов (древнее 3600–3800 млн. лет); 2) верхнеархейское, охватывающее породы с возрастом до 2800–2500 млн. лет; 3) нижнепротерозойское (карельское) и 4) верхнепротерозойское (рифейское), граница между которыми имеет возраст около 1650 млн. лет. Все эти подразделения, как известно, обособлены по составу и структуре и существенно отличны друг от друга. В то же время они построены по одному трансгрессивно-регрессивному плану имеют, как показывают хорошо известные данные изотопной хронометрии (Салоп, 1982; Семихатов, 1993, 1994 и др.), почти одинаковую продолжительность (около 1000 млн. лет), близкую к продолжительности периода полного вращения Солнечной системы вокруг центра Галактики (1056 млн. лет, по оценке А.Е. Куликовича, 1992). Соответственно, продолжительность их трансгрессивных и регрессивных половин предположительно может быть оценена близкой к 500 (528) млн. лет.

Верхний протерозой – рифей объединяет три эмпирически обособленные стратиграфические единицы – бурзяний, юрматиний и каратавий – и все эти подразделения, как показывает анализ данных изотопной геохронологии, обладают примерно одинаковой продолжительностью, близкой к 1/3 (352 млн. лет) времени оборота Солнечной системы вокруг центра Галактики. Подобным же трехчленным делением, как следует из изложенного выше, обладает и сводный разрез стратотипический местности карелия (нижнего протерозоя), равно как и его стратиграфические эквиваленты в других регионах мира (Салоп, 1982; Негруца, 1991), а имеющиеся изотопно-гео-

хронологические данные позволяют предполагать, что сохраняется и их продолжительность. Вряд ли случайным является тот факт, что длительность каждого из шести подразделений протерозоя оказывается очень сходной с длительностью палеозоя и, соответственно, с 1/3 продолжительности оборота Солнечной системы вокруг центра Галактики.

Палеозой, как и сравнимые с ним по рангу и продолжительности протерозойские стратоны, отражает события двух полных трансгрессивно-регрессивных и соответствующих им тектономагматических циклов (каледонского и герцинского), длительность которых близка к 170 ± 10 (176) млн. лет. Подобная же длительность характеризует, как известно, мезозой. Таким образом, три фанерозойских цикла вместе составляют около 500 млн. лет, то есть столько же, сколько половина каждого из четырех полных (1000 млн.-летних) докембрийских мегациклов. Из сказанного можно сделать вывод, что стратиграфические подразделения одинаковой продолжительности соответствуют друг другу и по геологическому содержанию. Все сказанное выше согласуется с концепцией единства причин и закономерности пульсационного развития геосфер Земли на всем обозримом протяжении ее геологической истории.

Если это так, то допустимо думать, что те же закономерности в основном справедливы и для цикло- и ритмостратонов более мелких соподчиненных рангов и, что естественно, событийный способ периодизации геологической истории вооружает стратиграфию хронологической мерой, с помощью которой можно оценить приближительную продолжительность как физически выраженных стратонов, еще не получивших конкретной хронометрической характеристики, так и стратиграфических перерывов. Все это позволяет признать реальным поиск теоретической модели метрологии процессов геологического овеществления времени (Афанасьев, 1987, 1991; Заколдаев, 1992; Баренбаум, 1995) и, в частности, опубликованный А.Е. Куликовичем (1985) периодический закон исторической геологии. Известная неопределенность изотопно-геохронологического датирования возраста границ геологических тел и времени их формирования отражает реальную диахронность соответствующих геособытий по латерали. Масштабы диахронности границ структурно-вещественных тел прямо пропорциональны продолжительности геологических этапов, которые характеризуют эти тела.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт сравнительного изучения периодичности взаимосвязанного развития докембрийских геосфер, наиболее полно овеществленных в морских трансгрессиях и регрессиях и их осадках,

позволяет заключить, что геособытийный подход к периодизации геологической истории обеспечивает единство и сопоставимую детальность историко-генетической периодизации фанерозоя и докембрия. Иначе говоря, этот подход более универсален, чем биостратиграфический. В то же время именно геособытийный подход вполне высвечивает главные отличительные особенности докембрия и фанерозоя.

В контексте данной статьи существенным кажется то, что Земля за время своего докембрийского существования прошла четыре полных мегацикла и на более поздней стадии своей геологической истории вступила во вторую половину пятого незавершенного фанерозойского мегацикла. Из этого следует, что условия современной Земли сопоставимы с условиями, свойственными начальному этапу второго (регрессивного) мегаритма полного мегацикла. Правомерно поэтому предполагать, что актуалистические построения могут привести к адекватным результатам только в применении к образованиям кратковременных периодов начала регрессивных ветвей докембрийских мегациклов с расчетными возрастными около 1050, 2100 и 3150 млн. лет. С этими этапами была связана смена циклически развивавшейся мантийной доминанты геохимического фона внешних сфер Земли на их коровую специализацию (Негруца, 1984, 1991).

Понятно, что из этих предположений вытекает ряд принципиальных концептуальных следствий, например, волновое эволюционное развитие органического мира, опосредованная (резонансно-многоаспектная) зависимость между жизнью и окружающей ее средой и другие (Негруца, 1994а). Уровень развития геособытийного подхода к периодизации геологической истории определяется современными достижениями в изучении цикличности геологических процессов и в раскрытии связей Земли с космосом, а также в расширении методологической базы стратиграфии. Очевидно, что интерес к такому типу исследований, просматриваемый, в частности, уже в работах А.П. Карпинского и развитый в трудах Б.Л. Личкова, В.В. Меннера и ряда других исследователей, остается, в основном, еще не востребованным должным образом ни практикой исторической геологии, ни, тем более, биостратиграфией и геохронологией. Между тем, сравнительная цикло-ритмология может дополнять принципиально новыми фундаментальными знаниями не только науки о Земле, но и все естествознание в целом (Негруца, Негруца, 1996).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 97-05-64871).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев С.Л.* Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М.: Недра, 1987. 144 с.
- Афанасьев С.Л.* Докембрийская геохронологическая шкала и геологические циклы // ДАН СССР. 1991. Т. 319. С. 931–934.
- Баренбаум А.А.* Галактическая цикличность земных катастроф // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 30–34.
- Баширин А.К.* Деструктивные комплексы в структуре континентов. Новосибирск: Наука, 1991. 190 с.
- Безденежных Л.П., Негруца Т.Ф., Негруца В.З.* К методике фациального изучения осадочно-метаморфических толщ Карелии и Кольского полуострова // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра, 1966. С. 253–275.
- Беккер Ю.Р.* Хронометрические системы. Иллюзия или реальность докембрия // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 3 (№ 21). С. 32–37.
- Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Заклдаев Ю.А.* Галактический год и глобальные геологические циклы // Концептуальные основы геологии. СПб.: Записки СПбГИ, 1992. Т. 134. С. 70–76.
- Куликович А.Е.* Периодический закон исторической геологии // История и методология геологических наук. Киев: Наукова думка, 1985. С. 33–48.
- Куликович А.Е.* Спиральная структура геологического времени и ограничения на принцип актуализма // Концептуальные основы геологии. СПб.: Записки СПбГУ, 1992. Т. 134. С. 47–56.
- Меннер В.В.* Заключение (дальнейшие перспективы) // Стратиграфия в исследованиях геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 259–266.
- Негруца В.З.* Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Сов. геология. 1963. № 7. С. 52–72.
- Негруца В.З.* Опыт составления палеогеографических карт протерозоя Карелии на основе данных структурно-фациального изучения опорных структур карелид. Проблемы изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967. С. 181–188.
- Негруца В.З.* Значение комплексного фациально-палеогеографического метода для расчленения и корреляции различно метаморфизованных толщ докембрия // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 108–113.
- Негруца В.З.* Основные подразделения региональной стратиграфической шкалы докембрия восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. 1979. Т. 244. № 1. С. 165–169.
- Негруца В.З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1984. 270 с.
- Негруца В.З.* Принципы стратификации докембрия. Геол. и геофиз. 1988. № 8. С. 3–11.
- Негруца В.З.* Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 150 с.
- Негруца В.З.* К циклохронометрии реперных событий докембрийской истории Земли // Научно-технические достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр. Научно-технический информационный сборник. М.: МГП “Геонформмарк”, 1991. Вып. 10–11. С. 54–62.
- Негруца В.З.* Металлогеническая модель Кольской геоэкосистемы. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 118 с.
- Негруца В.З.* Циклоритмология докембрия: новые аспекты общих закономерностей динамики биот во времени // Динамика разнообразия органического мира во времени и пространстве. Тез. докл. XI сессии Палеонтологического об-ва РАН (24–26 января 1994 г.). СПб. 1994а. С. 37–39.
- Негруца В.З.* От структурно-вещественной периодизации к циклохронометрической стратиграфии докембрия // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб.: Наука, 1994б. С. 27–43.
- Негруца В.З.* Эволюция экзогенных процессов Печенгского палеобассейна // Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. С. 101–123.
- Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Историко-геологический метод изучения докембрия. Л.: Недра, 1988. 196 с.
- Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Эволюция докембрийской стратисферы: пространство, время, энергия. Новые идеи в естествознании. Ч. II. Сер. “Пробл. исследования Вселенной”. Вып. 19. СПб. 1996.
- Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Литогенетический метод изучения протерозойских терригенных образований Карелии и его значение для структурного картирования // Пробл. изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967. С. 176–180.
- Негруца Т.Ф.* Граница архея и протерозоя на Балтийском щите. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1988. 79 с.
- Негруца Т.Ф.* Историко-геологическое обоснование границы архея и протерозоя. Дис. докт. геол.-мин. наук (в форме научного доклада). СПб.: Изд-во СПбГУ, 1991. 48 с.
- Прозоровский В.А.* Общая стратиграфическая шкала: создание, современное состояние, перспективы развития // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 3 (№ 21). С. 15–20.
- Салон Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А.* Современные концепции общего расчленения докембрия: анализ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3–13.
- Семихатов М.А.* Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 6–20.
- Семихатов М.А.* Современные концепции общего расчленения и новая стратиграфическая шкала докембрия Северной Евразии // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб.: Наука, 1994. С. 9–26.
- Семихатов М.А.* Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.
- Хаин В.Е., Божко К.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Рецензенты А.И. Жамойда, Ю.Р. Беккер

УДК 551.263.3(571.651)

**ДИСКУССИЯ ПО ПОВОДУ СТАТЬИ В.Ф. БЕЛОГО, М.И. РАЙКЕВИЧА,
Б.В. БЕЛОЙ “ПОЗДНЯЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА”¹**

© 1998 г. Е. Л. Лебедев*, Н. И. Филатова**

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

**Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 20.09.96 г., получена после доработки 04.02.97 г.

Ключевые слова. Северо-восток Азии, Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП), фито-
стиграфия, сенон.

В связи с публикацией В.Ф. Белого и его соавторов нами обсуждаются вопросы защиты приоритета в ходе научной деятельности; возможные палеоботанические причины искусственного удешевления континентальных толщ ОЧВП; последствия некоторых геологических ошибок в научном и прикладном отношениях.

Проблема, поднятая в статье В.Ф. Белого с соавторами “Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса”, несомненно, актуальна, поскольку вопрос о верхней возрастной границе пояса влияет на многие аспекты геологии научного и прикладного характера, включая строение и эволюцию ОЧВП и смежных регионов, а также оценку рудоконтролирующей роли разновозрастных образований пояса.

В упомянутой статье авторы с помощью палеофитологического и палинологического методов устанавливают сенонский (сантонский) возраст поздней стадии развития Центрально-Чукотского сектора ОЧВП, а палеомагнитный метод используют только для корреляции конкретных толщ в разрезах. Несколько ранее (Белый, 1994) был сделан вывод о среднеальбском–сантонском возрасте ОЧВП в целом. Однако и в первой, и во второй публикациях фактически отсутствуют ссылки на многочисленные работы последних двух десятилетий, в которых другими исследователями доказывался сенонский возраст поздней стадии ОЧВП. Мы не можем также согласиться с тем, что в данной статье проведен первый, как пишут авторы, опыт успешной корреляции данных палеофитологического и палинологического методов, поскольку первые палинологические доказательства сенонского возраста верхней части вулканитов ОЧВП были опубликованы более 15 лет назад (Битюцкая и др., 1979).

Поэтому мы вынуждены кратко остановиться на эволюции основных представлений о возрасте вулканогенных образований ОЧВП.

На межведомственном стратиграфическом совещании 1957 г. в Магадане вулканогенные образования пояса были отнесены к верхнему мелу без уточнения (чаунская серия), а в южной части пояса – к нижнему и верхнему мелу (охотская и эвенкская серии соответственно). Позднее (Геология..., 1970) в пределах ОЧВП были выделены апт-датские (расчлененные на ране- и поздне-меловые) и палеогеновые образования.

В.Ф. Белый (1969) на основании списков многочисленных меловых растений из северной части пояса отнес вулканогенные образования ОЧВП к апт-данью. Однако позднее В.Ф. Белый изменил свою точку зрения и ограничил возраст ОЧВП альбом–сеноманом (Белый, 1975, 1977, 1981, 1988, 1992 и др.). В многочисленных публикациях этого исследователя последних двух десятилетий большое внимание уделялось доказательству именно сеноманского (и даже ранне-сеноманского) возраста вулканитов верхней части разреза ОЧВП. Характерно, что к этому уровню им относились также и платобазальты, перекрывающие как образования ОЧВП, так и позднемеловые молассы смежного Анадырско-Корякского региона, которые ни по структурному положению, ни по петрогеохимическому составу не могут быть включены в окраинно-континентальный вулканический пояс (Филатова, 1987, 1988, 1995). Вопросы возраста, состава и геодинамических обстановок формирования этих платобазальтов, более всего напоминающих вулканиты внутриплитного типа, составляют предмет специального рассмотрения, в связи с чем здесь мы на них останавливаться не будем.

Точка зрения В.Ф. Белого о сеноманском верхнем возрастном пределе ОЧВП была принята на 2-ом Межведомственном совещании в Мага-

¹Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 5, с. 78–89.

дане в 1975 г. (Решения..., 1988) и в дальнейшем нашла отражение на составленных в СВТГУ картах различного масштаба и содержания: геологических, тектонических, структурно-формационных и др.

Однако уже в 60-х и 70-х годах в процессе среднемасштабного геологического картирования и тематических биостратиграфических работ в пределах ОЧВП и прилежащих площадей, проведенных сотрудниками Северо-Восточного геологического управления и объединения "Аэрогеология", были найдены остатки флоры туронского и сенонского возраста. Наиболее представительные коллекции поздне меловой флоры были собраны Л.А. Анкудиновым, Н.С. Афанасьевой, А.И. Дворянкиным, А.Д. Деятелиной, В.А. Грецким, В.В. Грозовым, В.А. Захаровым, А.И. Милехиным, Э.Б. Невретдиновым, Г.П. Тереховой, О.П. Тимофеевым, Ю.С. Турчиновичем, В.А. Фараджевым, Н.И. Филатовой, Г.Г. Филипповой, Ю.М. Хотинным, А.Б. Цукерником, В.И. Чубаровым и др.

Данные о туронских и сенонских образованиях в разрезе ОЧВП были приведены в ряде публикаций (Филиппова, 1975; Деятелина и др., 1980; Невретдинов, 1980; Терехова, Филиппова, 1983, 1984; Самылина, 1984а, б и др.).

Что касается авторов настоящей статьи, то Н.И. Филатова с 1968 по 1991 г. включительно (сначала как сотрудник объединения "Аэрогеология", а затем – Института литосферы РАН) проводила в ОЧВП тематические стратиграфические работы на основе крупномасштабного геологического картирования; начиная с 1973 г. специальные фитостратиграфические исследования в ОЧВП осуществлялись сотрудником ГИН РАН Е.Л. Лебедевым. В результате этих совместных работ, охвативших территорию ОЧВП от Ульяновского сектора на юго-западе до Центрально-Чукотского на северо-востоке были собраны многочисленные коллекции ископаемых растений. Выделенные новые комплексы флоры и анализ данных предшествующих работ позволили в совокупности получить новые представления о возрасте пояса, а также о специфичности меловых его флор (Лебедев, 1975, 1979, 1987, 1992; Филатова, 1988; Филатова и др., 1977; Филатова, Лебедев, 1982; Лебедев и др., 1989; Дворянкин и др., 1990 и др.). В результате терригенно-вулканогенный разрез ОЧВП был охарактеризован восемью комплексами флоры – от позднего альба до кампана включительно, причем эти комплексы были прослежены практически по всей территории ОЧВП.

Наиболее важным результатом указанных совместных работ явилось обнаружение сенонских флористических и палинологических комплексов в верхней части разреза ОЧВП и уста-

новление кампанской верхней возрастной границы пояса. Сенонские образования, датированные по ископаемым растениям, были встречены на всем протяжении ОЧВП, от юго-западной его части до Центрально-Чукотского сектора (Филатова, Лебедев, 1982). Кампанский уровень был подтвержден находками усть-эмунартской флоры (Центрально-Чукотский сектор), мурганской и аянкинской флорами (Пенжинский сектор, центральная часть ОЧВП), а также делоканской флорой (Ульяновский сектор). На крайнем юго-западе ОЧВП была обнаружена раннесенонская туронская флора.

Существенно, что данные о присутствии в ОЧВП сенонских отложений были тогда же подтверждены палинологическими исследованиями. Так, в Ульяновском секторе, кроме других альб-туронских палинокомплексов, был установлен раннесенонский комплекс (Битюцкая и др., 1979). Близкий по составу раннесенонский палинокомплекс был выделен Г.Д. Давыдовой и Г.М. Братцевой в Пенжинском секторе ОЧВП. Эти комплексы содержат пыльцу покрытосемянных из группы *Triporoetacites* и др. Важно подчеркнуть, что, хотя предварительно оба комплекса были отнесены к раннему сенону, но присутствие в спорово-пыльцевых спектрах *Triporopollenites plicoides*, *Loranthacites*, *Manicorpus* и *Orbicularis*, позволяет предполагать их принадлежность к более высокому уровню сенонского интервала (Битюцкая и др., 1979).

Таким образом, результаты наших биостратиграфических и картировочных работ последних двух десятилетий свидетельствуют об альб-кампанском интервале формирования ОЧВП (не менее 30 млн. лет), что вдвое превышает продолжительность развития этого пояса (альб-ранний сенон), по данным В.Ф. Белого (Белый, 1977, 1982, 1988 и др.).

На альб-раннесенонском возрасте ОЧВП В.Ф. Белый настаивал и позднее (Белый, 1992), где в резко написанной рецензии, он отрицал кампанский возраст делоканской флоры Ульяновского сектора (которую мы коррелируем с усть-эмунартской флорой) и относил ее к гребенкинскому уровню, точнее к дукчандинскому флористическому комплексу, то есть к сеноману.

Но уже вскоре в выступлении на международном совещании в Южной Корее в 1994 г. В.Ф. Белый без каких-либо ссылок на наши работы доложил о сенонском возрасте верхней части ОЧВП (Belyi et al., 1994).

Аналогичная информация (также фактически без упоминания наших работ) была сообщена и в другой публикации (Белый, 1994). Что касается обсуждаемой статьи (Белый и др., 1997), то ссылки в ней используются для того, чтобы объявить неверными ранее полученные сенонские датир-

ровки в отличие от “истинного” сенона, обнаруженного в ОЧВП В.Ф. Белым и его коллегами.

Во второй части нашей дискуссии кратко коснемся некоторых проблем палеофлористики и флостратиграфии, от решения которых могут заметно, а иногда и принципиально измениться представления о возрасте ОЧВП, а следовательно и об истории его развития.

Мнение об удревнении поздне меловых флор пояса возникло на начальной стадии палеоботанического изучения ОЧВП, когда не учитывалась специфика поясных флор, развивавшихся в условиях наземного вулканизма. Для последних характерно широкое развитие раннемеловых реликтов *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera*, существовавших в ОЧВП, по крайней мере, до кампана, тогда как в приморских условиях эти реликты в позднем мелу вымерли и, кроме начала позднего мела, практически не встречаются. А поскольку многие приморские флоры датированы по морской фауне, то они использовались в качестве опорных при установлении возраста флор, происходящих из наземных вулканогенных образований. В результате автоматическое перенесение на флоры пояса закономерностей, выявленных при изучении флор из прибрежно-морских осадочных отложений (в частности, отсутствие в последних *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera* в породах моложе сеноманских) и приводило к удревнению поздне меловых флор ОЧВП вплоть до сеномана и, следовательно, к искажению истинного возраста образований пояса.

ОЧВП входит в состав Северо-Тихоокеанского рефугиума, выделенного ранее В.А. Вахрамевым (1981). Для этого рефугиума характерно переживание в позднем мелу ряда мезофитных голосеменных, в первую очередь, цикадофитов, вымерших на остальной части планеты, а в пределах ОЧВП присутствие *Phoenicopsis* и других форм, практически исчезнувших к этому времени в равнинных условиях. В связи с этим составы синхронных меловых флор из образований наземных вулканогенных областей и из прибрежно-морских осадочных отложений Северо-Восточной Азии могут иногда заметно различаться. Специфика поздне меловых флор ОЧВП вызвала необходимость выделения пояса в особую палеофлористическую подпровинцию (Лебедев, 1987, 1992).

В пределах ОЧВП *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera* нельзя относить к руководящим формам и рассматривать в качестве индикаторов сеноманского возраста поздне меловых флор. В позднем мелу руководящими формами, характерными для определенных флостратиграфических горизонтов, как правило, являются покрытосеменные, наиболее быстро эволюционировавшие в это время. При отсутствии последних, во избежание оши-

бочных датировок, коллекции ископаемых растений из ОЧВП более правильно относить к мелу или позднему мелу без уточнения.

Поэтому при датировке возраста усть-эмунартских флор мы и опирались на значительное участие в них покрытосеменных *Quercus tchucotica* и присутствие *Macclintockia ochotica* (Абрамова, 1979; Герман, Лебедев, 1991), которые появляются в разрезе с барыковского (ранний кампан) уровня и на Северо-Востоке Азии ниже по разрезу осадочных отложений встречены не были (Лебедев, 1987, 1992). Эти данные не позволяют нам согласиться с В.Ф. Белым, который понижает возраст усть-эмунартской флоры на том основании, что “... в барыковской флоре ... полностью отсутствуют реликты мезофита *Sphenobaiera*... и *Phoenicopsis*..., которые обильны в усть-эмунартском комплексе” (Белый, 1997, с. 86). Как было показано выше, опора на раннемеловые реликты при датировке возраста ряда флор ОЧВП может привести (и приводила последние три десятилетия) к заметным стратиграфическим ошибкам.

В связи с отмеченной выше специфичностью флор ОЧВП, обусловленной особыми палеогеографическими условиями произрастания, вызывают недоумение многочисленные попытки отождествления флор этого пояса непосредственно с флорами из других палеогеографических областей, пусть и смежно расположенных. В первую очередь, это относится к аркагалинской флоре, которая обнаружена в пределах Верхояно-Чукотской тектонической области и характеризует условия болотистой низменности (Самылина, 1988), то есть совсем иную обстановку, нежели на территории ОЧВП. Отсюда становится очевидной невозможность обнаружения в образованиях ОЧВП сколько-нибудь полного аналога типовой аркагалинской флоры. Поэтому недопустимо использование термина “аркагалинская флора” для флор ОЧВП. Единственный, по нашему мнению, методологический путь при этом: выделение флор собственно ОЧВП и их корреляция с флорами соседних регионов с обязательным учетом палеогеографической специфики последних.

В заключение следует отметить, что в конце концов не так уж важно, кем поименно впервые доказан сеноманский возраст позднего этапа ОЧВП. Важно другое, что несмотря на уже имеющиеся палеоботанические и палинологические данные, к сожалению, до последнего времени детально расчлененные геологами Северо-Восточного территориального геологического управления стратиграфические разрезы образований ОЧВП упорно укладываются в рамки альб-сеномана, “сжимаясь” при этом ровно вдвое. Отрицательные последствия не могли не сказаться также в прикладном (металлогенический анализ и прогноз) и научном отношениях.

Сокращение возрастного интервала формирования ОЧВП приводило, кроме того, к определенным противоречиям при корреляциях образований этого пояса и прибрежно-морских отложений Корякского региона, а также при палеореконструкциях этапов эволюции меловой окраины Азии, как с позиций фиксизма, так и основанных на плейт-тектонических концепциях (Белый, 1977; Белый, Похиалайнен, 1990; Филатова, 1988, 1995 и др.).

Мы благодарны А.Б. Герману за обстоятельное обсуждение статьи и конкретные конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамова Л.Н. Новый вид дуба из верхнего мела Корякского нагорья // Палеонтол. журнал. 1979. № 1. С. 114–147.
- Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1969. 175 с.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и возраст вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса // Мезозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1975. С. 107–108.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 1977. 171 с.
- Белый В.Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (масштаб 1 : 1 500 000). Магадан: ГУК, 1981. 56 с.
- Белый В.Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1982. № 3. С. 101–109.
- Белый В.Ф. Актуальные вопросы фито-стратиграфии “среднего” мела Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Препринт, 1988. 33 с.
- Белый В.Ф. Дискуссия // Тихоокеанская геология. 1992. № 5. С. 70–71.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф., Похиалайнен В.П. Северо-Восток СССР – кладбище плит и террейнов или плиттектонических гипотез? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 2. С. 96–104.
- Белый В.Ф., Райкевич М.И., Белая Б.В. Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 78–89.
- Битюцкая Л.И., Братцева Г.М., Громов В.В. и др. О возрасте меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 3. С. 635–638.
- Вахрамеев В.А. Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Палеонтол. журнал. 1981. С. 3–14.
- Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений северо-западной Камчатки. М.: Наука. 1991. 190 с.
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 547 с.
- Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Стратиграфия меловых континентальных образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Континентальный мел СССР. Ред. Красилов В.А. Владивосток: Наука, 1990. С. 144–156.
- Деятелилова А.Д., Невретдинов Э.Б., Филиппова Г.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь // Геология и геофизика. 1980. № 2. С. 62–70.
- Лебедев Е.Л. Меловая флора бассейна р. Ульи // Мезозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. Межвед. стратиграф. совещ. Магадан. 1975. Магадан: СВКНИИ АН СССР. 1975. С. 126–127.
- Лебедев Е.Л. Палеоботаническое обоснование стратиграфии меловых вулканогенных образований Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 10. С. 25–39.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Лебедев Е.Л. Меловые флоры Северо-Восточной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 85–96.
- Лебедев Е.Л., Гурьянов В.А., Рассказов В.П., Чепыгин В.Е. Геологическое развитие и вулканизм южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 50–55.
- Невретдинов Э.Б. Новые данные о возрасте верхнемеловых вулканогенных образований левобережья верховьев р. Анадырь // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан. 1980. Вып. 25. С. 226–229.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы). Магадан: ГКП СВТГУ, 1978. 192 с.
- Самылина В.А. О меловой флоре с р. Кананыга (Северное Приохотье) // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1984а. С. 178–190.
- Самылина В.А. Позднемеловая флора р. Тап (Северное Приохотье) // Ежегодник ВПО. Л.: Наука, 1984б. Т. 27. С. 236–242.
- Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
- Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. О строении и возрасте попереченской свиты (хр. Пекульней, Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 4. С. 911–914.
- Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. Тыльпэгыргынайская свита и ее флористический комплекс (хр. Пекульней, Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 218. № 6. С. 1443–1446.
- Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С. 85–101.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 64–77.

Филатова Н.И., Дворянkin А.И., Лебедев Е.Л., Цукерник А.Б. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (бассейны Пенжины, Еропола, Анадыря) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. № 2. С. 67–82.

Филатова Н.И., Лебедев Е.Л. Сенонские отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 111–114.

Филиппова Г.Г. О возрасте флористических комплексов из верхнемеловых отложений Северо-Востока СССР // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл.

Межвед. стратигр. совещ. Магадан. 1975. Магадан: СВКНИИ АН СССР. 1975. С. 99–101.

Belyi V.F., Belaya B.V., Raikovich M.I. Middle-Cretaceous Floras of the Northeastern Asia and the Age of Okhotsk-Chukchi volcanogenic Belt. Abstract of International Symposium on Paleoenvironmental History of East and South Asia and Cretaceous Correlation. Kyungpook National University. Taegu. Korea. 1994. P. 4–5.

Рецензенты М.А. Ахметьев, А.Б. Герман

УДК 551.263.037(571.651)

**К ДИСКУССИИ О СТАТЬЕ В.Ф. БЕЛОГО, М.И. РАЙКЕВИЧА,
Б.В. БЕЛОЙ “ПОЗДНЯЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА”¹**

© 1998 г. В. Ф. Белый

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

Поступила в редакцию 01.07.97 г.

Ключевые слова. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, поздняя стадия, турон, коньяк, сантон, палинокомплекс, магнитостратиграфия.

Означенная в заглавии статья от начала и до последней страницы посвящена только новым, полученным нами в полевые сезоны 1991 и 1993 гг. данным о стратиграфии, палинологии, магнитостратиграфии и палеовулканологии верхнего течения р. Энмываам, где находится наиболее полный разрез вулканических накоплений поздней стадии развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти материалы имеют, действительно, принципиальное значение для обоснования верхней возрастной границы развития вулканогенного пояса. Более того, несомненно и методическое значение их, поскольку это первый успешный опыт комплексного исследования стратиграфии континентальных меловых образований не только вулканогенного пояса, но и Северо-Востока Азии в целом. Впервые в верхней части континентального среднего мела обнаружены отложения с обратной намагниченностью (R-зона). По совокупности признаков (палинологических, стратиграфических, палеовулканологических) они параллелизуются с морскими отложениями нижней части барыковской свиты: клюевская R-зона; нижний коньяк, зона *Inoceramus involutus* (Пергамент, Печорский, Храмов, 1971; Палеомагнитология, 1982).

Статья совершенно не затрагивает общие вопросы: как, например, приоритет открытия и обоснования сенонских отложений в разрезах вулканогенного пояса и тем более такие спорные, как эволюция взглядов на возраст вулканогенного пояса в целом, которым посвящена большая часть дискуссии, предлагаемой Е.Л. Лебедевым и Н.И. Филатовой. Поэтому в дальнейшем я не стану касаться этих общих проблем, а обращу внимание лишь на те конкретные результаты нашей работы, которые не согласуются с представлениями оппонентов.

1. В статье показано, что стратиграфические подразделения поздней стадии развития вулканогенного пояса образуют последовательность эргываамская–эмунарэльская–энмываамская свиты, а не эмунарэльская–эргываамская–энмываамская (Решения..., 1978). Следовательно, усть-эмунарэльская флора происходит из нижней части разреза эмунарэльской свиты, но не эргываамской, как считает Н.И. Филатова (Филатова, Лебедев, 1982; Филатова, 1988).

2. Из слоев, в которых Е.Л. Лебедев собирал усть-эмунарэскую флору (из тех же канав, расчисток, образцов), нами выявлен представительный поздне-туронский палинокомплекс. Это нижняя часть разреза эмунарэльской свиты; она имеет прямую намагниченность. Горные породы средней части той же свиты имеют обратную намагниченность и параллелизуются с клюевской R-зоной, нижний коньяк (Пергамент, Печорский, Храмов, 1971; Палеомагнитология, 1982). Поэтому мы считаем усть-эмунарэскую флору поздне-туронской, а не кампанской, как полагает Е.Л. Лебедев (1987) только по присутствию в ней *Quercus tchucotica* Abram.

3. Энмываамская свита принадлежит к формации глиноземистых платобазальтов (Белый, 1994), которыми повсеместно завершается разрез Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Из энмываамской свиты нами получен представительный палинокомплекс поздне-туронского-раннесенонского возраста. По стратиграфическому положению (выше клюевской R-зоны) и по прямой намагниченности горных пород возраст энмываамской свиты принят сантонским. Этот вывод, естественно, не разделяют ни Е.Л. Лебедев, ни Н.И. Филатова, которые платобазальтовую формацию вулканогенного пояса относили к концу мела-палеоцену (данию) (Лебедев, 1987; Григорянц и др., 1992; Филатова, 1988) вопреки более ранним данным о среднемеловом возрасте платобазальтов ручья

¹ Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 5, с. 78–89.

Гипотетического в Охотском секторе вулканогенного пояса (Белый, Самылина, 1987).

4. В заключение следует отметить, что Е.Л. Лебедев и Н.И. Филатова допустили явную ошибку, говоря, что ранее начало развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса я датировал валанжином. В первой основательной публикации, касающейся геологии вулканогенного пояса (Белый, 1961), я относил начало развития этой структуры к апту, позже – к альбу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белый В.Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Центральная Чукотка) // Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан.: Магад. кн. изд-во, 1961. С. 36–71.

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

Белый В.Ф., Самылина В.А. О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

по наблюдениям в бассейнах рек Армань, Ола и Малан // Тихоокеанская геология. 1987. № 5. С. 76–85.

Григорянц Б.Р., Дрондин В.Г., Лебедев Е.Л. и др. О завершающем этапе развития вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Ульинский прогиб) // Тихоокеанская геология. 1992. № 5. С. 63–71.

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

Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Пергамент М.А., Печорский Д.М., Храмов А.Н. О палеомагнитной шкале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 3–11.

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

Филатова Н.И. Приокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

Филатова Н.И., Лебедев Е.Л. Сенонские отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982. № 10. С. 111–114.

Рецензенты М.А. Ахметьев, А.Б. Герман

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

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

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Государство и право
Доклады академии наук

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

Agricultural Chemistry
Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Russian Journal of Zoology
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
Russian Forest Sciences
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Petroleum Chemistry
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
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 МАИК “Наука”, выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis