

И. И. Бродский

ISSN 0869-592X

Том 14, Номер 4

Июль - Август 2006



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



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



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 14 № 4 2006 Июль–Август

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 14, номер 4, 2006

Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия <i>Е. В. Шарков, М. М. Богина</i>	3
Первые находки нижневендских микрофоссилий на Русской плите: таксономический состав и биостратиграфическое значение <i>А. Ф. Вейс, Н. Г. Воробьева, Е. Ю. Голубкова</i>	28
Дарривилский комплекс акритарх из ордовикских отложений Архангельской области, север Русской плиты <i>Е. Г. Раевская, Н. А. Волкова, И. А. Сиверцева</i>	47
Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике <i>В. А. Захаров, Б. Н. Шурьгин, В. И. Ильина, Б. Л. Никитенко</i>	61
Биофациальный анализ верхнеюрских и нижнемеловых отложений центральных районов Западной Сибири <i>В. А. Маринов, С. В. Меледина, О. С. Дзюба, О. С. Урман, О. В. Язикова, В. А. Лучинина, А. Г. Замирайлова, А. Н. Фомин</i>	81
Граница кампанского и маастрихтского ярусов в разрезе Актулагай (Прикаспий) <i>Д. П. Найдин, В. Н. Бенъямовский</i>	97
О возрасте палеогеновых назимовской и хасанской свит Юго-Западного Приморья <i>Б. И. Павлюткин, С. И. Неволлина, Т. И. Петренко, Т. К. Кутуб-Заде</i>	108

Хроника

Информация о 6-й Балтийской стратиграфической конференции, 23–25 августа 2005 г., Санкт-Петербург <i>Т. Н. Корень, А. В. Дронов, И. Ю. Евдокимова, А. В. Журавлев, А. О. Иванов, О. Л. Коссовая, Ю. В. Савицкий, Т. Ю. Толмачева</i>	122
--	-----

Персоналии

Джек А. Вулф (1936–2005) <i>А. Б. Герман, Р. Э. Спайсер</i>	125
Правила для авторов	127

Contents

Vol. 14, No. 4, 2006

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

Evolution of Paleoproterozoic Magmatism: Geology, Geochemistry, and Isotopic Constraints

E. V. Sharkov and M. M. Bogina 3

The Early Vendian Microfossils First Found in the Russian Plate: Taxonomic Composition and Biostratigraphic Significance

A. F. Veis, N. G. Vorob'eva, and E. Yu. Golubkova 28

The Darriwilian Acritarch Assemblage from Ordovician Deposits of the Arkhangelsk Oblast, the Northern Russian Plate

E. G. Raevskaya, N. A. Volkova, and L. A. Sivertseva 47

Pliensbachian–Toarcian Biotic Turnover in North Siberia and the Arctic Region

V. A. Zakharov, B. N. Shurygin, V. I. Il'ina, and B. L. Nikitenko 61

Biofacies of Upper Jurassic and Lower Cretaceous Sediments of Central West Siberia

*V. A. Marinov, S. V. Meledina, O. S. Dzyuba, O. S. Urman, O. V. Yazikova,
V. A. Luchinina, A. G. Zamirailova, and A. N. Fomin* 81

The Campanian–Maastrichtian Stage Boundary in the Aktulagai Section (North Caspian Depression)

D. P. Naidin and V. N. Beniamovski 97

On Age of Nazimovskaya and Khasan Formations in the Paleogene Succession of Southwestern Primor'e

B. I. Pavlyutkin, S. I. Nevolina, T. I. Petrenko, and T. K. Kutub-Zade 108

Chronicle

Information about the Sixth Baltic Stratigraphic Conference, August 23–25, 2005, St. Petersburg

*T. N. Koren', A. V. Dronov, I. Yu. Evdokimova, A. V. Zhuravlev,
A. O. Ivanov, O. L. Kossovaya, Yu. V. Savitsky, and T. Yu. Tolmacheva* 122

Personality

Jack A. Wolfe (1936–2005)

A. B. Herman and R. E. Spicer 125

For the Authors of the Journal

127

УДК 552.31:551.72

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ – ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ

© 2006 г. Е. В. Шарков, М. М. Богина

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.07.2005 г., получена после доработки 13.09.2005 г.

Эволюция тектоно-магматических процессов в палеопротерозое разделяется на четыре этапа, каждый из которых отличался своим типом эндогенной активности. Главный переломный момент в геологической истории нашей планеты связан с началом третьего этапа, с рубежом ~2.05 млрд. лет, когда произошел переход от архейского стиля процессов к современному.

Первый этап (2.5–2.3 млрд. лет назад) характеризовался господством магматических образований кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС), имевшей смешанное мантийно-коровое происхождение. Ее источником являлось сильно деплетированное ультраосновное вещество астеносферной мантии того времени и материал архейской коры, ассимилированный в процессе подъема магм. Для магм КВМС типичны высокие содержания кремнезема, Al, Mg и Cr, повышенные концентрации Ni, Co, Cu, V и элементов платиновой группы (ЭПГ), а также некогерентных элементов, включая ЛРЗЭ, при дефиците Fe, Ti, Nb и щелочей, особенно калия. Гранитоидный, преимущественно калиевый, магматизм имел ограниченные масштабы.

Для второго этапа (ранний–средний палеопротерозой, 2.3–2.05 млрд. лет назад), особенно к его концу, характерно массовое появление геохимически обогащенных пикритов и базальтов, типичных для внутриплитных ситуаций фанерозоя. Для них обычны высокие концентрации Fe, Ti, Mn, P, щелочей и несовместимых элементов, особенно ЛРЗЭ; повышенные содержания Cr, Ni, Co, Cu и Ba и дефицит Mg и Al. При этом смена характера магматизма никак не коррелировалась со сменой тектонических процессов, которые продолжали развиваться по прежней схеме.

Третий этап (2.05–1.8 млрд. лет назад) характеризовался раскрытием первых океанов (офиолитовые комплексы Йормуа, Пуртуниг и др.) и формированием орогенов, близких к фанерозойским, что сопровождалось появлением зон субдукции и задуговых бассейнов с соответствующим магматизмом. Этап начинается с мощного пикрит-базальтового вулканизма, для которого типичны высокие содержания Mg, Fe, Ti, Cr, Ni, Cu и V при минимальном Th. Появление надсубдукционного магматизма сопровождалось значительным увеличением роли Si, Al, P, Zn и Th и резким снижением CaO/Al₂O₃ отношения. Развитие орогенов завершилось в интервале 1.82–1.80 млрд. лет.

С четвертым этапом, который охватывал и начало мезопротерозоя (1.8–1.5 млрд. лет назад), связано появление огромных поясов внутриплитного, обычно калиевого кислого вулканизма, развивавшихся на месте стабилизированных орогенов палеопротерозоя с аномально мощной корой. Промежуточными очагами этих магматических систем являлись анортозит-рапакивигранитные батолиты, возникавшие над головными частями мантийных плюмов. Предполагается, что большая часть новообразованного базальтового расплава этого этапа оставалась в толще коры, приводя к крупномасштабному плавлению сиалического материала. Особенности геохимии магматизма этапа являются высокие содержания K, Ti, Zr, Pb и Zr, и повышенные Be, Sn, Y, Nb, Rb, F, W и Mo, а также Li и U.

Ключевые слова. Палеопротерозой, эволюция тектоно-магматических процессов, рифтогенез, крупные магматические провинции, орогены, анортозит-рапакивигранитные комплексы.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших и пока еще недостаточно изученных этапов развития Земли является палеопротерозой (2.5–1.6 млрд. лет назад) – время кардинальных преобразований биосферы, включая эволюционные новации в органическом мире (Knoll, 1996; Семихатов и др., 1999 и ссылки в этих работах), а по мнению ряда исследователей, в том числе авторов данной статьи, и радикальной сме-

ны характера тектономагматических процессов на рубеже около 2 млрд. лет назад (Bogatikov et al., 2000). Имеющиеся фрагментарные Sr-изотопные данные выявляют еще одну особенность палеопротерозоя: на протяжении большей его части, от 2.5 до 1.85 млрд. лет назад, отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде оставалось стабильно низким, проявляя лишь слабую тенденцию к увеличению, которые лишь немного превышали значе-

ния, вычисленные для верхней мантии того времени, и только 1.85–1.65 млрд. лет назад это отношение возрастало с более значительным градиентом, чем ранее (Горохов и др., 1998; Кузнецов и др., 2003; Mirota, Veizer, 1994; Veizer et al., 1976, 1990, 1992a, б; Whittaker et al., 1998). Следовательно, главным поставщиком в Мировой океан различных элементов и их соединений, важных для метаболических и ферментативной активности палеопротерозойской биоты (Федонкин, 2003), были мантийные магматические процессы и их продукты – ювенильные эффузивные и интрузивные комплексы и гидротермы.

Соответственно, восстановление эволюции палеопротерозойского магматизма имеет важное значение для понимания тех процессов, которые происходили в ранней биосфере. Предпринятая нами попытка такого восстановления, основанная на анализе глобального материала, позволила выделить в истории этого магматизма четыре последовательных этапа, каждый из которых характеризовался своим типом и геохимическими особенностями магматической активности. В основу проведенных исследований положены материалы по Балтийскому и Канадскому щитам, которые в геолого-петрологическом плане исследованы наиболее полно, а вещественный состав пород изучен с применением современной аналитической техники. Материалы по другим щитам привлекались для сравнения как свидетельство проявления того или иного типа процессов в глобальном масштабе.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕРВОГО ЭТАПА (2.5–2.3 МЛРД. ЛЕТ НАЗАД)

К началу палеопротерозоя земная кора в значительной мере стабилизировалась, о чем свидетельствует широкое развитие типичных для этого этапа рифтогенных грабенообразных структур, выполненных вулканогенно-осадочными сериями, огромных роев даек и крупных расслоенных интрузивов.

В раннем палеопротерозое в восточной части *Балтийского щита* одновременно существовали три главных типа структурных провинций (рис. 1): 1) крупные области воздымания и растяжения с широко проявленным мантийно-коровым мафит-ультрамафитовым магматизмом внутриплитного характера (Кольский и Карельский кратоны), 2) расположенная между ними область сжатия и погружения с обильным коровым эндербит-чарнокит-гранитным магматизмом (Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс умеренных давлений, ЛУГП), возникшая на месте крупного седиментационного бассейна, 3) промежуточные подвижные зоны пологого тектонического течения ко-

рового материала от кратонов к ЛУГП (Беломорский и Терско-Лоттинский пояса).

Доминирующим типом магматических пород первого этапа были образования своеобразной кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС). Они широко развиты в восточной части щита, образуя здесь крупную Балтийскую изверженную провинцию КВМС (Шарков и др., 1997). Она развивалась от ~2.5 до 2.3 млрд. лет назад в течение двух крупных тектоно-магматических эпизодов – сумийского (от 2.5 до 2.4 млрд. лет) и сариолийского (от 2.4 до 2.3 млрд. лет), близких по характеру тектонического развития и составу магматических проявлений. Провинция образована вулканическими поясами, приуроченными к линейно-вытянутым грабенообразным структурам, роями даек габброноритов и крупными расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами в пределах Кольского и Карельского кратона (Мончегорский, Бураковский и др.), а также синкинематическими мелкими интрузивами того же состава в пределах Беломорского и Терско-Лоттинского подвижных поясов (рис. 1). Следует сказать, что породы с бонинитовой спецификой появились еще в позднем архее в ряде зеленокаменных поясов Балтийского щита (Щипанский и др., 1999; 2001), но только в раннем палеопротерозое они стали доминирующим типом расплавов.

Магмы КВМС характеризуются: 1) дефицитом Fe, Ti, Nb и щелочей, особенно калия; 2) повышенными концентрациями Ni, Co, Cu, V, ЭПГ и некогерентных элементов, включая легкие редкоземельные элементы (LREE); а также слабо фракционированным распределением REE ($(La/Yb)_N = 3.1–5.7$); и 3) высокими содержаниями Al, Mg и Sr. На петрохимических диаграммах область распространения этих пород совпадает с полем развития высоко-Mg разновидностей островодужных пород – бонинитов. К последним породы КВМС близки также и по содержаниям главных, редких и редкоземельных элементов с характерными минимумами по Nb и Ti. Существенные отличия между образованиями КВМС и бонинитами наблюдаются только по изотопным характеристикам: величина $\epsilon Nd(T)$ в бонинитах современных островных дуг варьирует от +6 до +8 (Pearce et al., 1992), тогда как в породах КВМС она меняется от +1 до –6.0, обычно составляя от –1.0 до –2.0 (Sharkov, Smolkin, 1997; Hanski et al., 2001a). Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах обычно варьирует от 0.7032 до 0.7044 (Amelin, Semenov, 1996a). Такие особенности пород КВМС связываются с контаминацией мантийных магм архейским коровым материалом при продвижении расплавов к поверхности (Puchtel et al., 1996; Шарков и др., 1997).

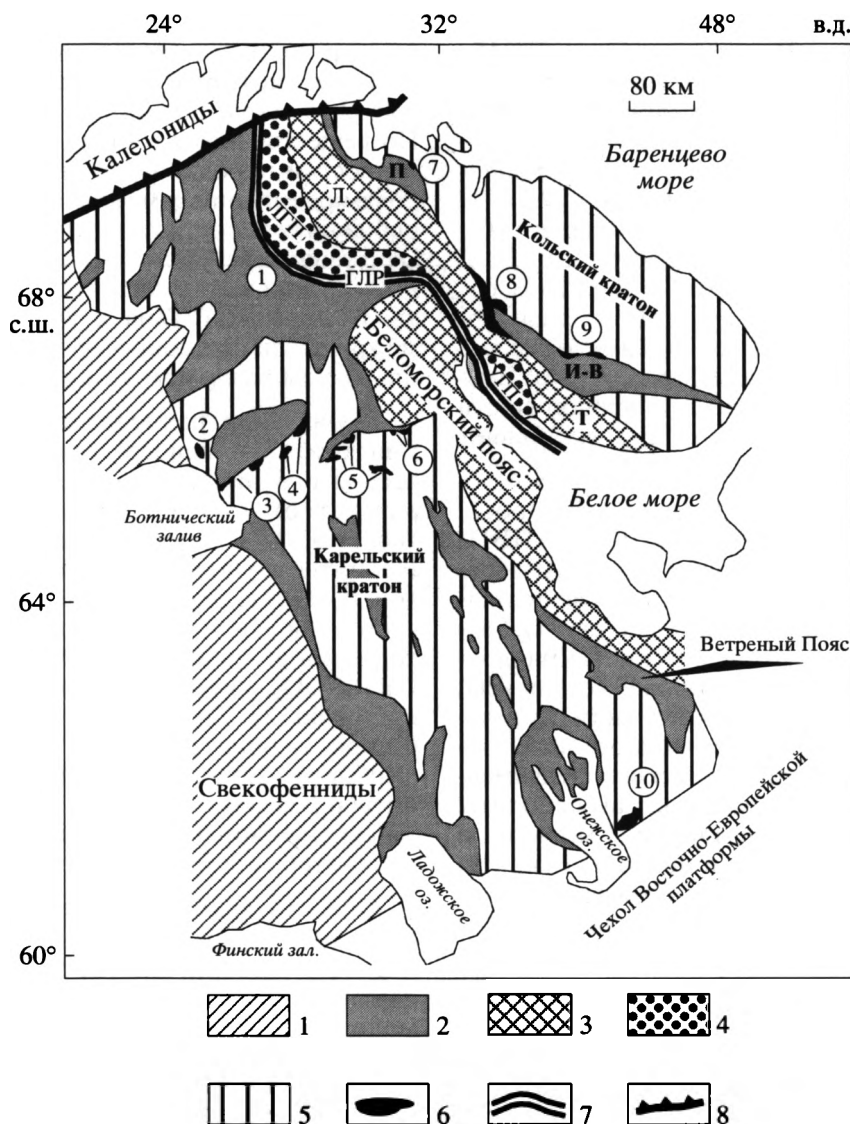


Рис. 1. Схема геологического строения Балтийского щита (по Шаркову и др., 1997).

1 – свекофенниды; 2 – палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы (П – Печенгский и И-В – Имандра-Варзугский); 3 – подвижные пояса (Терско-Лоттинский: Л – Лоттинский, Т – Терский сегменты Терско-Лоттинского пояса); 4 – Лапландско (ЛГП) – Умбинский (УГП) гранулитовый пояс; 5 – архейский фундамент; 6 – расслоенные интрузивы (цифры в кружках: 1 – Койтилаинен, 2 – Торнио, 3 – Кеми, 4 – Пенникат, 5 – Койлисмаа, 6 – Олангская группа, 7 – горы Генеральской, 8 – Мончегундровский, 9 – Федорово-Панский, 10 – Бураковский); 7 – Главный Лапландский разлом (ГЛР); 8 – северная граница Балтийского щита.

На Кольском и Карельском кратонах континентальные вулканогенно-осадочные образования сумийско-сариолийского возраста общей мощностью 1.6–5.5 км развиты в нижних частях разреза рифтогенных структур, примерами которых служат Печенгско-Варзугская, Восточно-Карельская, Ветреного Пояса, Центральной Карелии, Салла, Перапохья, Лапландская и др. Они несогласно налегают на породы консолидированного архейского фундамента. Преобладающие вулканы образуют лавовые потоки, лавобрекчии, туфобрекчии и туфы и представлены широ-

ким спектром пород от низко-Ті пикритов и базальтов до андезитов, дацитов и риолитов при преобладании базальтов, а силикокластические породы наблюдаются в подчиненном количестве. Вулканические породы обычно сильно изменены, но местами отличаются удивительной сохранностью. Так, в структуре Ветреный Пояс найдены свежие мафит-ультрамафитовые лавы с первично-магматическими структурами микроспинифекс, магматическими минералами (оливин, пироксены, хромит) и даже вулканическим стеклом среднего до кислого состава (Куликов, 1988; Шар-

ков и др., 2004а). Изохронный Sm-Nd возраст сумийских вулканитов Ветреного Пояса 2.45–2.41 млрд. лет (Puchtel et al., 1996, 1997). Эти породы характеризуются широкими вариациями MgO (от 7 мас. % в тонкозернистых разновидностях до 26 мас. % в кумулятивной зоне), резко повышенными содержаниями Cr (450–3000 ppm), V (130–270 ppm), Co (34–107 ppm) и Ni (60–1100 ppm). Такой примитивный состав контрастирует с наблюдаемым в породах обогащением LILE и LREE, отрицательными аномалиями Nb и Ti на спайдерграммах, и отрицательными значениями величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ от –1.3 до –0.71 (Puchtel et al., 1996). Возраст фельзитических вулканитов в южной части Паана-Куолаярвинской структуры составляет 2434 ± 24 млн. лет (Turchenko et al., 1991).

Крупнейший в Кольском регионе палеопротерозойский Печенгско-Варзугский Пояс (ПВП) образован двумя рифтогенными структурами – Печенгской и Имандра-Варзугской, разделенными выступом архейского фундамента (рис. 1). Развитые в них сопоставимые печенгский и имандра-варзугский вулканогенно-осадочные комплексы, как и в Карелии, сложены в нижней части переслаиванием конгломератов и песчаников, налегающих на кору выветривания архейского фундамента, а выше по разрезу преобладают амфиболиты по базальтам и андезито-базальтам (Смолькин и др., 1995). Дацинты, риолиты и низко-Ti пикриты имеют подчиненное развитие. U-Pb возраст пород по циркону (далее просто возраст, если не указан метод) составляет 2442 ± 1.7 млн. лет (Amelin, Heaman, 1995).

По периферии областей развития сумийско-сариолийских вулканитов развиты близкие по возрасту рой даек норитового и габброноритового состава, а также крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, произошедшие за счет расплавов KBMC (рис. 1) (Alapieti et al. 1990; Sharkov, Smolkin, 1998). Интрузивы образованы серией пород от дунитов, гарцбургитов и пироксенитов до норитов, габброноритов и анортозитов; в качестве поздних дифференциатов наблюдаются V-содержащие магнетитовые габбронориты и габбродиориты, а также гранофиры. Судя по рудной минерализации этих плутонов, комагматические лавы выносили на поверхность Cr, Ni, Cu, V и элементы платиновой группы (ЭПГ). Кроме того, в пределах Кольского кратона в это же время формировались крупные массивы анортозитов, которые по геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам близки к габброидам расслоенных интрузивов.

Для промежуточных подвижных зон (Беломорской и Терско-Лоттинской) был характерен диспергированный тип интрузивного мафит-ультрамафитового магматизма, представленный множеством мелких синкинематических тел пло-

щадью обычно от 0.5 до 2 км², известных в качестве друзитового (коронитового) комплекса Беломорья, который формировался в интервале 2.46–2.35 млрд. лет назад (Шарков и др., 2004б). По вещественному составу и геохимическим особенностям породы этого комплекса близки к породам расслоенных массивов соседних кратонов и произошли за счет аналогичных расплавов KBMC. Эффузивными аналогами этого комплекса являются толщи метавулканитов кандалакшской свиты и формации Тана в Финляндии, “зажатые” между позднепалеопротерозойским Главным Лапландским разломом и Беломорским поясом.

Проявления раннепалеопротерозойского (сумийского) калиевого гранитного магматизма весьма ограничены по площади. Их возраст варьирует от 2.40 до 2.45 млрд. лет (Bogdanova, Bibikova, 1993; Левченков и др., 1994; Lauri, 2002). Наиболее изучены небольшие массивы гранитоидов, развитые вдоль контакта Восточно-Карельской зоны с Беломорским поясом. Породы характеризуются крайне низкими содержаниями MgO, CaO и TiO₂, умеренными до высоких концентрациями Ba, Zr, Zn, Ga и Nb и низкими Sc, V, Ni и Co при отрицательных (“коровых”) значениях $\epsilon\text{Nd}(T)$ от –2.0 до –4.8 (Lauri et al., 2002). Эти граниты и комагматические им риолиты играют весьма ограниченную роль в магматизме раннего палеопротерозоя Балтийского щита.

Области архейской консолидации на Канадском щите представлены рядом кратонов (Сьюпириор, Черчилл, Слейв, Вайоминг, Северо-Атлантический, или Найн и др.), разделенных более молодыми складчатыми поясами (рис. 2), которые сформировались в конце палеопротерозоя в ходе гудзонской складчатости (Hoffman, 1988). В пределах кратонов развиты грабенообразные вулканогенно-осадочные структуры, в нижней части которых представлены вулканиты KBMC, а в соседних блоках фундамента наблюдаются одновозрастные мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузивы. Так, на юге кратона Сьюпириор развита надсерия Гурон, в нижней части которой, в формации Тессалон, присутствуют вулканиты KBMC (Jolly, 1987) и здесь же встречаются одновозрастные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы (расслоенная серия Ист Бул Лейк), аналогичные расслоенным массивам Фенноскандии (Vogel et al., 1998). Возраст гуронских вулканитов принимается равным 2450 ± 25 млн. лет на основании корреляции с датированными риолитами Купер Клиф в районе Садбери, которые рассматриваются как аналог тессалонских риолитов. Минимальный предел надсерии определяет как 2219.4 ± 4 млн. лет по возрасту секущих даек Ниписсинг (Corfu, Andrew, 1986).

Базальты надсерии имеют умеренные содержания Ti, Nb и Mg, повышенные Cr, Cu, Ni, V и Zn,

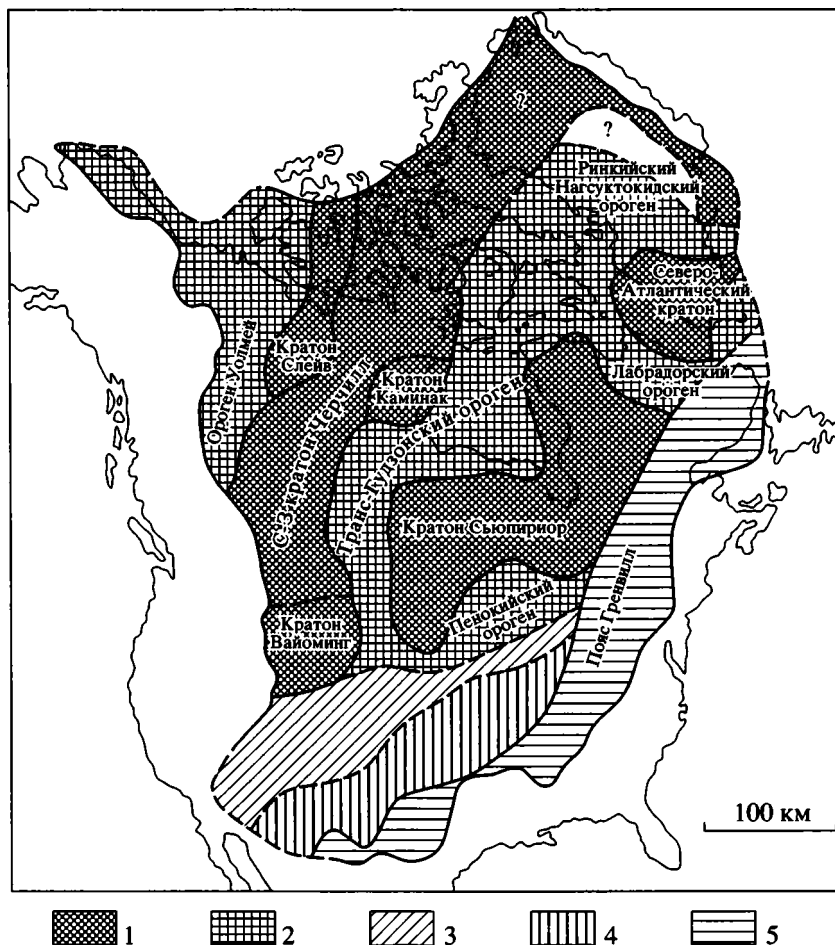


Рис. 2. Схема возрастного расчленения фундамента Северной Америки (по П. Хоффману, заимствовано у Хаина и Божко, 1988).

Время стабилизации коры: 1 – >2.5 млрд. лет, 2 – 1.9–1.8 млрд. лет, 3 – 1.8–1.7 млрд. лет, 4 – 1.7–1.6 млрд. лет, 5 – 1.2–1.0 млрд. лет.

обогащенные спектры REE и отрицательные аномалии Nb и Ti, тогда как риолиты характеризуются умеренным до сильным обогащением LREE, высокими содержаниями Zr. На западе кратона Черчилл, в пределах домена Хирн, данный этап представлен базальтами верхней части Гурвицкой серии, которая несогласно налегает на дайки Карминак с возрастом 2.45 млрд. лет (Heaman, 1994). Эти базальты обогащены LREE, имеют отрицательные аномалии Nb, Ti, Ta, и величины $\epsilon\text{Nd(T)}$, варьирующие от 0 до +0.8 (Sandeman, 2003). Рой даек Каминак по геохимическим характеристикам близок к KBMC: повышенные содержания Mg, Sr и Co, заметные отрицательные аномалии Nb, Ta, P и Ti. Величина $\epsilon\text{Nd(T)}$ в породах варьирует от 0 до –1.27, отражая слабую контаминацию исходных расплавов.

Огромный рой даек Херст-Матачеван с возрастом 2.47–2.45 млрд. лет (Heaman, 1997) развит в пределах кратона Сьюпириор на площади 800 ×

450 км. Предполагается, что этот рой представлял подводящие каналы для крупной магматической провинции, вулканические составляющие которой ныне уничтожены эрозией, а сами дайки произошли за счет расплавов, испытавших дифференциацию в промежуточных очагах и в результате этого обогащенных Fe и Ti (Phinney, Halls, 2001). Рои даек бонинитоподобного состава с возрастом ~2.45 млрд. лет развиты также в Западной Гренландии (Hall, Hughes, 1990; Heaman, 1996), откуда прослеживаются в Шотландию (рой ультрамафических и габброноритовых даек Скаури) и на запад, в кратон Вайоминг (Heaman, 1996). Расплавы, близкие по составу к бонинитам, на Канадском щите, как и на Балтийском, появились еще в позднем архее, около 2.7 млрд. лет назад. Их представителями на кратоне Вайоминг являются породы крупного расслоенного мафит-ультрамафитового интрузива Стиллуотер (McCallum, 1996), сходного по строению и вещественно-

му составу с Мончегорским комплексом, а в поясе Абитибби – вулканисты Кидд-Манро и Тисдейл с возрастом ~2.7 млрд. лет (Kerrick, 1998).

Раннепалеопротерозойские образования KBMC встречены и на всех других докембрийских щитах. Однако в Южном полушарии они часто выступают лишь как подчиненные члены вулканических серий, главную роль в которых играют риолиты. Так риолиты (лавы и силлы) с незначительным количеством долеритов и базальтов KBMC развиты в переслаивании с джеспилитами в надсерии Вунгарра провинции Хаммерсли на юге архейского кратона Пилбара в Западной Австралии. Возраст риолитов 2449 ± 3 млн. лет (Barley et al., 1997). Развитые здесь базиты умеренно обогащены несовместимыми элементами, характеризуются отрицательными значениями $\epsilon Nd(T)$ при почти полном отсутствии Ti аномалий, и практически нефракционированными спектрами REE. Риолиты относительно обогащены HFSE¹ элементами, умеренно обогащены LREE, и характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta, Ti и Eu (Barley et al., 1997). В Западной Австралии, в пределах кратона Йилгарн развит подобный рой даек норитового и габбрового состава Видгемолта и мафит-ультрамафитовый массив Джимберлена с возрастом 2.42 млрд. лет (Fletcher et al., 1987). В восточной Антарктиде дайки бонинитоподобных пород с возрастом ~2.4 млрд. лет слагают рой в районе Вестфолд-Хиллс (Kuehner, 1989). В Южной Африке представителем рассматриваемой серии является знаменитая Великая Дайка Зимбабве – крупный мафит-ультрамафитовый расслоенный платиноносный интрузив дайкообразной формы длиной около 500 км, который, согласно последним данным, имеет возраст 2586 ± 16 млн. лет (Mukasa et al., 1998). Вулканисты KBMC также широко развиты в пределах Индостанского щита, в нижней части палеопротерозойской (2.5–2.1 млрд. лет) надсерии Донгаргар (Sensarma et al., 2002). Они представлены в основном субщелочными и известково-щелочными риолитами при подчиненном количестве дацитов, андезитов и базальтов. Риолиты обогащены LREE, Zr, Th, Cr и обеднены LILE, Ti, Sc, Y и Ni. Спектры REE варьируют от сильно обогащенных LREE в риолитах до менее фракционированных в дацитах и плоских в базальтах. Базальты обогащены LILE, обеднены HFSE и характеризуются отрицательными аномалиями Nb и Ti (Neogi et al., 1996). По-видимому, к образованиям KBMC относятся и развитые на Украинском щите метапорфириты (андезидациты и риолиты) новоград-волинской серии, базальты и андезиты тетерев-

ской серии с возрастом 2.4 млрд. лет (Щербак и др., 1989).

Таким образом, в раннем палеопротерозое на всех щитах преобладал магматизм KBMC как в форме вулканистов в рифтогенных структурах, так и в форме роев даек и крупных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов, образующих крупные изверженные провинции, а гранитоидный магматизм играл подчиненную роль.

МАГМАТИЗМ ВТОРОГО ЭТАПА (2.3–2.05 МЛРД. ЛЕТ)

Данный этап характеризовался первым в истории Земли массовым появлением Fe-Ti пикритов и базальтов нормальной, умеренной и повышенной щелочности, характерных для внутриплитного магматизма фанерозоя, а также постепенным исчезновением магматизма KBMC. Смена типов магматизма на разных кратонах происходила асинхронно. В то время как на одних кратонах еще сохранялся, постепенно затухая, магматизм KBMC, на обширных территориях других развивался континентальный рифтогенный магматизм фанерозойского типа. При этом смена характера магматизма не была связана со сменой тектонических процессов, продолжавших функционировать по прежней схеме.

На *Балтийском щите* магматизм второго этапа представлен вулканистами и силлами, залегающими среди осадочных толщ ятулия и его аналогов, которые выполняют многочисленные узкие линейные рифтогенные структуры и отдельные пологие синформы и грабены и несогласно залегают либо на сумийско-сариилийских толщах, либо на архейском кристаллическом фундаменте (Голубев, Светов, 1983; Соколов, 1987; Смолькин и др., 1995). Геохронологические данные по ятулийским породам немногочисленны. В пределах Карельского кратона метавулканисты, развитые вблизи основания ятулия, имеют Pb-Pb возраст 2331 ± 98 млн. лет; датировки расслоенных силлов, секущих ятулийские кварциты, варьируют около 2150 млн. лет; Sm-Nd возраст базальтов из верхней части разреза составляет 2090 ± 70 , а U-Pb возраст по цирконам из кислых лав верхнего ятулия составляет 2062 ± 2 млн. лет (Laajoki, 1980; Nuhma, 1990; Pekkarinen, Lukkarinen, 1991). Среди вулканистов развиты как обычные умеренно-Ti толеитовые базальты, так и Fe-Ti толеитовые и субщелочные базальты и пикробазальты, которые содержат до 3 мас. % TiO_2 и чаще встречаются в верхних горизонтах ятулия. Извержения имели субаэральный характер, нередко развиты горизонты туфов и туфобрекчий.

В рифтогенном Печенгско-Варзугском поясе В Кольском регионе аналоги ятулия представлены вулканогенно-осадочными породами куэтьсарвин-

¹ HFSE – высокочargedные элементы, включающие Nb, Ta, Zr, Hf и Ti. LILE крупноионные элементы, включающие Ba, Th, U, Sr и LREE.

ской и умбинской серий, а в нижней части и существенно вулканогенной коласьокской серией (Смолькин и др., 1995). Верхние горизонты двух первых сопоставимых серий сложены преимущественно умеренно-щелочными базальтами (муджиеритами), часто с повышенной титанистостью, а также трахиандезитовыми, дацитами и резко подчиненными пикритами. Возраст вулканитов куэтарвинской серии 2214 ± 54 млн. лет (Rb-Sr метод), а комагматичных им даек и силлов – 2200 млн. лет (Смолькин и др., 1995). Коласьокская серия (2114 ± 52 млн. лет) Печенгской структуры представлена пиллоу-лавами преимущественно толеит-базальтового и реже пикробазальтового состава. На северо-западе Кольского региона вулканиты ятулийского возраста представлены Fe-Ti пикрит-базальтовыми сериями пояса Карасьок (Krill et al., 1985) и высоко-Ti мафит-ультрамафитовыми лавами Лапландского зеленокаменного пояса (Hanski et al., 2001b). Sm-Nd датировки по этим эффузивам составляют 2.27–2.09 и 2.06 млрд. лет соответственно. За пределами грабенных как в Карелии, так и в Восточной и Северной Финляндии широко развиты диабазовые дайки, которые имеют возраст 2.2–2.1 млрд. лет и представлены толеитами и высоко-Ti железистыми толеитами (Vuollo et al., 1995). Первые выделяются невысокими содержаниями TiO_2 , HFSE и умеренно-высокими концентрациями совместимых элементов, а вторые – высоким содержанием TiO_2 , FeO и HFSE при умеренно-высоких концентрациях совместимых элементов (Степанова, 2005).

Таким образом, в восточной части Балтийского щита в обширной области ятулийского базальтового магматизма, магмы характеризовались повышенными и высокими концентрациями Fe, Ti, Mn, P, щелочей и несовместимых элементов, особенно LREE, повышенными содержаниями Sr, Ni, Co, Cu и Ba при дефиците содержаний Mg и Al. Величина $\epsilon Nd(T)$ в них варьирует в широких пределах от –2.83 в субщелочных вулканитах куэтарвинской серии до +5 в вулканитах пояса Карасьок, что, по-видимому, свидетельствует о ювенильном происхождении последних и значительном содержании коровой компоненты в первых (Смолькин и др., 1995; Krill et al., 1985).

На Канадском щите вулканиты ятулийского возраста достоверно установлены только в Лабрадском трогее, где в рифтогенной структуре развиты эффузивы щелочно-базальтового состава, излившиеся 2.17–2.14 млрд. лет назад (Wardle, van Kranendonk, 1996). Вместе с тем, на том же щите широко распространены рои даек и силлов сходного возраста, наиболее древние из которых (2.23–2.21 млрд. лет) представлены диабазовыми силлами Ниписсинг в провинции Южной, роями даек Макгуйр, Сеннетерре и Клотц на юге кратона Сьюперииор и Маллей-МакКей в провинции

Слейв (Vogel et al., 1998). Они отличаются низким и умеренным содержанием Ti, высоким Mg и нефракционированными спектрами REE. Более молодые (2.17–2.14 млрд. лет) рои даек представлены поясами Капускейсинг в провинции Сьюперииор и Гриффин на западе провинции Черчилл (Boily, Ludden, 1991). Породы пояса Гриффин имеют высоко-Ti состав, несколько повышенную щелочность, обогащены Nb и La, обеднены HREE при ϵNd от +1.0 до –0.1. Магматические породы близкого состава и возраста описаны и в ряде других регионов, в частности, в Забайкалье. Здесь палеопротерозойская вулканогенно-осадочная удоканская серия прорвана крупным Чинейским расслоенным титаноносным мафитовым плутоном, имеющим возраст около 2.2 млрд. лет (Конников, 1986) и роями даек титанистых пикритов с возрастом 2202 ± 41 млн. лет при величине $\epsilon Nd(T) = +1.6$ (Sm-Nd метод, Пухтель, Журавлев, 1992).

Вместе с тем, в пределах ограниченных доменов на некоторых щитах еще сохранялся магматизм KBMC. Так, на Южно-Африканском щите магматические образования рассматриваемого этапа представлены лавами KBMC и пирокластической андезит-базальтового состава, которые входят в состав серии Претория с возрастом 2223 ± 13 млн. лет (Oberholzer, Eriksson, 2000). Здесь же расположен знаменитый платиноносный Бушвельдский расслоенный мафит-ультрамафитовый интрузив площадью более 29000 км², который внедрился около 2.06 млрд. лет назад и локализован в нижней части разреза вулканогенно-осадочной серии Руйберг с возрастом от 2061 ± 2 млн. лет, где также развиты вулканиты KBMC. По-видимому, массив являлся промежуточной вулканической камерой во время формирования верхней части разреза этой серии (Oberholzer, Eriksson, 2000). Значительное сходство состава и времени внедрения этих магматических расплавов позволяет рассматривать их в качестве Бушвельдской магматической провинции (Buchanan et al., 1999). Сходная картина наблюдается в ряде других регионов. Так, на Воронежском кристаллическом массиве магматические комплексы KBMC с возрастом 2.1–2.05 млрд. лет слагают крупные расслоенные интрузивы с ЭПГ-Cu-Ni оруденением, рои даек и субвулканические силлы (Чернышов, 2004), а в архейском блоке юго-западной Гренландии встречены два рои даек с возрастом ~2.1 млрд. лет (Halls, Hughes, 1990), один из которых по составу близок к толеитовым долеритам, а второй, образованный норитами и габброноритами, сходен с KBMC; на Западно-Антарктическом щите описаны дайки норитов с возрастом 2241 млн. лет (Seitz et al., 1997).

Таким образом, второй этап эволюции магматизма палеопротерозоя характеризовался массовым развитием Fe-Ti пикритов и базальтов нормальной, умеренной и повышенной щелочности,

характерных для внутриплитного магматизма фанерозоя, а также постепенным исчезновением магматизма КВМС, развитого лишь на локальных участках. Несмотря на смену типа магматических расплавов, кардинального изменения тектонического режима еще не произошло: как и предыдущий, второй этап характеризовался господством рифтогенного режима, причем вулканизм был приурочен к структурам, унаследованным от раннего палеопротерозоя, наращивая их разрез.

Особый случай представляют собой породы серии Биримий (2.21–2.10 млрд. лет) в Западной Африке, слагающие серию зеленокаменных поясов, протягивающихся от Кот-ди-Вуар до Ахагарского массива. Большая часть этих поясов сложена базальтами при подчиненной роли средних и кислых вулканических пород, а плутонические породы представлены небольшими мафит-ультрамафитовыми телами и гранитоидами (Hirdes et al., 1996; Beziat et al., 2000). В отличие от большинства синхронных серий на других щитах, в геохимическом плане породы Биримий обладают характеристиками островодужного магматизма. Для них характерно обогащение LILE и Pb, обеднение HFSE, отрицательные аномалии Nb и Ti на спайдерграммах, высокие отношения Ce/Nb и Th/Nb и величина $\epsilon\text{Nd}(T) = +3.0 \pm 1$. Наиболее древние породы этой серии (Pb-Pb возраст по циркону 2211 ± 3 млн. лет) выявлены в пределах вулканического комплекса Ниани, представленного лавами, туфами и пирокластикой дацитового и риодацитового состава с адакитовой спецификой, что может свидетельствовать в пользу их субдукционного происхождения (Lahondere et al., 2002). Кроме того, в пределах отдельных поясов на основании геохимических данных выделяются фрагменты океанических плато (Sylvester, Attoh, 1992). Возможно, здесь впервые проявились события, которые будут типоморфными для третьего этапа развития палеопротерозоя.

МАГМАТИЗМ ТРЕТЬЕГО ЭТАПА (2.05–1.8 МЛРД. ЛЕТ)

Начиная примерно с 2.05 млрд. лет назад началось повсеместное формирование первых подвижных областей и орогенов фанерозойского типа, а также появились первые офиолитовые ассоциации, отвечающие определению Пенроузской конференции (т.е. включающие в себя комплексы мантийных реститов, габбровый, параллельных даек и толеитовых пиллоу-лав). Повидимому, именно с этого времени Земля вступила в новую стадию развития, продолжающуюся и поныне (Bogatikov et al., 2000).

Яркий пример развития магматизма третьего этапа представляет Балтийский щит. В рифтовых структурах Карелии несогласно на более древних

вулканитах залегают породы людиковийской серии мощностью 1.7 км, представленные в основном пикробазальтами с обилием субаэральных пирокластических образований (Соколов и др., 1987). Здесь же широко распространены одновозрастные некии, дайки и силлы мафит-ультрамафитового состава. Один из этих силлов (Кончезерского) имеет Sm-Nd изохронный возраст 1975 ± 24 млн. лет при величине $\epsilon\text{Nd}(T) = +3.2 \pm 0.1$ (Куликов и др., 1999), а Re-Os возраст 1969 ± 18 млн. лет (Puchtel et al., 1999). Близкий возраст (1965 ± 10 млн. лет) имеют дайки диабазов толеитового состава, прорывающие ятулийские образования на востоке Финляндии (Vuollo et al., 1995). В породах нередко устанавливаются повышенные содержания Fe, Ti, щелочей и LREE. В Печенгско-Варзугском поясе (ПВП) возрастным аналогом людиковия Карелии является пильгуярвинская серия (Смолякин и др., 1995). Ее нижняя свита образована турбидитами (~1 км), а верхняя (1.9–2.0 км) – пиллоу-лавами толеитового, реже умеренно-щелочного состава, туфами и гиалокластитам, а также линзовидными прослоями черных сланцев и туфосилицитов. Среди перечисленных пород широко развиты силлы метагаббро-диабазов и небольшие грубо расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы с богатым сульфидным Cu-Ni оруденением. По составу вулканиты пильгуярвинской серии подразделяются на две группы (Смолякин, 1992). Главная их часть близка к базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) с типичными для них содержаниями REE, а другая представлена Fe-Ti пикритами и базальтами повышенной и умеренной щелочности, которые сильно обогащены LREE. Последнее обстоятельство сближает эти породы с внутриплитными магматическими образованиями фанерозоя, развитыми в океанических островах (OIB) и континентальных рифтах. Аналогичный характер спектра REE имеют зоны закалки никеленосных интрузивов, представляющих собой интрузивные аналоги этих ферропикритов. Ферропикриты и базальты резко отличаются от ассоциирующих с ними толеитовых базальтов не только спектрами REE, но и содержанием некогерентных элементов (Zr, Ba, Sr, U, Th, P и F), что подтверждает происхождение их магм из независимых источников, как это устанавливается в современных океанах и рифтовых структурах типа Красного моря (Wilson, 1989).

Согласно многочисленным U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Os-Ir изотопным датировкам, возраст ферропикритов и никеленосных интрузивов Печенги оценивается в 1990–1970 млн. лет (Смолякин, 1992). При этом первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70303 \pm 0.00027$, а величина $\epsilon\text{Nd}(T) = +1.6 \pm 0.4$. В выступе архейского фундамента между Печенгской и Имандра-Варзургской структурами расположен крупный (около 100 км²) титанос-

ный мафит-ультрамафитовый расслоенный интрузив Гремяха-Вырмес, центральная часть которого образована нефелиновыми сиенитами. По набору пород и их геохимическим особенностям массив близок к интрузивам Печенги, хотя и характеризуется значительно более глубокой дифференциацией. Sm-Nd изохронный возраст массива 1926 ± 74 млн. лет при $\epsilon Nd = +0.8$ (Саватенков и др., 1998).

Первичный Pb в рассматриваемых породах имеет относительно низкое $^{207}Pb/^{204}Pb$ отношение по сравнению со средним земным для возраста 2.0 млрд. лет. Это свидетельствует о том, что ферропикритовый расплав не был контаминирован древним радиогенным коровым Pb, а первичное отношение $\epsilon Nd(T) = +1.6$ характеризует изотопный состав мантийного источника, незадолго перед плавлением обогащенного LREE. Расчетное модельное время обогащения обедненной мантии несовместимыми компонентами составляет 2.2 млрд. лет (Hanski et al., 2001b). Подобное обогащение, судя по повышенному содержанию TiO_2 , P_2O_5 и F, по-видимому, связано с мантийным метасоматозом. Таким образом, первое обогащение древней деплетированной мантии в Кольском регионе произошло около 2.2 млрд. лет, когда здесь впервые появились щелочные Fe-Ti базальты в составе куэтсарвинской серии.

Таким образом, геологические и петрологические данные свидетельствуют, что эволюция супракрустальных комплексов ПВП характеризовалось переходом от режима континентального рифтогенеза (куэтсарвинская серия) к океаническому (колайокская и пильгуярвинская серии). Обильные подводные извержения недифференцированных базальтов и формирование абиссальных черных сланцев и турбидитов, по-видимому, свидетельствуют о том, что здесь был относительно глубокий некомпенсированный бассейн. Его происхождение могло быть связано или с переходом от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу, или с образованием бассейна в результате задугового спрединга в тылу Главного Лапландского разлома с подводным вулканизмом типа MORB и известково-щелочным вулканизмом на периферии (Sharkov, Smolkin, 1997). В целом, независимо от трактовки происхождения самой структуры ПВП, здесь происходило формирование новой, палеопротерозойской океанической коры.

Fe-Ti базальты и пикриты умеренной щелочности, а также диабазовые дайки с возрастом 2.05–1.90 млрд. лет широко распространены в восточной части Балтийского щита на территории Кольского региона, в Северной Карелии и в Лапландии (Рои мафических..., 1989; Смолькин и др., 1995; Vuollo et al., 1995). Они слагают многочисленные подводящие каналы под рифтогенны-

ми структурами, в частности, под ПВП. Судя по керну сверхглубокой скважины СГ-3, пробуренной в Печенгской структуре, здесь на долю таких даек приходится не менее 12–15% протерозойского материала в ее архейском фундаменте (Ветрин и др., 2003). Кроме того, особенно в Кольском регионе, наблюдаются дайки титанистых роговообманковых перидотитов-оливиновых габбро, возраст которых на Кольском полуострове определен как 1941 ± 3 млн. лет (Смолькин и др., 2003).

Одновременно с рассмотренными событиями, в центральных частях современного Балтийского щита около 2.0 млрд. лет назад стал раскрываться Свекофеннский океанический бассейн (Gaal, Gorbatschev, 1987). В разрезах свекофеннид здесь содержатся турбидиты и пластины типичных офиолитов с возрастом 1953 ± 2 млн. лет – массивы Йормуа и Оутокумпу в северо-восточной Финляндии (Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996). Изучение Re/Os изотопии в серпентинитах и хромитах Йормуа выявило широкие вариации γ_o от –5.1 до +3. Это предполагает, что в формировании офиолитов принимали участие как древняя субконтинентальная мантия, так и молодой MORB (хондритовый) резервуар, смешение которых происходило во время рифтинга (Tsuru et al., 2000). Вероятно, что после рифтинга внутри архейского кратона офиолиты Йормуа были обдущированы при коллизии между кратоном и свекофеннидами. В качестве их возможного современного аналога рассматривается рифт Красного моря.

Свекофенниды, занимающие практически всю западную часть Балтийского щита, представлены преимущественно гранитоидами, комплексами вулканических дуг и метаморфизованными и мигматизированными турбидитами; на долю вулканических пород приходится не более 10%. Все породы испытывали прогрессивный метаморфизм преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Древнейшие интрузивные и вулканические породы с возрастом 1.92–1.93 млрд. лет образуют примитивную вулканическую дугу, состоящую из метаморфизованных низко-К толеитов, андезитов-базальтов и низко-К риолитов, а также коагматичных тоналитов. Развитый на большей части Свекофеннского орогена Центрально-Финляндский массив (ЦФМ), образован крупными синкинематическими гранитными интрузивами I типа с возрастом 1.89–1.87 млрд. лет. ЦФМ отличается необычно большой мощностью земной коры – до 50–60 км. По своему вещественному составу и глубинному строению он похож на мезозойские батолиты, являющиеся составной частью активных континентальных окраин, например, батолит Сьерра-Невада в Калифорнии (Ducea, Salliby, 1998). Островодужные вулканы пояса Тампере с возрастом 1904–1889 млн. лет представлены преимущественно андезитами и дацитами, которые налегают на толеитовые пиллоу-лавы и

осадки с возрастом 1.95 млрд. лет. В южном направлении островодужные породы сменяются мафическими вулканитами, характерными для рифтогенного режима. И, наконец, Южно-Финляндский вулканогенно-осадочный комплекс состоит из мигматизированных турбидитов и островодужных вулканитов с возрастом 1.88–1.89 млрд. лет. Завершившаяся ~1.80 млрд. лет кратонизация орогена привела к формированию современного Свекофеннского геоблока (домена).

Завершая анализ тектоно-магматических процессов на Балтийском щите 2.05–1.80 млрд. лет назад, необходимо подчеркнуть, что их характер в западной и восточной частях региона резко различался. Если на западе в это время развивалась Свекофеннская подвижная область, то в пределах восточной части региона продолжались излияния базальтов, имеющих подобный химический и изотопный состав. Это позволяет объединить их в качестве единой Людикийской крупной изверженной провинции, которая включала в себя верхи ятулия и людиковый, и формировалась из одного плюма (Куликов и др., 1999). Впервые на существование такой провинции обратил внимание П. Эскола (Escola, 1963), указав, что она имела площадь около 600 000 км² и была сопоставима по размерам с фанерозойскими трапповыми областями.

Мощные тектоно-магматические процессы, сходные по масштабам и характеру с рассмотренными выше, происходили в это время и на *Канадском щите* (Gower et al., 1990). Развитые здесь палеопротерозойские орогенные пояса Уопмей, Транс-Гудзонский, Пенокийский, Лабрадорский и Ангава (рис. 2), разделяли слабо переработанные жесткие кратоны (Hoffman, 1988; Hegner et al., 1989 и др.) и также завершили свое развитие к 1.85–1.80 млрд. лет назад (Lewry, Collerson, 1990). Эти орогены по своему строению очень напоминают свекофениды Балтийского щита, будучи сложены различными мигматизированными орто- и парапородами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений. В пределах кратонов здесь также развивались рифтогенные структуры с толеитовым и умеренно-щелочным Fe-Ti базальтовым магматизмом, который со временем часто сменялся глубоководной седиментацией. Так, в северной части Транс-Гудзонского орогена, вдоль его контактов с архейским кратоном Сьюпериор (сладчатый пояс Циркум-Унгава) на архейском фундаменте формировались континентальные рифтогенные структуры с покровами толеитовых и титанистых субщелочных базальтов. Предполагается, что это была континентальная окраина океана, фрагменты литосферы которого (офиолиты Пуртуниг) с возрастом 1.998 ± 2 млн. лет были надвинуты на кратон (Scott et al., 1992). Возобновление рифтогенеза в период 1.92–1.87 млрд.

лет выразилось в излияниях толеитовых базальтов на северной окраине орогена, а в восточной его части в излиянии умеренно-щелочных и толеитовых базальтов и более редких а также кислых вулканических пород, ассоциирующих с джеспилитами.

Примерно в это же время (1.91–1.88 млрд. лет) в центральной части Транс-Гудзонского орогена формировался пояс Линн Лейк – структурный коллаж, включающий ассоциации вулканической дуги, пиллоу-лавы верхней океанской коры состава MORB и OIB с возрастом 1.9 млрд. лет (Baldwin et al., 1987). Около 1.85 млрд. лет назад эти породы были интродуцированы поясом гранитных батолитов андийского типа, которые формировались над зоной субдукции (Bickford et al., 1990). В южной части Транс-Гудзонского орогена пояс Флин Флон также образован коллажем из пород островной дуги, задугового бассейна и океанического плато (Stem et al., 1995). Характерно присутствие подводной ассоциации, образованной пиллоу-лавами и куполами риолитов. Среди пиллоу-лав выделяются типичные MORB и базальты задугового типа с ювенильными характеристиками $\epsilon\text{Nd(T)}$ от +3.3 до +5.4. Здесь же развиты Fe-Ti базальты с возрастом 1901–1904 млн. лет и величиной $\epsilon\text{Nd(T)}$ от +2.2 до +3.4, близкие к OIB.

Сходные процессы имели место и в орогене Уопмей, который развивался 2.1–1.85 млрд. лет назад (Cook et al., 1998), а также в Лабрадорском орогене, расположенном между кратонами Сьюпериор и Северо-Атлантическим. Его история началось с континентального рифтогенеза, который со временем сменился океаническим спредингом, ассоциированной глубоководной седиментацией и толеитовым магматизмом с возрастом 1.89–1.87 млрд. лет (Wardle, van Kranendonk, 1996), а завершилась закрытием бассейна и образованием орогена ~1.8 млрд. лет. На соседних кратонах в это время формировались рои даек Fe-Ti толеитовых и щелочных базальтов с возрастом 2.1–1.9 млрд. лет (например, рой даек Капускей-синг: Boily, Ludden, 1991).

Элементы рассмотренного этапа среднепалеопротерозойского магматизма установлены и в других регионах. Так, толеитовые и умеренно-щелочные Fe-Ti базальты, наряду с небольшими интрузивными телами и дайками габброидов описаны на Индийском щите, в Западных Гималаях в пределах существовавшей здесь 2.0–1.8 млрд. лет назад крупной изверженной провинции (Ahmad et al., 1999), в пределах Австралийского кратона тогда возникла область высококалийного и известково-щелочного магматизма Маунт Бунди с возрастом 1831 ± 6 млн. лет в выступе фундамента Пайн-Крик на северо-западе континента (Sheppard, 1995), а 1865–1820 млн. лет назад вдоль южного и восточного краев кратона Кимберли сфор-

мировался огромный (100×700 км) пояс кислого калиевого магматизма (Griffin et al., 2000). Значительное сходство развития магматизма в наблюдаемой типоморфной последовательности Балтийского щита в середине палеопротерозоя устанавливается и на Украинском щите. В западной его части 2.08–1.96 млрд. лет назад широко проявился синорогенный эффузивный магматизм известково-щелочной серии (Esipchuk et al., 2000), а на востоке региона, в Приазовье, появляются и типичные щелочные породы K-Na ряда – дайкообразные тела флогопитовых перидотитов и пироксенитов, нефелиновых сиенитов и карбонатов с возрастом 1920 ± 80 млн. лет (Щербак и др., 1989). В зонах глубинных разломов в регионе развиты многочисленные мелкие тела мафит-ультрамафитов с Cu-Ni-ЭПГ минерализацией. Их возраст варьирует в пределах 2.06–2.0 млрд. лет при первичном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7026$ и величине $\epsilon\text{Nd} = +3.6$. Кроме того, здесь же наблюдаются габбро-монцит-сиенит-гранитные интрузивы с возрастом 2.02–1.98 млрд. лет (Esipchuk et al., 2000). Как и в других регионах завершение процессов орогенеза сопровождалось интенсивным амфиболитовым метаморфизмом и мигматизацией.

Таким образом, особенностью третьего этапа было раскрытие океанов и появление крупных орогенов фанерозойского типа практически на всех докембрийских щитах. По периферии этих орогенов в пределах краевых частей жестких архейских кратонов продолжалось развитие областей континентального рифтогенеза, унаследованных от предыдущего этапа. Масштабы магматической активности здесь были таковы, что часть из этих проявлений отвечала понятию крупной магматической провинции, как это, например, имело место в восточной части Балтийского щита и на севере Индийского. При этом многие рифты по мере своего развития перерастали в структуры типа Красного моря с появлением толеитов MORB и глубоководных осадков, что отмечается в Печенгско-Варзугском поясе Балтийского щита и во многих структурах Канадского щита. Этот этап завершился около 1.82–1.80 млрд. лет назад общей стабилизацией земной коры.

МАГМАТИЗМ ЧЕТВЕРТОГО ЭТАПА (1.8–1.5 МЛРД. ЛЕТ)

Конец палеопротерозоя и начало мезопротерозоя (1.8–1.5 млрд. лет) на всех древних платформах характеризовался появлением огромных внутриплитных поясов кислого магматизма преимущественно калиевого ряда, который развился вслед за стабилизацией раннепалеопротерозойских орогенов около 1.8 млрд. лет назад и достиг своего пика около 1.7–1.6 млрд. лет назад. Магматизм развивался преимущественно на месте стабилизированных к этому времени палеопротерозой-

ских орогенов в пределах Балтийского, Украинского, Гренландского и Канадского щитов, вдоль южной окраины Сибирской платформы, на Сино-Корейском, Африканском, Индийском, Бразильском щитах и в Западной Антарктиде (Семихатов, 1974; Ramo, Naapala, 1996). С этими поясами связаны крупные неметаморфизованные интрузивные анортозит-рапакивигранитные комплексы (АРГК).

АРГК образуют многофазные батолиты площадью от десятков до десятков тысяч квадратных километров, многие из которых, судя по изотопным датировкам, формировались на протяжении 20–30 млн. лет (Ramo, Naapala, 1996). Они сложены серией пород от мафитов (редко – ультрамафитов) до гранитов, включающей редкие породы промежуточного состава (монцитониты, кварцевые монцитониты, диориты и др.). Поэтому АРГК, по существу, представляют собой бимодальные ассоциации, в которых преобладают граниты, а мафиты, особенно габбронорит-анортозиты, в ряде случаев вообще отсутствуют. С этими батолитами часто тесно сопряжены вулканы преимущественно кислого, редко основного состава и красноватые силикокластические породы, выполняющие пологие прогибы (провесы кровли) на поверхности массивов и обрамляющие их.

Классическими районами развития АРГК являются *Балтийский и Украинский щиты* (Шарков, 1999). Крупные интрузивы этой ассоциации слагают пояс субмеридионального простирания протяженностью более 2000 км и шириной около 900 км, который локализован в пределах Свеккофеннского домена, охватывающего всю западную часть Восточно-Европейского кратона, и лишь иногда проникает в смежные участки последнего (рис. 3). Особенностью этого домена является наличие многочисленных реликтов аномально мощной коры (до 50–60 км в настоящее время и 70–80 км в момент формирования АРГК; Шарков, 1999), образовавшейся в результате Свеккофеннского орогенеза. Фрагменты такой коры прослеживаются от Балтийского щита через весь фундамент Русской Балты практически до Черного моря. Одновременно с формированием АРГК происходило внедрение роев даек диабазов и кварцевых порфиритов. Во многих случаях диабазы являлись внутри-интрузивными телами: они могли интродировать граниты рапакиви и, в свою очередь, пересекаться гранитами. Базальты могли внедряться и в еще жидкий гранитный расплав, приводя к явлению минглинга – застывших “фонтанов” базитового вещества в более низкотемпературном гранитном. Таким образом, при формировании АРГК одновременно шли процессы плавления как в мантии, так и в коре.

Развитие АРГК на Балтийском щите происходило в интервале 1.65–1.53 млрд. лет назад.

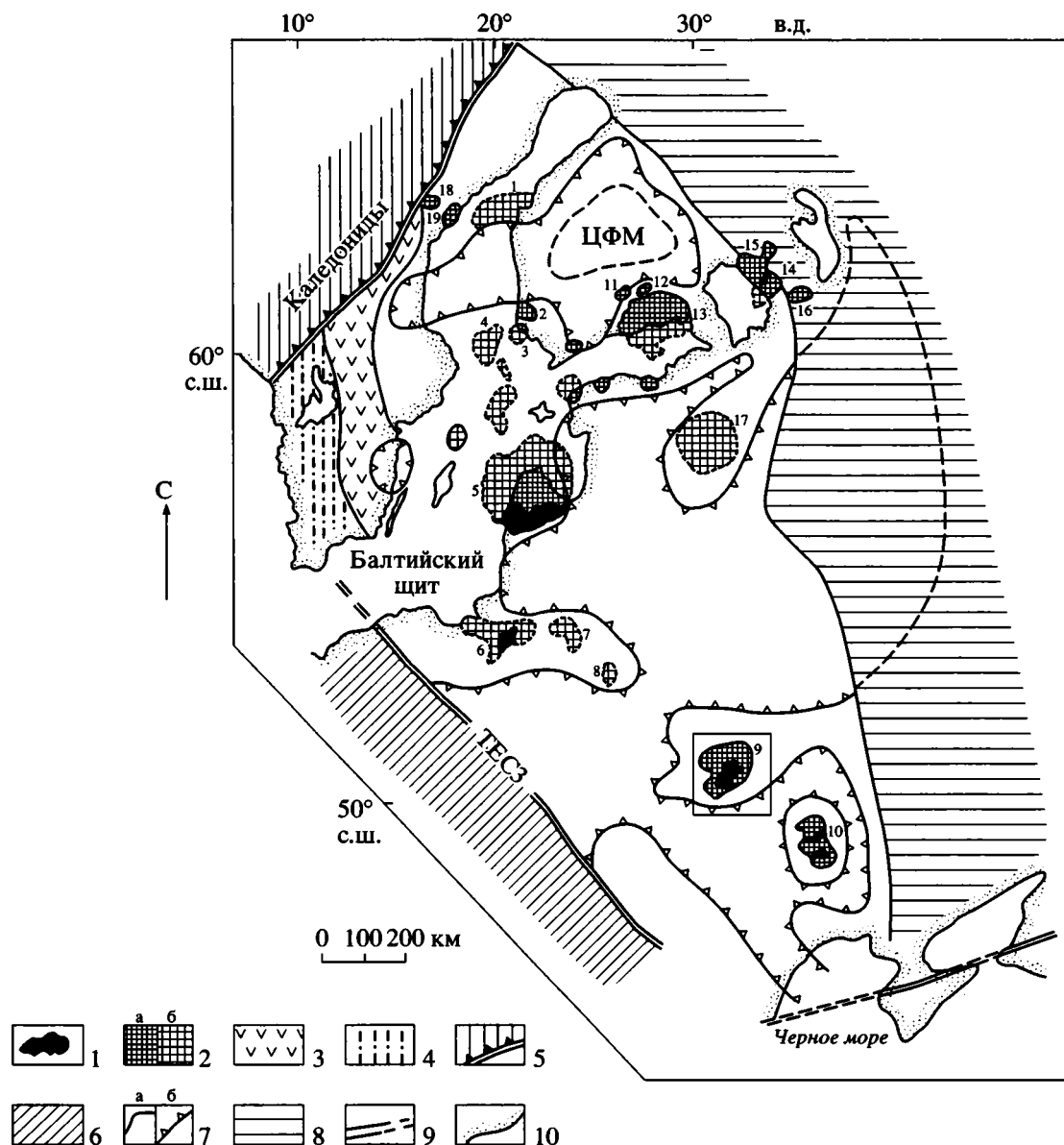


Рис. 3. Схема распределения анортозит-рапакивигранитных комплексов в западной части Восточно-Европейского кратона (по Шаркову, 1999, модифицировано).

1 – габбронорит-анортозиты и анортозиты; 2 – граниты рапакиви: а – установленные геологическими методами, б – по геофизическим данным; 3 – Транс-Скандинавский изверженный пояс; 4 – Готский домен; 5 – норвежские каледониды и их граница; 6 – фанерозойские складчатые пояса; 7 – области Свекофеннского орогена с мощностью коры <45 км (а) и с аномально мощной (>45 км) корой (б); 8 – архейская и раннепалеопротерозойская кора Восточно-Европейского кратона; 9 – краевые швы Восточно-Европейского кратона; 10 – береговая линия.

ЦФМ – Центрально-Финляндский массив; ТЕСЗ – Транс-Европейская сутурная зона;

Плутоны: 1 – Ботнический, 2 – Лайтилла, 3 – Вехмаа, 4 – Аландский, 5 – Рижский, 6 – Польский (Сувалки), 7 – Мазурский, 8 – Белорусский, 9 – Коростеньский, 10 – Корсунь-Новомиргородский, 11 – Ахвенисто, 12 – Суомenniemi, 13 – Выборгский, 14 – Салминский, 15 – Улялегский, 16 – Лодейнопольский, 17 – Новгородский, 18 – Рагунда, 19 – Нордингра.

Немного раньше (1.78–1.59 млрд. лет) в юго-западной части щита формировался крупный Транс-Скандинавский вулcano-плутонический пояс кислого магматизма (Gorbatshev, Bogdanova, 1993), образованный в основном вулканитами дацит-риолитового состава, часть из которых,

возможно, являлись эффузивными аналогами АРГК. Наиболее древними представителями АРГК на кратоне являются массивы Украинского щита и Южной Гренландии с возрастом 1.78–1.74 млрд. лет (Amelin et al., 1996b; Harrison et al., 1989).

Граниты рапакиви относятся к калиевым гранитам с относительно высоким содержанием железа и алюминия. Они характеризуются высокими концентрациями Ti, Zn, Pb и Zr и повышенными содержаниями Be, Sn, Y, Nb, Rb, F, W и Mo; только в поздних дифференциатах и в альбитизированных разновидностях отмечаются существенные содержания Li и U. Базиты этих комплексов характеризуются дефицитом Mn, Ni, Cr, V, Cu и Y, некоторым избытком Ce, Sn, Mo и La при повышенных содержаниях Fe, Ti, P и Pb (Великославинский и др., 1978). По геохимическим параметрам граниты рапакиви близки к внутриплитным гранитам А-типа, особенно к фанерозойским Li-F редкометальным гранитам и их эффузивным аналогам – онгонитам. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитов рапакиви Фенноскандии показали, что их главным источником была свекофеннская кора гранодиоритового состава (Rämö, 1991; Neymark et al., 1994). Изотопный состав Nd, Sr и Pb в полевых шпатах габбро-анортозитов и гранитов в этих комплексах аналогичен: $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ от -6.5 до -8.2 ; первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052\text{--}0.7057$. Следовательно, родоначальные магмы мафитов сформировались при взаимодействии мантийных расплавов с породами коры. Содержания редкоземельных элементов в норитах и габброноритах Салминского плутона близки к типичным внутриплитным Fe-Ti умеренно-щелочным базальтам, связанным с мантийными плюмами. Они умеренно обогащены LREE и имеют величину $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$, варьирующую от -1.2 до $+1.6$ (Rämö, 1991). Для мафитов одного из массивов АРГК (Сувалки, Польша), имеющего возраст 1560 млн. лет, показано, что они характеризуются высокими значениями отношений $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$, высокими значениями γOs (от $+640$ до $+902$) и низкими отрицательными значениями ϵNd (-6.0), что также предполагает существенный вклад корового материала в их образование (Morgan et al., 2000).

Как было отмечено выше, при формировании анортозит-рапакивигранитных комплексов процессы плавления происходили одновременно и в мантии, и в коре. При этом сами комплексы представляли собой верхние части транскоровых магматических систем, которые возникали над выступами мантии высотой 10–20 км (Оровецкий, 1990; Elo, Korja, 1993). Сейчас эти системы образованы чередованием мощных слоев базитов и кислых пород. Это позволяет думать, что они первоначально представляли собой серии крупных силлоподобных тел базитового расплава (по-видимому, Fe-Ti базальтов, аналогичных веществу даек), расположенных на разных уровнях в толще аномально мощной сиалической коры, над которыми возникали мощные зоны плавления корового вещества (Шарков, 1999). По-видимому, появление рассматриваемого типа магматизма

было связано с возрождением в регионе 1.8–1.5 млрд. лет назад внутриплитной активности. Судя по наличию Fe-Ti базальтового магматизма, характерного для мантийных плюмов, выступы мантии под АРГК как раз и представляли собой головные части этих плюмов. Наличие таких долгоживущих магматических систем (центров) в регионе, равно как состав и условия залегания рифейских отложений на Восточно-Европейском кратоне свидетельствует о его стабильности.

В отличие от Свекофеннид, в восточной части кратона с нормальной (около 40 км) мощностью коры, эндогенные процессы 1.8–1.5 млрд. лет назад имели незначительные масштабы, проявляясь в форме континентального рифтогенеза или небольших роев даек базальтов или лампрофиров. По-видимому, кислый магматизм того времени являлся специфической формой проявления внутриплитного магматизма в условиях аномально мощной коры, когда большая часть новообразованного базальтового расплава оставалась в толще коры, приводя к крупномасштабному плавлению сиалического материала.

В Северной Америке вдоль юго-восточной и южной окраин мидконтинента расположен протяженный пояс преимущественно кислого магматизма, протягивающийся от полуострова Лабрадор до Калифорнии на расстояние около 6000 км и ширине 1000 км (Семихатов, 2002; Хайн, Божко, 1988; Gower et al., 1990). Он формировался в интервале от 1.8 до 1.3 млрд. лет и, по-видимому, в его пределах совмещены разновозрастные пояса. Самыми древними составляющими этого пояса являются гранитные батолиты провинции Черчилл, Манитоба и 500-километровый Транс-Лабрадорский пояс, образованный существенно калиевыми гранитами при подчиненной роли кварцевых монзонитов. Эти породы формировались во внутриплитной обстановке в два этапа от 1.80 до 1.72 млрд. лет и около 1.65 млрд. лет (Kerr, Fryer, 1990). Внедрение основной массы плутонов пояса относится к интервалу 1.51–1.3 млрд. лет (Gower et al., 1990). Основное его компоненты – это крупные тела анортозитов, анортозитов-диоритов и гранитов рапакиви.

Подобный Транс-Сибирский вулcano-плутонический пояс протягивается на юге Сибирской платформы примерно на 3000 км от Охотского моря до Енисейского кряжа (Ларин и др., 2003). Он начал формироваться в посторогенной обстановке около 1.9–1.7 млрд. лет назад и сложен преимущественно кислыми вулканитами, с которыми тесно ассоциированы терригенные красцветные осадки, граниты рапакиви, субщелочные граниты и анортозиты. Пояс наложен на различные более древние структуры, начиная от архейского фундамента Сибирского кратона и кончая палеопротерозойскими складчатыми поясами.

U-Pb возраст магматических пород пояса увеличивается с востока на запад от 1.7 до 1.9 млрд. лет при преобладающих значениях 1.7–1.84 млрд. лет. Кислые породы характеризуются коровыми величинами $\epsilon\text{Nd}(T)$, варьирующими от –0.2 до –9.2 и T_{DM} -модельными возрастами от 2.2 до 2.6 млрд. лет. Эти особенности отличают магматические породы Транс-Сибирского пояса от подобных образований Восточно-Европейской платформы и сближают его с развитыми на Северо-Американской, указывая на различный вклад древнего корового протолита в магнообразование. Геохимическая специализация кислых пород (высокие содержания K, Rb, Li, Be, Sn, W, Nb, Mo, Ta, Zr, REE, F) определяет их как типичные А-граниты, имеющие характеристики посторогенных и/или внутриплитных гранитов. Аналогичные сиалические пояса с возрастом 1.8–1.5 млрд. лет и с максимальным развитием 1.7 млрд. лет назад проявлены на Южно-Американском (пояс Рио-Негру-Журуэна), Австралийском (пояс Гоулер-Рейндж) и Западно-Антарктическом кратонах, а граниты рапакиви с возрастом около 1.7 млрд. лет встречены и на Сино-Корейском щите, на северо-востоке Китая (Rämö, Naarala, 1995).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ

Как видно из приведенного материала, в течение палеопротерозоя происходила направленная смена состава магматических пород и, соответственно, в глобальном масштабе менялся состав вещества, поступавшего в биосферу. Основные сведения об изотопно-геохимической эволюции магматических пород на протяжении всего палеопротерозоя на примере наиболее изученных Балтийского и Канадского щитов приведены на рис. 4–7. На этих рисунках систематизированы данные в основном по вулканическим породам мафитового профиля (до 55 мас. % SiO_2), имеющим наиболее достоверную возрастную геологическую и изотопно-геохронологическую привязку, что позволило выявить главные тренды распределения во времени содержаний как главных, так и редких элементов (или их отношений).

Приведенные данные показывают, что в геохимической эволюции магматизма палеопротерозоя можно выделить следующие тренды. 1. Для Mg устанавливается два относительных максимума содержания, наиболее четкий из которых имеет возраст ~2.1 млрд. лет и определяется широким развитием пикритов, а менее яркий проявился 2.5–2.4 млрд. лет назад и был связан с образованиями бонинитоподобной серии. 2. Обогащение основных вулканитов Fe и Ti началось около 2.25 млрд. лет назад, достигло двух относительных максимумов 2.1 и 2.0 млрд. лет назад, после чего стало по-

степенно снижаться. Первый подъем содержаний этих элементов был связан с возрастанием роли умеренно-щелочных Fe-Ti пикритов и базальтов, а второй проявлением континентального рифтогенного магматизма. 3. Содержания P достигли наибольших концентраций 2.2 и ~1.85–1.9 млрд. лет назад соответственно как отражение излияния умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов и проявления орогенного вулканизма. 4. В вариациях глинозема устанавливается четыре небольших относительных пика 2.4, 2.2, ~1.9 и 1.6 млрд. лет, которые были обусловлены соответственно излияниями бонинитоподобных пород, умеренно-щелочных базальтов, известково-щелочных серий, связанных с зонами субдукции, и наименее проявленный пик, связанный с формированием АРГК. 5. Повышенные содержания CaO, отмечаемые 2.1–2.0 млрд. лет назад, положительно коррелируются с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, а также с Ti и Fe, и отражают широкое развитие ювенильного Fe-Ti пикрит-базальтового магматизма. 6. В распределении Mn намечается только незначительное обогащение 2.05–2.1, 1.85–1.9 и 1.6 млрд. лет назад, которые коррелируются с Fe-Ti-базальтовым вулканизмом. 7. В распределении кремнезема не наблюдается выраженных закономерностей, но наименее кремнекислые породы формировались ~2.1 млрд. лет, а более кислые концентрировались в ороенах 3-го этапа и во внутриплитных образованиях 4-го этапа.

Таким образом, по содержаниям названных элементов в породах устанавливаются три главных тренда, связанных с преимущественным развитием определенного типа магматизма. 2.5–2.3 млрд. лет – высокомагнезиальные, преимущественно низко- до умеренно-титанистые расплавы KBMC, 2.1–1.9 млрд. лет – широкое развитие Fe-Ti пикритов и базальтов, сменявшихся со временем известково-щелочной серией в ороенах, а 1.7–1.5 млрд. лет возобновившаяся на месте ороенов внутриплитная активность. Обращает на себя внимание слабое развитие мантийного вулканизма 1.8–1.7 млрд. лет назад, когда уже стабилизировались палеопротерозойские ороены, но еще не получила широкого развития внутриплитная активность позднего палеопротерозоя – раннего мезопротерозоя. Магмы интервала 2.3–2.2 млрд. лет, характеризующегося пониженной магматической активностью, в целом имеют пониженные содержания Fe, Ti и Mg.

Выявленные нами закономерности распределения содержания редких элементов, особенно Cr и Ni – типичных элементов мантийных высоко-Mg пород (рис. 5–6), согласуются с установленными для главных петрогенных элементов. Содержания Cr и Ni максимальны в бонинитоподобных породах палеопротерозоя и среднепалеопротерозойских вулканитах, достигая максимума 2.1–1.9 млрд. лет назад, который совпадает с пиками

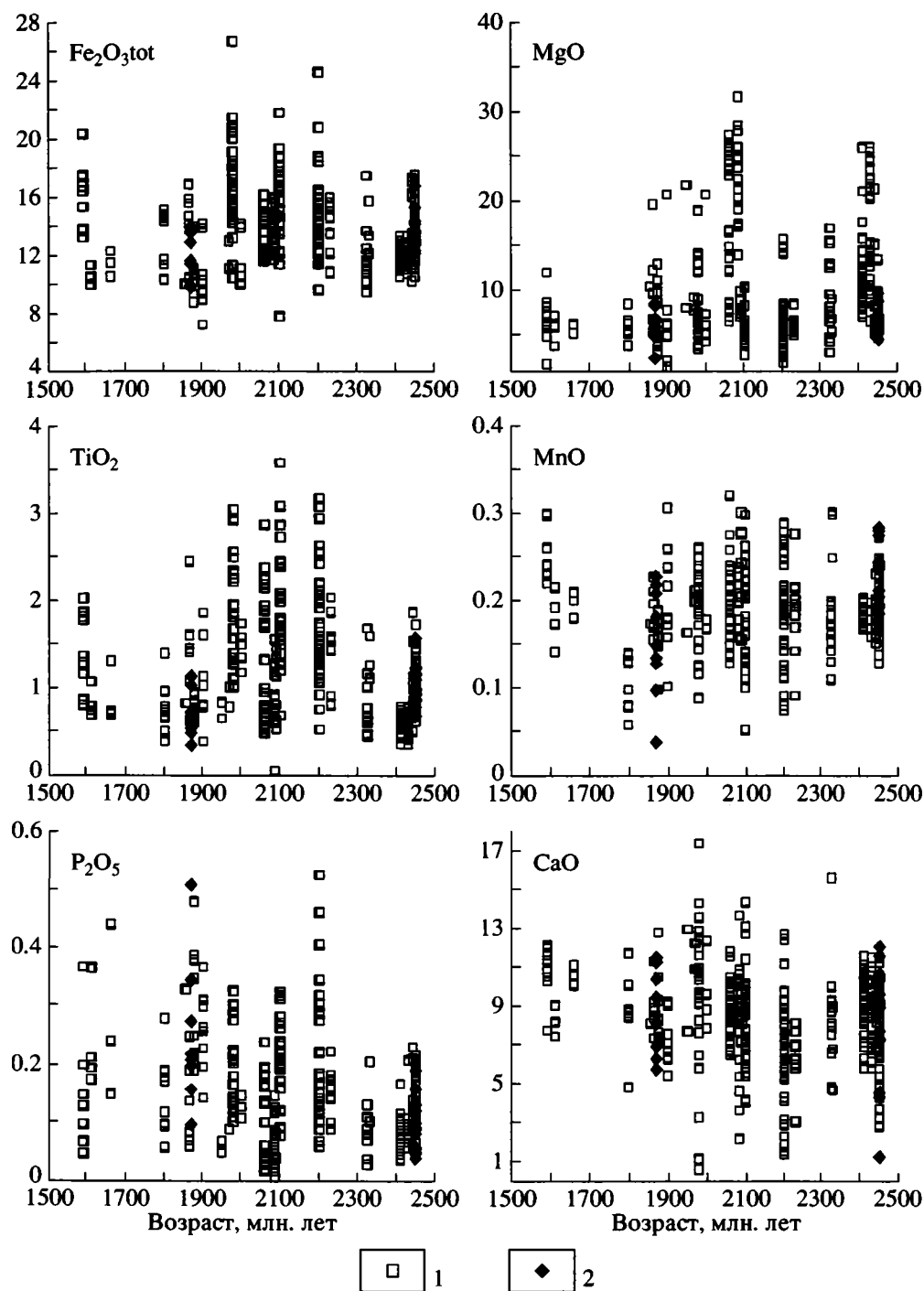


Рис. 4. Вариации главных элементов (в мас. %) в палеопротерозойских вулканитах Балтийского и Канадского щитов. 1 – Балтийский щит, 2 – Канадский щит.

содержаний Fe, Ti и Mg 2.1–2.0 млрд. лет назад и P_2O_5 , SiO_2 и Al_2O_3 около 1.9 млрд. лет. Наиболее высокие содержания Cu наблюдаются в породах с возрастом 2.1 млрд. лет, совпадая с главными максимумами по Cr и Ni, а несколько повышенные концентрации Cu имеются в породах первого и четвертого этапов. Поведение Zn характеризу-

ется иными закономерностями: главный максимум устанавливается 1.9–1.8 млрд. лет назад и обусловлен широким распространением магм субдукционного происхождения, а два меньших пика связаны с бонинитоподобными породами раннего палеопротерозоя и вулканитами Транскандинавского пояса. Что же касается Co, то

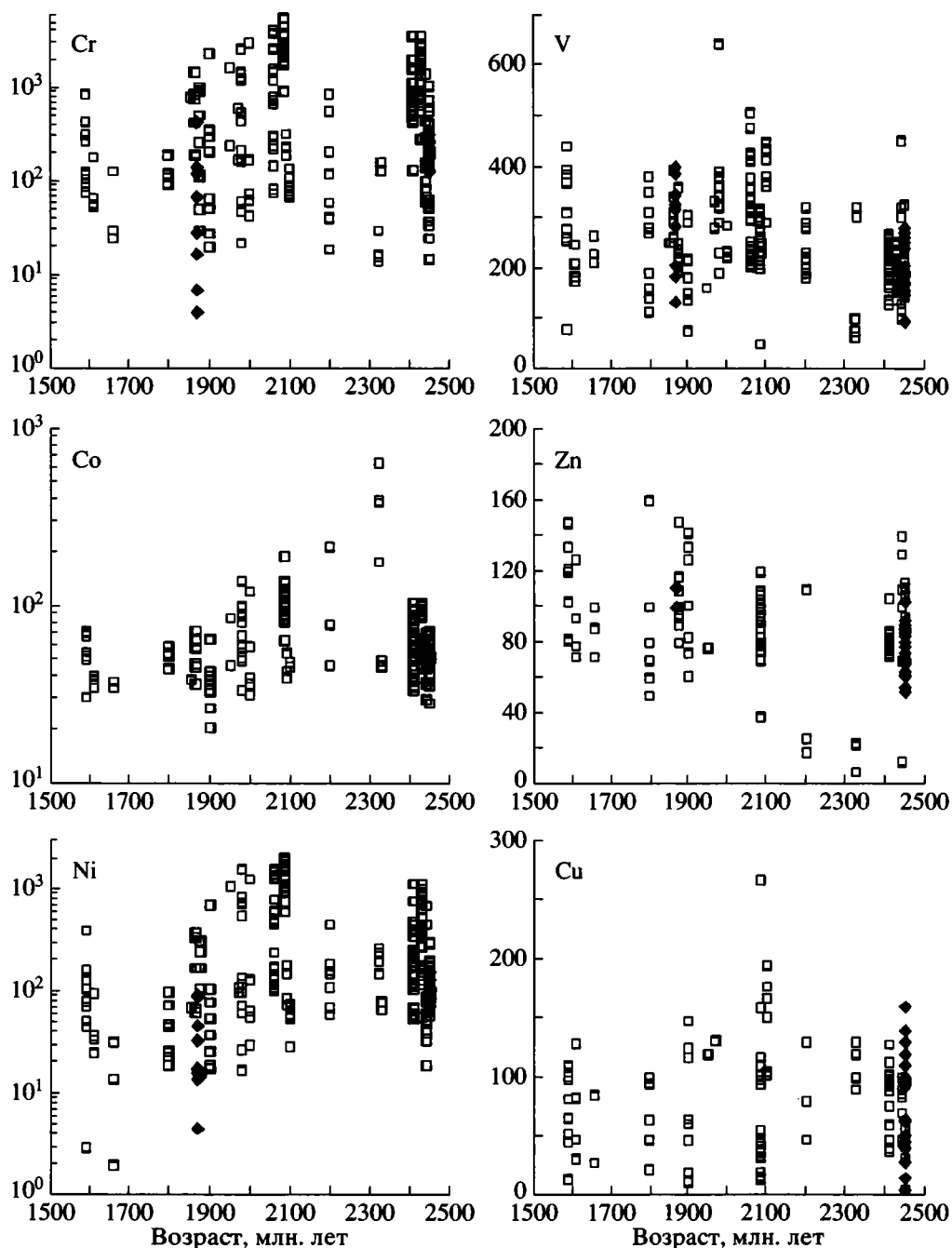


Рис. 5. Вариации главных (в мас. %), редких элементов (в мкг/г) и индикаторных отношений в палеопротерозойских вулканитах Балтийского и Канадского щитов.
Условные обозначения см. на рис. 4.

максимальные его концентрации достигаются 2.3 млрд. лет назад, а затем, после длительной депрессии наблюдается небольшой подъем 1.8 млрд. лет назад. Наибольшее обогащение V датируется 2.1–2.0 млрд. лет назад, а несколько повышенные его концентрации отмечаются также в бонинитоподобных породах (что согласуется с присутствием ванадистых титаномагнетитов в поздних дифференциатах расслоенных интрузи-

вов) и в базальтоидах раннего палеопротерозоя. Наконец, распределение Th носит бимодальный характер. Максимальное его содержание фиксируется в бонинитоподобных породах раннего палеопротерозоя и в базальтах позднего палеопротерозоя, разделенных депрессией с возрастом 2.1–2.05 млрд. лет, которая совпадает с повышенными содержаниями фемафильных компонентов. Возможно, это свидетельствует о том, что тогда

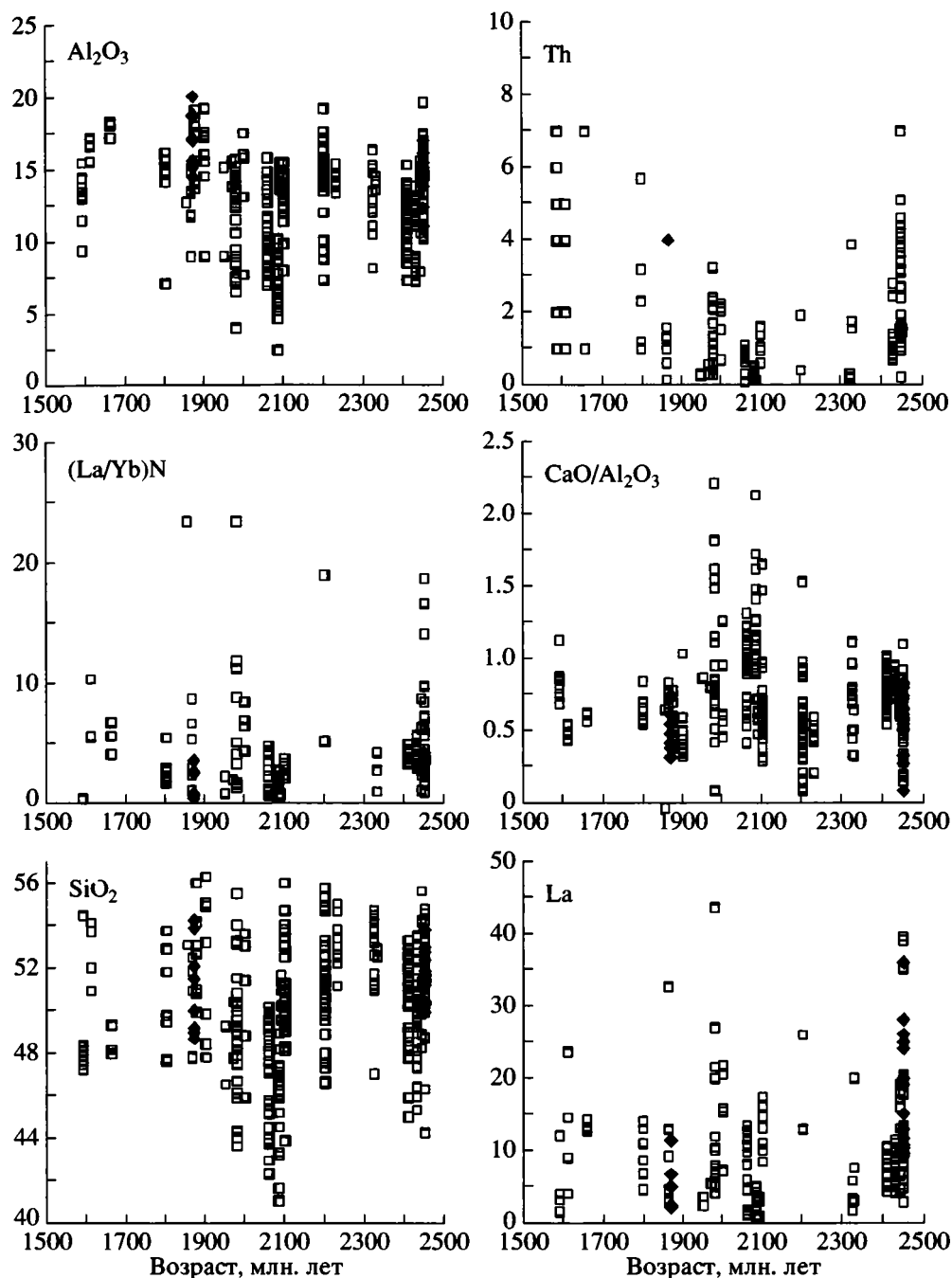


Рис. 6. Вариации редких элементов (в мкг/г) в палеопротерозойских вулканитах Балтийского и Канадского щитов. Условные обозначения см. на рис. 4.

вовлечение корового материала в генерацию магмических магм было наименьшим.

При анализе данных по редкоземельным элементам, мы ограничимся сведениями о вариациях La и $(La/Yb)_N$ отношений, характеризующих степень фракционирования REE. Как видно на рис. 6, для La устанавливается два пика. Один из них коррелируется с проявлениями бонинитоподобного

магматизма, а другой с Fe-Ti-пикритовыми расплавами, развитыми 2.0–1.9 млрд. лет назад. Первый пик, очевидно, связан с процессами ассимиляции мантийными магмами архейской коры, а второй – с Fe-Ti-пикритовыми расплавами, производными обогащенной мантии. $(La/Yb)_N$ отношение демонстрирует широкие вариации, хотя небольшой пик намечается около 2.0 млрд. лет.

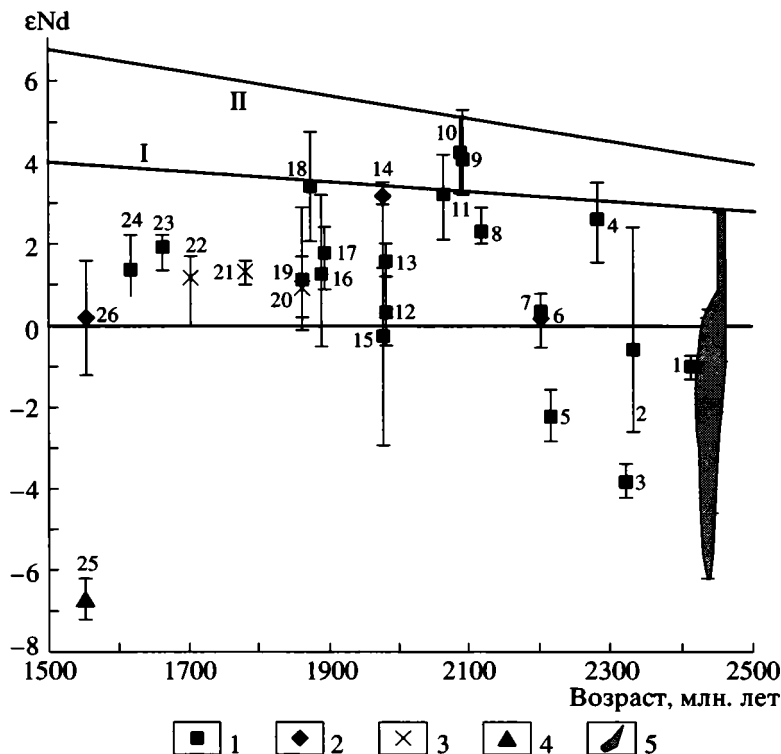


Рис. 7. Вариации величины $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ в палеопротерозойских магматических породах Балтийского и Канадского щитов. 1 – основные вулканы; 2 – основные дайки и силлы; 3 – гранитоиды; 4 – анортозиты; 5 – вариации величины $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивах Балтийского щита. I и II – эволюция деплетированной мантии: I – по DePaolo (1981); II – по Goldstein и Jacobsen (1988).

Номера на рисунке соответствуют следующим объектам: 1 – Ветреный пояс (Puchtel et al., 1998), 2 – пояс Перапохья, вулканы Рункаус (Nuhma et al., 1990), 3 – Печенга, вулканы мааярвинской свиты, ахмалахтинская серия (Скуфьин и др., 2004), 4 – зеленокаменный пояс Каутокейно, амфиболиты Каскеджас (Krill et al., 1985), 5 – Печенга, вулканы пиртиярвинской свиты, куэзьярвинская серия (Скуфьин и др., 2004), 6 – Серия Гурвиц, Канада (Sandeman, 2003), 7 – пояс Перапохья, силл Рункаусваара (Nuhma et al., 1990), 8 – Печенга, заполярная свита, колосьевская серия (Скуфьин и др., 2004), 9 – Пояс Перапохья, вулканы Йотиаппа (Nuhma et al., 1990), 10 – коматиты Карасйок (Krill et al., 1985), 11 – Центрально-Лапландский зеленокаменный пояс (Hanski et al., 2001), 12 – Печенга, базальты, матерская свита, пильгуярвинская серия (Скуфьин и др., 2004), 13 – Печенга, там же, ферропикриты (Смолякин и др., 1992), 14 – Онежское плато (Puchtel et al., 1998), 15 – Кончезерский силл (Puchtel et al., 1998), 16 – Южная Финляндия, вулканы Пеллинки (Patchett, Kouvo, 1986), 17 – Центральная Швеция, Западный Бергслаген (Valbracht, 1991), 18 – Флин Флон (Thom et al., 1990), 19 – Свекофенские основные вулканы, Швеция (Patchett et al., 1987), 20 – Свекофенские ранние кислые и средние вулканы и гранитоиды (Patchett et al., 1987), 21, 22 – Транскандинавский изверженный пояс, гранитоиды (Patchett et al., 1987), 23 – Формация Хорред (Brewer et al., 1998), 24 – Формация Амал (Brewer et al., 1998), 25 – анортозиты Салминского анортозит-рапакивигранитного батолита; 26 – внутриинтрузивные диабазы этого же батолита (Neymark et al., 1994).

Касаясь изотопных систем, мы остановимся только на Nd и Os, которые наиболее устойчивы при многочисленных наложенных процессах. Ввиду недостаточного количества данных по вулканитам, мы рассмотрим и имеющиеся материалы по комагматичным дайкам и интрузивам, а в случае их отсутствия и по разновозрастным гранитам. Как видно из рис. 7, в интервале от 2.50 до 2.1 млрд. лет, величина ϵNd в породах постепенно увеличивалась от типично коровых значений -6 до ювенильных значений $+5$. Последние соответствуют значениям, ожидаемым для деплетированной мантии того времени. Такой тренд свидетельствует о явном сокращении роли корового

материала в составе магм к середине палеопротерозоя и сведению этой роли почти к нулю около 2.1 млрд. лет назад во время наиболее мощного импульса магматической активности. В дальнейшем значения ϵNd постепенно снижались, но в целом сохранялись положительными за исключением отдельных случаев коровой контаминации (коматитовые лавы Онежской структуры и анортозиты).

Данные по изотопии осмия мы рассмотрим на примере ряда пород Балтийского щита, имеющим возраст 2.50–2.4, 2.05–1.75 и 1.5 млрд. лет. Входящие в состав рассматриваемой выборки вулканы Ветреного Пояса (2.44 млрд. лет) ха-

характеризуются узкими вариациями субхондритовых изотопных отношений Os (γOs варьирует от -0.43 до -0.07), что предполагает их формирование из верхнемантийного плюма, обедненного Os за 150 млн. лет до формирования этих вулканитов (Puchtel, 2001). Более широкие вариации изотопного отношения Os (γOs варьирует от -6 до $+1$), наблюдаемые в расслоенных массивах Аканваара и Койтелайнен (2.45 млрд. лет) предполагают контаминацию материнских мантийных расплавов коровым материалом при их подъеме к поверхности (Hanski, 2001a). Породы, сформированные 2.05–1.9 млрд. лет назад, характеризуются гораздо большей гетерогенностью изотопных отношений Os. Так, в людиковийских базальтах Онежского плато и пикродолеритах Кончезерского силла γOs варьирует от $+0.77$ до -0.61 (Puchtel et al., 1999). Ферропикритовые лавы Печенги имеют более радиогенный состав Os ($\gamma\text{Os} = +6.1$) (Walker et al., 1997), что в комплексе с другими изотопно-геохимическими параметрами этих пород интерпретируется как результат их формирования из более горячей части плюма, чем породы Онежского плато. Видимо, в данном случае сказывалось участие материала внешнего ядра и контаминация Беломорскими гнейсами на заключительных стадиях формирования пояса (Puchtel et al., 1999). Наиболее широкие вариации γOs среди пород данного этапа наблюдаются в офиолитах Йормуа с возрастом 1.95 млрд. лет (от -5.1 до $+3.0$) и связываются с наличием здесь как материала древней субконтинентальной литосферной мантии, так и более молодого MORB (субхондритового) источника (Tsuru et al., 2000). Эти данные предполагают, что мантия того времени уже характеризовалась существенной изотопной гетерогенностью Os.

На основе изложенных изотопно-геохимических сведений можно предполагать, что крупная Людиковийская изверженная провинция и Свекофенский ороген произошли в результате подъема одного и того же суперплюма. Область его питания располагалась на границе ядро–мантия и привнос оттуда свежего материала привел к появлению изотопной гетерогенности мантии около 2 млрд. лет. Что же касается высоких значений γOs (от $+640$ до $+902$), полученных для анортозитов массива Сувалки (Польша) с возрастом 1.56 млрд. лет (Morgan et al., 2000), то в комплексе с низкими отрицательными значениями ϵNd , они предполагают существенную контаминацию исходных мантийных расплавов коровым материалом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные показывают, что история магматических процессов в палеопротерозое разделяется на четыре этапа, каждый из которых

характеризовался специфическим типом магматизма.

На первом этапе (2.5–2.3 млрд. лет) происходило формирование пород кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (KBMC), развитых в пределах рифтогенных вулканогенно-осадочных поясов и слагающих масштабные рои даек и расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы. Эти породы образуют крупные изверженные провинции на архейских кратонах, что свидетельствует о существовании тогда мантийных суперплюмов, образованных деплетированным ультрамафическим материалом. Подобный тип активности имел место уже в позднем архее, когда в некоторых зеленокаменных поясах в пределах будущих кратонов (например, пояс Уитни Тауншип, Абитиби – Kerrich, 1998; Хизоваара, Балтийский щит – Щипанский и др., 1999) появляются породы бонинитовой специфики, а в начинающих стабилизироваться участках кратонов крупные расслоенные интрузивы, например, Стиллуотер на кратоне Вайоминг с возрастом 2.7 млрд. лет (Lambert et al., 1994) и Великая Дайка в Африке с возрастом ~2.6 млрд. лет (Mukasa et al., 1998). И если сильно метаморфизованные лавы на основании геохимии часто трактуются как островодужные образования, то для расслоенных интрузивов такая модель никак не проходит.

В геохимическом плане магмы KBMC характеризуются высокими и повышенными содержаниями кремнезема, Mg, Cr, Ni, Co, Cu, V, элементов платиновой группы, а также некогерентных элементов, включая LREE, дефицитом Fe, Ti, Nb и отрицательными значениями ϵNd . Из этих данных следует, что расплавы KBMC имели смешанное мантийно-коровое происхождение. Они произошли за счет сильно деплетированного в результате предыдущих эпизодов плавления ультраосновного вещества астеносферной мантии того времени и материала архейской коры, ассимилированного в процессе подъема мантийных магм к поверхности. Этим, по-видимому, и объясняется их близость к островодужным сериям фанерозоя, особенно бонинитовой. Гранитоидный, преимущественно калиевый магматизм в ходе первого этапа имел ограниченные масштабы.

Второй этап (2.3–2.05 млрд. лет) на всех щитах характеризовался массовым появлением геохимически обогащенных умеренно-щелочных Fe-Ti пикритов и базальтов, особенно масштабным во второй половине этапа. Характерно, что смена типа магматизма не сопровождалась изменением тектонических процессов – излияния лав происходили в тех же рифтогенных структурах, наращивая их разрез, а на месте крупной изверженной провинции KBMC возникла такая же крупная провинция, образованная преимущественно толеитовыми, часто титанистыми базальтами. Судя

по данным, полученным для Печенгской структуры (Смолькин и др., 1995) и для центральной части Алданского щита (Пухтель, Журавлев, 1992), это явление отражало изменение характера питания суперплюма в связи с подтоком мантийных флюидов, обогащенных Fe, Ti, щелочами, Zr, Ba и LREE. Присутствие именно такого флюида характерно для вещества современных плюмов, формировавшихся на границе ядро–мантия (Condie et al., 2004).

Магмы второго этапа характеризовались высокими концентрациями Fe, Ti, Nb, Mn, P, щелочей и несовместимых элементов, особенно LREE, повышенными содержаниями Cr, Ni, Co, Cu и Ba, а также дефицитом SiO₂, Mg и Al. Величины ϵNd лежали в положительной области, достигая максимума (+5) 2.1 млрд. лет назад. Вместе с тем, в начале этапа преобладали расплавы с умеренной титанистостью и щелочностью, типичные для пород фанерозойских крупных изверженных провинций (траппов и океанических плато), а местами сохранялся прежний тип активности с развитием расплавов KBMC (Южная Америка, Воронежский кристаллический массив, Антарктида и др.).

Третий этап (2.05–1.8 млрд. лет) характеризовался раскрытием первых океанов, формированием орогенов, близких к фанерозойским и появлением зон субдукции и задуговых бассейнов с соответствующим магматизмом. Вдоль периферии орогенов, в краевых частях окружающих их архейских кратонов, продолжали функционировать континентальные рифты с пикрит-базальтовым магматизмом.

Начальные стадии этого этапа (2.05–2.0 млрд. лет) отличались развитием мощных рифтовых пикрит-базальтовых вулканитов, для которых были характерны высокие содержания Mg, Fe, Ti, Cr, Ni, Cu и V при минимальном Th. При этом во многих рифтовых структурах происходил постепенный переход от континентальных к глубоководным фациям с появлением пиллоу-лав, образованных толеитами MORB. Во второй половине этапа широко проявился надсубдукционный магматизм, в породах которого существенную роль играли Si и Al, а также P, Zn и Th при резком снижении CaO/Al₂O₃ отношения. Величина ϵNd в породах обычно положительная, за исключением локальных случаев контаминации расплавов коровым материалом. Как известно, для этого типа вулканизма характерны эксплозивные, нередко катастрофические извержения, сопровождаемые выбросом в атмосферу пирокластического материала и вулканических газов, содержащих в основном H₂O, CO и CO₂, различные сернистые соединения (преимущественно SO₃), а также F, Cl и др. Как показало изучение вулканических газов современной Курильской островной дуги, в них содержатся значительные количества таких эле-

ментов как Re, Mo, W, Cu и Co, а также I, Bi, Cd, B и Br (Taran et al., 1995). Подобный состав газов, вероятно, был характерен и для палеопротерозойских вулканов такой же тектонической обстановки.

Произошедшая в ходе этапа постепенная смена магматизма была, вероятно, вызвана увеличением масштабов поступления глубинных флюидов в область питания мантийных суперплюмов. Судя по данным изотопии Os, в это время плюмовый материал стал уже поступать с границы ядро–мантия (Puchtel et al., 2001), как это типично и для современных плюмов (Condie et al., 2004). Рост флюидной компоненты, по-видимому, вызвал снижение вязкости и плотности их вещества, в результате чего головные части суперплюмов могли достигать более высоких уровней литосферы, что, в свою очередь, привело к изменению характера тектоно-магматических процессов, вызвав раскрытие океанов и дальнейшее формирование орогенов. В целом, развитие орогенных областей данного этапа напоминает процессы в современном Альпийском орогене (Шарков и Свалова, 2005). Здесь также широко представлены системы вулканических дуг и задуговых бассейнов с корой океанического типа и подводные горы с магматизмом OIB, а вдоль его периферии развиты континентальные рифтовые области с соответствующим Fe-Ti базальтовым вулканизмом (рифты Центральной и Западной Европы, Атласа и др.).

Четвертый этап (1.8–1.5 млрд. лет). К началу этапа завершилась крупномасштабная стабилизация земной коры, а магматизм развивался во внутримантийной обстановке при широком развитии обширных вулкано-плутонических поясов с резким преобладанием кислых пород калиевой спецификации при подчиненной роли базитов. Промежуточными камерами таких вулканитов, по-видимому, являлись типичные для того времени огромные анортозит-рапакивигранитные батолиты. Этот магматизм развивался преимущественно на месте палеопротерозойских орогенов с мощной и аномально мощной (до 70–80 км на то время) корой. Вероятно, именно по этой причине основная масса новообразованного базальтового расплава “застревала” в толще земной коры, приводя к ее повторному плавлению и появлению огромного количества фельзитических расплавов. В доменах с нормальной (около 40 км) мощностью коры одновременно формировались ограниченные по площади континентальные рифты. Особенности геохимии этого типа магматизма являются обогащенность пород щелочами, особенно калием, Ti, Zn, Pb и Zr, повышенные содержания Be, Sn, Y, Nb, Rb, F, Cu, W и Mo, а иногда – Li и U. Отрицательные величины ϵNd в преобладающей части пород а также повышенные содержания Th и Zn свидетельствуют о значительной

роли коровой контаминации на заключительной стадии палеопротерозойской эволюции.

Таким образом, палеопротерозой являлся эпохой больших перемен, когда устанавливался современный тип тектонических и магматических процессов. Эти процессы имели глобальный характер и общие тренды развития, которые сводились к смене высоко-деплетированных мантийных субстратов геохимически обогащенными. Изменение обстановок произошло на рубеже 2.0–1.9 млрд. лет назад, когда начали раскрываться океаны и формироваться орогены фанерозойского типа. В процессе эволюции значительная коровая контаминация мантийных магм начального этапа, фиксируемая в изотопно-геохимических метках, сменялась мощным чисто плюмовым ювенильным магматизмом, а к концу палеопротерозоя существенную роль начал играть коровый магматизм. Выделенные рубежи прослеживаются на всех докембрийских щитах, что подтверждает глобальный характер этой эволюции.

Авторы благодарят М.А. Семихатова, инициировавшего эту работу и принимавшего участие в обсуждении ее основных положений. Работа выполнена при финансовой поддержке Приоритетной программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 25 и проекта РФФИ № 04-05-64581.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Ветрин В.Р., Деленицын А.А. Протерозойские процессы мантийно-корового взаимодействия в архейском фундаменте Печенгского палеорифта // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 5. С. 663–667.
- Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 191 с.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах тулозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Докл. АН СССР. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.
- Конников Э.Г. Дифференцированный гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Н.: Наука, 1986. 220 с.
- Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в нижнепротерозойских карбонатах с аномально высоким содержанием ^{13}C , надсерия Каниапско, Лабрадорский трог Канадского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 3–14.
- Куликов В.С. Высокомагнезиальный вулканизм раннего докембрия // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиды раннего докембрия Балтийского щита / Ред. Богатиков О.А. Л.: Наука, 1988. С. 89–161.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
- Левченков О.А., Николаев А.А., Богомолов Е.С. и др. Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 3–9.
- Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров) / Ред. Митрофанов Ф.П. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1989. 114 с.
- Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев: Наукова думка, 1990. 170 с.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Раннепротерозойские пикриты Олекминской гранит-зеленокаменной области: Nd систематика и петрогенезис, геохимия // Геохимия. 1992. № 8. С. 1111–1123.
- Саватенков В.М., Сулимов Р.Б., Сергеев А.В. и др. Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопные систематики базит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: роль корово-мантийного взаимодействия при магмогенерации и рудообразовании // Зап. ВМО. 1998. № 5. С. 15–25.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.С., Раабен М.Е., Сергеев В.И. и др. Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2.3–2.06 млрд. лет назад // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 3–27.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., и др. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Гренвильском и пост-Гренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Деленицын А.А. Изотопно-геохимические характеристики вулканогенных пород Печенгской структуры (Кольский полуостров) // VII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ, 2004. С. 240–241.
- Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
- Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Федотов Ж.А. Рудоносные базит-ультрабазиты Печенгско-Аллареченского района, Кольский регион: изотопное датирование // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. 25–27 ноября 2003 г. С-Петербург: Центр информ. культуры, 2003. С. 467–470.

- Соколов В.А. (ред.). Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Степанова А.В. Петрология высокожелезистых толлитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 25 с.
- Федонкин М. А. Сужение геохимического базиса и эвкаротизации биосферы: причинная связь // Палеонтол. журн. 2003. № 6. С. 33–40.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 2004. 445 с.
- Шарков Е.В. Внутриплитные магматические системы мезопротерозоя на примере анортозит-рапакивигранитных комплексов Балтийского и Украинского щитов // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 4, июнь 1999 (Электронная версия в Интернете: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/>).
- Шарков Е.В., Трубкин Н.В., Красивская И.С. и др. Особенности строения и состава древнейшего вулканического стекла в бонинитоподобных лавах раннего палеопротерозоя южной Карелии (Россия) // Петрология. 2004а. Т. 12. № 3. С. 264–280.
- Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004 б. Т. 12. № 10. С. 632–655.
- Шарков Е.В., Свалова В.Б. Позднекайнозойская геодинамика Альпийского складчатого пояса в связи с формированием внутриконтинентальных морей (петролого-геомеханические аспекты) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 3–11.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. // Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1989. 144 с.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М. и др. Высокомагнезиальные низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 817–820.
- Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А. и др. Древнейшие офиолиты на Земле: Позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ирингорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 376–380.
- Ahmad T., Mukherjee P.K., Trivedi J.R. Geochemistry of Precambrian mafic magmatic rocks of the Western Himalaya, India: petrologic and tectonic implications // Chem. Geol. 1999. V. 160. P. 103–119.
- Alapieti T.T., Filen B.A., Lathinen J.J. et al. Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Baltic Shield // Miner. Petrol. 1990. V. 42. № 1–4. P. 1–22.
- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75. P. 31–46.
- Amelin Yu.A., Semenov V.S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996a. V. 124. P. 255–272.
- Amelin Yu.A., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution // Contrib. Miner. Petrol. 1996b. V. 127. P. 353–368.
- Baldwin D.A., Syme E.C., Zwanig H.V. et al. U-Pb zircon ages from the Lynn Lake and Rusty Lake metavolcanic belts, Manitoba: Two ages of Proterozoic magmatism // Canad. J. Earth Sci. 1987. V. 24. P. 1053–1063.
- Barley M.E., Pickard A.L., Sylvester P.J. Emplacement of a large igneous provinces as a possible cause of banded iron formations 2.45 billion years ago // Nature. 1997. V. 385. № 6611. P. 55–58.
- Beziat B., Francois B., Debat P. et al. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton // Precambrian Res. 2000. V. 101. P. 25–47.
- Bickford M.E., Collerson K.D., Lewry J.F. et al. Proterozoic collisional tectonism in the Trans-Hudson orogen, Saskatchewan // Geology. 1990. V. 18. P. 14–18.
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., Yarmolyuk V.V. Magmatism and Geodynamics. Terrestrial Magmatism throughout the Earth's History. Gordon and Breach: London, 2000. 511 p.
- Bogdanova S.V., Bibikova S.V. The "Saamian" of the Belomorian Belt: New geochronological constraints // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 131–152.
- Boily M., Ludden J.M. Trace-element and Nd isotopic variations in Early Proterozoic dyke swarms emplacement in the vicinity of the Kapuskasing structural zone: enrichment mantle or assimilation and fractional crystallization (AFC) process? // Can. J. Earth Sci. 1991. V. 28. № 1. P. 26–36.
- Brewer T.S., Daly J.S., Ahall K.-I. Contrasting magmatic arcs in the Palaeoproterozoic of the south-western Baltic Shield // Precambrian Res. 1998. V. 92. P. 297–315.
- Buchanan P.C., Koeber C., Reimold W.U. Petrogenesis of Dullstom Formation, Bushveld Magmatic Province, South Africa // Contr. Miner. Petrol. 1999. V. 137. P. 133–146.
- Cook F.A., Hall K.W., Roberts B.J. Tectonic delamination and subcrustal imbrication of the Precambrian lithosphere in northwestern Canada mapped by LITHOPROBE // Geology. 1998. V. 26. № 9. P. 839–842.
- Condie K.C., Cox J., O'Reilly S.Y. et al. Distribution of high field strength and rare earth elements in mantle and lower crustal xenoliths from southwest United States: The role of grain-boundary phases // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 19. P. 3919–3942.
- Corfu F., Andrews A.A. U-Pb age for mineralized Nipissing diabase, Gowganda, Ontario // Can. Jour. Earth Sci. 1986. V. 23. P. 107–112.
- De Paolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193–196.

- Ducea M.N., Saleeby J.B., Ducea M.N. et al.* The age and origin of a thick mafic-ultramafic root from beneath the Sierra Nevada batholith // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 169–185.
- Escola P.* The Precambrian of Finland // *The Precambrian.* London: Willeys, 1963. P. 145–263.
- Esipchuk K.Ye., Skobelev V.M., Shcherbakov I.B. et al.* Magmatism of the Ukrainian Shield // *Минералогический журнал.* 2000. № 5/6. С. 82–94.
- Elo S. Korja A.* Geophysical interpretation of the crustal and upper mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, southern Finland // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. № 1–4. P. 273–288.
- Fletcher I.R., Libby W.G., Rosman K.J.R.* Sm-Nd dating of the 2411 Ma Jimberlana dyke, Yilgarn Block, Western Australia // *Austr. J. Earth Sci.* 1987. V. 34. P. 523–525.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Gaal G., Gorbatshev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // *Precambrian Res.* 1987. V. 3. P. 15–72.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. P. 3–21.
- Gower C.F., Rivers T., Ryan A.B.* Middle Proterozoic mafic magmatism in Labrador, eastern Canada // *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica* / Eds Gower C.F., Rivers T., Ryan B. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1990. V. 38. P. 485–506.
- Griffin T.J., Page R.W., Sheppard S. et al.* Tectonic implications of Palaeoproterozoic post-collisional, high-K felsic igneous rocks from Kimberley region of northeastern Australia // *Precambrian. Res.* 2000. V. 101. P. 1–23.
- Halls R.P., Hughes D.J.* Noritic dykes of Southern West Greenland: early Proterozoic boninitic magmatism // *Contrib. Miner. Petrol.* 1990. V. 97. № 2. P. 169–182.
- Hanski E., Walker R.J., Huhma H. et al.* The Os and Nd isotopic systematics of the 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland // *Precambrian Res.* 2001a. V. 109. P. 73–102.
- Hanski E., Huhma H., Pastos P. et al.* The Palaeoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland // *J. Petrology.* 2001b. V. 42. № 5. P. 855–876.
- Harrison T.N., Brown P.E., Dempster T.J. et al.* Magmatism, metamorphism and extensional tectonics in the mid-proterozoic rapakivi suite of southern Greenland // *Spec. Pap. Geol. Surv. Finl.* № 8. 1989. 66 p.
- Heaman L.M.* Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? // *Geology.* 1997. V. 25. № 4. P. 299–302.
- Heaman L.M.* 2.45 Ga global mafic magmatism: Earth's oldest superplume? // *Abstracts of the 8th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology* / Eds Lanphere M.A., Dalrymple G.B., Turrin B.D. U.S. Geol. Surv. 1994. Circular 1107. P. 132.
- Heaman L.M., Corkery M.T.* U-Pb geochronology of the Split Lake block, Manitoba: preliminary results / Eds Hajnal Z., Lewry J.F. *Trans-Hudson Orogen Transect*, 1996. Lithoprobe Report 55. P. 60–68.
- Hegner E., Kyser T.K., Hulbert L.* Nd, Sr and O isotopic constraints on the petrogenesis of mafic intrusions in the Proterozoic Trans-Hudson Orogen of central Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1989. V. 26. № 5. P. 1027–1035.
- Hirder W., Davies D.W., Ludtke G. et al.* Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the Birimian controversy // *Precambrian. Res.* 1996. V. 80. P. 173–191.
- Hoffman P.F.* United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic Assembly and growth of Laurentia // *Annual review of Earth and planetary sciences* / Eds Wetherill G.W., Albee A.L., Stehly F.G. *Geology.* 1988. V. 16. P. 542–603.
- Huhma H., Cliff R.A., Perttunen V. et al.* Sm-Nd and Pb-isotopic study of mafic rocks associated with Early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland // *Contrib. Miner. Petrol.* 1990. V. 104. P. 369–379.
- Jolly W.T.* Lithophile elements in Huronian low-Ti continental tholeiites from Canada and evolution of the Precambrian mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85. № 4. P. 401–415.
- Kerr A., Fryer B.J.* Sources of early and Middle proterozoic magmas in the Makkovik Province: evidence from Nd isotope data // *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica* / Eds Gower C.F., Rivers T., Ryan B. Geol. Assoc. of Canada, Spec. Paper. 1990. V. 38. P. 53–64.
- Kerrick R., Wyman D., Fan J. et al.* Boninite series: low Ti-tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 303–316.
- Kontinen A.* An Early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. P. 313–341.
- Knoll A. H.* Archean and Proterozoic paleontology // *Amer. Assoc. stratigraphic paleontologist Foundation.* 1996. V. I. P. 51–80.
- Krill A.G., Bergh S., Lindahl I. et al.* Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotopic dates from Precambrian rocks of Finnmark // *Norge Geol. Unders. Bull.* 1985. V. 403. P. 37–54.
- Kuehner S.M.* Petrology and geochemistry of early Proterozoic high-Mg dykes from the Vestfold Hills, Antarctica // *Boninites and Related Rocks* / Ed. Crawford A.R. London: Unwin Hyman, 1989. P. 208–231.
- Laajoki K.* Karjalaisten muodostumien alaosat Puolangan tukkimusten valossa // *Geologi.* 1980. V. 32. P. 45–49.
- Lahondere D., Thieblemont D., Tegye M. et al.* First evidence of early Birimian (2.21 Ga) volcanic activity in Upper Guinea: the volcanics and associated rocks of the Niani suite // *J. African Earth Sci.* 2002. V. 35. P. 417–431.
- Lambert D.D., Walker R.J., Morgan J.W. et al.* Re-Os and Sm-Nd isotope geochemistry of the Stillwater Complex, Montana: Implications for the petrogenesis of the J-M Reef // *J. Petrology.* 1994. V. 35. № 6. P. 1717–1753.
- Lauri L.S., Manttari I.* The Kynsijarvi quartz alkali feldspar syenite, Koillismaa, eastern Finland–silicic magmatism associated with 2.44 Ga continental rifting // *Precambrian Res.* 2002. V. 119. P. 121–140.
- Lewry J.F., Collerson K.D.* The Trans-Hudson orogen: extent, subdivisions and problems // *The early Proterozoic Trans-Hudson orogen of North America* / Eds Lewry J.F., Stauffer M.R. Geol. Assoc. Canada. Spec. Publ. 1990. V. 37. P. 1–14.
- McCallum I.S.* The Stillwater Complex // *Layered Intrusions* / Ed. Cawthorn R.G. Elsevier: Amsterdam, 1996. P. 441–483.

- Mirota M.D., Veizer J. Geochemistry of Precambrian carbonates: VI. Aphabian Albanel Formations, Quebec, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. № 7. P. 1735–1745.
- Morgan J.W., Stein H.J., Hannah J.L. Re-Os study of Fe-Ti-V oxide and Fe-Cu-Ni sulfide deposits, Suwalki Anorthosite Massif, Northeast Poland // *Mineralium Deposita*. 2000. V. 5. P. 391–401.
- Mukasa S.B., Wilson A.H., Carlson R.W. A multielement geochronologic study of the Great Dyke, Zimbabwe: significance of the robust and reset ages // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. № 1–2. P. 353–369.
- Neogi S., Miura H., Hariya Y. Geochemistry of the Dongargarh volcanic rocks, Central India: Implications for Precambrian Mantle // *Precambrian Res.* 1996. V. 76. P. 77–91.
- Neymark L.A., Amelin J.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia Russia) // *Mineral. Petrol.* 1994. V. 50. P. 173–193.
- Oberholzer J.D., Eriksson P.G. Subaerial volcanism in the Paleoproterozoic Hekpoort Formation (Transvaal Supergroup), Kaapvaal craton // *Precambrian Res.* 2000. V. 101. P. 183–210.
- Patchett P.J., Todt W., Gorbatshev R. Origin of Continental Crust of 1.9–1.7 Ga Age: Nd Isotopes in the Svecofennian Orogenic Terrains of Sweden // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. P. 145–160.
- Patchett J., Kouvo O. Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecofennian terrane of South Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 1–12.
- Pearce J.A., Thirlwall F.M., Ingram G.A. et al. Isotopic evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc / Eds. P. Fryer et al. // *Proc. ODP, Sci. Results: College Station, TX*. 1992. V. 125. P. 237–261.
- Pekkarinen L.J., Lukkarinen H. Paleoproterozoic volcanism in the Kiihtelysvaara-Tohmajarvi district, eastern Finland // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1991. V. 357. P. 1–30.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua ophiolite, Northeastern Finland // *J. Petrology*. 1996. V. 37. P. 1359–1383.
- Phinney W.C., Halls H.C. Petrogenesis of the Early Proterozoic Matachewan dyke swarm, Canada, and implications for magma emplacement and subsequent deformation // *Can. J. Earth Sci.* 2001. V. 38. P. 1541–1563.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Megzer K. et al. Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetryny Belt, Baltic Shield // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. V. 124. P. 273–290.
- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetryny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. № 6. P. 1205–1222.
- Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within Onega plateau, Central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contrib. Miner. Petrol.* 1998. V. 130. P. 134–153.
- Puchtel I.S., Brüggmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 170. P. 447–461.
- Puchtel I.S., Brüggmann G.E., Hofmann A.W. et al. Os-isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetryny belt, Baltic Shield: Evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 588–599.
- Rämö O.T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and basic rocks of Southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1991. № 355. 161 p.
- Rämö O.T., Haapala I. Rapakivi granite magmatism: a global review with emphasis on petrogenesis, in Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust / Ed. Demaiffe D. Bruxelles: ULB, 1996. P. 177–200.
- Rämö O.T., Haapala I. One hundred years of rapakivi granite // *Mineral. Petrol.* 1995. V. 52. P. 129–185.
- Sandeman H.A., Cousens B.L., Hemmingway C.J. Continental tholeiitic mafic rocks of the Paleoproterozoic Hurwitz Group, Central Hearne sub-domain, Nunavut: insight into the evolution of the Hearne sub-continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.* 2003. V. 40. P. 1219–1237.
- Scott D.J., Helmstaedt H., Bickle M.J. Purtuniqu ophiolite, Cape Smith belt, northern Quebec, Canada: A reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust // *Geology*. 1992. V. 20. P. 173–176.
- Seitz H.-M., Keays R.D. Platinum-group element segregations and mineralization in noritic ring complex from Proterozoic siliceous high magnesium basalt magmas in Vestfold Hills, Antarctica // *J. Petrol.* 1997. V. 38. № 6. P. 703–725.
- Sensarma S., Palme H., Mukhopadhyay D. Crust-mantle interaction in the genesis of siliceous high magnesium basalts: evidence from the Early Proterozoic Dongargarh Supergroup, India // *Chem. Geol.* 2002. V. 187. № 1–2. P. 21–37.
- Sharkov E.V., Smolkin V.F. The early Proterozoic Pechenga-Varzuga Belt: A case of Precambrian back-arc spreading // *Precambrian Res.* 1997. V. 82. P. 133–151.
- Sharkov E.V., Smolkin V.F. Palaeoproterozoic layered intrusions of the Russian part of the Fennoscandian Shield: a review // *Trans. Inst. Min. Metall. Sect. B. Appl. Earth Sci.* 1998. № 107. B23-B38.
- Sheppard S. Hybridization of shoshonitic lamprophyre and calc-alkaline granite magma in the Early Proterozoic Mt Bunday igneous suite, Northern Territory // *Austr. J. Earth Sciences*. 1995. V. 42. № 2. P. 173–185.
- Stern R.A., Syme E.C., Lucas S.B. Geochemistry of 1.9 Ga MORB- and OIB-like basalts from the Amisk collage, Flin Flon Belt, Canada: Evidence for an intra-oceanic origin // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. № 15. P. 3131–3154.
- Sylvester P.J., Attoh K. Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greenstone belts of the West African craton and their bearing on crustal evolution and the Archean – Proterozoic boundary // *J. Geol.* 1992. V. 100. P. 377–393.
- Taran Y.A., Hedenquist J.W., Korzhinsky M.A. et al. Geochemistry of magmatic gases from Kudryavy volcano, Iturup, Kuril Islands // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. № 9. P. 1749–1761.
- Thom A., Arndt N.T., Chauvel C. et al. Flin Flon and Western la Ronge belts, Saskatchewan: products of Proterozoic sub-

- duction-related volcanism // The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America / Eds Lewry J.F. and Stauffer M.R. Geol. Assoc. Can. Spec. Publ. 1990. V. 37. P. 163–176.
- Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin J.V. et al.* The Early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and associated Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralization // Geol. För. Stockh. Förh. 1991. № 113. P. 70–72.
- Tsuru A., Walker R.J., Kontinen A. et al.* Re-Os isotopic systematics of the 1.95 Ga Jormua Ophiolite Complex, north-eastern Finland // Chem. Geol. 2000. V. 164. P. 123–141.
- Valbracht P.J.* Early Proterozoic continental tholeiites from western Bergslagen, Central Sweden, II. Nd and Sr isotopic variations and implications from Sm-Nd systematics for the Svecofennian sub-continental mantle // Precambrian Res. 1991. V. 52. P. 215–230.
- Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 8. P. 905–914.
- Veizer J., Clayton R.N., Hinton R.W. et al.* Geochemistry of Precambrian carbonates: 3-Shelf seas and non-marine environments of the Archean // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 2717–2729.
- Veizer J., Clayton R.N., Hinton R.W.* Geochemistry of Precambrian carbonates: IV. Early Paleoproterozoic (2.25 ± 0.25) seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992a. V. 56. P. 875–885.
- Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al.* Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992b. V. 56. № 7. P. 2487–2501.
- Vogel D.C., Vuollo J.I., Alapieti T. et al.* Tectonic, stratigraphic and geochemical comparison between 2500–2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian shields // Precambrian Res. 1998. V. 92. № 2. P. 89–116.
- Vuollo J.I., Nykanen V.M., Liipo J.P. et al.* Palaeoproterozoic mafic dyke swarms in the Eastern Fennoscandian Shield, Finland: A review // Physics and Chemistry of Dykes / Eds Baer G., Heimann A. Rotterdam: Balkema, 1995. P. 179–192.
- Walker R.J., Morgan J.W., Hanski E.J.* Re-Os systematics of Early Proterozoic ferropicrites, Pechenga Complex, north-western Russia: evidence for ancient ^{187}Os -enriched plumes // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 3145–3160.
- Wardle R.J., van Kranendonk M.J.* The Paleoproterozoic southeastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada: orogenic developments as a consequence of oblique collision and indentation // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region / Ed. Brewer T. S. Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. V. 112. P. 137–153.
- Whittaker S.G., Hami T.T., Kyser T.K. et al.* Petrogenesis of 1.9 Ga limestones and dolostones and their record of Paleoproterozoic environments // Precambrian Res. 1998. V. 90. № 1. P. 167–202.
- Wilson M.* Igneous petrogenesis. Unwin Hyman: London, 1989. 466 p.

Рецензенты В.А. Глебовицкий,
М.А. Семихатов

УДК 56/561.232:551.72(47)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ НИЖНЕВЕНДСКИХ МИКРОФОССИЛИЙ НА РУССКОЙ ПЛИТЕ: ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

© 2006 г. **А. Ф. Вейс***, Н. Г. Воробьева*, Е. Ю. Голубкова**

*Геологический институт РАН, Москва

**Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 23.12.2004 г., получена после доработки 10.10.2005 г.

Приведены результаты изучения микрофоссилий из отложений рифея и нижнего венда Вычегодского прогиба северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы, вскрытых глубокой параметрической скважиной Кельтминская-1, пробуренной в 2002 г. Изученные пробы отобраны в интервале 4825–2347 м из трех толщ: нижней карбонатной (5 проб из интервала 4825–3995 м), верхней карбонатной (17 проб из интервала 3687–2961 м) и песчано-алевролитовой (58 проб из интервала 2907–2347 м). Карбонатные толщи на основании литологических критериев и/или находок строматолитов сопоставлялись с верхнерифейскими ышкемесской и вапольской свитами, а вышележащая существенно алевролитовая толща на основании литологического и минералогического подобия – с вычегодской свитой Южного Тимана. В изученной части разреза скважины микрофоссилии встречаются в 56 пробах на 20 микрофитологических уровнях, которые содержат различные по представительности микробиоты: на шести нижних уровнях описаны обедненные ышкемесская и вапольская микробиоты, а на четырнадцати вышележащих – обильная и разнообразная вычегодская. Выявленные микробиоты группируются в четыре последовательные ассоциации – единую ышкемесско-вапольскую и три вычегодских. Ышкемесско-вапольская ассоциация включает гигантские *Chuaria* и *Navifusa*, которые в сочетании с вапольскими строматолитами *Inzeria djejjimi* и *Poludia polymorpha* позволяют отнести данную ассоциацию к верхней части верхнего рифея. Гораздо большей биостратиграфической спецификой обладают вычегодские ассоциации, каждая из которых характеризуется неповторяющимися в разрезе наборами морфотипов и, в первую очередь, крупных акантоморфных акритарх *Cavaspina*, *Polyhedrosphaeridium*, *Cymatiosphaeridium*, *Asterocapsoides*, *Tanarium*, известных в Скандинавии, Сибири, Китае, Австралии и Индии только в составе микробиот пертататакского типа нижнего венда. Впервые полученная подробная микрофитологическая характеристика нижнего венда Вычегодского прогиба, в совокупности с полученными ранее данными в сопредельной Мезенской синеклизе о микробиотах среднего и верхнего рифея позволяет разработать детальную схему биостратиграфического расчленения среднего и верхнего рифея и венда этого обширного региона.

Ключевые слова. Нижний венд, акантоморфные акритархи, пертататакская ассоциация, биостратиграфия, Восточно-Европейская платформа.

История изучения рифейских и вендских микрофоссилий на Восточно-Европейской платформе насчитывает более 50 лет, но долгое время, несмотря на обильный накопленный материал, полученный в ходе глубокого бурения, здесь в доверхневендских отложениях фиксировались главным образом безликие наборы наиболее простых акритарх и нитчатых микроостатков (Микрофоссилии докембрия..., 1989). Лишь в ряде разрезов платформы были выявлены представительные микробиоты, которые послужили микрофитологическим основанием для определения микрофитологической специфики, а затем и надежным палеонтологическим обоснованием редкинско-котлинского и ровенского горизонтов. Однако достижения в микрофитологическом

расчленении верхнего венда лишь в незначительной степени повлияли на негативные представления о биостратиграфическом потенциале микроостатков из рифейских и нижневендских отложений названного региона, в которых по-прежнему отмечались только таксономически обедненные комплексы транзитных форм. Такая ситуация резко контрастировала с находками обильных и разнообразных микробиот в верхнедокембрийских отложениях Южного Урала и Сибири и породила устойчивый скептицизм в отношении стратиграфической ценности микрофоссилий из разновозрастных отложений Европейской части России. Недавние находки ряда представительных микробиот в рифейских толщах на северо-востоке Восточно-Европейской платформы, в

Мезенской синеклизе (Сиверцева, 1993; Голубкова, 2002; Вейс и др., 2004) вызвали изменение этого стереотипа в отношении рифейских толщ севера Русской плиты, но не восполнили пробел, касающийся нижнего венда, который на всей территории России (за исключением ряда внутренних районов Сибирской платформы) не имел представительной микрофитофлогической характеристики.

Полученные нами результаты изучения микрофоссилий из верхнерифейских и нижневендских отложений, вскрытых скважиной Кельтминская-1 в Вычегодском прогибе на северо-восточной окраине Русской плиты позволили восполнить упомянутый пробел. На залегающих в основании вскрытого здесь разреза рифейских карбонатных пород несогласно перекрывающей их терригенной толще нижнего венда была обнаружена представительная микробиота пертататакского типа, включающая морфотипы различного строения, в том числе крупные акантоморфные акритархи. В отличие от других подобных микробиот, известных в Скандинавии, Сибири, Китае, Индии и Австралии (Zang, Walter, 1989, 1992; Knoll, 1992; Zhang et al., 1998; Tiwari, Knoll, 1994 и др.), изученные нами в Вычегодском прогибе микробиоты приурочены не к отдельным маломощным прослоям в разрозненных обнажениях или скважинах, а к единой полукилометровой толще пород, которая подстилается и перекрывается мощными палеонтологически охарактеризованными толщами соответственно рифея и верхнего венда. В вычегодском разрезе микрофоссилии встречены на двадцати микрофитофлогических уровнях, которые включают более 30 родов и 40 видов различных морфотипов, в том числе крупные акантоморфные акритархи *Polyhedrosphaeridium*, *Cavaspina*, *Cumatiosphaeridium*, *Asterocapsoides* и др., а также многочисленные сложно построенные морфотипы и ряд новых таксонов, которые образуют ряд дискретных биостратиграфически значимых ассоциаций.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Значительную часть северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы занимает обширная Мезенская синеклиза и примыкающая к ней сложно построенная область Притиманского перикратонного опускания. В пределах этих структур скрытые под налегающими фанерозойскими отложениями развиты мощные разрезы рифейских и вендских толщ. В последнее десятилетие на территории Вычегодского прогиба проводились геофизические исследования, а в его северной части были пробурены две глубокие параметрические скважины (1-Сторожевская и 1-Сереговская) (рис. 1). В результате комплексных геолого-гео-

физических исследований было установлено, что вскрытый здесь додевонский разрез подразделяется на два разделенных несогласиями структурных яруса: рифейско-нижневендский? и верхневендско-кембрийский (Оловянишников, 1998). В составе нижнего яруса (мощностью более 1 км) преобладает переслаивание песчаников, плотных пестроцветных и темноцветных алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков и мергелей. Верхний ярус (до 2.5 км) залегает на нижнем с несогласием, которое подчеркивается песчано-гравелитовой пачкой (до 70 м), трассируемой в его основании на значительных расстояниях. В сложении яруса доминируют менее плотные, чем в составе нижнего яруса, хрупкие алевролиты и аргиллиты, окрашенные в красно-коричневые и зеленовато-серые тона и заключающие незначительные прослои песчаников и гравелитов. Палеонтологическая характеристика пород нижнего яруса до последнего времени отсутствовала, а находки немногочисленных ископаемых следов и отпечатков мелких медузоидов в базальных горизонтах верхнего яруса позволяли сделать вывод об их принадлежности к редкинскому горизонту верхнего венда (Оловянишников, 1997, 1998). Таким образом, предшествующие исследования выявили развитие в Вычегодском прогибе отложений верхнего венда и подстилающих их рифейско-нижневендских толщ, но палеонтологическая информация была получена только для верхневендских (редкинских) пород, а микрофитофлогическая характеристика всего нижележащего вычегодского разреза верхнего протерозоя отсутствовала.

В 2002 г. в юго-западной части Вычегодского прогиба в пределах Кельтминского вала была пробурена глубокая параметрическая скважина Кельтминская-1 (рис. 1), которая под отложениями верхнего девона в интервале 4902–1330 м вскрыла представительную последовательность пород верхнего рифея и венда. Изученные нами микрофоссилии происходят из нижней части этого интервала (4902–2312 м), который сложен двумя согласно залегающими преимущественно карбонатными (4902–3943 и 3943–2910 м) и несогласно перекрывающей их песчано-алевролитовой толщами (2910–2312 м). Выше в разрезе со следами размыва следуют алевролиты и аргиллиты усть-пинезской свиты верхнего венда (2312–1880 м), заключающие акритархи и нитчатые микроостатки редкинских горизонтов и вышележащие существенно глинистые отложения красавинской (1880–1725 м), мезенской (1725–1527 м) и падунской (1527–1330 м) свит котлинского горизонта, охарактеризованные представительными ассоциациями микрофоссилий (М.Б. Бурзин, устное сообщение, 2002 г.).

При наименовании перечисленных свит, вскрытых скважиной Кельтминская-1, геологи

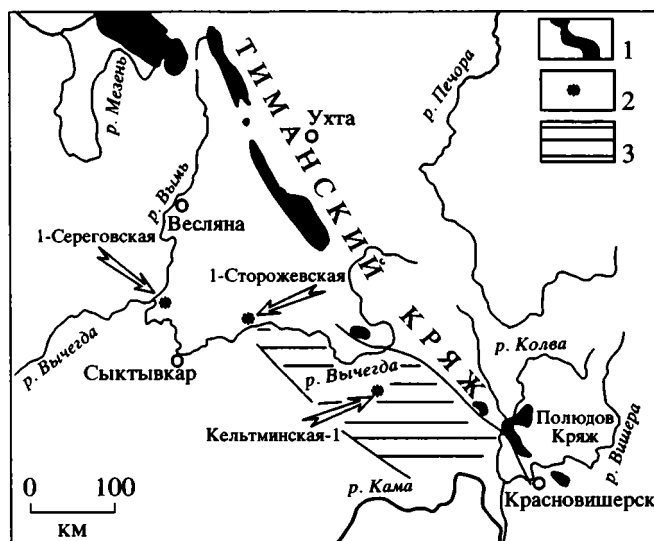


Рис. 1. Схема расположения скважин.

1 – породы верхнего докембрия; 2 – месторасположение скважин; 3 – Вычегодский прогиб (на поверхность выходят фанерозойские толщи Вычегодской впадины).

Тимано-Печерского Научно-исследовательского Центра (г. Ухта) использовали одну из предложенных ранее стратиграфических схем верхнего докембрия Джежим-Парминского поднятия Южного Тимана (Терешко, Кириллин, 1990). Согласно этой схеме, основанной на противоречивых данных (Гниловская и др., 2000), доверхневендская часть разреза скважины включает три свиты. **Ышкемесская свита** мощностью 959 м (интервал 4902–3943 м) представлена светло-серыми тонкокристаллическими микроритмичными доломитами и глинистыми доломитами с маломощными прослоями темноцветных алевролитов, аргиллитов и песчаников. **Вапольская свита** мощностью 1033 м (интервал 3943–2910 м), сложена светло-серыми, зеленовато-серыми и коричневыми доломитизированными известняками с отдельными прослоями строматолитовых разностей, ас-

социированных с темноцветными известковистыми аргиллитами и алевролитами. **Вычегодская свита** мощностью 598 м (интервал 2910–2312 м) представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, а в основании и конгломератов. Песчаники серые и светло-серые, слоистые, на ряде уровней заключают глауконит. Алевролиты зеленовато-серые и темно-серые, реже зеленые и красно-коричневые, иногда известковистые. Аргиллиты темно-серые, серо-зеленые и красно-коричневые. Изотопно-геохронологическая и хемотратиграфическая информация, касающаяся названных свит отсутствует, а палеонтологические данные исчерпываются отдельными находками в вапольской свите строматолитов *Inzeria djeimii* Raab. (определения М.Е. Раабен), которые характерны для минского горизонта верхней половины верхнего рифея Тимана и Южного Урала (Стратотип рифея, 1982). Нами в ышкемесской и вапольской свитах встречены бедные наборы микрофоссилий, а в вычегодской – очень представительная и богато представленная микробиота.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для микрофитологических исследований из доверхневендских отложений (интервал 4825–2347 м) скважины Кельтминская-1 было отобрано 80 проб сероцветных и темноцветных аргиллитов, алевролитов, алевролитистых песчаников и глинистых разностей карбонатных пород. Из ышкемесской свиты происходят 5 проб (интервал отбора 4825–3993 м), микрофоссилии найдены только в 1 пробе (интервал 4825–4820); вапольской свите принадлежат 17 проб (интервал отбора 3687–2961 м), микрофоссилии найдены в 5 пробах (интервалы отбора 3495–3490, 3106–3092, 3049–3044, 3013–3006, 2968–2961 м); из вычегодской свиты отобрано 58 проб (интервал отбора 2907–2347 м), ассоциации микрофоссилий обнаружены в 50 пробах из 14 интервалов отбора

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, г. Москва, колл. № 14700. Увеличение: одинарная линейка – 50 мкм, двойная – 100 мкм.

Таблица I. Микрофоссилии вычегодской свиты нижнего венда Вычегодского прогиба (Притиманье). Сква. Кельтминская-1.

1, 2 – *Polychedrosphaeridium echinatum* Zang et Walter. 1 – две наложенные друг на друга оболочки; экз. № 2649–47/001, 1a, 1b, 1c – увеличенные фрагменты; 2 – экз. № 2649–47/002, 2a, 2b – увеличенные фрагменты. 3 – “Неизвестная форма-3”, оболочка полигональной формы с крупными регулярно расположенными по поверхности полыми выростами, свободно сообщающимися с полостью оболочки; экз. № 2649–47/003; 3a, 3b – увеличенные фрагменты. 4 – “Неизвестная форма-2”, агрегат из двух оболочек с относительно частыми и узкими полыми выростами, одиночными и бифуркатными, свободно сообщающимися с полостью оболочки; экз. № 2649–47/004, 4a – увеличенный фрагмент. 5, 6 – *Cavaspina acuminata* (Kolossova) emend. Moczydlowska; 5 – экз. № 2789–72/001, 6 – экз. № 2649–47/005. 7 – *Cavaspina* sp.; экз. № 2649–47/006; 1, 2, 3, 4, 6, 7 – четырнадцатый микрофитологический уровень, интервал 2649–2647 м, верхневыхогодская ассоциация микрофоссилий; 5 – одиннадцатый микрофитологический уровень, интервал 2779–2772 м, нижневыхогодская ассоциация микрофоссилий.

Таблица I

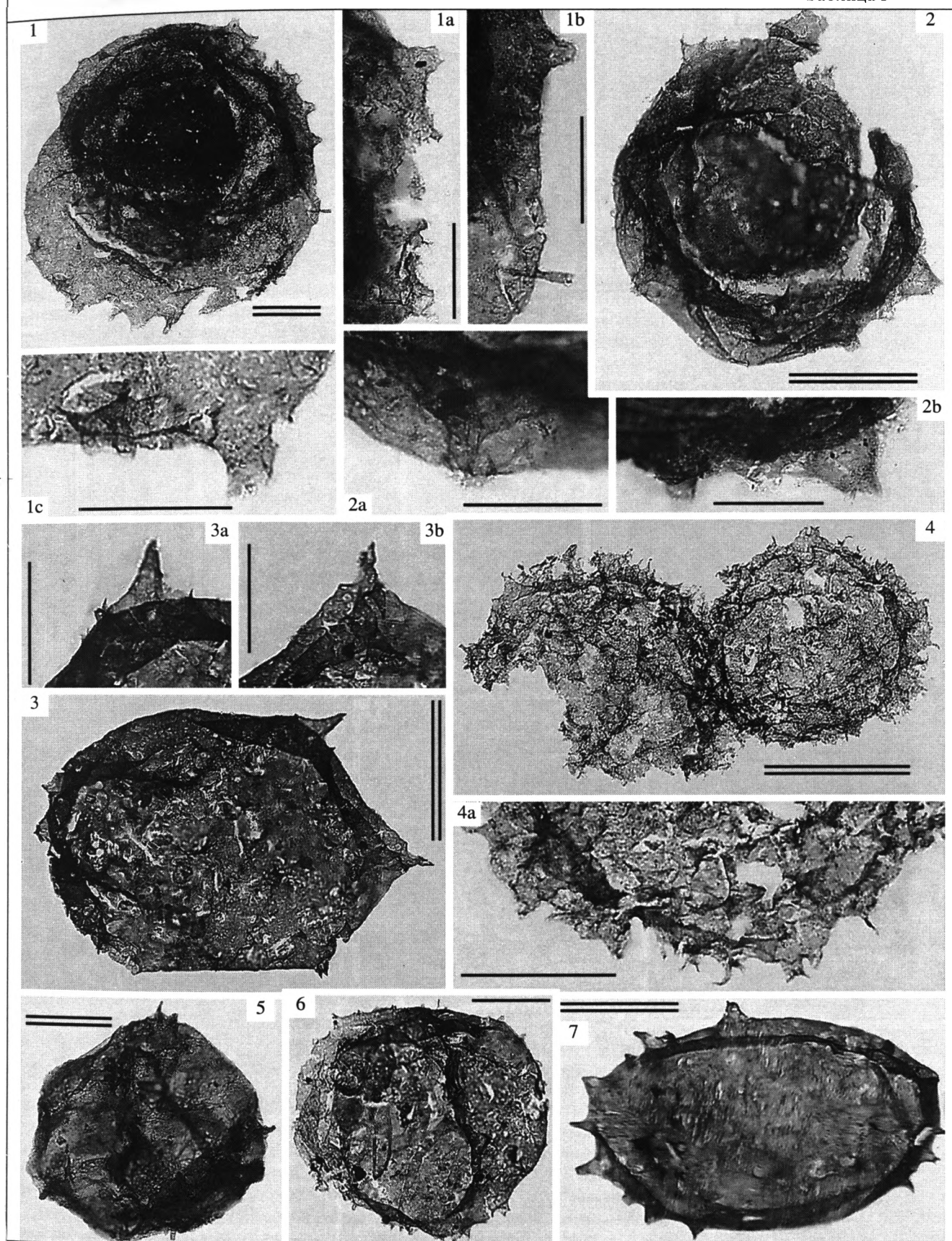


Таблица II

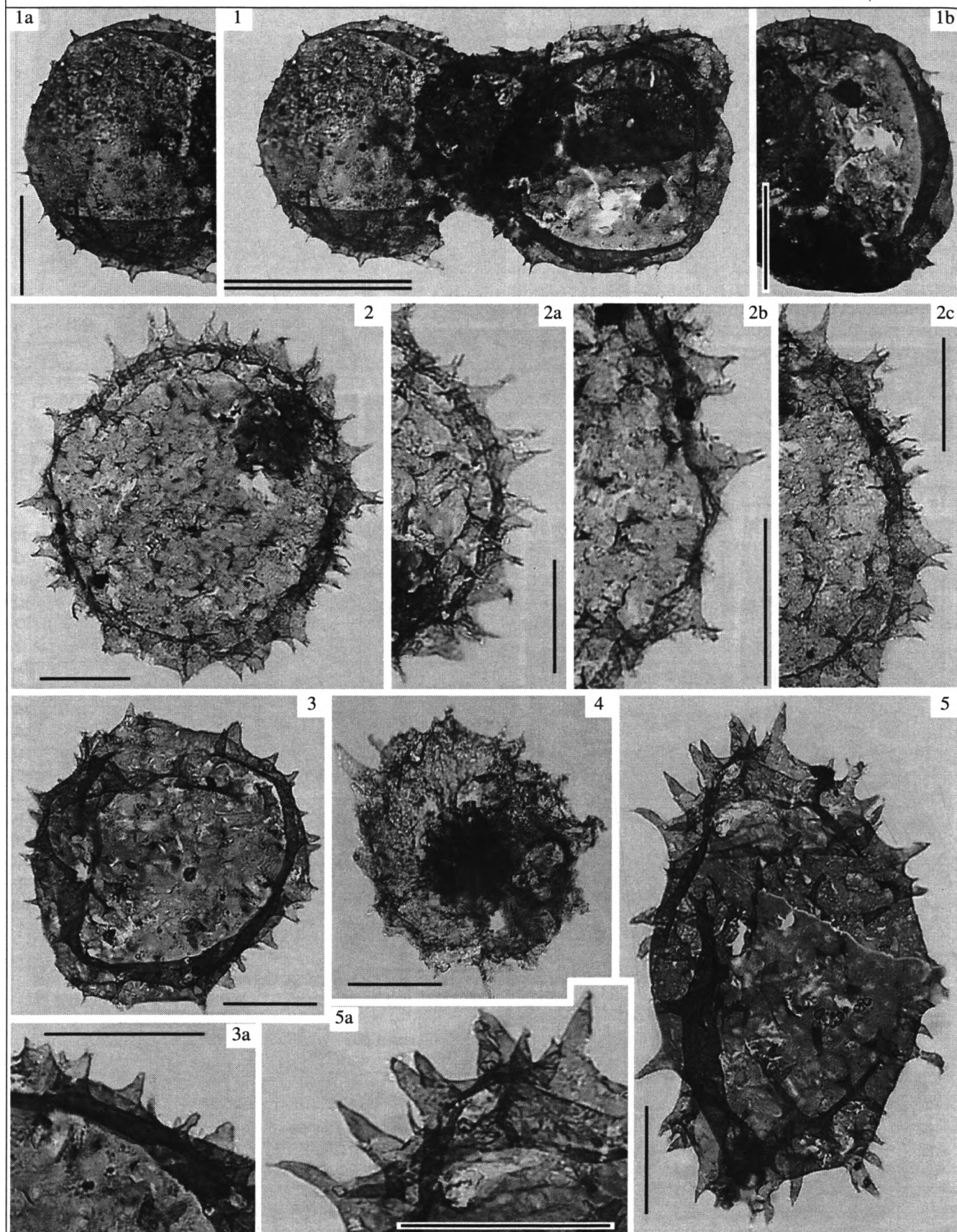


Таблица II. Микрофоссилии вычегодской свиты нижнего венда Вычегодского прогиба (Притиманье). Скви. Кельтминская-1.

1 – *Cavaspina acuminata* (Kolossova) emend. Moczydlowska; экз. № 2649–47/007, агрегат нескольких разноразмерных оболочек, несущих небольшие редкие выросты; 1a, 1b – увеличенные фрагменты. 2 – “Неназванная форма-2”; сфероидальная оболочка с относительно частыми и узкими полыми выростами, одиночными и бифуркатными, свободно соприкасающимися с полостью оболочки; экз. № 2649–47/008; 2a, 2b, 2c – увеличенные фрагменты. 3, 5 – *Cavaspina* sp.; 3 – экз. № 2649–47/009, 3a – увеличенный фрагмент; 5 – экз. № 2649–47/010, 5a – увеличенный фрагмент. 4 – *Tanarium* sp.; экз. № 2509–02/001; 1, 2, 3, 5 – четырнадцатый микрофитофоссилий уровень, интервал 2649–2647 м, верхневыхогодская ассоциация микрофоссилий; 4 – семнадцатый микрофитофоссилий уровень, интервал 2509–2502 м, верхневыхогодская ассоциация.

(2907–2900, 2861–2857, 2824–2820, 2799–2792, 2779–2772, 2733–2728, 2692–2685, 2649–2647, 2607–2600, 2559–2556, 2509–2502, 2452–2445, 2401–2394, 2354–2347 м). В остальных пробах присутствовали только неопределимые мелкие фрагменты микрофоссилий, либо остатки микроорганизмов вообще отсутствовали. Пробы, содержащие микроостатки, далее рассматриваются как дискретные микрофитофоссилий уровни. Наиболее обильные и морфологически разнообразные микрофоссилии принадлежат отложениям четырех интервалов вычегодской свиты: 2907–2900, 2779–2772, 2649–2647, 2607–2600 м, которые далее описаны как 7, 11, 14, 15 уровни. Менее обильные ассоциации ископаемых форм встречаются в шести интервалах этой свиты: 2861–2857, 2824–2820, 2799–2792, 2692–2685, 2566–2559 и 2509–2502 м (8–10, 13, 16, 17 уровни). В интервале 4825–4820 м в ышкеемесской свите, в интервалах 3495–3490, 3106–3092, 3049–3044, 3013–3006, 2968–2961 м в вапольской свите, и в интервалах 2733–2728, 2452–2445, 2401–2394 и 2354–2347 м вычегодской свиты (1–6, 12, 18–20 уровни) обнаружены только единичные микроостатки. Пробы из интервалов 3158–3151, 2799–2792 и 2452–2445 м лишены диспергированного органического вещества, в пробах из интервалов 4390–4385, 3996–3993, 3049–3044, 2968–2961, 2779–2772, 2649–2647, 2607–2600 и 2401–2394 м выявлено большое количество разложившейся органики (сапропелевых пленок), а пробы, отобранные во всех других изученных интервалах, включают умеренное ее количество.

Цветовой индекс (от светло-желтого до светло-оранжевого) в лучших по сохранности микроостатках из вычегодской свиты, локализованных в интервале 2900–2354 м, свидетельствует, что заключающие их отложения испытывали нагревание не более 80–100°C, а микроостатки, выделенные из подстилающих ышкеемесской и вапольской свит, окрашены в различные темно-коричневые и коричневые (иногда до черного) тона, что свидетельствует о прогреве до температуры порядка 160–180°C (Hayes et al., 1983). Общая сохранность исследованных микрофоссилий может быть оценена как хорошая, реже удовлетворительная. Однако большинство изученных акритарх, колониальных коккоидных микрофоссилий, нитчатых и

сложно построенных форм несут следы минеральной и/или бактериальной деструкции.

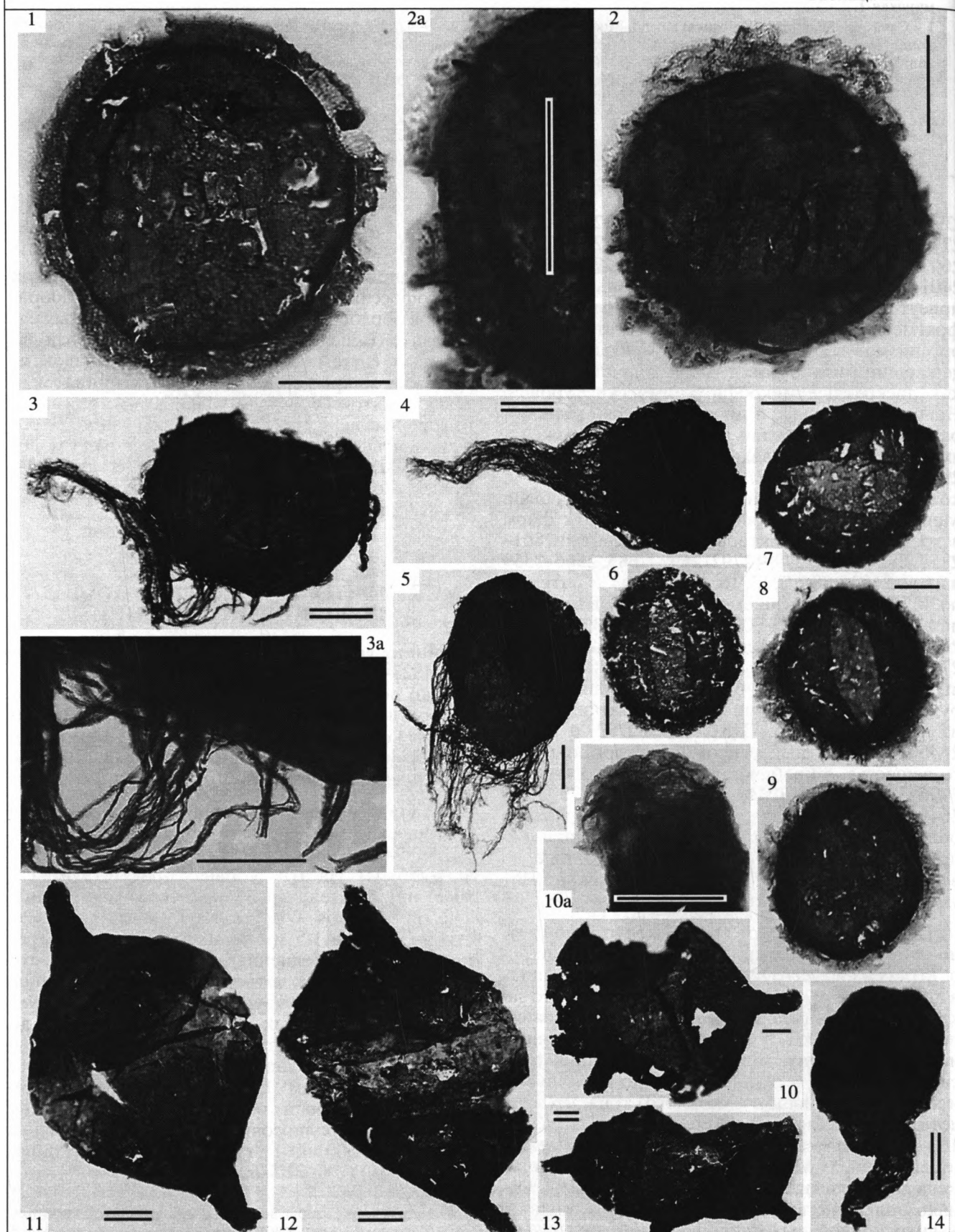
Предпринятые при изучении кельтминских микрофоссилий методические приемы лабораторной обработки не отличались от принятых нами ранее (Вейс, Воробьева, 1993, 2002). Используемая систематика описанных верхнедокембрийских микрофоссилий близка к принятой в других работах (Вейс и др., 2003, 2004), а для акантоморфных акритарх использованы наиболее общепринятые таксоны, выделенные в ряде монографий (Zang, Walter, 1992; Zhang et al., 1998; Xunlai, Hofmann, 1998). Самые показательные морфотипы показаны на таблицах I–IV.

РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОФИТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ИЗУЧЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ышкеемесская свита. Первый уровень (интервал 4825–4820 м, одна проба). Здесь встречаются только редкие *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.)¹ диаметром до 260 мкм и оболочки с одиночным выростом *Germinosphaera tadasii* A. Weiss диаметром до 130 мкм. Те и другие представлены сильно измененными, непрозрачными формами.

Вапольская свита. Второй – шестой уровни (интервалы 3495–3490, 3106–3092, 3049–3044, 3013–3006 и 2968–2961 м, по одной пробе на каждом уровне). На этих уровнях присутствуют самые примечательные вапольские морфотипы *Chuarina circularis* Walc. и *Navifusa* sp. (соответственно до 2 и 1.5 мм по наибольшему измерению), а также обедненные наборы акритарх, тогда как на третьем, четвертом и шестом уровнях, кроме того, присутствуют и скопления бесструктурных лентовидных ?талломов шириной до 100 мкм. Среди акритарх преобладают мелкие и среднеразмерные утолщенные *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) (70–110 мкм), *L. jacutica* (Tim.) (до 240 мкм) и *L. sp.* II – скопления оболочек (до 50 мкм); реже встречаются эллипсоидные *Konderia elliptica* A. Weiss (до 500 мкм) и губчатые *Spumosina rubiginosa* (Andr.) (200–220 мкм).

¹ Ниже в тексте авторы всех таксонов микрофоссилий приводятся только при первом упоминании этих таксонов.



Вычегодская свита. Седьмой уровень (интервал 2907–2900 м, три пробы) включает один из наиболее представительных наборов вычегодских микрофоссилий. Среди акритарх встречены: крупные *Leiosphaeridia jacutica* (до 300 мкм), *L. incrassatula* Jank. (до 240 мкм), *L. crassa* (до 70 мкм), *L. tenuissima* Eisenack (до 240 мкм), *L. sp. I* – делящиеся оболочки (размер агрегатов до 500 мкм), *L. sp. II* – скопления оболочек (до 80 мкм каждая), заключающие внутренние тела *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), *Pterospermopsisomorpha pileiformis* Tim., *Simia perjenica* A. Weiss с периферическим утолщением (до 300 мкм), *Spumosina rubiginosa*, эллипсовидные *Navifusa majensis* (Pjat.) (220 × 500 мкм), несущие продольную текстуру *Cusumiforma vanavaria* Mikh. (80 × 280 мкм) и гигантские *Chuararia circularis* (до 1200 мкм). Особое внимание привлекают встреченные только на этом уровне необычные акантоморфные акритархи “Неназванная форма-1” с пучками длинных волосовидных выростов (диаметр оболочек до 400 мкм, толщина выростов 1–2 мкм, длина до сотен микрометров). Другим компонентом седьмого уровня являются небольшие колонии крупных *Muxoscooides grandis* Horod. et Donalds. (размер клеток до 36 мкм) и фрагменты протяженных слоевищ *Ostiana microcystis* Herm. (диаметр клеток 28–30 мкм). Нитчатые чехлы представлены *Eomycetopsis robusta* Schopf (2–4 мкм), *Leiotrichoides typicus* Herm. (8–20 мкм), *Asperatofilum experatus* (Herm.) (40–60 мкм), плотными веретеновидными агрегатами тонких чехлов *Polytrichoides oligofilum* Sivertz. (ширина агрегатов до 60 мкм, чехлов до 1–2 мкм) и удлинёнными *Brevitrichoides baskiricus* Jank. (50–100 × 400 мкм). Менее обильны оболочки с длинным одиночным выростом *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim. (до 300 мкм), фрагменты размером до сотен микрометров очень больших сегментированных кутикулярных структур, цилиндрические чехлы как с темными включениями *Enthosphaeroides* sp. (до 40 мкм), так и без последних *Leiotrichoides gracilis* Pjat. (20–30 мкм), многоряд-

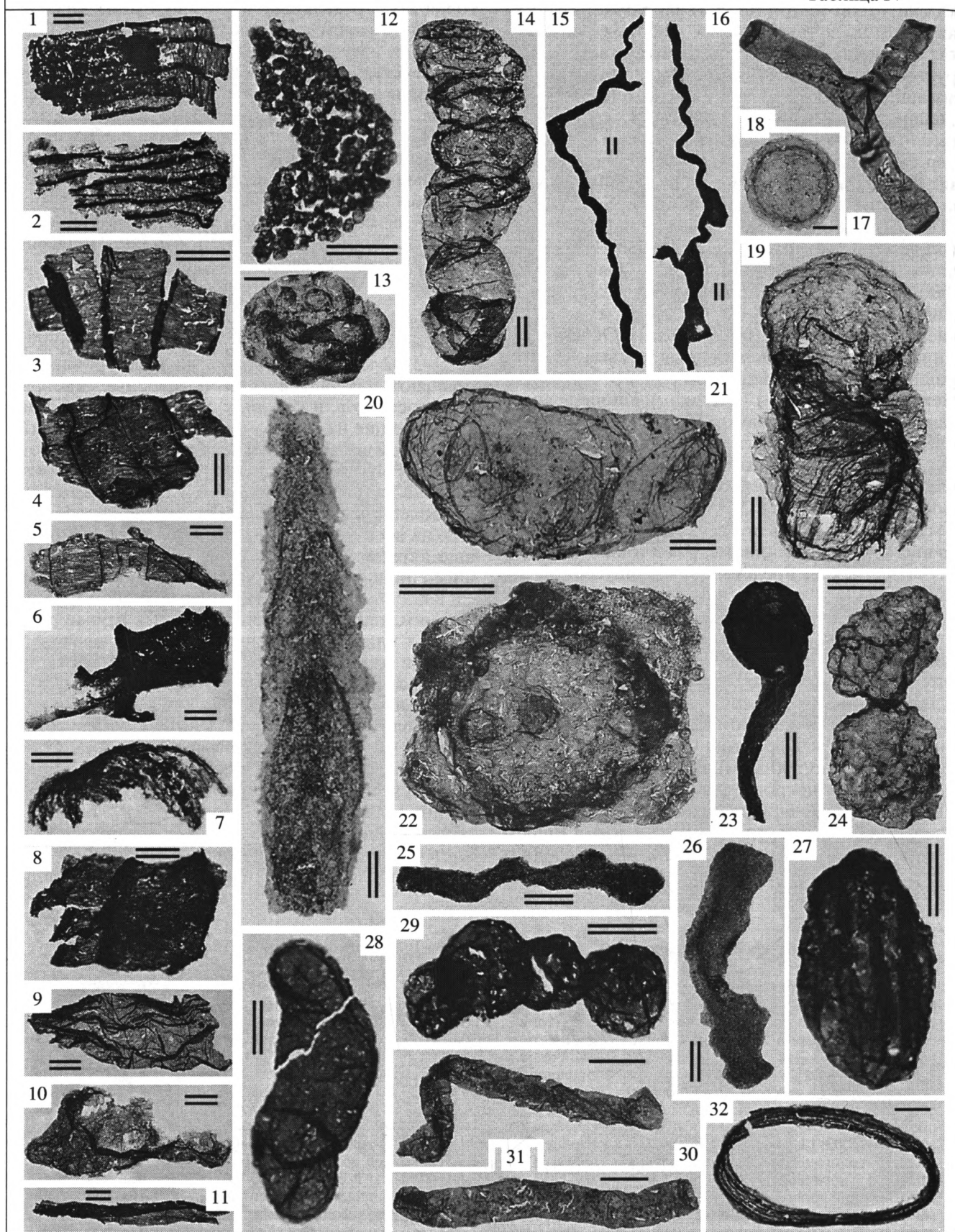
ные *Polytrichoides lineatus* Herm. (ширина агрегатов 40 мкм, отдельных чехлов до 4 мкм), гладкостенные *Taenitrichoides jaryshevicus* Asseeva (70–90 мкм) и несущие тонкую струйчатую поперечную текстуру *Plicatidium latum* Jank. (130 мкм). К единичным компонентам данного набора принадлежат различные септированные *Oscillatoropsis* spp. (12–18 мкм), *Elatera binata* Herm. (до 300 мкм), четковидные *Trachytrichoides* sp. (20 × 60–100 мкм), небольшие акинетоподобные *Archaeoellipsoides elongatus* Golovenok et Belova. (20 × 80 мкм), оболочки с коротким выростом *Germinosphaera tadasii* A. Weiss (80 мкм), лентовидные ?талломы (80–100 мкм) и асимметричные пленчатые образования (до 400 мкм).

Восьмой – десятый уровни (интервалы 2861–2857 м, одна проба; 2824–2820 м, одна проба; 2799–2792 м, две пробы). Названные уровни включают таксономически обедненные наборы микроостатков, в которых обильны только присутствующие на восьмом уровне *Chuararia circularis* диаметром до 1600 мкм и встреченный на девятом уровне *Polytrichoides lineatus* обычных для этого таксона размеров. Среди прочих микроостатков наиболее примечательными являются встреченные на восьмом уровне единичные акантоморфные акритархи *Cymatiosphaeroides* sp. с небольшими цилиндрическими выростами, погруженными в пленчатую оторочку (диаметр оболочки до 180 мкм, длина выростов до 12 мкм). Кроме того, на всех или только на отдельных из названных уровней присутствуют транзитные акритархи *Leiosphaeridia crassa*, *L. tenuissima*, *L. jacutica* (соответственно до 70, 150 и 300 мкм), *L. sp. I* – делящиеся оболочки (340–500 мкм), *Simia perjenica* (до 380 мкм), *Spumosina rubiginosa* (до 220 мкм), а также чехлы *Leiotrichoides gracilis* (22–28 мкм), *Polytrichoides oligofilum* (ширина агрегатов 60 мкм, чехлов 1–2 мкм), *Arctacellularia* sp. (100 × 120 мкм), образующие цепочки из крупных бочковидных клеток, а также нити с присоединенными к ним телами-оболочками, близкие к *Vanavarataenia in-*

Таблица III. Микрофоссилии вычегодской свиты нижнего венда Вычегодского прогиба (Притиманье). Скви. Кельминская-1.

1 – *Cymatiosphaeroides kullingii* Knoll emend. Butterfield, оболочка с тончайшими волосовидными выростами, погруженными в пленчатую оторочку; экз. № 2649–47/002. 2 – *Cymatiosphaeroides* sp.; субсферическая оболочка с узко-коническими выростами, погруженными в пленчатую оторочку; экз. № 2861–57/001, 2а – увеличенный фрагмент. 3, 4, 5 – “Неназванная форма-1”; крупные непрозрачные в проходящем свете оболочки с пучками длинных тонких волосовидных выростов; 3 – экз. № 2907–00/001, 3а – увеличенный фрагмент; 4 – экз. № 2907–00/002; 5 – экз. № 2907–00/003. 6, 7, 8, 9 – оболочки с утолщенной губчатой периферией и продольной щелью-пиломом; 6 – экз. № 2607–2600/1; 7 – экз. № 2607–2600/2; 8 – экз. № 2607–2600/3; 9 – экз. № 2607–2600/4. 10, 11, 12, 13 – “Неназванная форма-4”; эллипсовидные оболочки с крупными одиночными выростами на полюсах и с ослабленной зоной (апертурой) в центральной части оболочки; 10 – экз. № 2692–85/001, 10а – увеличенный фрагмент окончания выроста; 11 – экз. № 2907–00/002; 12 – экз. № 2692–85/002; 13 – экз. № 2692–85/003. 14 – *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim.; экз. № 2907–00/004; 1 – четырнадцатый микрофитологический уровень, интервал 2649–2647, верхневыхогодская ассоциация микрофоссилий; 2 – восьмой микрофитологический уровень, интервал 2861–2857 м, нижневыхогодская ассоциация микрофоссилий; 3, 4, 5, 14 – седьмой микрофитологический уровень, интервал 2907–2900 м; нижневыхогодская ассоциация микрофоссилий; 6, 7, 8, 9 – пятнадцатый микрофитологический уровень, интервал 2607–2600 м, нижневыхогодская ассоциация микрофоссилий; 10, 11, 12, 13 – тринадцатый микрофитологический уровень, интервал 2692–2685 м, средневыхогодская ассоциация микрофоссилий.

Таблица IV



solita Pjat. (длина талломов до 2 мм, ширина 80–120 мкм, диаметр оболочек более 150 мкм) и бесструктурные лентовидные ?талломы (шириной до 150 мкм).

Одиннадцатый уровень (интервал 2779–2772 м, девять проб). Здесь обнаружены многочисленные разноразмерные тонкостенные и утолщенные акритархи *Leiosphaeridia crassa*, *L. tenuissima*, *L. jacutica* (с размерами оболочек от 30 до 300 мкм), *Leiosphaeridia incrassatula*, *L. sp. I* – делящиеся оболочки, *L. sp. II* – скопления оболочек (диаметр каждой до 160 мкм), а также *Simia perjenica* (до 200 мкм), очень крупные сфероморфные *Chuaria circularis* (до 1600 мкм), уступающие им по размерам ?*Cerebrosphaera globosa* (Ogurtz. Et Serg.) (до 600 мкм), *Nucellosphaeridium nordium* (до 500 мкм), *Spumosina rubiginosa* (до 250 мкм) и *Navifusa majensis* (240 × 480 мкм). Среди акритарх наиболее важны единичные акантоморфные *Cumatiosphaeroides sp.* с редкими узко-коническими выростами (диаметр оболочки до 270 мкм, высота выростов до 24 мкм) и *Cavaspina acuminata* Kol. (диаметр 270 мкм, высота выростов до 20 мкм). Совместно с акритархами встречены гладкостенные нитчатые *Asperatofilum exuperatus* (шириной до 50 мкм), удлиненные *Brevitrichoides bashkiricus* (80 × 400 мкм), *Elatera binata* (до 400 мкм), более узкие трихомоподобные образования (шириной 120–140 мкм), оболочки с длинным выростом *Caudosphaera expansa* (диаметр оболочек от 60 до 100 мкм, длина выростов более 200 мкм), асимметричные *Fabiformis porosus* Pjat. (300 × 800 мкм), тонкие ветвящиеся талломы *ex gr. Proterocladus* (шириной до 50 мкм) и светлые бесструктурные ?талломы (шириной до 100 мкм).

Двенадцатый уровень (интервал 2733–2728 м, две пробы) включает самый бедный в вычегодской свите набор микроостатков, представлен-

ный редкими мелкими утолщенными акритархами *Leiosphaeridia crassa* (до 70 мкм), бесструктурными лентовидными талломами (шириной 80–100 мкм) и “вазовидными” оболочками с “апертурой” (200–270 мкм). Последние обладают сходством с наиболее крупными *Sinianella*.

Тринадцатый – пятнадцатый уровни (интервал 2692–2685 м, восемь проб; интервал 2649–2647 м, две пробы; интервал 2607–2600 м, семь проб). На этих уровнях встречены представительные наборы микрофоссилий, важную роль в которых играют сложно построенные акантоморфные морфотипы. Среди акритарх наиболее обильны просто устроенные среднеразмерные *Leiosphaeridia crassa*, *L. atava*, *L. tenuissima*, *L. jacutica*, *L. sp. I* – делящиеся оболочки, *L. sp. II* – скопления оболочек, *Simia perjenica*, *Spumosina rubiginosa* (размеры всех перечисленных форм не превосходят 300 мкм), а также более крупные *Nucellosphaeridium nordium* (до 380 мкм) и *Chuaria circularis* (до 1400 мкм). Эллипсоидные *Navifusa majensis* (200 × 400 мкм) и *Navifusa sp.* (500 × 900 мкм) представлены меньшим числом экземпляров. Среди акантоморфных акритарх наиболее распространены встреченные на четырнадцатом уровне *Cavaspina acuminata* Kol., иногда образующие агрегаты из нескольких оболочек, которые несут заостренные узко-конические полые выросты (диаметр оболочек до 160 мкм, высота выростов до 10–12 мкм, ширина выростов у основания до 4–6 мкм) и *Polyhedrosphaeridium echinatum* Zhang et Walter с редкими широко-коническими полыми выростами (диаметр оболочек до 250 мкм, длина выростов 30–32 мкм, ширина выростов у основания до 40 и даже до 80 мкм). В количественном отношении им несколько уступают сфероидальные оболочки “Неназванная форма-2” с относительно частыми и узкими полыми выростами, одиночны-

Таблица IV. Микрофоссилии вычегодской свиты нижнего венда Вычегодского прогиба (Притиманье). Скви. Кельминская-1.

1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11 – фрагменты крупных кутикулярных *Psalmia*-подобных структур; 1 – экз. № 2907–00/002; 2 – экз. № 2907–00/003; 3 – экз. № 2907–00/004; 4 – экз. № 2907–00/005; 5 – экз. № 2907–00/006; 6 – экз. № 2647–49/012; 7 – экз. № 2907–00/007; 8 – экз. № № 2907–00/008; 9 – экз. № № 2907–00/009; 10 – экз. № 2647–49/013; 11 – экз. № 2907–00/010. 12 – *Ostiana microcystis* Herm.; экз. № 2907–00/011. 13 – оболочка с крупными полусферическими выростами; экз. № 2607–00/005. 14 – *Eosolena anisacita* Herm.; экз. № № 2861–57/002. 15, 16 – ветвящиеся талломы *ex gr. Proterocladus*, 15 – экз. № 2649–47/014; 16 – экз. № 2649–47/015. 17 – ветвящийся стиганеоподобный чехол; экз. № 2649–47/016. 18 – *Simia perjenica* A. Weiss; экз. № 2649–47/017. 19 – *Elatera binata* Herm. Экз. № 2647–49/018. 20 – многослойный чехол; экз. № 2649–47/019. 21 – *Navifusa majensis* (Pjat.); экз. № 2649–47/020. 22 – *Pulvinosphaeridium aff. P. antiquum* Paskeviciene; экз. № 2647–49/021. 23 – *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim.; экз. № 2907–00/012. 24 – агрегат из двух оболочек с многочисленными полусферическими выростами-бурами; экз. № 2779–72/002. 25, 26 – *Fabiformis porosus* Pjat.; 25 – экз. № 2649–47/022; 26 – экз. № 2607–00/006. 27 – *Cucumiforma vanavaria* Mikh.; экз. № 2907–00/013. 28 – *Brevitrichoides bashkiricus* Jank.; экз. № 2647–49/023. 29 – *Leiosphaeridia sp. II* – скопление оболочек; экз. № 2649–47/024. 30, 31 – *Leiotrichoides gracilis* Pjat.; 30 – экз. № 2907–00/014; 31 – экз. № 2907–00/015. 32 – кольцевидный фрагмент организма неизвестной морфологии; экз. № 2824–20/001; 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 11, 12, 23, 27, 30, 31, – седьмой микрофитофлогический уровень, интервал 2907–2900 м; нижневичегодская ассоциация микрофоссилий; 6, 10, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 25, 28, 29 – четырнадцатый микрофитофлогический уровень, интервал 2649–2647 м, верхневичегодская ассоциация микрофоссилий; 13, 26 – пятнадцатый микрофитофлогический уровень, интервал 2607–2600 м, верхневичегодская ассоциация; 14 – восьмой микрофитофлогический уровень, интервал 2861–2857 м, нижневичегодская ассоциация микрофоссилий; 24 – одиннадцатый микрофитофлогический уровень, интервал 2779–2772 м, нижневичегодская ассоциация микрофоссилий; 32 – девятый микрофитофлогический уровень, интервал 2824–2820 м; нижневичегодская ассоциация микрофоссилий.

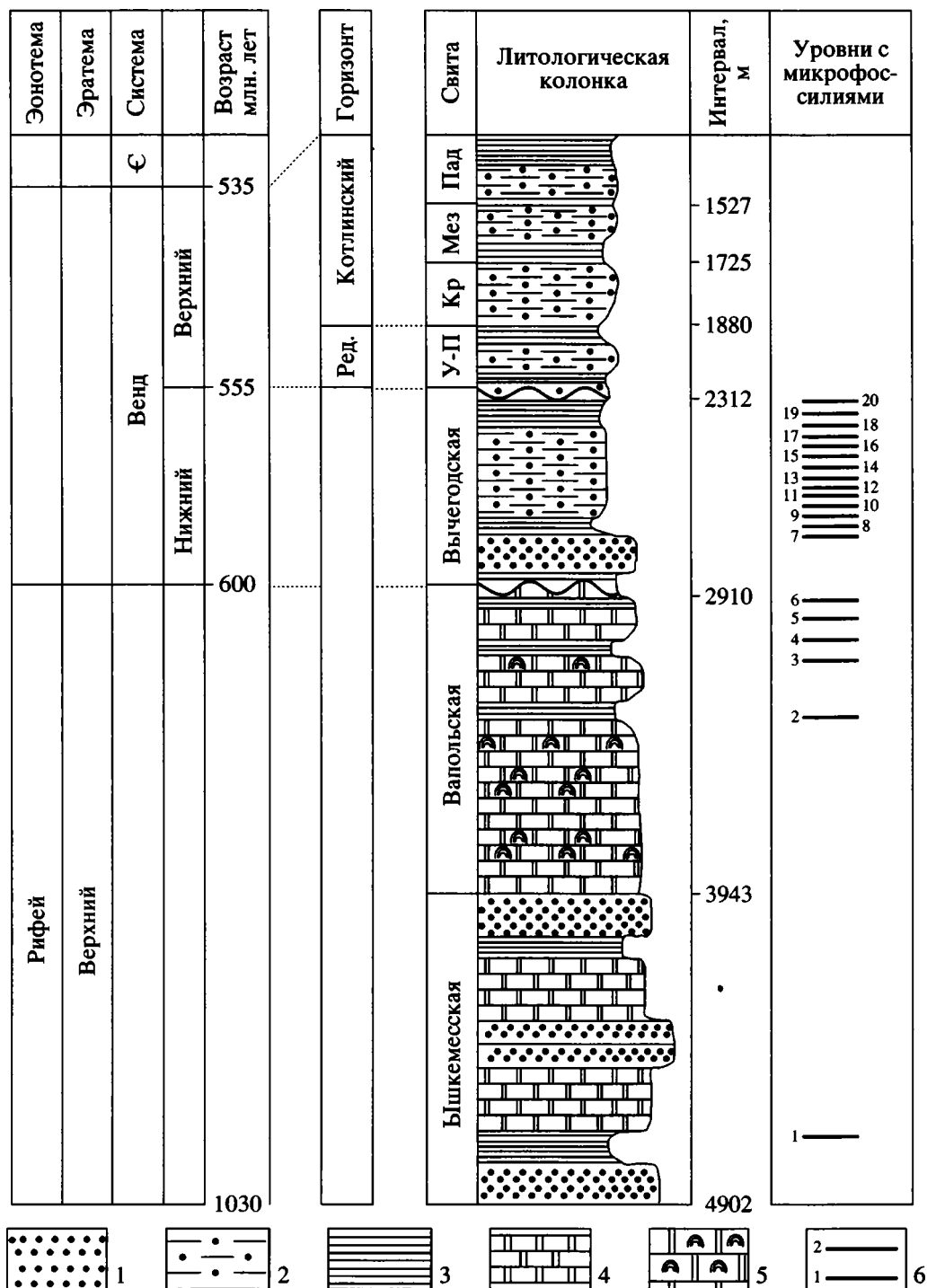


Рис. 2. Разрез рифейских отложений Вычегодской впадины, вскрытый скважиной Кельминская-1.

1 – песчаники и гравелиты; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – доломиты и известняки; 5 – строматолитовые доломиты и известняки; 6 – микрофитофоссилогические уровни; свиты: У-П – усть-пинезская, Кр – красавинская, Мез – мезенская, Пад – падунская; Ред. – редкинский горизонт. Абсолютный возраст указан по “Дополнениям к стратиграфическому кодексу России”, 2000.

ми и бифуркатными, свободно сообщающиеся с полостью оболочки (диаметр до 280 мкм, длина выростов до 28 мкм, ширина выростов у основания от 20 до 40 мкм). Еще более редки встреченные на

четырнадцатом уровне оболочки полигональной формы с крупными нерегулярно расположенными по поверхности полыми заостренными выростами (диаметр оболочек до 260 мкм, высота выростов

12–25 мкм, ширина выростов у основания 8–30 мкм), которую мы пока называем “Неназванная форма-3”. На тринадцатом уровне встречены многочисленные эллипсовидные оболочки “Неназванная форма-4” с двумя крупными, приуроченными к полюсам выростами (размеры оболочек до 400 × 800 мкм, длина выростов до 100 мкм, ширина выростов до 40 мкм). Кроме того, на четырнадцатом и пятнадцатом уровнях встречены единичные проблематичные *Pulvinosphaeridium* aff. *P. antiquum* Paskeviciene с широко закругленными полыми выростами, сообщающимися с полостью оболочки (диаметр оболочек до 400 мкм, размеры выростов 60 × 120–160 мкм), *Asterocarpoides sinensis* Yin et Li и обнаруженные только на четырнадцатом уровне *Cymatiosphaeroides kullingii* Knoll с погруженными в тонкую мембрану очень тонкими волосовидными выростами (диаметр оболочки 130 мкм, длина выростов до 12 мкм, их толщина 1–2 мкм). Наряду с акантоморфитами, характерным компонентом наборов четырнадцатого и пятнадцатого уровней являются найденные только здесь многочисленные своеобразные небольшие оболочки с утолщенной губчатой периферией и ясно выраженной продольной щелью – ?пиломом (диаметром 160–200 мкм).

Кроме акритарх на этих уровнях обнаружены многочисленные нитчатые чехлы *Asperatofilum experatus* диаметром 40–44 мкм, политрихозные *Polytrichoides lineatus*, *P. oligofilum* (ширина агрегатов соответственно до 40–44 и до 60 мкм, отдельных чехлов 4 и 1–2 мкм), оболочки с длинным выростом *Caudosphaera expansa* (диаметр оболочки до 500 мкм, длина выроста сотни микрометров), нити с присоединенными к ним телами-оболочками *Vanavarataenia insolita* (ширина нитей 60–100 мкм, размер оболочки 100–120 мкм) и асимметричные пленчатые образования (до 800 мкм). Менее обильны тонкие нитчатые чехлы *Eomycetopsis robusta* (2–4 мкм) и *Leiotrichoides typicus* (12–18 мкм), а также имеющие внутренние включения *Enthosphaeroides* sp. (до 80 мкм), тонкие удлиненно-эллипсовидные *Brevitrichoides bashkiricus* (80–100 × 300–400 мкм) и бесструктурные лентовидные ?талломы (80–160 мкм). К наиболее редким членам микробиоты, представленным единичными находками, принадлежат *Elatera binata* и *Eosolena anisocyta* Herm. (шириной до 300 мкм), цепочечные *Arctacellularia* sp. (80 × 100 мкм) и пенообразные *Fabiformis porosus* (200 × 700 мкм).

Шестнадцатый – семнадцатый уровни (интервал 2559–2556 м, четыре пробы; интервал 2509–2502 м, пять проб) включают ограниченные по таксономическому разнообразию наборы форм. Самым ярким их компонентом являются обнаруженные на семнадцатом уровне акантоморфные *Tanarium* sp. (диаметр оболочек до 140 мкм, высота выростов до 28 мкм, их ширина у ос-

нования до 22 мкм). Кроме того, в упомянутых наборах встречаются обильные тонкостенные *Leiosphaeridia tenuissima*, *L. crassa*, *L. atava*, *L. jascutica*, *L. incrassatula* (размеры оболочек от 70 до 300 мкм), губчатые *Spumosina rubiginosa* (до 250 мкм), *Chuaria circularis* (1200 мкм), широкие нитчатые чехлы *Leiotrichoides gracilis* (24–28 мкм), *Asperatofilum experatus* (40–46 мкм) и бесструктурные лентовидные ?талломы (шириной до 120 мкм). Найдены также немногочисленные веретенковидные агрегаты чехлов *Polytrichoides oligofilum* (шириной до 50 мкм), акинетоподобные *Archaeoellipsoides elongatus* (20 × 80 мкм), узкие трихомы *Oscillatoriopsis* sp. (12–14 мкм), *Elatera binata*, *Eosolena anisocyta* (до 160 мкм), четковидные *Trachytrichoides* sp. (40 × 120 мкм), удлиненные нитчатые *Fabiformis porosus* (300 × 800 мкм) и асимметричные пленчатые формы (до 600 мкм).

Восемнадцатый – двадцатый уровни (интервал 2452–2445 м, две пробы; интервал 2401–2394 м, две пробы; интервал 2354–2347 м, две пробы) охарактеризованы только единичными мелкие тонкостенные и утолщенные акритархи *Leiosphaeridia crassa*, *L. tenuissima*, *L. sp.* II – делящиеся оболочки (размеры всех перечисленных форм не более 150 мкм), небольшие эллипсовидные *Archaeoellipsoides elongatus* (20 × 80 мкм) и лентовидные ?талломы (60 × 80 мкм).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Биостратиграфический анализ изученного материала. Проведенное нами детальное микрофитологическое изучение доредкинских отложений, вскрытых скважиной Кельтминская-1 (интервал 4902–2312 м) (рис. 2), привел к следующим результатам.

В ышкеемесской, вапольской и вычегодской свитах микрофоссилии выявлены на двадцати микрофитологических уровнях (рис. 3), один из которых принадлежит ышкеемесской свите (интервал 4825–4820 м), пять вапольской (интервал 3495–2961 м) и четырнадцать вычегодской (интервал 2907–2347 м). Полный родовой и видовой состав изученных ассоциаций микрофоссилий и их распределение в разрезе скважины Кельтминская-1 показаны на рис. 3, а наиболее характерные морфотипы изображены в таблицах I–IV. Неинформативные в биостратиграфическом отношении таксоны, такие как *Leiosphaeridia*, *Germiosphaera*, *Spumosina*, *Konderia*, *Navifusa*, *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha*, *Мухоскоциды*, *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Enthosphaeroides*, *Oscillatoriopsis* исключены из дальнейшего рассмотрения.

Морфологически более примечательные, но менее обильные формы в рассматриваемом разрезе образуют последовательный ряд таксономи-

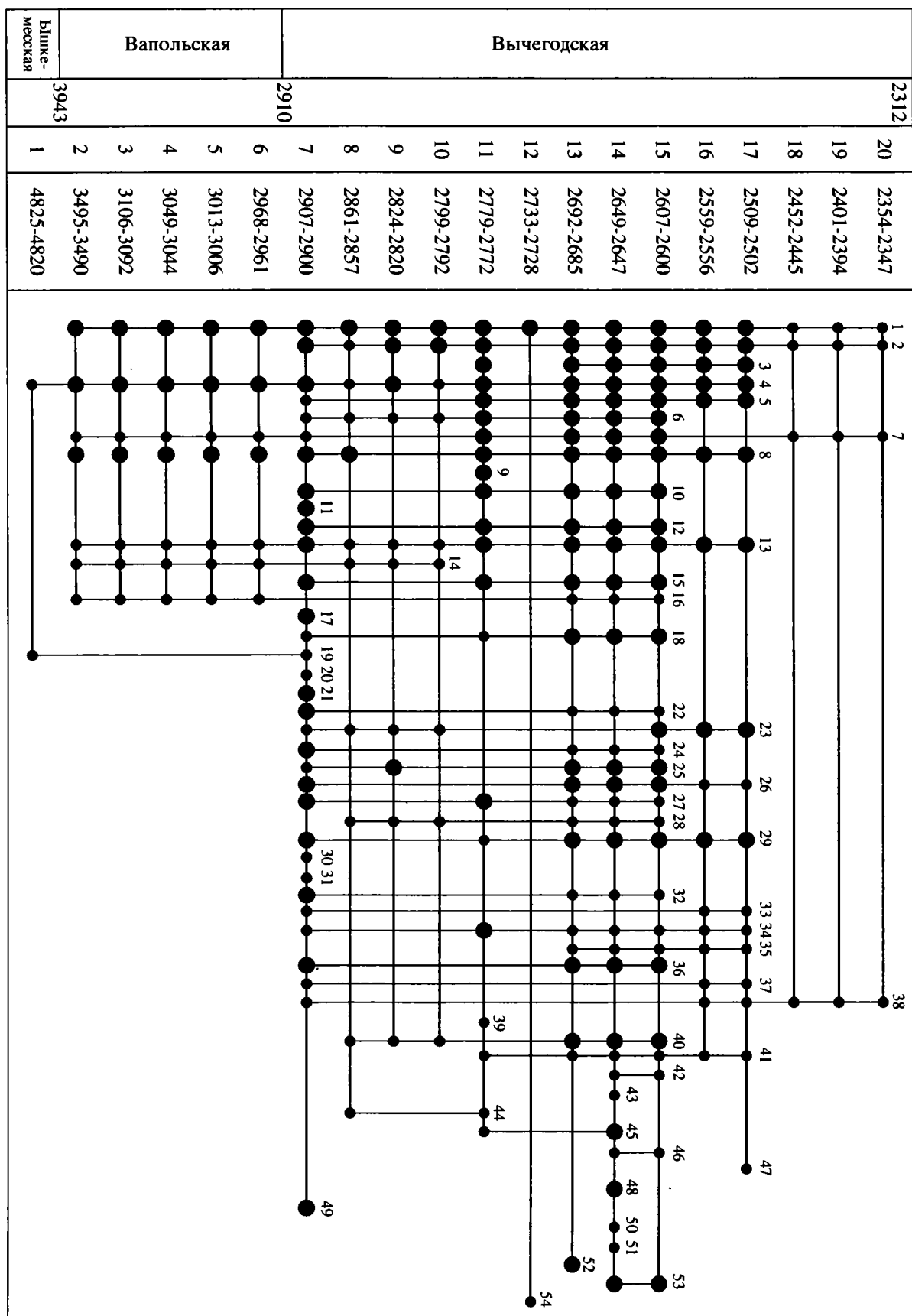


Рис. 3. Схема распределения родов и видов микрофоссилий в отложениях рифея, вскрытых скважиной Кельтминская-1.

Свита			
Глубина, м			
Микрофитологические уровни			
Интервал отбора проб			
Микрофоссилии			
1. Leiosphaeridia crassa (Naum.)			
2. L. tenuissima Eisenack			
3. L. atava (Naum.)			
4. L. jacutica (Tim.)			
5. L. incrassatula Jank.			
6. L. sp. I - делющиеся оболочки			
7. L. sp. II - скопления оболочек			
8. Chuaria circularis Walcott			
9. ?Cerebrosphaera globosa Butterfield			
10. Nucellosphaeridium nordium (Tim.)			
11. Pterospersimorpha pileiformis Tim.			
12. Simia nerjenica A. Weiss			
13. Spumosina rubiginosa (Andreeva)			
14. Konderia elliptica A. Weiss			
15. Navifusa majensis (Pjat.)			
16. N. sp. - гиганские формы			
17. Cucumiforma vanavaria Mikh.			
18. Caudosphaera expansa Herm. et Tim.			
19. Germinosphaera tadasii A. Weiss			
20. Myxococcoides grandis Horod. et Donalds.			
21. Ostiana microcystis Herm.			
22. Eomycetopsis robusta Schopf emend. Knoll, Golubic			
23. Leiotrichoides gracilis Pjat.			
24. L. typicus Herm. emend. Herm.			
25. Polytrichoides lineatus Herm. emend. Herm.			
26. P. oligofilum Sivertz.			
27. Brevitrichoides baskiricus Jank.			
28. Arctacellularia sp.			
29. Asperatofilum experatus (Herm.)			
30. Plicatidium latum Jank.			
31. Taenitrichoides jaryshevicus Asseeva			
32. Enthosphaeroides sp.			
33. Oscillatoropsis sp.			
34. Elatera binata Herm.			
35. Eosolena anisocyta Herm.			
36. Parmia - подобные кутикулярные структуры			
37. Trachytrichoides sp.			
38. Archaeoellipsoides elongatus (Golovenok et Belova)			
39. Ветвящиеся талломы ex gr. Proterocladus			
40. Vanavarataenia insolita Pjat.			
41. Fabiformis porosus Pjat.			
42. Pulvinosphaeridium aff. P. antiquum Paskeviciene			
43. Cymatiosphaeroides kullingii Knoll			
44. Cymatiosphaeroides sp.			
45. Cavaspina acuminata (Kolossova)			
46. Asterocapsoides sinensis Yin et Li			
47. Tanarium sp.			
48. Polyhedrosphaeridium echinatum Zang er Walter			
49. Неназванная форма 1			
50. Неназванная форма 2			
51. Неназванная форма 3			
52. Неназванная форма 4			
53. Формы с щелью-"пилломом"			
54. Вазоподобные формы сходные с "Sinianella"			

чески различных наборов, и этот ряд позволяет расчленить весь комплекс кельтминских микрофоссилий на четыре ассоциации, сменяющие друг друга в разрезе: единую ышкемесско-вапольскую (первый – шестой уровни; 4825–2961 м) и три вычегодские – нижнюю (седьмой – двенадцатый уровни; 2907–2728 м), среднюю (тринадцатый уровень; 2692–2685 м) и верхнюю (четырнадцатый – двадцатый уровни; 2649–2347 м). Рассмотрим основные черты названных ассоциаций.

Ышкемесско-вапольская ассоциация обладает двумя особенностями: 1) в ее составе преобладают вынесенные за рамки нашего рассмотрения транзитные верхнедокембрийские морфотипы; 2) специфику этой ассоциации определяет повторяющиеся на более высоких горизонтах изученного разреза сочетание гигантских *Chuaria circularis* и *Navufusa* sp. (до 2 мм) с характерными *Konderia elliptica* и *Germinosphaera tadassii*. Следуя биостратиграфической модели развития микробиоты докембрия и привлекая данные о распределении микрофоссилий в опорных разрезах рифея Южного Урала и Сибири, нижний предел стратиграфического распространения указанного сочетания морфотипов нередко ограничивают подошвой верхнего рифея (каратавия). Хотя остатки гигантских сфероморфид типа *Chuaria* описаны из отложений нижнего рифея и даже дорифея, но по упомянутой выше схеме они трактуются либо как проблематичные формы, либо стратиграфическое положение содержащих их толщ вызывает сомнения (Вейс и др., 1998а, б, 1999, 2000, 2001, 2003; Вейс, Воробьева, 2002).

Обращаясь к характеристике трех вычегодских ассоциаций, заметим, что они обладают значительной общностью таксономического состава количественно преобладающих в них морфотипов. В состав всех трех ассоциаций входят *Chuaria circularis*, *Spumosina rubiginosa*, *Asperatofilum experatus*, *Polytrichoides oligofilum*, *Brevitrichoides baskiricus*, *Simia nerjenica*, *Navifusa majensis*, *Polytrichoides lineatus*, *Elatera binata*, *Eosolena anisocytia*, *Arctacellularia* sp., *Trachytrichoides* sp., *Fabiformis porosus*, *Caudosphaera expansa*, *Vanavarataenia insolita* и *Parmia*-подобные кутикулярные структуры. Все или большинство перечисленных таксонов присутствуют в разновозрастных каратавских микробиотах (Микрофоссилии докембрия..., 1989; Butterfield et al., 1994; Butterfield, Rainbird, 1998; Вейс и др., 2000, 2003, 2004; Сергеев, 2003), а некоторые из них (*Chuaria*, *Spumosina*, *Navifusa*, *Polytrichoides*, *Arctacellularia*, *Trachytrichoides*) поднимаются в верхний венд (Бурзин, 1994, 1998). Данное обстоятельство подчеркивает значительную преемственность таксономического состава всей позднедокембрийской микробиоты, установленной в разрезе скв. Кельтминская-1. Поэтому ниже мы сконцентрируем внимание на тех компонентах, которые определяют таксономическую

самостоятельность трех вычегодских ассоциаций микрофоссилий.

Нижневыхогодская ассоциация прежде всего выделяется появляющимися на ее нижнем (седьмом) уровне многочисленными крупными оболочками с пучками длинных тонких выростов “Неназванная форма-1”. Другие акантоморфные акритархи этой ассоциации представлены *Cymatiosphaeroides* sp. с цилиндрическими выростами, погруженными в пленчатую оторочку и *Cavaspina acuminata* с узко-коническими выростами, которые появляются соответственно на восьмом и одиннадцатом уровнях. Помимо акантоморфит, только этой ассоциации принадлежат встречающиеся на седьмом уровне *Cucumiforma vanavaria*, *Ostiana microcystis*, *Мухоскокоидес grandis*, *Taenitrichoides jaryshevicus* и *Plicatidium latum*, а также ветвящиеся талломы ex gr. *Proterocladus* и вазоподобные оболочки с “апертурой” *Sinianella*, встречающиеся, соответственно на одиннадцатом и двенадцатом уровнях.

Средневыхогодская ассоциация в качестве наиболее важного компонента включает встречающиеся на тринадцатом уровне обильные удлиненные оболочки с двумя крупными выростами, расположенными на их полюсах (“Неназванная форма-4”). Иные примечательные морфотипы, свойственные только этой ассоциации, отсутствуют, а основными ее компонентами являются *Chuaria*, *Spumosina*, *Brevitrichoides*, *Asperatofilum*, *Polytrichoides* и другие таксоны, которые являются транзитными не только для всех трех вычегодских ассоциаций, но и для гораздо более значительного интервала разреза верхнего рифея и венда.

Верхневыхогодская ассоциация характеризуется наибольшим разнообразием специфичных для нее компонентов. Это многочисленные акантоморфные акритархи *Cymatiosphaeroides*, *Polyhedrosphaeridium echinantum*, “Неназванная форма-2” – оболочки с одиночными и бифуркатными выростами, “Неназванная форма-3” – оболочки полигональной формы с нерегулярно расположенными полыми выростами (четырнадцатый уровень), *Asterocapsoides sinensis*, *Pulvinosphaeridium* aff. *P. antiquum* (четырнадцатый и пятнадцатый уровни), *Tanarium* sp. (семинадцатый уровень), а также обильные и очень своеобразные небольшие оболочки с утолщенной периферией и четкой окаймленной щелью – “пиломом”, вероятно появлявшейся у них только на поздних стадиях индивидуального развития (четырнадцатый и пятнадцатый уровни). Следует также отметить поднимающиеся из нижневыхогодской ассоциации *Cavaspina acuminata* (четырнадцатый уровень)

При анализе возрастного значения трех вычегодских ассоциаций микрофоссилий мы будем двигаться сверху вниз по разрезу от биострати-

графически достоверно установленных горизонтов верхнего венда. В допалеозойских отложениях верхнего структурного яруса в скважинах 1-Сторожевская и 1-Сереговская установлены ископаемые следы *Palaeopascichnus delicatus*, *Planolites aff. serpens* (= *P. ballandus*) и отпечатки мелких медузоидов *Nimiana sp.* (Оловянишников, 1998 и ссылки в этой работе), которые характерны для редкинско-и/или котлинского горизонтов Подольского Приднестровья, Зимнего берега Белого моря и Онежского полуострова (Вендская система, 1985; Федонкин, 1987). Следует также отметить, что в обеих этих скважинах в основании названного структурного яруса залегает маркирующая пачка розовых и серых полевошпат-кварцевых песчаников, подобных базальным песчаникам плетневской свиты, залегающей в основании редкинско-котлинского горизонта Московской синеклизы. Приведенные палеонтологические и литостратиграфические данные свидетельствуют о сопоставимости базальных горизонтов верхнего структурного яруса Вычегодского прогиба и редкинско-котлинского горизонта верхнего венда смежных регионов Восточно-Европейской платформы (Оловянишников, 1998). Кроме того, в скважине Кельтминская-1 в отложениях рассматриваемого структурного яруса М.Б. Бурзиным (устное сообщение) выявлена последовательность микрофоссилий усть-пинезской ассоциации редкинско-котлинского горизонта и красавинской, мезенской и падунской ассоциаций котлинского горизонта. Таким образом, можно с уверенностью утверждать, что минимальным стратиграфическим ограничением распространения вычегодской микробиоты является основание редкинско-котлинского горизонта верхнего венда.

Максимальный возрастной предел названной микробиоты на основании региональных данных устанавливается с меньшей определенностью. Обнаруженные в скважине Кельтминская-1 довычегодские нижне- и средневепольские строматолиты, по данным М.Е. Раабен, представлены, соответственно, *Inzeria djeimi* и *Poludia polymorpha*. Оба этих таксона входят в состав строматолитовых ассоциаций, которые служат обоснованием дискретных региональных биостратиграфических подразделений – слоев, охарактеризованных определенными наборами органических остатков (Раабен, Опаренкова, 1997). Слои, содержащие названные формальные виды строматолитов и сопутствующие формы, прослеживаются от Южного Урала до п-ова Канин, а в южно-уральских типовых разрезах верхнего рифея (каратавия) приурочены к средней части миньярской свиты. Rb-Rb изохронный возраст этой части разреза каратавия оценивается как 780 ± 85 млн. лет (Овчинникова и др., 2000).

Сделанный вывод о возрасте нижне- и средневепольских отложений можно подкрепить, опи-

раясь на недавно полученные данные о рифейских микрофоссилиях из смежной с Вычегодским прогибом части Мезенской синеклизы (Вейс и др., 2004). Здесь в скважине Средне-Няфтинская № 21 описана последовательность четырех представительных микробиот: среднерифейской вашкинской и трех верхнерифейских – пезской, лешуконской и няфтинской. Две последние микробиоты включают всех членов ышкемесской и вапольской ассоциаций (в том числе гигантские *Chuaria* и *Navifusa*), а также обильные акантоморфные *Trachyhystriosphera*, *Prolatoforma* и другие сложно построенные морфотипы. Сравнение лешуконских и няфтинских микробиот с наиболее известными микробиотами Урала и Сибири, выявило их несомненное сходство с таксонами, характерными для средних горизонтов верхнего рифея (Вейс и др., 2004). Близость таксономического состава развитых в едином регионе лешуконско-няфтинских и ышкемесско-вапольских микрофоссилий позволяет распространить этот вывод и на до-вычегодскую микробиоту скважины Кельтминская-1. Таким образом, вычегодская свита, содержащая рассматриваемые в данной статье микрофоссилии, с размывом лежит на отложениях средней части верхнего рифея и также с размывом перекрывается отложениями верхнего венда. Анализ таксономического состава вычегодской микробиоты позволяет строго определить ее стратиграфическое положение в постсреднекаратавском–доверхневендском диапазоне.

Оставляя в стороне входящие в состав вычегодской микробиоты наиболее простые по строению астратиграфичные формы, отметим, что свойственные ей такие примечательные морфотипы, как *ex gr. Chuaria circularis*, *Navifusa majensis*, *Ostiana microcystis*, *Polytrichoides lineatus*, *Plicatidium latum*, *Caudosphaera expansa* широко известны в верхнем рифее, а иногда поднимаются в верхний венд (Вейс и др., 2000, 2003; Бурзин, 1994, 1998, 1999). Следует добавить, что *Chuaria*, *Navifusa* (*Tawuia*) и подобные остатки известны и в отложениях нижнего рифея и даже дорифея, потому не имеют значения для определения точного места этой микробиоты в общей последовательности микрофоссилий верхнего докембрия. Иную роль играют входящие в состав всех трех ассоциаций вычегодской микробиоты крупные акантоморфные акритархи *Polychedrosphaeridium*, *Astero-capsoides*, *Cavaspina*, *Tanarium*, *Cymatiosphaeroides* и новые неописанные пока формы, зафиксированные на седьмом, восьмом, одиннадцатом, тринадцатом, четырнадцатом, пятнадцатом и семнадцатом микрофитологических уровнях (рис. 3). Перечисленные таксоны не известны ни в одном из микрофитологически изученных разрезов верхнего рифея (Knoll, 2000). Это обстоятельство и приведенные выше данные о минимальном возрастном пределе вычегодской свиты свидетель-

стует о принадлежности этой свиты и заключенной в ней микробиоты к нижнему венду.

Нижневендские отложения Восточно-Европейской платформы до настоящего времени имели очень бедную микрофитологическую характеристику. Ее основу составляли транзитные для всего верхнего докембрия морфологически простые таксоны (*Leiosphaeridia crassa*, *Muxocoscoides grandis*, *Eomycetopsis robusta* и др.) (Микрофоссилии докембрия..., 1989). Несколько более представительными наборами форм обладают относимые к нижнему венду сергеевская микробиота байкибашевской свиты Волго-Уральской области (Янкаускас, 1980), а также толпаровская и суировская микробиоты, встреченные в одноименных свитах Южного Урала (Келлер, Янкаускас, 1980; Михайлова, Подковыров, 1992), но и в них состав характерных “молодых” таксонов, встреченных среди доминирующих транзитных форм, ограничивается мелкими акритархами родов *Baltisphaeridium*, *Retiforma* и нитчатыми чехлами *Pomoria* с ромбическим рисунком на поверхности.

Выделение трех последовательных ассоциаций вычегодской микробиоты опирается на те морфотипы, которые в своем вертикальном распространении ограничены узкими возрастными рамками – одним или несколькими сопряженными микрофитологическими уровнями. К таким морфотипам принадлежат упомянутые крупные акантоморфные акритархи *Cavaspina*, *Polyhedrosphaeridium*, *Cymatiosphaeroides*, *Asterocapsoides*, *Tanarium*, а также неописанные пока новые таксоны и своеобразные оболочки с утолщенной периферией и окаймленной щелью. Названные акритархи в настоящее время известны в ряде микробиот в Европе, Азии и Австралии (обзор и библиографию см. Knoll, 2000). К самым представительным из них принадлежат микробиоты из формации Пертататака Центральной Австралии (Zang, Walter, 1992), формации Доушаньто Южного Китая (Zhang et al., 1998; Xuilai, Hofmann, 1998), серии Скошиа Шпицбергена (Knoll, 1992), формации Инфракрол Малых Гималаев (Tiwari, Knoll, 1994) и верхней части непского горизонта внутренних районов Сибирской платформы (Пятилетов, Рудавская, 1985; Колосова, 1991; Mozhydlovskaya et al., 1995 и др.). В литературе эти микробиоты известны как микробиоты пертататакского типа (Mozhydlovskaya, 2005). Их объединяет не только общность таксономического состава, но и близость стратиграфического положения в региональных разрезах: они залегают (обычно трансгрессивно) выше тиллитов лапландского (варангерского) гляциогоризонта или коррелируемых с ними отложений и ниже слоев с наиболее ранними эдиакарскими окаменелостями или аналогов этих слоев (Knoll, 2000; Бурзин, Кузьменко, 2000). Специфика состава микробиот пертататакского

типа и ясность их стратиграфического положения определили то, что в сводной последовательности пяти акритарховых зон позднего рифея – раннего кембрия эти микробиоты стали рассматриваться как обоснование самостоятельной “комплексной зоны III” с возрастными рамками 585–570 млн. лет (Knoll, Walter, 1992; Grey, 1998; Knoll, 2000). Принадлежность вычегодской микробиоты к микробиотам пертататакского типа доказывается общностью таксономического состава акантоморфит. К числу таких связующих таксонов в формации Доушаньто относятся *Asterocapsoides* и *Cavaspina* (*Goniosphaeridium*), в формации Пертататака – *Cavaspina* (*Goniosphaeridium*), *Polyhedrosphaeridium* и *Cymatiosphaeridium*, в формациях Скошиа и Инфракрол – *Asterocapsoides*, в непском горизонте – *Cavaspina* и *Tanarium* (*Goniosphaeridium*).

Проведение строгого фациально-экологического анализа условий существования и/или фоссилизации древних микроорганизмов в ышкемесско-вычегодском бассейне в настоящее время не представляется возможным, так как специальные седиментологические исследования по скважине Кельтминская-1 не проводились. Тем не менее, следуя палеоэкологическим интерпретациям рифейских микробиот Урала и Сибири (см. Вейс, Петров, 1994, Петров, Вейс, 1995), представительные наборы форм, включающие акантоморфные акритархи и другие крупные и/или сложно построенные морфотипы вычегодской свиты причисляются к наиболее характерным членам среднелюбинных фациально-экологических группировок рифейских организмов.

ВЫВОДЫ

Суммируя все сказанное выше, отметим следующее.

1. Проведенный биостратиграфический анализ микрофитологических данных по скважине Кельтминская-1 позволил выявить четыре последовательно сменяющие друг друга ассоциации микрофоссилий – одну верхнерифейскую (ышкемесско-вапольскую) и три нижневендские (вычегодская свита).

2. Изучение микрофоссилий из верхнедокембрийских отложений Вычегодского прогиба Прикамья позволило впервые получить микрофитологическую характеристику нижневендских толщ Восточно-Европейской платформы, расширить существующие данные о верхнерифейских микробиотах этого обширного региона и привязать выявленные микробиоты к хроностратиграфической и хронометрической шкалам верхнего докембрия.

Актуальной задачей дальнейших исследований является приложение полученных выводов к

ранее не изученным ключевым объектам региона (скважины 1-Сереговская, 1-Сторожевская, планируемые новые скважины), и разработка единой схемы возрастного распределения микрофоссилий в рифейско-вендских отложениях Мезенской синеклизы и других районов Восточно-Европейской платформы.

Авторы выражают искреннюю признательность за всестороннюю помощь и поддержку М.А. Семихатову, В.Н. Сергееву, П.Ю. Петрову и Е.Г. Раевской, без содействия которых данная работа не вышла бы в свет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 05-05-65290 и 04-05-65101, а также Программы приоритетных исследований РАН № 25.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурзин М.Б. Основные тенденции в историческом развитии фитопланктона в позднем докембрии и раннем кембрии // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Наука, 1994. С. 51–62.
- Бурзин М.Б. Палеобиогеография позднего венда Русской платформы // Палеогеография венда раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГиТУРО РАН, 1998. С. 136–146.
- Бурзин М.Б. Органостенные микрофоссилии венда: биостратиграфические возможности и роль в расшифровке условий образования потенциально нефтематеринских пород // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 2. Материалы Всерос. совещ. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 15–17.
- Бурзин М.Б., Кузьменко Ю.Т. Детализация стратиграфической схемы вендских отложений Мезенской синеклизы // Актуальные проблемы геологии горных ископаемых осадочных бассейнов Европейского Севера России. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 39–40.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микробиоты керпильской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41–58.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и устькирбинская микробиоты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 27–54.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 97–129.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998а. Т. 39. № 1. С. 85–96.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998б. Т. 6. № 5. С. 15–38.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 2. Интерпретация в терминах биотической палеосукцессии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 18–40.
- Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифея Южного Урала и Приуралья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3–28.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Геохронологический и биостратиграфический подходы к реконструкции истории докембрийской биоты: новые находки микрофоссилий в рифее западного склона Анабарского поднятия // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 511–517.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии каратавской серии южноуральского стратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 29–45.
- Вейс А.Ф., Федоров Д.Л., Кузьменко Ю.Т., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю. Микрофоссилии в биостратиграфии рифея севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 16–35.
- Вендская система. 1: Палеонтология / Ред. Соколов Б.С., Ивановский А.Б.; 2: Стратиграфия и геологические процессы / Ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985. 239 с.
- Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р. и др. Доздиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 11–39.
- Голубкова Е.Ю. Распространение микрофоссилий в верхнепротерозойских отложениях, вскрытых скважиной Средне-Няфтинская № 21 // Методические аспекты палинологии. Материалы X Всероссийской палинологической