

ISSN 0869-592X

Том 11, Номер 4

Июль - Август 2003



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



журналу **10** лет

<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 11 № 4 2003 Июль–Август

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов,
М. Бассет, В. А. Берггрэн, Е. В. Бибикова, Н. А. Богданов,
О. Валлизер, А. Б. Герман (ответственный секретарь),
Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо,
К. И. Кузнецова, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане,
А. Ю. Розанов, М. А. Семихатов (заместитель главного редактора),
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

Адрес редакции: 119180 Москва, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 11, номер 4, 2003

Строение и условия осадконакопления вендского комплекса
в Юго-Восточном Беломорье

Д. В. Гражданкин

3

Азериский, ласнамягиский и ухакусский горизонты ордовика
в Ленинградской области и характеристика трилобитов и остракод

А. Ю. Иванцов, Л. М. Мельникова

24

Стратиграфия верхнего палеозоя восточного крыла Тунгусской синеклизы

Г. Н. Садовников

41

Климат во время пермо-триасовых биосферных перестроек.
Статья 2. Климат поздней перми и раннего триаса. Общие выводы

Н. М. Чумаков, М. А. Жарков

55

Эоценовые диатомеи и силикофлагелляты из отложений Кроноцкого залива
(Восточная Камчатка)

И. Б. Цой

71

Корреляция аллювиальных и озерных отложений верхнего неоплейстоцена
Южного Зауралья

В. В. Стефановский, А. В. Бородин, Т. В. Струкова

87

Новые данные об относительных изменениях уровня Черного моря
четвертичного периода

О. В. Димитров, В. А. Друщиц

101

Персоналии

Памяти Михаила Абрамовича Певзнера (1937–2003)

108

Новые правила для авторов

111

Contents

Vol. 11, No. 4, 2003

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

Depositional Environment of the Vendian Complex in the Southeastern White Sea Area <i>D. V. Grazhdankin</i>	3
The Azeri, Lasnamyagi, and Ukhaku Ordovician Horizons of the Leningrad Region and their Trilobite and Ostracode Faunas <i>A. Yu. Ivantsov and L. M. Mel'nikova</i>	24
Upper Paleozoic Stratigraphy in the Eastern Limb of the Tunguska Syncline <i>G. N. Sadovnikov</i>	41
Climate during the Permian-Triassic Biosphere Reorganizations. Article 2: Climate of the Late Permian and Early Triassic, General Inferences <i>N. M. Chumakov and M. A. Zharkov</i>	55
Eocene Diatoms and Silicoflagellates from the Kronotskii Bay Deposits (East Kamchatka) <i>I. B. Tsoi</i>	71
Correlation of the Upper Neopleistocene Alluvial and Lacustrine Sections, the Southern Trans-Urals Region <i>V. V. Stefanovskii, A. V. Borodin, and T. V. Strukova</i>	87
New Data on the Black Sea Level Changes in the Quaternary <i>O. V. Dimitrov and V. A. Drushchits</i>	101

Personalities

In Remembrance of Michael A. Pevzner (1937–2003)	108
The New Readers for the Authors	111

УДК 551.435.3:551.72(268.46)

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕНДСКОГО КОМПЛЕКСА В ЮГО-ВОСТОЧНОМ БЕЛОМОРЬЕ

© 2003 г. Д. В. Гражданкин

Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 10.03.2002 г.

По результатам изучения глинисто-песчаных отложений вендского комплекса, обнаженных вдоль восточного склона Балтийского щита (Юго-Восточное Беломорье) и вскрытых новыми скважинами, пересмотрена схема расчленения и корреляции разрезов. На основе выявленной цикличности строения толщи вендский комплекс предлагается разделить на лямницкую, верховскую, зимнегорскую и ергинскую свиты. Описаны основные литотипы отложений, слагающих эти стратоны, рассмотрены их фациальные соотношения и условия образования. Предполагается, что вендский комплекс сформировался в прибрежных обстановках открытого морского бассейна в результате проградации дельты в юго-западном направлении.

Ключевые слова. Венд, стратиграфия, обстановки осадконакопления, Юго-Восточное Беломорье.

Юго-Восточное Беломорье является наиболее информативным местонахождением остатков ископаемой биоты эдиакарского типа, что в первую очередь выражено высоким таксономическим разнообразием биоты и превосходной степенью сохранности остатков (Федонкин, 1981, 1985; Иванцов, 1999, 2001; Grazhdankin, 2000). Вмещающие эти остатки отложения вендского комплекса сложены однообразной песчано-глинистой толщей, которая обнажена в относительно небольших и изолированных обнажениях, не покрывающих всю последовательность, и разными исследователями расчленяется по-разному. Вместе с тем приходится признать, что эти отложения не описаны с той степенью детальности, которая позволяет реконструировать условия и обстановки осадконакопления толщи и анализировать стратиграфическое распределение и фациальную приуроченность ископаемых остатков в разрезах. В результате, недостаток данных об обстановках обитания и условиях захоронения организмов сильно затрудняет поиск новых местонахождений.

Вендский комплекс Юго-Восточного Беломорья достигает мощности 550 м, залегая почти горизонтально (угол падения слоев в среднем не превышает 0.2°) на породах кристаллического фундамента платформенные и верхнерифейские образования, выполняющих грабены и глубокие прогибы в фундаменте (Станковский и др., 1972, 1981; Якобсон и др., 1991). Отложения вендского комплекса обнажаются вдоль восточного края Балтийского щита в долинах рек, пролегающих через Онежскую гряду (Лямца, Пурнема), западную часть Двинского уступа (Нижма, Агма, Сюзьма, Верховка, Солза, Кинжуга) и западную

часть Беломорско-Кулойского уступа (Торожма, Золотица), а также в обрывах Онежского, Летнего и Зимнего берегов Белого моря. На северо-востоке, востоке и юго-востоке вендские отложения погружаются на значительную глубину под палеозойские отложения Мезенской синеклизы.

В предлагаемой статье описывается строение вендских отложений Юго-Восточного Беломорья, пересматривается схема расчленения и корреляции разрезов этого региона и впервые дается интерпретация условий осадконакопления. Материалом для исследований послужило последнее описание разрезов в более чем 150 обнажениях на Онежском п-ове и Кулойском плато, а также изучение четырех скважин, пробуренных на Онежском п-ове Сюзьминской партией АО "Архгеодобыча" в период с 1993 по 1996 годы, и переизучение разрезов опорных скважин по материалам отчетов Э.А. Кальберг, А.И. Лебединцева и А.Ф. Станковского.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения Юго-Восточного Беломорья, ныне относимые к вендскому комплексу, были всесторонне изучены Э.А. Кальберг в довоенные годы. В 1936–37 годы Э.А. Кальберг открыла в этих отложениях остатки организмов, которые были определены как отпечатки растений и червей (отчет Э.А. Кальберг и Г.И. Ершовой, 1940 г.). В то время вмещающая эти остатки песчано-глинистая толща, обнаженная в долинах рек и обрывах берегов Белого моря, относилась к верхнему девону (Зеккель, 1939; Кальберг, 1940). В 1947–49 годы Северное геологическое управление пробу-

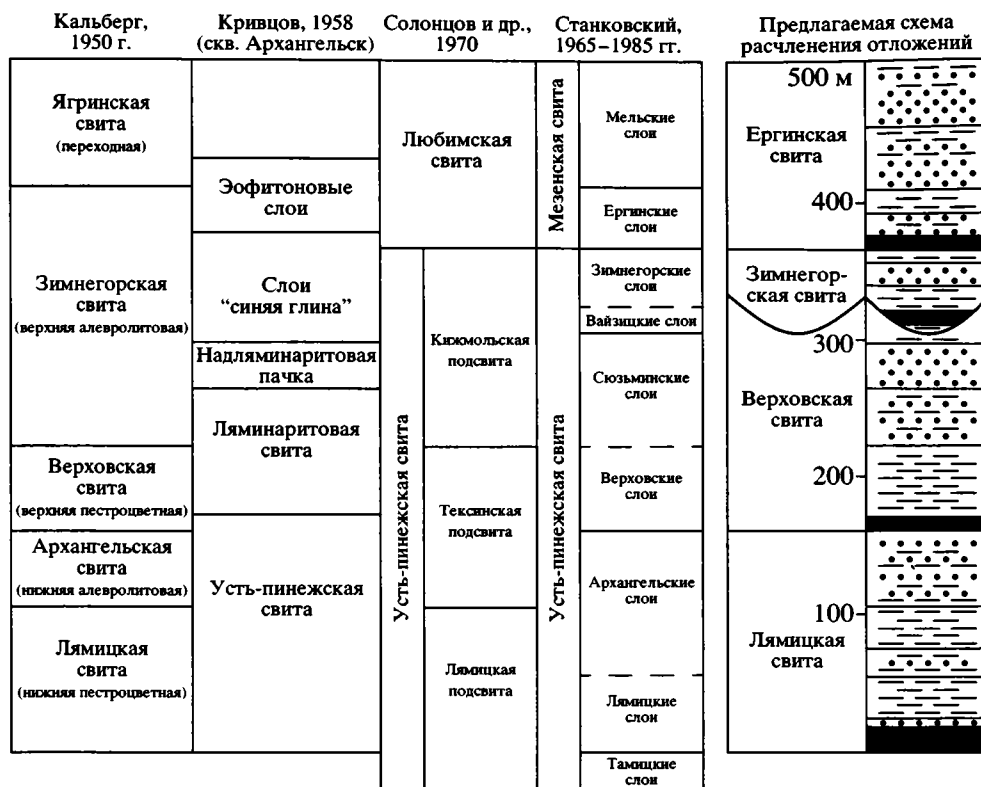


Рис. 1. Сопоставление стратиграфических схем расчленения вендских отложений Юго-Восточного Беломорья. Усл. обозначения см. на рис. 2.

рило скв. Ненокса, Архангельск и Усть-Пинега, которые впервые в этом регионе вскрыли разрез осадочного чехла до кристаллического фундамента. Э.А. Кальберг в 1950 г., сопоставив материалы по этим скважинам со своими полевыми наблюдениями, предложила расчленить толщу по преобладающей окраске и петрографическому составу на лямецкую, архангельскую, верховскую, зимнегорскую и ягринскую свиты (рис. 1).

Данные глубокого бурения на Восточно-Европейской платформе в послевоенные годы позволили пересмотреть взгляды на возраст древнейших образований осадочного чехла и выделить в северо-западных и западных районах платформы вендский комплекс, отвечающий завершающему этапу докембрия, и перекрывающий его балтийский, который был отнесен к нижнему кембрию (Соколов, 1952). В связи с этим, в 1950-х годах были переизучены древнейшие отложения в Юго-Восточном Беломорье и обнаружены остатки органостенных трубок, похожих на *Sabellidites cambriensis* Yanichevsky из отложений нижнего кембрия (Иголкина, 1956, 1959; Зоричева, 1963). В результате толщи, которые содержали эти остатки, были отнесены к балтийской серии, а отложения, в которых остатки не обнаружены – к протерозою и выделены А.И. Кривцовым (1958) в усть-

пинейскую свиту со стратотипом в скв. Архангельск (инт. 535.75–353.60 м) (рис. 1). Позже выяснилось, что остатки сабеллидитоподобных трубок в целом характерны для верхнепротерозойских отложений и поэтому не могут служить критерием расчленения и корреляции (Станковский и др., 1985; Гниловская, 1996; Гниловская и др., 2000).

В 1962 г. на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы в составе верхнего протерозоя было окончательно принято выделять вендский комплекс как особое надрифейское стратиграфическое подразделение. К тому времени Н.С. Иголкина (1959) выявила циклический характер строения толщи, обнаженной в Юго-Восточном Беломорье, что позволило сопоставить эти отложения с вендским комплексом стратотипической местности и с редкинской свитой Московской синеклизы (Аксенов, Иголкина, 1969; Аксенов, Волкова, 1969). Сопоставление было проведено на основании циклического анализа, исходя из представлений о прогрессивном строении циклитов, с использованием маркирующих горизонтов вулканических пеплов и с учетом распределения органостенных микрофоссилий. Л.Ф. Солонцов и Е.М. Аксенов пред-

ложили коррелировать вендский комплекс Юго-Восточного Беломорья с усть-пинезской и любимской свитами центральных и северных районов платформы (Солонцов, Аксенов, 1970; Солонцов и др., 1970; Аксенов и др., 1978). Усть-пинезскую свиту было предложено принять в том объеме, который А.И. Кривцов установил в скв. Усть-Пинеге (инт. 804–520 м) (рис. 1).

Результаты геологической съемки, проведенной в Юго-Восточном Беломорье в 1965–85 годы под руководством А.Ф. Станковского, показали, что вендский комплекс отличается здесь по литолого-фациальным признакам от последовательности отложений центральных районов платформы. В частности, отложения, которые Л.Ф. Солонцов и Е.М. Аксенов отнесли к усть-пинезской свите, в Юго-Восточном Беломорье несогласно перекрываются толщей, сложенной чередованием красновато-коричневых алевропесчаников и фиолетово-коричневых глин и не похожи на зеленоцветную любимскую свиту. Благодаря хорошей обнаженности и густоте скважин А.Ф. Станковский установил, что циклиты усть-пинезской свиты имеют не прогрессивное, как считали Л.Ф. Солонцов и Е.М. Аксенов, а регрессивное строение (Станковский и др., 1981, 1985). В соответствии с полученными результатами, усть-пинезская свита была расчленена на слои, названия которых частично заимствованы у Э.А. Кальберг (рис. 1).

В 1983 г. на расширенном заседании бюро МСК в г. Сыктывкаре была утверждена схема стратиграфии докембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья, согласно которой вендский комплекс расчленяется на усть-пинезскую, мезенскую и падунскую свиты (Дедеев, Келлер, 1986). Однако в схеме не были учтены результаты исследований А.Ф. Станковского, которые до сих пор широко используются в печати и на практике. Усть-пинезская свита предложена в понимании Л.Ф. Солонцова и Е.М. Аксенова. Мезенская свита выделена без указания стратотипа. К вендскому комплексу также отнесена падунская свита (стратотип не указан), возраст которой не установлен.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Вендские отложения сложены глинистыми, алевроитовыми и песчаными породами. В основе наблюдаемой литологической пестроты, многослойности и разнообразия характера переслаивания устанавливается сравнительно небольшое число литотипов. Под литотипом отложений понимается естественный тип пород (слой) с устойчивым сочетанием признаков, отражающих время, способ и условия формирования этих отложений. Кроме описанных ниже литотипов, в строении разрезов участвуют конгломераты и гра-

велиты, туфогенные породы, а также карбонатные, сульфатные и железосодержащие породы, представленные разнообразными конкрециями.

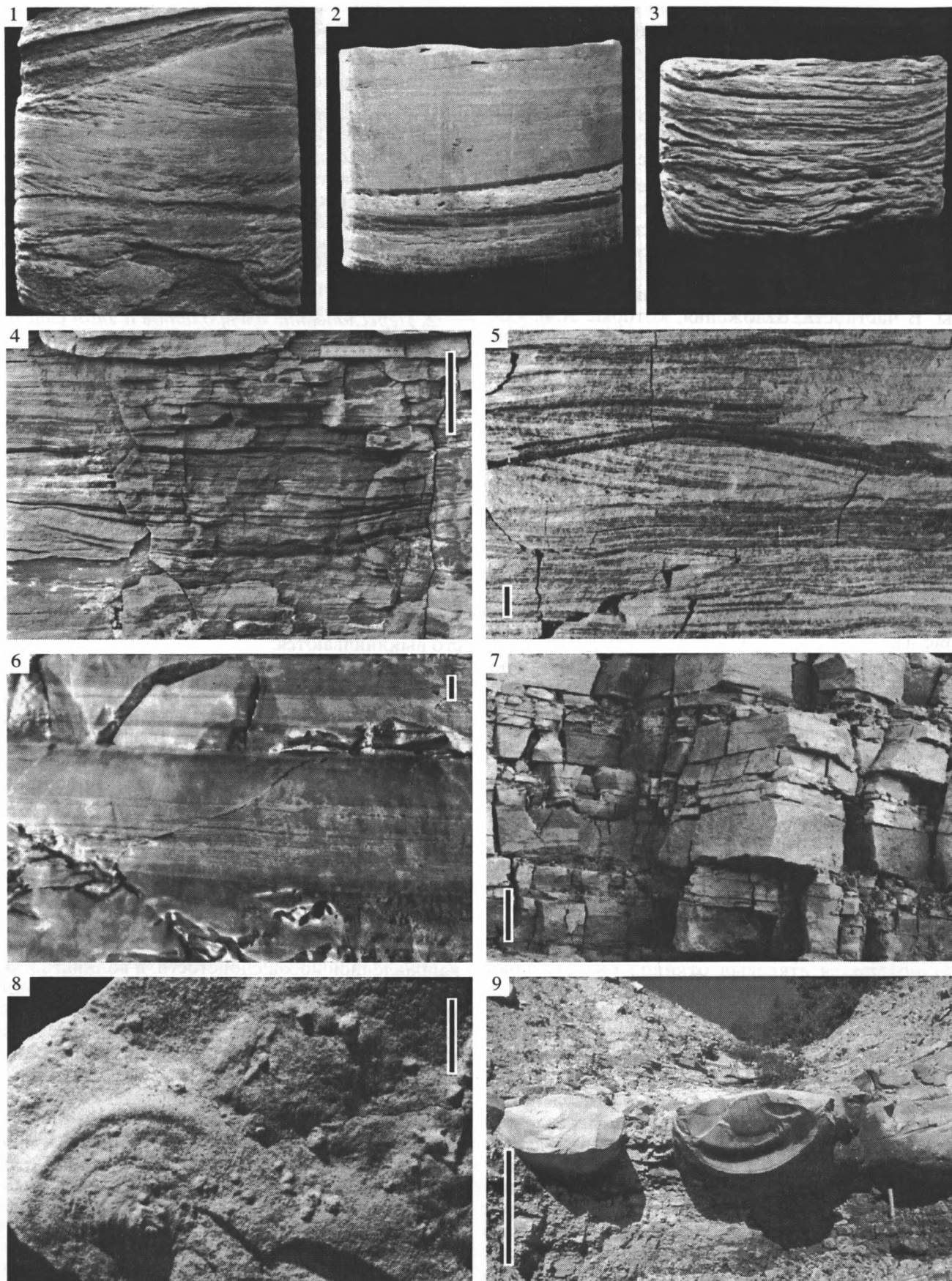
Всего выделено 8 литологических типов:

1. *Тонкослоистые глины* слагают пласты и пакки (до 20 м). Слоистость подчеркнута тонкими, иногда в одно зерно, прослоями алевроитового материала, а также тончайшими коричневыми пленками сапропеллеподобного вещества и тонкими прослоями вулканических пеплов (табл. I, фиг. 2). Мощность пепловых прослоев различная, от 1–2 мм до 10 см; в интервале глин мощностью 1 м может содержаться 4–6 пепловых прослоев.

2. *Переслаивание алевролитов и глин* слагает относительно выдержанные интервалы мощностью от нескольких сантиметров до 4–5 м. Мощность прослоев алевролитов и глин в среднем составляет 2–3 мм (табл. I, фиг. 3). Прослои алевролита имеют резкую подошву и тонкую градиационную слоистость. Нередко наблюдается тонкая косая слоистость (табл. I, фиг. 5). Мощности прослоев алевролитов и глин в переслаивании могут быть в среднем одинаковыми, либо наблюдается преобладание одного из компонентов (тонкослоистые алевролиты; табл. I, фиг. 6), либо появляется третий компонент – прослой песчаников (5–10 мм), которые резко преобладают над глинами (1–2 мм), имеют волнистую кровлю и часто выклиниваются.

3. *Песчаники мелкозернистые с тонкой горизонтальной слоистостью* образуют прослой (5–20 см) и пласты (до 0.5 м) в толще переслаивания алевролитов и глин (табл. I, фиг. 7). На подошве прослоев наблюдаются разнообразные слепки следов волочения и размыва, простирающиеся вдоль одного направления, а также текстуры нагрузки и скопления мелкой глиняной гальки.

4. *Песчаники мелкозернистые с косоволнистой слоистостью* широко распространены в отложениях вендского комплекса и слагают слои мощностью 5–20 см. Общим свойством их является притчатость, связанная с проявлением разнонаправленной косой слоистости, и волнистый рельеф кровли (табл. I, фиг. 1). Слоистость образована глинистыми прослойками мощностью от долей миллиметра (примазки на плоскостях наслоения) до первых десятков миллиметров, когда они переходят уже в глинистые породы. На подошве наблюдаются разнонаправленные слепки царапин и следы размыва, а также знаки танца (swing marks) – своеобразные слепки дуговидных царапин и борозд, которые образовались в результате колебательных движений, совершаемых в турбулентном потоке объектами (например, водорослями), один конец которых закорен в иле (табл. I, фиг. 8). Знаки танца имеют форму широкой дуги, либо бимодальное строение.



5. *Изолированные слепки промоин (gutter casts)* представляют собой песчаные тела вытянутой формы с эрозионной подошвой, выполненные мелкозернистым тонкослоистым песчаником и образовавшиеся в результате заполнения песчаным материалом широких промоин на илистом дне (табл. II, фиг. 1). Слепки достигают мощности 0.3–0.4 м и могут иметь ширину до 1 м. Длина неизвестна, однако неоднократно наблюдалось крутое выклинивание слепков. Образование слепков сопровождалось эрозией и разжижением толщи переслаивания алевролитов и глин, в которой они залегают (на это указывают эрозионный контакт и складки деформации во вмещающих отложениях). Следовательно, промоины формировались на еще неуплотненном илистом дне, а чтобы сохраниться в виде слепков, они должны были быстро заполниться песком из взвеси в процессе эрозии. Об этом, в частности, свидетельствуют крутые и “подмытые” борта промоин.

6. *Песчаники мелкозернистые с бугорчатой слоистостью (hummocky stratification)* образуют прослой (7–10 см) с эрозионной гладкой подошвой в толще переслаивания алевролитов и глин (табл. II, фиг. 2). Прослой состоит из нескольких ундулирующих серий, каждая из которых образует низкоамплитудные (до 6 см) бугры с длиной волны до 1 м, причем бугры имеют эрозионное происхождение, так как нередко наблюдается срезание в различных направлениях слоистости в подстилающей серии.

7. *Песчаники мелко-среднезернистые с ровной слоистостью* слагают пласты (0.1–0.5 м) и пачки (до 10 м), выдержанные на протяжении нескольких километров (табл. II, фиг. 3). Песчаники характеризуются ровной притчатостью, которая обусловлена ровной, либо полого ундулирующей слоистостью. Подошва пластов гладкая, на поверхностях напластования наблюдается линейность течения.

8. *Песчаники средне-крупнозернистые с многоэтажной косой слоистостью* слагают линзовидные пласты мощностью 2–4 м с эрозионной подошвой, которые представляют собой слепки каналов и русел. Слепки каналов достигают 10 м в ширину. В основании слепков залегает пакет (до

30 см) равнослоистых песчаников с разнообразными текстурами размыва на подошве (табл. II, фиг. 5), за ним следуют пакеты (10–15 см) песчаников с однонаправленной многоэтажной косой слоистостью. Толщина косых серий составляет несколько сантиметров. Слепки русел имеют более крупные размеры, однако точную ширину и форму слепков установить не удалось. В отличие от слепков каналов, слепки русел характеризуются крупными мультимасштабными границами косых серий в поперечном сечении и волнистыми серийными швами в продольном сечении. При этом, толщина косых серий достигает 0.6 м (табл. II, фиг. 6). В слепках каналов и русел к границам косых серий приурочены скопления плоской глиняной гальки.

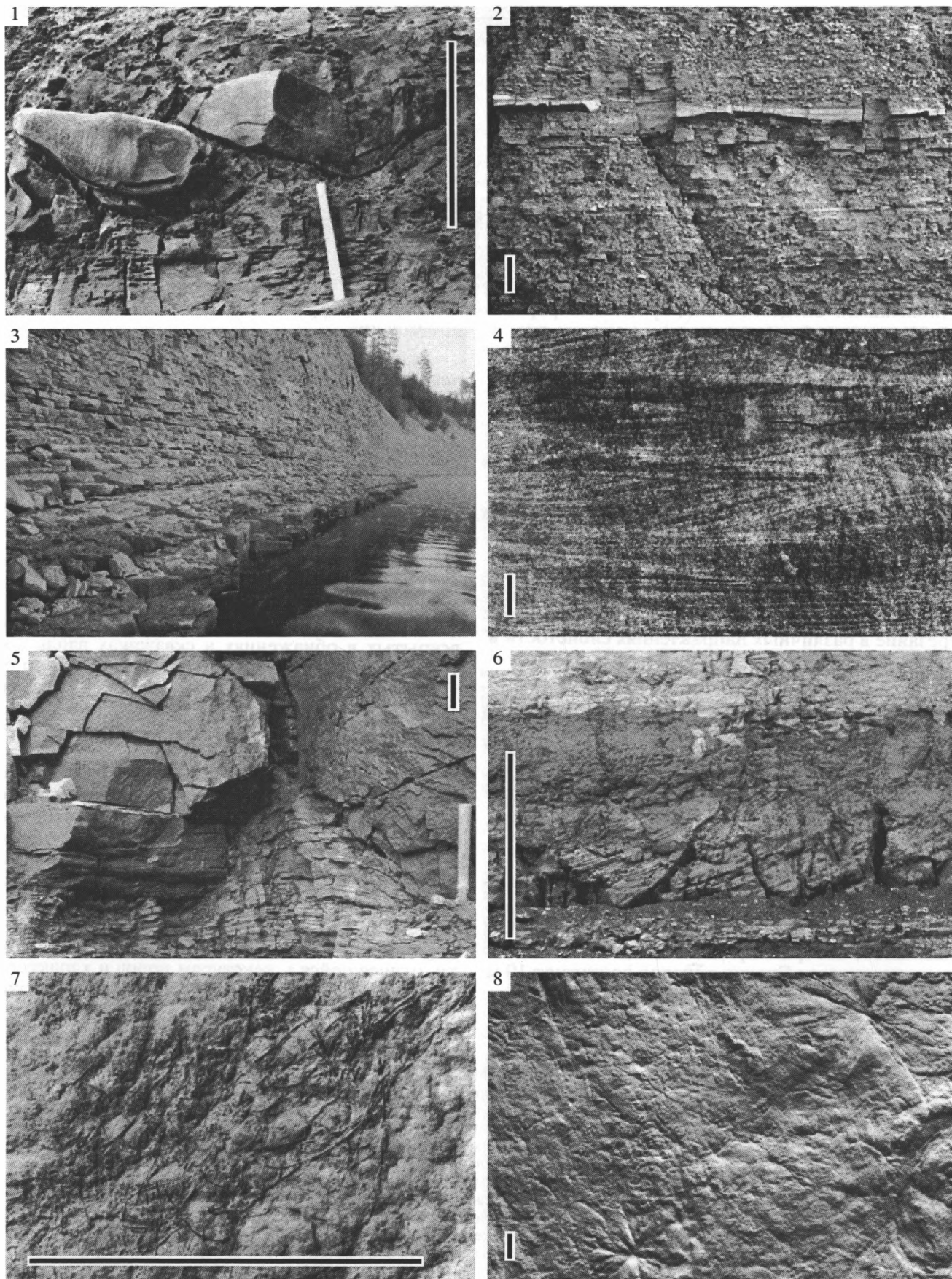
Кроме слепков каналов и русел, косослоистые песчаники выполняют маломощные пласты (0.1–0.5 м), выдержанные по простиранию на расстоянии нескольких километров (табл. II, фиг. 4). Выклинивание пластов по латерали не наблюдалось, тем не менее не исключается возможность, что пласты представляют собой частичные заполнения широких (несколько километров в поперечнике) русел.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ

Изучение отложений осадочного чехла, вскрытых в обнажениях и скважинах вдоль восточного склона Балтийского щита, позволило существенно уточнить строение вендского комплекса. Во всех разрезах вендский комплекс распадается на крупные пачки и толщи, различающиеся по содержанию песчанистого материала, а иногда и по окраске. Эти толщи надежно прослеживаются лишь в пределах фациальных зон, однако наиболее выдержаны не сами толщи, а закономерности их чередования и образующиеся в результате этого парагенезы литотипов, или циклиты. Поэтому в данной статье расчленение и корреляция provedены на основе цикличности строения толщи (рис. 4). Цикличность вендских отложений разнообразна по масштабу: помимо микроцикличности, относящейся к текстурам пород и характеризующей отдельные литотипы (например, тонкое

Фототаблица I. Основные литотипы отложений вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья.

1 – прослой песчаников с косоволнистой слоистостью; лямичья свита; скв. С18 (инт. 179.0–182.0 м) (диаметр керна 52 мм); 2 – глины тонкослоистые с прослоем вулканических пеплов (светлый прослой); лямичья свита; скв. С17 (инт. 300.0–305.4 м) (диаметр керна 52 мм); 3 – переслаивание алевролитов и глин; лямичья свита; скв. С11 (инт. 121.0–126.0 м) (диаметр керна 52 мм); 4 – следы размыва в толще переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; Зимние Горы (длина линейки 0.1 м); 5 – прослой алевролитов с косой слоистостью в толще переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 6 – алевролиты тонкослоистые; зимнегорская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 7 – плитчатый характер напластования, обусловленный чередованием тонкослоистых песчаников и интервалов переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; нижнее течение р. Сюзьмы (длина линейки 0.1 м); 8 – знаки танца на подошве песчаника; зимнегорская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 9 – изолированные тела, образовавшиеся в результате сингенетических деформаций пласта тонкослоистых песчаников; ергинская свита; Зимние Горы (длина линейки 1 м).



переслаивание алевролитов и глин), выделяются мелкие, средние и крупные циклиты (рис. 4).

Литологическое строение вендских отложений в Юго-Восточном Беломорье оказалось более сложным и фациально изменчивым, чем предполагалось ранее. Например, мощная толща песчаников, завершающая разрезы Онежского п-ова (рис. 2), ошибочно принималась за начало прогрессивного циклита и коррелировалась с мезенской (в данной статье – ергинской) свитой (Аксенов, 1985; Станковский и др., 1985). Проведенные исследования (Гражданкин, Бронников, 1997) показали, что эта толща, в отличие от прогрессивно построенных циклитов ергинской свиты, имеет регрессивное строение и завершает осадочный циклит. Результаты бурения на Онежском п-ове также позволили пересмотреть представления о возрасте косослоистых гравелитов, которые Л.Ф. Солонцов с соавторами (1970) принимали за начало прогрессивного циклита усть-пинезской свиты, а А.Ф. Станковский с соавторами (1985) помещали в основание свиты (тамицкие слои), исходя из предположений об их ингрессивной природе (рис. 1). При сопоставлении новых скважин выяснилось, что гравелиты приурочены к борту Онежского грабена, образуют проградационные клинья в толще песчаников, выполняющих этот грабен, и выклиниваются по направлению к его осевой зоне (рис. 3). Вмещающие песчаники по текстурным признакам похожи на подстилающие верхнерифейские отложения. На основании генетической природы и структурного положения гравелиты отнесены к верхнерифейским отложениям.

Из соображений приоритета и стабильности стратиграфической номенклатуры для Юго-Восточного Беломорья предлагается восстановить названия свит, которые выделялись Э.А. Кальберг в отчетах, при этом уточнив объем свит с учетом новых данных (рис. 1). На основе усть-пинезской свиты предлагается установить лямичскую, верховскую и зимнегорскую свиты, каждая из которых, с одной стороны, отличается выдержанной литолого-фациальной характеристикой, а с другой стороны, обладает структурным един-

ством. Названия свит предложены Э.А. Кальберг в результате изучения разрезов скв. Ненокса и Архангельск, а также известных к тому времени обнажений, однако не были опубликованы (отчет Э.А. Кальберг и Г.К. Фрумкиной, 1950 г.). Эти названия были использованы А.Ф. Станковским при расчленении усть-пинезской свиты на слои и в настоящее время широко используются в печати и на практике (рис. 1). Название “мезенская” предлагается заменить на “ергинская” в связи с тем, что у термина “мезенская свита” имеется омоним. Мезенская свита была выделена в 1969 г. в верхнепермских отложениях Мезенской синеклизы на основе мезенского горизонта, который был установлен в 1940 г. А.А. Малаховым (Моллин и др., 1986).

Возраст падунской свиты не определен (Сиверцева, Станковский, 1982), поэтому в составе вендского комплекса свита не рассматривается. Не исключена вероятность того, что в состав падунской свиты включены породы кембрийского возраста, которые установлены в этом регионе по материалам скважин (Popov, Gorjansky, 1994). В данной статье верхняя граница вендского комплекса принимается по подошве мощной (2.5 м) пачки равнослоистых песчаников серо-коричневого цвета с конгломератами в основании, обнаженной в среднем течении р. Золотицы, в разрезе ур. Мяндово, и соответствует нижней границе золотицких слоев падунской свиты (Станковский и др., 1985).

Лямичская свита установлена Э.А. Кальберг в береговых обрывах вблизи дер. Лямцы и в инт. 533.9–435.9 м разреза скв. Архангельск (рис. 2). Толща вышележащих песчаных отложений выделялась Э.А. Кальберг в архангельскую свиту (скв. Архангельск, инт. 435.9–372.5 м), которая вместе с лямичской свитой образует регрессивно построенный макроциклит. Предлагается установить лямичскую свиту в новом понимании, в объеме ранее выделявшихся лямичской и архангельской свит, в соответствии с новыми данными о цикличном строении отложений. Лямичская свита, в новом понимании, включает лямичские и архангельские слои схемы А.Ф. Станковского (рис. 1).

Фототаблица II. Основные литотипы отложений вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья.

1 – изолированные слепки промоин на границе раздела зимнегорской и ергинской свит; Зимние Горы (длина линейки 1 м); 2 – прослой бугорчатослоистых песчаников в толще переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; Летний берег Белого моря (длина линейки 0.1 м); 3 – мощная пачка, сложенная равнослоистыми песчаниками; верховская свита; нижнее течение р. Солзы (видимая высота обнажения 15 м); 4 – многоэтажная косая слоистость; зимнегорская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 5 – нижняя граница слепка канала, демонстрирующая два “русла”, выполненные равнослоистыми песчаниками; ергинская свита; Зимние Горы (длина линейки 0.1 м); 6 – продольное сечение слепка русла, выполненного в нижней части косослоистыми песчаниками, переходящими в равнослоистые вверх по разрезу; ергинская свита; среднее течение р. Золотицы (длина линейки 1 м); 7 – пиритизированные остатки нитчатых водорослей на шагреновой подошве тонкослоистых песчаников; ергинская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 8 – шагреновая текстура со следами деформации на подошве прослоя алевролита из толщи переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм).

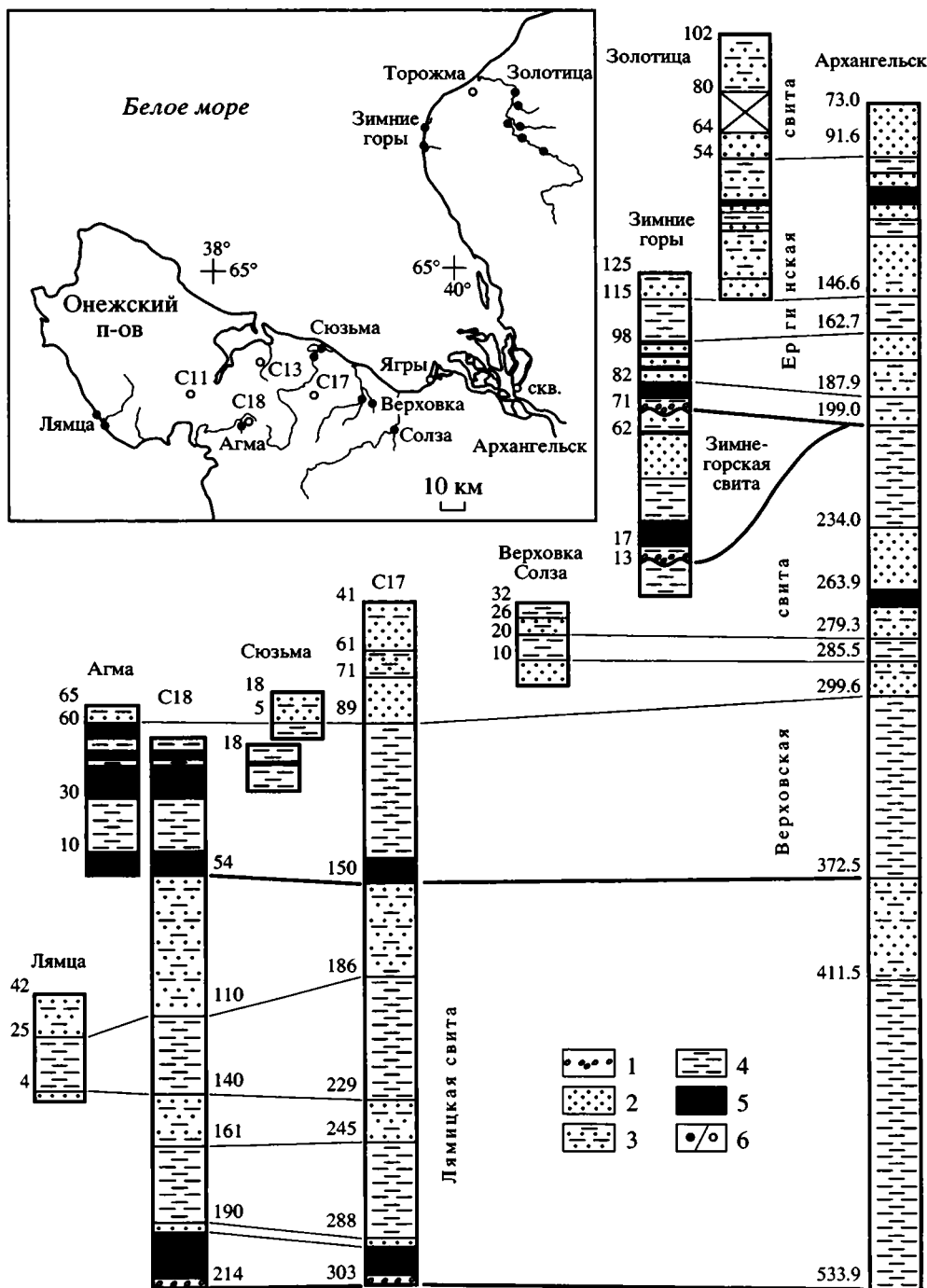


Рис. 2. Расположение, строение и корреляция изученных разрезов отложений вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье. Разрез скв. Архангельск составлен по отчету А.И. Лебединцева (1951 г.).

1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – переслаивание песчаников, алевролитов и глин; 4 – переслаивание алевролитов и глин; 5 – глины; 6 – обнажение/скважина.

Разрез в береговом обрыве в устье р. Лямцы предлагается сохранить в качестве стратотипа, положение которого в общей последовательности отложений устанавливается благодаря скв. Лямца, пробуренной вблизи обнажения в конце 50-х годов и достигшей подошвы свиты на глуби-

не 77.4 м (Зоричева, 1963) (рис. 3). За гипостратотип свиты можно принять инт. 214–54 м в разрезе скв. С18, пробуренной в правом борту долины р. Агмы (Сюзьминская партия, 1996 г.). Мощность свиты относительно выдержана и в типовом разрезе составляет 160 м (рис. 2).

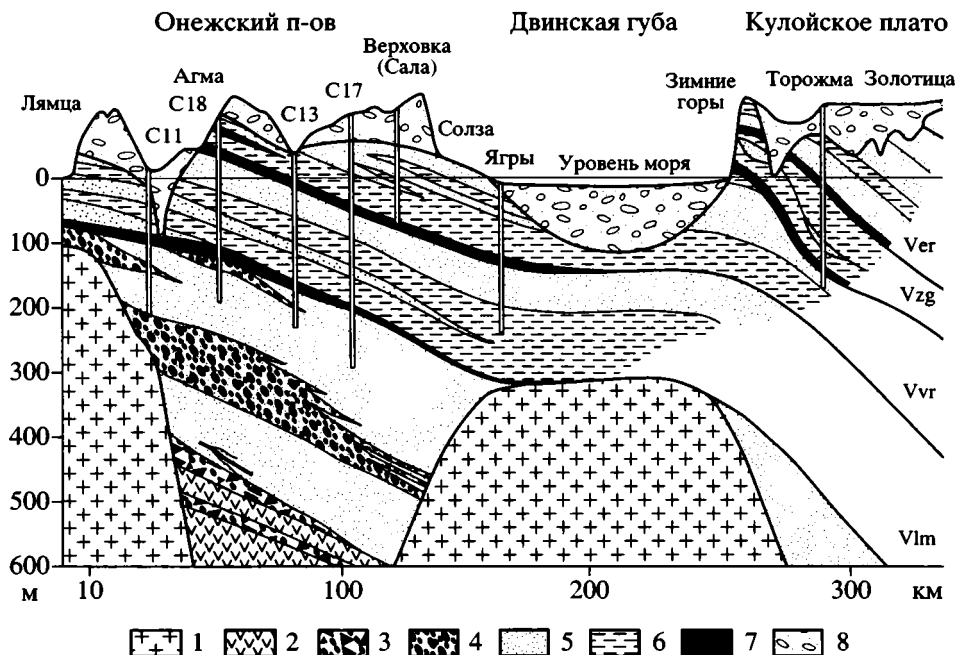


Рис. 3. Предполагаемое строение вендского комплекса и подстилающих отложений в Юго-Восточном Беломорье. Разрезы скв. Ягры и Сала составлены по отчету Э.А. Кальберг (1937), скв. Лямца – по описанию А.И. Зоричевой (1963), скв. Торожма – по отчету А.Ф. Станковского с соавторами (1985 г.). Свиты: Vlm – лямцкая, Vvr – верховская, Vzг – зимнегорская, Ver – ергинская. Расположение разрезов см. на рис. 2.

1 – кристаллический фундамент; 2 – базальт; 3 – вулканическая брекчия; 4 – гравелиты; 5 – переслаивание песчаников, алевролитов и глин; 6 – переслаивание алевролитов и глин; 7 – глины; 8 – четвертичные отложения.

Нижняя граница свиты устанавливается по подошве пакета гравелитов с градационной слоистостью, который в свою очередь относительно быстро переходит в пачку (12–18 м) тонкослоистых глин пятнистой, коричневой и серой окраски с прослоями вулканических пеплов (табл. I, фиг. 2). В северо-восточном направлении (скв. Архангельск) глины фациально замещаются пятнистой толщей переслаивания алевролитов и глин с преобладанием глинистой компоненты (отчет А.И. Лебединцева, 1951 г.) (рис. 2). Стратотип нижней границы свиты предлагается установить в скв. 18 (рис. 2) на глубине 214 м в подошве маломощного (0.4 м) пакета гравелитов светло-серой окраски.

Свита сложена пятнистой толщей тонкого ритмичного переслаивания алевролитов и глин (табл. I, фиг. 3), однообразное строение которого прерывается проградационными клиньями с прослоями (20–140 мм) сероцветных песчаников с косоволнистой слоистостью (табл. I, фиг. 1). Пространственное размещение клиньев удалось реконструировать в результате послыного сопоставления разрезов скважин (рис. 2 и 3). Эта особенность строения позволяет расчленить свиту на три пачки, разрез каждой из которых представляет собой мезоциклит, причем наблюдается увеличение мощности мезоциклитов вверх по разрезу свиты (24, 50 и 86 м в разрезе скв. C18; рис. 2). Проградационные клинья тяготеют к

склону щита, а по мере удаления от него циклическое строение свиты становится слабо выраженным (рис. 3). Каждый мезоциклит имеет регрессивное строение, что выражается в увеличении количества и толщины прослоев песчаников вверх по разрезу. Относительная мощность отложений, приходящихся на долю песчаников, в каждом последующем мезоциклите возрастает (рис. 2).

Тонкое переслаивание алевролитов и глин содержит фитолеймы вендотениевых водорослей, органостенные остатки *Beltanelloides sorichevae* Sokolov и морщинистые трубки, напоминающие *Sabellidites*. На эрозионных подошвах редких прослоев песчаников широко распространены знаки танца, которые имеют форму широкой дуги, либо бимодальное строение. Остатки организмов эдиакарского типа в отложениях лямцкой свиты встречаются редко и приурочены в основном к песчанистой части верхнего мезоциклита (рис. 4).

Верховская свита установлена Э.А. Кальберг в разрезе скв. Архангельск (инт. 372.5–299.6 м) (рис. 2). Стратотип не указан, однако название происходит от р. Верховки, в долине которой известны обнажения (Кальберг, 1940). Граница с вышележащей зимнегорской свитой проводилась по подошве пачки песчаников (глубина 299.6 м в скв. Архангельск, рис. 2). Результаты изучения обнажений на Онежском п-ове показали, что эта



Рис. 4. Строение, обстановки осадконакопления и история формирования отложений вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья. Стратиграфические границы: sb – секвентная; ts – трансгрессивная.

1 – регрессивные макроциклы; 2 – регрессивные мезоциклы; 3 – прогрессивные мезоциклы; 4 – радиометрический возраст в млн. лет; 5 – стратиграфический уровень, богатый остатками организмов эдиакаарской биоты. Литологические символы см. на рис. 3.

пачка завершает мощный (140 м) регрессивно построенный мезоциклит и связана постепенными переходами с подстилающими отложениями верховской свиты (рис. 3 и 4). На основании этих данных предлагается установить верховскую свиту в новом понимании, в объеме верховской и, частично, зимнегорской свит Э.А. Кальберг (рис. 1). Верховская свита в новом понимании включает верховские и сюзьминские слои схемы А.Ф. Станковского (рис. 1). Интервал 109.8–81.0 м в скв. Ягры, который Э.А. Кальберг выделяла в переходную ягринскую свиту (рис. 3), надежно коррелируется со средней частью верховской свиты. Термин “ягринская свита”, таким образом, предлагается рассматривать в качестве синонима верховской свиты. Наиболее полный разрез верховской свиты вскрыт скв. Архангельск, где ее мощность достигает 170 м (рис. 2), однако керн этой скважины не сохранился.

Верховская свита представляет собой регрессивно построенный макроциклит. Нижняя граница свиты устанавливается по резкой смене сероцветной толщи, сложенной переслаиванием песчаников, алевролитов и глин лямецкой свиты, на пачку тонкослоистых глин шоколадно-коричневой окраски с прослоями вулканических пеплов. Стратотип нижней границы предлагается установить в обнажении в устье руч. Агмы в подошве

пачки (10 м) шоколадно-коричневых глин. U-Pb возраст цирконов в прослое пеплов (12 мм) в 0.5 м от подошвы свиты из этого обнажения составил 558 ± 1 млн. лет.

Свита состоит из двух мезоциклитов. Нижний мезоциклит представлен в обнажениях на Онежском п-ове (рис. 2). Нижняя, глинистая половина мезоциклита обнажена вдоль ручья Агмы (левый приток р. Нижмы) и построена чередованием пачек (мощностью 4–30 м) пятнистых тонкослоистых глин и интервалов переслаивания алевролитов и глин зеленовато-серой окраски. Толща переслаивания вмещает маломощные (10–15 см) линзовидные прослои бугорчатослоистых песчаников (табл. II, фиг. 2) и мелкие (30–50 мм) изолированные слепки промоин. В восточном направлении толща глин в основании свиты фациально замещается толщей переслаивания глин и алевролитов. В отложениях нижней части нижнего мезоциклита широкое распространение получают сульфидные, гипсовые и карбонатные конкреции, которые обнаружены в разрезах Агмы, Сюзьмы, Летнего берега Белого моря и в скв. С17, Сала и Ягры. Уплотненная (дисковидная) форма конкреций и текстуры “конус в конус” в карбонатных конкрециях указывают на их образование в толще частично уплотненного осадка.

Верхняя, песчанистая половина нижнего мезоциклита имеет сложное строение. Этот интервал разреза вскрыт скв. С17 (инт. 89–41 м) и фрагментарно обнажен в долинах рек Сюзьмы, Агмы, Верховки и Солзы (рис. 2 и 3). В западных разрезах (С17, Сюзьма) на этом уровне залегает комплекс песчаников, вытянутый с северо-востока на юго-запад и хорошо изученный в небольшом обнажении в 5 км вверх по течению от устья р. Сюзьмы (Федонкин, 1981). Нижняя часть разреза сложена светло-серыми тонкослоистыми алевролитами с фиолетовым оттенком, в толще которых развиты зеленовато-серые линзовидные тонко- и косослоистые песчаники (0.3–0.4 до 1.2 м), выполняющие слепки русел. Основную часть разреза составляет многослойный комплекс (табл. I, фиг. 7), образованный песчаными линзами (0.1–0.4 м) с тонкой горизонтальной, либо многоэтажной косою слоистостью с разнообразными эрозионными текстурами на подошвах. На подошве одной из линз встречены знаки танца с однообразным строением и острым углом дуги. Более мощные (10 м) пачки выполнены песчаником с ровной слоистостью, относительно выдержаны и прослежены на несколько десятков километров (табл. II, фиг. 3).

В юго-восточном направлении (Верховка, Солза) вкосте простирацию комплекса состав и строение отложений резко меняется, что выражено в замещении отдельных пластов песчаников на переслаивающиеся песчаники, алевролиты и глины, и в уменьшении общей песчаности за счет выклинивания массивных пластов (рис. 3). Для этого интервала разреза также характерны линзовидные пласты (0.3–0.5 м) тонкослоистых песчаников с эрозионной подошвой, которые простираются с северо-востока на юго-запад. Отдельные участки толщи деформированы с образованием складок, рулето- и шаровидных форм и залегают между ненарушенными горизонтами, при этом структурный стиль деформаций неупорядочен и невыдержан по площади (Гражданкин, Бронников, 1997).

В основании разрезов Зимних Гор обнажена толща переслаивания алевролитов и глин зеленовато-серого цвета с прослоями косослоистых алевролитов (инт. 0–13 м в разрезе Зимние Горы; рис. 2; табл. I, фиг. 4 и 5). Вверх по разрезу в толще появляются прослои песчаников (5–10 см) с косовольнистой слоистостью. Значительная удаленность разрезов Онежского п-ова от Зимних Гор, отсутствие глубоких скважин, пробуренных вблизи этого обнажения, а также наличие поверхности размыва в подошве вышележащей свиты, не позволяют указать более точно положение толщи переслаивания алевролитов и глин в общей последовательности отложений свиты (рис. 2–4). В данной работе эта толща на основании литологического сходства сопоставлена с

инт. 234.0–199.0 м в скв. Архангельск (отчет А.И. Лебединцева, 1951 г.) и отнесена к верховской свите в качестве верхнего мезоциклита (рис. 2).

Остатки организмов эдиакарского типа распределены неравномерно в отложениях свиты. В нижней части нижнего мезоциклита на подошве бугорчатослоистых песчаников обнаружены редкие остатки, в основном со следами волочения и деформации. В толще тонкослоистых глин сохранились пиритизированные остатки сабеллидито-подобных трубок, впервые обнаруженные Э.А. Кальберг. В долинах рек Агмы и Сюзьмы отложения песчаного комплекса содержат своеобразный комплекс остатков эдиакарского типа, демонстрирующий трехмерную сохранность (Федонкин, 1981). Стратиграфически выше, в толще переслаивания алевролитов и глин с прослоями песчаников, обнаженной в долинах рек Верховки и Солзы, обнаружен разнообразный комплекс остатков (Гражданкин, Бронников, 1997). В отложениях верхнего мезоциклита в основании обрывов Зимних Гор содержится очень богатый комплекс остатков организмов эдиакарского типа (Федонкин, 1981) (рис. 4).

Совокупность разрезов в долинах рек Агмы, Сюзьмы, Верховки и Солзы, а также толщу в основании разреза Зимних Гор, составляющих в сумме почти полный разрез свиты, предлагается выбрать в качестве составного лектостратотипа.

Зимнегорская свита выделена Э.А. Кальберг в береговых обрывах Зимних Гор и в разрезе скв. Архангельск (инт. 299.6–146.6 м) (рис. 2). Предлагается изменить объем стратона в соответствии с новыми данными о строении последовательности. Зимнегорская свита в новом понимании ограничена снизу и сверху поверхностями размыва и включает вайзицкие и зимнегорские слои схемы А.Ф. Станковского (рис. 1). Свита установлена на северо-востоке рассматриваемой территории и характеризуется невыдержанным распространением. В скв. Архангельск свита отсутствует, в разрезе Зимние Горы мощность свиты достигает 58 м (инт. 13–71 м, рис. 2), а в скв. Торожма (26 км к северо-востоку от Зимнегорского маяка; Товская партия, 1982 г.) возрастает до 125 м (инт. 261.5–134.9 м) (рис. 3).

Нижняя граница зимнегорской свиты устанавливается по резкой смене зеленоцветной толщи, сложенной тонким переслаиванием алевролитов и глин верховской свиты, на толщу пестроцветных отложений с пластами и пачками тонкослоистых глин шоколадно-коричневой окраски. Нижняя граница свиты эрозионная, в ее основании залегают линзовидные пачки (10–20 см) гравелитов и конгломератов. Вверх по разрезу глины резко переходят в своеобразную пачку пятнистой окраски, сложенную волнистым и линзовидным переслаиванием кварцевых песчаников, алевро-

литов и глин (инт. 13–17 м в разрезе Зимние Горы; рис. 2). Линзовидные слои алевролита и песчаника характеризуются разнонаправленной косою слоистостью, эрозионной подошвой и волнистой кровлей, а по мощности (2–6 см) преобладают над глинами. Кроме того, в толще переслаивания залегают изолированные слепки промоин (толщиной 15–20 см), выполненные линзовидным переслаиванием песчаников и глин.

В кровле пачки переслаивания наблюдаются следы локального размыва, достигающие места глубины 4 м. Выше следует мощная (10 м) толща тонкослоистых глин пятнистой, шоколадно-коричневой и голубовато-серой окраски. Глины содержат прослои вулканических пеплов, которые согласно облекают неровную поверхность кровли подстилающих отложений. Пепловые прослои имеют линзовидную форму, достигают максимальной мощности (10 см) во впадинах эрозионного рельефа и выклиниваются на бортах этих впадин. U-Pb возраст цирконов из одного из таких прослоев в обнажении вблизи устья руч. Медвежьего, в 2 м от подошвы свиты, составил 555.3 ± 0.3 млн. лет (Martin et al., 2000).

Значительная часть свиты (до 30 м) сложена тонкослоистыми алевролитами серой окраски с фиолетовым оттенком (табл. I, фиг. 6). Алевролиты содержат линзовидные прослои (30–40 мм) песчаников с косоволнистой слоистостью и знаками танца на подошве (табл. I, фиг. 8). Несмотря на однообразный облик свиты в типовом обнажении, в южных разрезах (между Зимнегорским маяком и руч. Ерга) она оказывается очень изменчивой. В верхней части разреза свиты появляется комплекс (18 м) сероцветных песчаников с пестрым фациальным строением (Иголкина, 1959). Комплекс сложен ритмично чередующимися пачками (до 2 м) тонко-, равно- и косослоистых песчаников и примерно равными им по мощности пачками тонкослоистых алевролитов. Правильность строения местами нарушается сингенетическими подводноползновыми нарушениями целых пакетов. Косоволнистая слоистость не характерна. Комплекс песчаников имеет регрессивное строение, в его нижней части преобладают маломощные пакеты с многоярусной косою слоистостью (табл. II, фиг. 4), а верхняя часть сложена мощными пачками равно- и тонкослоистых песчаников.

В верхней части свиты выделяется пачка (инт. 62–71 м в разрезе Зимние Горы, рис. 2) с четко выраженным регрессивным строением, в основании которой залегает выдержанный пласт (3–4 м) тонкослоистых глин темно-серой окраски с сапропеллеподобными пленками, а вверх по разрезу глины постепенно переходят в тонкое переслаивание алевролитов и глин зеленовато-серой окраски с линзовидными пакетами сероцветных тон-

кослоистых песчаников. Рассматриваемую пачку можно сопоставить с пачкой переслаивания алевролитов и глин, слагающей инт. 208.3–134.9 м в скв. Торожма (рис. 3), также имеющей регрессивное строение (отчет А.Ф. Станковского с соавторами, 1985 г.). Остатки организмов эдиакарского типа не характерны для отложений свиты и приурочены к толще переслаивания алевролитов и глин в верхней части свиты. Кроме того, пласт глин в основании свиты содержит фитолеймы водорослей (сообщение М.В. Леонова, 2001 г.) и отпечатки *Beltanelloides*.

Обнажение вендского комплекса в устье руч. Елового в Зимних горах предлагается принять за лектостратотип зимнегорской свиты со стратотипом нижней границы в подошве пласта (1 м) тонкослоистых глин шоколадно-коричневой окраски, в основании которого залегают линзовидные пачки гравелитов.

Ергинская свита предлагается взамен мезенской и включает ергинские и мельские слои схемы А.Ф. Станковского (рис. 1). Термин унаследован от ергинских слоев и происходит от названия одноименного руч. Ерга в Зимних Горах, в устье которого имеется обнажение свиты. Свита сложена разнообразным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин пестрой окраски и представляет собой регрессивно построенный макроклит мощностью 150 м. Нижняя граница свиты эрозионная и выполняет неглубокие (1–5 м) врезы, заполненные мелкозернистым песчаником с галькой, для которой характерно черепитчатое залегание в мелкозернистом песчаном матриксе. Нижняя граница устанавливается по появлению в разрезе песчаников желтовато-серой окраски с мелким гравием и галькой.

В составе свиты выделяются три прогрессивно построенных мезоциклита (45–55 м). Нижний мезоциклит (инт. 71–115 м в разрезе Зимние Горы; рис. 2) обнажен в береговых уступах Зимних Гор и, в свою очередь, состоит из трех выдержанных пачек (11–17 м). Нижняя пачка (инт. 71–82 м) в основании сложена переслаиванием песчаников, алевролитов и глин (2–3 м) светло-серой окраски с желтым оттенком. Кроме того, для этого интервала характерны крупные слепки промоин (табл. II, фиг. 1). В основании пачки также широко распространена косоволнистая слоистость. Прогрессивное строение пачки выражено постепенным переходом в сероцветные глины (8–9 м), окраска которых в самой верхней части становится пятнистой, коричневой и серой.

Средняя пачка (инт. 82–98 м) построена из выдержанных циклотом мощностью 5–6 м (рис. 2). Внизу каждой циклотемы залегают линзовидные пласты (до 0.5 м) серых песчаников с косоволнистой слоистостью и изолированные слепки промоин. Выше их постепенно сменяют пачки тонко пе-

реслаивающихся алевролитов и глин с прослоями песчаников, а затем следуют тонкослоистые глины. Отдельные участки толщи деформированы с образованием складок, рулето- и шаровидных форм (табл. I, фиг. 9), некоторые из них на ранних этапах изучения ошибочно принимались за крупные слепки промоин (Grazhdankin, Ivantsov, 1996, Fig. 2). Различия состоят в том, что слепки промоин имеют вытянутую форму и выполняют эрозионные врезы.

Верхняя пачка (инт. 98–115 м) сложена тонким волнистым переслаиванием песчаников, алевролитов и глин зеленовато-серой окраски. Песчаники содержат скопления плоской глиняной гальки и характеризуются косоволнистой слоистостью. Толща также вмещает изолированные слепки промоин (10–15 см) и своеобразные линзовидные пласты (до 1.8 м) равно- и косослоистых песчаников (слепки каналов; табл. II, фиг. 5), которые образуют несколько уровней в толще переслаивания.

Начиная со среднего мезоциклита (отметка 115 м в разрезе Зимние Горы; рис. 2), песчаники ергинской свиты становятся красноцветными, в них появляются сидеритовые конкреции крупных размеров, а толща переслаивания алевролитов и глин приобретает пеструю (фиолетовую, ярко-бурую, желтую, оранжевую) окраску. Аналогичная смена окраски происходит на глубине 146.6 м в скв. Архангельск (отчет А.И. Лебединцева, 1951 г.) (рис. 2). Средний мезоциклит обнажен в нижнем течении р. Золотицы (Зимней) и по ее правому притоку, руч. Темному (инт. 0–54 м в разрезе Золотица; рис. 2). В основании мезоциклита залегает пакет ровнослоистых песчаников (2 м) с линейностью течения. Остальная часть представлена тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и глин, которое вмещает линзовидные пласты (до 2.5 м) средне-крупнозернистых равно- и косослоистых песчаников с плоской глиняной галькой, выполняющие слепки русел (табл. II, фиг. 6). В верхней части мезоциклита появляются пласты (до 1.2 м) и пачки (до 6 м) тонкослоистых глин темно-коричневой окраски. Для отложений мезоциклита характерны косоволнистая слоистость и знаки волновой ряби.

Верхний мезоциклит обнажен выше по течению р. Золотицы и по правому притоку, руч. Каменному (инт. 54–102 м в разрезе Золотица; рис. 2). Строение верхнего мезоциклита имеет выраженный прогрессивный характер и напоминает средний мезоциклит.

К нижней части ергинской свиты, в особенности к отложениям средней пачки нижнего мезоциклита, приурочен самый богатый в Юго-Восточном Беломорье комплекс остатков эдиакарского типа (Grazhdankin, Ivantsov, 1996; Иванцов, 1999). Выше этого интервала остатков не обнару-

жено. В этом интервале также происходит смена комплексов органостенных микрофоссилий с редкинско-го на котлинский (Рагозина, Сиверцева, 1985). Отложения лямикой, верховской и зимнегорской свит, а также нижняя часть ергинской свиты, содержат комплекс микрофоссилий, характерный для редкинских отложений (Сиверцева, Станковский, 1982; Рагозина, Сиверцева, 1985; Станковский и др., 1985). Из верхней пачки нижнего мезоциклита ергинской свиты в скв. Торожма (гл. 57 м; рис. 3) описаны микрофоссилии *Rhomia rhomboidales* (Sivertseva), которые распространены в верхней части котлинских отложений Московской синеклизы (Рагозина, Сиверцева, 1985; Кузьменко, Бурзин, 1996).

Совокупность разрезов в Зимних Горах (на участке между Зимнегорским маяком на севере и устьем руч. Ерга на юге) и в долине р. Золотицы, составляющих в сумме почти полный разрез свиты, предлагается выбрать в качестве неостратотипа. Стратотип нижней границы свиты предлагается выбрать в обнажении в устье руч. Ерги в подошве пачки переслаивания алевролитов и глин с линзовидными прослоями песчаников и слепками промоин.

Цикличность

Наиболее легко в разрезах распознаются средние циклиты (мезоциклиты) мощностью в среднем 40–80 м. По отличиям в наборе и смене литотипов выделяются два типа циклитов. В регрессивно построенных мезоциклитах внизу залегают наиболее тонкозернистые породы (например, тонкослоистые глины), выше их постепенно сменяет тонкое переслаивание алевролитов и глин, а затем в толще переслаивания появляются песчаники с тонкой или косоволнистой слоистостью, количество и толщина которых возрастают вверх по разрезу. Подобные регрессивные мезоциклиты установлены в строении лямикой, верховской и зимнегорской свит (рис. 4). Прогрессивно построенные мезоциклиты начинаются пачкой сложного переслаивания песчаников с ровной слоистостью в основании, с тонкой и косой слоистостью в средней части и косоволнистослоистые – в верхней. Затем следует тонкое переслаивание алевролитов и глин, которое нередко заключает пласты глин. Прогрессивные мезоциклиты установлены в ергинской свите. К границе зимнегорской и ергинской свит, таким образом, приурочена смена морфологии мезоциклитов: в отличие от лямикой, верховской и зимнегорской свит, мезоциклиты ергинской свиты имеют прогрессивное строение (Гражданкин, Бронников, 1997) (рис. 4).

Средней цикличности подчинены более мелкие циклы (10–20 м), проявленные в разрезах верховской свиты на р. Солзе (Гражданкин, Бронников, 1997), но не прослеженные из-за плохой обнажен-

ности, однако наиболее отчетливо выраженные в нижней части разрезов ергинской свиты в Зимних Горах, что позволяет расчленять толщу на выдержанные пачки. В разрезах ергинской свиты в составе мелких циклитов распознаются элементарные циклиты надпорядного порядка (мощностью 5–6 м), напоминающие циклотемы дельтовых формаций. Циклотемы имеют прогрессивное строение, прослежены вдоль Зимнего берега Белого моря на расстоянии 35 км, от Зимних Гор до устья р. Золотицы и отличаются устойчивостью литологического состава и выдержанностью по мощности.

Мезоциклиты, сочетаясь друг с другом, составляют крупные циклиты (макроциклиты) мощностью в среднем 120–160 м, выдерживающиеся на больших площадях. В вендском комплексе выделяются четыре таких макроциклита, которые предлагается рассматривать как свиты. Макроциклиты в вендских отложениях имеют регрессивное строение (рис. 4).

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Изложенный выше материал позволяет реконструировать как общие черты условий образования отложений, так и конкретные обстановки осадконакопления.

Обстановки формирования лямийской свиты. По всей вероятности, наиболее дистальные отложения свиты представлены тонкослоистыми глинами. Ненарушенная тонкая слоистость глин (табл. I, фиг. 2) образовалась в результате осаждения илистого материала из взвеси в спокойных водах. Илистая взвесь, так же, как и в настоящее время (Oertel, Dunstan, 1981; Holmes, 1982; Sahl et al., 1987), могла формироваться на взморье, удерживаясь на плаву благодаря разнице в температуре и солености, и разобшаться прибрежными течениями и сильными штормами, относиться на удаление от берега, после чего оседать. Верхние, алевроитистые и глинистые слои донного осадка под воздействием штормовых волн могли затем несколько раз переходить во взвешенное состояние, захватываться проходящими струями и постепенно разноситься на удаление от берега, где “осцилляционная” скорость волн была слабее. Последовательная сортировка (“отвеевание”) осадка волновыми потоками (Swift et al., 1991) в результате приводила к тому, что более грубый алевроитовый материал задерживался на проксимальных участках, где формировалось тонкое переслаивание алевролитов и глин (табл. I, фиг. 3), слагающее основную часть свиты. Маломощные прослои песчаника с косоволнистой слоистостью (табл. I, фиг. 1), тяготеющие к склону щита, а также широкая дуговидная форма, либо бимодальное строение знаков танца на подошвах и разброс направлений палеотечений, подтверждают вол-

новой механизм разноса обломочного материала. На дистальных участках, куда штормовое воздействие не проникало, происходило формирование тонкослоистых глин.

Образование значительной части отложений свиты, таким образом, происходило в пределах глубины проникновения штормовых волн в обстановках прибрежных подводных равнин. Хорошая сортировка материала и признаки волновой переработки дают возможность интерпретировать переслаивание алевролитов и глин с прослоями песчаников как штормовым. Широкое распространение фитолейм водорослей и знаков танца на подошвах песчаников показывает, что равнины располагались в пределах фотической зоны и были заселены водорослями. Песчаные прослои, слагающие проградационные клинья, скорее всего связаны с увеличением скорости переработки и разноса осадка волнами на мелководье и отражают проградацию прибрежных обстановок со стороны восточного склона Балтийского щита (рис. 2 и 3).

Обстановки формирования верховской свиты. Начало формирования свиты связано с подъемом уровня моря и резким сдвигом седиментации. Штормовые обстановки взморья, характеризующие завершающий этап формирования лямийской свиты, в начале верховского времени сменились на относительно спокойные обстановки с преимущественно глинистым осадконакоплением (скв. 17 и 18, разрез Агма; рис. 3), а зона действия волновых течений сместилась на северо-восток, где продолжилось формирование переслаивания алевролитов и глин (Архангельск).

Дальнейшее развитие сопровождалось постепенным восстановлением прибрежных обстановок с волновым режимом седиментации, о чем свидетельствует мощная (50 м) толща переслаивания алевролитов и глин, слагающая нижнюю часть свиты в разрезах Онежского п-ова (рис. 3). Редкие маломощные прослои песчаников в этих отложениях характеризуются бугорчатой слоистостью (табл. II, фиг. 2), происхождение которой обычно также связывается с волновой активностью. Однако для образования этого литотипа одного осциллирующего потока недостаточно (Allen, 1985), необходимо взаимодействие волн и однонаправленного течения (Harms et al., 1982; Walker et al., 1983; Nottvedt, Kreisa, 1987). Бугорчатослоистые песчаники верховской свиты, вероятно, образовались в процессе осаждения песчаной взвеси в условиях взаимодействия мутьевых потоков с волнами. О существенной роли потоков в распространении песчаного материала также свидетельствуют мелкие изолированные слепки промоин, характерные для этих отложений.

В средней части свиты залегает многослойный комплекс песчаников (табл. I, фиг. 7), который

прослеживается на расстоянии 40 км узкой полосой из низовьев р. Сюзумы до руч. Агмы (рис. 2). Ряд особенностей строения комплекса – резкая нижняя граница прослоев со следами размыва струями течений, чередование в разрезе многоэтажной косой и тонкой горизонтальной слоистости, слепки русел – указывают на формирование отложений в условиях мутьевых потоков при интенсивном поступлении обломочного материала. Падение косых слоев показывает одномодальный характер распределения направлений палеотечений с северо-востока (230° , $n = 10$), с чем согласуется одномодальное строение знаков тая, простирающие следы размыва (245° , $n = 12$) и самого комплекса песчаников. Образование ровной слоистости, которая характерна для более мощных пачек, связано с разгрузкой песка в условиях относительно высоких скоростей. Об этом свидетельствует линейность течения на поверхностях напластования, которая связана с упорядочиванием структуры песка в соответствии с конфигурацией потока в моменты резких импульсов в придонном слое течения, что возможно при длительном режиме перемещения осадка и относительно высокой и постоянной скорости. На основании этих данных, комплекс песчаников интерпретируется как флювиально-морские отложения.

Современные западные границы распространения песчаного комплекса в Юго-Восточном Беломорье являются эрозионными. На востоке, вкост основном направлению палеотечений, комплекс флювиально-морских отложений расщепляется в виде мощных (6–15 м) клиньев, сложенных преимущественно песчаниками с разнообразными сингенетическими подводнооползными нарушениями (Гражданкин, Бронников, 1997). Судя по всему, быстрое намывание песка приводило к формированию незначительного уклона дна, что способствовало дестабилизации осадка. Вмещающая толща представлена чередованием интервалов переслаивания алевролитов и глин с пластами косоволнистослоистых песчаников, которая интерпретируется как отложения зоны волнения и течений (Гражданкин, Бронников, 1997). Линзовидные пласты тонкослоистых песчаников с эрозионной подошвой, характерные для этих отложений и простирающиеся вдоль основного направления палеотечений, по всей видимости, представляют собой заполнения подводных каналов.

Образование отложений нижнего мезоциклита верховской свиты, таким образом, происходило на приустьевом взморье при взаимодействии течения реки и морского волнения. Перед устьем формировался мощный комплекс флювиально-морских отложений, вытянутый вдоль основного направления потока наносов (приустьевая песчаная отмель). По бортам отмели в обстановках продельты накапливались склоновые отложения.

Кроме того, из приустьевых обстановок в обстановки продельты также эпизодически проникали струеподобные потоки, наиболее сильные из которых промывали подводные каналы, однако большинство потоков представляло собой низкоплотностные струи. Достигнув обстановок продельты, струи замедлялись, расширялись и разгружали взвесь, которая подвергалась дальнейшей переработке вдольбереговыми волновыми течениями, о чем свидетельствует широкое развитие косоволнистой слоистости.

Тонкое переслаивание алевролитов и глин, слагающее верхний мезоциклит верховской свиты, образовалось в условиях последовательной сортировки донного осадка волновыми течениями. Об этом свидетельствуют признаки локальной эрозии в толще переслаивания (табл. I, фиг. 4) и прослои алевролитов с косой слоистостью (табл. I, фиг. 5), а также маломощные прослои песчаников с волновой косой слоистостью и плоской глиняной галькой. На основании этих данных, мощную (свыше 13 м) алевролит-глинистую толщу верхнего мезоциклита можно рассматривать как дистальные продельтовые отложения, что указывает на относительный подъем уровня моря в поздневерховское время. Комплекс флювиально-морских отложений в средней части свиты, таким образом, соответствует наиболее низкому положению уровня моря в последовательности лямичкой и верховской свит (рис. 4).

Обстановки формирования зимнегорской свиты. Нижняя граница свиты эрозионная и выполняет пологий перепад в рельефе глубиной несколько десятков метров при ширине в несколько десятков километров, который можно интерпретировать как подводную долину (рис. 3). Линзовидные пачки конгломератов, выполняющие эрозионные врез в основании свиты, свидетельствуют о том, что образование подводной долины сопровождалось размывом подстилающей толщи.

В изученных разрезах в подошве свиты не обнаружено следов осушения. Маломощные линзы конгломератов перекрываются относительно тиховодными глинами, содержащими в большом количестве фитолеймы водорослей. Выше залегает толща переслаивания песчаников, алевролитов и глин, литологические особенности которой, а также обилие растительного детрита позволяют интерпретировать отложения как относительно мелководные эстуарные осадки.

Важной особенностью отложений свиты, помогающей понять условия и обстановки осадконакопления, является мощный многослойный комплекс, сложенный тонко-, равно- и косослоистыми песчаниками. На северо-востоке комплекс песчаников прослеживается на расстоянии 30 км в св. Торожма. Резкие следы размыва струями течений, многоэтажная косая слоистость

(табл. II, фиг. 4) и широкое развитие сингенетических деформаций, в том числе деформированной косой слоистости, указывают на флювиально-морское происхождение песчаников (Swift et al., 1991). Замеры косой слоистости проявляют основное направление палеотечений с северо-востока (210° , $n = 9$). Состав и строение отложений относительно быстро меняются вкрест простирацию комплекса. На северо-западе (в северных разрезах Зимних Гор) мощные пакеты песчаников выклиниваются, а основная часть свиты образована тонкослоистыми алевролитами (табл. I, фиг. 6). Хорошая сортировка отложений предполагает осадконакопление в условиях штормовой гидродинамики, о чем свидетельствуют прослои песчаников с косоволнистой слоистостью и знаки танца на подошве, имеющие форму широкой дуги (табл. I, фиг. 8). На основании приведенных данных комплекс песчаников можно интерпретировать как потоковые отложения осевой зоны приустьевой песчаной отмели, сформировавшейся в подводной долине.

Образование латерального фациального ряда зимнегорской свиты, таким образом, происходило в обстановках постепенной проградации седиментационной системы эстуария и приустьевой песчаной отмели. Эта система заложилась как подводная долина, врезаемая в подстилающую толщу отложений (рис. 4). Следы локального размыва наблюдаются также в кровле эстуарных отложений, однако эта граница связана с резкой сменой эстуарных фаций на флювиально-морские и отражает начало проградации. Выдержанная пачка тонкослоистых глин в верхней части свиты, переходящая в толщу тонкого переслаивания алевролитов и глин с пластами песчаников, свидетельствует о том, что в заключительную фазу зимнегорского этапа произошел резкий сдвиг седиментации, в результате которого обстановки приустьевой песчаной отмели сменились на обстановки проделты.

Обстановки формирования ергинской свиты. Нижняя часть свиты построена из циклотем, связь и определенная направленность смены пород в которых дают ценный материал для понимания условий формирования отложений. Циклотемы начинаются тонкослоистыми песчаниками и изолированными слепками промоин, часто с плоской глиняной галькой в основании прослоев. Следы размыва на подошвах некоторых пластов, тонкая горизонтальная и градационная слоистость указывают на образование песчаных отложений в условиях разгрузки мутьевых струй (Grazhdankin, Ivantsov, 1996). Быстрое намывание песка приводило к формированию незначительного уклона дна в этих обстановках, что объясняет развитие сингенетических деформаций (табл. I, фиг. 9) и оползневых слоев. Эти отложения, следовательно, можно рассматривать как выносы

дельтовых рукавов. Мощные пласты песчаников постепенно сменяются переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Широкое распространение косоволнистой слоистости и знаков симметричной ряби в этих отложениях указывают на их формирование в зоне слабого волнения и течений. Песчаные отложения перекрываются пачкой переслаивания алевролитов и глин (равнинные волновые отложения). Заканчивается циклотема пачкой тонкослоистых глин, образование которых происходило в спокойных водах.

Для проксимальных фаций проделты характерны слепки промоин (табл. II, фиг. 1). Вероятно, относительно мелководные проксимальные обстановки располагались в зоне прохождения сильных мутьевых струй, которые здесь ускорялись и оставляли промоины на поверхности дна. Эти промоины немедленно заполнялись осадком из взвеси, однако в ходе заполнения происходила также частичная разгрузка мутьевого потока, в результате чего поток приобретал дополнительную "плавучесть" и отрывался от дна, "оставляя" слепок промоины изолированным в илистом осадке и унося остальную порцию взвеси в более дистальные обстановки.

В верхней пачке нижнего мезоциклита широко распространены слепки каналов. Эрозионная подошва с глубокими следами размыва означает, что каналы были промыты сильными струями, о чем также свидетельствуют ровнослоистые песчаники в самой глубокой части каналов (табл. II, фиг. 5). Иногда в подошве слепков наблюдаются два "фарватера", что свидетельствует о ветвлении каналов (табл. II, фиг. 5). Дальнейшее заполнение каналов происходило в процессе миграции потоковой ряби в условиях однонаправленного потока, что привело к образованию многоэтажной косой слоистости. На границах косослоистых пакетов часто наблюдаются знаки ряби осцилляции с размытыми гребнями, что свидетельствует об эпизодических перерывах в поступлении осадка и полном прекращении потока. Размытые гребни ряби предполагают волновой характер затухания осцилляции, что указывает на открытые мелководные обстановки. Замер косой слоистости в слепках каналов показывает снос обломочного материала с северо-востока (230° , $n = 15$) и совпадает с простираем слепков промоин (240° , $n = 21$) и каналов (250° , $n = 22$).

Остальная часть свиты представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и глин и сформировалась в обстановках относительно мелководной, плоской равнины в условиях последовательной сортировки донного осадка волнами, о чем свидетельствует широкое распространение знаков симметричной ряби. Эта толща, в свою очередь, вмещает пакеты песчаников с ровной слоистостью и линейностью течения, образова-

ние которых можно объяснить ускорением и разгрузкой мутьевых струй на мелководье. Кроме того, для этих отложений характерны слепки русел. Судя по морфологии косых серий, заполнение русел происходило в процессе миграции подводных дюн в условиях долговременного однонаправленного тока. Нередко вверх по разрезу русловых отложений интервал с косой слоистостью сменяется пакетом ровнотелых песчаников (табл. II, фиг. 6), что может быть связано с быстрым обмелением русла и усилением потока. Общая красноцветность отложений и сидеритовые конкреции свидетельствуют о солоноватоводных и опресненных условиях (Pittus, 1992). Замер падения косой слоистости в слепках русел показывает устойчивый характер палеотечений с северо-востока (240° , $n = 5$), с чем также согласуется простираание линейности течения (215° , $n = 8$).

Таким образом, эстуарные и приустьевые обстановки, характеризующие зимнегорское время, в раннеергинское время сменились морскими продельтовыми. Строение циклотем напоминает цикличность дельтовых, шлировых и молассовых формаций и, скорее всего, имеет схожий седиментологический механизм образования, который обусловлен саморазвитием продельты. Дальнейшее развитие сопровождалось постепенной сменой морских обстановок продельты на сравнительно опресненные обстановки плоской равнины, которая простиралась на удаление от берега, наводнялась в периоды половодий и паводков, и где фактически происходило втекание речных вод в воды взморья через многочисленные рукава (русла) распределительной системы. Эти обстановки интерпретируются как дельтовая равнина, а последовательность отложений ергинской свиты – как тракт постепенной проградации дельтовой равнины с северо-востока (рис. 4). На основании изложенных данных комплекс продельтовых отложений в основании ергинской свиты отвечает наиболее высокому положению уровня моря в последовательности зимнегорской и ергинской свит (рис. 4).

Генетическая интерпретация отложений

Генетический состав и особенности строения отложений заставляют сделать вывод, что в целом обнаженная часть вендского комплекса накапливалась в обстановках подводных продолжений дельт, а большая надводная часть дельт располагалась северо-восточнее современных выходов. Об этом свидетельствует ярко выраженный одномодальный характер распределения направлений палеотечений, установленный по замерам падения косых слоев и простираания слепков промоин, каналов и следов размыва струями течений. В целом бассейн отличался активной гидродинамикой, как показывают разнос обломочного мате-

риала по всей территории Юго-Восточного Беломорья, преобладание хорошо сортированных отложений и частая встречаемость в них косой и косоволнистой слоистости. Последняя выявляет сложную систему циркуляции на взморье, включающую как поперечные перемещения воды, так и продольные вдольбереговые энергетические течения, что указывает на открытый характер и относительную мелководность. Проведенный генетический анализ литотипов позволяет предполагать, что обломочный материал поступал в бассейн посредством относительно продолжительных однонаправленных потоков.

Установлено, что в устьях крупных рек во время наводнений и паводков образуются мутьевые потоки, которые в большинстве случаев являются квази-стационарными и продолжаются несколько десятков часов (Normark, Piper, 1991; Myrow, Southard, 1996; Mulder et al., 1998). Концентрация переносимой взвеси в таких потоках достаточна для того, чтобы взвешенный материал начал распространяться вдоль поверхности дна бассейна. Моделирование мутьевых потоков и наблюдения над процессами, происходящими в устьях рек, показывают, что инерционные струи способны эродировать дно бассейна и формировать комплекс отложений турбидитного облика (Mulder et al., 1998). Движущей силой таких сверхтяжелых струй (hypergrusnal plumes; Normark, Piper, 1991) служит инерция речной воды, поступающей в бассейн стока во время наводнений при сезонном выпадении атмосферных осадков, либо при резком таянии снегов и ледников (Syvitski, Farrow, 1983; Maizels, 1989; Russel, Knudsen, 1999). Эти данные провоцируют на сравнение мутьевых потоков, которые, по всей видимости, служили основным механизмом поступления песчаного материала в вендские обстановки Юго-Восточного Беломорья, со сверхтяжелыми инерционными струями паводкового происхождения.

Флювиально-морские отложения приустьевой песчаной отмели, таким образом, можно рассматривать как разновидность речных выносов (подводный, или бассейновый аллювий), характеру напластования этих отложений можно приписать паводковую природу, а сами отложения отнести к инундитам (паводковым отложениям). Ровный и пологий рельеф дна на взморье в сочетании с сильной инерцией потоков обусловили проградацию паводковых отложений по прибрежным подводным равнинам на значительное удаление от берега. Вдоль фронта дельтовой равнины и по бортам приустьевой отмели простирались обстановки продельты, где отложения формировались при взаимодействии течения реки и морского волнения. Прodelьта служила своеобразной подводной платформой для наращивания дельтовой равнины, первые признаки проградации которой сохранились в виде слепков промоин и каналов,

которые, судя по всему, также образовались при участии сверхтяжелых инерционных струй паводковой природы и, следовательно, являются инундитами. Резко выраженный событийный характер отложений вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье обусловлен отсутствием наземной растительности и напоминает осадконакопление на взморье в современных аридных и арктических регионах (Syvitski, Farrow, 1983; Maizels, 1989; Russel, Knudsen, 1999).

Особенностью отложений вендского комплекса является широкое распространение тонкой шагреневой текстуры на нижних поверхностях напластования алевритов и песчаников различной мощности, от 1–2 мм до 0.5 м (табл. II, фиг. 7 и 8). Очевидно, что образование этой текстуры не зависит от способа формирования отложений, хотя шагреневая текстура не обнаружена на подошвах слепков промоин и песчаников с косой, ровной и бугорчатой слоистостью, образование которых происходило в среде с наиболее интенсивной гидродинамикой. С другой стороны, отмечена выраженная фациальная приуроченность шагреневой текстуры к обстановкам прodelьты. На шагреневой подошве часто наблюдаются мелкие текстуры нагрузки (табл. II, фиг. 7) и складки деформации натяжения (табл. II, фиг. 8). Подошва также бывает инкрустирована мелкими скоплениями пирита, в которых нередко можно распознать пиритизированные нитевидные остатки водорослей (табл. II, фиг. 7). Переплетаясь друг с другом, нити могут покрывать относительно обширные участки поверхности и, судя по всему, были захоронены *in situ*. Приведенные данные позволяют интерпретировать шагреневую текстуру как отпечаток поверхности микробной пленки (Seilacher et al., 1985; Gerdes et al., 2000; Gehling, 2000). Эта пленка препятствовала размыву дна при торможении потока, что объясняет отсутствие следов размыва на шагреневой подошве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вендский комплекс Юго-Восточного Беломорья в целом представляет собой регрессивную последовательность отложений, которая образовалась на приустьевом взморье в условиях постепенной проградации дельтовой распределительной системы с северо-востока, со стороны Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса. Начало формирования комплекса ознаменовалось быстрым затоплением шельфа и установлением обстановок прибрежных подводных равнин. Затопление не оставило заметных следов, за исключением маломощного покрова гравелитов в основании лямийской свиты. Осадки, которые можно было бы интерпретировать как отложения ингрессивной фазы, в основании комплекса не обнаруже-

ны. Нижняя граница вендского комплекса, таким образом, имеет трансгрессивную природу (рис. 4).

Проведенный анализ строения и условий осадконакопления отложений вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья позволяет определить в последовательности главную границу, которая совпадает с поверхностью раздела верховской и зимнегорской свит и проявляется размывом и образованием подводной долины. Эта граница разделяет два подкомплекса отложений – лямийско-верховский и зимнегорско-ергинский, каждый из которых представляет собой тракт седиментационной системы (рис. 4).

Фациальное строение лямийско-верховского подкомплекса дает возможность различить в последовательности отложений три элемента, отвечающие основным фазам развития. В основании подкомплекса выделяется мощный проградационный элемент, сложенный песчано-глинистыми отложениями и отражающий смену обстановок прибрежных подводных равнин (лямийская свита) на обстановки приустьевой отмели (нижняя часть нижнего мезоциклита верховской свиты). Затем следует глинисто-песчаный элемент (верхняя часть нижнего мезоциклита верховской свиты), представленный флювиально-морскими отложениями приустьевой отмели и соответствующий фазе низкого положения уровня моря. Завершает последовательность трансгрессивный элемент, который представлен песчано-глинистыми отложениями прodelьты (верхний мезоциклит верховской свиты). Лямийско-верховский подкомплекс отложений можно охарактеризовать как регрессивно-трансгрессивный тракт седиментационной системы приустьевой песчаной отмели (рис. 4).

Последовательность отложений зимнегорско-ергинского подкомплекса также построена из трех элементов. В основании подкомплекса залегают песчано-глинистые отложения, выполняющие подводную долину и представленные осадками эстуария и приустьевой песчаной отмели (зимнегорская свита). Затем следует песчано-глинистый элемент, построенный из циклотем, который образовался в обстановках прodelьты в фазу высокого положения уровня моря (нижний мезоциклит ергинской свиты). Завершается подкомплекс мощным проградационным элементом, который сложен глинисто-песчаными отложениями дельтовой равнины (средний и верхний мезоциклиты ергинской свиты). Зимнегорско-ергинский подкомплекс в целом можно охарактеризовать как трансгрессивно-регрессивный тракт седиментационной системы дельтовой равнины (рис. 4).

На границе верховской и зимнегорской свит не обнаружено следов осушения, поэтому представляется маловероятным, чтобы размыв и образование долины были обусловлены снижением уровня моря в конце верховского времени. Дис-

тальные отложения продельты, слагающие верхний мезоциклит верховской свиты и непосредственно подстилающие поверхность размыва, отвечают подъему уровня моря, что также не согласуется с осушением территории в конце верховского времени. Размыв на границе верховской и зимнегорской свит можно объяснить эрозией берегового склона в результате быстрой трансгрессии, либо подводной эрозией в ответ на спад в поступлении обломочного материала (Swift et al., 1987; Galloway, 1989). Наличие размыва в подошве зимнегорской свиты, а также положение на разделе двух трактов седиментационных систем позволяет рассматривать границу свит как секвентную (рис. 4).

Помимо секвентной границы, в отложениях вендского комплекса выделяются две трансгрессивные границы (рис. 4). Нижняя из этих границ является согласной и определяется резким сдвигом седиментации в северо-восточном направлении. Эта граница совпадает с поверхностью раздела лямичкой и верховской свит и отделяет переслаивание алевролитов и глин с песчаниками зоны волнения от вышележащих тонкослоистых глин относительно тиховодных обстановок. Образование отложений верховской свиты происходило в обстановках постепенной проградации приустьевой отмели в условиях более активной гидродинамики, по сравнению с отложениями лямичкой свиты, которые образовались в обстановках проградации прибрежных равнин. Кроме того, отложения нижней части верховской свиты характеризуются широким развитием раннедиагенетических конкреций, которые являются важным маркирующим горизонтом, прослеживающимся вдоль северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы до западного склона Урала (Кирсанов, 1968). Конкреции отвечают событию регионального характера и, вероятно, образовались в толще осадка в период низкого положения уровня моря и максимальной проградации отмели. Граница лямичкой и верховской свит, таким образом, является границей раздела двух латеральных фациальных рядов (подводных равнин и приустьевой отмели) внутри тракта седиментационной системы. Эта граница также соответствует началу нового макроцикла осадконакопления и может рассматриваться как субсеквентная (рис. 4).

Верхняя трансгрессивная граница совпадает с поверхностью раздела зимнегорской и ергинской свит. К этой границе приурочена смена морфологии мезоциклитов с регрессивной на прогрессивную, что отражает резкий перелом в развитии осадочной системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М. Венд Восточно-Европейской платформы / ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 3–34.
- Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинкой свиты валдайской серии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 3. С. 635–638.
- Аксенов Е.М., Иголкина Н.С. О выделении редкинкой свиты валдайской серии на севере Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 8. С. 22–25.
- Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С. и др. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 17–34.
- Гниловская М.Б. Новые саариниды венда Русской платформы // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 1. С. 89–93.
- Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р. и др. Доздиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы позднего рифея) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 11–39.
- Гражданкин Д.В., Бронников А.А. Новое местонахождение остатков поздневендских мягкотелых организмов на Онежском полуострове // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 6. С. 792–796.
- Дедеев В.А., Келлер Б.М. (ред.) Верхний докембрий Европейского Севера СССР (Объяснительная записка к схеме стратиграфии). Сыктывкар: АН СССР, Ин-т геологии Коми АССР, 1986. 42 с.
- Зеккель Я.Д. Геологические исследования в районе Зимнего берега Белого моря, бассейне Кулая и низовьев Мезени. Архангельск: Сев. геол. управление, 1939. 96 с.
- Зоричева А.И. Север Русской платформы / ред. Зоричева А.И. Геология СССР. Т. 2. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. М.: Госнаучтехиздат, 1963. С. 79–99.
- Иголкина Н.С. О возрасте песчано-глинистых пород “Зимнего берега” Белого моря // Материалы по геологии Европейской территории СССР. Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия. 1956. Вып. 14. С. 169–173.
- Иголкина Н.С. О возможности выделения Балтийского комплекса нижнего кембрия на севере Русской платформы // Геология Европейской территории СССР. Информационный сборник ВСЕГЕИ. 1959. № 11. С. 17–23.
- Иванцов А.Ю. Новый представитель дикинсонид из верхнего венда Зимнего берега Белого моря (Россия, Архангельская область) // Палеонтол. журнал. 1999. № 3. С. 3–11.
- Иванцов А.Ю. Vendia и другие докембрийские “артроподы” // Палеонтол. журнал. 2001. № 4. С. 3–10.
- Кальберг Э.А. Геологическое описание Онежского полуострова. Л.: Гостоптехиздат, 1940. 64 с.
- Кирсанов В.В. К вопросу о стратиграфии и корреляции отложений вендского комплекса на восточной окраине Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 6. С. 86–103.

- Кривцов А.И. Нижний палеозой восточного склона Балтийского щита по новейшим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 63–75.
- Кузьменко Ю.Т., Бурзин М.Б. Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка. М.: РМСК, 1996. 46 с.
- Молин В.А., Буданов Г.Ф., Колода Н.А., Плотников М.А. Пермские красноцветные формации севера Русской плиты. Л.: Наука, 1986. 112 с.
- Рагозина А.Л., Сиверцева И.А. Микрофоссилии валдайской серии северо-запада Архангельской области / Ред. Соколов Б.С., Ивановский А.Б. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 139–144.
- Сиверцева И.А., Станковский А.Ф. Новые данные по геологии верхневендских отложений северо-запада Архангельской области // Вест. Ленингр. ун-та. 1982. № 12. С. 30–40.
- Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 21–31.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 6. С. 3–13.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М., Андреев С.П., Поликарпова Н.Т. К литологии и индексации песчаниково-алевролитовых пачек и пластов валдайской серии Московской синеклизы // Тр. Геол. ин-та (г. Казань). 1970. № 30. С. 324–345.
- Станковский А.Ф., Синицин А.В., Шинкарев Н.Ф. Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря // Вестн. Ленингр. ун-та. 1972. № 18. С. 12–20.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П. Венд Юго-Восточного Беломорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 78–87.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Добейко И.П. Венд Юго-Восточного Беломорья // Соколов Б.С., Федонкин М.А. (ред.) Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 67–76.
- Федонкин М.А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. 100 с.
- Федонкин М.А. Систематическое описание вендских metazoa / Ред. Соколов Б.С., Ивановский А.Б. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 70–106.
- Якобсон К.Э., Кузнецова М.Ю., Станковский А.Ф. и др. Рифей Зимнего Берега Белого моря // Сов. геология. 1991. № 11. С. 44–48.
- Allen P.A. Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves // Nature. 1985. V. 313. P. 562–564.
- Coleman J.M., Roberts H.H., Murray S.P., Salama M. Morphology and dynamic sedimentology of the eastern Nile delta shelf // Mar. Geol. 1981. V. 42. P. 301–326.
- Galloway W.E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units // AAPG Bulletin. V. 73. № 2. P. 125–142.
- Gehling J.G. Environmental interpretation and a sequence stratigraphic framework for the terminal Proterozoic Ediacara Member within the Rawnsley Quartzite, South Australia // Precam. Res. 2000. V. 100. P. 65–95.
- Gerdes G., Klenke T., Noffke N. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue // Sedimentology. 2000. V. 47. P. 279–308.
- Grazhdankin D.V. The Ediacaran genus Inaria: a taphonomic / morphodynamic analysis // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 2000. V. 216. № 1. P. 1–34.
- Grazhdankin D.V., Ivantsov A.Yu. Reconstruction of biotopes of ancient Metazoa of the Late Vendian White Sea Biota // Paleontol. J. 1996. V. 30. № 6. P. 676–680.
- Harms J.C., Southard J.B., Walker R.G. Structures and sequences in clastic rocks. Calgary: SEPM, 1982. 249 p.
- Holmes C.W. Geochemical indices of fine sediment transport, northwest Gulf of Mexico // J. Sedim. Petrology. 1982. V. 52. P. 307–321.
- Maizels J.K. Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits // J. Sediment. Petrology. 1989. V. 59. P. 204–223.
- Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A., et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for Metazoan evolution // Science. 2000. V. 288. P. 841–845.
- Mulder T., Syvitski J.P.M., Skene K.I. Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths // J. Sediment. Res. 1998. V. 68. № 1. P. 124–137.
- Myrow P.M., Southard J.B. Tempestite deposition // J. Sediment. Res. 1996. V. 66. № 5. P. 875–887.
- Normark W.R., Piper D.J.W. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record / Ed. Osborne R.H. From shoreline to abyss: contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard. Tulsa, Oklahoma: SEPM, 1991. P. 207–230.
- Nottvedt A., Kreisa R.D. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification // Geology. 1987. V. 15. P. 357–361.
- Oertel G.F., Dunstan W.M. Suspended-sediment distribution and certain aspects of phytoplankton production of Georgia, U.S.A. // Mar. Geol. 1981. V. 40. P. 171–197.
- Pirrus E.A. Freshening of the Late Vendian basin on the East European Craton // Proc. Estonian Academy of Sciences, Geology. 1992. V. 41. № 3. P. 115–123.
- Popov L., Gorjansky V. First record of Upper Cambrian from the eastern White Sea coast: new evidence from obolids (Brachiopoda) // GFF. 1994. V. 116. P. 31–35.
- Russell A.J., Knudsen Ó. Controls on the sedimentology of the November 1996 jökulhlup deposits, Skeiðarársandur, Iceland / Eds. Smith N.D., Rogers J. Fluvial sedimentology IV. Oxford: Blackwell, 1999. P. 315–329.
- Sahl L.E., Merrell W.J., McGrail D.W., Webb J.A. Transport of mud on continental shelves: Evidence from the Texas Shelf // Marine Geology. 1987. V. 76. P. 33–43.
- Seilacher A., Reif W.-E., Westphal F. Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil Lagerstätten // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1985. V. B311. P. 5–23.

Swift D. J. P., Hudelson P. M., Brenner R. L., Thompson P. Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah // *Sedimentology*. 1987. V. 34. P. 423–457.

Swift D. J. P., Phillips S., Thorne J. A. Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional systems / Eds. Swift D. J. P., Oertel G. F., Tillman R. W., Thorne J. A. Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies, and sequence stratigraphy. Oxford: Blackwell, 1991. P. 89–152.

Syvitski J. P. M., Farrow G. E. Structures and processes in bayhead deltas, Knight and Bute Inlets, British Columbia // *Sedim. Geol.* 1983. V. 36. P. 217–244.

Walker R. G., Duke W. L., Leckie D. A. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion // *Geol. Soc. America Bull.* 1983. V. 94. P. 1245–1251.

Wright L. D., Coleman J. M. Mississippi River mouth processes: effluent dynamics and morphologic development // *J. Geol.* 1974. V. 82. P. 751–778.

Рецензенты М. А. Семихатов, М. А. Федонкин

УДК 551.733.11:565.393.33(470.23)

АЗЕРИСКИЙ, ЛАСНАМЯГИСКИЙ И УХАКУСКИЙ ГОРИЗОНТЫ ОРДОВИКА В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ И ХАРАКТЕРИСТИКА ТРИЛОБИТОВ И ОСТРАКОД

© 2003 г. А. Ю. Иванцов, Л. М. Мельникова

Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 20.06.2001 г., получена после доработки 17.12.2001 г.

Приводятся данные изучения литологии, трилобитов и остракод из разрезов азериского, ласнамягиского и ухакусского горизонтов Ладужской структурно-фациальной зоны. Проведено биостратиграфическое расчленение по азафидам (трилобиты). Выявлен комплекс азериских остракод (более 20 видов). Дано описание одного нового вида остракод (*Steusloffia volkhovi* sp. nov.). Изображены наиболее представительные виды трилобитов и остракод.

Ключевые слова. Азериский, ласнамягиский, ухакусский горизонты, симанковская, дубовикская, порошская, валимская, вельская свиты, стратиграфия, трилобиты, остракоды.

В статье завершается описание стратотипических обнажений свит и биостратиграфических подразделений карбонатной части ордовикского разреза Ладужской (Волховской, по С.О. Мяги, 1984) структурно-фациальной зоны, начатое нами в предыдущей публикации (Иванцов, Мельникова, 1998)¹. Стратиграфическое расчленение карбонатных азериско-ухакусских отложений (“эхиносферитового известняка” Ф.Б. Шмидта) южного Приладжья впервые было предпринято П. Раймондом, выделившим в разрезе р. Волхов дубовикскую и ревельскую свиты (Raymond, 1916) (табл. 1). В начале 20-х годов XX в. ленинградскими геологами проводилось интенсивное изучение обнажений “эхиносферитового известняка”, затапливавшихся водохранилищем Волховской ГЭС. Палеонтологические образцы при этом собирались преимущественно из осыпей. Для облегчения их привязки Р.Ф. Геккером вся толща была разбита на 25 горизонтов или слоев, обозначенных латинскими буквами a-z, (Геккер, 1923). Затем, когда был обнаружен пласт с железистыми оолитами верхнего “чечевичного слоя”, по подошве которого в более западных разрезах Ленинградской области и Эстонии проводилась нижняя граница “эхиносферитового известняка”, снизу к последовательности “горизонтов” Р.Ф. Геккера был добавлен еще один пласт – a₁

(Янишевский, 1931). В процессе этих работ была собрана огромная коллекция органических остатков и, по-видимому, был накоплен большой объем геологической информации. Но материалы этих исследований их авторами опубликованы не были. Исключение составляет небольшая работа Р.Ф. Геккера, посвященная одной группе цистоидей и краткая характеристика “эхиносферитового известняка”, данная М.Э. Янишевским (цитированы выше). Е.А. Балашовой и З.Г. Балашовым были подняты архивы А.Ф. Лесниковой, занимавшейся изучением трилобитов и стратиграфией. Оказалось, что А.Ф. Лесниковой в волховском разрезе были выделены свиты, трилобитовые зоны и слои с брахиоподами: волховстройская (близкая по объему к дубовикской) с зонами *A. eichwaldi*, *A. comutus*, *A. kowalewskii*; порошская, с зоной *A. ornatus*; валимская, с зоной *A. devexus* var. *applanata* и вельская в объеме слоев с *Porambonites janischevskii* и *Christiania oblonga*) (Балашова и Балашов, 1961).

Из всех “горизонтов” Геккера лучше всего идентифицируются слои *k* и *q*, поскольку они сложены плотными массивными кавернозными известняками и образуют в обнажениях заметные карнизы. По подошве слоя *k* в настоящее время проводится нижняя граница ласнамягиского, а по кровле слоя *q* – ухакусского горизонтов (Иванцов, 1997). Слой a₁ Янишевского примерно соответствует нижней (первой) и средней (второй) пачкам симанковской свиты и принадлежит кундаскому горизонту (Иванцов, 1993). Остатками трилобитов более всего богаты слои *a* – *h* и *p*. В верхней

¹ Пользуясь случаем, авторы приносят извинения за погрешности, допущенные в первой статье (Иванцов, Мельникова, 1998): так, по всему тексту (кроме подписей к рисункам) вместо *Bergaueria* следует читать *Tyranites*; указанные на рис. 1 для разреза Бабино уровни с оолитами являются уровнями обогащения глауконитом.

Таблица 1. Сопоставление схем расчленения азериско-ухакусских отложений Ладужской структурно-фациальной зоны по трилобитам

Ламанский, 1901, 1905	Янишевский, 1931	Лесникова (из Балашова, Балашов, 1961)	Балашова, Балашов, 1959, 1961			Решения Межвед..., 1987		Иванцов (наст. работа)			
Горизонт (зона)	Горизонт	Зона	Горизонт	Подгоризонт	Зона	Подзона	Горизонт	Слой	Горизонт	Зона (слон)	Другие трилобиты
Asaphus platyrurus, A. kowalewskii			Вальковский	Вельский			Ухаковский	Chasmops odini, Iliaenus schmidti, I. intermedius	Ухаковский		
	A. devexus	A. devexus		A. devexus	X. devexus	Xenaspaphus		X. devexus X. mjanili			
	Asaphus sp.	A.ornatus		A.ornatus	Ласнамятский	I. schroeteri, A. ornatus	A. bottnicus				
	A. kowalewskii, A. latus, A. lae- vissimus var. laticauda	A. kowalewskii	Дубовикский	Волховстройский	A. kowalewskii	A. kowalewskii	Азербайджанский	A. kowalewskii, A. cornutus, A. platyrurus	Азербайджанский	A. kowalewskii	
	A. cornutus				A. kowalewskii, A. cornutus	A. kowalewskii, A. cornutus, A. eichwaldi		A. intermedius			
					A. kowalewskii, A. cornutus, A. eichwaldi	A. punctatus					
	A. eichwaldi, A. eichwaldi aff., A. laevissimus, A. cornutus, A. cornutus var.	A. cornutus			A. cornutus, A. eichwaldi	A. eichwaldi			A. kotlukovi	S. laticaudatus S. latisegmentatus	
	A. eichwaldi, Ptychopyge globifrons										
	A. raniceps			Обуховский		A. major		Кудаский	A. sulevi, P. globifrons, Megistaspis gigas, M. obtusicauda	Кудаский	A. laevissimus
A. expansus, A. lamanskii					A. raniceps		A. "raniceps". M. lawrowi		A. minor	A. ingrianus	
					A. expansus, A. lamanskii		A. expansus		A. pachyophthalmus	A. striatus	P. globifrons A. knyrkoi
									A. raniceps		I. "esmarki"
									A. expansus	A. lamanskii	Phomera fischeri

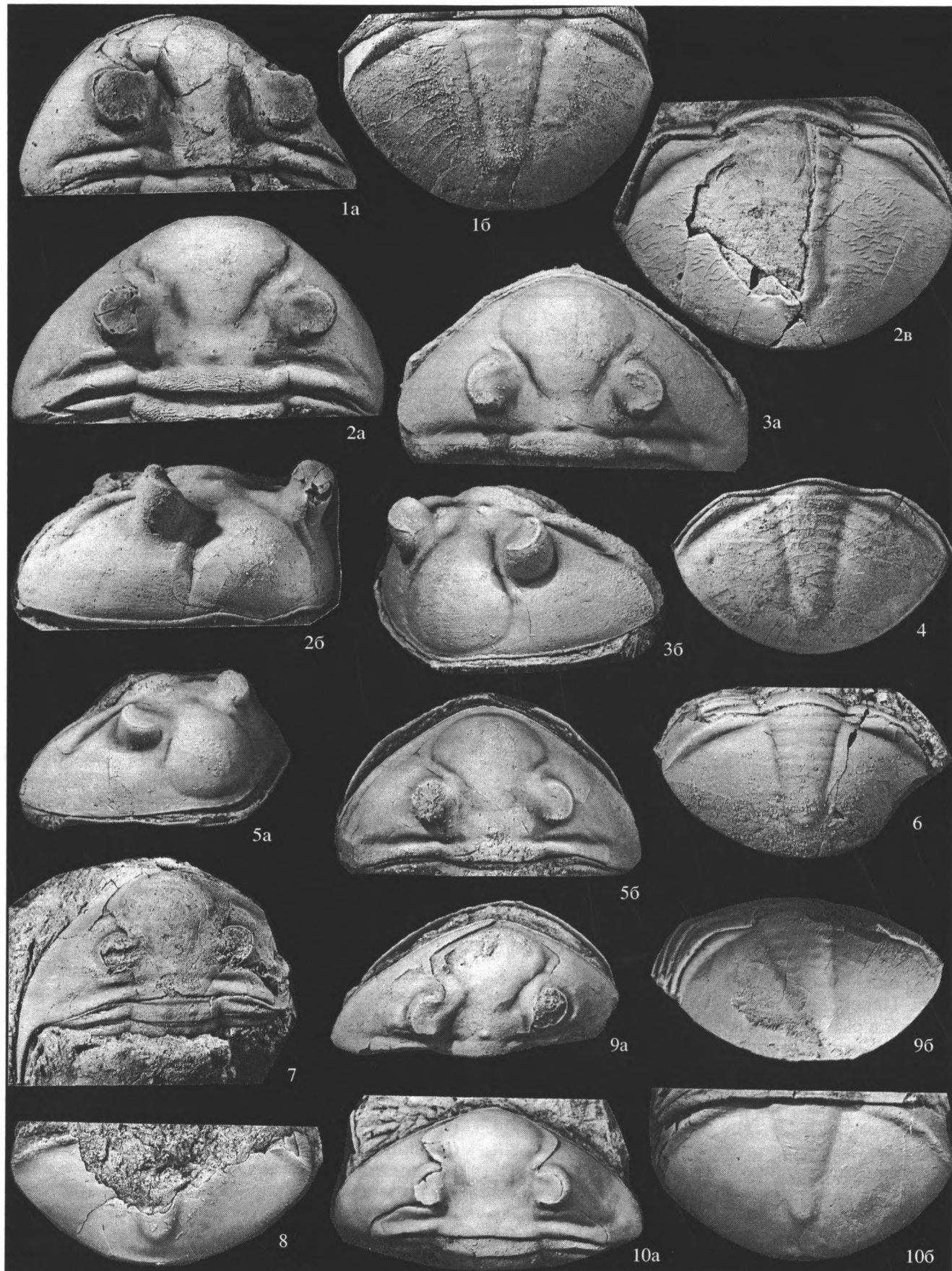
части слоя *t* встречаются огромные линзы протяженностью по простиранию до двух-трех десятков метров, нацело состоящие из панцирей крупных трилобитов *Xenaspheus devexus*, лежащих друг на друге в несколько слоев. Панцири трилобитов в этих скоплениях одного размера и личинные (т.е. сброшенные во время линьки), принадлежат двум формам, возможно, самцам и самкам.

Кровля ордовика на Волхове сильно эродирована. Перекрывающие его верхнедевонские песчаники в разных обнажениях ложатся на разные слои. Девон и местами ордовик в свою очередь затронуты четвертичной эрозией, а часть известных в начале века обнажений теперь затоплена водохранилищем гидроэлектростанции. В результате, в настоящее время не наблюдается выходов "горизонтов" *w*, *x*, *y* и *z*. Ордовикская часть разреза заканчивается в районе железнодорожного моста у д. Бор "горизонтом" *v*.

Модернизируя схему А.Ф. Лесниковой, Е.А. Балашова и З.Г. Балашов в верхней части карбонат-

ного разреза р. Волхов выделяют дубовикский горизонт с подгоризонтами и зонами: волховстройским (зоны *A. eichwaldi*, *A. cornutus*, *A. kowalewskii*); порожским (зона *A. ornatus*); валивским (зоны *A. devexus*, *Caryocystites* и *Ancistroceras*). Верхнюю половину вельской свиты Лесниковой, под названием вельский подгоризонт, эти авторы, вслед за Геккером, относят к кукерскому горизонту (Балашова и Балашов, 1961).

Ревизия стратиграфических исследований карбонатных ордовикских отложений этого района была сделана Л.Е. Поповым и Р.М. Мяннилем при подготовке Решений Межведомственного стратиграфического совещания по ордовику и силуру 1984 г (Решения Межвед..., 1987). В результате, в стратиграфической схеме Ленинградской части Балтийско-Ладужского глинта появились установленные в Эстонии азериский, ласнамягиский, ухакусский горизонты, а также обуховская свита (равная по объему обуховскому и нижней половине дубовикского горизонтов Балашовых) и были упразднены трилобитовые зоны Лесниковой – Балашовых.



В 90-х годах стратиграфией ордовикских карбонатов района и распространением в них азидных трилобитов занимался один из авторов (Иванцов, 1993; 1997; Ivantsov, 1996; 1997; Иванцов, Мельников, 1993; Иванцов, Мельникова, 1998). Главным результатом проведенной работы стало зональное расчленение верхневолховско-азериского фрагмента разреза на основе распространения трилобитов двух филетических линий рода *Asaphus*.

Нижняя граница азериского горизонта обычно проводится по появлению *Asaphus platyurus* (Мянниль, 1963 а, б; 1966; Решения Межвед., 1987; Mannil, 1990). Однако этот "вид" не может быть использован для детальной стратиграфии, поскольку представляет собой не один, а целую группу видов, интервал стратиграфического распространения которой охватывает большую часть, или даже весь азериский горизонт. Эта группа видов была выделена в новый род *Platyasaphus* (Иванцов, 2000). Но поскольку в состав рода вошел типовой вид подрода *Asaphus* (*Subasaphus*) *Balaschova* (Балашова, 1976), то наименование *Platyasaphus* Ivantsov должно считаться младшим синонимом *Subasaphus* *Balaschova*. Ладожские субазафусы значительно отличаются от шведских (по крайней мере, от неотипа *A. platyurus* (Jaanusson, 1953)) и, возможно, существовали в иное время. *S. latisegmentatus* распространен в основании азериского горизонта, а *S. spinifer* – в его средней части. Судя по экземплярам, добываемым частными коллекционерами, субазафусы со щечными шипами (= *A. platyurus* s.l.) встречаются и выше, но не переходят в ласнамягиский горизонт.

Из нижней части азериского горизонта недавно описан новый вид рода *Asaphus* – *A. heckeri* (Иванцов, 2000) (табл. I, фиг. 9). По своим морфологическим признакам он занимает промежуточ-

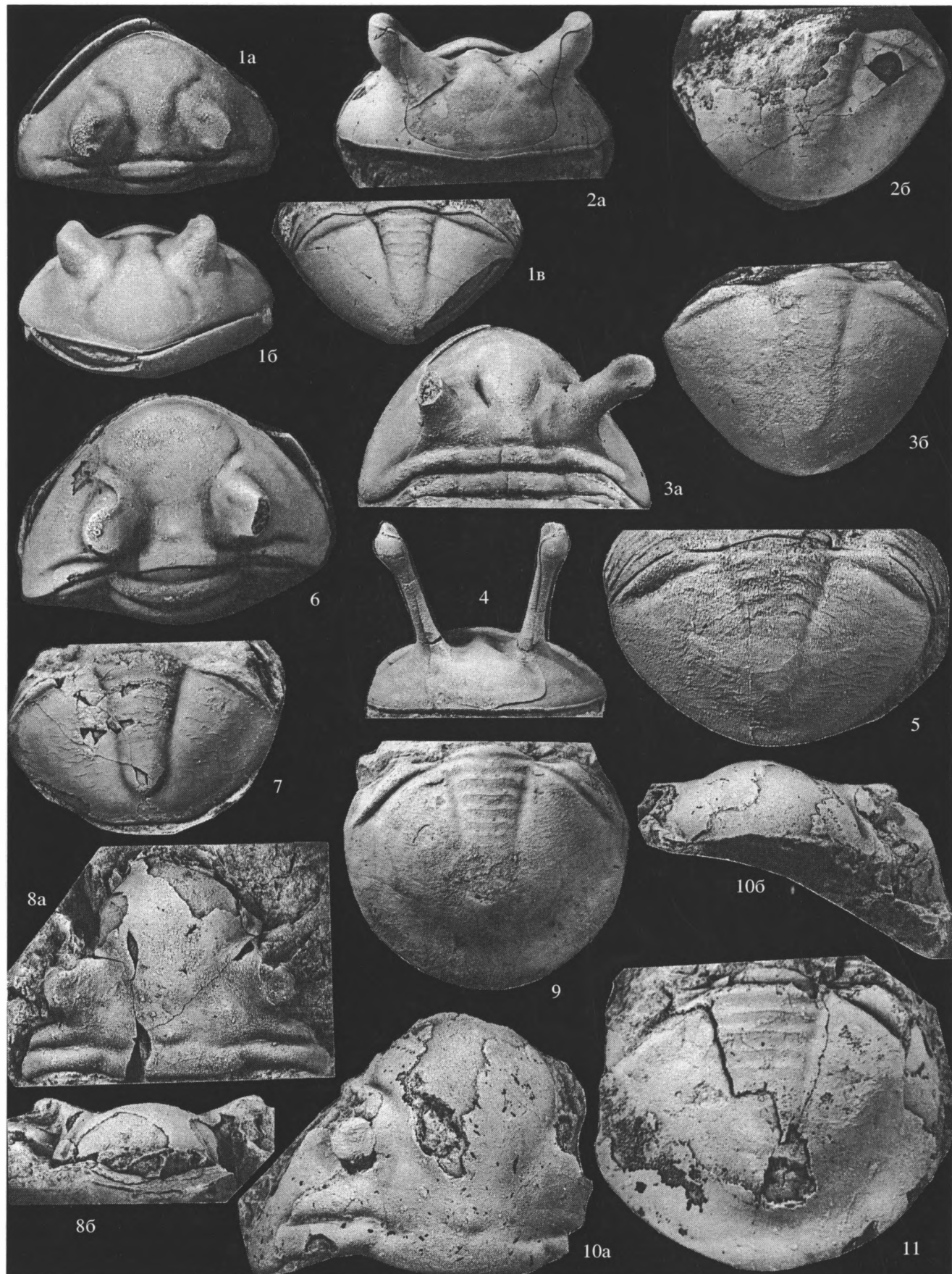
ное положение между видами *A. laevis* и *A. kotlukovi* и является связующим звеном между филетическими линиями *A. sulevi* – *A. ingrianus* – *A. laevis* и *A. kotlukovi* – *A. punctatus* – *A. intermedius* – *A. kowalewskii*. Все виды обеих линий являются зональными (Иванцов, 1997; Ivantsov, 1996; 1997). Совокупный интервал их стратиграфического распространения охватывает верхнюю треть кундаского и большую часть азериского горизонтов, только в основании азериского горизонта существовал пробел. В предлагавшейся ранее схеме этот пробел был заполнен видом другого рода – *S. latisegmentatus*. Происхождение *S. latisegmentatus* неясно и нет гарантии того, что интервал его существования шире, чем кажется по материалам с Балтийско-Ладожского глинта. Поэтому теперь в качестве зонального для основания азериского горизонта мы принимаем *A. heckeri*. Этот вид пока встречен только в разрезах у южного берега Ладожского озера и в двух точках на Балтийской части глинта. Верхняя граница зоны отмечается появлением в разрезах *A. kotlukovi* – предполагаемого ближайшего потомка *A. heckeri*.

Индивидуальные диапазоны стратиграфического распространения видов *A. ingrianus*, *A. kotlukovi*, *A. punctatus* и *A. intermedius* крайне узкие и могут быть использованы для очень точной корреляции. Но наличие плавных морфологических переходов между родственными видами *A. sulevi* и *A. ingrianus*, *A. kotlukovi* и *A. punctatus*, *A. intermedius* и *A. kowalewskii* затрудняет проведение биостратиграфических границ. Поэтому в предложенной схеме биостратиграфического расчленения их диапазоны объединены в "суммарные" зоны.

Филетическая линия *A. sulevi* – *A. kowalewskii* возникла в позднекундаское время и прослеживается в разрезах до конца аэри. Основной тенден-

Таблица I. Трилобиты кундаского и азериского горизонтов.

1 – *Asaphus pachyophthalmus* F.Schmidt, 1901, экз. № 4330/36 (×1.5): а – головной щит, б – хвостовой щит; обн. 3б, левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, между железнодорожным мостом и плотиной ВГЭС; кундаский горизонт, 1.9 м ниже кровли, симанковская свита, пачка 1, зона *minor-pachyophthalmus*; 2 – *Asaphus sulevi* Jaanusson, 1953, экз. № 4330/46 (×1.5): а, б – головной щит, в – хвостовой щит; обн. 3а, левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (около 0.5 км ниже по течению от обн. 3б; кундаский горизонт, 1.1 м ниже кровли, симанковская свита, пачка 1, зона *sulevi-ingrianus*; 3, 4 – *Asaphus ingrianus* Jaanusson, 1953: 3 а, б – экз. № 4330/81, головной щит (×2); левый берег р. Волхов у сев. окраины д. Плеханово; кундаский горизонт, симанковская свита, пачка 1, зона *sulevi-ingrianus*, осыпь; 4 – экз. № 4330/82, хвостовой щит (×1.2); обн. 3б; кундаский горизонт, 0.55 м ниже кровли, симанковская свита, пачка 1, зона *sulevi-ingrianus*; 5, 6 – *Asaphus laevis* F.Schmidt, 1901: 5 а, б – экз. № 4330/47, головной щит (×1.5); обн. 3б; кундаский горизонт, 0.2 м ниже кровли, симанковская свита, пачка 2, зона *laevis*; 6 – экз. № 4330/85, хвостовой щит (×2); местонахождение и возраст тот же, 0.15 м ниже кровли кундаского горизонта; 7, 8 – *Subasaphus latisegmentatus* (Nieszkowskii, 1857): 7 – экз. № 4330/92, головной щит формы с удлиненным панцирем (×1.1); обн. 3б; азериский горизонт, симанковская свита, пачка 3, осыпь, зона *heckeri*, подзона *latisegmentatus*; 8 – экз. № 4330/91, хвостовой щит формы с укороченным панцирем (×2); р. Волхов; сборы Е.А. Балашовой; 9 – *Asaphus heckeri* Ivantsov, 2000, экз. № 4330/48 (×1.5): а – головной щит, б – хвостовой щит; обн. 3б; азериский горизонт, симанковская свита, пачка 3, зона *heckeri*, осыпь; 10 – *Subasaphus laticaudatus* (F.Schmidt, 1901), экз. № 4330/44 (×1): а – головной щит, б – хвостовой щит; обн. 3а; азериский горизонт, 1.1 м выше подошвы, симанковская свита, пачка 3, зона *heckeri*, подзона *laticaudatus*.



цией морфологических изменений внутри нее было увеличение степени приподнятости глаз над панцирем, завершившейся на стадии *A. kowalewskii* образованием длиннейших глазных стебельков. Несмотря на сильное различие между удаленными друг от друга видами, переход между соседними видами, зафиксированный на ископаемом материале, был почти всегда постепенным (экземпляры, изображенные на фототаблицах – табл. I, фиг. 2 – 6, 9; табл. II, фиг. 5 – являются наиболее типичными представителями видов, а все промежуточные формы опущены). Предыдущая по времени существования филетическая линия *A. lepidurus* – *A. pachyophthalmus* также была долгой и характеризовалась плавными морфологическими изменениями. Исключение составляет только довольно резкий переход от *A. striatus striatus* к *A. pachyophthalmus*, что скорее всего обусловлено разделяющим их большим стратиграфическим и, вероятно, временным интервалом (Иванцов, 1997; Иванцов, Мельникова, 1998). Тем удивительнее происшедшая в последней трети кундаского времени внезапная замена одной непрерывной линии азафусов на другую. Незначительный промежуток между уровнями находок последних представителей *A. pachyophthalmus* и первых *A. sulevi* (рис. 3) никак не соответствует степени различия между видами (табл. I, фиг. 1, 2). По своим признакам *A. sulevi*, родоначальник новой линии, не может быть напрямую выведен не только ни от одного из членов предшествующей линии, но и от других известных представителей рода *Asaphus*. Резкие морфологические преобразования, имевшие место в промежутке между временем существования *A. pachyophthalmus* и *A. sulevi* превосходят происшедшее изменение на ныне принимаемой границе между кундаским и азербайджанским горизонтами. К тому же времени приурочено вымира-

ние характерного для кундаского горизонта вида *Pliomera fischeri*, а немногим ранее вымерли типично кундаские иллениды группы *Illeenus* “*esmarki*”. Не исключено, что именно тогда началась перестройка фаунистических сообществ Балтийского бассейна и приобретение ими азербайджанского облика.

Иллюстрацией изменения в развитии фауны, которое предшествовало изменению условий их существования, могут служить также остракоды. Для прослеживания изменения остракод на границе кунда/азери восточной части Ленинградской области отбирались образцы из верхней части кундаского горизонта и по возможности всей толщи пород азери. Остракоды в азербайджанских породах визуально не видны или почти не видны, и только после сплавления пород с гипосульфитом натрия удалось обнаружить немногочисленные в количественном, но довольно разнообразные в таксономическом отношении остатки остракод. Следует отметить, что если остракоды кундаского времени Балтийского палеобассейна известны хорошо (Нецкая, 1953; Сарв, 1959; Сидаравичене, 1992; Schallreuter, 1993; Иванцов, Мельникова, 1998), то информация об азербайджанских остракодах довольно скудная. Так Л. Сарв (1959, с. 192) отмечает, что в азербайджанском горизонте Эстонии комплекс остракод очень беден и насчитывает всего 4 вида, а в Литве для этого интервала времени Сидаравичене (1992, с. 205, таблица 2) приводит 5 видов. Для самых западных районов Ленинградской области (территория Ленинградского месторождения горючих сланцев, скв. 1146) Сарв из пород азербайджанского горизонта указывает 6 видов (Сарв и др., 1985).

Рассматриваемые в работе разрезы охарактеризованы остракодами неодинаково (распростра-

Таблица II. Трилобиты азербайджанского, ухакусского и ласнамягиского горизонтов.

1 – *Asaphus kotlukovi* Balashova, 1953, экз. № 4330/98 форма с высоко поднятыми глазами ($\times 1.5$): а, б – головной щит, в – хвостовой щит; обн. 36; азербайджанский горизонт, симанковская свита, пачка 3, зона *kotlukovi-punctatus*, осыпь; сборы А.Ф. Лесниковой; 2 – *Asaphus punctatus* Lesnikova, 1949, экз. № 4330/58 форма с длинными глазными стебельками ($\times 1$): а – головной щит, б – хвостовой щит; обн. 36; азербайджанский горизонт, дубовикская свита, зона *kotlukovi-punctatus*, осыпь; 3 – *Asaphus intermedius* Balashova, 1953, экз. № 4330/63 ($\times 1.5$): а – головной щит, б – хвостовой щит; обн. 4, правый берег р. Волхов, в черте г. Волхова, 100 м ниже шлюза ВГЭС; азербайджанский горизонт, дубовикская свита, 4.4 м ниже кровли, слой *intermedius-kowalewskii*; 4, 5 – *Asaphus kowalewskii* Lawrow, 1856 ($\times 1.5$): 4 – экз. № 4330/61, головной щит; обн. 3а; азербайджанский горизонт, дубовикская свита, около 2 м ниже кровли, слой *intermedius-kowalewskii*; 5 – экз. № 4330/62, хвостовой щит формы с укороченным панцирем; обн. 3б; азербайджанский горизонт, дубовикская свита, около 2.35 м ниже кровли, слой *intermedius-kowalewskii*; 6, 7 – *Asaphus bottnicus* Jaanusson, 1953: 6 – экз. № 4330/125, головной щит ($\times 2$); обн. 5б, левый берег р. Волхов, около 1.2 км выше плотины ВГЭС; ласнамягиский горизонт, порожская свита, 5.3 м выше подошвы, слой *bottnicus*; 7 – экз. № 4330/143, хвостовой щит ($\times 1.5$); местонахождение и возраст те же, 5.15 м выше подошвы порожской свиты; 8, 9 – *Xenasaphus* (*Xenasaphus*) *mjannili*, Ivantsov, 2000: 8 – экз. № 4330/136, головной щит ($\times 1$): а – вид сверху, б – спереди; 9 – экз. № 4330/138, хвостовой щит ($\times 0.75$); обн. 6б, левый берег р. Волхов, у д. Валим; ухакусский горизонт, валимская свита, 2–2.1 м выше подошвы свиты, слой *Xenasaphus*; 10, 11 – *Xenasaphus* (*Xenasaphus*) *devevus* (Eichwald, 1840): 10 – экз. № 4330/134, головной щит ($\times 1$): а – вид сверху, б – спереди, 11 – экз. № 4330/135, хвостовой щит ($\times 0.75$); обн. 6б; ухакусский горизонт, валимская свита, 3.9–4.0 м выше подошвы свиты, слой *Xenasaphus*.



Рис. 1. Расположение стратотипических обнажений ордовика района р. Волхов.

1 – карьер Бабино; 2 – левый берег р. Волхов, северная окраина д. Званка; 3а, б – левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, ниже плотины ВГЭС (3а – расчистка нового автомоста, 3б – непосредственно у плотины); 4 – правый берег р. Волхов, г. Волхов, 50–150 м ниже шлюза плотины; 5а, б – левый берег р. Волхов 0,2–1 км выше плотины (а – нижняя, б – верхняя по течению часть обнажения); 6 – там же, у д. Пороги и д. Валим (6а – нижнее по течению крыло обнажения, 6б – верхнее); 7 – правый берег р. Волхов, ниже железнодорожного моста у д. Бор (между мостом и устьем безымянного ручья). Крапом показаны границы населенных пунктов городского типа.

нение остракод см. на рис. 2–4, 7²). Азерисккая ассоциация остракод в целом представлена видами *Gryphiswaldensis* sp. A (табл. III здесь и далее, фиг. 20), *Euprimites effusus* Jaanusson, 1957 (фиг. 17), *Uhakiella cicatriosa* Sarv, 1959 (фиг. 15), *Eobromidella zvankensis* Meln., 1998 (фиг. 7), *Tallinnella marchica* (Krause, 1889) (фиг. 13), *Glossomorphites* aff. *acutus* (Hessland, 1949) (фиг. 4), *Easchmidtella ivantsovi* Meln., 1998 (фиг. 19), *Steusloffia volkhovi* sp. nov. (фиг. 5), *Tetrada* (*Perplana*) *perplana* (Neckaja, 1953) (фиг. 23), *Piretella oepiki* Thorslund, 1940 (фиг. 18), *Rakverella* (*Pectidolon*) *perornata* (Opik, 1937) (фиг. 22), *Collibolbina plana* (Hessland, 1949) (фиг. 21), *Sigmobolbina* sp. (фиг. 12), *Longiscula arcuaris* Neckaja, 1958 (фиг. 10), *L. affluens* Olempska, 1994 (фиг. 8), *L. parrectis* Neckaja, 1958 (фиг. 9), *L. sp.* (фиг. 11), *Leperditella semen* Sarv, 1959 (фиг. 1), *Baltonotella ledai* Sidaravichiene, 1975 (фиг. 16), *Ahlintella pseudofabuliformis* Sidaravichiene, 1994 (фиг. 3), *Steusloffia* aff. *cuneata* (Steusloff, 1895), *Bolbiithis* sp. (фиг. 2), *Primitiella molli* (Bonnema, 1909) (фиг. 14), *Bollia?* sp. (фиг. 6).

Изучение остракод восточной части Ленинградской области существенно пополнило систематический состав этой группы фауны азериского возраста. Анализ стратиграфического распространения остракод показывает, что некоторые виды, которые раньше считались характерными для более высоких горизонтов Восточно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны, в рассматриваемых разрезах появляются уже в азериское время. Так, например, *Rakverella* (*Pectidolon*) *perornata* известна из горизонтов ухаку и кукрузе Эстонии и идавере и йыхви Литвы; *Tetrada* (*Perplana*) *perplana* в стратотипическом районе (Эстония) характеризует горизонт кукрузе. Кроме того, часть видов азериской ассоциации остракод появляется уже в верхней части кундаского горизонта, на две трилобитовые зоны ниже его кровли (Иванцов, Мельникова, 1998, с. 59, рис. 2). К ним относятся *Piretella oepiki* (идентифицированная в разрезе “Званка” как *Lembitsarvella* sp.), которая была известна из верхней части слоев Chasmors (ухаку) Швеции, ухаку-йыхви – набала Польши (Olempska, 1994); *L. affluens* был описан также из горизонтов ухаку-йыхви – набала Польши; *Longiscula parrectis* – из горизонтов ухаку и кукрузе Псковской области.

² Разрез на правом берегу р. Копорка. возле дер. Копорка под крепостью в статье не описан, указаны лишь места сборов и состав остракод (рис. 7).

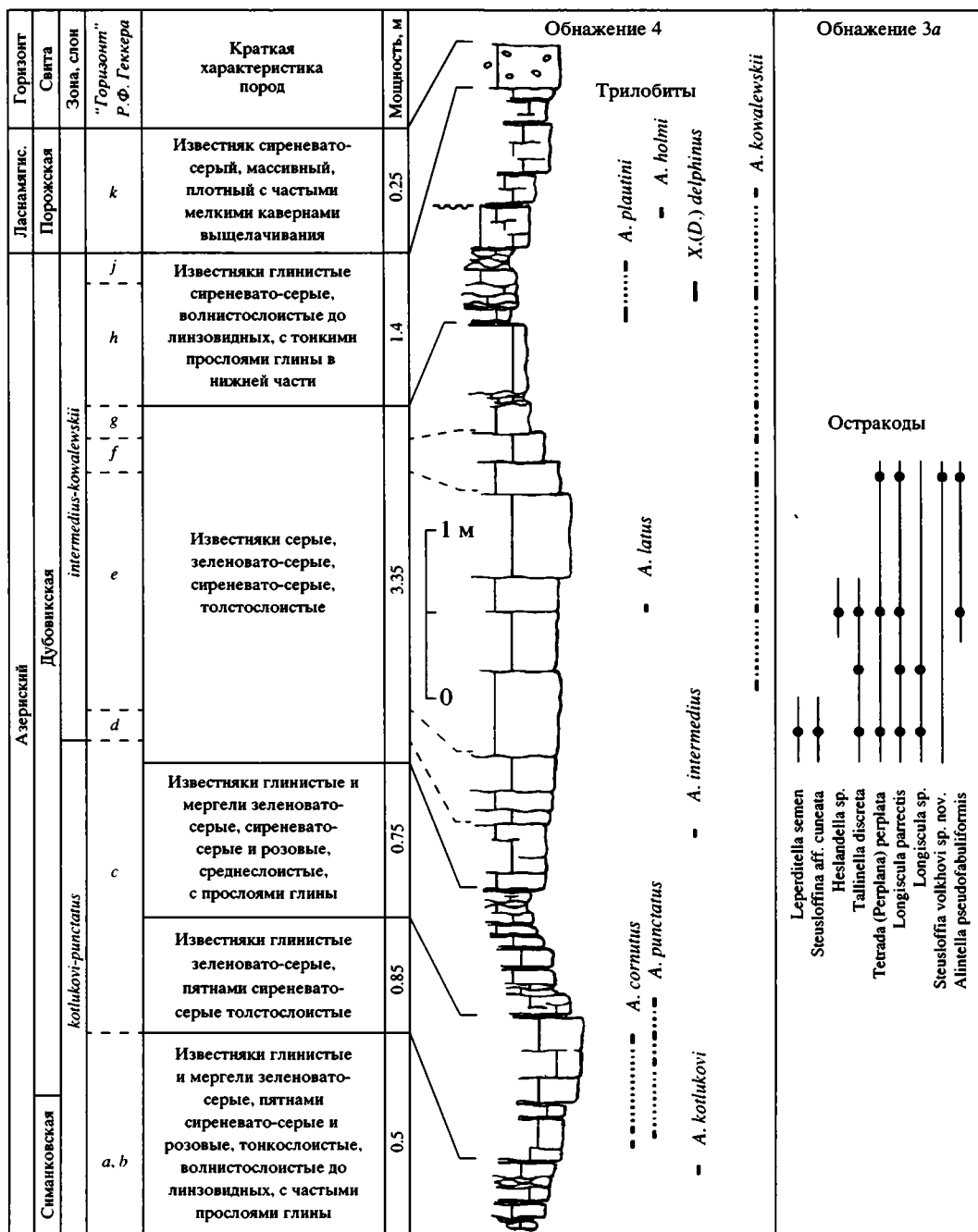


Рис. 3. Обнажение 4, правый берег р. Волхов, г. Волхов, 50–150 м ниже шлюза ВГЭС; лектостратотип дубовикской свиты, стратотип слоев с *A. intermedius*- *A. kowalewskii*. Усл. обозначения см. на рис. 2.

находится на левом берегу р. Волхов в расчистке нового автомобильного моста в черте города Волхов (обн. 3, рис. 1, 2). Свита представлена глинистыми известняками и мергелями, преимущественно тонкослоистыми и линзовидными, с частыми прослоями глин. Нижняя граница симанковской свиты проводится по появлению в разрезе сильно глинистых известняков и мергелей. В со-

став верхней половины свиты входят (снизу вверх):

пачка 2 – известняки зеленовато-серые, толстослоистые со слабой комковатой отдельностью, с тонкими извилистыми вертикальными следами зарывания. Примерно в 5 см ниже кровли пачки проходит слабо различимая поверхность перерыва с бледно-сиреневой окраской кровли подстилающей породы с редкими гальками глинистого известняка над ней. В таком виде

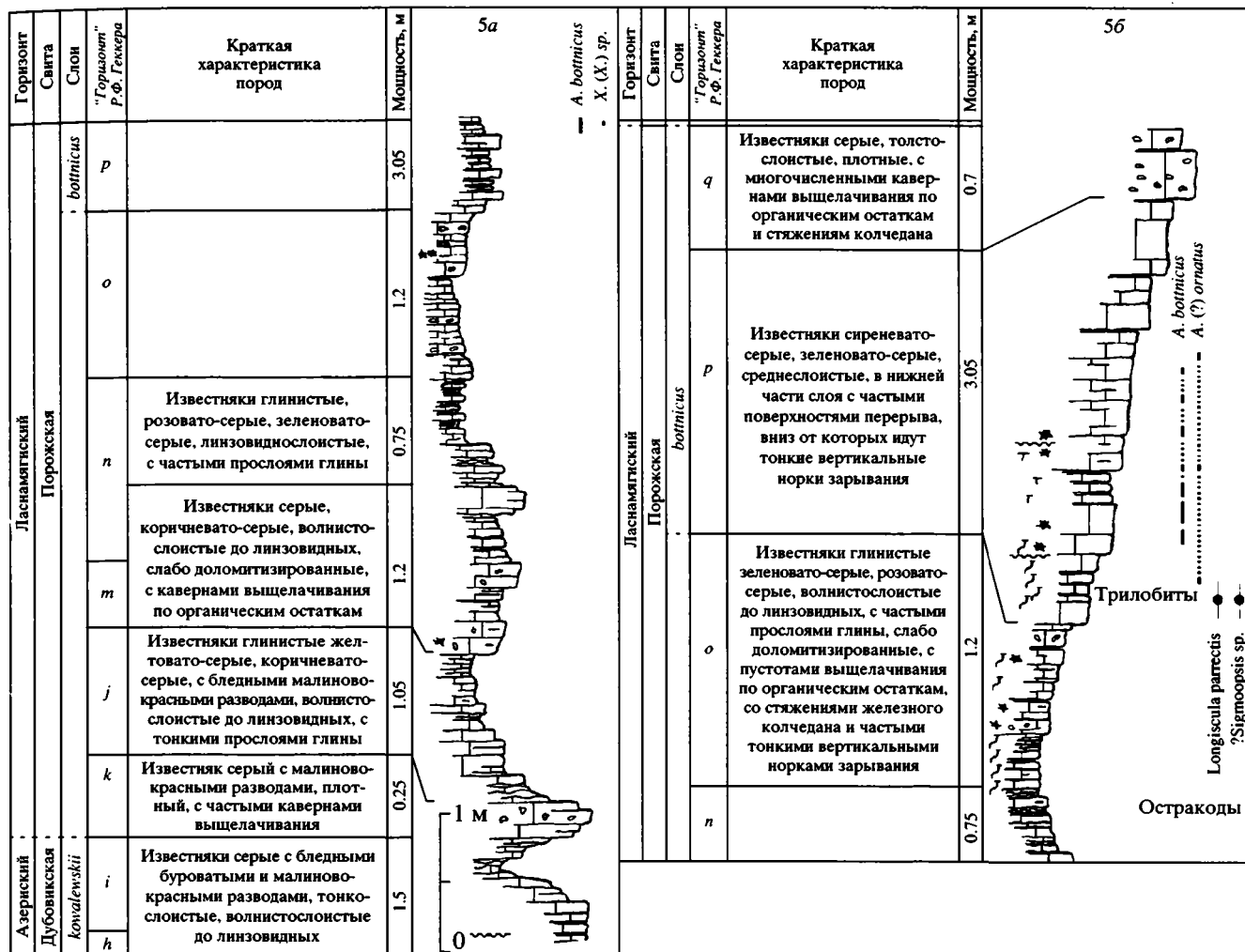


Рис. 4. Обнажение 5, левый берег р. Волхов, г. Волхов, 0,2–1 км выше плотины ВГЭС, лектостратотип порожской свиты, стратотип слоев *A. bottnicus*. Усл. обозначения см. на рис. 2.

эта поверхность прослеживается в естественных обнажениях по всей Ленинградской области. В районе р. Нарва она переходит в нижнюю из двух сближенных ржаво-желтых поверхностей в кровле напасской свиты. Данной поверхностью перерыва маркируется нижняя граница распространения *S. latisegmentatus* и проводится нижняя граница азерского горизонта (Орвику, 1960; Иванцов, 1993).

пачка 3 – мергели зеленовато-серые, розовато-серые, линзовидно-слоистые, с частыми прослоями глин.

Симанковская свита распространена только в Ладужской структурно-фациальной зоне. Ее возрастными аналогами в Северной Эстонии являются напасская и нижняя часть азерской свиты.

Дубовикская свита выделена П. Раймондом (Raymond, 1916). Голостратотип свиты не был установлен. В качестве лектостратотипа может быть предложено обнажение, расположенное на правом берегу р. Волхов вблизи д. Дубовики, не-

посредственно ниже шлюза плотины Волховской гидроэлектростанции (ВГЭС) (обн. 4, рис. 1, 3). Свита представлена известняками серыми, розовато-, зеленовато-серыми, преимущественно толстослоистыми, глинистыми на отдельных уровнях до мергелей. Нижняя граница свиты проводится по подошве первого толстослоистого пласта известняка (вероятно, “горизонта” с) (Иванцов, 1993). Дубовикская свита распространена повсеместно в разрезах Ленинградской области. Ее возрастным аналогом в Северной Эстонии является азерская свита.

Зона *A. heckeri*. Объем зоны равен полному стратиграфическому интервалу распространения *A. heckeri* (табл. I, фиг. 1). Нижняя граница зоны проводится по появлению данного вида, остатки которого обнаруживаются сразу над региональной поверхностью перерыва. В качестве типового разреза предлагается обнажение, расположен-

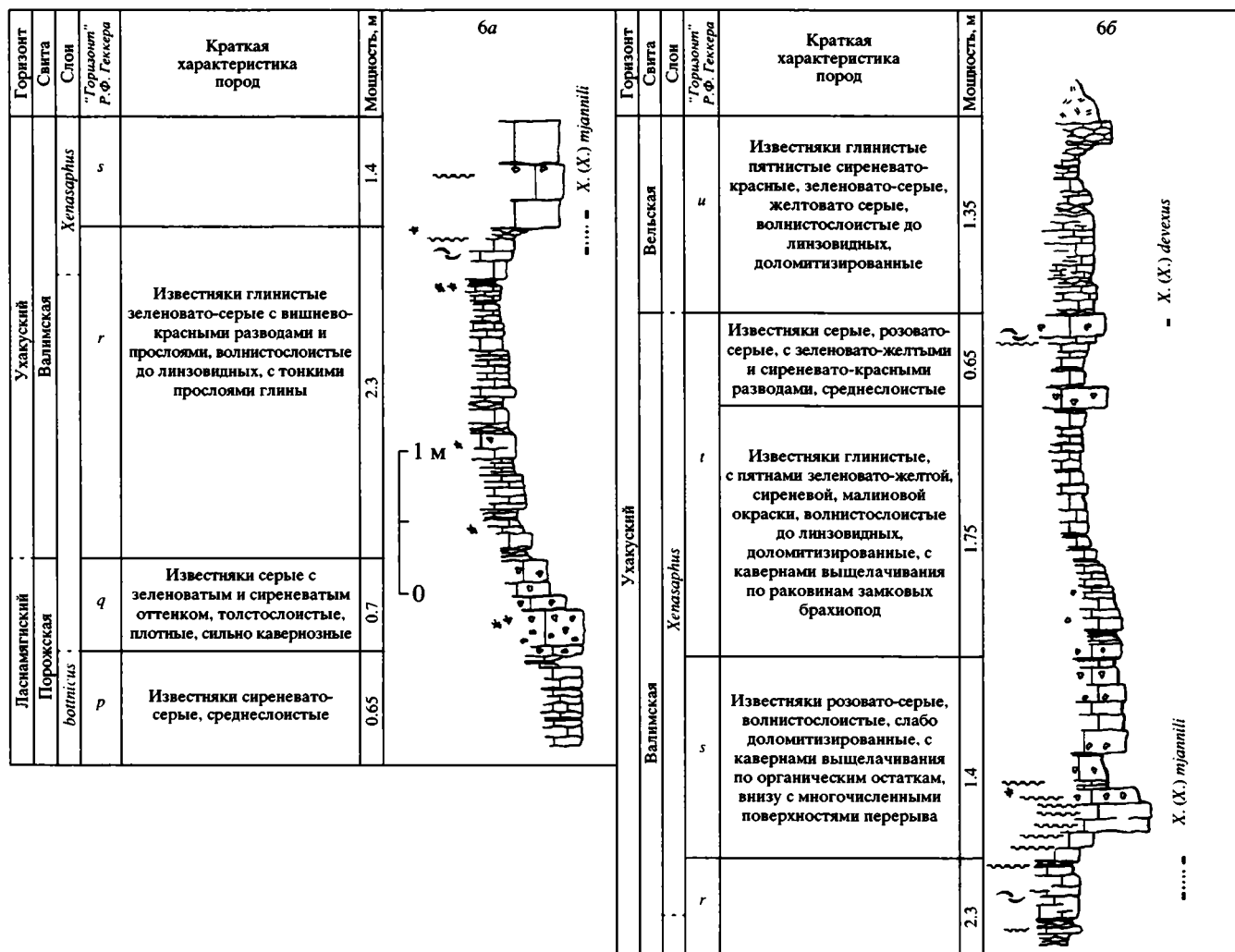


Рис. 5. Обнажение б, левый берег р. Волхов, дд. Пороги, Валим; лектостратотип валимской свиты, стратотип слоев с *X. (Xenaspaphus)* (а – нижняя, б – верхняя по течению часть обнажения). Усл. обозначения см. на рис. 2.

ное на левом берегу р. Волхов между плотиной ВГЭС и железнодорожным мостом (обн. 3 б, рис. 2). На Ладожском глиняной зоне соответствует верхняя часть пачки 2 и пачка 3 симанковской свиты (без верхов). Находки *A. heskei* известны также из отложений дубовикской свиты района г. Павловска в Ленинградской области и в Восточно-Прибалтийской структурно-фациальной зоне – с р. Яагала в Эстонии (Таллиннский Музей природы, экз. № 91/5197).

Зона *A. kotlukovi* и *A. punctatus*. Объем зоны равен сумме полных стратиграфических интервалов распространения *A. kotlukovi* (табл. II, фиг. 1) и *A. punctatus* (табл. II, фиг. 2), связанных между собой прямым родством. В качестве типового разреза зоны предлагается обнажение, расположенное на левом берегу р. Волхов между плотиной ВГЭС и железнодорожным мостом (обн. 3 б, рис. 2), нижняя граница зоны проводится по появ-

лению *A. kotlukovi* (в типовом разрезе – верхняя часть пачки 3 симанковской свиты, 1.55 м выше поверхности перерыва). Зоне соответствует верхняя часть пачки 3 симанковской свиты и нижняя часть дубовикской свиты.

Слой с *A. intermedius* и *A. kowalewskii*. Слой соответствуют сумме полных стратиграфических интервалов распространения *A. intermedius* (табл. II, фиг. 3) и *A. kowalewskii* (табл. II, фиг. 4, 5). В качестве типового разреза слоев предлагается обнажение, расположенное на правом берегу р. Волхов в 50 м ниже шлюза ВГЭС (лектостратотип дубовикской свиты (обн. 4, рис. 3)). Нижняя граница проводится по появлению *A. intermedius* (в типовом разрезе – в средней части дубовикской свиты, в 4.45 м выше поверхности перерыва). В состав слоев входит верхняя половина дубовикской свиты.

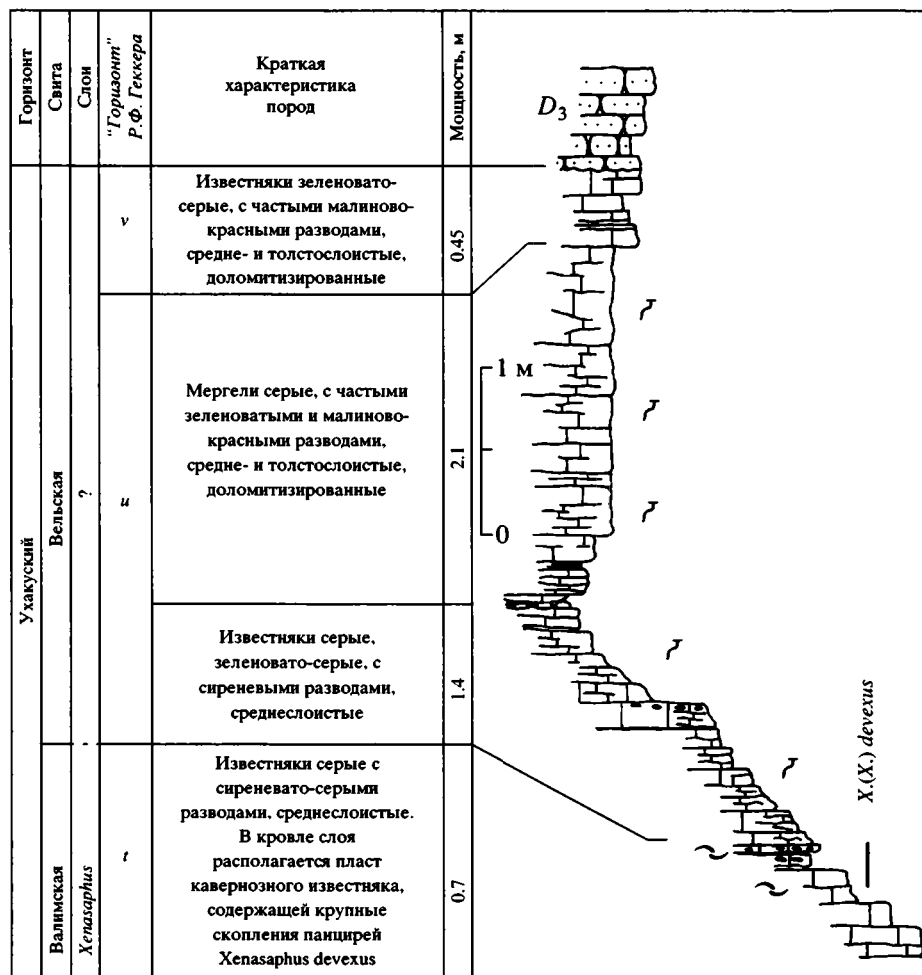


Рис. 6. Обнажение 7, правый берег р. Волхов, ниже железнодорожного моста у д. Бор (между мостом и устьем безымянного ручья). Усл. обозначения см. на рис. 2.

Ласнамягиский горизонт. Границы ласнамягиского и ухакусского горизонтов по трилобитам трудно определимы ввиду редкости и фрагментарности имеющихся в этих отложениях остатков. Указанные в "Решениях..." слои с *A. ornatus* (Решения Межвед. ..., 1987), видимо, соответствуют только верхней половине порожской свиты. Остатки трилобитов, изредка встречающиеся в нижней части свиты, практически не определены. Поэтому нижняя граница ласнамягиского горизонта в разрезах Ладужской структурно-фациальной зоны проводится условно по подошве порожской свиты, непосредственно ниже которой исчезают последние *A. kowalewskii*. Биостратиграфический объем горизонта равен верхней половине зоны граптолитовой *D. murchisoni* (Решения..., 1987), в его состав входят трилобитовые слои с *A. bottnicus* (Иванцов, 1997). В отложениях Ладужской структурно-фациальной зоны горизонт полностью сложен порожской свитой (Решения Межвед. ..., 1987).

Порожская свита. Название предложено А.Ф. Лесниковой, опубликовано Е.А. Балашовой и З.Г. Балашовым (1961). Голостратотип свиты не выделялся. В качестве лектостратотипа может быть предложено обнажение, расположенное на левом берегу р. Волхов, в черте г. Волхов, в 0.2–1.0 км выше плотины ВГЭС (обн. 5, рис. 1–4). Свита представлена известняками серыми, в нижней половине красноватых оттенков, в верхней – зеленоватыми, преимущественно толстослоистыми, доломитизированными, иногда кавернозными с кавернами по фауне и конкрециям железного колчедана. Нижняя граница свиты проводилась А.Ф. Лесниковой по подошве "горизонта" *k* Р.Ф. Геккера, "выступающего в разрезах р. Волхова в виде карниза" (Балашова и Балашов, 1961). Е.А. Балашова и З.Г. Балашов (1961) опустили ее на один слой ниже, найдя в нем *A. ornatus*. Образцы трилобитов не сохранились, но, скорее всего, произошла ошибка и за *A. ornatus* был принят *A. holmi*, который встречается в этом слое вместе

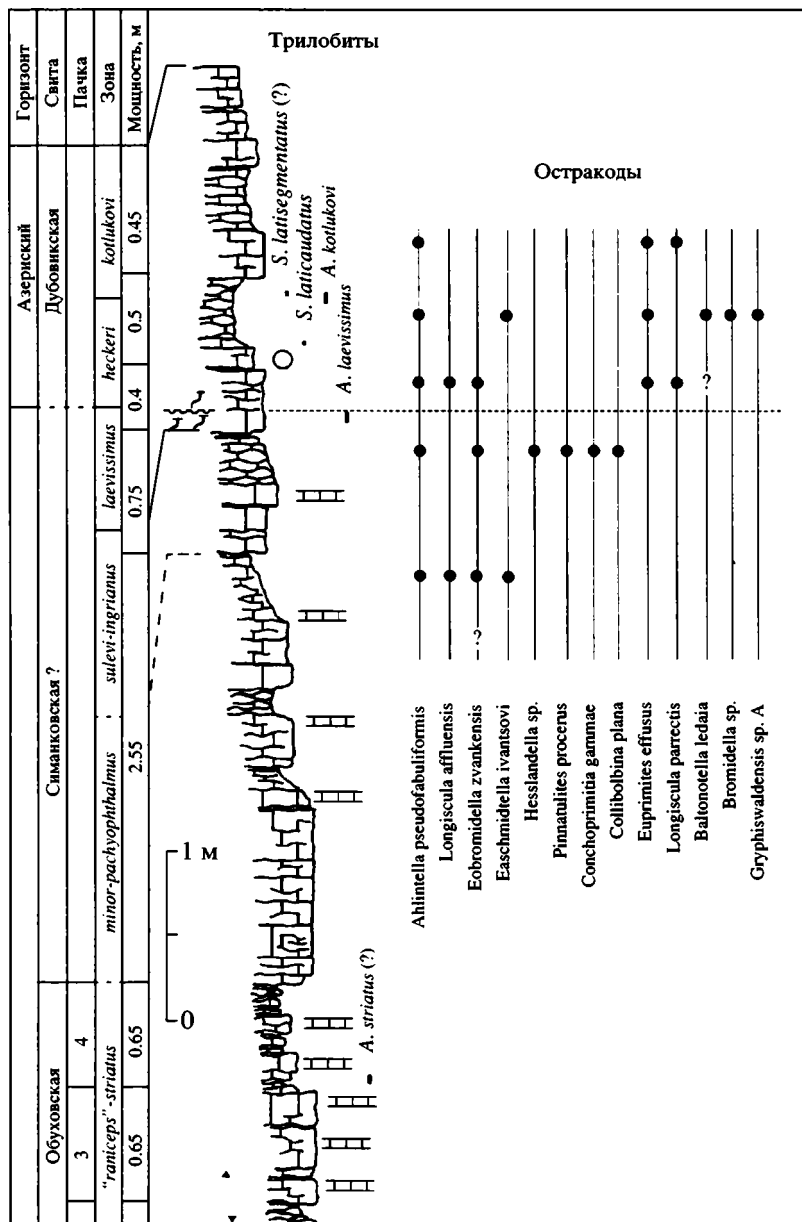


Рис. 7. Правый берег р. Копорки, д. Копорье, под крепостью. Усл. обозначения см. на рис. 2.

с *A. kowalewskii*. Оба последних вида являются типичными представителями фауны азерских трилобитов и широко распространены в отложениях дубовицкой свиты, поэтому в настоящей работе восстанавливается вариант проведения границы, предложенный А.Ф. Лесниковой. Кроме р. Волхов отложения свиты вскрываются фрагментами на р. Лаве и в окрестностях с. Путилово. Возрастным аналогом свиты в Северной Эстонии является нижняя часть вясской свиты.

Слой с *A. bottnicus*. Слой соответствует полному стратиграфическому интервалу распространения *A. bottnicus* (= *A. ornatus* Pompecki sensu

Schmidt 1901 (part)) (табл. II, фиг. 6, 7). В качестве типового разреза предлагается обнажение, расположенное на левом берегу р. Волхов в 0.2–1.0 км выше плотины ВГЭС (лектостратотип порожской свиты, обн. 5, рис. 4). Нижняя граница слоев проводится по появлению вида-индекса (в типовом разрезе – в средней части порожской свиты, около 4.5 м выше ее подошвы). Между слоями с *A. bottnicus* и слоями с *A. intermedius* и *A. kowalewskii* наблюдается пробел около 5 м мощностью, где остатки трилобитов практически отсутствуют. В основании слоев с *A. bottnicus* найдены

единичные остатки остракод *Longiscula parrectis* и *Sigmoopsis* sp.

Ухакусский горизонт. Нижняя граница горизонта проводится условно по подошве валимской свиты, поскольку распространение фауны в нем изучено недостаточно. К горизонту относятся слои, в целом соответствующие граптолитовой зоне *G. teretiusculus*: *X. (Xenaspaphus)* (Иванцов, 1997), *Chasmops odini*, *Iliaenus intermedius*, *I. schmidt* (Решения Межвед. ..., 1987). В пределах Ладожской структурно-фациальной зоны горизонт сложен валимской и вельской свитами (Решения Межвед. ..., 1987).

Валимская свита. Название предложено А.Ф. Лесниковой, введено в литературу Е.А. Балашовой и З.Г. Балашовым (1961). Стратотипом свиты является обнажение, расположенное на левом берегу р. Волхов у деревень Пороги и Валим (обн. 6, рис. 1, 5). Свита представлена глинистыми известняками и мергелями серыми, пятнистыми, преимущественно красных оттенков, доломитизированными, местами кавернозными. Нижняя граница свиты проводилась Е.А. Балашовой и З.Г. Балашовым, по-видимому, по кровле пласта плотного известняка с частыми крупными кавернами ("горизонт" *q* и, возможно, низы *r*). На дневную поверхность отложения свиты выходят только в стратотипической местности. Возрастным аналогом валимской свиты в Северной Эстонии является верхняя часть вясской свиты.

Вельская свита. Название предложено А.Ф. Лесниковой, опубликовано Е.А. Балашовой и З.Г. Балашовым (1961). Стратотип свиты не выделялся. Обнажения, в которых свита была бы вскрыта в полном объеме неизвестны: те, что расположены вблизи д. Вельсы (Вельца) затоплены, а в других – "горизонты" *w* – *z* уничтожены доверхнедевонским размывом. В качестве лектостратотипа свиты может быть предложено относительно полное обнажение на правом берегу реки Волхов у д. Бор, несколько ниже железнодорожного моста, под садовыми участками (обн. 7, рис. 1, 6). Свита представлена глинистыми известняками и мергелями розовато-серыми, доломитизированными. Нижняя граница свиты проводится по кровле "горизонта" *t*, в верхней части представленного желтовато-серым доломитизированным известняком с массовыми остатками *X. (X.) devexus*. В других местах свита не обнажается, ее возрастным аналогом в Северной Эстонии является кыргекаллаская свита.

Слои с *Xenaspaphus*. Слои соответствуют стратиграфическому интервалу с максимальной частотой встречаемости трилобитов подрода *X. (Xenaspaphus)* (= *Asaphus devexus sensu Schmidt 1901 (part)*). В качестве типового разреза предлагается обнажение, расположенное на левом берегу

р. Волхов у д. Пороги (лектостратотип валимской свиты, обн. 6, рис. 5). Нижняя граница слоев в типовом разрезе проводится по подошве первого массового скопления *X. (X.) tjannili* (табл. II, фиг. 8, 9), расположенного в 2.0 м выше подошвы валимской свиты. Верхняя граница слоев проводится по последнему массовому скоплению *X. (X.) devexus* (табл. II, фиг. 10, 11) (в типовом разрезе – на высоте 6.0 м от подошвы валимской свиты). В состав слоев входит верхняя часть валимской свиты. Представители подрода изредка встречаются в нижележащих отложениях пороужской свиты ласнамягиского горизонта (в разрезе р. Волхов найден один, не определимый до вида экземпляр в 5.10 м выше подошвы пороужской свиты вместе с *A. bottnicus*).

Слоям с *Chasmops odini*, *Iliaenus intermedius*, *I. schmidt* условно соответствует вельская свита (Решения Межвед. ..., 1987). Распространение фауны в разрезах слоев никем детально не изучалось, и в настоящей работе они не описываются. В породах ухакусского горизонта в Волховском разрезе остракоды не обнаружены. Отсутствие остракод связано, вероятно, с доломитизацией пород, неблагоприятно сказывающейся на сохранности их тонких раковин. Коллекции трилобитов и остракод хранятся в Палеонтологическом институте под № 4330 и № 4474 соответственно. Фотографии трилобитов сделаны А.В. Мазиным (ПИН РАН).

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ, № 98-05-65065.

ОПИСАНИЕ ОСТРАКОД

Изученные в настоящей работе остракоды представлены, главным образом, уже известными видами, изображение которых приводится на табл. III. Описание одного нового вида дается ниже.

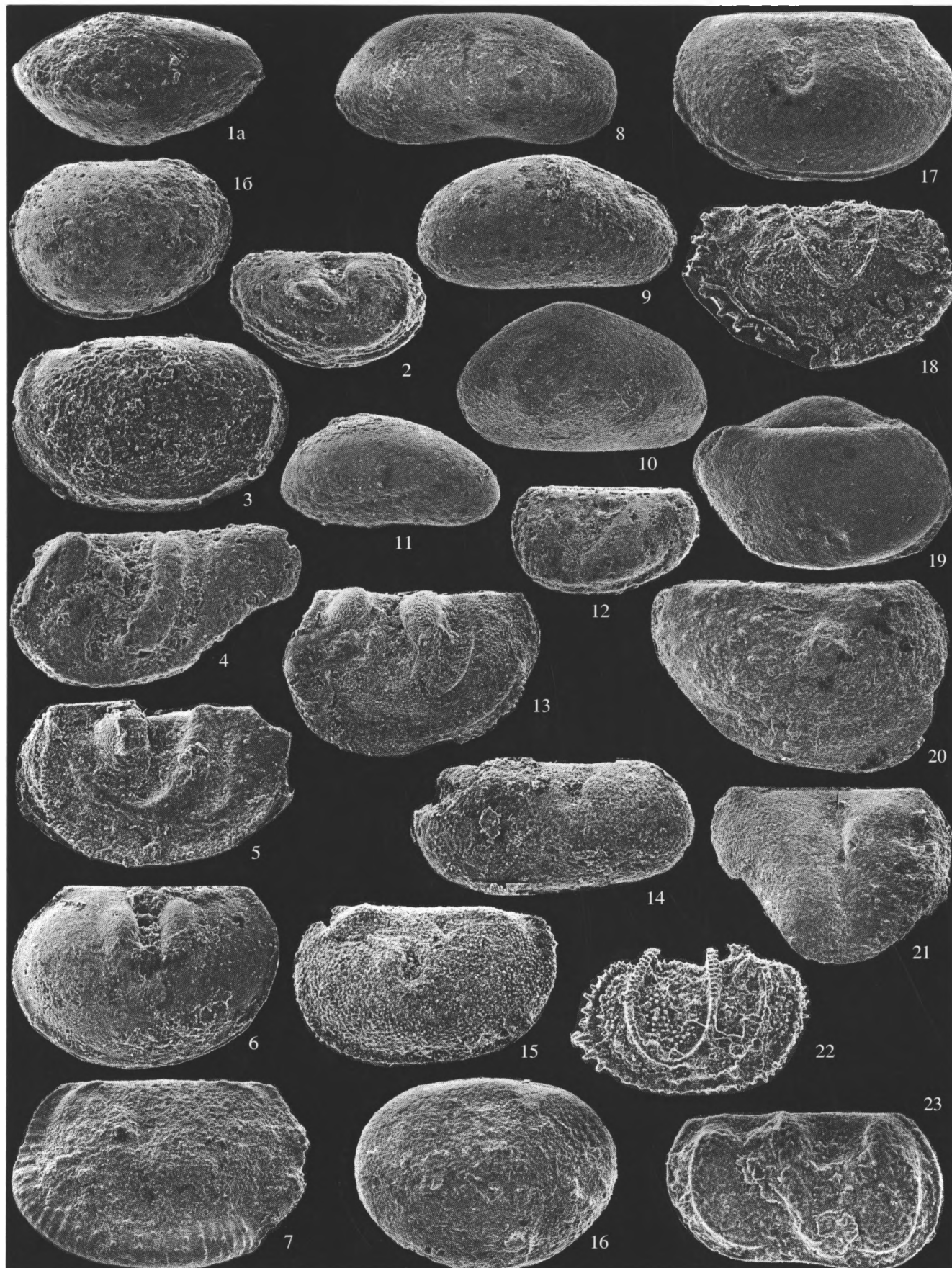
СЕМЕЙСТВО
STENONOTELLIDAE E. SCHMIDT, 1941
ПОДСЕМЕЙСТВО
STEUSLOFFINAE SCHALLREUTER, 1966
Род *Steusloffia* Ulrich et Bassler, 1908
Steusloffia volkhovi Melnikova, sp. nov.

Табл. III, фиг. 5

Название вида от р. Волхов.

Голотип – ПИН, № 4474/266, левая створка; левый берег р. Волхов, расчистка нового моста в черте города (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта.

Материал. 2 раковины и 5 створок разной степени сохранности.



Описание. Раковина умеренно выпуклая, амплетная, однобороздчатая. S2 длинная, мелкая, относительно широкая. Перед S2 развит крупный высокий округлый срединный бугорок L2 с отчетливо сетчатой поверхностью. Перед L2 уплощенная лопасть, которая пересекается кристой C1. C1 начинается возле переднеспинного угла, пересекает боковую поверхность в направлении к нижнему окончанию S2. Почти на середине высоты створки со стороны нижнего конца борозды расположена точка ветвления крист. Отсюда примерно параллельно заднебрюшному и заднему концам проходят широкие кристы C2 и C3, причем C2 более четко выражена, чем C3. Велярная структура представлена компактным

ребром, протягивающимся от переднеспинного угла до середины заднего конца. Поверхность раковины гладкая, за исключением мелкосетчатого L2.

Размеры в мм

Голотип 4474/266	L = 1.35	H = 0.9
экз. 4474/267	L = 1.35	H = 0.75

Сравнение. От всех известных стеуслофий отличается широкими кристами.

Распространение. Азериский горизонт Ленинградской области.

Таблица III. Остракоды азериского горизонта

1 – *Leperditella semen* Sarv, 1959; экз. № 4474/316, раковина, L = 2.15 мм: а – со спинной стороны; б – со стороны правой створки сбоку; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, дубовикская свита, 5.35 м от подошвы свиты; 2 – *Bolbihithis* sp.; экз. № 4474/336, раковина со стороны правой створки, L = 0.7 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 3 – *Ahlintella pseudofabuliformis* Sidaravichiene, 1990; экз. № 4474/326, правая створка сбоку, L = 0.75 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 4 – *Glossomorphites* aff. *acutus* (Hessland, 1949); экз. № 4474/256, левая створка сбоку, L = 0.95 мм; левый берег р. Волхов, г. Волхов, 50–200 м ниже плотины ВГЭС, азериский горизонт, симанковская свита, 1.40 м выше основания азериского горизонта; 5 – *Steusloffia volkhovi* Melnikova, sp. nov.; голотип – № 4474/266, раковина со стороны левой створки, L = 1.35 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 6 – *Bollia*? sp.; экз. № 4474/346, правая створка сбоку, L = 1.1 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 7 – *Eobromidella zvankensis* Meln., 1998; экз. № 4474/246, раковина со стороны правой створки сбоку, L = 1.7 мм; правый берег р. Копорки, д. Копорье, под крепостью; азериский горизонт, дубовикская свита, 1.15 м от подошвы свиты; 8 – *Longiscula affluens* Olempska, 1994; экз. № 4474/301, раковина со стороны правой створки сбоку, L = 0.95 мм; правый берег р. Копорки, д. Копорье, под крепостью; азериский горизонт, дубовикская свита, 0.37 м от подошвы свиты; 9 – *Longiscula pectetis* Neckaja, 1958; экз. № 4474/306, раковина со стороны правой створки сбоку, L = 1.2 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 10 – *Longiscula acuaris* Neckaja, 1958; экз. № 4474/296, раковина со стороны левой створки сбоку, L = 0.7 мм; правый берег р. Копорки, д. Копорье, под крепостью; азериский горизонт, дубовикская свита, 0.37 м от подошвы свиты; 11 – *Longiscula* sp.; экз. № 4474/311, правая створка сбоку, L = 1.25 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 12 – *Sigmobolbina* sp.; экз. № 4474/291, раковина со стороны левой створки сбоку, L = 0.9 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 13 – *Tallinnella marchica* (Krause, 1889); экз. № 4474/251, левая створка сбоку, L = 2.0 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 14 – *Primitiella molli* (Bonnema, 1909); экз. № 4474/341, правая створка сбоку, L = 0.85 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 15 – *Uhakiella cicatriosa* Sarv, 1959; экз. № 4474/241, левая створка сбоку, L = 1.35 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 16 – *Baltonotella ledai* Sidaravichiene, 1975; экз. № 4474/321, раковина со стороны правой створки, L = 1.1 мм; правый берег р. Копорки, д. Копорье, под крепостью; азериский горизонт, дубовикская свита, 1.15 м от подошвы свиты; 17 – *Euprimites effusus* Jaanusson, 1957; экз. № 4474/236, раковина со стороны левой створки сбоку, L = 1.35 мм; правый берег р. Копорки, д. Копорье, под крепостью; азериский горизонт, дубовикская свита, 1.15 м от подошвы свиты; 18 – *Piretella oepiki* Thorslund, 1940; экз. № 4474/276, правая створка сбоку, L = 1.6 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 19 – *Easchmidtella ivantsovi* Melnikova, 1998; экз. № 4474/261, раковина, L = 1.35 мм; правый берег р. Копорки, д. Копорье, под крепостью; азериский горизонт, дубовикская свита, 1.15 м от подошвы свиты; 20 – *Gryphiswaldensis* sp. A; экз. № 4474/231, правая створка сбоку, L = 1.0 мм; правый берег р. Копорки, д. Копорье, под крепостью; азериский горизонт, дубовикская свита, 1.15 м от подошвы свиты; 21 – *Collibolbina plana* (Hessland, 1949); экз. № 4474/286, правая створка сбоку, L = 1.05 мм; левый берег р. Волхов, г. Волхов, 50–200 м ниже плотины ВГЭС, азериский горизонт, симанковская свита, 1.40 м выше основания азериского горизонта; 22 – *Rakverella* (*Pectidolon*) *perornata* (Öpik, 1937); экз. № 4474/281, левая створка сбоку, L = 1.45 мм; левый берег р. Волхов в черте г. Волхова, расчистка нового автомоста (обн. 3а); азериский горизонт, симанковская свита, 0.15 м от подошвы азериского горизонта; 23 – *Tetrada* (*Perplana*) *perplana* (Neckaja, 1953); экз. № 4474/271, правая створка сбоку, L = 0.7 мм; левый берег р. Волхов, г. Волхов, 50–200 м ниже плотины ВГЭС, азериский горизонт, симанковская свита, 1.40 м выше основания азериского горизонта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашова Е.А. Систематика трилобитов Asaphina и их представители в СССР. Л.: Недра, 1976. 214 с.
- Балашова Е.А., Балашов З.Г. К стратиграфии глауконитовых и ортоцератитовых слоев ордовика Северо-запада Русской платформы // Учен. зап. ЛГУ. № 268. Сер. геол. Вып. 10. 1959. С.127–154.
- Балашова Е.А., Балашов З.Г. К стратиграфии эхиносферитового известняка Ленинградской области // Вестн. ЛГУ. № 12. Сер. геол. Вып. 2. 1961. С. 42–55.
- Геккер Р.Ф. Эхиносфериды русского силура // Тр. Геол. и Минералог. музея им. Петра Великого РАН. Т. IV. 1919–1923 г. Вып. 1. Петроград: 1923. 63 с.
- Иванцов А.Ю. Кундаский и азерский горизонты (ордовик) на р. Волхов // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1993. С. 90–97.
- Иванцов А.Ю. Трилобиты подсемейства Asaphinae Ладожского глинта // Автореф. дис. ... канд геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 1997. 28 с.
- Иванцов А.Ю. Новые таксоны азафидных трилобитов (Rtychopariida: Asaphinae) из ордовикских отложений Ленинградской области // Палеонтол. журн. 2000, № 4. С. 50–56.
- Иванцов А.Ю., Мельников С.А. Трилобиты // Определитель ордовикских окаменелостей окрестностей Санкт-Петербурга для учебной практики студентов Санкт-Петербургского университета: С.-Пб. ун-т, 1993. С. 34
- Иванцов А.Ю., Мельникова Л.М. Волховский и кундаский горизонты ордовика и характеристика трилобитов и остракод на р. Волхов (Ленинградская область) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 5. С. 47–63.
- Ламанский В.В. Исследование в области Балтийско-Ладожского глинта летом 1900 года // Изв. Геол. ком.-та. 1901. Т. 20. С. 233–277.
- Ламанский В.В. Древнейшие слои силурийских отложений России // Тр. Геол. ком.-та, нов.сер. 1905. Т. 20. 203 с.
- Мяги С.О. Стратиграфия и фауна онтикаских отложений // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Таллинн: АН ЭССР, 1984. 29 с.
- Мянниль Р.М. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений западной Латвии // Тр. ИГ АН ЭССР, т. XIII, 1963 а. С.41–70.
- Мянниль Р.М. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области // Тр. ИГ АН ЭССР. Т. XIII, 1963 б. С. 3–40.
- Мянниль Р.М. История развития Балтийского Бассейна в ордовике // Таллинн: "Валгус", 1966. 119 с.
- Нецкая А.И. Тетраделлиды ордовика Прибалтики и их стратиграфическое значение // Стратиграфия и фауна ордовика и силура запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып.78. 1953. С. 309–384.
- Орвику К.К. Литофациальные особенности ордовикских горизонтов Волхов (В II), Кунда (В III), Азери (C1a) в северной части Эстонской ССР // Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. XXI сес. Междунар. геол. конгр., докл. сов. геол. Л.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 71–82.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по ордовика и силуру Восточно-Европейской платформы, 1984. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 112 с.
- Сарв Л.И. Остракоды ордовика Эстонской ССР // Тр. ИГ АН ЭССР. 1959. Т. 4. 201 с.
- Сарв Л., Левин А., Онолова Г. К расчленению ордовикских отложений на Ленинградском месторождении горючих сланцев // Изв. АН ЭССР. Сер. геология. 1985. Т. 34. Вып. 2. С. 41–45.
- Сидаравичене Н.В. Остракоды ордовика Литвы. Вильнюс: Литовский н.-и. геологоразведочный институт, 1992. 252 с.
- Янишевский М.Э. Геологический очерк западной части 41-го листа 10-ти верстной карты Европейской части СССР // Тр. ГПРУ. Вып. 78. 1931. 38 с.
- Ivantsov A.Yu. Stratigraphic division of the deposits of the Kunda and Asari stages (Ladoga Glint) and trilobites of the genus Asaphus // Third Baltic Stratigraphical Conference. Abstract. Tartu, 1996. 29 p.
- Ivantsov A.Yu. Stratigraphic research of the Ordovician Limestones of the Ladoga Glint // Meeting of the Working Group on Ordovician Geology of Baltoscandia (WOGOGOB). Programme and abstracts. St.-Petersburg: All-Russian Geol. Research Inst. 1997. P. 29–30.
- Jaanusson V. Untersuchungen über baltoskandische Asaphiden, II // Arkiv för Mineralogi och Geologi, Bd. 1. № 15. Stockholm, 1953. P. 465–499.
- Jaanusson V. Introduction to the Ordovician of Sweden / Eds. Bruton D.L. and Williams S.H. Field Excursion Guide. IV International Symposium on the Ordovician System // Palaeontological Contributions from the University of Oslo. № 279. Universitetsforlaget, Oslo, 1982. P. 1–9.
- Männil R. The Ordovician of Estonia. Field Meeting Estonia. Excursion Guidebook // Tallinn, 1990. P. 11–20.
- Olempska E. Ostracoda of the Mojca Limestone // Palaeontol. polon. 1994. № 53. P. 129–212.
- Raymond F. The Correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of Eastern North America // Bull. Mus. Comp. Zool. at Harvard College. 1916. V. LVI. № 3. P. 179–286.
- Schallreuter R. Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens II. Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben II // Geol. Paläontol. Westf. 1993. H. 27. 273 s.

Рецензенты Т.Н. Корень, А.Ю. Розанов

УДК 551.7:551.7351.736(571.56)

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ВОСТОЧНОГО КРЫЛА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

© 2003 г. Г. Н. Садовников

Московская государственная геолого-разведочная академия, Москва

Поступила в редакцию 15.08.2000 г., получена после доработки 20.12.2000 г.

На основе анализа материалов, полученных при подготовке к изданию новой серии карт масштаба 1 : 1 000 000, и обобщения более ранних данных показано, что, вопреки господствующим представлениям, на востоке Тунгусской синеклизы широко распространены средне- и верхнекаменноугольные отложения, охарактеризованные макроостатками ископаемых растений, брахиопод, морских, солоноватоводных и пресноводных двустворчатых моллюсков, палиноассоциациями. Напротив, нижнепермские отложения присутствуют крайне ограничено, лишь на юго-востоке, а к северо-западу полностью выклиниваются. Редкие находки фораминифер, сходных с раннепермскими арктическими формами, указывают не на раннепермский возраст отложений (это противоречило бы многочисленным материалам по всем другим группам организмов), а на присутствие здесь фаций, аналогичных тем, которые в Арктическом бассейне свойственны нижней перми. Крупнолистные кордаитантовые, наиболее характерные для ранней перми, встречаются здесь совместно не только с позднекаменноугольными (алыкаевскими), но и со среднекаменноугольными (мазуровскими) ассоциациями растений, что свидетельствует о более раннем, чем в Кузбассе, их появлении.

Ключевые слова. Вулканогенные образования, карбон, пермь, Тунгусская синеклиза.

Верхнепалеозойские отложения восточного крыла Тунгусской синеклизы изучаются давно и достаточно хорошо палеонтологически охарактеризованы, главным образом благодаря геологическим и поисковым работам, проводившимся здесь различными организациями Якутскгеологии, прежде всего – Амакинской экспедиции. Определения макроостатков ископаемых растений из этого района выполняли Е.М. Ващенко, Н.Г. Вербицкая, Л.В. Глухова, М.В. Дуранте, И.М. Машук (Тараканова), С.В. Сухов, А.Н. Толстых, палинокомплексов – палинологи Якутскгеологии и Иркутскгеологии, двустворчатых моллюсков – О.А. Бетехтина и О.В. Лобанова. Однако в заключениях о возрасте отложений существуют неувязки и противоречия. Нередко в пределах одного стратона здесь указываются каменноугольные и пермские виды растений. Одни исследователи видят в этом невозможность использования остатков растений для стратиграфии и пользуются только литостратонами, возраст которых определяют по единичным находкам морских животных (Черная и др., 1999), другие объясняют это широким распространением здесь отложений, отвечающих промежуточному горизонту Кузбасса (относящемуся сейчас к нижней перми), для которого как раз характерны смешанные комплексы растений (Решения ..., 1979).

В 1980-е годы при подготовке к изданию новой серии листов Геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 объединение Аэрогеология провело ревизионно-уязвочные работы в бассейнах верховьев Вилюя и Мойеро в пределах листа Q-48, 49 (Айхал) (рис. 1). Помимо автора, в части, касающейся предмета статьи, в работах участвовала Э.Ф. Орлова. Были получены новые палеонтологические материалы. Определение макроостатков ископаемых растений, обобщение и ревизию палеоботанических материалов предыдущих лет выполнил С.В. Мейен, двустворчатых моллюсков – И.М. Маловецкая, палинологические пробы обрабатывала В.В. Гершанович. Геологическая карта, составленная по этим материалам, издана в 1991 г. (Геологическая карта ..., 1991), но объяснительная записка до сих пор остается неопубликованной. Материалы, появившиеся позднее (Черная и др., 1999), полностью укладываются в принятую схему, но авторы, не знакомые с анализом С.В. Мейена, при изложении материала предлагают ошибочные “новые” интерпретации и призывают на основании этого к пересмотру действующих стратиграфических схем. Это доказывает необходимость публикации обобщения и анализа палеонтологических материалов по востоку Тунгусской синеклизы, что и сделано в настоящей статье.

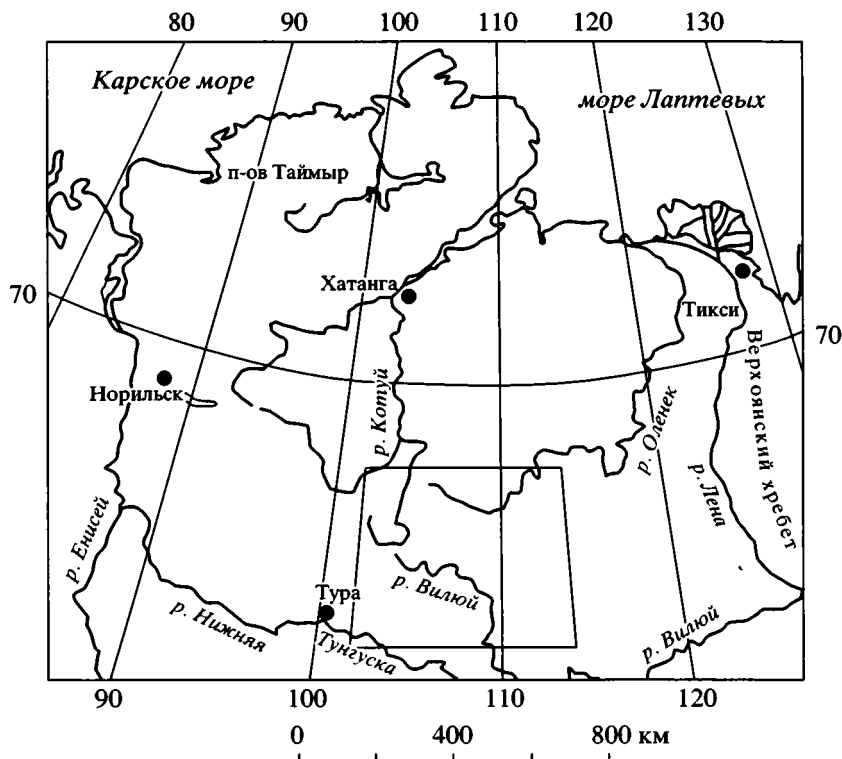


Рис. 1. Схема расположения описываемой территории. Контуром показана территория листа Q-48, 49.

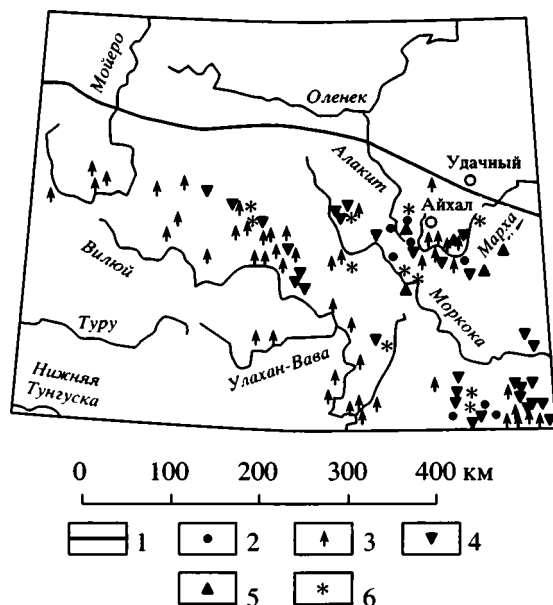


Рис. 2. Карта местонахождений палеонтологических остатков каменноугольного возраста.

1 – граница распространения отложений; 2–5 – точки находок: 2 – ископаемых животных; 3 – ископаемых растений; 4 – палиноассоциаций; 5 – каменноугольных палиноассоциаций, сходных с позднепермскими; 6 – точки обнаружения предпозднепалеозойской коры выветривания.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения представлены серыми, зеленовато-серыми, черными полимиктовыми песчаниками (мелкозернистыми, реже до крупнозернистых) и алевролитами, в меньшей степени аргиллитами. Встречаются прослои и линзы гравелитов и конгломератов, пласты каменных углей, конкреции и маломощные прослои сидеритов. Это почти исключительно континентальные образования, но на юго-востоке в бассейне Алымджи нижняя их часть содержит в отдельных прослоях остатки морских двустворчатых моллюсков, фораминифер и брахиопод.

Они залегают со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах нижнего и среднего палеозоя от нижнего ордовика на востоке и юго-востоке до среднего девона на северо-западе территории. Под ними нередко располагается кора выветривания, имеющая значительную мощность (до 2 м, в отдельных случаях до 5 м) только на востоке территории в бассейнах рек Моркоки, Мархи и верховьев Лахарчаны и Алымджи (рис. 2). Она представлена в нижней части щебнем подстилающих карбонатных пород с глинистым цементом, выше – щебнистыми, песчанистыми, алевролитистыми коричневыми, бурыми, желтыми каолинит-гидрослюдистыми, каолинитовыми или монтмориллонитовыми глинами, иногда

Стратиграфическая схема верхнего палеозоя восточного крыла Тунгусской синеклизы

Системы	Отделы	Горизонты	Структурно-фациальные зоны Тунгусской синеклизы																													
			Центральная										Южная																			
Пермская?	Верхний	Путоранский	Кочечумская свита Базальты 40–200 м										–																			
			Нидымская свита Базальты, мандельштейны 60–300 м										Лимптэконская свита Туфогенно-осадочные породы, туфы до 480 м																			
		Хунгтукунский	Бугарик- тинская свита	Верхняя подсвита Туфогенно-осадочные породы 60–170 м																												
				Средняя подсвита Туфы 70–100 м																			Чичиканская свита Туфы 70–400 м									
		Лебедевский		Нижняя подсвита Туфогенно-осадочные породы 50–105 м																			Южночунская свита Туфогенно-осадочные породы 120–150 м									
		Тутончанский																														
Пермская	Верхний	Гагарьеостровский	Боруллойская свита Песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли 100–200 м																													
		Устьдегалинский																														
		Пеляткинский																														
	Нижний	Бургуклинский																	Ботуобинская свита Песчаники, алевролиты 0–50 м													
Каменно- угольная	Средний– верхний	Катский	Айхальская свита Песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли 10–350 м																													
			Конекская свита Конгломераты, гравелиты, песчаники 0–20 м										Лапчанская свита Конгломераты, гравелиты, песчаники 0–40 м																			

(р. Лахарчана) лимонитизированными карбонатными породами.

Каменноугольные ассоциации крупномерных остатков растений встречаются в многочисленных выходах и в подавляющем большинстве скважин района (рис. 2). В тех скважинах, где таких остатков нет, пермские ассоциации установлены значительно выше подошвы угленосных отложений, и нельзя исключить, что палеонтологически не охарактеризованная нижняя часть может и там принадлежать карбону. Это дает основание говорить, что, вопреки господствующим представлениям, средне-верхнекаменноугольные сероцветные терригенные образования широко распространены в бассейнах верховьев Мойеро, Вилюя и Мархи.

В основании каменноугольных отложений практически повсеместно залегают конгломераты и гравелиты, либо песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, иногда переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами (конекская

и лапчанская свиты). Мощность грубообломочных пород лишь в исключительных случаях достигает 40 м, обычно же не превышает 5 м, а иногда уменьшается до первых дециметров. Вышележащая часть каменноугольных отложений выделяется на большей части территории под названием айхальской (или катской) свиты (таблица). Мощность свиты на левобережье Моркоки не превышает 70 м, а далее к северо-востоку уменьшается до 20 – 30 м. На правобережье Моркоки и в бассейне верхнего течения Вилюя она возрастает до 120–150 м, в верховьях Мойеро – до 230 м, а в самых истоках Вилюя – до 350 м. На юго-востоке в бассейнах верхних течений Олгуйдаха и Ыгыаты к каменноугольной системе должна быть отнесена нижняя подсвита ботуобинской свиты (кроме ее верхней части в скв. 36 и некоторых других разрезах). Отложения, закартированные в том же районе как верхняя подсвита ботуобинской свиты, в некоторых случаях (где нижняя подсвита считается резко сокращенной в мощности или выпадающей из разреза) также имеет ка-

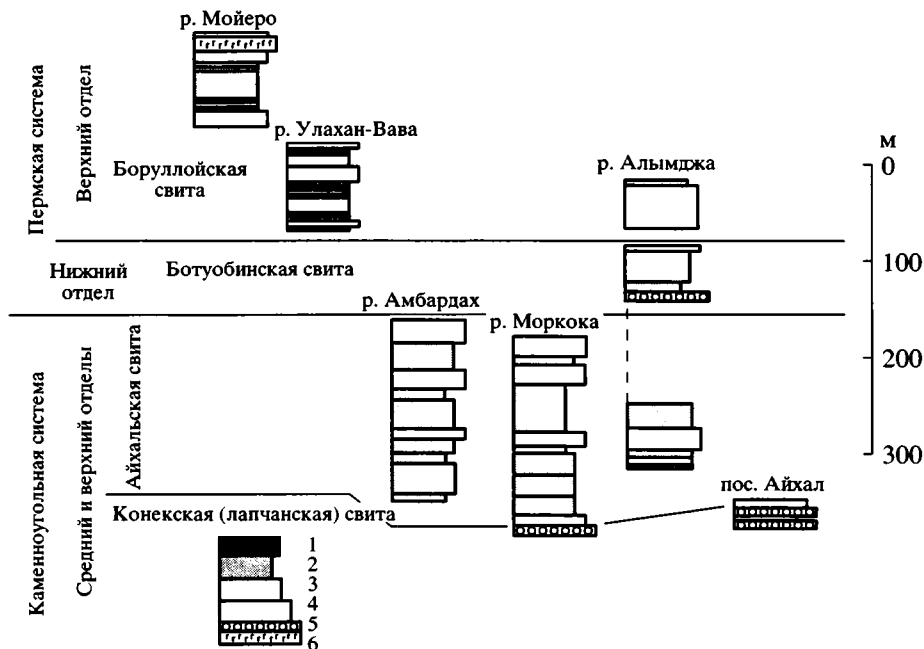


Рис. 3. Схема сопоставления основных разрезов каменноугольных и пермских отложений (до гагарьеостровского горизонта включительно).

1 – аргиллиты; 2 – угли; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – туфы и туфогенно-осадочные породы основного состава.

менноугольный возраст (скв. 5, 118). Мощность каменноугольных отложений в этой части района – до 60 м. Общая мощность каменноугольных отложений увеличивается в юго-западном направлении от 10 до 350 м. Лучшие разрезы их приведены на рис. 3.

В каменноугольных отложениях встречаются остатки фораминифер, брахиопод, морских, солоноватоводных и пресноводных двустворчатых моллюсков, многочисленные крупномерные остатки растений и палиноассоциации (рис. 2).

Фораминиферы, встреченные в скв. 27 в бассейне Алымджи (инт. 49.6–51.9) и скв. 17 (Озерная) (инт. 70.6–76.3 м), представлены (по заключениям Л.Б. Ухарской, Г.П. Сосипатровой, К.В. Миклуха-Маклай, Л.П. Гроздиловой) *Saccamina arctica* Gerke, *Hyperammia borealis* Gerke, *H. rugosa* Gerke, *Hyperammoides* sp., *Tolypammia* sp., *Trochammia* sp., *Haplophragmoides* sp., *Spiroplectammia* sp., *Cornuspira* sp., *Agathammina* sp., *Glomospira* sp., *Reophax* sp., *Endothyra* sp., *Ataxophragmoides tetraxis* Gerke, *Verneuilinidae* gen. indet. Брахиоподы встречены также в скв. 27. На глубине 61.5 м они представлены каменноугольными *Plicochonetes* aff. *poljenovi* Tolm., *Tomioopsis* sp., *Neospirifer* cf. *virgatus* (определения А.Д. Григорьевой и В.И. Устрицкого), выше на глубине 55 м – среднекаменноугольной *Tomioopsis* cf. *tricostata* Kot. (определения А.Д. Григорьевой).

Там же в скв. 27 на глубине 48.8–60.5 м О.А. Бетехтина и О.В. Лобанова определили пермские морские двустворки *Streblopteria aclabanensis* Newell, *Myonia* (*Pachymyonia*) aff. *suborbitata* Dick., *Wilkingia komiensis* (Masl.), *Edmondia* sp., *Praeundulomya* (?) sp., *Schizodus* sp., *Pleurophorus* (?) sp., *Sanguinolites* sp. В соседних скважинах 23 и 26 ими определены *Abakaniella* cf. *magna* (Tchem.), *Mrassiellina* sp., *Leda* (*Polidevcia*) sp., *Quadratrunkulina australiensis* Dick., *Edmondia* sp., *Praeundulemya* (?) sp., также свидетельствующие в пользу пермского возраста отложений. Среднекаменноугольный вид *Aviculopecten porpoko* (Mur.) определен К.А. Астафьевой из района Айхала (скв. 2005, инт. 147–148 м).

В нескольких точках определены пресноводные и солоноватоводные среднекаменноугольные (мазуровские) ассоциации двустворок. Лучшие всего они представлены в бассейне Моркоки: *Kinerkaella elongata* Khalf., *Najadites* sp., *Anthraconaia* (?) cf. *patentis* (Lapsch.), *Mrassiella* ex gr. *magniforma* (Rag.), *Orthonajadites* (?) sp., *Anthraconauta* ex gr. *ragozini* Lapsch., *Abakaniella* cf. *elongata* (Tschern.), *Procopievskia* (?) sp. (определения Маловецкой). В районе Айхала (скв. 0701, 0901) Бетехтина определила: *Abakaniella* cf. *tschernogorskia* (Spassk.), *A.* cf. *jangotoica* (Spassk.), *A.* cf. *lata* (Spassk.), *Jangotoica plana* Bet. Более широко распространены пресноводные и солоноватоводные позднекаменноугольные (алыкаевские) ассоциации, включающие *Kinerkaella* cf. *pseudoedmondia* Bet., *K. bala-*

khonskiensis (Rag.), *K. pseudobalakhonskiensis* Bet., *K. elongata* Khalf., *K. imitabilis* Khalf., *Mrassiella magniforma* (Rag.), *M. cf. ampla* Khalf., *M. ovata* Khalf., *Orthonajadites cf. triangularis* Khalf., *Anthraco-naia* (?) *vulgaris* Bet., *A. cf. fomitchevi* (Fed.), *Anthraco-naia cf. gracilis* Ivan., *Pseudomodiolus ellipticus* Bet., *Augea* (?) sp. (бассейн Моркоки, определения Маловецкой), *Mrassiellina cf. plana* Bet., *M. cf. umbonata* (Bet.), *Mrassiella cf. magniforma* (Rag.), *M. magniforma* (Rag.) f. *recta* Bet. (Моркока в 68 км ниже устья Тасея, определения Бетехтиной), *Mrassiella magniforma* (Rag.), *M. rhomboidea* Khalf., *Kinerkaella aff. pseudobalakhonskiensis* Bet., *K. cf. elongata* Khalf., *Najadites* (?) *aff. kumpani* (Fed.), *Orthonajadites subcentralis* Khalf. (Нижний Вилуюкан в 35 км выше устья Левого Нижнего Вилуюкана, определения Маловецкой), *Kinerkaella* (?) *cf. pseudoedmondia* Bet., *K. cf. ragozini* Bet., *Mrassiellina cf. ampla* Khalf., *Abakaniella* (?) *cf. tatarica* Tschern., *A. (?) elongata* (Tschern.) (определения Бетехтиной из того же местонахождения), *Angarodon kumsas-sensis* Rag., *Mrassiella cf. plana* Bet. (скв. 942 в районе пос. Айхала, определения Бетехтиной).

Остатки растений распространены гораздо более широко. На Вилуе в 40 км ниже р. Улахан-Вавы найдены остатки коры плохой сохранности, возможно, принадлежащие раннекаменноугольному *Lophiodendron* sp.¹. В нескольких точках надежно устанавливается присутствие среднекаменноугольных (мазуровских) флористических ассоциаций. Так, в Сытыканском карьере в районе пос. Удачного в алевролитах нижней части толщи определены: *Angarodendron obrutschevii* Zal. (много), *Angaridium finale* Neub., *A. mongolicum* Zal., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmal.) (много), *Rufloria archaica* Gluch., *R. subangusta* (Zal.) (много), *R. ex gr. derzavini* (Neub.) vel *subangusta* (Zal.) (много), *Cordaite aff. singularis* (Neub.), *cf. Gaussia cristata* Neub., *Krylovia sibirica* Chachl., *Samaropsis moracia* Zal. Такие же ассоциации известны в семи других местонахождениях в разных частях района (рис. 2). Помимо перечисленных растений в них встречены *Angarophloios planus* (Neub.), *Koretrophyllites mungaticus* Radcz., *Paracalamites costatus* Gorel., *Angaridium potaninii* (Schmal.), *Neuropteris tomiensis* (Zal.), *N. izylensis* (Tchirk.), *Cordaite indeterminate* Gluch., *C. neuburgii* Gluch., *Rufloria permulta* Gluch., *R. theodorii* (Tchirk. et Zal.), *R. ex gr. meyenii* Gluch., *Ginkgophyllum vsevolodii* Zal., *Cardiocarpus krivljakensis* Such., *Samaropsis pauxilla* Zal., *S. (?) angarica* Rassk., *S. auriculata* Neub., *Angarocarpus ungensis* (Zal.), *Holcospermum* (?) *tcheltchetensis* Such. (определения Ващенко, Глухо вой, Мейена, Сухова). Важной особенностью этого флористического комплекса является присутствие в нем, наряду с целым рядом среднекаменно-

угольных (мазуровских) видов, также значительного количества видов (главным образом кордаитов), которые в Кузбассе появляются лишь начиная с промежуточного горизонта и широко представлены в нижнепермских (верхнебалахонских) отложениях. Примесь этих форм до недавнего времени отмечалась только в ассоциациях позднекаменноугольного (алыкаевского) типа, характеризовала промежуточный горизонт Кузбасса, который в значительной мере из-за этой примеси рассматривался как низы перми. Анализируя материал по району при подготовке к изданию карты листа Айхал С.В. Мейен в 1984 г. писал: "Сейчас установлено... что в этом регионе на очень низком стратиграфическом уровне, соответствующем мазуровскому горизонту Кузбасса, появляются кордаиты с микроструктурой листьев, обычно свойственной гораздо более высоким частям разреза (в Кузбассе – верхней части алыкаевского горизонта и промежуточному горизонту). Иногда такие "молодые" кордаиты даже доминируют. Учитывая это, необходимо провести новое исследование этих растений. Может быть, у них есть диагностические признаки, которые позволят отличать их от действительно молодых форм. Сейчас это – одна из важнейших задач в флостратиграфии верхнего палеозоя Сибири. Я не исключаю, что соответствующие исследования заставят пересмотреть возраст флористических комплексов Сибири и в их отношении к МСШ. Дело в том, что этот возраст определен по соотношению морских и континентальных отложений в Верхоянье и на Таймыре, особенно по Верхоянью. По этому региону давались традиционные заключения, причем, естественно, не учитывалась возможность такой ситуации, как на востоке Сибирской платформы. В Верхоянье комплексы промежуточного (= клинтайгинского) горизонта ассоциируют с морской фауной верхнего карбона. Поэтому М.В. Дуранте сделала вывод, что граница карбона и перми проходит внутри этого горизонта. Однако теперь вполне может оказаться, что в Верхоянье речь идет не о промежуточном горизонте, а о более древнем, лишь имитирующем промежуточный, как это происходит на востоке Сибирской платформы" (Геологическая карта ..., 1991, заключение по определению остатков ископаемых растений).

Наиболее широким распространением пользуются позднекаменноугольные (алыкаевские) ассоциации растений. Наряду с некоторыми из перечисленных видов (довольно широкого вертикального распространения) они содержат *Paragondwanidium sibiricum* Pet., *P. odontopteroides* (Zal.), *Pursongia asiatica* Zal., *Zamiopteris ex gr. glossopteroides* Schmal., *Samaropsis patula* Zal., *Samarospadix penicellata* Zal., *Cordaicarpus kovbassinae* Such. и др. (определения Мейена и Дуранте). В трех местонахождениях в разных местах района встречены флористичес-

¹ Здесь и ниже, если нет оговорок, определения растений приводятся по Мейену.

кие ассоциации, которые могут принадлежать самым верхам карбона или низам перми. Помимо некоторых из упомянутых видов им свойственны *Rufloia* ex gr. *barzassica* Gluch., *R.* ex gr. *birjulinienensis* Gluch., *R.* ex gr. *poruvaica* Gluch., *R.* ex gr. *khalfinii* Gluch., *Bardocarpus discretus* Neub. (определения Ващенко и Мейена), которые не известны ниже верхов алыкаевского горизонта.

Палиноассоциации в каменноугольных отложениях существенно различаются. Обычно в них преобладают споры, но в ряде случаев – пыльца. Среди спор наиболее часты *Cyclobaculisporites trichacantus* (Lub.) и др. бугорчатые формы (10–55%) и *Remysporites psilopterus* (Lub.), *R. mirabilis* (Lub.) (4–50%). Но иногда их количество очень невелико. Значительно меньше (не более 15%, редко 20%) *Apiculatisporites spinosus* (Naum.), *A. hispidus* (Andr.) и *Nigrisporites nigritellus* (Lub.), *N. nigrotuberculatus* (Lub.). Иногда их количество резко увеличивается. Обычно присутствуют *Lycospora brevipiculata* (Lub.), *L. subtriquetra* (Lub.), *L. echinata* (Andr.), *L. verriculifer* (Lub.) и др. Их количество обычно не более 10–15%, редко до 32%. Почти всегда в небольших количествах присутствуют *Verrucosisporites ermakovianus* (Koval.). Довольно часты немногочисленные *Capillatisporites lunatus* (Rusk.), *Cyclogranisporites larvatus* (Lub.), *C. polipyrenus* (Lub.), *Calamospora microrugosa* (Ibr.), *Punctatisporites*, *Turrisporites rigidispinosus* (Lub.), *T. pyramidalis* (Lub.), *Leiotriletes extensus* (Lub.), *Spinosisporites* spp. В некоторых случаях присутствуют *Raistrickia*, иногда многочисленные.

В пыльце преобладают кордаитантовые: *Cordaitina rotata* (Lub.), *C. uralensis* (Lub.), *Guthoerlisporites verus* (Sadk.), *G. varians* (Sadk.), *Libumella rugulifera* (Lub.), *Luberisaccites stipticus* (Lub.), *L. subrotatus* (Lub.), нередко присутствуют *Cordaitina minor* (Lub.), *C. angustelimbata* (Lub.), *Samoilovitchisaccites turboreticulatus* (Samoil.), *Crucisaccites ornatus* (Samoil.). Почти всегда встречаются *Florinites* spp. Обычно их не более 14%, как правило – первые проценты, иногда они отсутствуют. В нижней части каменноугольных отложений в Айхале их количество достигает 28%.

Охарактеризованные выше палиноассоциации, в которых роль пыльцы невелика, определенно принадлежат карбону. В тех случаях, когда в них значительна роль *Lycospora*, *Florinites* и ряда других древних элементов, они могут быть отнесены к среднему карбону (мазуровский горизонт), при отсутствии или малой роли этих форм – к верхнему карбону (алыкаевский горизонт). Мазуровские ассоциации встречены, в частности, в бассейне Алымджи в скв. 27 (инт. 50.7–54.2 м). Преобладание пыльцы кордаитантовых обычно считается характерной чертой раннепермских палиноассоциаций. Присутствие в таких ассоциациях каменноугольных миоспор обычно объясняют

их переотложением. Однако палиноассоциации, в которых преобладает пыльца кордаитантовых, отмечены в ряде случаев в верхнеайхальской подлите района Айхала. Следовательно, они (подобно ассоциациям макроостатков растений со значительным количеством листьев кордаитантовых пермского облика) могут встречаться и в каменноугольных отложениях.

Наконец, в каменноугольных отложениях известны палиноассоциации, в которых гладкие споры составляют 12–40%, тонкошиповатые – 2–26%, грубошиповатые и бугорчатые – 4–16%, пыльца кордаитантовых – 13–41%, *Entylissa* – 8–20%, иногда меньше. Характерны *Nigrisporites nigritellus* (Lub.), *N. marginatus* (Portn.), *Leiotriletes triangulatus* (Andr.), *L. extensus* (Lub.), *Turrisporites sibiricus* (Medv.), *Raistrickia cornuta* (Andr.), *R. heteromorpha* (Andr.), *R. obtusosaetosa* (Lub.), *R. grandispinosa* (Andr.), *R. multicolorius* (Andr.), *Cordaitina minor* (Lub.), *Libumella rugulifera* (Lub.), *Entylissa scaperata* (Lub.), *E. glabra* (Andr.) и др. В ассоциациях всегда присутствуют каменноугольные миоспоры в количестве 5–50%. Такие ассоциации обычно определялись, как позднепермские, а каменноугольные формы в них считались переотложенными. Однако в нескольких местонахождениях в бассейнах верхних течений рек Мархи (скв. 5), Алакита (скв. 0907), Алымджи (скв. 37), на Лахарчане близ устья Хохсыка такого типа ассоциации встречены совместно с листовыми остатками каменноугольных растений.

Таким образом, формально суммируя палеонтологические материалы, можно было бы определить возраст отложений как каменноугольно-пермский (от раннего карбона до поздней перми включительно). Однако внимательный анализ имеющегося материала приводит к следующим выводам. Раннекаменноугольный возраст нижней части отложений не исключен, хотя и не может считаться доказанным. Вполне надежно определение возраста отложений (по крайней мере, большей их части) как средне-позднекаменноугольного. Раннепермский возраст верхней части отложений (по флористическим материалам) не исключен, но не может быть однозначно обоснован. Не может быть принят раннепермский возраст нижней части отложений (по морским двустворкам и фораминиферам), поскольку это противоречит палеоботаническим данным. Между тем, палеоботанические материалы здесь достаточно полно характеризуют весь разрез, тогда как находки морских двустворок и фораминифер известны лишь в одной скважине, и нет никаких данных о развитии этих групп фауны бассейна во времени. К тому же нельзя исключить, что эта скважина вскрыла зону субвертикального тектонического нарушения (что в Тунгусском бассейне бывает совсем не редко), и расположенная ниже по скважине часть разреза в действительности яв-

ляется более высокой. Позднепермский возраст части отложений (по палинологическим данным) не может быть принят, так как против этого говорят находки каменноугольных растений вместе с палиноассоциациями позднепермского облика.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские сероцветные терригенные образования, по составу близкие каменноугольным, распространены практически повсеместно в бассейнах верхних течений рек Мойеро, Вилкой, Алымджи, Олгуйдаха, Ыгыатты. В их составе выделяются нижний и верхний отделы.

Нижний отдел

Нижнепермские отложения достоверно установлены лишь на юго-востоке территории в бассейнах рек Олгуйдаха и Ыгыатты (рис. 4) и включаются здесь в состав ботубобинской свиты, составляя лишь часть ее объема. Они представлены серыми и черными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями гравелитов и конгломератов. Залегают они обычно на каменноугольных отложениях. Не исключено, что на отдельных участках на востоке территории они могут залегать непосредственно на силурийских и ордовикских отложениях (Геологическая карта ..., 1991). Однако никаких достоверных палеонтологических доказательств пермского возраста нижней их части в этих случаях нет. Не исключено, что в состав нижнепермских отложений здесь оказались включенными маломощные каменноугольные отложения. Мощность нижнепермских отложений – до 50 м. Наиболее полно они вскрыты скв. 116 (рис. 3, 4).

В бассейне р. Олгуйдаха в скв. 4, 36, 116 в нескольких интервалах содержатся пермские растения: *Paracalamites* cf. *planicostatus* Verb., *P. prokopievskiensis* Gorel., *P. vicinalis* Radcz., *P. costatus* Gorel., *Annularia* cf. *tenuifolia* Neub., *Rufloria* cf. *derzavinii* (Neub.), *R. cf. tajmyrica* (Schved.), *R. theodorii* (Tchirk. et Zal.), *R. kryshtofovitschii* (Radcz.), *R. tchirkovae* (Zal.), *Cordaitea magnus* (Schved.), *C. latifolius* (Neub.), *Crassinervia tunguskana* Schved., *Evenkiella shertonotensis* Gorel. (определения Вербицкой, Машук-Таракановой).

В палиноассоциациях обычно преобладает пыльца (до 66%), представленная почти исключительно *Cordaitina rotata* (Lub.), нередко *C. minor* (Lub.), *C. angustelimbata* (Lub.), *Guthoerlisporites varians* (Sadk.), *Samoilovitchisaccites turboreticulatus* (Samoil.), *Crucisaccites ornatus* (Samoil.). Много гладких спор. В значительных количествах встречаются *Apiculatisporites* (до 20%): *A. rectispinus* (Lub.), *A. parvispinus* (Lub.), *A. alligodontus* (Andr.), *A. exacutus* (Andr.), *A. multangulus* (Andr.), *A. spinosus* (Naum.), *A. hispidus* (Andr.). Много *Raistrickia*

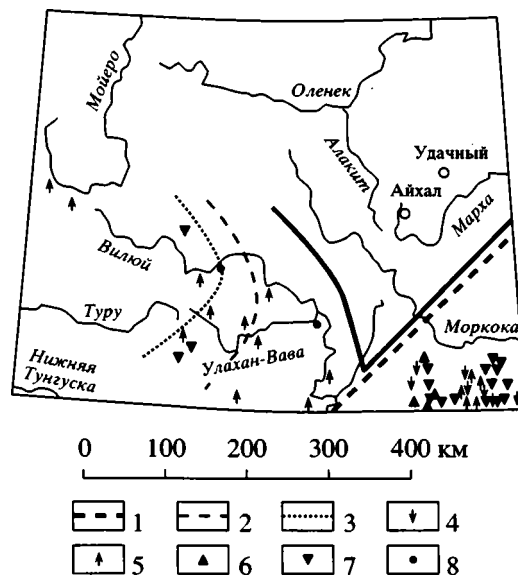


Рис. 4. Карта местонахождений палеонтологических остатков пермского возраста.

1 – граница структурно-фациальных зон; 2–3 – границы распространения свит: 2 – дегалинской, 3 – гагареостровской; 4–5 – точки находок ископаемых растений: 4 – раннепермских, 5 – позднепермских; 6–7 – точки находок палиноассоциаций: 6 – раннепермских, 7 – позднепермских; 8 – точки находок ископаемых животных. Другие усл. обозначения см. на рис. 2.

cornuta (Andr.), нередко *Granulatisporites piriformis* Loose, *Nigrisporites lemniscatus* (Lub.), *N. nigrifellus* (Lub.), *N. nigrotuberculatus* (Lub.), *Cyclogranisporites polipyrenus* (Lub.). Вместе с тем встречаются палиноассоциации (скв. 4, глуб. 48 м), в которых пыльцы мало, и в значительных количествах встречаются каменноугольные споры, которые тракуются, как переотложенные.

В унифицированной стратиграфической схеме (Решения третьего ..., 1982) ботубобинская свита в полном объеме отнесена к нижней перми. Однако анализ материалов по бассейнам рек Олгуйдаха и Ыгыатты с учетом приведенных палеофлористических данных показывает, что нижней перми принадлежит лишь верхняя часть нижнеботубобинской подсвиты и верхнеботубобинская подсвита (кроме скв. 5, где Е.М. Ваченко установлены бесспорно каменноугольные растения). Отсюда известны *Rufloria* cf. *pseudoaequalis* (Radcz.), *R. cf. derzavinii* (Neub.), *R. cf. theodorii* (Tchirk. et Zal.), *Cordaicarpus rotundatus* (Radcz.), *Samaropsis skokii* (Neub.), *S. cf. patula* Zal., *Bardocarpus tunguskensis* Verb. (определения Машук). Вблизи Айхала в нескольких скважинах (0452, 568, 570, 0754, 0854) встречены единичные *Sphenophyllum prokopievskiensis* Gorel., *Rufloria* ex gr. *derzavinii* (Neub.), *Nephropsis rhomboidea* Neub., *Samaropsis danilovii* Such. В трех скважинах (скв. 358, глуб. 7–21 м; скв. 431, глуб. 41–66 м; скв. 1224, глуб. 18–28 м), выде-

лены палиноассоциации, в которых преобладает разнообразная пыльца кордаитантовых (до 50%): *Crucisaccites ornatus* (Samoil.), *Cordaitina rotata* (Lub.), *C. uralensis* (Lub.), *C. angustelimbata* (Lub.), *C. undata* (Lub.), *C. abutiloida* (Andr.), *C. minor* (Lub.), *Luberisaccites stipticus* (Lub.), *Libumella rugulifera* (Lub.), *Guthoerlisporites varians* (Sadk.), *G. verus* (Sadk.), *Samoilovitchisaccites turboreticulatus* (Samoil.). Много гладких, мелкобугорчатых и шиповатых спор: *Nigrisporites nigrtellus* (Lub.), *N. nigrotuberculatus* (Lub.), *Granulatisporites facerus* (Andr.), *G. piriformis* Loose, *Apiculatisporites spinosus* (Naum.), *A. hispidus* (Andr.), *Spinosisporites rectispinus* (Lub.), *Raistrickia obtusosetosa* (Lub.), *R. cornuta* (Andr.). В небольших количествах содержатся *Cyclobaculisporites trichacantus* (Lub.), *Remysporites psilopterus* (Lub.), *Protohaploxypinus*, *Protodiploxypinus*, *Lueckisporites*. Последний род в России встречается в татарском и, возможно, в верхах казанского яруса, но в Западной Европе известен с нижней перми. В остальном такие ассоциации типичны для нижнепермских отложений. Наличие в Айхальском районе этих растений и палиноассоциаций может свидетельствовать о том, что нижнепермские отложения имеются не только в бассейнах рек Олгуйдаха и Ыгыатты. Но, во-первых, пермский возраст этих ассоциаций пока нельзя считать бесспорным. Выше было показано, что сходные ассоциации листовых остатков и миоспор изредка встречаются и в каменноугольных отложениях. Во-вторых, если пермские отложения здесь и присутствуют, то, видимо, лишь на отдельных небольших участках, и мощность их невелика. На Улахан-Ваве близ устья Кюрюнгнекяна указываются морские двустворки *Kolymia cf. irregularis* Lich., *K. ex gr. pterinaeformis* Lich. Но приближенность определений, свидетельствующая о плохой сохранности материала, заставляет относиться к этим определениям с осторожностью.

В связи со сказанным, нижнепермские отложения не показаны на большей части этой территории на карте масштаба 1 : 1 000 000 (Геологическая карта ..., 1991), хотя присутствие их реликтов не исключено. На выпадение из разреза нижнепермских отложений на востоке Тунгусского бассейна ранее указывала Е.С. Рассказова (1958).

Верхний отдел

Верхнепермские отложения распространены практически повсеместно в бассейнах верховьев рек Мойеро, Вилюя, Олгуйдаха, Ыгыатты (рис. 5). Далее на северо-восток в бассейнах рек Левого Нижнего Вилюя, Могды, Джелтули, Хахсыка, Лахарчаны, Моркоки, Мархи они достоверно не установлены, хотя нельзя исключить присутствие их фрагментов на отдельных участках. Верхнепермские отложения представлены серыми, зеленовато-серыми и черными песчаниками (обыч-

но мелкозернистыми), реже алевролитами, аргиллитами с маломощными пластами углей. В верховьях р. Мойеро в верхних 12 м содержатся прослои (до 0.9 м) туффитов, туфопесчаников, пелловых ксенотуфов, на р. Ейке – битуминозные алевролиты. Они залегают несогласно на нижнепермских и каменноугольных отложениях, иногда на востоке – на силурийских и ордовикских отложениях. Однако в последнем случае позднепермский возраст нижних их частей палеонтологически не доказан. Мощность – 100–200 м. Лучшие разрезы верхнепермских отложений приведены на рис. 3.

В бассейнах рек Олгуйдаха и Ыгыатты (скв. 33, 39, 117, 118) в этих отложениях содержатся *Equisetina cf. tenuistriata* Radcz., *Annularia batchatensis* (Chachl.), *A. aff. rarifolia* Radcz., *Paracalamites aff. grandis* Goresl., *Petscheria aff. oblonga* Goresl., *Cordaitea cf. candalepensis* (Zal.), *C. cf. concinnus* (Radcz.), *C. aff. oblongatus* (Radcz.), *C. cf. kusnetskianus* (Goresl.), *Rufloria cf. olzerrassica* (Goresl.), *Crassinervia minima* Such., *C. cf. pentagonata* (Goresl.), *Nephropsis aff. schmalhauseni* Radcz., *Cordaicarpus tagarischskiensis* Such., *C. iljinskiensis* Radcz., *C. petrikensis* Such., *Samaropsis aff. pseudotriquetra* Neub., *Skokia oblongata* Such. (определения Машук и Вербичкой). Эта ассоциация скорее всего принадлежит низам верхней перми. На р. Амбардахе и в низовьях Вавукана в верхнепермских отложениях установлены *Rufloria aperta* Gluch., *R. cf. brevifolia* (Goresl.), *Cordaitea ex gr. gracilentus* (Goresl.), свидетельствующие о присутствии здесь пеляткинского горизонта нижней части верхней перми. В бассейне р. Улахан-Вавы встречаются ассоциации, вероятно, принадлежащие дегалинскому (устьедегалинскому) горизонту: *Tychtopteris* sp., *Cordaitea gracilentus* (Goresl.), *C. clericii* (Zal.), *C. adleri* (Radcz.), *Lepeophyllum cf. belovaensis* Goresl., *Crassinervia* sp., *Niazonaria* sp., *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.). На р. Вилюе выше устья Среднего Вилюя и в верховьях р. Мойеро встречаются гагарьеостровские ассоциации, включающие *Annularia jerunakovensis* Neub., *Phyllothea turnaensis* Goresl., *Pecopteris cf. anthriscifolia* (Goepp.), *P. cf. compta* (Radcz.), *P. leninskiensis* (Chachl.), *Cordaitea insignis* (Radcz.), *C. clericii* (Zal.), *C. adleri* (Radcz.), *C. angustifolius* (Neub.), *N. khalfinii* (Goresl.), *C. oblongifolius* (Radcz.), *C. minimus* Neub., *Lepeophyllum* sp.

В палиноассоциациях преобладают гладкие (15–60%) и мелкошиповатые (2–64%) споры, меньше грубошиповатых и бугорчатых спор (6–30%). Пыльца кордаитантовых составляет 6–60%, монокольчатая пыльца – 1–7%, вверху иногда до 40%. Наиболее характерны *Nigrisporites nigrtellus* (Lub.), *N. marginatus* (Portn.), *N. nigrotuberculatus* (Lub.), *Leiotriletes extensus* (Lub.), *L. ternarius* Andr., *L. triangulus* (Andr.), *Turrisporites sibiricus* (Medv.) (до 20%), *Spinosisporites parvispinus* (Lub.), *S. acinaciformis* (Andr.), *Granisporites acutus* (Andr.),

Raistrickia cornuta (Andr.), *R. heteromorpha* (Andr.), *R. obtusosaetosa* (Lub.), *R. grandispinosa* (Andr.), *R. abrupta* Andr., *R. papillaris* (Andr.), *Cordaitina minor* (Lub.), *C. angustilimbata* (Lub.), *C. rotata* (Lub.), *Entylissa scaperata* (Lub.), *E. glabra* (Andr.). Встречаются единичные каменноугольные миоспоры.

Таким образом, верхнепермские отложения представлены здесь различными горизонтами, причем более молодые распространены, по-видимому, ограниченно, ближе к оси синеклизы.

На водоразделе верховьев рек Мархи и Алакита была выделена алакитская свита (Толстых, 1969), отнесенная к гагарьеостровскому горизонту. Из нее указывались мелколистные верхнепермские кордаитантовые плохой сохранности и были описаны специфические растения *Marchajella*. Однако в стратотипическом районе (к северу от оз. Кыллах) в керне скважин и карьере содержатся только каменноугольные растения. В свете сказанного выше представляется, что мелколистные кордаитантовые плохой сохранности могут также быть каменноугольными. Распространение верхнепермских отложений в районе пос. Айхала нельзя считать доказанным.

ПЕРМСКАЯ ИЛИ ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В бассейнах верховьев рек Вилуя и Мойеро, на отдельных небольших участках в верховьях рек Мархи и Алакита, повсеместно в прилегающих частях бассейна Нижней Тунгуски чрезвычайно широко распространены вулканогенные образования основного состава. Строение их в разных частях территории различно. Выделяется два района, один из которых является частью Центральной, другой – Южной структурно-фациальной области (Решения третьего ..., 1981; Геологическая карта ..., 1991). Граница между ними приблизительно соответствует линии, проходящей через устья Нижнего Кочечумо и Среднего Вилуякана (рис. 5).

Центральная структурно-фациальная зона

К Центральной структурно-фациальной зоне относятся участок долины среднего течения Нижней Тунгуски, бассейны рек Нижнего Кочечумо, Корвунчаны, среднего течения Туру, верховьев Мойеро и Вилуя. Здесь нижняя часть вулканогенных образований сложена туфами и туфогенно-осадочными породами бугариктинской свиты корвунчанской серии, а верхняя – базальтами и туфогенно-осадочными породами нидымской и кочечумской свит пугоранской серии. Вне контура современного распространения пугоранской серии на небольшом удалении от него установлено быстрое и довольно существенное изменение метаморфизма гагарьеостровских углей (с газо-

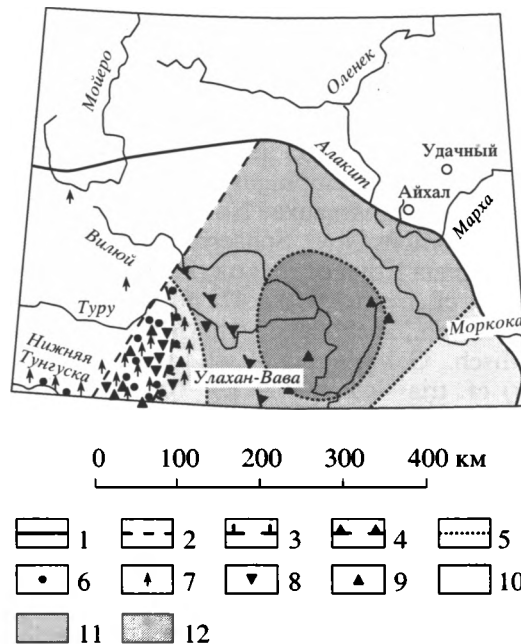


Рис. 5. Карта местонахождений палеонтологических остатков из позднепермских (?) вулканогенных образований.

1 – граница распространения отложений; 2 – граница структурно-фациальных зон; 3 – граница распространения пирдинской толщи; 4 – граница распространения лимпэконской свиты; 5 – границы фаций южночунской свиты; 6–9 – точки находок: 6 – ископаемых животных; 7 – ископаемых растений; 8 – мезофитных палиноассоциаций; 9 – палеофитных палиноассоциаций; 10–12 – фации южночунской свиты: 10 – удаленные (пелловые туфы и туфогенно-осадочные породы); 11 – удаленные в нижней и верхней частях свиты и приканальные (грубые туфы) – в средней ее части; 12 – приканальные.

во-жирных на жирные), что позволяет предполагать, что именно до этой линии первоначально доходили базальты.

Бугариктинская свита выходит на поверхность в бассейнах рек Корвунчаны, Туру (среднее течение), верховьев Мойеро и Вилуя и в долине Нижней Тунгуски. Она представлена зелеными, бурыми, реже серыми, желтыми, вишнево-красными туфоалевролитами, туфопесчаниками, туффитами, туфами, в меньшей степени туфоаргиллитами, вулканомиктовыми породами, ксенотуфами и отчетливо делится на три подсвиты, связанные, по-видимому, постепенными переходами.

Нижняя подсвита бугариктинской свиты (аналог эксинской свиты юго-западного крыла синеклизы, Садовников, Орлова, 1995) в бассейне р. Мойеро залегает со стратиграфическим несогласием на терригенных угленосных верхнепермских образованиях. На Нижней Тунгуске подошва ее не вскрыта. Нижняя подсвита представлена слоистыми туфогенно-осадочными породами,

пепловыми туфами, туффитами с прослоями грубых туфов и ксенотуфов в верхней части и потоками базальтов – в нижней. Мощность – до 105 м.

В этих отложениях содержатся остатки конхострак (бассейны р. Мойеро и Нижней Тунгуски): *Rohdendorffium* (*Bipemphigus*) *tutontchanum* (Nov.), *Sphaerograptia deshaseauxae* Nov., *S. feysi* Nov., *Tripemphigus sibiricus* Nov., *Sphaerestheria sibirica* Nov., *Falsisca secreta* Nov.; остракод (Нижняя Тунгуска): *Darwinula* cf. *mera* Misch., *D. postparallelata* Misch., *D. regia* Misch., *Suchonella lucida* Mand., *Gerdalia* aff. *clara* Misch., *G. variabilis* Misch.; растений: *Equisetum* (?) cf. *triassicum* (Radcz.), *Todites polymorpha* (Mog.), *Osmundopsis* (?) ex gr. *uralica* (Pryn.), *Cladophlebis* cf. *augusta* Heer (бассейн р. Мойеро), *Edyndella* (?) sp., *Quadrocladus* cf. *sibiricum* (Neub.) (Нижняя Тунгуска). Это позволяет относить нижнебугариктинскую подсвиту к хунгтукунскому горизонту таймырского яруса терминальной перми (Садовников, Орлова, 1994).

Средняя подсвита бугариктинской свиты (аналог холокитской свиты юго-западного крыла синеклизы, Садовников, Орлова, 1995) залегает на нижней подсвите, либо на верхнепермских угленосных отложениях и сложена грубыми туфами (редко ксенотуфами) с прослоями пепловых туфов, туффитов и туфогенно-осадочных пород. Мощность ее обычно 100–250 м, иногда до 400 м. Из средней подсвиты известны рыбы *Colobodus* (?), *Tungusichtys*.

Верхняя подсвита бугариктинской свиты (аналог иргактинской свиты юго-западного крыла синеклизы – Садовников, Орлова, 1995) залегает с размывом на средней или нижней подсвитах бугариктинской свиты и сложена преимущественно туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами с прослоями пепловых, реже грубообломочных туфов и ксенотуфов. Мощность – 60–100 м, иногда до 170 м.

В верхнебугариктинской подсвите известны конхостраки (р. Нижняя Тунгуска) *Rohdendorffium* (*Bipemphigus*) *gennisi* (Nov.), *Megasitum lundongaensis* Nov., растения *Acrostichides tunguskanus* (Pryn.), *Mertensides lingulatus* Mog., *Cladophlebis* cf. *crenata* Pryn., *C. cf. kaoiana* Sze, *C. kirjamkensis* (Pryn.), *C. lobifera* Pryn., *Parajacutiella* (?) *angusta* Mog., *Elatocladus* (?) sp. Это позволяет отнести отложения к хунгтукунскому горизонту таймырского яруса терминальной перми перми (Садовников, Орлова, 1994).

Нидымская свита распространена в бассейнах рек Мойеро (верховья), Корвунчаны, Талы, Туру (кроме верховьев), Нижнего Кочечумо и в долине Нижней Тунгуски. Она залегает на верхнебугариктинской подсвите и представлена маломощными покровами и потоками темно-серых мелкозернистых базальтов с хорошо выраженными миндалекаменными зонами и шлаковыми корка-

ми, шаровыми лавами с редкими прослоями и линзами бурых и красноватых туфов и туффитов, на правобережье верховьев р. Нюкчорока – с несколькими потоками микрозернистых базальтов (силлами анамезитов?). Мощность нидымской свиты обычно 60–140 м, на отдельных участках в бассейне р. Туру – до 200 м, на водоразделе Нюкчорока и Мойеро – до 300 м. В соседних районах содержит остатки животных и растений хунгтукунского горизонта таймырского яруса терминальной перми перми (Садовников, Орлова, 1994).

Кочечумская свита распространена в бассейнах рек Корвунчаны, Туру (кроме верховьев), Нижнего Кочечумо и в долине Нижней Тунгуски, представлена базальтами и серо-зелеными, бурыми, красноватыми туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами и подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита кочечумской свиты (аналог агитканской свиты осевой части синеклизы – Садовников, Орлова, 1995) залегает на нидымской без следов перерыва, представлена туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами и содержит один – два покрова тонкозернистых базальтов (анамезитов?) обычно с тонкопризматической отдельностью. Мощность 40–200 м. На соседних территориях содержит остатки растений и животных верхней части пуроранского горизонта таймырского яруса терминальной перми. Средняя подсвита кочечумской свиты (аналог кондаканской свиты осевой части синеклизы – Садовников, Орлова, 1995) залегает на нижней подсвите согласно и сложена маломощными покровами темно-серых мелкозернистых базальтов с хорошо выраженными миндалекаменными зонами и шаровых лав. Мощность 110–180 м. Верхняя подсвита кочечумской свиты распространена крайне ограниченно на вершинах водоразделов на левобережье среднего течения р. Туру между устьями рек Ленко и Верхнего Турукана. Залегает согласно на средней подсвите и сложена мощными покровами темно-серых массивных базальтов без миндалекаменных зон. Мощность их до 170 м.

Южная структурно-фациальная зона

К Южной структурно-фациальной зоне относятся бассейны рек Кананды, Ейки, Туру (верховья), Вилюя (кроме верховьев), Моркоки, Мархи. Здесь вулканогенные образования представлены почти исключительно туфогенными и туфогенно-осадочными породами. В них выделяются южночунская, чичиканская и лимптэконская свиты. На востоке территории в бассейнах рек Моркоки, Мархи и верхних течений Лахарчаны, Алымджи, Олгуйдаха и Ыгыатты лимптэконская свита отсутствует, а южночунская и чичиканская развиты на ограниченных участках и обычно резко сокращены в мощности.

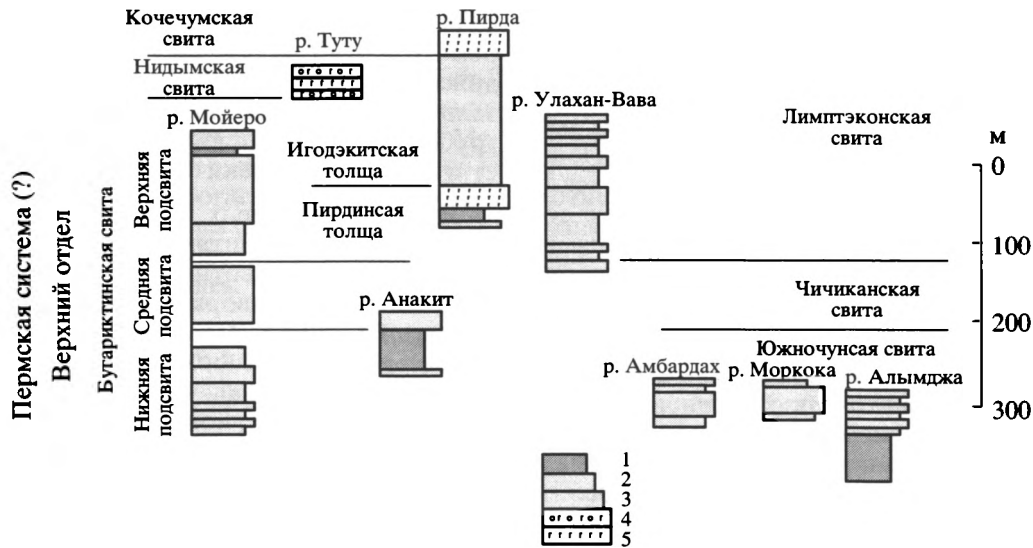


Рис. 6. Схема сопоставления основных разрезов пермских (?) вулканогенных отложений (моложе гагарьеостровского горизонта).

1 – пепловые туфы, туфоалевролиты, туфоаргиллиты; 2 – псаммитовые туфы, туфопесчаники; 3 – грубые ксенотуфы и туфы основного состава; 4 – мандельштейны; 5 – базальты.

Южночунская свита развита в долине р. Вилюя несколько выше устья Среднего Вилюйкана, в бассейне Улахан-Вавы и на отдельных участках далее к востоку в бассейнах верховьев рек Моркоки, Мархи, Алымджи, Олгуйдаха, Ыгыатты. Залегают на различных горизонтах верхнего палеозоя, иногда на отдельных участках на востоке – на силурийских и ордовикских отложениях. Выделяется три типа фаций южночунской свиты (рис. 6). В бассейне Вилюя и низовьев его крупных правых притоков между устьями рек Вавукакана и Амбардаха (исключая левобережье Лахарчаны) развиты приканальные фации (грубослоистые преимущественно крупно- и среднеобломочные туфы, реже ксенотуфы, с прослоями пепловых туфов и туфогенно-осадочных пород, в одних случаях – резко подчиненными, в других – играющими существенную роль). Мощность южночунской свиты в этом типе фаций – 120–150 м. К западу, северо-востоку и востоку от этой области в бассейнах рек Вавука, Улахан-Вавы (среднее течение), Ейки, Бетере, Моркоки (между устьями рек Тасея и Тангхая), Мархи (верховья) грубые туфы слагают только среднюю часть свиты (до 40 м), а сверху и снизу она сложена слоистыми туффитами и туфогенно-осадочными породами удаленных фаций. Мощность нижней пачки обычно не превышает 35 м, верхней – достигает 85 м. Общая мощность южночунской свиты в этой области – до 140 м. На правобережье верховьев р. Улахан-Вавы южночунская свита не содержит грубых туфов и сложена исключительно удаленными фациями – пепловыми туффитами и туфогенно-осадочными породами мощностью до 140 м.

В южночунской свите изредка встречаются остатки ископаемых животных и растений. В небольшом изолированном обнажении на правобережье среднего течения р. Сенгачанды, которое съемщики отнесли к верхней части свиты, встречены двустворки *Palaeonodonta biltchanica* Mal., *P. obrutschevi* (Rag.), *Abiella* (?) *elliptica* (Khalf.), *A. subovata* (Jones). Остракоды в этом местонахождении принадлежат *Darwinula decima* Misch., *D. fragilis* Schn., *D. aff. futchiki* Kasch., *D. inornata* (Spizh.), *D. inornata* (Spizh.) var. *macra* Lun., *D. undulata* Misch., *Suchonella cauta* Misch., *S. clivosa* Misch., *S. innominata* Misch., *S. stelmachovi* Spizh., *S. typica* Spizh., *Tatariella* aff. *wologodskiella* Misch., *Gerdalia* sp.; конхостраки – *Rohdendorffium* (*Bipemphigus*) *tutontchanum* (Nov.), *Pseudestheria novacas-trensis* (Mitch.), *Glyptoasmussia belmontensis* (Mitch.), *Trigonestheria permiana* Nov. Растения с р. Сенгачанды принадлежат *Osmundopsis* ex gr. *kirjamkensis* (Pryn.), *Cladophlebis* (?) cf. *grandifolia* Mog. Палиноассоциация мезофитная. В ней пыльца резко преобладает над спорами и представлена *Gnetaceapollenites*, *Vitreisporites*, *Klausipollenites*. Среди спор преобладают *Acanthotriterites*, *Osmundacidites*, *Lophotriterites tuberculatus* (Waltz). В нескольких точках в бассейнах верховьев рек Улахан-Вавы, Кюрюнгнеяна, Лахарчаны встречены палеофитные палиноассоциации, включающие *Raistrickia cornuta* (Andr.), *R. obtusosaetosa* (Lub.), *R. incurvispina* (Andr.), *R. grandispinosa* (Andr.), *Apiculatisporites multicolorius* (Andr.), *A. multiangulus* (Andr.), *Remysporites psilopteris* (Lub.), *Nigrisporites marginatus* (Portn.), *Calamospora* sp., *Zonomonoletes gracilis* Peters., *Circulisporites parvus* de Jersey, *Cir-*

cella stenolimbata Lub., *Subsacculifer incerches* (Lub.), *Samoilovitchisaccites turboreticulatus* (Sam.), *Cordaitales*, *Ginkgocycadophytus* и др.

Палеонтологические и палинологические материалы свидетельствуют о принадлежности южночунской свиты тутончанскому или лебедевскому горизонту. Ассоциация растений сходна с лебедевскими или более молодыми ассоциациями. Свита однозначно сопоставляется с вятским горизонтом верхнетатарского подъяруса.

Чичиканская свита распространена в тех же частях территории, что и южночунская, и залегает на южночунской свите (с постепенным переходом) или на более древнем верхнем палеозое, редко (на востоке территории) – на силуре и ордовике. Она представлена преимущественно средние- и крупнообломочными, обычно неслоистыми туфами и ксенотуфами с редкими прослоями и линзами туффитов и туфогенно-осадочных пород. На востоке территории в бассейнах верховьев рек Алакита, Мархи, Ыгыатты мощность их не превышает 70 м. Далее к юго-западу она постепенно увеличивается. На Вилуйско-Моркокинском междуречье и на Вилуе она достигает 120 м, на правобережье Вилуя и далее на запад обычно составляет 100–200 м, увеличиваясь на отдельных участках до 400 м. В нескольких точках в чичиканской свите установлены палеофитные палиноассоциации, близкие южночунским.

На востоке территории в конкретных разрезах установлены южночунская и чичиканская свиты, но ни данные съемок, ни материалы дешифрирования аэрокосмических снимков не дают возможности надежно разделить их, и на карте они показаны неразделенными (Геологическая карта ..., 1991). Нижняя часть этих отложений, отвечающая южночунской свите, в верховьях Лахарчаны представлена преимущественно грубыми слоистыми туфами, на левобережье р. Алымджи и в верховьях рек Олгуйдаха и Ыгыатты – слоистыми туффитами и туфогенно-осадочными породами, в остальных районах – грубыми туфами в средней части, туффитами и туфогенно-осадочными породами – в нижней и верхней частях. Мощность неразделенных южночунской и чичиканской свит в восточной части территории не превышает 200 м, а обычно составляет не более 100 м.

Лимптэконская свита распространена в бассейнах р. Ейки и верховьев Туру и Улахан-Вавы и залегает обычно на чичиканской свите, иногда на отдельных участках – на южночунской свите. В бассейнах верховьев рек Туру и Улахан-Вавы она представлена туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми преимущественно алевро-псаммитовыми породами с подчиненными прослоями пелитовых пород, туффитов, туфов, ксенотуфов. В других частях территории существенно возраста-

ет роль грубых туфов и ксенотуфов. В верховьях рек Туру, Пирды, Кананды в нижней части (пирдинская толща) имеется несколько покровов базальтов, а в верхней (игодекитская толща) много грубых туфов. Мощность пирдинской толщи достигает 180 м, игодекитской – 300 м.

В многочисленных местонахождениях в бассейне р. Ейки в лимптэконской свите встречаются ископаемые животные и растения. В пирдинской толще двустворки представлены *Palaeonodonta* aff. *bicarinata* Amal., *P.* aff. *aceris* Amal., *P.* aff. *subcastor* Amal., *P.* *subparallela* Amal., *Palaeomutela* ex gr. *rectodonta* Amal., *Anthraconaia vivi* Mal., *Anthraconauta euri* Mal.; конхостраки – *Rohdendorium* (*Bipemphigus*) *tutontchanum* (Nov.), *Sphaerograptia dechaesauxae* Nov., *S.* *feysi* Nov., *Liograptia strictocostata* Nov., *Tripemphigus sibiricus* Nov., *Pseudestheria cicatricosa* Nov., *P.* *nordvikensis* Nov., *P.* *novacastrensis* (Mitch.), *Megasitum petrovi* Nov., *Glyptoasmussia belmontensis* (Mitch.), *Limnadia* (*Falsisca*) *jeskinoica* Nov., *L.* (*F.*) *turaica* Nov., *L.* (*L.*) *glabra* (Mitch.), *L.* *monmogtchensis* Nov., *Taimyrites pruvosti* Nov.; остракоды – *Darwinula aemayica* Schl., *D.* *casta* Misch., *D.* *inornata* (Spizh.) var. *macra* Lun., *D.* *quadrata* Misch., *D.* ex gr. *temporalis* Misch., *D.* *tutontchaniensis* Misch., *Darwinuloides sentjakensis* (Schar.), *Suichonella cauta* Misch., *S.* *circulata* Misch., *S.* *clivosa* Misch., *S.* *stelmachovi* Spizh., *S.* ex gr. *subsimila* Misch., *S.* *subtilis* Misch., *S.* *typica* Spizh., *Tatariella citata* Misch., *T.* *permiensis* Misch., *Gerdalia clara* Misch.; рыбы – *Colobodus*, *Evenkia*, *Hybodus*, *Tungusichtys*; растения – *Sphenophyllum thonii* Mahr f. *evenkense* Sadovn., *Equisetum* (?) *triassicum* (Radcz.), *Neokoretrophyllites linearis* (Pryn.), *Todites* cf. *crenata* (Pryn.), *T.* (?) ex gr. *fragilis* Daugh., *T.* cf. *lobifera* (Pryn.), *T.* ex gr. *whitbiensis* (Brongn.), *Acrostichides* cf. *kirjamkensis* (Pryn.), *A.* cf. *shvedovii* Sadovn., *A.* cf. *shensiensis* Sze, *A.* *srebrodolskiae* (Shved.), *Mertensides* aff. *bullatus* Font., *M.* cf. *concinus* Mog., *Discopteris* ex gr. *rotundiloba* (Font.), *Boweria* sp., *Sphenopteris* cf. *trisecta* Shved., *Pecopteris* ex gr. *neuburgiana* (Molot. et Tesl.), *Cladophlebis* ex gr. *augusta* Heer, *C.* *grabauiana* P'an, *C.* cf. *kaioiana* Sze, *C.* aff. *stenolopha* Brick, *C.* (?) ex gr. *undulata* Brick, *Katsiopteris* cf. *polymorpha* Mog., *Lepidopteris* sp., *Tatarina* sp., *Edyndella* cf. *dentata* Mog., *Glossophyllum* (?) sp., *Peltasperum* sp., *Scytophyllum* cf. *tenuinervis* Mog., *Parajacutiella* (?) *parva* (Mog.), *P.* (?) *angusta* Mog., *Rhipidopsis* cf. *lobata* Heer, *Yuccites* (?) *angaridensis* Mog., *Carpolithes* ex gr. *cinctus* Nath., *C.* ex gr. *minor* Pryn., *Allicospermum* (?) sp., *Quadrocladus* cf. *pachyphyllum* (Pryn.), *Q.* *sibiricum* (Neub.). Палиноассоциации – мезофитные, очень редко в самых низах – палеофитные. В палеофитных ассоциациях преобладает пыльца *Vitreisporites pallidus* (Reis.), споры *Turrisporites sibiricus* Medv., *Apiculatisporites spinosus* (Naum.), *A.* *globulosus* (Andr.), *A.* *rectispinus* (Lub.), *Cyclogranisporites larvatus* (Lub.), *C.* *polypyrenus* (Ibr.), *Osmudacidites*. Редко

встречаются споры *Nigrisporites nigrifellus* (Lub.), *Remysporites marginatus* (Portn.), пыльца *Cordaitina praecipua* Medv., *C. rotata* (Lub.), *C. rugulifera* (Lub.), *Remysporites psilopterus* (Lub.), *Bennettites lautus* Medv., *Entylissa scaperata* (Lub.), *E. glabra* (Lub.). Мезофитные ассоциации содержат многочисленные *Osmudacidites*, *Punctatisporites*, *Acanthosporites bradyensis* Playf., *Lophotrites triassicus* Korotk., *Gnetaceapollenites*, *Vitreisporites koenigswaldii* Jans., *Lueckisporites*, *Gardenasporites*.

Игодэkitская толща содержит двустворки *Palaeonodonta*, *Anthraconaria*; конхостраки *Rohdenorffium* (*Bipemphigus*) *tutontchanum* (Nov.), *Hemicycloleia*, *Kaltanleia*, *Mimoleia* (?), *Megasitum harmonicum* Nov., *Echinolimnadia mattoxi* Nov., *Limnadia* (*Falsisca*) *turaica* Nov., *L. (L.) glabra* (Mitch.), *Cornia*; остракоды *Darwinula activa* Star., *D. angulata* Mand., *D. curvidorsalis* Mand., *D. lacrima* Star., *D. mera* (Misch.), *D. minuta* Mand., *D. triassiana* Bel., *Gerdalia clara* Misch., *G. dactyla* Bel., *G. minuta* Star., *G. polenovi* Bel., *G. variabilis* Misch., *Darwinuloides oviformis* Mand.; харофиты *Stenochara elongata* Said., *S. maedleri* (H. et P.), *Porochara kiparisovae* Said., *P. lipatovae* Kis., *P. lutkevitchii* Said., *P. movschovitschii* Said., *P. rykovii* Said., *P. sphaerica* Kis., *Cuneatochara acuminata* Said.; высшие растения *Pleuromeia taimyrica* Sadovn., *Takhtajanodoxa* cf. *mirabilis* Snig., *Neocalamites* (?) cf. *triassica* Radcz., *Todites* (?) *fragilis* Daugh., *Acrostichides* (?) *kirjamkensis* (Pryn.), *A.* cf. *tchunicus* Sadovn., *Sphenopteris* ex gr. *trisepta* Schved., *Cladophlebis* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.), *C.* ex gr. *ichiinensis* Sze, *C.* aff. *kirjamkensis* Pryn., *Lobatopteris multinervis* (Neub.), *Lepidopteris* sp., *Carpolithes* sp., *Quadrocladus sibiricum* (Neub.), *Q.* aff. *pachyphyllum* (Pryn.); палеофитные и мезофитные палиноассоциации того же типа, что и в пирдинской толще.

В лимптэконской свите несколько восточнее области распространения пирдинских лав в бассейне р. Юнэкэна встречаются остракоды *Darwinula lucida* Mand., *Pyrevaria pyreniformis* Mand., *Gerdalia clara* Misch.; растения *Boweria* sp., *Mertensides lingulatus* Mog., *Boreopteris evenkensis* Mog., *Eleganopteris tripinnata* Mog. et Il., *Acrostichides srebrodolskiae* (Shved.), *A.* (?) *tchunicus* Sadovn., *A. tunguskanus* (Pryn.), *Cladophlebis* cf. *kaoiana* Sze, *C.* (?) ex gr. *undulata* Brick, *Katasiopteris* cf. *lebedevii* Radcz., *Rhipidopsis lobata* Halle, *Quadrocladus* sp.; палеофитные и мезофитные палиноассоциации того же типа, что и в пирдинской и игодэkitской толщах. Эти находки позволяют относить лимптэконскую свиту к хунгтукунскому – пуроранскому горизонтам таймырского яруса терминальной перми.

По мнению ряда исследователей в Южной структурно-фациальной зоне достаточно широко распространены лавы, примерно соответствующие нидымской и кочечумской свитам. В.Г. Че-

ренков и др. (1991) считают, что вершины столовых гор в верховьях рек Паспорина, Туру, Улахан-Вавы и на правобережье Вилюя между устьями Среднего и Верхнего Вилюя являются лавами. Вместе с вмещающими их туфогенными и туфогенно-осадочными образованиями – (отнесенными нами к бугариктинской, лимптэконской и нидымской свитам) они выделяли их в анаунскую свиту, считая, что она имеет островное распространение и включает образования мощных магмовыводящих центров. Однако достоверных доказательств эффузивной природы этих образований нет. Значительная и выдержанная мощность тел, отсутствие четко выраженных миндалекаменных зон, наличие слабой дифференциации и другие признаки свидетельствуют скорее в пользу их интрузивного происхождения.

Ряд исследователей считают лавами мощные бронирующие тела траппов на водоразделе рек Вилюя и Моркоки в районе р. Сяна, на левобережье р. Моркоки и на правобережье Вилюя в низовьях Улахан-Вавы. Главным обоснованием этого является отличие физических свойств слагающих их пород от пород силлов, прорывающих верхний палеозой. Эта точка зрения нам представляется ошибочной, поскольку во многих случаях в этих телах отмечается существенная дифференциация, а в кровле их на широких площадях развиты роговики по верхнепалеозойским терригенным и вулканогенным породам.

Как уже указывалось, сейчас принято относить описанные вулканогенные образования к нижнему триасу (Решения третьего ..., 1981). Эта точка зрения была основана на мезофитном характере флоры и корреляции этих отложений с охарактеризованными аммонитами индскими отложениями восточного склона Орулгана. Сейчас показано, что отложения западных склонов хребтов Орулгана и Хараулаха, которые с известной мерой условности могут коррелироваться с индом их восточных склонов (нежелтинская и часть сюрбеляхской свиты), не одновозрастны вулканогенным образованиям Тунгусского бассейна, а безусловно моложе их (Садовников, Орлова, 1997). Флора и фауна нижней части вулканогенной толщи имеют значительное сходство с позднетатарской флорой и фауной Приуралья и Московской синеклизы, и эти отложения могут сопоставляться либо с верхнетатарскими, либо с частью перерыва между верхнетатарскими и нижнетриасовыми отложениями. Верхняя часть вулканогенной толщи характеризуется чередованием “пермских” и “триасовых” ассоциаций остракод и насекомых, пермских ассоциаций конхострак и ассоциаций конхострак, состоящих исключительно из сибирских видов. На этом основании она может сопоставляться условно с частью перерыва между верхнетатарскими и нижнетриасовыми отложениями Восточно-Евро-

пейской платформы и чаньсиньским ярусом Восточного Тетиса. Таким образом, вулканогенные отложения Тунгусского бассейна имеют пермский возраст. Но, поскольку официально принята их нижнетриасовая датировка, на карте (Геологическая карта ..., 1991) они были показаны, как условно нижнетриасовые.

Итак, на восточном крыле Тунгусской синеклизы угленосные отложения верхнего палеозоя включают средне-, верхнекаменноугольные и пермские отложения. Средне- и верхнекаменноугольные отложения распространены наиболее широко, верхнепермские – меньше, нижнепермские – крайне ограничено, только в бассейне среднего течения р. Вилюя. Нижние части каменноугольных отложений, выделявшиеся, как конекская или лапчанская свиты, вероятно, следует объединить, сохранив одно из этих названий. Для остальной части местное название “айхальская” предпочтительнее, чем “катская”, установленное на р. Ангаре. Верхняя часть палеозоя представлена вулканогенными образованиями, которые ранее ошибочно относились к нижнему триасу. Это преимущественно туфы и туфогенно-осадочные породы корвунчанской серии (три подсвиты бугариктинской свиты на западе, южночунская, чичиканская и лимптэконская свиты – на остальной части территории). На западе выше лежат базальты и туфогенно-осадочные породы нидымской и кочечумской свит пугторанской серии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000 (новая серия), лист Q-48, 49 (Айхал). Комплект карт. Л.: Недра, 1991.

Рассказова Е.С. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Тунгусского бассейна // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1958. Т. 33. Вып. 5. С. 91–109.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, Новосибирск, 1979 г. Ч. 2. Средний и верхний палеозой. Новосибирск: МСК, 1982. 129 с.

Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири // Новосибирск: МСК, 1981. 91 с.

Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Таймырский ярус – терминальный ярус континентальной перми // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 658–661.

Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Новое в стратиграфии вулканогенной толщи центральной части Тунгусской синеклизы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 34–42.

Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. О пограничных отложениях перми и триаса северной и восточной окраин Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 14–20.

Толстых А.Н. Позднепалеозойская флора восточной части Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1969. 124 с.

Черенков В.Г., Карева Е.В., Черенкова А.Ф. Ранний этап траппового магматизма Сибирской платформы // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. С. 110–115.

Черная Т.А., Борис Е.И., Самохвалов В.В., Калмыков Б.А. О назревшей необходимости пересмотра местных стратиграфических схем Западной Якутии // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. Тез. докл. 9-й Всероссийской палинологической конференции. М.: ИГИРГИ, 1999. С. 329–330.

Рецензент А.В. Гоманьков

УДК 551.58:551736.1

КЛИМАТ ВО ВРЕМЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК. СТАТЬЯ 2. КЛИМАТ ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ И РАННЕГО ТРИАСА. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

© 2003 г. Н. М. Чумаков, М. А. Жарков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 23.11.2000 г.

В поздней перми начале триаса произошла смена глобального климата Земли – ледниковый климат позднего палеозоя сменился безледниковым климатом мезозоя. Сложный ход этого процесса прослежен и проиллюстрирован палеоклиматическими схемами. Потепление во второй половине сакмарского века привело к быстрому сокращению огромного южного ледникового пояса и превращению его в полярную ледниковую шапку. К казанскому веку она постепенно сменилась высокоширотным умеренно-холодным поясом, в котором сохранились и временами вновь возникали и расширялись отдельные центры оледенений. В конце перми сходный умеренно-холодный пояс устанавливается и в северной полярной области. Второе сильное и резкое глобальное потепление произошло вблизи границы перми и триаса. За короткий период в высоких широтах Северного полушария установился умеренно-теплый климат, а в высоких широтах Южного полушария – умеренный. Общее потепление, осложненное многочисленными осцилляциями разных рангов, привело к преобразованию климатической зональности на Земле и вызвало быстрые экологические изменения глобального масштаба. Огромные размеры Пангеи, обширные горные пояса и хребты на ее окраинах изначально обусловили широкое развитие семиаридного и аридного климата в низких широтах. На протяжении рассматриваемого отрезка геологической истории аридность Земли усиливалась, что проявлялось в последовательном расширении и продвижении в средние широты аридных и семиаридных поясов Пангеи, аридизации экваториальной горной области и тропических широт Тетиса. Главной причиной аридизации были глобальные потепления, которые сопровождались скачкообразным расширением аридных и семиаридных поясов. Другой причиной аридизации была последовательная регрессия внутренних морей. В начале ранней перми аридные и семиаридные пояса занимали около 40% суши, в позднесакмарское – раннеартинское время – 55%, а в индском веке – 80%. Палеоклиматические реконструкции только частично подтверждают мнение о большой роли муссонов в формировании климата перми и раннего триаса. Во время оледенений на Земле чрезвычайно ярко проявлялась климатическая асимметрия. Фиксируемые палеогеографические изменения в перми – регрессии, аридизация, воздымание суши, рост горных сооружений и островодужный вулканизм – могли вызывать лишь похолодания. Потепление в конце перми–раннем триасе, так же, как изотопные аномалии С, О, S и Sr, были, по-видимому, сначала следствием главной, пфальцской фазы герцинского тектогенеза, сопровождавшейся ослаблением надсубдукционного вулканизма, резким усилением регионального метаморфизма и денудации углеродсодержащих осадочных толщ орогенов, а затем были усилены вспышкой мантийного вулканизма, в частности, траппового в Сибири. Климатические изменения подготавливали, а резкие провоцировали биотические события, в том числе массовое вымирание.

Ключевые слова. Пермь, ранний триас, климат, климатические пояса, зональность, оледенения, потепления, аридность, осцилляции.

ВВЕДЕНИЕ

В первой статье данной работы (Чумаков, Жарков, 2002) были изложены задачи и методика исследований, а также рассмотрен климат ранней перми. Вторая статья посвящена климату поздней перми, раннего триаса и общим выводам происходящим из работы. Как и в предыдущей статье, палеоклиматические реконструкции базируются на стратиграфических корреляциях, предложен-

ных для международного проекта “Пангея” (Ross, Ross, 1995), картах обстановок седиментации (Жарков, Чумаков, 2001), данных палеобиогеографии (Добрускина, 1982; Мейен 1987; Дуранте, 1995; Грунт, 1995; Ярошенко, 1997; Игнатьев, Наугольных, 2001; Leven, 1993; Dobruskina, 1994; Grunt, Shi, 1997; Wnuk, 1996; Rees et al., 1999; Shi, Grunt, 2000) и на других опубликованных палеоклиматических, палеобиогеографических и геоло-

гических материалах. Повторим также, что существующие неопределенности в корреляциях обуславливают некоторую условность возрастных рамок предлагаемых палеоклиматических реконструкций и рассматриваемых событий, однако, не меняют их характера и последовательности. Главное внимание в данной статье, как и в первой, уделено климатической зональности, поскольку она ярче всего отражает глобальный климат, энерго- и массообмен в биосфере, то есть термодинамическое состояние последней. Для палеоклиматических реконструкций были выбраны два стратиграфических интервала, которые дают представление о климатической зональности, типичной для поздней перми и раннего триаса.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ

В начале позднепермской эпохи климатическая зональность в общих чертах напоминала зональность, существовавшую в конце ранней перми. Несколько уменьшилась лишь ее асимметрия относительно экватора, что проявлялось в сходной последовательности поясов в обоих полушариях. Однако, как будет показано ниже, ширина одноименных поясов, их широтное положение и связанные с ним климатические параметры по-прежнему заметно различались. В начале поздней перми высокие широты обоих полушарий занимали умеренно-холодные пояса, в которых существовали или эпизодически возникали небольшие ледниковые центры и климат колебался от холодного до умеренно-холодного. С этих поясов мы и начнем обзор климатической зональности, постепенно переходя из высоких широт в низкие.

Северный умеренно-холодный пояс высоких широт. Этот пояс хорошо выделяется в северной части северного гумидного пояса (Жарков, Чумаков, 2001) по широкому развитию в верховьях р. Колымы ледовых и марино-гляциальных отложений атканской свиты (Эпштейн, 1972, Чумаков, 1994). Сходные образования (диамикты) отмечались в западной и южной частях Верхоянского складчатого пояса (дулгалахская серия – Андрианов, 1966, 1985 и др.) и на Омолонском массиве (гижигинская свита – Кашик и др., 1990). Ранее эти свиты считались позднеказанскими, но, по современным представлениям, обоснованным главным образом палеомагнитными данными, они имеют раннетатарский возраст (Кашик и др., 1990; Котляр, 1997). В бассейне верхней Колымы и к востоку от Омолонского массива диамикты отмечены также в вышележащем хивачском горизонте, относимом к верхней части татарского яруса (Бяков, 2000). Помимо ледовых и марино-гляциальных отложений на сравнительно холод-

ный климат этого пояса указывает развитие в его пределах обедненной сибирской растительности (Верхоянский палеофлористический округ по Дуранте, 1995, Северо-сибирский регион по Wnuk, 1996), а в окружающих его морях – присутствие высокобореальной фауны беспозвоночных (Грунт, 1995) и отсутствие конодонтов (Wardlaw, 1995). Геологические и палеонтологические данные хорошо согласуются с палеомагнитными и геодинамическими реконструкциями, в соответствии с которыми рассматриваемый пояс располагался между 60° и 75° северной палеошироты¹ (Храмов и др., 1982; Scotese, Langford, 1995; Парфенов и др., 1999) или 70° и 87° с. п.-ш. (Ziegler et al., 1998). Татарскому похолоданию, обусловившему формирование ледовых и марино-гляциальных отложений, предшествовал, по-видимому, несколько более теплый климат в уфимский и казанский века, так как на Омолонском массиве гижигинская свита залегает на омолонской свите, сложенной известняками. В фаунистическом комплексе последней преобладают пелециподы колымии², брахиоподы, мелкие фораминиферы, мшанки, одиночные ругозы (Ганелин, 1984). Доминирующие группы указывают на бореальный (Устрицкий, 1993) или даже высоко-бореальный состав омолонской фауны (Грунт, 1995). Некоторые содержащиеся в омолонской свите формы имеют биполярное распространение, например атомодесмы, спирифереллы, уралоцерасы и др., широко известные в южном умеренно-холодном поясе (Shi, Grunt, 2000 и др.). Все это позволяет думать, что известняки омолонской свиты могли отлагаться в умеренно-холодных водах, подобно пермским известнякам юго-восточной Австралии и Новой Зеландии (Руннегар, 1984) или сходным по составу казанским отложениям Свердрупского бассейна Канады (Beauchamp, 1995; Beauchamp, Theriault, 1994), а также современным заполярным биогенным карбонатным осадкам Норвежского и Баренцева моря (Freiwald, 1998). Отложению омолонских известняков могло способствовать также умеренно-теплое течение антициклонического круговорота, аналогичное современному Северо-Тихоокеанскому, существование которого предполагается в Панталассе (Kiessling et al., 1999) и ответвления которого могли в периоды потеплений достигать северо-западных окраин Пангеи. Небольшие потепления эпизодически случались и во второй половине татарского века. На это указывают отдельные пласты каменных углей, встречающиеся в западном Верхоя-

¹ В дальнейшем палеоширота сокращенно обозначается как “п.-ш.”

² Колымии местами образуют биостромы – “колымиевые рифы” (Ганелин, 1997).

ные в верхней части дулгалахской серии (Ганелин, 1984).

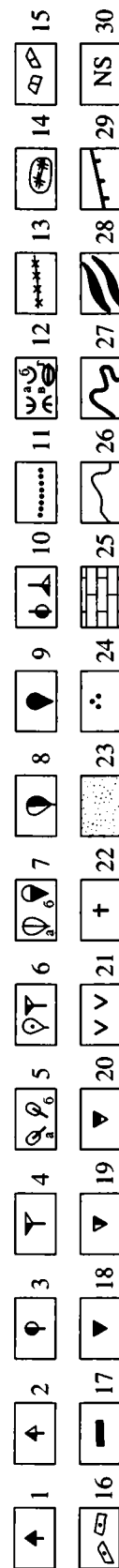
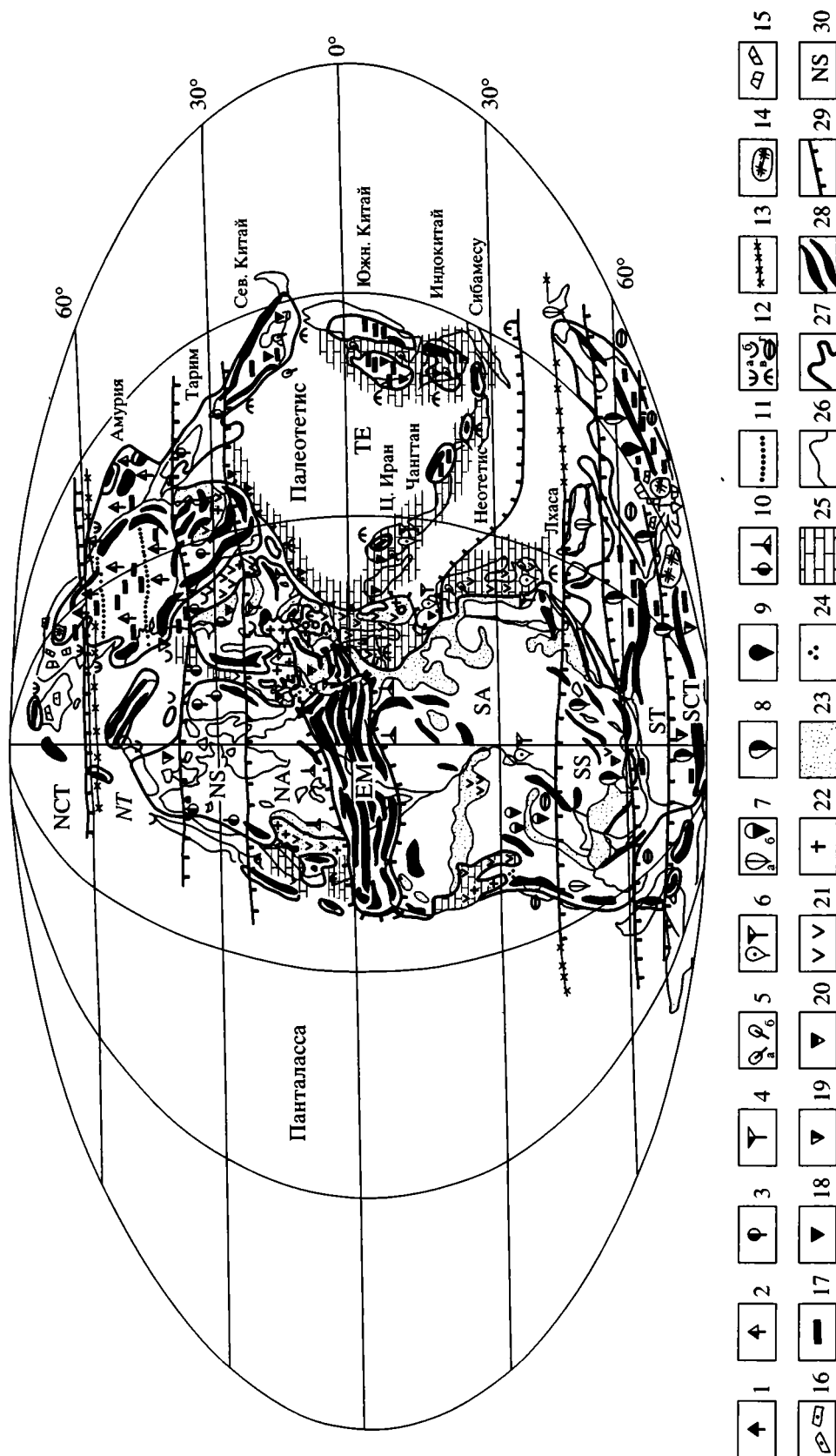
Южный умеренно-холодный пояс высоких широт. Данный пояс устанавливается между 70°–75° и 90° ю. п.-ш. по развитию верхнепермских угленосных отложений, содержащих в Трансантарктических горах (Retallack, Krull, 1999; Isbell et al, 1997) и юго-восточной Австралии (Retallack, 1999a) очень многочисленные горизонты довольно зрелых гумидных почв и остатки глоссоптерисовой флоры. Угленосные отложения Австралии формировались на низменностях в заболоченных лесах, состоявших главным образом из глоссоптерисов, что указывает на преобладание умеренного климата. В то же время в пределах пояса часто происходили значительные похолодания приводившие к возникновению ледников и образованию сезонных льдов. В юго-восточной Австралии следы айсбергового и ледового разноса, “дропстоуны”, многократно отмечались в уфимских, казанских (Crowell, Frakes, 1971; Dickens, 1996; Eyles et al, 1997 и др.) и татарских отложениях (Veevers et al., 1994). В самом конце позднепермской эпохи климат здесь временами приближался к субарктическому. По мнению Г. Реталлака, некоторые угли сформировались в болотах, близких к современным шнурковым болотам (Retallack, 1999a), которые характерны для тундр севера Западной Сибири и низменностей, окружающих Гудзонов залив. В татарских отложениях здесь же отмечаются лесные почвы со следами многолетней мерзлоты и, соответственно, остатки корней растений, сходные с гангомиптерисовыми (Retallack, 1999b). Моря, омывавшие юго-восточную Австралию в поздней перми, с точки зрения Б. Руннегара относились к наиболее холодноводной Тихоокеанской провинции Нотальной области (Руннегар, 1984).

В Антарктиде на периодически заболачивающейся озерно-аллювиальной равнине в поздней перми произрастали *Glossopteris* и накапливались торфа (Isbell, Cuneo, 1996). Присутствие в межугольных пластах в районе моря Росса “дропстоунов” с явными следами ледниковой обработки свидетельствует о недалеком переносе ледниковых камней сезонными льдами (Smith et al., 1998) или обломками глетчерного льда, принесенными паводками талых ледниковых вод.

Данные о холодно-умеренном климате в высоких южных палеоширотах хорошо согласуются с многочисленными палеомагнитными данными и палеогеографическими реконструкциями, указывающими на то, что юго-восточная Австралия и Трансантарктические горы располагались в интервале палеоширот от 70° до 90° (Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997).

Северный умеренный гумидный пояс средних широт. В Северном полушарии умеренный гумидный пояс располагался приблизительно между 60° и 40° с. п.-ш. (рис. 1). В Азии он охватывал южную часть северного угленосного пояса (Жарков, Чумаков, 2001) и совпадал с большей южной частью Сибирской флористической области, ее Тунгусским округом и Таймыро-Кузнецкой подобластью. Последняя включала и Амурию, которая примыкала, очевидно, к Сибири с востока. В шельфовых морях, располагавшихся в рассматриваемом поясе, преобладала низкобореальная фауна (Грунт, 1995), которая позволяет проследить северный умеренный пояс в западном направлении до Канадского Арктического архипелага и северной Аляски. Высокобореальные ассоциации шельфовой фауны были отмечены в подзднепермских отложениях пояса лишь вблизи его северной границы, в районе п-ва Таймыр. Казанские отложения окраин Свердрупского бассейна представлены биогенными шельфовыми известняками, содержащими мшанково-эхинодермово-брахиоподовый комплекс фауны. На основании литологических и фаунистических особенностей, а также присутствия “дропстоунов” в прибрежных терригенных фациях эти отложения интерпретируются как, в основном, умеренно-холодноводные (Beauchamp, Theriault, 1994; Beauchamp, 1995). Редкие “дропстоуны” в прибрежных отложениях, скорее всего, говорят об эпизодических сезонных льдах, образование которых не исключено, как известно, и в типичном умеренном климате. Вышележащие отложения Свердрупского бассейна, коррелируемые с татарскими, представлены спикюляритами и в глубоководных и в мелководных шельфовых фациях. Это рассматривается как признак холодного, даже полярного климата в конце перми (Beauchamp, 1995). Такая интерпретация не совсем вяжется с присутствием в этом регионе низкобореальной фауны беспозвоночных, находками пермских конодонтов в северной Канаде (Wardlaw, 1995), а также с положением рассматриваемого пояса между умеренно-холодным и теплым семиаридным поясами. Сам же факт некоторого похолодания на севере Канады хорошо согласуется с небольшим перемещением в перми Пангеи к северу (Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997, 1998).

Южный умеренный гумидный пояс высоких широт. В Южном полушарии к северу от умеренно-холодного пояса в поздней перми между 75° и 60°–55° ю. п.-ш. прослеживается узкий (15°–20°) широтный пояс с многочисленными месторождениями углей и местонахождениями глоссоптерисовой флоры. Кольца роста и послойные скопления опавших листьев указывают на сезонность климата и листопадность глоссоптерисо-



вых лесов (Retallack, 1980). Фауна шельфовых морей этого пояса, относимая к Индийской провинции Нотальной области, характеризовалась сравнительно тепловодными формами и содержала некоторые тетические элементы (Руннегар, 1984). В то же время в пределах рассматриваемого пояса не обнаружено признаков морозного климата. Поэтому имеются все основания квалифицировать климат этого пояса как умеренный и гумидный.

Северный теплый семиаридный пояс. В начале позднепермской эпохи этот пояс располагался между 40° и 25° с.п.ш., сужаясь в восточной части, вблизи побережья Палеотетиса (рис. 1). Позднее его северная граница медленно смещалась в более высокие широты и он несколько расширился. В пределах Евразии для пояса были характерны озерно-аллювиальные, в разной степени карбонатные, красноцветные терригенные и эвапоритовые отложения, в том числе глаубериты, указывающие на чередование засушливых холодных и теплых влажных сезонов (Жарков, Чумаков, 2001). Среди этих отложений, особенно часто в верхней части татарского яруса, встречаются красноцветные и пестроцветные (красноцветно-глеевые) палеопочвы, с иллювиальными горизонтами, обогащенными карбонатами (Игнатев, 1962; Перельман, Борисенко, 1999; Якименко и др., 2000). Такие почвы указывают на семиаридный климат с короткими сезонными и многовековыми периодами увлажнения. Иногда в татарском ярусе встречаются золотые отложения (Твердохлебов, Шминке, 1990). Наземная растительность пояса, известная под названием субангарская флора и отличавшаяся значительным количеством хвойных и теплолюбивых форм, тоже

указывает на преобладание засушливого и достаточно теплого климата (Мейен, 1987; Дуранте, 1995). Некоторые авторы предполагают, что этот климат был средиземноморского типа (Ziegler, 1990). Находки флоры, близкой к субангарской, в северной Гренландии – казанской (Wagner et al., 1999), а на севере Канадского Арктического архипелага – уфимской (роадской – LaPage et al., 1999), а также палинологические данные (Utting, Piasecki, 1995), позволяют проследить северный семиаридный пояс в пределы северной части Северной Америки (рис. 1).

Во внутренних морях рассматриваемого пояса обитала низкобореальная фауна беспозвоночных (Грунт, 1995) и формировались карбонатные и эвапорит-карбонатные платформы.

Южный умеренный семиаридный пояс средних широт. На западе Гондваны этот пояс располагался между 60° и 45° ю. п.ш., а на востоке, немного сужаясь в районе южного побережья Неотетиса, – между 55° и 45° ю.п.ш. Здесь, по-видимому, сказывалась близость океана. Наиболее ярко семиаридный климат пояса был выражен в Южной Африке, где у подножий возвышенностей формировались отложения конусов выноса, аллювий и дельты ветвящихся временных потоков, а на равнинах – аллювий меандрирующих рек, плейевые и озерные отложения (Жарков, Чумаков, 2001). С озерными отложениями иногда были связаны черносланцевые пачки и прослой карбонатов, а с аллювием меандрирующих рек – примазки и тонкие прослои углей и сидеритовых пород. Нередко встречаются красно- и пестроцветные породы, а также мощные (до 4 м) карбонатные палеопочвы со следами корневых систем, ризоконкрециями и захороненными в но-

Рис. 1. Климатическая зональность позднеказанского-татарского времени. 1–13 – палеонтологические климатические индикаторы: 1 – умеренно-холоднолюбивая растительность Верхоянского округа Сибирской флористической области (по Мейен, 1987; Дуранте, 1995 и др.); 2 – умеренно-теплолюбивая растительность Сибирской флористической области; 3 – теплолюбивая растительность Субангарской флористической области; 4 – теплолюбивая ксерофитная растительность Евразийской флористической области, а также растительность, сходная с евразийской в Аравии (по Wnuk, 1996 и др.); 5 – тепло- и влаголюбивая растительность Катазиатского флористического царства (а – Северокитайские области; б – Южнокитайская область, по Wnuk, 1996 и др.); 6 – теплолюбивая растительность Южного полушария (гондванская растительность с элементами евразийской и/или катазиатской в Африке); 7 – умеренно-теплолюбивая растительность Гондванского флористического царства (а – Австрало-афро-американской области; б – Аргентино-бразильской области, по Wnuk, 1996); 8 – растительность умеренного климата Гондванского царства (Глоссонтерисовой области, Retallack, 1980, 1999, Wnuk, 1996 и др.); 9 – холоднолюбивая растительность Гондванского царства (Гангамоптерисовой области по Retallack, 1980, 1999, Wnuk, 1996 и др.); 10 – главные местонахождения палиофлоры перечисленных выше фитоценозов (по Utting, Piasecki, 1995 и др.); 11 – границы некоторых фитоценозов; 12 – комплексы шельфовой фауны беспозвоночных (по Грунт, 1995; Грунт, Ши, 1997; а – высокобореальный; б – низкобореальный; в – тропической-палеоэкваториальной; г – нотальной); 13 – северная и южная границы распространения конодонтов ранней перми (по Wardlaw, 1995); 14–25 – литологические индикаторы: 14 – предполагаемые центры оледенений; 15 – преимущественно морские и маринно-гляциальные отложения; 16 – то же предполагаемые; 17 – каменные угли; 18 – бокситы, латериты; 19 – почвы гумидные; 20 – почвы карбонатные, красноцветные и пестроцветные (частично оглеенные) и калькриты; 21 – гипсы и ангидриты; 22 – каменные, калийные и др. соли; 23 – карбонатные аридные красноцветы; 24 – золотые отложения; 25 – карбонатные платформы; 26–30 – некоторые географические элементы: 26 – участки современных береговых линий; 27 – древние береговые линии; 28 – горные хребты и области; 29 – границы климатических поясов; 30 – климатические пояса: NCT, SCT – северный и южный умеренно-холодные, NT, ST – северный и южный умеренные, NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, ЕМ-экваториальный горный, ТЕ – тропико-экваториальный, муссонный.

рах мелкими терапсидами (Smith, 1990). Некоторые палеопочвы напоминают каличе, а другие явно связаны с плейевыми низинами и обнаруживают трещины усыхания, хорошо развитые глинистые кутаны и гипсовые розетки.

Рассматриваемый пояс характеризовался глоссоптерисовой и австрало-афро-американской (Wnuk, 1996) умеренно-теплолюбивой растительностью, для которой были характерны древовидные папоротники и плауновидные. Австрало-афро-американская флора, отмеченная в Аргентине, Тибете и Новой Гвинее, указывает, по-видимому, на несколько большее увлажнение этих районов, расположенных ближе к океану, чем состоящая, главным образом, из глоссоптерид растительность внутриконтинентальных районов Южной Африки. В шельфовых морях пояса обитала фауна беспозвоночных нотального типа (Грунт, 1995). Отсутствие среди них конодонтов (Wardlaw, 1995), возможно, указывает на влияние холодных течений на органический мир этих морей.

Северный жаркий аридный пояс низких широт. К северу от подножья горной области Центральной Пангеи (т. е. от 0° – 15° с. п.ш.) до северных тропических палеоширот (22° – 25° с. п.ш.) располагался северный аридный пояс. В пределах пояса на суше формировались красноцветные аллювиально-озерные отложения (Жарков, Чумаков, 2001). С ними были связаны многочисленные пласты карбонатных пестроцветных и красноцветных палеопочв (Mader, 1992), местами гипсоносные себховые и эоловые отложения. Во внутренних и краевых шельфовых морских бассейнах формировались эвапорит-карбонатные платформы (рис. 1). Самым значительным и известным солеродным бассейном в пределах рассматриваемого пояса был цехштейновый бассейн Европы. На суше преобладала еврамерийская макро- и палинофлора, а в морях – тетическая фауна. Низкобореальная морская фауна почти на протяжении всей позднепермской эпохи обитала лишь у северной границы пояса (Грунт, 1995).

Характер осадконакопления, растительности и фауны северного аридного пояса позволяет думать, что он был довольно жарким. Преобладание жаркого климата в пределах пояса хорошо согласуется с данными о его низкоширотном положении.

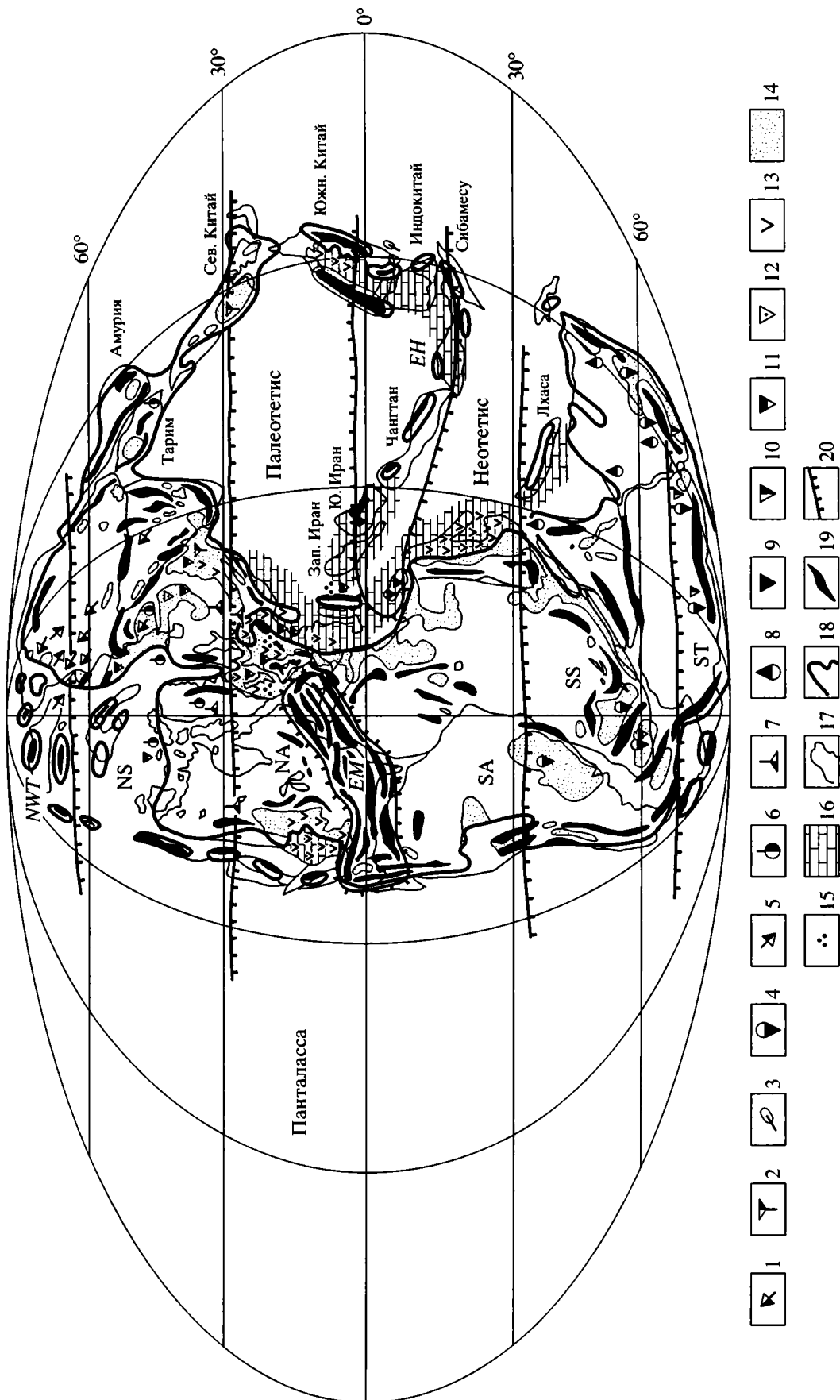
Южный аридный пояс низких и средних широт. Вдоль восточного подножья горной области Центральной Пангеи северный аридный пояс протягивался до экватора и соединялся с огромным южным аридным поясом, который занимал большую северную часть Западной Гондваны. Он протягивался от западного до восточного берега суперконтинента между подножьем горной области

Центральной Пангеи (0° – 10° ю. п.ш.) и 45° ю. п.ш. Характер седиментации в нем был в общем сходен с таковым в северном аридном поясе – преобладали красноцветные озерно-аллювиальные отложения, часто гипсоносные себховые и эоловые. Находки растительных остатков и палинофлоры в пределах этого пояса достаточно редки. Они приурочены, по-видимому, к пермским оазисам и к долинам транзитных рек. На севере и востоке растительность была близка к еврамерийской флоре, а на юге к – гондванской или была, смешанной – еврамерийско-гондванской (Broutin et al., 1990). Еврамерийская позднепермская флора, судя по ее облику, представляла растительность жаркого аридного климата, а местами, возможно, сезонно-влажного климата (Wnuk, 1996). В Южной Америке произрастала упоминавшаяся ранее аргентино-бразильская флора тоже пустынного облика (Wnuk, 1996). Лишь на Аравийском полуострове, на крайнем юго-востоке пояса, в прибрежной зоне Пангеи среди смешанной гондванско-еврамерийской растительности встречаются элементы влаголюбивой катазиатской флоры (Broutin et al., 1995; Wnuk, 1996).

В шельфовых и внутренних морях, примыкавших к аридному поясу, формировались карбонатные и карбонатно-эвапоритовые платформы. Вдоль всего восточного побережья Пангеи для них была характерна тетическая фауна беспозвоночных (Грунт, 1995). Только на юго-западе у южной границы пояса, в морских бассейнах Южной Америки преобладали нотальные формы.

Значительные палеофитогеографические и палеозоогеографические различия внутри пояса, а также большая ширина южного аридного пояса дают основание думать, что климат его был достаточно неоднородным не только по влажности, но и по температуре. На юго-западе климат приближался, по-видимому, к умеренному и был более сухим, а на востоке, вдоль побережья – был, очевидно, более жарким и влажным. Такие различия могли вызываться антициклоническими океаническими течениями: холодным южным вдоль побережья Южной Америки, у восточных берегов Панталассы и теплыми северными у западных берегов Тетиса, вдоль побережья Афро-Аравии.

Пояс экваториального горного климата. Горная область Центральной Пангеи, судя по палеомагнитным данным, к поздней перми несколько сместилась к северу. Имея восток-северо-восточное простирание, она пересекла экватор и располагалась в приэкваториальных широтах между 5° – 10° ю.п.ш. и 12° – 15° с. п.ш. В предгорьях и межгорьях горной области по-прежнему формировались красноцветные отложения, нередко со



следами эоловой переработки, горизонтами карбонатных, частично оглеенных почв, каличе и гипсами, следами тетрапод (Mader, 1992; Cassinis et al., 1995), а также редкими остатками аридной еврамерийской флоры. Можно полагать поэтому, что если в горах Центральной Пангеи и выпадали обильные осадки, как следует из большинства математических моделей позднепермского климата (Kutzbach, Ziegler, 1993; Bartron, Fawcett, 1995; Rees et al., 1999), то в большинстве своем текущие с гор реки пересыхали у их подножий.

Тропико-экваториальный жаркий гумидный пояс. Пояс охватывал сузившийся в верхней перми океан Палеотетис, большую часть расширившегося за его счет океана Неотетис, разделявшие и обрамлявшие оба океана острова, а также северо-западное и часть юго-западного побережья этих океанов. По сравнению с ранней пермью пояс, очевидно, несколько расширился к югу, за счет того, что возникло теплое антициклоническое течение в Неотетисе. Таким образом, в самой широкой, восточной своей части этот пояс частично занимал, по-видимому, средние южные широты (рис. 1). Среди континентальных осадков, накапливавшихся в пределах рассматриваемого пояса, имеются многочисленные признаки жаркого и влажного климата: бокситы, богатая катазиатская растительность (Wnuk, 1996) и каменные угли. В южном Китае исходный материал для углей накапливался в значительной мере в приливных зонах карбонатных платформ, в мангровых болотах (Shao et al., 1998). Карбонатные платформы имели широкое распространение в морях, прилежащих к Пангее, вокруг и на микроконтинентах Тетиса. Моря рассматриваемого пояса характеризовались в течение большей части позднепермской эпохи весьма разнообразной теплолюбивой (тетической) фауной (Leven, 1993; Грунт, 1995; Grunt, Shi, 1997). В конце эпохи в результате глобального похолодания в Тетис стали проникать бореальные формы, а разнообразие тетической фауны стало сокращаться и в конце перми рифовый фаунистический комплекс сохранился лишь в восточном Те-

тисе и на прилежащих окраинах Панталасы (Kozur, 1998).

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В НАЧАЛЕ ТРИАСА

Вблизи границы перми и триаса произошло сильное глобальное потепление. Об этом свидетельствует исчезновение ледников в полярных областях и продвижение в высокие широты теплолюбивой флоры. Изменение климата было очень быстрым и привело к существенной перестройке климатической зональности. Возникла новая зональность, которая свидетельствует о том, что ледниковый климат на Земле сменился безледниковым и произошла еще большая аридизация Пангеи. Зональность при этом стала значительно более симметричной (рис. 2), что позволяет рассматривать климатические пояса Северного и Южного полушарий совместно.

Северный и южный умеренные гумидные пояса высоких широт. В высоких широтах Северного полушария потепление было особенно резким. На севере Лавразии, в Сибири пермская кордаитовая флора умеренно-холодного климата была замещена раннетриасовой хвойно-папоротниковой флорой, которая свидетельствует об экспансии папоротников катазиатского, тропического происхождения далеко на север до Таймыра и Приверхоянья (Добрускина, 1982), то есть до палеоширот 70°–75°. В палинофлоре этих регионов доминировали споры влаголюбивых растений (Ярошенко, 1997). Поэтому можно считать, что климат Северной Сибири стал в начале триаса, как минимум умеренно-теплым (Ziegler et al., 1993), если не “тропическим” (Dobruskina, 1994), и преимущественно гумидным (рис. 2, NWT). Одновременно в пределах Евразии существенно уменьшилась общая палеофитогеографическая дифференциация и понизился ранг выделяемых здесь фитоценозов. Вместо трех пермских флористических царств в раннем триасе Северной и Центральной Евразии выделяется лишь одно Лавразийское царство, разделенное по листовой флоре на две флористические области, Ангарскую и Ев-

Рис. 2. Климатическая зональность индского века. 1–8 – палеонтологические климатические индикаторы: 1 – флора Ангарской фитогеографической области (Добрускина, 1982; Dobruskina, 1994); 2 – флора Еврамерийской фитогеографической области (Добрускина, 1982; Dobruskina, 1994); 3 – флора катазиатского происхождения (Ziegler et al., 1993); 4 – флора Гондванского фитогеографического царства; 5 – палинофлора Ангарской области (палинофлора здесь и далее по Ярошенко, 1997); 6 – палинофлора Субангарской области; 7 – палинофлора Еврамерийской области; 8 – палинофлора Гондванского царства; 9–16 – литологические индикаторы: 9 – бокситы, латериты; почвы: 10 – гумидные, 11 – карбонатные, красноцветные и пестроцветные (частично оглеенные) и калькреды, 12 – палеогорские; 13 – гипсы и ангидриты, 14 – аридные карбонатные красноцветы, 15 – эоловые отложения, 16 – карбонатные платформы. Некоторые географические элементы: 17 – участки современных береговых линий, 18 – древние береговые линии, 19 – горные хребты и области, 20 – границы климатических поясов. Климатические пояса: NWT – северный умеренно-теплый, ST – южный умеренный, NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, EM – экваториальный горный, EH – тропико-экваториальный, муссонный.

рамерийскую (Добрускина, 1982)³, а по палинофлоре – на три области: Ангарскую, Субангарскую и Еврамерийскую (Ярошенко, 1997). Пояс умеренно-теплого климата занимал северную часть Ангарской области. Продвижение теплолюбивой флоры на север и ослабление флористической дифференциации отражали существенное уменьшение широтного климатического градиента в Лавразии, которое и обусловило более постепенные переходы между всеми климатическими поясами.

В юго-восточной Австралии и Антарктиде раннетриасовое потепление проявилось в смене умеренно-холодного климата на “умеренно-прохладный”, что устанавливается по характеру растительности и палеопочв (Retallack, 1999b, Retallack, Krull, 1999). Редко встречающиеся морозные деформации в кольцах роста фоссилизированных стволов среднетриасовых деревьев (Jefferson, Taylor, 1983) указывают на то, что отрицательные зимние температуры не были характерны для самых южных районов Антарктиды, что представляется удивительным, поскольку эти районы располагались в очень высоких палеоширотах (80°–85°). Учитывая это, а также то, что в предшествующий татарский век в Антарктиде размещались центры оледенений, из которых осуществлялся ледниковый разнос, можно думать, что амплитуда потепления в южных высоких широтах все же была весьма значительной. По некоторым оценкам, в юго-восточной Австралии она составляла 6°–11°C (Retallack, 1999b), что могло бы соответствовать перемещению по широте приблизительно на 15°–20°.

Характерной особенностью обоих умеренных поясов Земли в раннем триасе было полное прекращение процессов угленакопления. В северном умеренном поясе это, по крайней мере, частично могло вызываться возникновением эпизодически засушливых обстановок, на которые указывает присутствие пачек красноцветных отложений (Садовников, Орлова, 1997 и др.) и примесь пыльцы ксерофильных растений (Ярошенко, 1997). Южный умеренный пояс был, очевидно, несколько более гумидным. Здесь в низах триаса встречаются углистые алевролиты, а красноцветные отложения появляются со среднего триаса (McLoughlin et al., 1997; Retallack, Krull, 1999).

Северный и южный теплые семиаридные пояса средних и высоких широт. В раннем триасе семиаридный климат распространился на средние и часть высоких широт (рис. 2, NS и SS). В результате этого оба семиаридных пояса Земли значительно расширились и их ширина достигала 40°. Как и в позднепермское время, эти пояса выде-

ляются по распространению характерных красноцветных, местами гипсоносных, озерных и аллювиальных отложений, среди которых значительную роль играли отложения временных и блуждающих потоков, а также озер с непостоянной береговой линией и сезонных озер (Жарков, Чумаков, 2001). Нередко в этих отложениях встречаются карбонатные красноцветные и частично оглеенные, пестроцветные палеопочвы (Чалышев, 1968; Твердохлебов, 1996; Beauchamp, 1995; Smith, 1990). В Московской синеклизе среди них встречаются палыгорскитовые разновидности (Блом, 1972), которые в настоящее время довольно обычны в полупустынных областях. В Южном Приуралье отмечаются признаки существования высокогорного оледенения в молодых герцинских Уральских горах (Твердохлебов, 1971).

Большая ширина семиаридных поясов обуславливала их климатическую неоднородность и сложную фитогеографическую структуру. Это особенно наглядно видно на примере лучше изученного северного семиаридного пояса. Северная его часть характеризовалась ангарской умеренно-теплолюбивой и сравнительно влаголюбивой флорой, центральная – смешанной ангарской и субангарской теплолюбивой, частично ксерофитной макро- и палинофлорой, а самая южная – смешанной субангарской и тропической аридной еврамерийской палинофлорой (Ярошенко, 1997) и макрофлорой (Добрускина, 1982;), которая появляется здесь с оленекского века. Довольно постепенный переход между фитоцориями и климатическими поясами подтверждает распространенное мнение о том, что широтный температурный градиент в начале триаса был незначительным (Вахрамеев, 1985). Это согласуется с однообразием фауны индских морских беспозвоночных, которые незначительно различались на всем пространстве от Верхоянья и Гренландии до Гималаев (Дагис, 1976; Невеская, 1999; Kozur, 1998).

Северный и южный аридные пояса низких широт. В индском веке эти пояса тоже несколько расширились, хотя и не столь сильно, как семиаридные (рис. 2, NA, SA). Аридный климат почти целиком охватил низкие широты обоих полушарий, за исключением горной страны Центральной Пангеи и гумидной зоны Тетиса, которая существенно сузилась в результате аридизации многих его побережий, а также Северокитайского и части Южнокитайского микроконтинентов. Аридные пояса характеризовались широким распространением красноцветных и пестроцветных пустынных, часто эоловых (с ископаемыми дюнами) и гипсоносных себховых отложений на суше (Mader, 1992; Жарков, Чумаков, 2001), а также эвапорит-карбонатных гипсоносных платформ в прилежащих шельфовых морях. В континентальных отложениях очень часто встречаются карбонатные палеопочвы и калькреды, красноцветные

³ Позже переименованы в Сибирскую и Евро-Синийскую области (Добрускина, 1994).

и пестроцветные, со следами оглеения (Mader, 1992). Примечательной особенностью аридных и семиаридных поясов индского века является отсутствие бассейнов соленакопления. При значительном увеличении общей площади засушливых областей это явление представляется труднообъяснимым.

О растительности, произраставшей в пределах рассматриваемых поясов, особенно в самом начале триаса, из-за малого количества ее местонахождений имеются лишь скудные сведения. Индская палинофлора евромерийского облика обнаружена в некоторых районах северного аридного пояса (Ярошенко, 1997). Больше найдено ископаемой флоры в отложениях оленекского века (Dobruskina, 1994; Ярошенко, 1997). Эта флора, являющаяся типовой для раннетриасовой растительности Евразийской области, включает (помимо обильных остатков космополитных плевромей) ксерофитные хвойные и некоторые другие растения "вольщевых" комплекса. Последний имеет много общих черт с верхнепермской цехштейновой флорой. Такое сходство позволяет интерполировать жаркие аридные климатические условия на индский век (Dobruskina, 1994). Полагают, что евромерийская растительность не образовывала сплошного растительного покрова, а произрастала, главным образом, в оазисах и по побережьям морей (Вахрамеев, 1985).

Пояс экваториального горного климата. За исключением некоторого смещения к северу этот пояс в раннем триасе, по-видимому, не претерпел заметных палеогеографических и климатических изменений и по-прежнему характеризовался сложной вертикальной климатической зональностью с аридными предгорьями.

Экваториальный гумидный пояс. Как уже отмечалось, обширная пермская тропико-экваториальная область гумидного климата в Тетисе существенно сократилась за счет аридизации северо-западных побережий Палеотетиса, северных микроконтинентов Катазиатской дуги и юго-западных побережий Неотетиса. Область гумидного климата превратилась в узкий приэкваториальный пояс, едва достигавший ширины 15° (рис. 2). О его гумидности свидетельствуют найденные в нижнетриасовых отложениях о. Хайнань остатки растений, являющихся несомненными потомками катазиатской гигантоптерисовой флоры, характеризовавшей тропические леса, а также местонахождения бокситов в Центральном Иране и Турции.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Суммируя материалы, изложенные в первой и второй статьях данной работы, можно сделать следующие выводы о климатических изменениях,

произошедших в пермском и начале триасового периода, а также о возможных их причинах и некоторых последствиях.

Потепление. Главной тенденцией в рассматриваемый период геологической истории было потепление, которое изменило глобальный климат Земли – ледниковый климат позднего палеозоя сменился безледниковым климатом мезозоя. Сейчас можно более детально проследить сложный ход этого процесса. В ассельском и начале сакмарского века, во время ледникового максимума, обширное оледенение охватывало высокие и большую часть средних широт Гондваны, а также южные микроконтиненты Киммерийской дуги. Во второй половине сакмарского века, после ряда осцилляций, ледники в результате сильного потепления быстро отступили в высокие широты. Затем, в начале артинского века, отступление ледников замедлилось. В это время они занимали в основном Южное Заполярье. Таким образом, оледенение перешло в стадию полярной шапки, которая эпизодически расширялась, вторгаясь в более низкие широты. Там в это время иногда возникали местные центры оледенений (Visser, 1997). Дальнейшее сокращение гондванских ледников произошло, очевидно, в конце ранней перми, однако и в это время в Антарктиде, если судить по регулярному поступлению айсбергового материала в юго-восточную Австралию, оледенение еще сохранялось, а связанные с ним ледники испытывали неоднократные осцилляции (Eyles et al., 1997). Последние фазы активизации гондванских ледников произошли в казанский и татарский века. В казанский век они проявились в юго-восточной Австралии усилением ледового и ледникового разнота, активизацией горного оледенения (Crowell, Frakes, 1971, Veevers et al., 1994, Crowell, 1999 и др.), а в самом конце перми, также мерзлотными процессами (Retallack, 1999a). Это похолодание было, очевидно, глобальным и довольно значительным, поскольку приблизительно в это же время в татарском ярусе в высоких широтах Северного полушария большое распространение получили ледово-морские (Эпштейн, 1972) и марино-гляциальные отложения (Чумаков, 1994). О глобальных масштабах похолодания в конце перми, кроме того, свидетельствует миграция высокоширотной морской фауны в средние и низкие широты, вымирание и сужение ареалов распространения ряда теплолюбивых форм в Тетисе (Kozur, 1998).

Оледенение на Земле прекратилось в результате второго (после среднесакмарского) очень резкого и сильного потепления, произошедшего у границы перми и триаса. За очень короткий период в высоких широтах Северного полушария установился умеренно-теплый (Ziegler et al., 1993), возможно, даже "тропический" (Dobruskina, 1994), климат, а в высоких широтах Южного полуша-

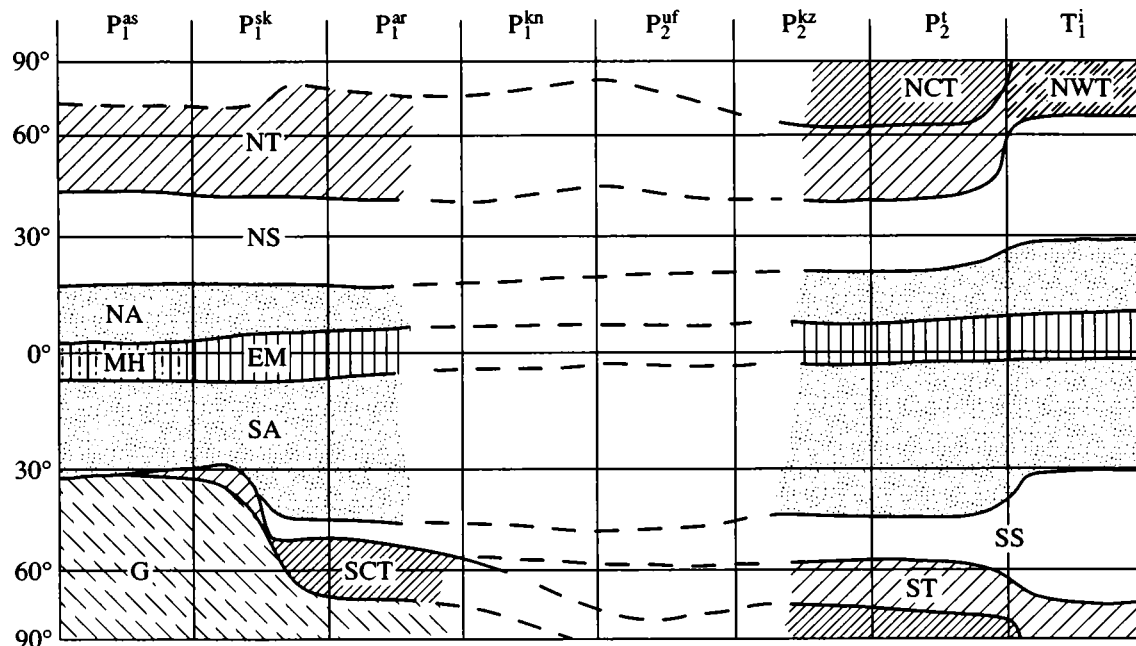


Рис. 3. Эволюция климатической зональности Пангеи в перми и раннем триасе. P_1^{as} , P_1^{sk} , P_1^{ar} , P_1^{kn} , P_2^{uf} , P_2^{kz} , P_2^t , T_1^i – века перми и раннего триаса. Климатические пояса: G – ледниковый; NCT, SCT – северный и южный умеренно-холодные; NT, ST – северный и южный умеренные; NWT – северный умеренно-теплый; NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, EM – экваториальный горный аридный; MH – экваториальный горный гумидный.

рия – умеренный (Retallack, 1999b). Это предполагает скачкообразное повышение среднегодовых температур в этих широтах на 8°–15°C. Даже в низких широтах повышение температуры вблизи границы перми и триаса могло составить 5°C (Holser et al., 1989).

Аридизация. Огромные размеры Пангеи, обширные герцинские горные пояса и хребты, часть которых располагалась на ее окраинах, затрудняли перенос влаги из океанов во внутриконтинентальные области суперконтинента и изначально обусловили значительное развитие семиаридного и аридного климата в его низких широтах. На протяжении рассматриваемого отрезка геологической истории аридность Пангеи усиливалась, что неоднократно отмечалось ранее (Robinson, 1973; Parrish, 1995 и др.) и подкрепляется сделанными реконструкциями. Аридизация проявлялась в последовательном расширении и продвижении в средние широты аридных и особенно семиаридных поясов, в аридизации экваториальной горной области центральной Пангеи (рис. 3) и тропических широт гумидной Тетической области. Одной из очевидных причин аридизации были сильные глобальные потепления и неизбежно с ними связанное увеличение испаряемости. На это указывает то, что оба крупных потепления (в середине сакмарского века и вблизи границы перми и триаса) сопровождались скачко-

образным расширением аридных и семиаридных поясов Пангеи (рис. 3), а после второго потепления аридизация захватила и тетический сектор Земли (сравните рис. 1 и 2). Если в начале ранней перми аридные и семиаридные пояса занимали около 40% суши, то после позднесакмарского потепления – 55%, а после потепления на границе перми и триаса – 80%. Другой очевидной причиной аридизации была последовательная регрессия внутренних морей Пангеи и связанное с этим исчезновение ближайших, внутриконтинентальных источников влаги. Некоторые исследователи главной причиной аридизации Пангеи считают развитие муссонной циркуляции, порожденной возникновением суперконтинента и его постепенным смещением к северу (Robinson, 1973; Parrish, 1995). Палеоклиматические реконструкции только частично подтверждают это мнение. Область влияния муссонов в значительной мере ограничивалась побережьями Тетиса. В Лавразии распространению муссонов, по-видимому, препятствовали многочисленные молодые окраинные хребты, а в Гондване – области высокого давления, сначала над ледниковым покровом, позже – тропические. Влияние муссонов не просматривается на протяжении большей части перми и раннего триаса даже в межгорных впадинах и южных предгорьях высокогорной области Центральной Пангеи, в пределах которой, согласно существующим представлениям и результатам математического

моделирования пермского климата (Kuttzbach, Ziegler, 1993; Barron, Fawcett, 1995), должна была теряться основная часть влаги муссонов. Только в самом начале перми (ассельское и раннесакмарское время, отен, вольфкемп), когда в предгорьях высокогорной области еще существовали морские заливы, в горах и предгорьях Центральной Пангеи эпизодически возникал гумидный климат.

Климатическая асимметрия. Некоторая климатическая асимметрия по отношению к экватору отмечается сейчас и на Земле, и на некоторых других планетах. Очевидно, что она в какой-то степени связана с асимметричным расположением континентов и океанов, а в широком смысле слова, – с асимметричной орографией планет вообще. Можно полагать поэтому, что климатическая асимметрия существовала на Земле всегда. Однако в крайней форме она проявлялась во время оледенений. Это особенно отчетливо показывает климатическая история перми и триаса. Раннепермские оледенения охватывали высокие и большую часть средних широт южных континентов и местами вплотную приближались к южной аридной зоне. В Северном полушарии оледенений, по-видимому, не было, а если, как предполагали некоторые исследователи, ледники и возникали, то оледенение было совершенно незначительным. При том же или близком расположении континентов и той же орографии климатическая симметрия на Земле немедленно восстановилась после исчезновения последних следов оледенений в конце перми (рис. 2 и 3). Это свидетельствует о двух важных свойствах климатической системы нашей планеты. Во-первых, о том, что сильная климатическая асимметрия может возникать лишь на холодной Земле, а во-вторых, что климатические системы Северного и Южного полушарий на Земле в достаточной мере автономны.

Перестройка климатической зональности. Сокращение площади и последующее прекращение оледенений, потепления, аридизация и восстановление климатической симметрии существенно меняли характер климатической зональности на Земле. Особенно сильные преобразования произошли в пределах Пангеи. После каждого крупного потепления изменялось широтное положение, ширина, главные параметры и набор основных климатических поясов (рис. 3). Самые значительные преобразования происходили в высоких и средних широтах этого суперконтинента. В низких географических широтах изменялась главным образом ширина поясов. Наиболее устойчивым климат был в тетическом секторе Земли, в котором в течение почти всей перми преобладал гумидный, весьма теплый тропический и экваториальный климат. Однако на границе перми и триаса область гумидного климата здесь то-

же сильно сократилась и сохранилась лишь в виде узкой приэкваториальной зоны (рис. 2).

Эволюция глобального климата. Характер климатической зональности отражает глобальный климат планеты, поэтому крупные изменения зональности, произошедшие в течение перми – раннего триаса свидетельствуют о смене глобального климата. В перми его следует квалифицировать как ледниковый, поскольку ледники и холодный климат в высоких широтах сохранялись до конца периода. Из этого следует, что до конца перми в океане сохранялась и психросфера. Подтверждением ее существования по меньшей мере до казанского века служит указание на присутствие сравнительно холоднолюбивых бореальных форм вордских конодонт в придонных водах тропической зоны (Kozur, 1998). Поэтому очень вероятно существование психросферы и во время последующего похолодания в конце перми. По характеру пермских оледенений можно выделить три типа глобального ледникового климата. Ассельское-раннесакмарский может быть назван *климатом ледникового максимума*. В популярной литературе такие ледниковые максимумы нередко именуются “великими оледенениями”. Климат, существовавший в конце сакмарского – начале артинского веков, когда оледенение ограничивались высокими широтами, можно назвать *климатом ледниковых шапок*. Он был подобен климату современному, олигоцена и второй половины эоцена, когда в Антарктиде появились первые ледниковые покровы. С конца ранней перми в полярных областях стал преобладать холодно-умеренный климат, хотя сохранялись также небольшие центры оледенений (по-видимому, эпизодических) в Антарктиде и временами появлялись даже новые центры оледенений на севере Лавразии, например, в бассейне Колымы. Это время можно рассматривать как завершающую стадию гондванской гляциоэры, а соответствующий глобальный климат квалифицировать как *климат умеренно-холодных полярных областей*. Климат раннего триаса был ярко выраженным безледниковым. По основным признакам такой глобальный климат может быть назван *безледниковым аридным*. С него началась длительная термозра, которую было предложено называть сибирской (Чумаков, 1984).

Динамика климатических изменений. Рассмотренный выше общий ход климатических изменений в перми и триасе не был плавным и однонаправленным. Кроме уже упоминавшихся двух очень быстрых потеплений в середине сакмарского века и у границы перми и триаса, климатический тренд осложнялся многочисленными осцилляциями разных рангов. Осцилляции крупных рангов наиболее отчетливо фиксируются в ледниковых разрезах перми. По ним выделяются осцилляции трех рангов: с периодами первые десят-

ки миллионов, первые миллионы и сотни тысяч лет (Chumakov, 1985; Dickins, 1985; Veevers, Powell, 1987). Периодичность формирования верхнепалеозойских циклотем Северной Америки, которые, по мнению многих исследователей, отражают эвстатические и климатические колебания, связанные с осцилляциями гондванских ледников, составляла тоже первые сотни тысяч лет (Veevers, Powell, 1987). Во внеледниковых областях в некоторых разрезах фиксируются и более мелкие климатические колебания. Например, в Северной Америке в свите Кэстил, серия Очоа (верхнетатарский подъярус) обнаружена ритмичность, которую связывают с климатическими осцилляциями в 200, 100, 20 и 2.7 тыс. лет (Anderson, Dean, 1995). Большая часть этих периодов близка к орбитальным периодам Миланковича.

Осцилляции придавали быстрым климатическим изменениям пермского периода еще большую динамичность, особенно во время оледенений. Высокие скорости наступлений и еще большие скорости деградаций (терминаций) ледниковых покровов хорошо известны по плейстоценовым оледенениям. Они вызывали стремительные экологические изменения субглобального масштаба. Сходные события происходили, по-видимому, и во время пермских оледенений. Об этом свидетельствуют многочисленные примеры чередования ледниковых и межледниковых отложений. Оба упоминавшихся главных потеплений перми весьма напоминают ледниковые терминации.

Причины климатических изменений. Многие исследователи считают, что главной (Crowell, 1999 и др.) или одной из важных (Parrish, 1995; Ziegler et al., 1997) причин деградации оледенений и вообще пермских-раннетриасовых климатических изменений был северный дрейф Пангеи, в результате которого полюс переместился из Антарктиды в прилегающий океан. Как уже отмечалось в предыдущей статье, такое предположение кажется весьма сомнительным. Судя по последним опубликованным глобальным реконструкциям, за пермский период Пангея в целом лишь немного сместилась к северу (Golonka et al., 1994; Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997, 1998). Южный край Восточной Антарктиды, например, в течение ранней перми отодвинулся от Южного полюса менее чем на 3°, а за весь пермский период – максимум на 10°. Северо-Восточная Азия и Северная Америка, наоборот, приблизились к Северному полюсу. Их северные побережья переместились с 75° и 48° с.п.ш. до 88° и 58° с.п.ш. соответственно, сместившись приблизительно на 15°. Наиболее благоприятные условия для развития оледенений и, соответственно, центры всех фанерозойских оледенений располагались в 15°–20° от полюса (Smith, 1997), поэтому небольшие перемещения Антарктиды не могли вывести ее за пределы этой зоны и привести к исчезновению

ледников и глобальному потеплению. Кроме того, дрейф континентов является процессом медленным и постепенным, поэтому маловероятно, что он мог вызывать скачкообразные и неоднократные потепления. Скорее небольшое перемещение Пангеи вело к некоторым региональным похолоданиям в Северном полушарии⁴. Региональный эффект имело, по-видимому, также раскрытие в середине перми океана Неотетис и возникновение в нем нового южного антициклонического круговорота (гира), который мог способствовать дополнительному переносу тепла из низких в высокие южные широты. Естественно, что среднепермский гир не может объяснить предшествующие ему среднесакмарское потепление и самое крупное отступление ледников. С ним, возможно, частично было связано постепенное более позднее потепление. Кроме того, учитывая упомянутую автономность климатических систем полушарий Земли, можно ожидать, что возникновение неотетического гиры повлияло скорее всего лишь на северную Индию и западную Австралию⁵.

Другие палеогеографические изменения, зафиксированные в перми-раннем триасе, должны были произвести эффекты, обратные потеплению. Регрессии в морях и аридизация могли вызывать лишь похолодания в связи с увеличением альбедо Земли. Воздымание суши и рост горных сооружений привели бы к похолоданию из-за отрицательного высотного температурного градиента. Достаточно вспомнить, что климат Тибета соответствует зимой климату равнинных регионов, расположенных на 10°, а летом – на 25° севернее. Воздымание суши вообще (Ruddeman, Kutzbach, 1991) и Тибета с Гималаями, в частности (Raymo, 1994), рассматривается поэтому как одна из причин позднекайнозойских оледенений.

Искать главные причины потеплений в перми-раннем триасе следует, по-видимому, среди позднегерцинских тектонических и вулканических процессов, вызвавших изменения в составе атмосферы и, как следствие, положительный сдвиг в тепловом балансе Земли. Изменения последнего вызвали цепную реакцию процессов, ускоряющих, усиливающих и делающих потепление необратимым, благодаря многочисленным обратным положительным связям в биосфере (Чумаков, 1995). Главнейшими среди них были уменьшение альбедо Земли, глобальная дегазация гидросферы и разрушение газогидратных скоплений. Одновременно тектонические и вулканические про-

⁴ Этим объясняется, по-видимому, длительное похолодание с середины перми в Свердрупском бассейне (Beauchamp, 1995).

⁵ Вспомним значительно более тепловодный характер фауны Индийской провинции Гондванского царства (Руннегар, 1984).

цессы могли существенно повлиять на величину и состав континентального стока и вызвать крупные изотопные аномалии С, О, S и Sr.

Климатические изменения, как уже предполагалось ранее (Stanley, 1989 и др.), сыграли, очевидно, существенную роль в подготовке биотических событий в перми и, особенно, вблизи границы перми и триаса (Жарков, Чумаков, 2001). Представляется, что длительная и все усиливающаяся на протяжении перми аридизация Пангеи ослабила наземную биоту, а скачкообразное расширение площади аридных и семиаридных поясов на границе с триасом, наряду с резким и сильным потеплением могло привести эту биоту к кризисному состоянию. Аридизация и расширение бессточных областей на суше вело к сокращению стока органических и минеральных питательных веществ в моря. Возрастающий дефицит последних постепенно ослаблял морскую биоту. Скачкообразные климатические изменения, кратковременные регрессии (Valentine, 1973, Ross, Ross, 1995), резкое усиление дефицита питательных веществ в море и иные события могли в этих условиях приводить к нарушениям пищевых цепей и к последовательным вымираниям, которые фиксируются в конце перми (Левен, 1993; Stanley, Yang, 1994; Erwin, 1995;). Последнее из них, как известно, носило массовый характер.

Авторы благодарят В.Г. Ганелина, А.В. Гоманькова, М.В. Дуранте, С.В. Наугольных, О.П. Ярошенко и особенно А.С. Алексеева и Э.Я. Левена за многочисленные консультации и весьма ценные советы в процессе подготовки данной работы к печати.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 99-05-64073 и № 99-05-65004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреанов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 136 с.
- Андреанов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 175 с.
- Блом Г.И. Фации и палеогеография Московской синеклизы и Волжско-Камской антиклизы в раннетриасовую эпоху. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1972. 368 с.
- Бяков А.С. Зональное расчленение пермских отложений Северо-Востока Азии и по двустворчатим моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 35–54.
- Вахрамеев В.А. Фитогеография, палеоклиматы и положение материков в мезозое // Вестн. АН СССР. 1985. № 8. С. 30–42.
- Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 111–142.
- Ганелин В.Г. Бореальная бентосная биота в структуре позднепалеозойского Мирового океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 29–42.
- Грунт Т.А. Биогеография пермских морских бассейнов // Палеонтол. журн. 1995. № 4. С. 10–25.
- Дагис А.С. Основные черты биогеографии морей триаса // Палеонтология. Морская геология. Межд. геол. конгресс. XXV. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1976. С. 109–119.
- Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 196 с.
- Дуранте М.В. Реконструкция климатических изменений в позднем палеозое Ангарида (на основе фитогеографических данных) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 25–37.
- Жарков М.А., Чумаков Н.М. Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. № 4. Р. 29–54.
- Игнатъев В.И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. 2. Фации. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1962. 335 с.
- Игнатъев И.А., Наугольных С.В. Раннеказанская флора реки Соаны, ее стратиграфическое значение и положение среди разновозрастных флор и растительных зон Ангарида // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. № 3. С. 58–75.
- Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 198 с.
- Котляр Г.В. Опорные корреляционные уровни пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 35–50.
- Левен Э.Я. Главные события пермской истории области Тетис и фузулины // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 59–75.
- Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 407 с.
- Невеская Л.А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Мезозой. Кайнозой. М.: Наука, 1999. 504 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж. У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
- Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Геохимия ландшафтов пустынь пермского периода // Изв. АН. Сер. геогр. 1999. № 6. С. 32–38.
- Руннегар Б. Пермь Гондваны // 27-ой Междун. геол. конгресс. Докл. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 147–158.
- Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. О пограничных отложениях перми и триаса северной и восточной окраины Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 14–20.
- Твердохлебов В.П. О раннетриасовом пролювии Приуралья и времени проявления складко- и горообразовательных процессов на южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 4. С. 42–50.
- Твердохлебов В.П. Континентальные аридные формации востока Европейской России на рубеже палеозоя и мезозоя. Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Саратов: Саратовский ун-т, 1996. 57 с.
- Твердохлебов В.П., Шминке Л.Н. Эоловые образования татарского яруса в бассейне р. Вятки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 4. С. 934–936.
- Устрицкий В.И. Бореальная биогеографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 67–77.

- Храмов А.Н., Гончарова Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Чальшев В.И. Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 2. С. 426–429.
- Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35–53.
- Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на северо-востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130–150.
- Эпштейн О.Г. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полезн. ископаемые. 1972. № 3. С. 112–127.
- Якименко Е.Ю., Тергульян В.О., Чумаков Н.М. и др. Палеопочвы в верхнепермских отложениях реки Сухоны (бассейн С.Двины) // Литология и полезн. ископаемые. 2000. № 4. С. 376–390.
- Ярошенко О.П. Палинология и фитогеография раннего триаса // Палеонтологический журнал. 1997. № 2. С. 47–57.
- Anderson R.Y., Dean W.E. Filling the Delaware Basin: hydrologic and climatic controls on the Permian Castile Formation varved evaporite // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1995. V. 2. P. 61–78.
- Barron E.J., Fawcett P.J. The climate of Pangaea: a review of climate model simulations of the Permian // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1995. V. 1. P. 37–52.
- Beauchamp B. Permian history of Arctic North America // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1995. V. 2. P. 3–22.
- Beauchamp B., Theriault P. Late Paleozoic syn- and post-rift sequences on Grinnell Peninsula, Canadian Arctic (Sverdrup Basin): evidence for basin margin tectonic disturbances associated with sequence boundaries / Eds Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. Pangea: global environments and resources. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary, Alberta, Canada, 1994. P. 199–217.
- Broutin J., Doubinger J., Hamet M.O., Lang J. Palynologie comparee du Permien nigerien (Afrique occidentale) et Peritethysien. Implications stratigraphiques et phytogeographiques // Rev. Palaeobot. and Palynolog. 1990. V. 66. P. 243–261.
- Broutin J., Roger J., Platel J.P. et al. The Permian Pangea. Phytogeographic implications of new paleontological discoveries in Oman (Arabian Peninsula) // C.R. Acad. Sci. Paris. 1995. T. 321. Ser. II a. P. 1069–1086.
- Cassinis G., Toutin-Morin N., Virgili C. A general outline of the Permian continental basins in Southwestern Europe // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1995. C. 137–157.
- Chumakov N.M. Glacial events of the past and their geological significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. V. 51. P. 319–346.
- Crowell J.C. Pre-Mesozoic Ice Ages: their bearing on understanding the climate system // Geol. Soc. Amer. Mem. 192. 1999. 106 p.
- Crowell J.C., Frakes L.A. Late Paleozoic glaciation, IV. Australia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. V. 82. P. 2515–2540.
- Dickins J.M. Late Palaeozoic glaciation // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. 1985. V. 9. P. 163–169.
- Dickins J.M. Problems of Late Palaeozoic glaciation in Australia and subsequent climate in the Permian // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. V. 125. P. 185–197.
- Dobruskina I.A. Triassic Floras of Eurasia. Springer-Verlag, Wien – New York, 1994. 422 p.
- Erwin D.H. The End-Permian Mass Extinction // The Permian of Northern Pangea. V. I. / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg. 1995. P. 20–34.
- Eyles N., Eyles C.H., Gostin V.A. Iceberg rafting and scouring in the Permian Shoalhaven Group of New South Wales, Australia: evidence of Heinrich-like events? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. V. 136. P. 1–17.
- Frakes L.A., Francis J.E., Syrtus J.I. Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge: Cambridge Univ. Press., 1992. 274 p.
- Freiwald A. Modern nearshore cold-temperate calcareous sediments in the Troms District, Northern Norway // J. Sediment. Research. 1998. V. 68. № 5. P. 763–776.
- Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps / Eds Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 1–48.
- Grunt T.A., Shi G.R. A Hierarchical framework of Permian global marine biogeography // Proc. 30th Int'l. Geol. 1997. V. 12. P. 2–17.
- Holser W.T., Schonlaub H.P., Jr M.A. et al. A unique geochemical record at the Permian / Triassic boundary // Nature. 1989. V. 337. № 6202. P. 39–44.
- Isbell J.I., Cuneo N.R. Depositional framework of Permian coal-bearing strata, southern Victoria Land, Antarctica // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. V. 125. P. 217–238.
- Isbell J.L., Seegers G.M., Gelhar G.A. Upper Paleozoic glacial and postglacial deposits, central Transantarctic mountains, Antarctica // Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic / Ed. Martini P. Oxford: Oxford. Univ. Press. N.Y., 1997. P. 230–242.
- Jefferson T.H., Taylor T.N. Permian and Triassic woods from the Transantarctic Mountains: paleoenvironmental indicators // Antarctic Journal of US. 1983. V.18. P. 681–708.
- Kiessling W., Flügel E., Golonka J. Paleoreef maps: evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1999. V. 83. № 10. P. 1552–1587.
- Kozur H.W. Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. V. 143. P. 227–272.
- Kutzbach J.E., Ziegler A.M. Simulation of Late Permian climate and biomes with an atmosphere-ocean model: comparisons with observations // Philos. Trans. Royal Soc.: Biol. Sc., Ser. B, 1993. V. 341. № 1297. P. 327–340.
- LaPage B.A., Pfefferkorn H.W. Plant fossils from the Early Permian Sabine Bay Formation, Arctic Canada // Abstr. XIV ICCP, Pander Soc., Canad. Paleon. Conf. 1999. P. 83.

- Leven E.J. Early Permian fusulinids from the Central Pamir // Riv. Ital. Paleontol. e Stratigr. 1993. V. 99. № 2. P. 151–198.
- McElwain J.C. Do fossil plants signal palaeoatmospheric CO₂ concentration in the geological past // Philos. Trans. Roy. Soc.: Biol. Sc. Ser. B. 1998. V. 353. № 1365. P. 83–95.
- Mader D. Evolution of Palaeoecology and Triassic Fluvial Basin in Europe. V. 1. Western and Eastern Europe. V. 2. Southeastern Europe and Index. Stuttgart – New York: Gustav Fischer Verlag, 1992. 1340 p.
- McLoughlin S., Lindstrom S., Drinnan N. Gondwanan floristic and sedimentological trends during the Permian-Triassic transition: new evidence from the Amery Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Antarctic Sci. 1997. V. 9. № 3. P. 281–298.
- Parrish J.T. Geologic evidence of Permian climate // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. V.I. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 53–61.
- Raymo M.E. The initiation of Northern Hemisphere glaciation // Annual rev. Earth and planetary sci. 1994. V. 22. P. 353–383.
- Rees P.McA., Gibbs M.T., Kutzbach J.E., Behling P.J. Permian climates: evaluating model predictions using global paleobotanical data // Geology. 1999. V. 27. № 10. P. 891–894.
- Retallack G.J. Late Carboniferous to Middle Triassic megafossil floras from Sidney Basin // Bull. Geol. Surv. New S.Wels. 1980. № 26. P. 385–430.
- Retallack G.J. Permafrost paleoclimate of Permian paleosols in the Gerringong volcanic facies of New-South-Wales // Austral. J. Earth Sci. 1999a. V. 46. № 1. P. 11–22.
- Retallack G.J. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1999b. V. 111. № 1. P. 52–70.
- Retallack G.J., Krull E.S. Landscape ecological shift at the Permian-Triassic boundary in Antarctica // Austral. J. Earth Sci. 1999. V. 46. P. 785–812.
- Robinson P.L. Palaeoclimatology and Continental Drift // Implications of Continental Drift in the Earth Sciences. V.1. London – New York: Academic Press, 1973. P. 451–476.
- Ross C.A., Ross R.P. Permian Sequence stratigraphy // Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. The Permian of Northern Pangea. V. I. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg, 1995. P. 98–123.
- Ruddeman W.F., Kutzbach J.E. Plateau uplift and climatic changes // Sci. Amer. 1991. V. 264. № 3. P. 66–75.
- Scotese C.R., Langford R.P. Pangea and paleogeography of the Permian // The Permian of Northern Pangea. V. I. / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 3–19.
- Shao L., Zhang P., Ren D., Lei J. Late Permian coal-bearing carbonate successions in southern China: coal accumulation on carbonate platforms // Intern. J. Coal Geol. 1998. V. 37. № 3–4. P. 235–256.
- Sepkoski Jr., J., J. Evolutionary Faunas // Paleobiology. A Synthesis / Eds Briggs D.E.G., Crowther P.R. Oxford: Blackwell, 1990. P. 37–41.
- Shi G.R., Grunt T.A. Permian Gondwana-Boreal antitropicality with special reference to brachiopod faunas // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. V. 155. № 2. P. 239–263.
- Smith A.G. Estimates of the Earth's spin (geographic) axis relative to Gondwana from glacial sediments and paleomagnetism // Earth Sci. Rev. 1997. V. 42. P. 161–179.
- Smith N.D., Barrett P.J., Woolfe K.J. Clacier-fed(?) sandstone sheets in the Weller Coal Measures (Permian), Allan Hills, Antarctica // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. V. 141. P. 35–51.
- Smith R.M.H. A review of stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo Basin of South Africa // J. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 117–137.
- Stanley S.M. Paleozoic mass extinctions: shared patterns suggest global cooling as common cause // Amer. J. Sci. 1989. V. 288. P. 334–352.
- Stanley S.M., Yang X. A double mass extinction at the end of the Paleozoic era // Science. 1994. V. 266. P. 1340–1344.
- Tappan H. Microplankton // Ecological Succession and Evolution. V. II. / Ed. Yochelson E.L. Lawrence, Kansas: Allen Press, 1971. P. 1058–1101.
- Utting J., Piasecki S. Palynology of the Permian of Northern continents: a review // The Permian of Northern Pangea. V. 1. / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin – Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 237–261.
- Valentine J.W. Evolutionary paleoecology of the marine biosphere. Prentice-Hall: Englewood Cliffs, 1973. P. 511.
- Veevers J.J., Powell C.McA. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica // Geol. Soc. America Bull. 1987. V. 98. P. 475–487.
- Veevers J.J., Powell C.McA., Collinson J.W., Lopez-Gamundi O.R. Synthesis // Permian-Triassic Pangean foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland / Eds Veevers J.J., Powell C.McA. C. Geol. Soc. Amer. Mem. 1994. V. 184. P. 331–354.
- Visser J.N.J. A review of the Permo-Carboniferous glaciation in Africa // Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic / Ed. Martini P. Oxford – N.Y.: Oxford. Univ. Press., 1997. P. 169–191.
- Wagner R.H., Lausberg S., Naugolnykh S. The Permian Angara flora from North Greenland: a progress report // Abstr. XIV ICCP, Pander Soc., Canadian Paleon. Conf., 1999. P. 150.
- Wardlaw B.R. Permian conodonts // The Permian of Northern Pangea. V. 1. / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin – Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 186–195.
- Wnuk C. The development of floristic provinciality during the Middle and Late Paleozoic // Rev. Palaeobotany, Palynology. 1996. V. 90. P. 5–40.
- Ziegler A.M. Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian period // Paleozoic paleogeography and biogeography / Eds McKerrow W.S., Scotese C.R. Geol. Soc. London. 1990. Mem. 12. P. 363–379.
- Ziegler A.M., Parrish J.M., Yao J. et al. Early Mesozoic phytogeography and climate // Phyl. Transac. Of the Royal Soc. London, Biol. Sc. 1993. V. 341. № 1297. P. 297–305.
- Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B. Permian world topography and climate // Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic / Ed. Martini P. Oxford–N.Y.: Oxford. Univ. Press. 1997. P. 111–146.
- Ziegler A.M., Gibbs M.T., Hulver M.L. A mini atlas of oceanic water masses in the Permian period // Proceed. Royal Soc. Victoria. 1998. V. 110. № 1/2. P. 323–343.

Рецензенты А.С. Алексеев, Э.Я. Левен

УДК 561.26+563.14 (571.66)

ЭОЦЕНОВЫЕ ДИАТОМЕИ И СИЛИКОФЛАГЕЛЛЯТЫ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ КРОНОЦКОГО ЗАЛИВА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

© 2003 г. И. Б. Цой

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 31.07.2001 г., получена после доработки 19.11.2001 г.

Представлены эоценовые комплексы диатомей и силикофлагеллят из отложений Кроноцкого залива. Они являются пока самыми древними находками ископаемого фитопланктона с кремневым скелетом в Северо-Западной Пацифике. Всего определено более 130 видов диатомей, принадлежащих 59 родам, и 24 вида силикофлагеллят, принадлежащих 5 родам. Выделены 3 среднеэоценовых (комплексы зон *Lisitzinia kanayai*, *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* и *Praescymatosira monomembranaceae*) и 1 предположительно средне-позднеэоценовый (комплекс с *Rylandsia conniventa*) комплексы диатомей. Впервые приводится обширный комплекс силикофлагеллят, относимый к зоне *Dictyoscha hexacantha*. Предполагается, что комплексы формировались преимущественно в батиальных условиях при относительно высоких (близких к субтропическим) температурах поверхностных вод.

Ключевые слова. Диатомей, силикофлагелляты, средний эоцен, поздний эоцен, Кроноцкий залив, Восточная Камчатка, палеоусловия, Северо-Западная Пацифика.

Находки микропланктона с кремневым скелетом раннепалеогенового возраста в Северной Пацифике довольно редки. Возможно это связано с тем, что экспансия биогенного кремнезема началась позже, в олигоцене (Proceedings ODP..., 1995) и более широко в неогене (Baldauf, Barton, 1990). С другой стороны, нельзя исключать того, что редкая встречаемость кремнистых микроископаемых раннего палеогена связана с плохой сохранностью скелетов, особенно в окраинных бассейнах, где отмечены большие мощности осадочных отложений и высокий тепловой поток, которые способствуют трансформации аморфного кремнезема в кристобалит (Hein et al., 1978). Поэтому интерес к находкам палеогенового микропланктона с кремневым скелетом вполне оправдан. Определенный интерес вызывает и район исследования. Несмотря на появление ряда биостратиграфических работ по раннему кайнозой Восточной Камчатки, сведения о возрасте и условиях формирования отложений этого региона пока довольно противоречивы (Беньямовский, Гладенков, 1996; Левашова и др., 2000). Кроме того, серьезным препятствием для расшифровки кайнозойского развития региона является практически полное отсутствие достоверных данных о составе и возрасте пород континентального склона Восточной Камчатки (Селивёрстов, 1998).

В настоящей работе предлагаются результаты изучения диатомей и силикофлагеллят из кайнозойских отложений Кроноцкого залива. Первые

определения диатомей из вулканогенно-осадочных отложений Кроноцкого залива, проведенные Е.Г. Лупикиной, Л.М. Долматовой и И.Б. Цой, позволили предположить позднеэоцен-олигоценый возраст диатомовой флоры (Селивёрстов, 1998). Детальное описание палеогеновых комплексов диатомей из этих отложений было проведено З.И. Глезер с соавторами (1986) и В.С. Пушкарем (1987), которые впервые выделили среднеэоценовые и позднеэоцен-олигоценные комплексы. Однако интерпретация возраста комплексов даже из одних образцов существенно различается. Появление новых данных о стратиграфическом распространении видов, описание новых видов позволило вновь вернуться к палеогеновым комплексам диатомей Кроноцкого залива. Комплексное микропалеонтологическое (диатомей, радиолярии, палинофлора) исследование позволило проанализировать весь имеющийся материал по Кроноцкому заливу (Цой и др., 2000) и установить, что осадочный разрез представлен здесь в основном двумя толщами: верхней, содержащей микроископаемые позднемиоцен-плейстоценового возраста и нижней, в которой установлены преимущественно среднеэоценовые комплексы.

Настоящая статья посвящена эоценовым комплексам диатомей и силикофлагеллят: представлен их полный таксономический состав, дано обоснование возраста и интерпретация палеоусловий.

Таблица 1. Местоположение изученных станций в Кроноцком заливе

Станция	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина, м
9-й рейс НИС "Вулканолог", 1979 г.			
B9-G4	54°13.8'	161°12.8'	1460
12-й рейс НИС "Вулканолог", 1981 г.			
Жупановский каньон			
B12-22	53°34.3'	160°12.2'	887–652
B12-23	53°33.0'	160°11.0'	800–145
B12-24	53°35.0'	160°12.7'	870–720
B12-25	53°30.5'	160°20.4'	2080–1470
B12-26	53°30.7'	160°21.1'	1400–840
Каньон Ольги			
B12-33	54°18.65'	161°08.8'	600–575
B12-34	54°18.3'	161°09.3'	450–215
B12-35	54°19.3'	161°08.3'	577–243
B12-36	54°15.9'	161°10.2'	1120–740
B12-37	54°11.6'	161°11.2'	1210–1186
B12-38	54°11.9'	161°11.4'	1756–1665
Кроноцкий каньон			
B12-39	53°50.8'	160°43.7'	2703–1817

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Кроноцкий залив с севера ограничен Кроноцким хребтом, являющимся подводным продолжением одноименного полуострова. Южное окончание этого хребта примыкает к камчатской ветви Курило-Камчатского глубоководного желоба. Шельфовая терраса шириной 10–50 км переходит в континентальный склон на глубине до 900 м (Селивёрстов, 1998). Шельф и склон Кроноцкого залива глубоко расчленены крупными V-образными каньонами (Кроноцкий, Ольги, Жупановский), которые врезаются в акустический фундамент. Глубины врезания наиболее крупных каньонов в континентальный склон достигают 2 км. Верхняя часть осадочного разреза представлена ритмично слоистыми толщами с субгоризонтальными границами раздела и сложена вулканогенно-осадочными породами позднемиоцен-плейстоценового возраста (Цой и др., 2000). Их мощность достигает максимальных значений в южной части котловины Кроноцкого залива (1.5–2 км). Нижняя часть разреза соответствует акустически прозрачному осадочному комплексу, сравнительно выдержанному по мощности (400–700 м). По границе раздела слоистой толщи и акустически прозрачной толщи отмечается несогласие, наиболее ярко выраженное в периферийных частях котловины. Акустически прозрачный осадочный комплекс согласно залегает на подстилающем

акустическом фундаменте, представленном преимущественно вулканокластическими породами (туфы, гиадокластиты).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Отбор образцов проводился в 9-ом (грунтовой трубкой) и 12-ом (драгированием) рейсах НИС "Вулканолог", организованных Институтом вулканологии ДВО РАН (начальник экспедиции Н.И. Селивёрстов) (табл. 1; рис. 1). Поинтервальное драгирование осадочного разреза выполнялось по отработанным ранее сейсмоакустическим профилям (Селивёрстов, 1998).

Выделение диатомей и силикофлагеллят из осадочных пород проводилось по стандартной методике с использованием тяжелой калиево-кадмиевой жидкости. Определение микроископаемых велось при увеличении $\times 1350$, подсчет створок при $\times 900$, количественное соотношение видов в зависимости от обилия – из 100, 200 и 300 подсчитанных экземпляров. Интерпретация палеоусловий включала реконструкцию палеобатиометрии, основанную преимущественно на соотношении процентного содержания океанических и неритических видов (Жузе, 1962; Koizumi, 1983; Yanagisawa, 1996), и относительных температур поверхностных вод, предполагаемых на основе содержания тепловодных (низкоширотных) видов диатомей и силикофлагеллят. Всего изучено 52 образца, из которых палеогеновые комплексы обнаружены только в 9 образцах, в 12 образцах установлены комплексы диатомей позднего миоцена – плейстоцена, в 31 образце диатомей представлены единичными неопределимыми остатками или не обнаружены. Ниже дано описание палеогеновых комплексов диатомей и силикофлагеллят, обнаруженных в изученных отложениях Кроноцкого залива.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Каньон Ольги. Здесь осадочный комплекс, выходящий в бортах каньона, опробовался грунтовой трубкой и драгированием (рис. 1, 2). Верхняя часть каньона в интервале 600–215 м (станции B12-33 – B12-35), сложена в основном мелкогалечниковыми конгломератами, туфодиадомитами и алевролитами с примесью гальки и туфопесчаного материала (Научно-технический отчет..., 1980). Диатомей обнаружены только в туфодиадомитах и представлены четвертичным комплексом. Ниже по склону в интервале 1120–740 м (станция B12-36) подняты слаболитифицированные алевролиты с прослоями мелкозернистого песчаника и единичной галькой, слоистые туфодиадомиты (слои представляют собой чередование светлых туфодиадомитов и темно-серых аргиллитов), туфодиадомиты с прослоями песчани-

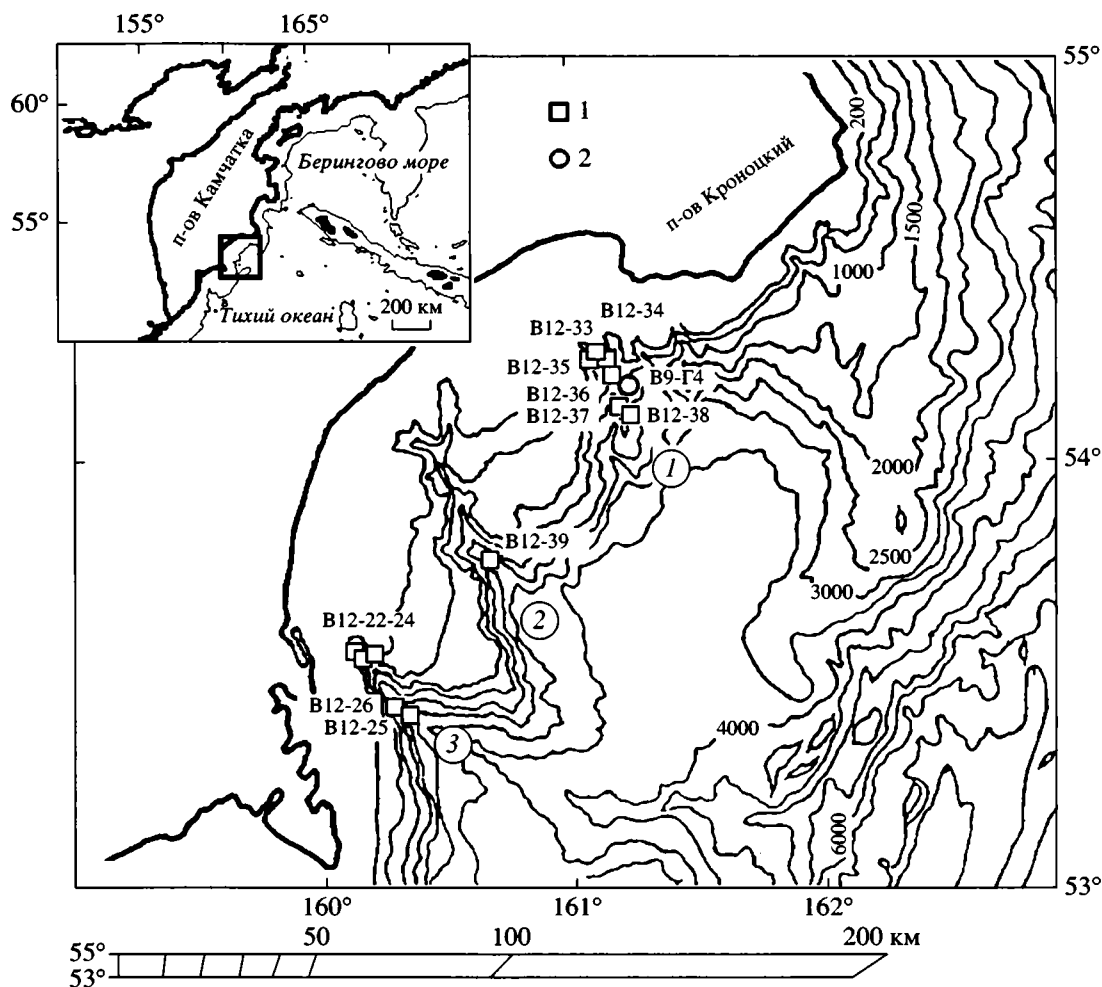


Рис. 1. Местоположение изученных станций в Кроноцком заливе.

1 – станции драгирования, 2 – грунтовая трубка. Цифры в кружках: 1 – каньон Ольги, 2 – Кроноцкий каньон, 3 – Жупановский каньон (батиметрическая основа карты по Gnibidenko et al., 1983).

ков и редкой галькой, черные вулканомиктовые плохо сортированные песчаники и туфогравелиты (Научно-технический отчет..., 1982). На станции В12-37 (глубины 1210–1186 м) подняты черные массивные алевролиты, туфодиатомиты и базальты. С борта каньона с глубины 1460 м (станция В9-Г4) грунтовой трубкой были подняты 15 см плотных туфодиатомитов, которые по цвету разделены на два слоя: серый нижний слой (интервал 15–9 см), светло-желтый верхний слой (интервал 9–0 см). Контакт между слоями четкий, неровный.

В нижней части склона каньона на станции В12-38 (глубины 1756–1665 м) подняты туфодиатомиты, переслаивающиеся с черными туфопесчаниками и песчаниками, вулканомиктовые туфопесчаники, аргиллиты, галька вулканогенных пород и окатанные обломки туфодиатомитов с ходами илоедов. В аргиллитах (обр. В12-38-3) и туфопесчаниках (обр. В12-38-2) установлены

лишь неопределимые остатки диатомей. Туфодиатомиты и алевролиты содержат разнообразные микроископаемые с кремневым скелетом: диатомеи, силикофлагеллы, радиолярии. Диатомеи и силикофлагеллы подразделяются на 4 комплекса.

Комплекс диатомей (определено 25 видов) из плотного туфодиатомита (обр. В12-36-1-4) характеризуется высокой численностью *Lisitzinia kanayai* (Fenner) Gleser и участием видов *Riedelia borealis* Sheshukova, *Paralia crenulata* (Grunow) Gleser, *Hemiaulus polycystinorum* Ehrenberg, *H. polymorphus* Grunow, *Stephanopyxis* spp., *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* Gleser, *Azpeitia tuberculata* var. *atlantica* (Gleser et Jousé) Sims, *Coscinodiscus decrescens* Grunow и др. (табл. 2). Соотношение экологических групп (океанические виды – 55.5%, неритические – 24%, бентические – 1%) предполагает батинальные условия формирования флоры. Силикофлагеллы представлены среднеэоцено-

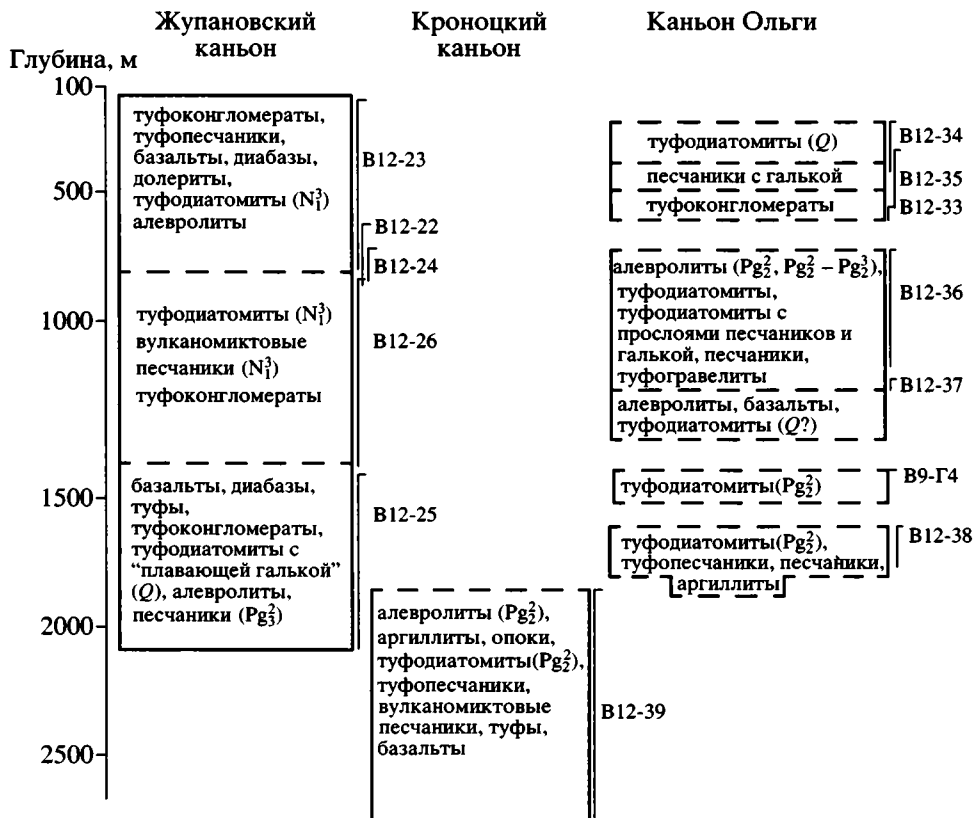


Рис. 2. Литологический состав и возраст пород (по диатомеям и силикофлагеллятам) опробованных интервалов подводных каньонов Кроноцкого залива (Восточная Камчатка) (B9-Г4, B12-22-B12-39 – номера станций; индексы возраста: Pg_2^2 – средний эоцен, $Pg_2^2 - Pg_3^2$ – средний – поздний эоцен, Pg_3^2 – поздний олигоцен, N_1^3 – поздний миоцен, Q – плейстоцен).

вым тепловодным видом *Naviculopsis foliaceae* Deflandre.

Комплексы диатомей из алевролитов (обр. B12-36-1-1) и туфодиатомитов (обр. B12-38-1) близки по составу, но различаются по доминирующим видам: в первом доминирует *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* Gleser, во втором – *Paralia crenulata* (Grunow) Gleser. Характерным для обоих комплексов является разнообразие представителей рода *Hemiaulus* и *Stephanorhysis*, участие видов *Azpeitia tuberculata* var. *atlantica* (Gleser et Jousé) Sims, *Asterolampra vulgaris* Greville, *Coscinodiscus decrescens* Grunow, *Navicula udintsevii* Schrader, *Praecymatosira monomembranacea* (Schrader) Strelnikova, *Coscinodiscus tenerimus* Jousé, *C. hajosiae* Fenner, *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova, *Pterotheca aculeifera* Grunow, *Peponia* sp. и др. (табл. 2). Различен экологический состав комплексов: комплекс из обр. B12-36-1-1 характеризуется высоким содержанием океанических (45,3%) и тепловодных (40,7%) видов, в комплексе из обр. B12-38-1 высоко содержание неритических видов (около 56,9%). Единичные силикофлагелляты, представленные видами *Corbisema hastata globulata* Bukry, *Dictyocha*

deflandrei Frenguelli ex Gleser, *Naviculopsis foliaceae* Deflandre, отмечены только в последнем образце.

В туфодиатомитах, поднятых грунтовой трубкой (станция B9-Г4, глубина 1460 м), комплексы диатомей представлены двумя ассоциациями. Ассоциация диатомей из нижнего слоя (обр. B9-Г4-2947, B9-Г4-2949), содержащая 48 видов, характеризуется резким преобладанием вида *Paralia crenulata* (Grunow) Gleser. Створки этого вида отличаются хорошей сохранностью; наряду с отдельными створками часто встречаются остатки колоний. Из стратиграфически важных видов в этих образцах отмечены *Peponia barbadense* Greville, *Peponia* sp., *Praecymatosira monomembranacea* (Schrader) Strelnikova, *Coscinodiscus hajosiae* Fenner, *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser, *Coscinodiscus* cf. *excavatus* Castracane, *Navicula udintsevii* Schrader, *Azpeitia tuberculata* var. *atlantica* (Gleser et Jousé) Sims, *Lisitzinia inconspicua* var. *inconspicua* Gleser, *L. inconspicua* var. *trilobata* Gleser и др. (табл. 2). Силикофлагелляты представлены видами *Corbisema triacantha* (Ehrenberg) Bukry et Foster, *Distephanus* sp. Экологический состав комплекса характеризуется резким преобладанием

Таблица 2. Таксономический состав диатомей из образцов Кронцового залива

Диатомовые комплексы		L. kanayai		L. inconspicua v. trilobata		P. monomembranaceae			R. con-niventa
Таксономический состав	экология	B12-39-1-4	B12-36-1-4	B12-36-1-1	B12-38-1	B9-Г4-2947	B9-Г4-2949	B9-Г4-2948	B12-36-1-2
Actinocyclus ingens Rattray	pow				3.3				*
Actinoptychus senarius Ehrenberg	b		0.5	0.3	1.3	0.3			2.0
Actinoptychus sp.	b				1.0	0.3		0.3	
Anaulus sp.	b								*
Arachnoidiscus indicus Ehrenberg	b	1.0						0.3	0.4
Arachnoidiscus spp.	b	1.0		0.3	0.3	0.3	0.3		*
Asterolampra insignis A. Schmidt	pow					0.3			0.4
Asterolampra marylandica Ehrenberg	pow								*
Asterolampra praeacutiloba Fenner	pow								0.2
Asterolampra punctifera (Grunow) Hanna	pow								0.4
Asterolampra schmidtii Hajós	pow								0.4
Asterolampra spp.	pow								0.4
Asterolampra vulgaris Greville	pow	1.0		0.3					0.4
Aulacodiscus cf. lahusenii Witt	b								*
Aulacodiscus inflatus var. spinifer Brun	b								0.2
Aulacodiscus lahusenii Witt	b								0.2
Aulacoseira sp.	fw								0.2
Azpeitia (Coscinodiscus) gombosii Gleser, Dolmatova et Lupikina	pow						0.3	0.3	6.0
Azpeitia oligocenica (Jousé) Sims	pow						0.3		0.2
Azpeitia sp.	pow					0.3			
Azpeitia tuberculata var. atlantica (Gleser et Jousé) Sims	pow		0.5	8.7	0.6		0.3	0.7	1.6
Biddulphia sp.	b	1.0			0.3				
Biddulphia tuomei (Bailey) Roper	b	1.0		0.3	0.3				
Bipalla (Melosira) oamaruensis (Grove et Sturt) Gleser	pn			0.3					
Brightwellia sp. (B. cf. imperfecta Jousé)	pow								0.2
Cavitatus cf. jouseanus Sheshukova	pow							0.3	0.2
Cestodiscus spp.	pow				0.3				*
Chaetoceros (Xanthiopyxis) panduraeformis (Pantocsek) Gombos	s		0.5			0.3			0.2
Chaetoceros spp.	s	2.0	0.5		2.0		0.3	0.7	8.0
Clavicula polymorpha Grunow et Pantocsek	b			0.3					*
Coscinodiscus aff. excavatus Castracane	pow					0.3	0.3	0.3	
Coscinodiscus apiculatus var. ambiguus Grunow	po				0.3				
Coscinodiscus argus Ehrenberg	po	1.0			0.3		1.3		0.4
Coscinodiscus asteromphalus Ehrenberg	pow								0.4
Coscinodiscus decrescenoides Jousé	po	1.0							
Coscinodiscus decrescens Grunow	po	1.0	4.0	2.7	0.3		0.3		10.0
Coscinodiscus hajosiae Fenner (=Hyalopoda spiralis (Hajós) Kozurenko et Jackovschikova, Стрельникова и др., 1998)	po				0.3		0.3	0.3	2.0
Coscinodiscus marginatus Ehrenberg	po	1.0			0.7	0.7	3.0	1.7	
Coscinodiscus mirabilis Jousé	po	1.0			0.3				*
Coscinodiscus monicae Grunow	po								*
Coscinodiscus oculus iridis Ehrenberg	po	1.0		0.3			0.3		0.4
Coscinodiscus sectoralis Gleser, Dolmatova et Lupikina	p								0.8

Таблица 2. Продолжение

Диатомовые комплексы		L. kanayai		L. inconspicua v. trilobata		P. monomem- branaceae			R. con- niventia
Таксономический состав	экология	B12-39-1-4	B12-36-1-4	B12-36-1-1	B12-38-1	B9-Г4-2947	B9-Г4-2949	B9-Г4-2948	B12-36-1-2
Coscinodiscus sp. A (sensu Barron, Mahood, 1993)	p			0.3					
Coscinodiscus spp.	p	6.0	1.5	0.7	4.7	0.3	5.7	6.0	0.8
Coscinodiscus subtilis Ehrenberg	p						0.3		*
Coscinodiscus tenerimus Jousé	p			1.3					0.6
Costopyxis schulzii (Steinecke) Gleser	s				0.7				
Costopyxis trochlea (Hanna) Strelnikova	s				1.0				
Craspedodiscus (Porodiscus) splendidus (Greville) Gombos	pow				0.3				
Craspedodiscus klavsenii Gründler	pow								*
Craspedodiscus moelleri A. Schmidt	pow	1.0							
Cymatosira spp.	p					0.3			0.2
Distephanosira (Melosira) architecturalis (Brun) Gleser	pn	1.0		0.3		0.3		10.3	0.8
Drepanotheca (Eunotogramma) bivitata (Grunow et Pantocsek) Schrader	b					0.3			
Endictya spp.	po			0.3			0.3		*
Entopyla frickei Hanna	b	1.0							0.2
Ethmodiscus sp.	po								*
Eupodiscus cf. oamaruensis Grunow	p								0.2
Genus et species indet. 1 (sensu Gombos, 1983)	p								*
Genus et species indet. 2 (sensu Gombos, 1983)	p			0.3					
Hemiaulus cf. vesicarius Strelnikova	p				1.0				
Hemiaulus incisus Hajós	pow								4.8
Hemiaulus polycystinorum Ehrenberg	pow	1.0	8.0	10.2	1.7	3.3	0.3	24.0	6.0
Hemiaulus polymorphus Grunow	pow	1.0	10.0	10.2	2.0	0.7	0.7	2.0	6.0
Hemiaulus polymorphus v. frigida Grunow	pow				0.7				
Hemiaulus spp.	pow	5.0	0.5	9.3	5.3	2.3	2.7	1.3	8.0
Hemiaulus subacutus Fenner	pow				0.7				
Hyalodiscus scoticus (Kutzing) Grunow	pn				0.3				
Hyalodiscus spp.	pn	2.0		0.3	0.3		0.3		0.2
Istmia sp.	b	1.0							
Kisseleviella cuspidata Gleser, Dolmatova et Lupikina	pn								0.8
Liradiscus ovalis Greville	s	1.0							6.2
Lisitzinia brachiatum (Brightwell) Gleser	p				*				
Lisitzinia inconspicua (Greville) Gleser var. inconspicua Gleser	p			0.3	0.3	1.0	0.3	0.7	
Lisitzinia inconspicua (Greville) Gleser var. trilobata Gleser	p	*	1.0	30.6	11.3	0.3			
Lisitzinia kanayai (Fenner) Gleser	pw	34.0	24.5	0.3					
Lisitzinia sp. (Triceratium sp. sensu Barron et al., 1984)	p		0.5						
Navicula udintsevii Schrader	p			0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	
Odontella fimbriata (Greville) Schrader	p			0.3					
Odontotropis carinata Grunow ?	pn			0.3					
Odontotropis sp.	pn								1.2
Paralia crenulata (Grunow) Gleser	pn		7.0	0.3	41.3	73.3	66.7	22.3	
Paralia polaris (Grunow) Gleser	pn	2.0		0.3	0.7		0.3		*
Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve	pn	1.0			0.3			0.3	1.6
Peponia barbadense Greville	pn					*			
Peponia sp. (=Peponia sp. 1 sensu Fenner, 1978)	pn				0.3	0.7	0.3	1.7	
Pinnularia aff. antiqua Tscheremissinova	b								0.2

Таблица 2. Окончание

Диатомовые комплексы		L. kanayai		L. inconspicua v. trilobata		P. monomem- branaceae			R. con- niventia
Таксономический состав	ЭКОЛОГИЯ	B12-39-1-4	B12-36-1-4	B12-36-1-1	B12-38-1	B9-Г4-2947	B9-Г4-2949	B9-Г4-2948	B12-36-1-2
<i>Praecymatosira monomembranaceae</i> (Schrader) Strelnikova	p			5.0		7.3	2.0	7.0	
<i>Proboscia</i> cf. <i>interposita</i> (Hajós) Jordan et Priddle	po	1.0				1.7	5.7	8.0	2.0
<i>Proboscia interposita</i> (Hajós) Jordan et Priddle	po	1.0	2.0	1.3	0.7	1.3	3.0	6.7	*
<i>Pseudopodosira corolla</i> (A. Schmidt) Hajós	pn								*
<i>Pseudopyxilla americana</i> (Ehrenberg) Forti	s					0.3			
<i>Pseudopyxilla</i> sp.	s				0.3				
<i>Pseudotriceratium radiosoreticulatum</i> Grunow	pn			0.3					1.6
<i>Pterotheca aculeifera</i> Grunow	s				1.7				
<i>Pterotheca danica</i> Grunow	s	1.0	0.5			0.3	0.3		
<i>Pyxilla gracilis</i> Tempère et Forti	pn				0.3				1.6
<i>Pyxilla</i> spp.	pn	1.0		0.3	0.3	0.3			0.4
<i>Rhizosolenia</i> spp.	po								0.4
<i>Riedelia borealis</i> Sheshukova	p	5.0	14.0	0.3	1.7				*
<i>Riedelia claviger</i> (A. Schmidt) Schrader et Fenner	p		1.0	0.3					*
<i>Riedelia pacifica</i> Jousé	p		5.0	0.3					*
<i>Riedelia</i> sp. 1 (sensu Schrader, Fenner, 1976)	p								*
<i>Rutilaria</i> spp.	b							0.3	0.2
<i>Rylandsia biradiata</i> Greville	pow	1.0				*	0.3		
<i>Rylandsia conniventa</i> Gleser, Dolmatova et Lupikina	pow								2.4
<i>Sceptroneis pesplanus</i> Schrader	b			0.3		0.3			
<i>Sceptroneis</i> spp.	b								0.4
<i>Sceptroneis tenue</i> Schrader et Fenner	b				0.3				*
<i>Sceptroneis vermiformis</i> Schrader	b								1.0
<i>Stellarima microtrias</i> (Ehrenberg) Hasle et Sims	pow	3.0	1.0	2.0	0.3				7.2
<i>Stellarima stellaris</i> (Roper) Hasle et Sims	pow	1.0				0.3	0.3		*
<i>Stephanogonia</i> sp.	s				0.3				
<i>Stephanopyxis</i> cf. <i>aciculatus</i> Dolmatova	pn								*
<i>Stephanopyxis</i> cf. <i>broschii</i> Grunow	pn								0.4
<i>Stephanopyxis</i> cf. <i>superba</i> Grunow	pn	1.0							
<i>Stephanopyxis ferox</i> (Greville) Ralfs	pn		2.0						
<i>Stephanopyxis grunowii</i> Grove et Sturt	pn	1.0	2.0	0.3	0.3	0.3			
<i>Stephanopyxis marginata</i> Grunow	pn	2.0	2.0	0.7	0.7	0.3	0.3	0.3	*
<i>Stephanopyxis</i> spp.	pn	10.0	10.0	4.3	5.7	0.7	2.0	3.7	0.4
<i>Stephanopyxis turris</i> (Greville et Arnott) Ralfs	pn	1.0	1.0	4.3	1.0	0.3	0.3		5.6
<i>Stephanopyxis turris</i> var. <i>intermedia</i> Grunow	pn				0.3				
<i>Stictodiscus hardmanianus</i> Greville	b					0.3			0.2
<i>Stictodiscus</i> spp.	b	1.0	0.5		1.0				
<i>Thalassiosira dubiosa</i> Schrader	p								0.8
<i>Thalassiosiroopsis wittiana</i> (Pantocsek) Hasle	p								*
<i>Triceratium arcticum</i> Brightwell	b						0.3		
<i>Trinacria excavata</i> Heiberg	p								1.6
Общее количество в %		100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание: p (planktonic) – планктонные, b (benthic) – бентические, n (neritic) – неритические, o (oceanic) – океанические, s (spore) – споры, w (warm-water) – тепловодные диатомеи; * – таксоны, отмеченные после подсчета. Экологическая характеристика дана в основном по следующим источникам: Шешукова-Порецкая, 1967; Baldauf, Barron, 1987; Fenner, 1985.

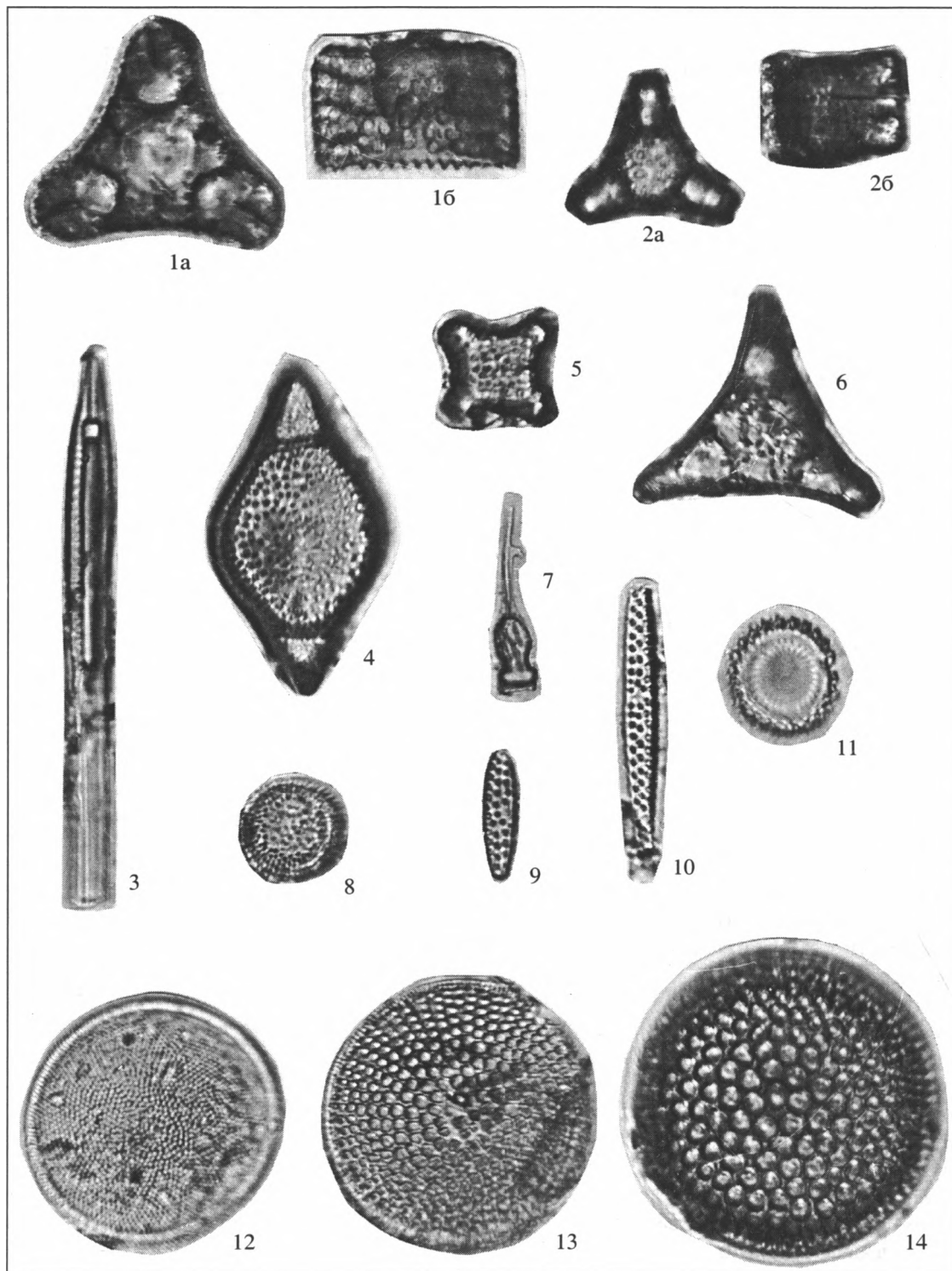
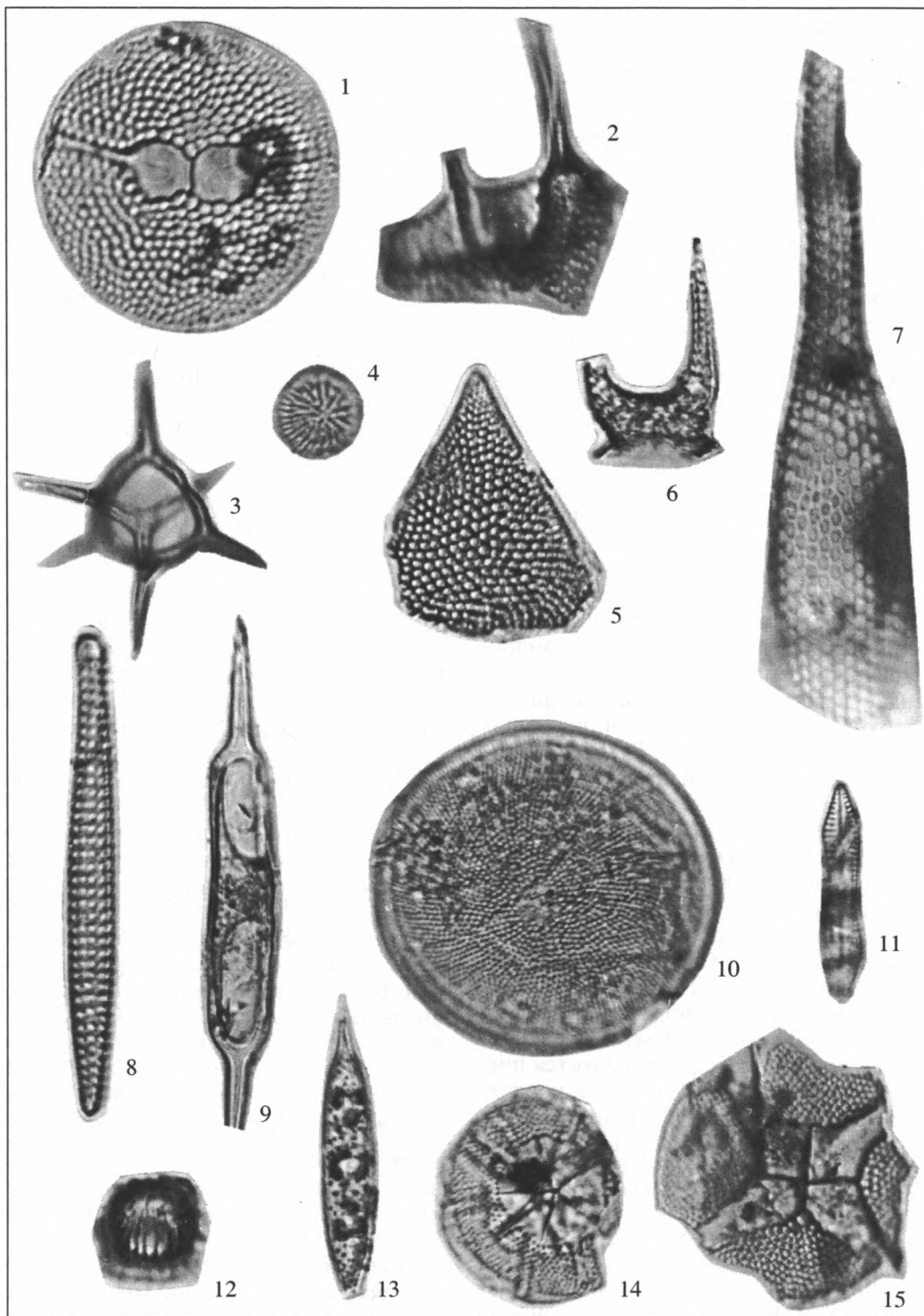


Фото таблица I. Характерные виды среднеэоценовых комплексов диатомей из отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка).

1a, 16 – *Lisitzinia kanayai* (Fenner) Gleser, 1a – вид со створки, 16 – вид с пояска, $\times 1300$; 2a, 26 – *Lisitzinia inconspicua* (Greville) Gleser var. *trilobata* Gleser, 2a – вид со створки, 26 – вид с пояска, $\times 1300$; 3 – *Riedelia borealis* Sheshukova, $\times 1300$; 4 – *Peponia* sp., $\times 1300$; 5 – *Lisitzinia inconspicua* var. *inconspicua* Gleser, $\times 1300$; 6 – *Lisitzinia brachiatum* (Brightwell) Gleser, $\times 1300$; 7 – *Pterotheca aculeifera* Grunow, $\times 650$; 8 – *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser, $\times 1300$; 9–10 – *Praecymatosira monomembranacea* (Schrader) Strelnikova, $\times 1300$; 11 – *Paralia crenulata* (Grunow) Gleser, $\times 1300$; 12 – *Coscinodiscus hajosiae* Fenner; 13 – *Azpeitia tuberculata* var. *atlantica* (Gleser et Jousé) Sims; 14 – *Coscinodiscus decrescens* Grunow. (1a, 16, 3 – образец B12-39-1-4; 2a, 26, 6, 7, 12 – образец B12-38-1; 4–5, 8, 10–11, 14 – образец B9-Г4-2949; 9 – образец B9-Г4-2948; 13 – образец B12-36-1-1).



Фототаблица II. Характерные представители среднеэоцен (?)–позднеэоценового комплекса диатомей и силикофлагеллят из отложений Кроноцкого залива.

1 – *Rylandsia conniventa* Gleser, Dolmatova et Lupikina, $\times 1300$; 2 – Genus et species indet. 1 (sensu Gombos, 1983), $\times 1500$; 3 – *Dictyocha hexacantha* Schulz, $\times 1500$; 4 – *Thalassiosira dubiosa* Schrader, $\times 1500$; 5 – *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow, $\times 1300$; 6 – *Hemiaulus incisus* Hajós, $\times 1300$; 7 – *Pyxilla gracilis* Tempère et Forti, $\times 1300$; 8 – *Sceptroneis vermiformis* Schrader, $\times 1300$; 9 – *Naviculopsis foliaceae* Deflandre, $\times 600$; 10 – *Coscinodiscus hajosiae* Fenner, $\times 1300$; 11 – *Pinnularia* aff. *antiqua* Tscheremissinova, $\times 1500$; 12 – *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova, $\times 1300$; 13 – *Kisseleviella cuspidata* Gleser, Dolmatova et Lupikina, $\times 1300$; 14 – *Asterolampra punctifera* (Grunow) Hanna, $\times 1300$; 15 – *Asterolampra praeacutiloba* Fenner, $\times 1000$. (1–15 – образец B12-36-1-2).

неритических видов (71–77%), океанические виды составляют 12–20%. Незначительно по сравнению с вышеописанными комплексами количество тепловодных видов (6–10%).

Комплекс диатомей из верхнего слоя (обр. В9-Г4-2948) близок по составу предыдущему, но имеет обедненный видовой состав (25 видов) и отличается отсутствием ярко выраженного доминанта. Высока численность представителей рода *Hemiaulus* и *Paralia crenulata* (Grunow) Gleser, *Proboscia interposita* (Hajós) Jordan et Priddle, *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser, *Praescymatosira monomembranacea* (Schrader) Strelnikova. Преобладают океанические виды (45.6%), содержание неритических видов соответственно снизилось (39.2%), заметно увеличилось количество тепловодных видов (около 30%).

Комплекс, выделенный из слоистого алевролита (обр. В12-36-1-2), отличается от предыдущих обилием и разнообразием диатомей и силикофлагеллят, а также видовым составом. Определен 81 вид диатомей. Резко выраженного доминанта нет. Многочисленны и разнообразны представители родов *Hemiaulus*, *Azpeitia*, *Coscinodiscus*, *Asterolampra*, *Chaetoceros*. Комплекс составляют виды, известные преимущественно из средне- и верхнеэоценовых отложений разных широт: *Hemiaulus incisus* Hajós, *Pyxilla gracilis* Tempère et Forti, *Trinacria excavata* Heiberg, *Rylandia conniventa* Gleser, *Dolmatova* et *Lupikina*, *Coscinodiscus gombosii* Gleser, *Dolmatova* et *Lupikina*, *Kisseleviella cuspidata* Gleser, *Dolmatova* et *Lupikina*, *Coscinodiscus hajosiae* Fenner, *Pinnularia* aff. *antiqua* Tscheremissinova, *Asterolampra vulgaris* Greville, *A. praeacutitoba* Fenner, *A. schmidtii* Hajós, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow, *Pseudopodosira corolla* (A. Schmidt) Hajós, *Thalassiosira dubiosa* Schrader, *Sceptroneis vermiformis* Schrader, *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser и др. Экологический состав комплекса характеризуется преобладанием океанических видов (59.2%), неритических – в два раза меньше (28.8%), бентических – 6%. Отмечен единственный пресноводный вид *Aulacoseira* sp. Большой процент составляют предположительно тепловодные виды (44%).

В этом образце многочисленны и разнообразны силикофлагелляты (определено 24 вида) – морские жгутиковые одноклеточные водоросли с кремневым скелетом. Они представлены видами *Naviculopsis foliacea* Deflandre, *Corbisema hastata globulata* Bukry, *C. apiculata* (Lemmermann) Hanna, *Bachmannocena apiculata inflata* Bukry, *B. paulschulzii* Bukry, *Dictyocha hexacantha* Schulz, *D. spinosa* (Deflandre) Gleser, *D. deflandrei* Frenguelli ex Gleser и др. (табл. 3).

Среди силикофлагеллят доминирует тепловодный вид *Naviculopsis foliacea* Deflandre, разнообразны и довольно многочисленны представите-

ли рода *Corbisema*, которые тоже считаются тепловодными (Bukry, 1987), поскольку в больших количествах встречаются в низких широтах. Высокое содержание зонального вида *Dictyocha hexacantha* Schulz характерно для низких и, в меньшей степени, средних широт, что также свидетельствует об относительно тепловодном характере вида.

Кроноцкий каньон. Здесь из нижней части разреза (станция В12-39, глубины 2703–1817 м) были подняты вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники, грубозернистые туфы, базальты, туфодиатомиты, углистые алевролиты, опоки, кремнистые аргиллиты. Диатомей установлены лишь в алевролитах (обр. В12-39-1-4), в остальных образцах они представлены или единичными неопределимыми остатками или не обнаружены.

Обнаруженный диатомовый комплекс аналогичен комплексу из отложений каньона Ольги (обр. В12-36-1-4) и характеризуется доминированием зонального среднеэоценового вида *Lisitzinia kanayai* (Fenner) Gleser; реже встречены, но относительно разнообразны представители родов *Hemiaulus* и *Stephanopyxis*. Остальные виды встречены единичными экземплярами: *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* Gleser, *Asterolampra vulgaris* Greville, *Coscinodiscus decrescens* Grunow, *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser, *Riedelia borealis* Sheshukova и др. (табл. 2). Как и в близком комплексе из каньона Ольги, преобладают океанические (57%) и низкоширотные (47%) виды, что свидетельствует о близких условиях формирования комплексов. Силикофлагелляты представлены видом *Dictyocha deflandrei* Frenguelli ex Gleser. В этом образце обнаружены радиолярии, выделенные В.В. Шастиной в комплекс с *Artobotrus auriculaleporis* (Цой и др., 2000). Данный комплекс коррелируется с комплексами зоны *Artobotrus norvegicus* среднего эоцена и слоев с *Phacodiscus testatus grandis* среднего-верхнего эоцена, выделенными в отложениях Норвежского моря.

Жупановский каньон. В этом каньоне опробовалась преимущественно верхняя часть разреза в интервале 1400–145 м (станции В12-22, В12-23, В12-24, В12-26). Она представлена в основном туфодиатомитами, туфоконгломератами, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. В туфодиатомитах и песчаниках установлены верхнемиоцен-плиоценовые комплексы диатомей, в некоторых из них отмечены переотложенные палеогеновые виды. Ниже драгирование проводилось лишь на станции В12-25 в интервале глубин 2080–1470 м. Поднятые в этом интервале породы представлены базальтами, туфами, туфоконгломератами, туфодиатомитами, алевролитами, песчаниками. Диатомей обнаружены только в туфодиатомитах и представлены четвертичными ком-

Таблица 3. Таксономический состав силикофлагеллят в образцах Кроноцкого залива (Восточная Камчатка)

Силикофлагелляты	B12-39-1-4	B12-36-1-4	B12-36-1-1	B12-38-1	B9-Г4-2947	B9-Г4-2949	B9-Г4-2948	B12-36-1-2
<i>Bachmannocena apiculata inflata</i> Bukry								16
<i>Bachmannocena paulschulzii</i> Bukry								7
<i>Corbisema apiculata</i> (Lemmermann) Hanna								1
<i>Corbisema glezerae</i> Bukry								8
<i>Corbisema hastata globulata</i> Bukry				1				20
<i>Corbisema hastata hastata</i> (Lemmermann) Bukry								1
<i>Corbisema lamillifera</i> (Gleser) Bukry								1
<i>Corbisema ovalis</i> Perch-Nielsen								1
<i>Corbisema</i> sp.								1
<i>Corbisema triacantha</i> (Ehrenberg) Bukry et Foster						1		1
<i>Dictyocha spinosa</i> (Deflandre) Gleser								1
<i>Dictyocha deflandrei</i> Frenguelli ex Gleser	1			1				1
<i>Dictyocha frenguelli</i> Deflandre								1
<i>Dictyocha hexacantha</i> Schulz								10
<i>Dictyocha pentagona</i> (Schulz) Bukry et Foster								4
<i>Dictyocha</i> sp. (asperoid) sensu Bukry, 1987								1
<i>Dictyocha</i> sp.								10
<i>Distephanus</i> cf. <i>boliviniensis</i> <i>boliviniensis</i> (Frenguelli) Bukry								2
<i>Distephanus crux</i> (Ehrenberg) Haeckel				1				1
<i>Distephanus quinquangellus</i> Bukry et Foster								4
<i>Distephanus</i> sp.						1		
<i>Naviculopsis biapiculata</i> (Lemmerman) Frenguelli								3
<i>Naviculopsis constricta</i> (Schulz) Frenguelli								1
<i>Naviculopsis foliaceae</i> Deflandre		1		2				55
Общее количество	1	1		5		2		151

плексами. Из песчаника (обр. 25-3-2) был описан верхнеолигоценый комплекс диатомей зоны *Stephanorhysis marginata*-*Goniothecium decoratum* (Пушкар, 1987), однако приведенный комплекс содержит как типичные среднеэоценовые (e.g. *Triceratium barbadense* Greville, *T. mirabile* Jousé, *Sheshukovia* (*Triceratium*) *inconspicua* Gleser, *Præcymatosira monomembranacea* (Schrader) Strelnikova), так и олигоценые виды (e.g. *Lisitzinia ornata* Jousé, *Coscinodiscus vigilans* Schmidt, *Actinocyclus* sp.), что указывает на возможный переотложенный характер комплекса. Позднее из Жупановского каньона был описан среднеэоценовый комплекс радиолярий (Попова, 1989), но, к сожалению, описание было дано без ссылки на номер станции и образца, что не позволяет установить, из какой части разреза он описан.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изучение отложений Кроноцкого залива позволило установить в них диатомовые комплексы палеогенового возраста. Они выделены из пород нижних частей наиболее крупных подводных каньонов Ольги и Кроноцкого.

Комплекс 1 выделен из туфодиатомитов и алевролитов (обр. B12-39-1-4, B12-36-1-4). Он характеризуется преобладанием вида *Lisitzinia kanayai* (Fenner) Gleser, а также видами *Riedelia borealis* Sheshukova, *Coscinodiscus decrescens* Grunow, *Hemiaulus polycystinorum* Ehrenberg, *H. polymorphus* Grunow, *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* Gleser, *Rylandsia biradiata* Greville, *Asterolampra vulgaris* Greville, *Azpeitia tuberculata* var. *atlantica* (Gleser et Jousé) Sims, *Craspedodiscus moelleri* A. Schmidt, *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser, *Entopyla frikei* Hanna и др.

Диатомовые комплексы Кроноцкий залив Восточная Камчатка	Диатомовые зоны		Зоны по нанофоссилиям		Возраст
	Норвежское море Dzinoridze et al, 1978	Низкие широты Fenner, 1984	Martini, 1970, 1971	Bukry, 1973, 1975, Okada & Bukry, 1980	
		<i>C. reticulatus</i> <i>C. excavatus</i> <i>B. brunii</i> <i>Asterolampra marylandica</i> <i>B. imperfecta</i> <i>Hemiaulus gondolaformis</i> <i>H. alatus</i> <i>Pyxilla caput avis</i> <i>Triceratium kanayae</i> <i>Craspedodiscus oblongus</i>	NP22 NP21 NP19/20 NP18 NP17 NP16 NP15 NP14 NP13 NP12 NP11	CP17 CP16 CP15 CP14 CP13 CP12 CP11 CP10 CP9	Ранний Поздний Средний Ранний
Rylandsia conniventa	C. aff. tenerrimus	b			Олигоцен
Praecymatosira monomembranacea	P. monomembranacea	a			
Lisitzinia inconspicua var. trilobata	C. oblongus				Эоцен
	Tr. exc. f. tetr.				
Lisitzinia kanayai	P. oligocaenica				

Рис. 3. Сопоставление диатомовых комплексов из отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка) с комплексами диатомовых зон Норвежского моря и низких широт, скоррелированных с зонами по карбонатному нанопланктону.

На основе многочисленных находок *Lisitzinia* (*Triceratium*) *kanayai* комплекс сопоставляется с комплексом одноименной зоны, выделенной в отложениях низких широт (рис. 3). Эта зона, согласно Дж. Феннер (Fenner, 1984), соответствует биостратиграфическим зонам, выделенным по карбонатному нанопланктону (NP14–NP15), и датируется началом среднего эоцена (ранний лютет). Присутствие таких видов, как *Rylandsia biradiata* Greville, *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* Gleser, впервые появившихся в этой зоне, отмечено и в нашем комплексе. Данный комплекс по доминированию зонального вида имеет сходство с диатомовыми комплексами из сланцев Kellog (Северная Калифорния), датируемых средним эоценом на основе корреляции с зонами планктонных фораминифер (P12) и нанопланктона (CP13с–CP14a) (42.0–45.0 млн. лет, верхняя часть лютетского – нижняя часть бартонского яруса) (Watton et al., 1984). Общие виды имеются также в фауне радиоларий Кроноцкого каньона и сланцев Кел-

лог (Цой и др., 2000). Экологический состав диатомового комплекса характеризуется преобладанием низкоширотных и океанических видов, что указывает на относительно глубоководные (баттальные ?) и теплые (близкие к субтропическим) условия.

Комплекс 2, выделенный из туфодиатомитов и алевролитов (обр. B12-38-1, B12-36-1-1) близок вышеописанному, но отличается доминированием другого типично эоценового вида *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* Gleser и участием *Lisitzinia inconspicua* var. *inconspicua* Gleser, *Navicula udintsevii* Schrader, *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova, *Pyxilla gracilis* Tempère et Forti, *Riedelia pacifica* Jousé, *Coscinodiscus tenerimus* Jousé и др. Близкие комплексы диатомей установлены на прилегающей к Кроноцкому заливу суше, в вулканогенно-осадочных породах ущельинской толщи, верхней подбиты кубовской свиты и козловской свиты п-ова Кроноцкий (Структурно-вещественные комплексы..., 1995). Свиты датированы преимуще-

щественно средним эоценом (бартоном) на основе планктонных и бентосных фораминифер и нанопланктону (зона *Reticulofenestra umbilica*, NP16–NP17) (Структурно-вещественные комплексы..., 1995; Щербинина, 1997). Общими видами диатомовых флор отложений этих свит и каньона Ольги Кроноцкого залива являются *Coscinodiscus argus* Ehrenberg, *C. monicae* Ratray, *Sheshukovia* (= *Lisitzinia*) *inconspicua* var. *triloba* Gleser, *Coscinodiscus decrescens* Grunow, *Hemiaulus polymorphus* Grunow, *H. polycystinorum* Ehrenberg, *Riedelia borealis* Sheshukova, *Actinocyclus ingens* Ratray и др. По данным В.В. Шастиной, общие виды имеются и у радиолярий из этих отложений (Цой и др., 2000).

Рассматриваемый комплекс имеет общие элементы с комплексами зон *Trinacria excavata* f. *tetragona* и *Craspedodiscus oblongus*, выделенными в среднеэоценовых отложениях Норвежского моря (Dzinoridze et al., 1978; Fenner, 1985). Он сходен также с комплексом неформальной зоны *Lisitzinia* (*Triceratium*) *inconspicua* var. *trilobata* Gleser, выделенной в формации Bateque в Калифорнии и датируемой поздним средним эоценом (McLean, Barton, 1988). Зональный вид отмечен в большом количестве в верхней части среднеэоценового разреза Келлог в Калифорнии. Общие элементы имеются также со среднеэоценовыми комплексами диатомей из сланцев формации Kreyenhagen (Oro Loma Section), выходящей на западной стороне долины San Joaquin в Калифорнии (McLean, Barton, 1988) и из Южной Атлантики (Fenner, 1978). Датировка комплексов из формации Bateque, данная на основе известкового нанопланктона (верхняя часть подзоны CP14a – нижняя часть подзоны CP14b), – поздний средний эоцен. На основе этих данных предполагается, что рассматриваемый комплекс формировался скорее всего в конце среднего эоцена. Более молодой возраст этого комплекса диатомей подтверждает фауна радиолярий, которая содержит виды, распространенные в отложениях более молодого возраста – позднего эоцена и даже олигоцена (Цой и др., 2000). Условия формирования комплекса 2 были, вероятно, более прохладные, по сравнению с комплексом 1. Об этом может свидетельствовать высокая концентрация вида *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata*, считающегося холодноводным элементом, поскольку он обилён в высоких широтах Норвежского моря (Barton et al., 1984). В комплексе 2 отмечено увеличение содержания неритических видов (до 57%).

Комплекс 3 (B9-Г4-2947, B9-Г4-2948, B9-Г4-2949) характеризуется участием зонального вида *Praecymatosira monomembranacea* (Schrader) Strelnikova, а также видами *Peponia barbadense* Greville, *Peponia* sp., *Coscinodiscus hajosiae* Fenner, *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser, *Navicula udintsevii* Schrader, *Rylandsia biradiata* Greville и др. Доминирует *Paralia crenulata* (Grunow) Gleser, кото-

рый в массе встречается в палеогене Урала, Южного Казахстана (Жузе, 1978), близкие формы этого вида характеризуют поздний эоцен экваториальной Атлантики (Глезер, Жузе, 1974). Зональный вид *Praecymatosira monomembranacea* (Schrader) Strelnikova был описан из среднеэоценовых отложений района плато Вёринг Норвежского моря (Schrader, Fenner, 1976; Dzinoridze et al., 1978; История микропланктона..., 1979; Goll, 1989) и Южной Атлантики (Hajós, 1976). Комплекс с *Praecymatosira monomembranacea* (= *Cymatosira* sp. B) характеризует одноименную зону Норвежского моря (Dzinoridze et al., 1978). Стратиграфическое положение этой зоны, по мнению Феннер (Fenner, 1985), соответствует объёму зон *Trinacria excavata* f. *tetragona* и *Coscinodiscus oblongus* позднего среднего эоцена. Другим характерным видом этого комплекса является *Peponia* sp., отмеченный ранее лишь в среднеэоценовых отложениях плато Сан Пауло в Южной Атлантике (Fenner, 1978). Н.И. Стрельникова (1992) стратиграфическое положение зоны определяет в пределах нижней части среднего эоцена.

На основе присутствия зонального вида *Praecymatosira monomembranacea* (Schrader) Strelnikova и ряда видов, характерных для одноименной зоны (e.g. *Lisitzinia inconspicua* Gleser, *Coscinodiscus hajosiae* Fenner) и среднеэоценовых отложений как низких, так и высоких широт, рассматриваемый комплекс сопоставляется с зоной *Praecymatosira monomembranacea* и датируется концом среднего эоцена. Экологический состав комплексов свидетельствует о том, что в процессе их формирования условия изменились от неритовых до батальных.

Комплекс 4, выделенный из алевролитов (обр. B12-36-1-2), характеризуется видами *Hemiaulus incisus* Hajós, *Pyxilla gracilis* Tempère et Forti, *Trinacria excavata* Heiberg, *Rylandsia conniventa* Gleser, Dolmatova et Lupikina, *Coscinodiscus* (*Azpeitia*) *gombosii* Gleser, Dolmatova et Lupikina, *Kisseleviella cuspidata* Gleser, Dolmatova et Lupikina, *Pinnularia* aff. *antiqua* Tscheremissinova, *Asterolampra vulgaris* Greville, *A. punctifera* (Grunow) Hanna, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow, *Thalassiosira dubiosa* Schrader, *Pseudopodosira corolla* (A. Schmidt) Hajós, *Sceptroneis vermiformis* Schrader и др. Наиболее характерным видом комплекса является *Rylandsia conniventa* Gleser, Dolmatova et Lupikina, впервые описанный из этого образца З.И. Глезер с соавторами (1986) и ранее нигде не отмеченный. Представители рода *Rylandsia* распространены в средне-верхнеэоценовых отложениях (Fenner, 1985; Barton, Baldauf, 1995). В Южном океане выделена зона *Rylandsia inequiradiata* позднеэоцен-раннеолигоценового возраста (Gombos, Ciesielski, 1983; Fenner, 1985); вид *Rylandsia biradiata* Greville маркирует среднеэоцен-верхнеэоценовую часть низкоширотной зоны *Asterolampra marylandica*

(подзона "b") (Fenner, 1984, 1985). Эти зоны, сопоставленные Бэрроном и Балдофом (Barron, Baldauf, 1995) с усовершенствованной шкалой геомагнитной полярности Кэнда и Кента (Cande, Kent, 1992), оказались ограниченными позднеэоценовым интервалом.

Несмотря на то, что в рассматриваемом комплексе имеется ряд видов, характерных и для олигоценовых отложений (e.g. *Hemiaulus incisus* Hajós, *Puxilla gracilis* Tempère et Forti, *Asterolampra punctifera* (Grunow) Hanna, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow и др.), его особенности позволяют ограничить возраст поздним эоценом. Тем более, что зональные диатомовые комплексы раннего олигоцена, известные в северо-западной части Тихого океана (Орешкина, 1996; Gladenkov, Barron, 1995; Гладенков, 1998; Цой, 2002), заметно отличаются от обсуждаемого комплекса рядом характерных видов. Комплекс 4 условно выделяется в комплекс с *Rylandsia conniventa*, пределы стратиграфического и географического распространения которого еще предстоит уточнить.

Свидетельством того, что данный комплекс диатомей не моложе позднего эоцена, могут служить силикофлагелляты, выделенные из этого образца (табл. 3). Они характерны для комплекса зоны *Dictyocha hexacantha* конца среднего эоцена – начала позднего эоцена, выделенной для низких и средних широт (Bukry, Foster, 1974; Bukry, 1977). Это *Dictyocha hexacantha* Schulz и *Corbisema ovalis* Perch-Nielsen, стратиграфическое распространение которых ограничено данной зоной; *Dictyocha deflandrei* Frenguelli ex Gleser, *D. frenguelli* Deflandre, *D. pentagona* (Schulz) Bukry et Foster, появившиеся в этой зоне; *Dictyocha spinosa* (Deflandre) Gleser, *Bachmannocena paulschulzii* Bukry, *Naviculopsis foliaceae* Deflandre, исчезающие около верхней границы данной зоны (Bukry, 1981, 1984; Perch-Nielsen, 1985). Остальные виды комплекса хоть и не ограничены в своем распространении зоной *Dictyocha hexacantha*, обычны для нее. Зональный вид присутствует в биокремнистых среднеэоценовых сланцах Келлог (Kellogg Shale), в средне- и верхнеэоценовой частях формации Крейенхаген (Kreyenhagen) в Калифорнии (Barron et al., 1984), в верхнеэоценовой формации Оамару (Oamaru) в Новой Зеландии (Bukry, 1987).

Таким образом, выделенный комплекс силикофлагеллят соответствует зоне *Dictyocha hexacantha*, датируемой концом среднего – началом позднего эоцена. Учитывая, что диатомовая флора представлена в основном видами этого же возрастного интервала, предполагается, что возраст комплекса диатомей с *Rylandsia conniventa* и силикофлагеллят зоны *Dictyocha hexacantha* конец среднего – поздний эоцен.

Ряд общих видов диатомей и силикофлагеллят отмечены в оммайской свите¹ (побережье Пенжинской губы) и в свите мыса Телеграфический (низовья р. Анадырь) верхнего эоцена (Шешукова-Порецкая, 1967; Невретдинова, 1982), но в основном это виды широкого стратиграфического распространения. Отдельные общие виды имеются и в комплексе диатомей из свиты мыса Тонс о-ва Карагинского (Орешкина, 1982, 1996), но он включает уже характерные олигоценовые виды.

Необходимо отметить, что в глубоководных скважинах (883, 884 ODP), пробуренных на близко расположенной к Кроноцкому заливу подводной возвышенности Детройт, среднеэоценовый интервал представлен преимущественно известковым планктоном – фораминиферами и нанопланктоном (Proceedings of the ODP..., 1995; Басов, 1997). Диатомеи в этом интервале не обнаружены, радиолярии редки и представлены типично низкоширотными видами, которые не обнаружены в комплексах из Кроноцкого залива (Цой и др., 2000).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В вулканогенно-осадочных породах, выходящих в бортах Кроноцкого каньона и каньона Ольги, выделены три среднеэоценовых (комплексы зон *Lisitzinia kanayai*, *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* и *Praecymatosira monomembranaceae*) и один предположительно средне-позднеэоценовый (комплекс с *Rylandsia conniventa*) комплексы диатомей и силикофлагеллят. Впервые приводится обширный комплекс силикофлагеллят, относимый к зоне *Dictyocha hexacantha*. Предполагается, что представленные эоценовые комплексы диатомей и силикофлагеллят формировались преимущественно в батимальных условиях при относительно высоких (близких к субтропическим) температурах поверхностных вод.

Автор выражает глубокую благодарность Н.И. Селивёрстову, С.В. Высоцкому, Е.Г. Лупиной, В.С. Пушкарю за предоставление образцов и материалов, А.Ю. Гладенкову и В.В. Шастиной – за прочтение рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 99-05-64714 и Федеральной целевой программы "Мировой океан" (проект 4.3.4. "Строение геосфер и оценка минеральных ресурсов дальневосточных морей и западной части Тихого океана").

¹ Находки в оммайской свите планктонных и бентосных фораминифер раннеэоценового возраста дают основание для пересмотра возраста на ранне-среднеэоценовый (Решения Рабочих..., 1998)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов И.А. Планктонные фораминиферы и стратиграфия палеогена поднятия Обручева (Северная Пацифика) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 40–50.
- Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б. Климатические колебания и миграция биоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 67–82.
- Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 50–64.
- Глезер З.И., Жузе А.П. Диатомеи и силикофлагелляты эоцена экваториальной Атлантики // Микрорепалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 49–62.
- Глезер З.И., Долматова Л.М., Лупкина Е.Г. Морские палеогеновые диатомовые водоросли Восточной Камчатки // Ботан. журнал. 1986. Т. 71. № 7. С. 851–859.
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
- Жузе А.П. Диатомеи и силикофлагелляты позднего олигоцена Южного Мангышлака // Морская микрорепалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 49–56.
- История микропланктона Норвежского моря. Л.: Наука, 1979. 192 с.
- Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. Кинематика Кронцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
- Научно-технический отчет о работе в 6-ом и 9-ом рейсах НИС “Вулканолог” с 26 августа по 27 октября 1978 г. и с 30 сентября по 2 ноября 1979 г. на акваториях, прилегающих к Восточной Камчатке и Курильским островам. Т. II. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 132.
- Научно-технический отчет о работах в 12-ом рейсе НИС “Вулканолог” в северо-западной части Тихого океана и Беринговом море с 28 июля по 30 сентября 1981 г. Т. II. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 91–111.
- Невретдинова Т.Л. Комплексы диатомовой флоры из палеогеновых, неогеновых и плейстоценовых отложений Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1982. Вып. 26. С. 93–100.
- Орешкина Т.В. Морские диатомеи из палеогеновых отложений острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Морская микрорепалеонтология. М.: Наука, 1982. С. 159–162.
- Орешкина Т.В. Олигоцен Дальневосточного сектора Тихого океана: комплексы диатомей из пиленгской и борской свит Сахалина // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС. 1996. С. 133–148.
- Попова И.М. Некоторые аспекты палеоокеанологических исследований палеоген-неогеновых бассейнов Южного Сахалина и Восточной Камчатки // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 63–68.
- Пушкарь В.С. Диатомеи палеогеновых отложений Северо-Западной Пацифики // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 60–70.
- Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- Селивёрстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
- Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб: С.-ПбГУ., 1992. 312 с.
- Стрельникова Н.И., Козыренко Т.Ф., Жаковщикова Т.К. Новый род *Hyalopoda* семейства *Hyalodiscaceae* (Bacillariophyta) // Ботан. журнал. 1998. Т. 83. № 9. С. 96–98.
- Структурно-вещественные комплексы, история развития и тектоника Восточной Камчатки. № гос. регистрации 15-89-6/56. Книга I. Петропавловск-Камчатский: ГГП “Камчатгеология”. 1995. С. 184–313.
- Цой И.Б. Олигоценные комплексы диатомей из отложений Курило-Камчатского желоба // Океанология. 2002. Т. 42. № 2. С. 267–280.
- Цой И.Б., Шастина В.В., Горювая М.Т. Микрорепалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений Кронцкого залива (Восточная Камчатка). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2000. Деп. в ВИНТИ. № 2638-B00. 23 с.
- Шешукова-Порецкая В.С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 432 с.
- Щербинина Е.А. Наннопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 60–70.
- Baldauf J.G., Barron J.A. Oligocene marine diatoms recovered in dredge samples from the Navarin Basin Province, Bering Sea. U.S. Geol. Survey Bull. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1987. P. 1–17.
- Baldauf J.G., Barron J.A. Evolution of biosiliceous sedimentation patterns – Eocene through Quaternary: Paleooceanographic response to Polar cooling // Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic / Eds Bleil U. and Thiede J. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 575–607.
- Barron J.A., Baldauf J.G. Cenozoic Marine diatom biostratigraphy and applications to Paleoclimatology and Paleooceanography // C.D. Blome et al. Siliceous Microfossils. Paleontol. Soc. Short Courses in Paleontology. 1995. № 8. P. 108–118.
- Barron J.A., Bukry D., Poore R.Z. Correlation of the middle Eocene Kellogg Shale of northern California // Micropaleontology. 1984. V. 30. № 2. P. 138–170.
- Barron J.A., Mahood A.D. Exceptionally well-preserved early Oligocene diatoms from glacial sediments of Prydz Bay, East Antarctica // Micropaleontology. 1993. V. 39. № 1. P. 29–40.
- Bukry D. Low latitude coccolith biostratigraphic zonation // Init. Rep. DSDP. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1973. V. 15. P. 685–704.

- Bukry D.* Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, north-western Pacific Ocean, DSDP Leg 32 // Init. Rep. DSDP. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1975. V. 32. P. 677–701.
- Bukry D.* Silicoflagellate and coccolith stratigraphy, DSDP, Leg 29 // Init. Rep. DSDP. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1977. V. 29. P. 825–839.
- Bukry D.* Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maastrihtian to Quaternary marine sediment // SEMP Special Publication. 1981. № 32. P. 433–444.
- Bukry D.* Paleogene paleoceanography of the Arctic Ocean is constrained by the middle or late Eocene age of USGS Core FI-422: Evidence from Silicoflagellates // *Geology*. 1984. V. 12. P. 199–201.
- Bukry D.* Eocene siliceous and calcareous phytoplankton, DSDP Leg 95 / Poag C.W., Watts A. et al. // Init. Rept. DSDP. Washington; U.S. Govt. Printing Office. 1987. V. 95. P. 395–415.
- Bukry D., Foster J.H.* Silicoflagellate zonation of Upper Cretaceous to Lower Miocene deep-sea sediments // *U.S. Geol. Surv. J. Res.* 1974. V. 2. № 3. P. 303–310.
- Cande S.C., Kent D.V.* A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Research*. 1992. V. 97 (B 10). P. 13917–13951.
- Dzinoridze R.N., Jousé A.P., Koroleva-Golikova G. S. et al.* Diatom and Radiolarian Cenozoic stratigraphy, Norwegian Basin; DSDP Leg 38 // Init. Rep. DSDP. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1978. V. 38 (supplementary volume). P. 289–427.
- Fenner J.* Cenozoic diatom biostratigraphy of the equatorial and southern Atlantic Ocean // Init. Rept. DSDP. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1978. V. 39. P. 491–623.
- Fenner J.* Eocene – Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes // *Micro-paleontology*. 1984. V. 30, № 4. P. 319–342.
- Fenner J.* Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms // *Plankton Stratigraphy* / Eds Bolly H.M., Saunders J., Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge University Press. 1985. P. 413–456.
- Gladenkov A.Yu., Barron J.A.* Oligocene and Early Miocene Diatom Biostratigraphy of Hole 884B // *Proc. ODP, Scien. Results* / Eds Rea D.K., Basov I.A., Allan J.F. et al. 1995. V. 145. P. 21–41.
- Gnibidenko H., Bykova T.G., Veselov O.V., et al.* The tectonics of the Kuril-Kamchatka Deep-Sea Trench // *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region*. Geodynamics series, V. 11 / Eds Hilde T.W., Uyeda S. Washington: American Geophysical Union. 1983. P. 249–285.
- Goll R.M.* A synthesis of Norwegian Sea biostratigraphies: ODP Leg 104 on the Voring Plateau // *Proc. ODP, Scien. Results*. 1989. V. 104. P. 777–826.
- Gombos A.M.* Middle Eocene diatoms from the South Atlantic // Init. Rep. DSDP / Eds Ludwig W.J., Krasheninikov V.A. et al. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1983. V. 71. P. 565–581.
- Gombos A.M., Ciesielski P.F.* Late Eocene to Early Miocene diatoms from the Southwest Atlantic // Init. Rep. DSDP / Eds Ludwig W.J., Krasheninikov V.A. et al. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1983. V. 71. P. 583–634.
- Hajos M.* Upper Eocene and Lower Oligocene Diatomaceae, Archeomonadaceae, and Silicoflagellatae in Southern Pacific Sediments, DSDP Leg 29 // Init. Rep. DSDP. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1976. V. 35. P. 817–883.
- Hein J.R., Scholl D.W., Barron J.A., et al.* Diagenesis of Late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea // *Sedimentology*. 1978. № 25. P. 155–181.
- Koizumi I.* Sedimentary environments of Neogene diatomaceous sediments, West coast of Japan // *Siliceous deposits in the Pacific Region*. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 347–360.
- Martini E.* Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation // *Nature*. 1970. № 226. P. 560–561.
- Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // *Proceedings of the Second Planktonic Conference, Rome, 1970* / Ed. Farinacci A. 1971. P. 739–785.
- McLean H., Barron J.A.* A Late Middle Eocene Diatomite in Northwestern Baja California Sur, Mexico: Implications for tectonic Translation // *Paleogene stratigraphy, West Coast of North America* / Eds Filewicz M. V., Squires R. L. S.E.P.M. West Coast Paleogene Symposium, 1988. V. 58. P. 1–7.
- Okada H., Bukry D.* Supplementary modification and introduction of code numbers of the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // *Marine Micro-paleontology*. 1980. № 5. P. 321–325.
- Perch-Nielsen K.* Silicoflagellates // *Plankton Stratigraphy* / Eds Bolly H.M., Saunders J., Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 811–846.
- Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* / Eds Rea D.K., Basov I.A., Allan J.F. et al. College Station, TX (ODP). 1995. V. 145. P. 138–220.
- Schrader H.J., Fenner J.* Norwegian Sea Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // Init. Rep. DSDP. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1976. V. 38. P. 921–1099.
- Yanagisawa Y.* Diatom assemblages as an indicator of bathymetry // *J. Sed. Japan*. 1996. № 43. P. 59–67.

Рецензенты Ю.Б. Гладенков, Т.В. Орешкина

УДК 551.796/.332.26:551.791(470.55+571.11)

КОРРЕЛЯЦИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ

© 2003 г. В. В. Стефановский*, А. В. Бородин**, Т. В. Струкова**

*ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург

**Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

Поступила в редакцию 10.10.2001 г., получена после доработки 10.04.2002 г.

В работе приведены результаты изучения разрезов аллювия и озерных отложений позднего неоплейстоцена Южного Зауралья. Проведена корреляция разрезов камышловского аллювиального комплекса между собой (разрезы Стрелецкое, Введенское, Верхняя Алабуга, Миасское, Большое Баландино) по фациальному строению и с озерными осадками кумлякской свиты из разреза “Южный” Батуринаского угольного карьера. Дана характеристика палеонтологического материала (остатков млекопитающих, моллюсков и остракод). На основании комплексного изучения разрезов предложена схема корреляции аллювия и озерных отложений.

Ключевые слова. Верхний неоплейстоцен, аллювий, озерные отложения, фауна, биостратиграфия, камышловский комплекс, кумлякская свита, палеогеография.

ВВЕДЕНИЕ

Корреляция аллювиальных и озерных отложений необходима не только для уточнения схемы стратиграфии квартала Южного Зауралья, составления серийных легенд и карт четвертичных образований, но и для палеогеографических реконструкций природной среды в позднем неоплейстоцене.

Одним из надежных методов корреляции этих отложений является использование ископаемых остатков мелких млекопитающих, позволяющих получить информацию тафономического плана, относительную датировку возраста по руководящим формам и воссоздать условия природной среды по фаунистическому составу в период формирования отложений, а также сопоставлять последние с другими регионами.

В процессе работ по изучению отложений квартала Южного Зауралья были опробованы десятки обнажений аккумулятивных террас в долинах рек с целью поисков ископаемых остатков мелких млекопитающих, но только в единичных они были обнаружены. Еще более редки находки ископаемой микротериофауны в озерных осадках междуречий, изучение которых проходило в промышленных карьерах и по керну многочисленных картировочных и поисковых скважин.

В данной работе приводятся разрезы аллювия и лимния позднего неоплейстоцена Южного Зауралья. Проведена корреляция разрезов камышловского аллювиального комплекса между собой (местонахождения Стрелецкое, Введенское, Верхняя Алабуга, Миасское, Большое Баландино) по

фациальному строению, и с озерными осадками кумлякской свиты из разреза “Южный” Батуринаского угольного карьера. Местонахождения расположены на широте 54°–55° с.ш. (рис. 1). В работе использованы коллекции мелких млекопитающих, собранные в разные годы А.В. Бородиным, А.Г. Малеевой, Н.Г. Смирновым и В.В. Стефановским. Все материалы хранятся в ИЭРиЖ (Институт экологии растений и животных) УрО РАН (Екатеринбург) и на кафедре зоологии УрГУ (Екатеринбург). Для корреляции аллювиальных и озерных отложений в работе используются также остатки пресноводных моллюсков и остракод.

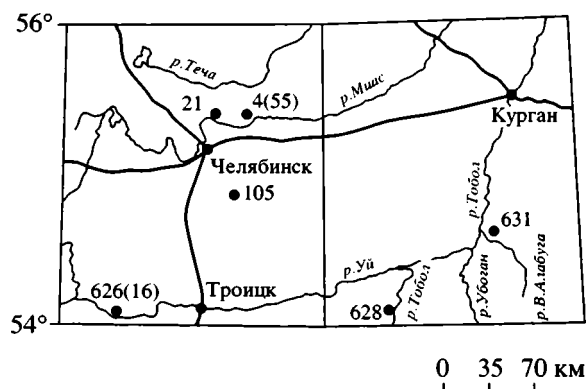


Рис. 1. Обзорная схема района и местонахождение опорных обнажений:

21 – Большое Баландино, 4(55) – Миасское, 105 – угольный карьер “Южный”, 626(16) – Стрелецкое, 628 – Введенское, 631 – Верхняя Алабуга.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАМЫШЛОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Камышловская терраса является наиболее выдержанным геоморфологическим элементом на всех реках Южного Зауралья. Терраса аккумулятивная, с ровной или слабо наклоненной поверхностью в сторону реки, с относительной высотой бровки (8–10 м), у тылового шва высота поверхности может возрасть до 15 м за счет увеличения мощности делювиального чехла. Ширина террасы – 1–2 км, в нижнем течении достигает 3–5 км. В геологическом разрезе камышловского аллювиального комплекса выделяются обычно следующие литолого-фациальные слои (сверху вниз):

1. Делювиальные и перигляциальные отложения. Суглинки бурые, со столбчатой отдельностью, макропористые, известковистые. Нижняя граница, как правило, осложнена криогенными деформациями (клинья, инволюции). Мощность от 2 до 5 м.

2. Перигляциальные (пойменные) отложения. Алевриты либо пылеватые средние-мелкозернистые полимиктовые пески, буровато-серого цвета с неясно выраженной волнистой слоистостью, известковистые, с тонкими линзовидными прослойками алевритистой глины или крупнозернистого гравийного песка, окатанностью 2–3 балла. Нижняя граница эрозионная, волнистая, с галькой и гравием полимиктового состава, нередко подчеркнута ожелезнением (внутриформационный перерыв). Мощность 4–5 м.

3. Старичные фации. Глины или пелитолиты, синевато-серые, илестые, с растительным детритом, нередко с узловатой или тонкой горизонтальной слоистостью, с охристыми железистыми налетами по плоскостям наложения, с тонкими линзами и прослойками тонкозернистого слюдяного песка, с редкими раковинами пресноводных моллюсков. Мощность 1–2 м.

4. Русловые фации. Галечники и гравийные пески серые, полимиктовые, окатанностью 3–4 балла, рыхлого сложения, нередко с косой слоистостью, с пятнами ожелезнения или омарганцевания, с редкими раковинами пресноводных моллюсков и ископаемыми остатками грызунов. Обычно залегают близ и ниже уреза реки. Мощность от 2–3 до 5 м.

На территории Южного Зауралья было изучено 5 местонахождений камышловского аллювия.

Верхняя Алабуга (обн. 631). Расположено выше деревни Верхняя Алабуга в 1.4 км выше устья правого притока одноименной реки (рис. 1). Высота разреза у тылового шва террасы – 9 м. В этом разрезе на плотных глинах уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена с эрозионной границей залегают темно-серые алевриты с галькой и гравием полимиктового состава, включающими ископаемые остатки мелких млекопитающих и раковины пресноводных моллюсков (слой 5). Последние перекрываются оглеенной погребенной почвой с мелкими клиньями усыхания (слой 4) и пойменно-перигляциальными отложениями, представленными волнисто-слоистыми полимиктовыми песками с линзами и тон-

кими прослоями гравия, с остатками мелких млекопитающих и раковинами пресноводных моллюсков (слой 3). Венчается разрез более поздними покровными суглинками (слой 2) и современной почвой (рис. 2–I).

Введенское (обн. 628). Расположено в уступе левого берега р. Тобол у пос. Введенское (рис. 1). Высота уступа – 8–10 м. В его строении участвуют русловые фации, представленные косослоистыми разнозернистыми полимиктовыми песками с остатками ископаемых грызунов (слой 7), несколько редуцированными старичными фациями из голубовато-серых глинистых алевритов (слой 6) и повышенной мощностью перигляциальных пылеватых разнозернистых песков (слои 3–5). Крестится аллювий покровными делювиальными суглинками полярноуральского времени (слой 2) и почвой (рис. 2–II). Находки ископаемых грызунов приурочены к косослоистым пескам русловой фации (слой 7).

Стрелецкое (обн. 626; 16). Расположено в уступе левого берега р. Уй у пос. Стрелецкое (рис. 1). В разрезе хорошо представлены все перечисленные выше фации. На контакте перигляциальных и старичных отложений зафиксированы крупные псевдоморфозы по ледяным клиньям и валуны палеозойских пород (рис. 2–III, слои 3–4). Вероятно, это валуны, принесенные и вытаявшие из льдин в период весенних половодий. Ископаемый материал (остатки млекопитающих, раковины моллюсков, остракод) был обнаружен в русловых косослоистых полимиктовых гравийных песках (слой 5) и в линзах полимиктовых песков старичной фации (слой 4).

Большое Баландино (обн. 21). Расположено на левом берегу р. Миасс во флюсовом карьере у одноименной деревни (рис. 1). В разрезе русловые фации, представленные полимиктовыми галечниками с разнозернистым песчаным заполнителем (слой 9), залегают на закарстованной поверхности палеозойских мраморов. Выше залегают старичные гидрослюдистые темно-серые и синевато-серые алевритистые глины с гнездами песка, редким полимиктовым гравием, пятнами ожелезнения и раковинами пресноводных остракод (слой 8). Еще выше, с незначительным размывом, залегают перигляциальные отложения, представленные полимиктовыми гравийными песками с глинисто-суглинистым заполнителем, с волнистой слоистостью, с глыбами мраморов со следами смятия под ними, с линзами глин и пятнистым ожелезнением, с остатками костей крупных млекопитающих (слой 7). Венчается разрез горизонтально-волнистослоистым переслаиванием песчаных гидрослюдистых глин и глинистых буровато-серых песков (слой 6), разнозернистых, участками ожелезненных, с включениями щебня мраморов, гравия полимиктового состава с преобладанием

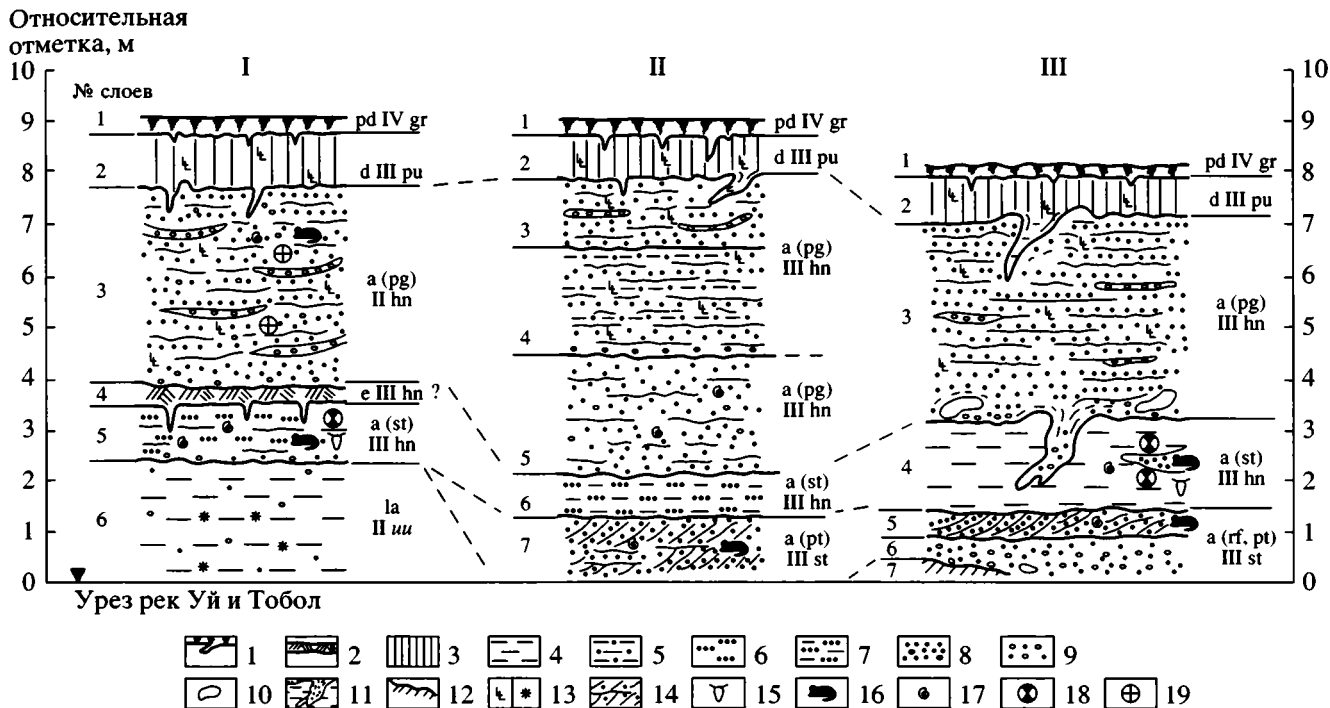


Рис. 2. Зарисовки строения камышловского аллювия рек Уй и Тобол в Южном Зауралье.

I – обнажение 631, правый берег р. Тобол, в 1,4 км выше по течению р. Верхняя Алабуга от одноименной деревни; II – обнажение 628. Левый берег р. Тобол у пос. Введенское; III – обнажение 626 (16), левый берег р. Уй у пос. Стрелецкое.

1 – почва; 2 – погребенная почва; 3 – суглинки; 4 – глины; 5 – пески глинистые; 6 – алевриты; 7 – алевриты глинистые; 8 – пески разнозернистые; 9 – галечники гравийные с песчаным заполнителем; 10 – валуны; 11 – псевдоморфозы по ледяным жилам; 12 – палеозойские породы (цоколь); 13 – известкование и ожелезнение; 14 – тип слоистости; находки фауны: 15 – крупных млекопитающих; 16 – грызунов; 17 – раковин моллюсков; 18 – микрофауны остракод; 19 – спор и пыльца. Региональные стратиграфические подразделения: IVgr – горбуновский горизонт голоцена; верхнее звено – IIIр полярноуральский (осташковский) горизонт; IIIрн – невянский (ленинградский) горизонт; IIIhn – ханмейский (подпорожский) горизонт, IIIst – стрелецкий (микулинский) горизонт; среднее звено – IIIиу – уйскоубоганская свита среднеуральского надгоризонта; P_2 sr – серовская свита эоцена; P_2 ir – ирбитская свита эоцена; PZ – палеозой.

Индексы генетических типов отложений: а – аллювиальные, d – делювиальные, la – озерно-аллювиальные, l – озерные, e – элювиальные (погребенные почвы), pd – почвенно-дерновые; фации аллювия: (rf) – рефулирования, (pt) – по-тамогенная, (st) – старичная, (pg) – перигляциальная.

кварца, с обломками раковин моллюсков, остатками грызунов. Перекрывается разрез невянской погребенной почвой черноземного типа (слой 5), перигляциальным аллювием более позднего цикла аккумуляции (слой 2, 3), покровным делювием (слой 2) и почвой (рис. 3–I).

По всему разрезу был исследован литологический состав пород. Глинистая составляющая состоит из гидрослюд с зернами кварца и чешуек слюд. В легкой фракции преобладают калиевые полевые шпаты (30–50%) и кварц (25–45%), постоянно присутствуют слюды (2–5%) и зерна гидроокислов железа (до 3%). В тяжелой фракции доминируют неустойчивые к химическому выветриванию минералы – роговые обманки (55–65%), эпидот и цоизит (10–15%), среди устойчивых – сфен (10–15%), ильменит, лейкоксен, брукит (1–6%). Палеогеографический коэффициент (отно-

шение устойчивых к неустойчивым) весьма низкий – 0,07–0,14, что характерно для осадков позднего неоплейстоцена.

Миасское (обн. 4(55)). Расположено в бассейне р. Миасс, в кирпичном карьере на восточной окраине д. Миасское (рис. 1). В разрезе на полимиктовых гравийных песках русловой фации (слой 7) залегают старичные глины (слой 6), в которых были обнаружены раковины пресноводных моллюсков. Выше расположен аллювий перигляциального типа (слой 5), сложенный коричневатобурыми известковистыми песками, участками с хорошо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой тонкими (до 1 см) линзами гравийного песка или черными скоплениями темноцветных минералов, с остатками крупных и мелких млекопитающих (рис. 3–II). Камышловский аллювий, как и в разрезе Боль-

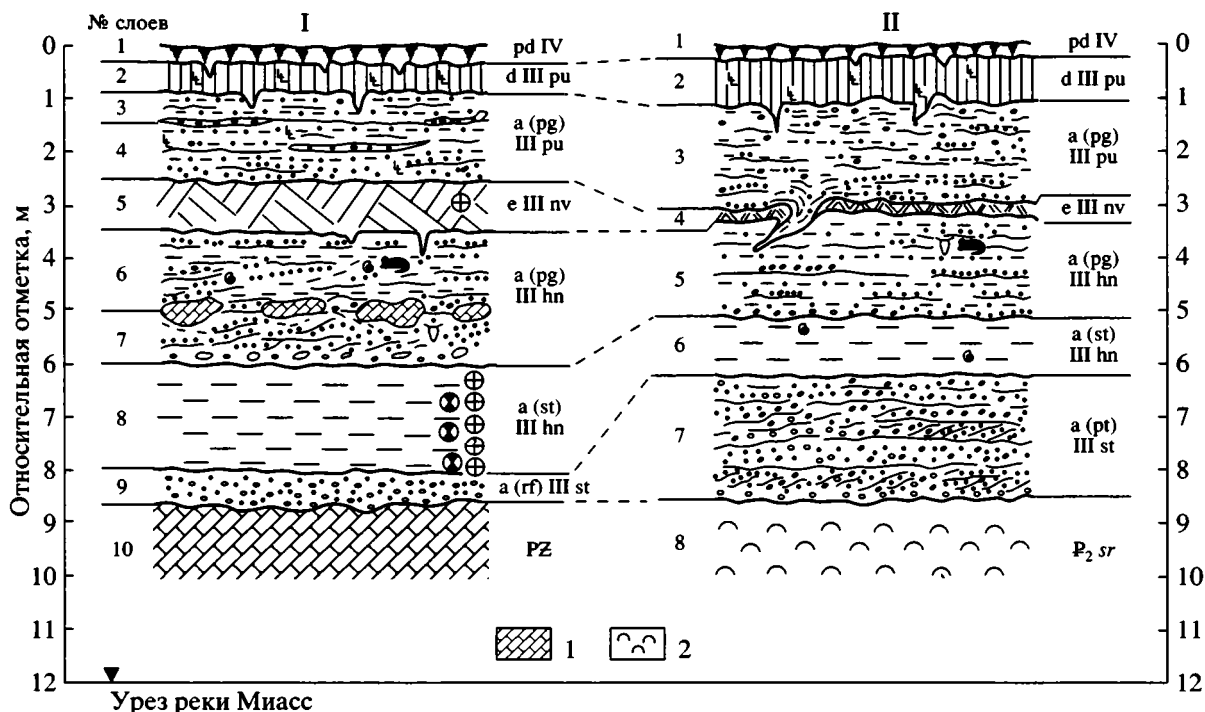


Рис. 3. Зарисовки строения камышловского аллювия р. Миасс в Южном Зауралье.

I – обнажение 21, левый берег р. Миасс, флюсовый карьер у д. Большое Баландино; II – обнажение 4(55), левый берег р. Миасс, кирпичный карьер на восточной окраине д. Миасское, западный борт.

1 – мрамора, 2 – опоки. Другие усл. обозначения см. на рис. 2.

шое Баландино, перекрыт невянской погребенной почвой (слой 4), перигляциальными отложениями (слой 3) и делювиальными полярноуральскими суглинками (слой 2).

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЫШЛОВСКОГО АЛЛЮВИЯ

Растительность. Спорово-пыльцевой анализ из алевритистых глин (слой 8) местонахождения Большое Баландино (обн. 21) выявил по всему слою (6.4–7.6 м) доминирование в спектрах пыльцы травянистых растений (98.2%). Спектры адекватные (102–138 зерен). Преобладают мезофиты (71.5–76.1%) – Caryophyllaceae, Compositae, Polygonum bistorta L.; в верхних пробах (6.3–6.6 м) появляются Cruciferae и Umbelliferae. Ксерофиты (23.9–28.5%) представлены Artemisia sp., Chenopodiaceae, в нижней части (7.2–7.6 м) – Gramineae. Древесные представлены единичными зернами пыльцы Pinus sylvestris L., Betula pubescens Ehrh., Salix sp. Спектры исключительно однотипные, лишь в верхних пробах более разнообразна пыльца мезофитов. Такие спектры позволяют реконструировать открытые лугостепные фитоценозы, соответствующие времени ханмейского (валдайского) похолодания. Подобные, но точечные спектры с

господством ксерофитов (марево-полынные группировки) были выявлены из перигляциального аллювия (слой 3) разреза Верхняя Алабуга (обн. 631).

Моллюски. Остатки моллюсков представлены во всех рассматриваемых разрезах камышловского аллювия (табл. 1). В малакофауне Южного Зауралья преобладают “сквозные” виды, характерные для отложений неоплейстоцена, причем, по заключению Л.И. Крыловой, Lymnaea bolotensis и L. cf. ventricosella ниже позднего неоплейстоцена не встречаются. Основу фауны составляют европейско-западносибирские виды, отмечены также европейские, евроазиатские и сибирские. Пресноводные моллюски являются обитателями придаточных водоемов, преимущественно эвритермные, встречаются также криофильные формы – Valvata sibirica, Anisus leucostoma, Euglesa obtusalis, Lymnaea peregra. Наиболее многочисленные остатки моллюсков были отмыты из старичных глин местонаждений Верхняя Алабуга (слой 5) и Стрелецкое (слой 5). В составе фауны 6 видов являются общими. Особенностью малакофауны Верхней Алабуги является присутствие европейских и отсутствие европейско-сибирских видов, раковины которых обнаружены в Стрелецком (табл. 1).

Таблица 1. Моллюски из аллювиальных и озерных отложений Южного Зауралья (определение Л.И. Крыловой, Уральский пединститут, Екатеринбург)

Местонахождение Виды моллюсков	Аллювий					Озерные отложения	
	Верхняя Алабуга, сл. 5	Стрелецкое, сл. 5	Введенское, сл. 5	Миасское, сл. 5	Большое Баландино, сл. 6	Южный, сл. 3	Южный, сл. 5
Наземные							
<i>Pupilla muscorum</i> L., 1758				4			2
<i>Succinella oblonga</i> Drap.					5		
<i>Succinea putris</i> L., 1758	16	25		1			
<i>Vallonia excentrica</i> Sterki				11			
Европейско-западносибирская группа						4	
<i>Lymnaea truncatula</i> Müll., 1774	2						
<i>L. peregra</i> Müll., 1774	23	2					25
<i>L. palustris</i> Müll., 1774					7		
<i>Bithynia troscheli</i> Paasch, 1842		18					5
<i>B. inflata</i> Hans., 1845	80						
<i>B. tentaculata</i> L., 1758			1				
<i>Planorbis planorbis</i> L., 1758	18	75		1	10		26
<i>P. corneus</i> L., 1758	4	1					
<i>Anisus leucostoma</i> Millet, 1813	3	183			11		6
<i>A. vortex</i> L., 1758	8					1	
<i>Choanomphalus rosmaessleri</i> Schmidt, 1851	20					9	1
<i>Euglesa hibernica</i> West., 1894							
<i>E. obtusalis</i> Pfeiff., 1821	6						
Европейско-азиатская группа							
<i>Lymnaea stagnalis</i> L., 1758		2		1			36
<i>L. saridalensis</i> Mozley							1
<i>Amesoda asiatica</i> Mart			3				
<i>Musculium creplini</i> Dunk., 1843	15						
<i>Physa fontinalis</i> L., 1758	6						
Европейская группа						1	
<i>Euglesa casertana</i> Poli, 1791	41						6
<i>Anisus strauchianus</i> Cles., 1886	4						
<i>Amesoda draparnaldi</i> Cles., 1879					1		
<i>Choanomphalus stelmachotius</i> Bourg., 1860	5						
Европейско-сибирская группа						1	
<i>Euglesa nitida</i> Jen., 1832							4
<i>Anisus spirorbis</i> L., 1758		3					
<i>Anisus acronicus</i> Fer., 1807					6		
<i>Armiger crista</i> L., 1758				1			
Сибирская группа							
<i>Lymnaea ventricosella</i> Dyb.		31					9
<i>L. bolotensis</i> Mozley	13	4			25		
<i>Valvata alpestris</i> Kust.	24						
<i>V. sibirica</i> Midd., 1851	50					2	
<i>Valvata</i> sp.	1		1				
<i>Euglesa</i> sp.				2			
<i>Lymnaea</i> sp.			1	1			

Таблица 2. Остракоды из аллювиальных и озерных отложений Южного Зауралья (определения Э.Д. Яскевич* и С.М. Вицких**, ОАО УТСЭ)

Местонахождения Виды остракод	Аллювий			Озерные отложения		
	Большое Баландино, сл. 8*	Стрелец- кое, сл. 4*	Верхняя Алабуга, сл. 5*	Южный, сл. 5**	Южный, сл. 4**	Южный, сл. 3**
<i>Ilyocypris bradyi</i> Sars.		+	+	11	24	67
<i>I. curtus</i> Jask.				14	1	6
<i>I. getica</i> Mazi.					5	24
<i>I. bella</i> Schar.						3
<i>I. gibba</i> Ramd.		+			5	11
<i>I. caspiensis</i> Neg.	6					2
<i>Cyclocypris longus</i> Neg.		+	+		6	5
<i>C. triangulata</i> Neg.				1		5
<i>C. laevis</i> Müll.		+	+	22	49	5
<i>C. globosa</i> Sars.		+	+		7	1
<i>Candona candida</i> Müll.					2	8
<i>C. rostrata</i> Br. et Norm.		+			11	10
<i>C. neglecta</i> Sars.		+	+		11	12
<i>C. arcina</i> Liep.			+	6	15	30
<i>C. stagnalis</i> Sars.						2
<i>C. rectangulata</i> Alm.		+			1	1
<i>C. fabaeformis</i> Fisch.					3	11
<i>C. sarsi</i> Hart			+			3
<i>Eucypris grassa</i> Müll.			+			
<i>Candoniella subellipsoida</i> Schar.	4	+		46	156	170
<i>C. albicans</i> Brady	2	+		5	17	54
<i>C. lunata</i> Jask.		+		5		19
<i>C. schubinae</i> Mand.			+	3		
<i>Cyprideis littoralis</i> Br.			+		4	
<i>C. torosa</i> Jones			+		2	
<i>Cypria deplanata</i> Jask.		+	+			
<i>Cypris</i> aff. <i>pubera</i> Müll.		+				
<i>Limnocythere vara</i> Liep.					1	16
<i>L. dorsotuberculata</i> Neg.	17		+	13	27	136
<i>L. inopinata</i> Baird.	1			9	4	74
<i>L. aperta</i> Jask.	1					4
<i>L. parallela</i> Dieb						1
<i>L. manytschensis</i> Neg.				2	12	35
<i>L. pseudoconcava</i> Neg.						1
<i>L. postconcava</i> Neg.	1		+		25	19
<i>L. postconcava</i> var. <i>tuberculata</i> Neg.						7
<i>L. certa</i> Jask.					1	3
<i>L. dorsoelovata</i> Jask.						4
<i>L. stapliny</i> Gut. et Bens.						7
<i>L. grinfeldi</i> Liep.	1					1
<i>L. originalis</i> Neg.		+				
<i>Darwinula stevensoni</i> Br. et Rob.					3	

В местонахождениях Введенское (слой 5), Большое Баландино (слой 6) и Миасское (слой 5) остатки моллюсков были собраны из аллювия перигляциального типа, залегающего выше старичных фаций. В этих разрезах наземные моллюски представлены видами, входящими в состав криофильной лёссовой малакофауны Русской равнины (Даниловский, 1955).

Вероятно, можно говорить об увеличении числа холодолюбивых видов в малакофауне от более древних к поздним из рассматриваемых разрезов позднего неоплейстоцена (табл. 1): в Стрелецком (слой 5) – 1 вид из 10 ($n = 334$), в Верхней Алабуге (слой 5) – 3 вида из 18 ($n = 338$), в Большом Баландино (слой 6) – 2 вида из 7 ($n = 65$), в Миасском (слой 6) – 3 вида из 7 ($n = 21$).

Остракоды. Ископаемые ракообразные были выявлены в старичных глинах разрезов Верхняя Алабуга (обн. 631), Стрелецкое (обн. 626) и Большое Баландино (обн. 21). Палеоассоциации по видовому составу неравнозначны: если в разрезах Верхняя Алабуга и Стрелецкое преобладают виды циклоприсов, кандон и кандониелл, то в Большом Баландино встречены преимущественно лимноцитеры (табл. 2). Сокращение лимноцитериевой микрофауны некоторые исследователи (Архипов и др., 1973) связывают с пересыханием и обмелением, возможно, промерзанием водоемов. В палеоассоциациях остракод представлены как эвритермные, так и криофильные виды (*C. neglecta*, *C. rectangulata*). Основу микрофауны остракод составляют виды, широко распространенные в средне-позднеоплейстоценовых образованиях.

Крупные млекопитающие. Находки остатков крупных млекопитающих единичны и представлены, чаще всего, фрагментами костей плохой сохранности.

В слое темно-серых алевритов (слой 5) местонахождения Верхняя Алабуга (обн. 631) были обнаружены фрагменты костей крупных млекопитающих: *Canis lupus* L. (мелкая форма), *Mammuthus* sp., *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison* sp., *Saiga tatarica* L. (опр. И.Е. Кузьминой, ЗИН РАН). В слое старичных глин (слой 4) местонахождения Стрелецкое (обн. 626 (16)) были обнаружены фрагменты правой лучевой и левой плечевой костей *Equus* ex gr. *caballus* L. (опр. П.А. Косинцева, ИЭРиЖ УрО РАН). В перигляциальном аллювии (слой 5) разреза Миасское (обн. 4(55)) были найдены плюсневая и лучевая кости *Equus caballus* subsp. и обломок бедра, второй шейный позвонок *Bison* sp. (опр. Э.А. Вангенгейм, ГИН РАН).

Все ископаемые остатки принадлежат животным, входящим в состав мамонтового комплекса.

Мелкие млекопитающие. Наиболее многочисленные остатки мелких млекопитающих – более 1549 фрагментов, принадлежащих 29 видам

(табл. 3) – обнаружены в местонахождении Верхняя Алабуга (обн. 631). Фауна представляет собой переходный вариант от степной к пустынно-степной. Среди остатков полевок преобладают *Lagurus* cf. *lagurus* и *Eolagurus* cf. *luteus*. В фауне многочисленны остатки *Ochotona* cf. *pusilla*, *Marmota* cf. *bobac*, *Spermophilus* ex gr. *pygmaeus*, *Allactaga* ex gr. *jaculus*, *Allactagulus* sp. Характерно, что в видовом составе фауны грызунов не выявлено полевок рода *Clethrionomys* и *Microtus oeconomus*. Полевки рода *Clethrionomys* является типичными для лесной зоны, а присутствие их в тундре и степи связано с пойменными кустарниковыми зарослями. Распространение полевок-экономки связано не только с увлажненными стациями лугового типа, но и с наличием кустарниковых зарослей, под защитой которых находятся их норы (Громов, Поляков, 1977; Огнев, 1950). Вероятно, в период формирования осадков кустарниковая растительность была крайне скудна, даже в прибрежных участках. Присутствующий в сборах другой вид, связанный с околородными биотопами – *Arvicola terrestris*, на южном пределе своего ареала может заселять осоково-тростниковые прибрежные заросли водоемов при отсутствии кустарниковой растительности в них (Огнев, 1950).

Датировка и корреляция фауны возможны как по видовому составу, так и по морфологическим характеристикам полевок. По наличию *Arvicola terrestris* рассматриваемую фауну можно сопоставить с зоной MQR 1 Восточной Европы (Вангенгейм и др., 2001), то есть не древнее позднего неоплейстоцена. На основании размерных характеристик первого нижнего щечного зуба и степени дифференциации эмали остатки водяной полевки были описаны А.Г. Малеевой как подвид *Arvicola terrestris alabugensis* (Малеева, Елькин, 1986), занимающий промежуточное положение между среднееоплейстоценовыми и современными формами рода.

По размерным характеристикам *L. lagurus* из Верхней Алабуги крупнее (табл. 4), чем ископаемый материал из местонахождения Гадяч (конец среднего неоплейстоцена, Маркова, 1982), но мельче описанного Л.И. Рековцом (1985) подвида *Lagurus lagurus major* (поздний валдай). Сравнение методами многомерного анализа размерно-морфотипических характеристик зубов зауральских ископаемых пеструшек с современными подвидами позволяет с уверенностью отнести верхнеалабугских пеструшек к первой половине позднего неоплейстоцена.

При описании морфологических характеристик (размеры зубов, степень слияния треугольников) *Eolagurus luteus* А.Г. Малеева (1982) отметила, что желтая пеструшка из Верхней Алабуги занимает промежуточное положение между среднее-

Таблица 3. Видовой состав мелких млекопитающих из аллювиальных и озерных отложений Южного Зауралья

Местонахождения Таксон	Аллювий						Озерные отложения		
	Введенское, сл. 7	Стрелецкое, сл. 5	Стрелецкое, сл. 4	Верхняя Алабуга, сл. 5	Миасское, сл. 5	Большое Баландино, сл. 6	Южный, сл. 5	Южный, сл. 4	Южный, сл. 3
Insectivora									
Erinaceus sp.									4
Desmana moschata L., 1758								1	1
Sorex ex gr. araneus L., 1758								1	
Sorex sp.				1					1
Chiroptera	1								
Lagomorpha									
Lepus sp.		1		2					
Ochotona cf. pusilla Pall., 1768	1			72					4
Rodentia									
Spermophilus sp.		2					4	4	1
Spermophilus ex gr. pygmaeus Pall., 1778				26					
Marmota cf. bobac Müll., 1776				29					
Allactaga ex gr. jaculus Pall., 1778	1			9					
Allactaga sp.	1								
Allactagulus sp.				5					
Ellobius ex gr. tancrei Blas., 1884				14					
Cricetulus sp.								1	
Cricetulus ex gr. migratorius Pall., 1773	1			5					
Clethrionomys sp.		1							
Lagurus cf. lagurus Pall., 1773	4	7	5	751	15			28	14
Eolagurus cf. luteus Eversm., 1840	10	2	2	483	1	1		13	8
Lemmus sp.							1	1	
Arvicola terrestris alabugensis Maleeva et Elkin, 1986				76					
Arvicola terrestris L., 1758			4				4	9	8
Microtus gregalis Pall., 1779		2	2	70			1	7	2
Microtus oeconomus Pall., 1776	1	2					1	7	
Microtus ex gr. arvalis Pall., 1779									1
Microtus sp.	1	13	3			2	1	37	24
Всего остатков	21	30	16	1541	16	3	12	109	67

оплейстоценовой *Eolagurus luteus volgensis* и современной *Eolagurus luteus*.

Узкочерепная полевка (*M. gregalis*) из Верхней Алабуги характеризуется довольно крупными размерами и широким размахом изменчивости длины жевательной поверхности первого нижнего коренного зуба (табл. 5). Она мельче современного тундрового подвида, но крупнее степного, что характерно для неоплейстоценовых *M. gregalis* Западной Сибири (Смирнов и др.,

1986). Показателем эволюционного (временного) уровня популяций *M. gregalis* из разных местонахождений служит степень выраженности угла на буккальной стороне передней непарной петли. Отсутствие угла характеризует самый примитивный, грегалоидный морфотип. По доле грегалоидного морфотипа выборка из Верхней Алабуги (табл. 5) прогрессивнее, чем выборка из Ярсина (конец среднего неоплейстоцена), но примитивнее, чем из местонахождения 430 км (24 тыс. лет) (Смир-

Таблица 4. Размерные характеристики первого нижнего коренного зуба степной пеструшки

Местонахождение	n	Длина	Ширина	Длина ПО
Введенка	2	2.65; 2.7	1.0; 1.0	1.525; 1.575
Верхняя Алабуга	324	2.2–2.57–3.0	0.65–0.91–1.1	1.25–1.51–1.75
Стрелецкое (сл. 4)	1	2.45	0.825	1.425
Южный (сл. 4)	6	2.2–2.45–2.625	0.85–0.89–1.00	1.15–1.325–1.45
Южный (сл. 3)	1	2.6	1.0	1.45
Миасское (сл. 5)	1	2.6	1.0	1.45
Озерное*	10	2.6–2.7–2.8	0.8–0.89–0.95	1.3–1.47–1.65
Гадяч**	3	2.1–2.4–2.7	0.85–0.9–0.95	
Новгород-Северский***	50	2.44–2.66–3.0	0.8–0.96–1.1	1.2–1.45–1.6
Араповичи**	13	2.35–2.5–2.65	0.9–0.94–1.15	

* – по Л.И. Рековцу (1994); ** – по А.К. Марковой (1982); *** – по Л.И. Рековцу (1985).

нов и др., 1984). Таким образом, *Microtus gregalis* из Верхней Алабуги моложе конца среднего неоплейстоцена, но древнее позднего валдая. Сравнивая выборку из Верхней Алабуги с плейстоценовыми популяциями узкочерепной полевки Восточной Европы (табл. 5), мы считаем, что она сходна с ранневалдайской из местонахождения Гралево-2 (Мотузко, 1992). И в той, и в другой выборке доля примитивных морфотипов составляет более 50%, но *Microtus gregalis* из Гралево-2 имеет более мелкие размеры по сравнению с полевыми из Верхней Алабуги (2.3–2.61–3.0 и 2.25–2.72–3.2 соответственно), что может быть обусловлено географической изменчивостью этого признака.

На основании видового состава мелких млекопитающих, особенности морфотипических характеристик коренных зубов полевок местонахождение Верхняя Алабуга может быть отнесено к первой половине позднего неоплейстоцена (ханмейский горизонт).

Среди остатков полевок из местонахождения Введенское преобладают *Eolagurus luteus* и *Lagurus lagurus* (табл. 3). В фауне представлены также род *Allactaga*, *Cricetulus* ex gr. *migratorius* и *Ochotona* cf. *pusilla*. Такой видовой состав может указывать на близость природных условий с Верхней Алабугой. В то же время выявлены некоторые особенности фауны мелких млекопитающих. В частности, в разрезе Введенское обнаружена челюсть рукокрылого. Это единственное аллювиальное местонахождение Зауралья, в котором обнаружены остатки *Chiroptera*, границы распространения которых связаны с наличием мест, пригодных для убежищ. В условиях степи и полупустыни они заселяют дупла старых деревьев в речных поймах (Кузякин, 1950). Особенностью фауны серых полевок является отсутствие остатков узкочерепной полевки и наличие остатков полевки-экономки, распространение которой связано с влажными открытыми станциями лугового

типа при наличии в непосредственной близости кустарниковых зарослей. Фауна местонахождения Введенское является полупустынно-степной с развитыми зарослями кустарников, возможно, с деревьями в поймах рек.

Степная пеструшка (*L. lagurus*) из разреза Введенское отличается крупными размерами (табл. 4). Такие же крупные размеры были описаны в популяции степной пеструшки Восточной Европы из местонахождения Озерное (табл. 4), возраст которой – конец среднего неоплейстоцена (Рековец, 1994). Желтая пеструшка также отличается крупными размерами (общая длина жевательной поверхности – 3.45). По степени слияния треугольников и общим размерам близка к форме среднего неоплейстоцена *Eolagurus luteus volgensis* Alexandr.

На основании видового состава мелких млекопитающих, особенности морфотипических характеристик коренных зубов полевок, по положению слоя в геологическом разрезе микротерофауна местонахождения Введенское можно сопоставить как с зоной MQR 2, так и с MQR 1 Восточной Европы (Вангенгейм и др., 2001). Она

Таблица 5. Морфологические характеристики первого нижнего коренного зуба узкочерепной полевки (n – количество экземпляров)

Местонахождение	n	Длина М ₁	Доля грегалоидного морфотипа (%)
Верхняя Алабуга	50	2.25–2.72–3.2	31
Ярсино	79	2.4–2.67–3.00	38
430 км	76	2.33–2.63–3.00	28
Гралево-2*	57	2.3–2.61–3.0	35

* по А.Н. Мотузко (1992).

может соответствовать стрелецкому (микулинскому) межледниковому горизонту верхнего неоплейстоцена.

В местонахождении Стрелецкое (обн. 626(16)) остатки мелких млекопитающих найдены в двух слоях: русловых косослоистых песках (слой 5) и в линзах полимиктовых песков в глинах старичной фации (слой 4). Среди остатков мелких млекопитающих в слое 5 преобладают полевки *Microtus gregalis*, *M. oeconomus* и *Lagurus* sp. В фауне представлены также роды *Lepus*, *Spermophilus* и *Clethrionomys* (табл. 3). Фауна существовала в условиях степи с зарослями кустарников в поймах рек. В линзах полимиктовых песков в глинах старичной фации (слой 4) среди остатков полевок преобладают *L. lagurus* и *Arvicola terrestris* (табл. 3). Доля остатков *E. luteus* и *M. gregalis* одинакова. Отличие этой фауны от нижележащей заключается в отсутствии видов, связанных с кустарниковыми зарослями. По наличию *Arvicola terrestris*, рассматриваемую фауну можно сопоставить с зоной MQR 1 Восточной Европы (Вангенгейм и др., 2001), т.е. не древнее позднего неоплейстоцена.

Малочисленность остатков руководящих форм полевок в слоях местонахождения не позволяет провести сравнение их внутри одного геологического разреза. Следует только отметить, что степная и желтая пеструшки имеют мелкие размеры (табл. 4). Такие же мелкие размеры были характерны для популяций степной пеструшки Русской равнины местонахождения Араповичи (Маркова, 1982), возраст которого первая половина позднего неоплейстоцена. На основании видового состава и морфологических характеристик коренных зубов пеструшек местонахождение Стрелецкое может быть отнесено к первой половине позднего неоплейстоцена.

В местонахождении Большое Баландино (обн. 21) из трех определимых коренных зубов два принадлежат *Microtus* sp., один – *Eolagurus* sp. (табл. 3). Наличие остатков этих родов позволяет говорить о существовании степных или полупустынных ландшафтов. Малочисленность остатков и отсутствие видоспецифичных зубов не позволяет детализировать условия существования и провести корреляцию с другими фаунами.

Остатки грызунов в местонахождении Миасское (обн. 4(55); слой 5) представлены только видами трибы *Lagurini*: *Lagurus lagurus* (15 экз.) и *Eolagurus* cf. *luteus* (1 экз.). Наличие этих видов позволяет говорить о существовании степных и полупустынных ландшафтов. Малочисленность остатков не позволяет детализировать условия существования фауны. Степная пеструшка из местонахождения Миасское крупнее, чем из Верхней Алабуги, но мельче, чем из Новгород-Северского (табл. 4). По нашему мнению, фауна из местонахождения Миасское древнее Новгород-

Северского и моложе Верхней Алабуги и по возрасту может соответствовать концу ханмейского горизонта.

Таким образом, основу фауны мелких млекопитающих во всех исследованных местонахождениях из разрезов камышловского аллювия составляют полевки родов *Lagurus*, *Eolagurus* и *Microtus*. Это может свидетельствовать о существовании на рассматриваемой территории во время формирования отложений степных и полупустынных условий. Подтверждением этого является присутствие в сборах остатков костей таких родов, как *Spermophilus*, *Marmota*, *Allactaga*, *Cricetulus*.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КУМЛЯКСКОЙ СВИТЫ

На территории Южного Зауралья широко распространены озерные отложения, которые дополняют древние озерные ванны и понижения палеорельефа и слабо выражены в современном рельефе в виде незначительных понижений и заболоченных участков.

Один из опорных разрезов этих осадков был изучен в угольном карьере “Южный” в 2,5 км к востоку от г. Еманжелинска (рис. 1). В центральной части северного борта карьера он имеет следующее строение (сверху вниз):

0.0–0.2 м 1. Почва.

0.2–0.6 м рgIIIpu 2. Супесь светло-бурая, макропористая, известковая, со столбчатой отдельностью; нижняя граница постепенная, участками с мелкими клиньями (современная зона промерзания).

0.6–4.5 м IIIhn 3. Алеврит глинистый, зеленовато-серый, известковый (до глинистого мергеля), среднеплотного сложения, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, с мелким гравием кварца окатанностью до 4–5 баллов, пятнами ожелезнения, с обломками раковин моллюсков, остатками млекопитающих.

4.5–6.3 м IIIhn 4. Волнисто-слоистое переслаивание алевритов, глинистых алевритов, песков из глиняных катышей, серого и зеленовато-серого цветов, мощность прослоек от 2–3 до 7–10 см, известковистые, участками сильно известковистые (до мергеля), с редкой галькой и гравием кремнисто-кварцевого состава окатанностью 3–5 баллов, с обломками окатанных известковистых стяжений, с раковинами моллюсков и остатками млекопитающих. Нижняя граница постепенная.

6.3–8.0 м a(pt) IIIst 5. Пески с волнисто-косой слоистостью полимиктовые, грязно-серые, разнородные, с алеврито-глинистым заполнителем, известковистые, с гравием, галькой кварца, кремня, карбонатных стяжений окатанностью 3–5 баллов, с раковинами моллюсков, остатками грызунов. Нижняя граница резкая, четкая, эрозионная.

8.0–9.0 м P₂ ig 6. Диатомиты светло-серые, выветрелые (ирбитская свита эоцена).

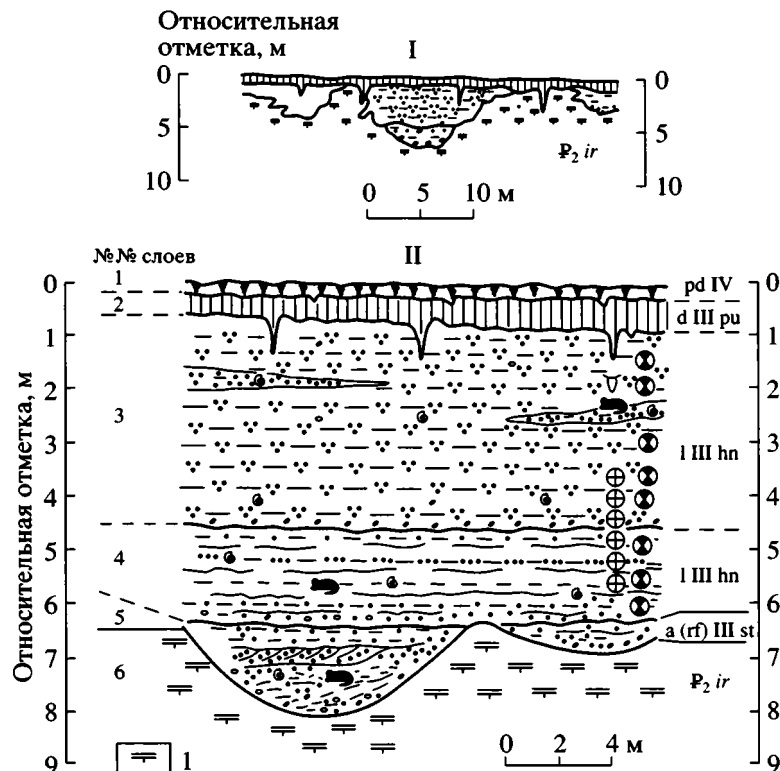


Рис. 4. Зарисовка строения озерных отложений в северном борту угольного карьера "Южный" в Южном Зауралье.

I – обнажение 105, общий вид; II – обнажение 105, центральная часть.

1 – диатомиты. Другие усл. обозначения см. на рис.2.

В описанном разрезе базальные фации (слой 5) возможно являются аллювием малых степных рек, перекрытые озерными осадками (слои 4, 3). Нижняя граница аллювия с диатомитами эрозионная, контакт озерных осадков с аллювием – постепенный, в бортах с диатомитами криогенный, с причудливыми инъекционного типа клиньями и языковыми внедрениями (рис. 4). Гляциодислокации происходили, вероятно, в два этапа: в леплинское (московское) время, до аккумуляции аллювиальных отложений (слой 5), произошло коробление поверхности гляциодиапирового типа выветрелых диатомитов ирбитской свиты (эоцен) с образованием незначительных ложбинообразных понижений термокарстового типа, которые были использованы временными водотоками. В ханмейское (валдайское) либо в полярноуральское (осташковское) ледниковое время произошло интенсивное развитие подземного оледенения, в процессе которого были деформированы борта гляциодиапировых структур с образованием инъекционного типа клиньев и языков субгоризонтальных направлений, с формированием крупных криогенных клиньев (псевдоморфоз по ледяным жилам).

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ ИЗ ОЗЕРНЫХ ОСАДКОВ КУМЛЯКСКОЙ СВИТЫ

Растительность. На спорово-пыльцевой анализ были отобраны пробы по всему разрезу кумлякской свиты, но адекватные комплексы были получены лишь из переслаивающихся алевроитов (слой 4, гл. 4.9–5.8 м) и зеленовато-серых глинистых алевроитов (слой 3, гл. 3.8–4.2 м).

Из слоя 4 спорово-пыльцевые спектры лесостепного типа: древесные – 44.1–56.3%, травянистые – 42.5–54.2%, споры – 1.2–2.9%. Среди древесных преобладают *Pinus silvestris* (68.5–85.5% от суммы древесных); остальные присутствуют в незначительных количествах: *Abies sibirica* L. (до 2%), *Pinus sibirica* Ruph., *Pinus* sp., *Salix* sp., *Betula pubescens* Ehrh. (до 2%), *B. humilis* Schrank (до 4%), *B. verrucosa* Ehrh. (до 3%), *Betula* sp. (3.8–13.7%). Среди травянистых доминируют ксерофиты: *Chenopodiaceae* (43.8–51.4%), *Artemisia* sp., (21.9–35.1%) и мезофиты: *Compositae* (16.2–34.4%), *Polygonum bistorta* L. (до 8.1%) *Rosaceae*, *Campanulaceae* (до 2.7%). Единично встречены споры *Polyodiaceae* и *Sphagnum*.

Из нижней части глинистых зеленовато-серых алевроитов (слой 3) спорово-пыльцевые комплексы

сы степного типа: древесные – 1.2–3.2%, травянистые – 95.2–96.8%, споры – 1.6–2.1%. Из древесных определены единичные зерна пыльцы *Picea* sect. *Euricea*, *Pinus sylvestris* L.; среди травянистых господствуют ксерофиты: *Artemisia* sp. (58.6–60.2%), *Chenopodiaceae* (20.4–22.5%) и незначительную роль играет пыльца лугового разнотравья: *Compositae* (8.3–12.9%), *Graminea* (3.3–5.8%), *Cyperaceae* (до 1.6%), *Caryophyllaceae* (1.1–2.4%), *Cruciferae*, *Umbelliferae* (0.8–1.1%). Единично встречены споры *Polypodiaceae*.

Спорово-пыльцевые комплексы из тонкослоистых алевритов (слой 4) позволяют воссоздавать ландшафты светлехвойных лесов с лугостепными участками на плакорах, которые сопоставляются с переходной фазой от криогидратической к криоксеротической ханмейской (валдайской) оледенения. Степные комплексы с преобладанием ксерофитов из верхней толщи алевритов (слой 3) реконструируют степные перигляциальные ландшафты, соответствующие максимуму криоксеротической фазы ханмейской оледенения.

Моллюски. Основу малакофауны составляют европейско-западносибирские виды (50% – в слое 5, 60% – в слое 3), остальную часть составляют европейские, европейско-сибирские и евроазиатские виды (табл. 1). Большинство видов является обитателями как придаточных, так и пойменных водоемов. Вид *Euglesa nitida* обитает сейчас только в пойменных водоемах Сибири (Долгин, 2001), поэтому может служить в качестве индикатора озерных отложений. В фауне пресноводных моллюсков преобладают эвритермные виды, присутствуют холодолюбивые (*Anisus leucostoma*, *Euglesa nitida*).

Остракоды. Палеоассоциация остракод кумлякской свиты представлена большим количеством и разнообразием видов *Pyocypis*, *Cyclocypis*, *Candona*, *Candoniella* и *Limnocythere*. Ядро ее составляют транзитные виды, скользящие по всему разрезу неоплейстоцена (табл. 2). Многие виды лимноцитер и илиоциприсов заканчивают в нем свой существование и стратиграфически выше не встречаются: *L. manyschensis*, *L. stapliny*, *L. certa*, *L. aperta*, а также *I. curtus*, *I. caspiensis*, *I. bella*. Преобладают кренофилы эвритермные и эвригамные. Доля холодолюбивых видов – *Candona candida*, *C. neglecta*, *C. stagnalis*, *C. rectangulata* не превышает 4% от всех видов палеоассоциации.

Крупные млекопитающие. В коренном залежании алевритов озерного генезиса (слой 3) были обнаружены кости крупных млекопитающих мамонтового комплекса: *Capreolus capreolus* L., *Bison* sp. (опр. П.А. Косинцева, ИЭРиЖ УрО РАН), *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип) и *Colodonta antiquitatis* Blum. (опр. Э.А. Вангенгейм, ГИН РАН).

Мелкие млекопитающие. Остатки мелких млекопитающих были отмыты из полимиктовых песков (слой 5), из переслаивания алевритов и песков (слой 4) и из песчаной линзы в глинистом алеврите (слой 3).

Остатки мелких млекопитающих из слоя 5 малочисленны (табл. 3), но исходя из того, что в малых выборках представлены, как правило, остатки видов доминирующих или обычных для открытых стадий (Бородин, 1997), даже имеющийся материал позволяет сделать некоторые ландшафтно-биотопические реконструкции. При интерпретации видового состава обращает на себя внимание, что из степных элементов в ней представлен только *Spermophilus* sp. В то же время обнаружен моляр *Lemmus* sp. Лемминг часто рассматривается как индикатор тундровых условий, в сообществе с остатками суслика и лемминга фауна относится к “безаналоговой”, дисгармоничной. Но современные виды лемминга обитают и среди болотистого редколесья лесной зоны (Огнев, 1950), где предпочитают достаточно увлажненные участки с моховым покровом, осоками и пушицей, а суслик заходит в лесную зону (Марвин, 1969). Исходя из этого, мы предполагаем, что во время формирования отложений этой толщи в данном регионе присутствовали увлажненные редколесья с выраженным моховым покровом, наряду с хорошо дренированными склонами, пригодными для обитания сусликов и узкочерепных полевков.

В фауне мелких млекопитающих из слоя 4, кроме остатков вышеперечисленных видов, обнаружены *Lagurus lagurus* и *Eolagurus luteus* (табл. 3). Высокая доля их остатков позволяет говорить о присутствии в ландшафтах ксерофитных степных участков. Это не противоречит данным спорово-пыльцевого анализа. Степная пеструшка имеет мелкие размеры (табл. 4). Аналогичные характеристики были отмечены в популяции из местонахождения Стрелецкое (слой 4). Такие же размеры были характерны для популяций степной пеструшки Русской равнины – местонахождение Араповичи (Маркова, 1982), возраст которой определен первой половиной позднего неоплейстоцена. По коэффициенту эмали ($K = 1.22$) водяная полевка из этого слоя близка к подвиду *Arvicola terrestris alabugensis* (Малеева, Елькин, 1986) из местонахождения Верхняя Алабуга. По морфологическим характеристикам коренные зубы из слоя 4 близки к местонахождению Стрелецкое (слой 4) и Верхняя Алабуга.

Фауна мелких млекопитающих из слоя 3 сохраняет степной облик (табл. 3). При интерпретации видового состава обращает на себя внимание, что отсутствуют остатки *Lemmus* sp. и *Microtus oesonotus*. Это может свидетельствовать о более ксеротических условиях существования фауны,

Таблица 6. Схема корреляции аллювиальных и озерных отложений позднего неоплейстоцена Южного Зауралья

Звено	Горизонт	Стадия	Аллювий	Озерные отложения
Верхний неоплейстоцен	Ханмейский (подпорожский)	Криоксеротическая	Большое Баландино (сл. 6)	Южный (сл. 3)
			Миасское (сл. 5)	
			Верхняя Алабуга (сл. 5)	
			Стрелецкое (сл. 4)	
		Переходная от криогидратической к криоксеротической	Стрелецкое (сл. 5)	Южный (сл. 4)
		Криогидратическая		Южный (сл. 5)
	Стрелецкий (микулинский)	Термоксеротическая	Введенское (сл. 7)	

что подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа. Исходя из видового состава можно предположить, что во время формирования отложений этой толщи в данном регионе существовали степные и полупустынные ландшафты на плакорах с осоково-тростниковыми зарослями в поймах реки.

Степная пеструшка из слоя 3 крупнее, чем из Верхней Алабуги, и аналогична экземпляру из Миасского (табл. 4). Такие же размеры характерны для популяций Среднего Зауралья второй половины позднего неоплейстоцена. По морфологическим характеристикам коренные зубы степной пеструшки из слоя 3 сходны с таковыми из местонахождения Миасское. Коэффициент эмали коренных зубов водяной полевки близок к единице ($K = 1.08$), он меньше, чем у водяной полевки из слоя 4 и у подвида *Arvicola terrestris alabugensis* (Малеева, Елькин, 1986). Такое значение коэффициента эмали характерно для позднеоплейстоценовых популяций (Агаджанян, Ербаева, 1983).

Из таблицы 3 видно, что снизу вверх (слой 5–3) происходит увеличение доли степных элементов мелких млекопитающих. Если среди остатков грызунов из слоя 5 степные виды не обнаружены, то в слое 4 они составляют 42% всех остатков, а в слое 3–63%. Следует отметить, что в слоях 5 и 4 найдены фрагменты зуба *Lemmini*. Во всех фаунах также представлены виды, которые могут рассматриваться как интразональные элементы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение данных изучения ископаемого материала из отложений камышловского аллювиального комплекса и озерных осадков кумлякской свиты позволяют скоррелировать изученные разрезы и выявить геохронологию позднего неоплейстоцена Южного Зауралья (табл. 6).

1. В стрелецкое (микулинское) межледниковье формируются русловые фации камышловского аллювиального комплекса, залегающие ниже или чуть выше уреза воды. Реконструкция природных условий по ископаемым остаткам позволяет относить вмещающий аллювий к термоксеротической стадии межледниковья (местонахождение Введенское).

2. В ханмейское (валдайское) ледниковье русловые фации продолжают формироваться как в долинах рек, так и в ложбинах междуречий. В начале этого периода микротериофауна характеризуется отсутствием степных видов и присутствием остатков леммингов. Это позволяет относить вмещающий аллювий к криогидратической стадии оледенения.

3. С криоксеротической стадией ханмейского оледенения связана повсеместная аккумуляция старичных фаций и озерной средней части разреза кумлякской свиты. Палинологические комплексы лесостепного типа (лугостепные ценозы с сосново-березовыми колками). В палеоассоциациях моллюсков и остракод усиливается роль криофильных видов. Фауна мелких млекопитающих степного и полупустынного облика. На криоаридный климат указывают также криогенные деформации и клинья, наблюдающиеся в кровле озерных глин (Стрелецкое, рис. 2). Старичные фации аллювия по обилию органических остатков ранее сопоставлялись со временем оптимума межледниковья (Малеева, Стефановский, 1988).

4. С завершающей стадией ханмейского оледенения связано формирование аллювиальных фаций перигляциального типа и аккумуляция верхних озерных слоев кумлякской свиты. По строению аллювия и озерных отложений можно сделать предположение, что ксеротическая стадия не была однородной и чередовалась с криогидратическими осцилляциями, что фиксируется в разрезах прослоями песков и галечников. Палинологические спектры преимущественно степные с

марево-полынными ценозами. Фауна моллюсков и остракод умеренного типа с криофильными элементами. Фауна млекопитающих степного и полупустынного облика.

Таким образом, благодаря комплексным исследованиям получена подробная характеристика опорных разрезов камышловского аллювия и озерных осадков кумлякской свиты Южного Зауралья.

Авторы благодарят И.М. Хохуткина (ИЭРиЖ УрО РАН) за критические замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 99-05-65659 и 01-05-06020.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 190 с.
- Архипов С.А., Галкина Л.И., Зудин А.И. Биостратиграфия и палеомагнетизм плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 95–103.
- Бородин А.В. Соотношение численности мелких млекопитающих в различных биотопах долины реки Хадытаяха (Южный Урал) по результатам отлова дилками и в пищевом рационе хищных птиц и песца // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири. Челябинск: Изд-во Рифей, 1997. С. 91–105.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 76–88.
- Громов И.М., Поляков И.Я. Полевки (Microtinae). Л.: Наука, 1977. 504 с.
- Даниловский И.В. Опорный разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и четвертичные моллюски // Тр. ВСЕГЕИ. 1955. Т. 9. 202 с.
- Долгин В.Н. Пресноводные моллюски Субарктики и Арктики Сибири (фауна, экология, зоогеография). Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 2001. 55 с.
- Кузякин А.П. Летучие мыши. М.: Наука, 1950. 442 с.
- Малева А.Г. Мелкие млекопитающие верхнеалабугской позднеплейстоценовой фауны, Южное Зауралье // Плиоцен и плейстоцен Урала: Материалы к XI конгрессу. Ч. 2. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1982. С. 9–38.
- Малева А.Г., Елькин Ю.А. Водяная полевка среднего и позднего неоплейстоцена в местонахождениях Зауралья и систематические взаимоотношения среднеплейстоценовых, позднеплейстоценовых и современных форм рода *Arvicola* (Rodentia, Microtinae) // Тр. ЗИН. 1986. Т. 156. С. 59–97.
- Малева А.Г., Стефановский В.В. Фауна мелких млекопитающих из позднеплейстоценовых местонаждений восточного склона Урала и Зауралья // Современное состояние и история животного мира Западно-Сибирской низменности. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1988. С. 81–96.
- Марвин М.Я. Фауна наземных позвоночных животных Урала. Вып. 1. Свердловск: Изд-во УрГУ, 1969. 155 с.
- Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины (их значение для палеогеографии и стратиграфии). М.: Наука, 1982. 183 с.
- Мотузко А.Н. Узкочерепная полевка *Microtus* (*Stenogaleria*) *gregalis* Pallas в ископаемых фаунах Белоруссии // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1992. С. 133–148.
- Огнев С.И. Звери СССР и прилежащих стран. Т. 7. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 706 с.
- Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1994. 372 с.
- Рековец Л.И. Микротериофауна деснянско-поднепровского позднего палеолита. Киев: Наукова думка, 1985. 166 с.
- Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 144 с.

Рецензенты М.Н. Алексеев, А.Н. Симакова

УДК 550.834:551.79 (262.5)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОТНОСИТЕЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

© 2003 г. О. В. Димитров*, В. А. Друщиц**

*Институт океанологии Болгарской академии наук, Варна

** Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 01.03.2001 г., получена после доработки 12.02.2002 г.

Сеймостратиграфические исследования, проведенные в районе внешнего шельфа и верхней части континентального склона, а также во впадине четвертичного заложения на шельфе позволили установить три стадии в формировании карангатских отложений, которые в свою очередь разделяются на семь эпизодов. Результаты согласуются с биостратиграфическим расчленением морских прибрежных и континентальных толщ.

Ключевые слова. Черное море, сеймостратиграфия, карангат, сеймопакет, сеймоквант.

ВВЕДЕНИЕ

Западная часть Черного моря - хорошо изученный регион. Здесь пробурено несколько скважин, выполнены детальные сейсмические исследования. Проведены биостратиграфические определения по разрезу четвертичных осадков шельфа. Большой интерес вызывает карангатская трансгрессия, совпадающая по времени с глобальным повышением уровня моря во время поздненеоплейстоценового межледниковья. Это событие четко фиксируется в отложениях шельфа и континента и может быть прослежено на обширных территориях Евразии. Оно носит название рисс-вюрм в альпийской шкале, эем - в Западной Европе, микулино - в европейской части России и казанцево - за Уралом (Алексеев, Друщиц, 2001).

Болгарское побережье и шельф не являются исключением. Здесь выделяются древние береговые линии этого возраста (Попов, Мишев, 1974). По данным сеймостратиграфического (Лимонов, Крыстев, 1990; Димитров, 2001) и биостратиграфического анализов (Крыстев и др., 1990) эти толщи широко распространены на шельфе.

Известно, что карангатская трансгрессия имеет две четко выраженные стадии, во время которых образовались две хорошо сохранившиеся террасы: первая высотой 10–12 м, вторая – 20–25 м. Абсолютные отметки этих террас изменяются в зависимости от тектонических условий их местонахождения. Их сохранность также различная. Первая поздненеоплейстоценовая трансгрессия Черного моря была самой обширной и связана с тирренской трансгрессией Средиземного моря. Мощность карангата на шельфе по данным бурения – около 5 м (Крыстев и др., 1990; Федоров,

2000). На кавказском побережье для этого времени выделяют три террасы: шахейскую, агойскую и сочинскую, высоты которых согласуются с отметками карангатских террас на болгарском побережье. Отложения этих террас содержат богатую фауну моллюсков с видами, ныне не обитающими в Черном море. В течение этого времени имели место три трансгрессивных фазы, разделенные двумя регрессиями (Чепалыга, 1997).

Корреляция результатов интерпретации детального сейсмоакустического профилирования с данными изучения береговых отложений, а также с данными биостратиграфии шельфа и четвертичной стратиграфией сопредельных районов континента позволяет по-новому осветить процессы формирования четвертичных осадков на шельфе и в верхней части континентального склона, на юге болгарской акватории Черного моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Сейсмоакустическое профилирование проводилось в южной части болгарской акватории Черного моря (рис. 1) во время экспедиции “Средецка-88”. Для изучения были выбраны наиболее информативные относительно истории осадконакопления участки. Первый – в районе внешнего шельфа и верхней части континентального склона, а второй – Ахтопольское понижение, представляющее собой небольшой осадочный бассейн, заложившийся в начале четвертичного периода, располагается в пределах Бургасской впадины. Записи сделаны при помощи сейсмоакустической аппаратуры “Спаркер”. Она работала с электроискровым источником сейсмоакустичес-

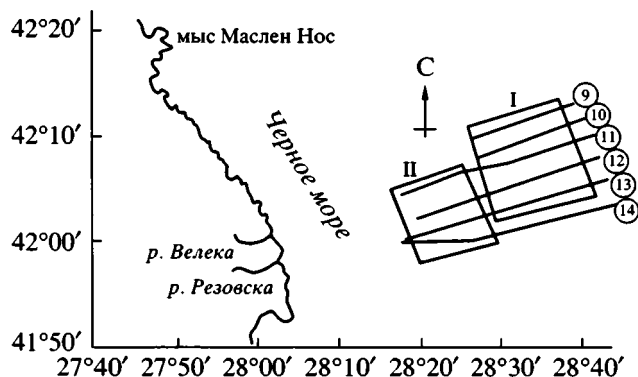


Рис. 1. Схема расположения профилей.

I – район внешнего шельфа и верхней части континентального склона; II – район Ахтопольского понижения; цифры в кружках – номера сейсмопрофилей.

ких волн мощностью 5 кДж. Общая длина использованных сейсмопрофилей 150 км.

При интерпретации была использована методика сейсмостратиграфического анализа, разработанная в Московской сейсмостратиграфической школе (Кунин, Кучерук, 1984). В работе используются понятия сейсмоансамбль – седиментационное тело мощностью от десятков до первых сотен метров, время накопления 0.5–5 млн. лет; сеймопакет выделяется по группам взаимосвязанных отражений; сеймоквант – полное единичное сейсмическое колебание, отражающее как физические параметры среды, так и событие в процессе седиментации (Кунин, 1989).

Определение возраста сейсмических комплексов и фаций выполнялось на основе графиков цикличности относительных изменений уровня

моря. Одним из постулатов сейсмостратиграфического анализа является представление о повсеместном и синхронном глобально-циклическом относительном изменении уровня моря. Масштабы цикла могут быть локальными, региональными и глобальными (Вейл и др., 1982).

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Район внешнего шельфа и верхней части континентального склона характеризуется на основании данных профилей 9, 10 и северо-восточных окончаний профилей 11, 12, 13 и 14 (рис. 1). В результате интерпретации по вышеприведенным принципам на всех профилях фиксируется четвертичная толща отложений (сейсмоансамбль). Всего в четвертичной толще выделено 9 сеймопакетов (рис. 2) (Димитров, 1998; 2001; Dimitrov, 1996). Сеймопакет IX может датироваться как верхнечаудинский-эпичаудинский. Сеймопакет VIII соответствует постэпичаудинской регрессии; сеймопакет VII сопоставляется с древнеэвксинской (ранней)-палеоузунарской трансгрессией; сеймопакет VI сформировался в результате постпалеоузунарской регрессии; сеймопакет V представляет осадки узунларской трансгрессии; сеймопакет IV отражает отложения постузунарской регрессии. Карангатским слоям соответствует сеймопакет III. Судя по результатам профилирования, карангатские отложения отличаются значительной мощностью в разрезе четвертичных отложений болгарского шельфа и встречаются как на шельфе, так и в верхней части континентального склона. Сеймопакет II ограничивает отложения постарангатской регрессии.

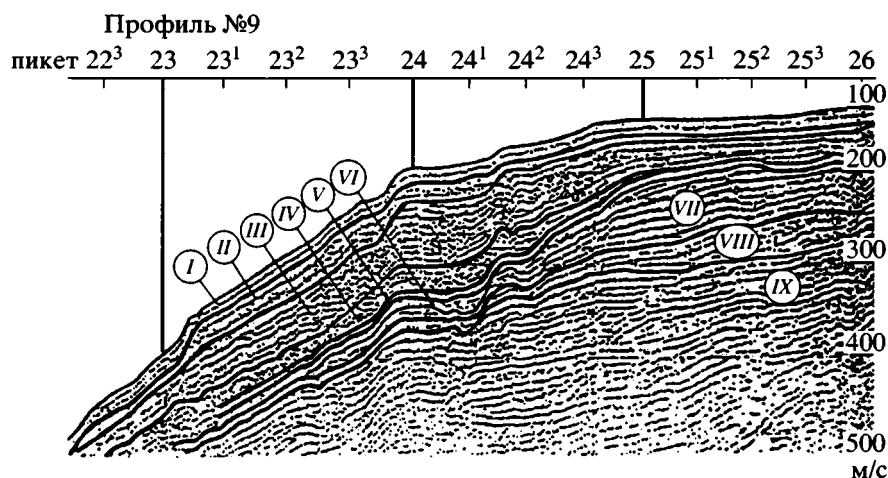


Рис. 2. Сейсмостратиграфия четвертичных осадков внешнего шельфа и верхней части континентального склона (Dimitrov, 1996).

I, III, V, VII, IX – сеймопакеты, соответствующие трансгрессивным фазам;

II, IV, VI, VIII – сеймопакеты, соответствующие регрессивным фазам. Возраст см. в тексте.

Сейсмопакет I характеризует осадки новоэвксинской и черноморской трансгрессий.

Сейсмопакет IV (рис. 2, профиль 9), сформировавшийся в течение постзузуларской регрессии, имеет ограниченное распространение на шельфе, его мощность увеличивается на континентальном склоне, а его подошва срезает нижележащие отложения. Отражения прерывистые, хаотичные, слабо окрашенные.

В сейсмопакете III (рис. 2, профиль 9), соответствующем карангатской трансгрессии, в интервалах 23^1 – $23^{2.5}$ и $24^{0.5}$ – 25^1 , в нижней части и в самой верхней части, в интервалах $23^{0.5}$ – $23^{2.5}$ и $23^{3.5}$ – 25^1 , отражения более ярко окрашены по сравнению с остальной частью пакета. В этих частях линии отражения непрерывные и более плотные. Это свидетельствует о том, что волны, относящиеся к этим отражениям, имели большую амплитуду и большой период, а физические свойства осадков, просвеченных ими, отличаются от характеристик остальной части сейсмопакета III. Волны с такими параметрами фиксируются и на временных разрезах других профилей. Вероятно, осадки, которые дают такой тип сейсмозаписи, имеют физические свойства, отличающиеся от свойств остальной толщи. Консидиментационные и постсидиментационные тектонические процессы могли изменить свойства отложений, дающих непрерывные яркие отражения, поэтому на временных разрезах есть интервалы, где такой тип записи отсутствует. Из этого следует, что формирование сейсмопакета III в районе внешнего шельфа и верхней части континентального склона происходило, по крайней мере, в три стадии. Первая и последняя относятся к стабильным долговременным положениям уровня моря, а средняя, видимо, характеризует смену, нестабильность условий осадконакопления. В склоновой части мощности карангатских отложений явно меньше, чем на внешнем шельфе, присутствуют только отложения, дающие хаотический тип записи. На части профиля, которая ближе к континенту, распространены ярко окрашенные непрерывные отражения. Такой разрез сформировался в результате активности как гидрогенных, так и гравитационных процессов на фоне более поздних трансгрессивно-регрессивных циклов.

Сейсмопакет II, соответствующий последующим двум регрессивным фазам: регрессии Карангатского моря и посткарангатской регрессии, имеет четко выраженное подошвенное несогласие с нижележащей толщей. Изменение уклонов в поверхности древнего рельефа и характер изменения свойств отложений между кровлей и подошвой указывают, по крайней мере, на три положения в изменении уровня в течение этих регрессивных фаз.

В осадках внешнего шельфа и верхней части континентального склона регрессивные стадии в положении уровня моря также хорошо выражены, сейсмопакеты, соответствующие как регрессивным, так и трансгрессивным циклам, имеют явные границы; древние формы рельефа, связанные со стабилизацией уровня моря, четко фиксируются на временных разрезах.

Второй участок расположен в районе Ахтопольского понижения (рис. 1), его пересекают юго-западные части профилей 11, 12, 13, 14. Ахтопольская структура хорошо определяется на сеймопрофилях по конфигурации отражающих горизонтов (рис. 3: а – профиль 11, б – профиль 12). Она формировалась в условиях равномерного тектонического погружения и компенсационной седиментации вплоть до конца плейстоцена. Это понижение практически теряет свою выраженность в рельефе во время посткарангатской регрессии. Заполнение понижения происходило в течение четвертичного периода за счет эрозии Западно-Ахтопольского поднятия (рис. 3а). Это поднятие было островом и служило мощным источником осадочного материала (Лимонов, Крыстев, 1990). Западно-Ахтопольское поднятие разделяет первый и второй районы исследования. Другим источником обломочного материала были береговая абразия и наносы, переносимые вдоль береговыми и контурными течениями. Таким образом, в Ахтопольское понижение осадки поступали как с запада, так и с востока. Интерпретация сейсмоакустических материалов подтверждает именно такую схему седиментации в четвертичном периоде.

Во время постзузуларского регрессивного цикла питание осадочным материалом было более интенсивным с востока. Эта тенденция продолжалась и на раннем этапе карангатской трансгрессии (рис. 3б). Севернее (рис. 3а) влияние Западно-Ахтопольского поднятия на снабжение впадины осадками продолжалось вплоть до посткарангатского времени. Об этом свидетельствует распространение седиментационных тел линзовидной формы (IV^a , III^a , II^a ; III^b , II^b).

Для профилей 11 и 12, пересекающих Ахтопольское понижение, были пронумерованы отражения (рис. 4а, б). Сопоставляя временные профили 11 и 12 на рисунках 3 и 4 после нумерации отражений, можно заметить, что сейсмопакет III состоит из одиннадцати отражений №18–№28. Эти отражения не фиксируются на каждом профиле.

Нумерация отражений позволила определить точное распространение каждого отражающего горизонта. Далее для каждого сейсмоакустического профиля было рассчитано процентное отношение между длиной каждого отражения, выделенного на единичном профиле и длиной сечения

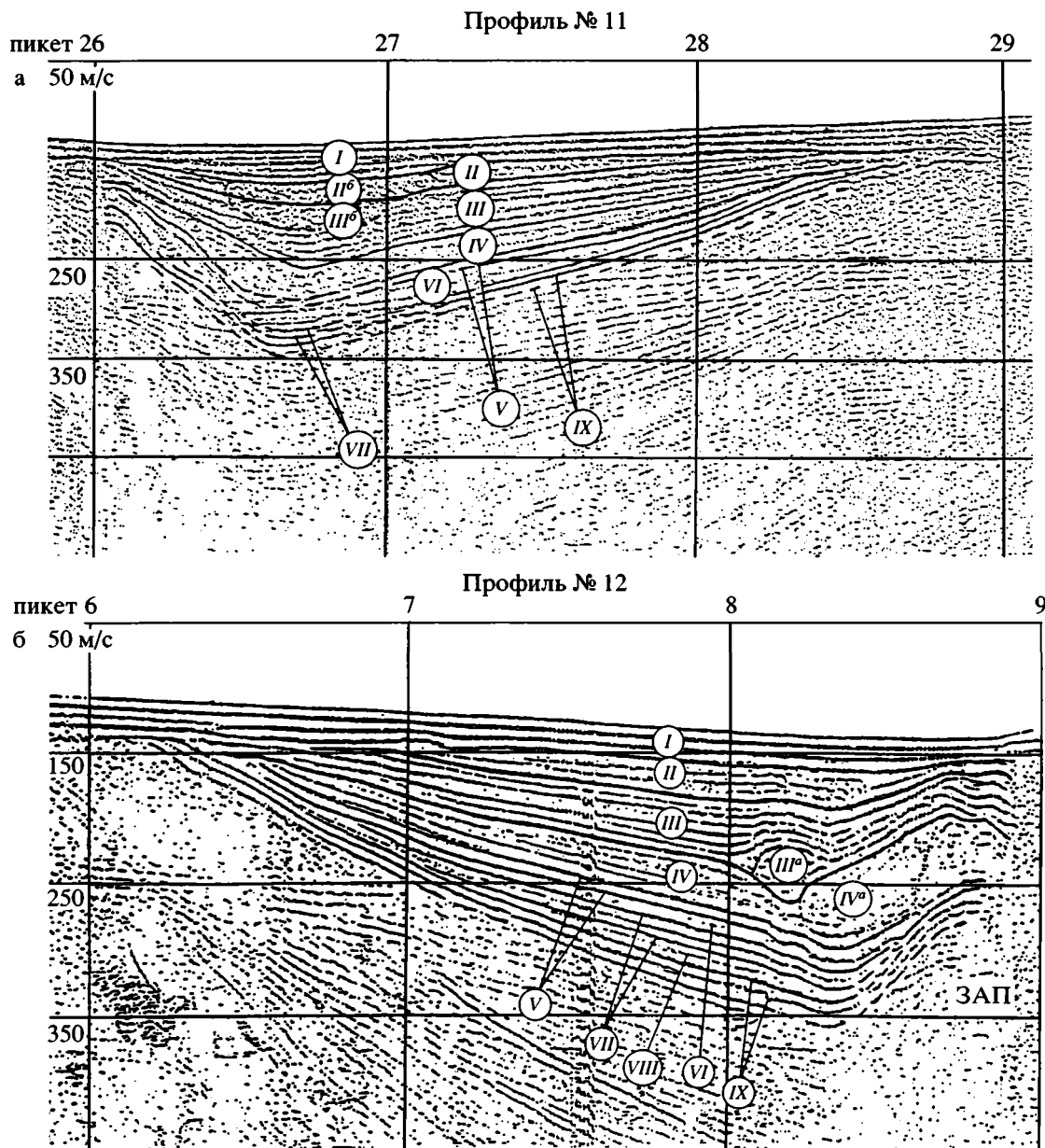


Рис. 3. Сейсмостратиграфия четвертичных осадков Ахтопольского понижения (Димитров, 2001).

ЗАП – Западно-Ахтопольское поднятие. Цифры на сейсмопрофилях – номера сеймопакетов; а – профиль № 11; б – профиль № 12.

структуры (Ахтопольское понижение) на том же самом профиле. Средние величины этих отношений на всех рассмотренных временных разрезах для сеймопакета III показаны на рисунке 5. Таким образом, получена картина пространственного распространения осадков, отвечающих за отражения №18-№28 в структуре Ахтопольского понижения.

Полагая, что каждое отражение отвечает понятию сейсмоквант, рассмотрев подробно интенсивность и конфигурацию этих отражений, можно сделать вывод о том, что сейсмокванты № 20,

21, 23 и 24 соответствуют отложениям, накопленным в процессе тектонических погружений, которые не были синхронны с общим опусканием Ахтопольского понижения. Погружения охватывали ограниченные поверхности, имеющие значительно меньшие размеры по сравнению с простирающим нижележащим горизонтом.

Также замечено, что поверхность над сейсмоквантом №18 представляет собой несогласие типа подошвенного налегания (Митчем и др., 1982) относительно сейсмоквантов №19, 22, 25. Поверхность над отражением №25 – это несогла-

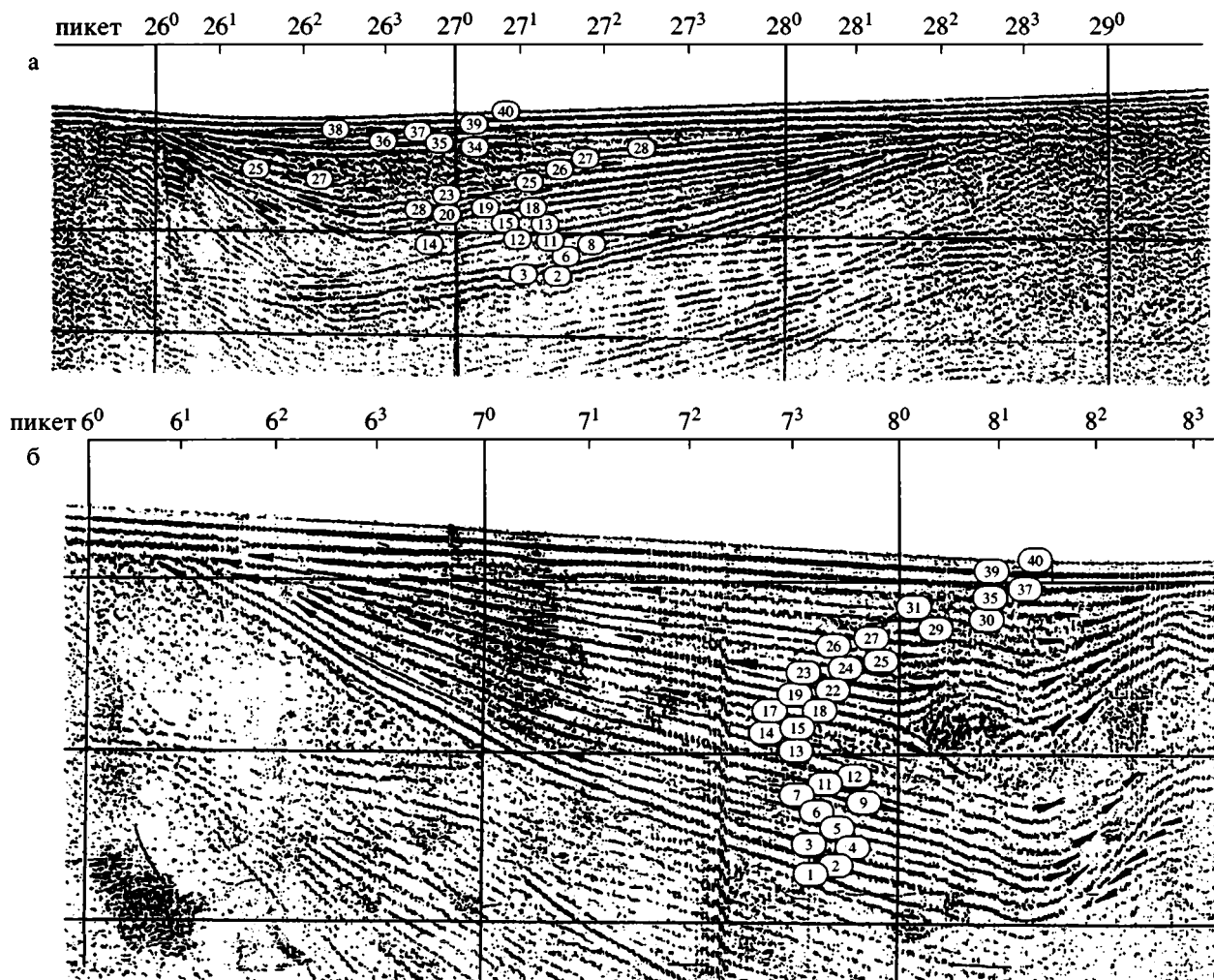


Рис. 4. Нумерация отражений.

Цифры на сейсмoproфилях – номера отражающих горизонтов. а – профиль № 11; б – профиль № 12.

сие типа подошвенного налегания относительно сейсмеквантов № 26, 27, 28 (рис. 4). Если считать наиболее распространенные отражения отвечающими за наиболее стабильные условия осадконакопления, а наименее распространенные – за нестабильные условия осадконакопления, то в процессе формирования сеймопакета III можно выделить семь эпизодов различной природы:

I – формирование отражений № 18, 19, 20; II – формирование отражений № 21; III – формирование отражений № 22; IV – формирование отражений № 23; V – формирование отражений № 24, 25; VI – формирование отражений № 26; VII – формирование отражений № 27, 28.

В течение карангатского времени в области Ахтопольского понижения несколько раз менялись обстановки осадконакопления. Можно выделить четыре стабильных положения, которые делят всю толщу на три этапа, соответствующим

трем группам отражений: № 18–22, № 22–25, № 25–28. Внутри этих этапов происходили более кратковременные флуктуации в режиме обстановок осадконакопления.

Для карангатской и посткарангатской регрессивных фаз (отражения 29–35) можно выделить, по крайней мере, три эпизода в смене условий седиментации (рис. 4а, б). Для постзунларской регрессивной фазы (отражения 12–17) выделяются три флуктуации условий осадконакопления.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнивая результаты интерпретации сейсмозаписи, профилей, пересекающих рассматриваемые участки, которые имеют различную геологическую позицию, можно заметить сходство в изменениях условий осадконакопления. Данные сейсмoproфилирования и в осадочном бассейне

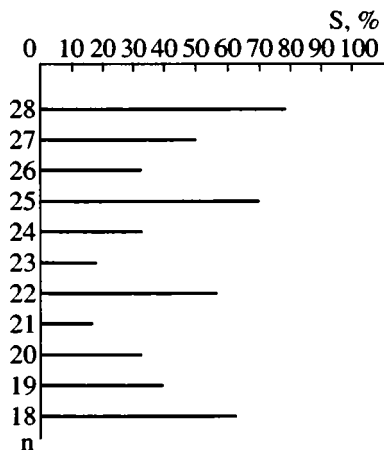


Рис. 5. Диаграмма соотношения длины каждого сейсмекванта к общей длине сечения структуры для Ахтопольского понижения.

S – общая длина сечения структуры; n – длина отдельного сейсмекванта.

(Ахтопольское понижение), и в зоне перехода шельфа в континентальный склон показывают, что на этих участках происходило замедление скорости подъема и стабилизация положения уровня моря на начальном и конечном этапах карангатской трансгрессии. Это не противоречит ходу развития природных процессов, наблюдаемому по многим разрезам первого позднеоплейстоценового межледникового. Разрезы, относящиеся к микулинскому межледниковью на европейской части России, часто отражают тенденцию: две теплые эпохи, разделенные более холодной. В разрезе озерной котловины, расположенной в долине р. Протвы, отложения микулинского межледникового подразделяются на шесть спорово-пыльцевых зон. Во второй половине этого времени получают развитие еловые леса, отражая постепенное похолодание (Рычагов и др., 1989). Палинологическое изучение разреза Келково, расположенного в пределах Невской низменности, где обнажаются морские черные глины с лузитанской фауной моллюсков, позволило выделить в его микулинской части две палинозоны. Нижняя характеризуется распространением пыльцы хвойных деревьев с мелколистственными с примесью широколиственных: граба, орешника, дуба и вяза. Верхняя отличается весьма резким увеличением содержания пыльцы широколиственных деревьев – граба, орешника, дуба и примесью клена, липы и вяза. Материалы по характеристике климата времени казанцевского межледникового Восточной Сибири, восточной части Арктического шельфа и Дальнего Востока России позволяют считать, что в наиболее полных и достаточно изученных разрезах отложений этого времени регистрируются три климатические фазы: оптимум в начале, похолодание в середине и фаза некоторого

потепления в конце. Ранняя фаза (130–120 тыс. лет назад) соответствует подстадии 5е кислородно-изотопной шкалы. (Алексеев, Друщиц, 2001). П.В. Федоров (2000) выделяет в развитии карангатской трансгрессии два этапа: раннекарангатский и позднекарангатский, которые разделялись непродолжительной регрессией.

Эти наблюдения могут быть сопоставлены с результатами геоморфологических исследований на суше. На болгарском черноморском побережье есть две террасы, которые образовались во время карангатской трансгрессии (Попов, Мишев, 1974). Первая находится на высоте 20–25 м, а вторая на высоте 8–14 м над современным уровнем моря.

Судя по характеру сейсмозаписи, Ахтопольское понижение заложилось в начале четвертичного периода и все это время не подвергалось эрозии. Вероятно, даже во время регрессий это понижение могло оставаться локальным водоемом или какой-либо другой зоной аккумуляции на осушенном шельфе и сохранить запись многих событий в истории осадконакопления. Выделение на сейсмопрофилях сейсмеквантов позволяет сделать более детальную стратиграфию шельфовых отложений в юго-западной части Черного моря.

Во время первого позднеоплейстоценового межледникового на Русской равнине на основании спорово-пыльцевых исследований выделено восемь зон (Гричук, 1961). В восточной части Черного моря, на абхазском побережье, по данным спорово-пыльцевого анализа, для межледникового ресс-виум выделено семь климатических фаз: четыре потепления, разделенные тремя похолоданиями. Исследовался керн скважины с глубины 38.5–45.0 м (Квавадзе, Рухадзе, 1999). Несомненно, не следует проводить прямую корреляцию биостратиграфии континентальных образований и сеймостратиграфии шельфовых отложений. Выяснение зависимости условий седиментации на шельфе от незначительных и кратковременных климатических изменений – это задача будущих исследований. И несомненно, что сейсмические исследования с высоким разрешением дают возможность провести детальное стратиграфическое расчленение шельфовых толщ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведение сеймостратиграфического анализа при изучении четвертичных осадков шельфа позволяет детально стратифицировать отдельные горизонты, соответствующие основным событиям плейстоцена в Черном море. Сопоставление схем расчленения окружающей суши и береговых разрезов четвертичной системы и данных сеймостратиграфического расчленения шель-

фовых отложений на западе Черного моря позволяет сделать следующие выводы:

1. Сейсмическое профилирование на ключевых участках шельфа дает информацию, сравнимую по детальности с биостратиграфической характеристикой континентальных разновозрастных разрезов;

2. Для стратиграфической характеристики отложений на уровне ступени следует использовать понятие сеймопакет, для более детальной стратиграфии – сейсмоквант;

3. Отложения карангатской трансгрессии, соответствующей первому позднеплейстоценовому межледниковью, как и на большей части Евразии, разделяются на три толщи. Формирование этих толщ происходило в течение двух теплых климатических фаз, прерываемых весьма протяженным незначительным похолоданием. Это глобальное микулинское – карангатское потепление состояло из кратковременных климатических флуктуаций, обращенных как в сторону теплого, так и холодного климата с различной влажностью. В юго-западной части Черного моря карангатское время может быть разделено на семь эпизодов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев М.Н., Друщиз В.А. Климатические события казанцевского межледниковья и голоцена восточной части российского шельфа и Сибири // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 2001. № 64. С. 77–88

Вейл П.Р., Митчем Р.М., Томсон С.И. Относительные изменения уровня моря по береговому подошвенному налеганию // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир. 1982. Т. 1. С. 127–159.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 25–71.

Димитров О.В. Новые данные о расчленении четвертичных осадков Южно-болгарского шельфа по данным сеймостратиграфического анализа // Океанология, 2001. Т. 41. № 2. С. 305–312.

Квавадзе Э.В., Рухадзе Л.П. Палиностратиграфия нижнего карангата Абхазии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 99–109.

Крыстев Т.И., Свиточ А.А., Гунова В.С. и др. Новые данные по карангатской террасе в районе города Варны (Болгария) // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: БАН, 1990. С. 106 – 112.

Кунин Н.Я. Модели седиментации и понятия сеймостратиграфии // Бюл.МОИП. Отд. геология. 1989. Т. 64. С. 24–32.

Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Основные положения сеймостратиграфического анализа // Месторождения горючих ископаемых. Сеймостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. М.: ВИНТИ, 1984. Т. 13. С. 56–70.

Лимонов А.Ф., Крыстев Т.И. Некоторые вопросы раннечетвертичной тектоники, палеогеографии и седиментологии южной континентальной окраины болгарского сектора Черного моря по данным сеймостратиграфии // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: БАН, 1990. С. 319–331.

Митчем Р.М.мл., Вейл П.Р., Сангри Дж.Б. Стратиграфическая интерпретация сейсморазрезов МОВ по конфигурации отражений // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т. 1. С. 215–242.

Рычагов Г.И., Алешинская З.В., Антонов С.И., Скорнякова Л.А. Новые разрезы микулинских отложений центра Русской равнины // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 35–42.

Федоров П.В. Отражение климатических событий плейстоцена в геологической истории Черного моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 74–82.

Чепалыга А.Л. Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 196–201.

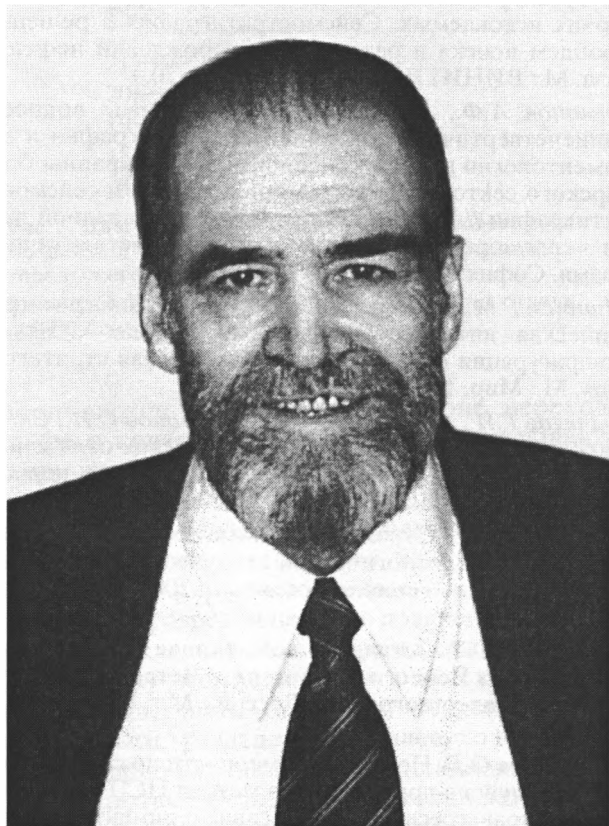
Димитров О.В. Нови закономерности по сейсмограммате, получени при работа по метода НСП за определяне на трансгресивне и регресивне седименти в Резовска структурна зона // Тр. на Ин-та по океанология. 1998. Т. 2. С. 99–106.

Попов В., Мишев К. Геоморфология на българското черноморско крайбрежие и шельф. София: БАН, 1974. 226 с.

Dimitrov O.V. Seismostratigraphic segmentation of quater sediments in the eastern periphery of the south bulgarian Black Sea shelf // C. R Acad. Bulg. Sci. 1996. T. 49. № 11–12. P. 69–72.

Рецензент М.Н. Алексеев

ПАМЯТИ МИХАИЛА АБРАМОВИЧА ПЕВЗНЕРА (1937–2003)



Ушел из жизни Михаил Абрамович Певзнер, наш друг, товарищ и коллега. Прекрасный человек и талантливый ученый. Неутомимый труженик и интересный человек. Один из первых палеомагнитологов Советского Союза, ученик и соратник В.В. Меннера и К.В. Никифоровой, создатель палеомагнитной лаборатории и пионер палеомагнитных исследований в Геологическом институте РАН.

Михаил Абрамович родился 2 апреля 1937 года в г. Ленинграде. Его родители в то время были сотрудниками ВСЕГЕИ. Абрам Самуилович Певзнер, выпускник Минского университета и Высших геофизических курсов, занимался поиском урановых руд в Забайкалье, стоял у истоков метода эманационной съемки. В дальнейшем, после участия в Великой Отечественной войне, учительствовал, преподавал математику и астрономию. Елизавета Львовна Абакумова занималась геологической разведкой на Южном Урале, внесла свой вклад в создание Магнитки. В годы войны семья эвакуировалась на

Горный Алтай. Тяжелые условия жизни, постоянное чувство голода, когда даже кристаллик соли был лакомством, недетская ответственность за младшую сестру, когда мама от темна и до темна на работе, а старшие брат и сестра в школе, сформировали и закаляли его характер, выработали такие качества как трудолюбие, обязательность, коммуникабельность, пристрастие к порядку.

Со школьной поры Михаил Абрамович проявил интерес к наукам о Земле. Как правило, летние каникулы он проводил в геологических, археологических (участвовал в раскопках Пазырыкских курганов) и ботанических (Алтайская и Памирская) экспедициях. Рытье шурфов, отбор проб грунтов, составление коллекций минералов стали привычным и любимым для него занятием. После окончания 12 средней школы г. Горно-Алтайска в 1955 г. Михаил Певзнер поступил в Ленинградский горный институт и в 1961 г. закончил его по специальности горный инженер-геофизик. В том же году был направлен на работу в экспедицию № 20 Шестого главного управления Министерства геологии и охраны недр СССР, которая базировалась в г. Туре (Красноярский край).

В Геологическом институте Академии наук он начал работать с конца 1962 г. и прошел путь от старшего лаборанта до ведущего научного сотрудника. География полевых исследований М.А. Певзнера чрезвычайно обширна: Камчатка, Бурятия, Таджикистан, Азербайджан, Грузия, Северный Кавказ, Таманский п-ов, Крым, юг Украины, Молдавия, Закарпатье, Белоруссия, Литва, Австрия, Венгрия, Исландия, Индия.

Первым крупным полигоном палеомагнитных исследований Певзнера были разрезы вулканогенных толщ Камчатки. Ему принадлежит идея и разработка методики палеомагнитного картирования, которая впервые была применена в поле в 1968 г. на Камчатке при геологосъемочных работах, проводимых 9-ой экспедицией ВАГТ. Сотни обработанных ориентированных образцов позволили впервые в СССР при проведении геологической съемки масштаба 1:200000 откартировать границу в 0.7 млн. лет на участке в 200 км² и провести ее на площади более 13000 км². Палеомагнитное картирование позволило с большей детальностью расчленить и более древние породы, сделать выводы об относительной скорости накопления эффузивных толщ. Позднее, в 1971–1973 годах методика палеомагнитного картирования на основании докладной записки

в Мингео СССР была включена в программу курсов повышения квалификации главных геологов территориальных управлений при МГУ и рекомендована для проведения работ Мингео СССР в районах с широким развитием молодого вулканизма.

В 1968 г. Михаил Абрамович защитил кандидатскую диссертацию “Палеомагнетизм и некоторые вопросы стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений Камчатки”. Итоги палеомагнитных исследований, проведенных М.А. Певзнером в Приазовье, относятся к числу крупных результатов в области хроностратиграфии четвертичного периода Восточной Европы. В середине прошлого века разработки схемы периодизации лёссово-почвенной серии как основы, позволяющей связать воедино события в ледниковой, перигляциальной и приморской областях Восточно-Европейской равнины, находились еще в стадии становления. С 1968 по 1970 г. сотрудниками палеомагнитного отряда ГИН АН и перигляциального отряда ИГ АН проводилось изучение серии разрезов, приуроченных к различным геоморфологическим уровням Приазовья. В результате, основываясь на детальном отборе образцов и тщательном анализе не только магнитных характеристик, но и их связи с выделенными в разрезе фациями, М.А. Певзнеру уже тогда, на ранних этапах комплексных разработок соотношения континентальных и морских толщ, удалось наметить положение в них границы Брюнес–Матюяма и установить ее позицию в системе лёссово-почвенных серий. По существу магнитостратиграфические исследования сложнопостроенных четвертичных толщ, проведенные М.А. Певзнером, были пионерными не только в СССР, но и Европе.

Изучение покровных лёссово-почвенных отложений М.А. Певзнер продолжил в Молдавии и на Украине, а также в Австрии и Венгрии. С 1972 по 1991 г. Михаил Абрамович совместно с академиком Венгерской Академии наук Мартоном Печи проводил полевые исследования основных лёссово-почвенных серий Венгрии. В результате было определено положение границы Брюнес–Матюяма в лёссовых толщах и получена палеомагнитная характеристика паннонских отложений Венгрии. Исследования лёссово-почвенных серий были проведены также в северо-восточных предгорьях Альп и Венском бассейне в Австрии совместно с профессором Ю. Финком (1977 г.). В 1976 г. Михаил Абрамович проводил работы по изучению палеомагнетизма верхнесиваликской серии в Северных Гималаях и аллювиальных отложений р. Нармады (Северная и Центральная Индия).

Исследования М.А. Певзнера внесли существенный вклад в изучение особенностей геологического строения Исландии. В 1978–1979 гг. им – впервые для Исландии – установлен характер намагниченности в разрезе 150-метровой толщи вулканогенно-осадочных озерных отложений, залегающей в основании мощного разреза вулкаников. В сово-

купности с палеоботаническими данными это позволило внести коррективы в стратиграфическое расчленение вулкаников, понизив возраст озерных отложений с плейстоценового до раннего плиоцена. Палеомагнитные данные по неогеновым платобазальтам дали возможность определить возрастные границы 9-ой палеомагнитной эпохи и скоррелировать палеонтологически немые вулканогенные толщи.

В результате работ в Азербайджане, Грузии, на Северном Кавказе, Таманском и Керченском полуостровах в конце 70-х – начале 80-х годов М.А. Певзнером была создана магнитостратиграфическая шкала Черноморского и Каспийского бассейнов от сакараула до апшерона включительно. Вместе с В.Н. Семененко Михаил Абрамович установил малую продолжительность понтического регионаруса Восточного Паратетиса и скоррелировал его с магнитохронологической шкалой. Это заставило пересмотреть положение в стратиграфических шкалах понта и пограничных с ним регионарусов. Много внимания М.А. Певзнер уделял вопросам корреляции отложений среднего миоцена – низов квартера юга Европы, Средиземноморья, Восточного и Центрального Паратетиса и сопоставления их с магнитохронологической шкалой и зональными шкалами океанов. В 1986 г. М.А. Певзнер защитил докторскую диссертацию “Стратиграфия среднего миоцена – плиоцена юга Европы (по палеомагнитным данным)”, в которой подвел итоги своих магнитостратиграфических исследований.

Результаты исследований М.А. Певзнера использованы и для районов, которые сам он не посещал. Так, для Монголии был создан первый магнитостратиграфический разрез кайнозоя, где сочетались геохронологические (К–Аг, ТЛ) и биостратиграфические данные почти для всех изученных опорных разрезов палеогена и неогена. Такая схема явилась основой не только для региональных, но и глобальных корреляций. Надо отметить, что комплексные работы для Внутренней Азии были проведены впервые.

Одним из первых в нашей стране М.А. Певзнер начал и продолжал до последнего времени исследовать местонахождения неогеновых и четвертичных млекопитающих с целью их привязки к магнитохронологической шкале. Это дало возможность оценить возраст границ и продолжительность крупных фаунистических этапов: ярусов и большинства зон млекопитающих неогена континентальной шкалы Европы. Были получены палеомагнитные характеристики многих местонахождений фауны Молдавии, Украины, Грузии, Азербайджана, Северного Кавказа, Приазовья, Средней Азии, Западной Сибири и Венгрии.

На основании комплекса методов, независимых от фаунистических характеристик, М.А. Певзнер провел корреляцию опорных местонахождений млекопитающих Юга Европы, Сибири, Средней

Азии и Забайкалья, что позволило внести значительные коррективы в существовавшие ранее представления и, соответственно, выявить важные палеогеографические закономерности в развитии фауны различных провинций и ландшафтно-климатических зон.

Одним из крупных научных достижений М.А. Певзнера за последние годы можно назвать разработку биометрического метода датирования остатков млекопитающих. В основу этого метода легло открытие им математической закономерности развития во времени эволюционно значимых морфологических параметров остатков млекопитающих (гипсодонтия у корнезубых полевок, частота пластин на зубах слонов мамонтовой линии, степень сферичности черепной коробки у ископаемого человека и др.).

В последние годы Михаил Абрамович уделял особое внимание разработке детальной стратиграфической шкалы континентальных отложений неогена и квартера. Вместе с коллегами-палеонтологами разработал зональную шкалу среднего плиоцена – квартера для юга Восточной Европы по мелким млекопитающим, привязанную к магнитохронологической шкале. Выделенные зоны оказались возможным протянуть от Англии до Забайкалья, а дробность подразделений превзошла все существующие шкалы по млекопитающим.

Михаила Абрамовича характеризовал глубокий подход ко всем проблемам, которыми он занимался. Если использовались радиоизотопные датировки, то он вникал в методику определения возрастов каждого метода; если работал в области континентальной стратиграфии, то знакомился с деталями морфологических признаков остатков млекопитающих и особенностями эволюционного развития каждой группы; если для работы привлекались геологические или палеомагнитные данные других авторов, не просто обходился ссылками, а критически оценивал достоверность выводов. С ним было легко работать, даже когда по каким-либо вопросам – научного или организационного характера – были разные точки зрения. Он умел слушать противоположные мнения и вникать в приводимую аргументацию.

Особое отношение у Михаила Абрамовича было к молодым коллегам. К нему приходили за советом, приносили статьи и диссертации. И он внимательно вчитывался – будь то работа по геологии, палинологии, фораминиферам или млекопитающим. Был строгим, конструктивным, объективным, но доброжелательным критиком, прекрасным редактором.

Михаил Абрамович был членом бюро неогеновой и четвертичной комиссий МСК и бессменным экспертом стратиграфических схем неогена, представляемых в МСК. И в этой работе он проявлял видную тщательность, терпение и объективность.

Михаилу Абрамовичу был присущ особый дар организатора. Он очень активно участвовал в подготовке разнообразных полевых международных симпозиумов, конгресса ИНКВА 1982 г., Международного геологического конгресса 1984 г. При проведении полевых работ у него все было настолько четко распланировано и организовано, что удавалось тщательно проработать множество объектов без чрезмерных физических нагрузок в обстановке комфорта (насколько это возможно в полевых условиях) и дружного взаимодействия всех членов отряда. Примечательно, что с первых же дней работы в новом месте он завоевывал симпатии местных жителей, некоторые из них оставались его друзьями многие годы. Он находил общий язык со всеми, с кем сталкивалась судьба – от академиков до простых крестьян, его никогда не интересовал социальный статус хорошего человека.

М.А. Певзнер был человеком необычайной и активной душевной силы, доброты и щедрости, не мог пройти мимо несправедливости и агрессивной глупости. Помочь любому человеку, нуждающемуся в его участии, было всегда для него первым порывом. Многие и многие люди, коллеги и друзья, знакомые и даже незнакомые, случайные попутчики не раз были свидетелями того, как он бросался в самые критические ситуации, чтобы восстановить справедливость – неважно, на гражданском ли, научном или бытовом уровнях.

Поразительной энергии Михаила Абрамовича хватало на все, в том числе на междисциплинарное научное сотрудничество, о котором могут вспомнить специалисты разного профиля (в этом списке помимо геологов числятся и антропологи, и биофизики, и ботаники). Неоднократно Михаил Абрамович делал доклады на научных семинарах антропологов РАН, консультировал и выступал оппонентом на защите докторских диссертаций на антропологические темы.

Михаил Абрамович связал свою судьбу с замечательным человеком – Галиной Михайловной Проскуряковой. Приятно было наблюдать, как бережно и трепетно они относились друг к другу. В их гостеприимном доме всегда было тепло, уютно и весело. Миша был замечательным семьянином, много внимания и заботы уделял своим дочерям и внукам. Ученый с мировым именем, в быту это был скромный и милый человек, хозяйственный, домовитый, обстоятельный, с золотыми руками.

Не было среди нас человека, столь одаренного человеческим теплом, любовью к жизни, быющего ключом юмором (а каким тамадой он был!), невероятным трудолюбием в сочетании с огромным талантом ученого. Потому так велико число людей, для которых безвременный уход Михаила Абрамовича – невосполнимая потеря.

Светлая ему память. Спасибо судьбе, что он был с нами.

Друзья и коллеги

НОВЫЕ ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и океанов, теории и методологии стратиграфических исследований, геохронологии (включая изотопную), проблемам биостратиграфии и эволюции биосферы, бассейновому анализу, палеоклиматологии, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, выполненным по результатам мультидисциплинарных исследований. Предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат. Журнал публикуется одновременно на русском и английском языках (что накладывает дополнительные требования к оформлению рукописей).

Предоставляемые в редакцию статьи должны быть проверены, тщательно отредактированы и подписаны автором (авторами). Стиль изложения должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. К рукописи прилагается сопроводительное письмо-направление от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, адрес для переписки (с индексом), имена (полностью) всех авторов, номера домашнего и служебного телефонов и адреса e-mail (если есть). Статьи предоставляются в бумажном и электронном видах.

Оформление рукописи должно отвечать следующим требованиям.

Рукопись (в двух экземплярах, без рукописных вставок и исправлений) должна быть отпечатана на машинке (компьютере) через два интервала на белой бумаге формата A4 (297 × 210 мм) с левым полем не менее 25 мм. Текст должен занимать 29–30 строк. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля). Иллюстрации (рисунки, таблицы, фотографии) прилагаются отдельно в конце рукописи; их размер не должен превышать формата A4.

Начало статьи оформляется по образцу: индекс статьи по УДК; название; автор(ы) (инициалы и фамилии); полное (без сокращений) название учреждений, в которых выполнялось исследование; дата поступления. Далее следуют краткая аннотация (до 1 печ. стр.), ключевые слова (до 8 слов) и основной текст, который рекомендуется строить по общепринятой в международных журналах схеме, используя подзаголовки: “Введение”, “Материал”, “Методика”, “Результаты и их обсуждение”, “Заключение (выводы)”, “Список литературы”. На отдельных страницах прилагаются подписи к рисункам и таблицы.

Следует использовать физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе СИ. Все сокращения, за исключением немногих общеупотребительных, должны быть расшифрованы. Форму-

лы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть печатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, O, S), подчеркивая заглавные буквы двумя чертами снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо впечатывать или аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

При описании ископаемых остатков следует руководствоваться правилами для авторов Палеонтологического журнала. Приводимые в тексте латинские названия видов животных и растений должны сопровождаться фамилией автора таксона. Латынь следует набирать прямым шрифтом.

Иллюстрационный материал необходимо предоставлять в редакцию в двух экземплярах размером не менее 5 × 6 и не более 18 × 24 см. Первый экземпляр должен быть оригиналом, предоставление ксерокопий оригиналов не допускается. **На картах обязательно указывать масштаб.** Рисунки должны быть выполнены на белой бумаге тушью или напечатаны на лазерном принтере с разрешением не менее 300 точек на дюйм (dpi). Оба экземпляра фотографий, выполненных на нетисненной бумаге, монтируются автором в виде макета (размер 23 × 17 см). Объяснение буквенных и цифровых обозначений на иллюстрациях обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи следует указать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора (авторов).

В тексте статьи ссылка на литературу дается в круглых скобках: (Автор/ы, год), а в ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990). Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Фамилия и инициалы автора (авторов) печатаются курсивом. Ниже приводятся примеры различных библиографических ссылок.

Книги:

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 214 с.

Frakes L.A. Climates Through Geologic Time. Amsterdam – N.Y.: Elsevier, 1979. 310 p.

Статьи в периодических изданиях/журналах:

Вахрамеев В.А. Расчленение и корреляция континентальных отложений по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1982. № 1. С. 58–67.

Hancock J.M., Kauffman E.G. The great transgressions of the Late Cretaceous // J. Geol. Soc. 1979. V. 136. № 2. P. 175–186.

Статьи в сборниках с названием (в том числе периодических):

Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.

Molenaar C.M., Bird K.J., Kirk A.R. Cretaceous and Tertiary stratigraphy of Northeastern Alaska // Alaskan North Slope Geology / Eds (без точки!) Taillerur I., Weimer P. Santa Fe Springs: Soc Econ. Paleontol. Mineral. and Alaska Geol. Soc., 1987. V. 1. P. 513–528.

Mull C.G. Cretaceous tectonics, depositional cycles and the Nanushuk Group, Brooks Range and Arctic Slope, Alaska // Geology of the Nanushuk Group and related rocks, North Slope, Alaska / Ed. (с точкой!) Huffman A.C. U. S. Geol. Surv. Bull. 1985. № 1614. P. 7–36.

В списке литературы приняты следующие часто встречающиеся сокращения:

общие: Издательство – Изд-во;
городов: Москва – М.;
 Санкт-Петербург – СПб.;
 New York – N.Y.;

названий журналов:

Ботан. журн.	Geol. Jarbuch.
Бюлл. МОИП. Отд. геол.	Geol. et Palaeontologica
Вестн. МГУ. Сер. геол.	Geol. Mag.
Вопр. микропалеонтологии	Geol. Soc. Amer. Bull.
Геол. журн.	Geophys. Res. Lett.
Докл. АН СССР	J. African Earth Sci.
Докл. РАН	J. Earth and Planet. Sci. Lett.
Изв. АН СССР. Сер. геол.	J. Geology
Изв. вузов. Геол. и разведка	J. Geol. Soc. London
Литология	J. Sediment. Petrolog.
и полезн. ископаемые	
Палеонтол. журн.	Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.
Сов. геология	Precamb. Res.
Стратиграфия.	Rev. Micropaleontol.
Геол. корреляция	
Acta Geol. Polonica	Rev. Palaeobot. Palynol.

Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists

Bull. Soc. Geol. France

C.R. Acad. Sci. Paris

Riv. ital. paleontol. e stratigr.

Sci. Geol. Bull.

Soviet Sci. Rev.

К рукописи необходимо приложить (на отдельной странице): 1 английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных имен и названий; 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала; 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских специальных терминов (если существуют разные транскрипции); 4) список русских географических или иных названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия стратонов (например, миньярская свита – г. Миньяр).

Электронная (на дискете) версия статьи должна быть полностью идентична бумажной. Она предоставляется на дискете 3.5", которая может быть отформатована как в формате IBM PC, так и в формате Apple Macintosh. В электронную версию должны входить: файл, содержащий текст, и файлы, содержащие иллюстрации (каждый такой файл должен содержать один рисунок). В случае больших объемов информации допустимо использование общеизвестных архиваторов (ARJ, ZIP, RAR и т.п.). Следует приложить опись файлов: автор/ы, название статьи, формат диска, операционная система, название текстового редактора, имена файлов. Запись на дискете рекомендуется протестировать и проверить на вирусы.

Для текста статьи рекомендуется пользоваться Microsoft Word for Windows, использовать стандартные Windows TrueType шрифты (Times New Roman, Courier New, Arial и др.) и размер шрифта 12. Строки текста в пределах абзаца не следует разделять символом "Возврат каретки-Enter".

Для растровых рисунков следует использовать формат TIF с разрешением 600 dpi, 256 оттенков серого. Векторные рисунки должны предоставляться в формате программы, в которой они сделаны: CorelDraw (до версии 9.0), Adobe Illustrator (до версии 8.0), FreeHand (до версии 8.0) или в формате EPS. Для фотографий следует использовать формат TIF с разрешением не менее 300 dpi. Если программа не является распространяемой, желательно дополнительно сохранить файлы иллюстраций в форматах WMF или EPS. Из имен графических файлов должен быть понятен порядок их расположения.

Сдано в набор 01.04.2003 г.

Подписано к печати 02.06.2003 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 3.8 тыс.

Уч.-изд. л. 14.0

Бум. л. 7.0

Тираж 263 экз.

Зак. 7505

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
 Учредитель: Российская академия наук

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” в I полугодии 2004 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась во II полугодии 2003 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2004” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики академических организаций, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство подписки и розницы” (АПР).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН, ИНИОН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на 1 полугодие 2004 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Издательство “Наука”

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Всероссийского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиозэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке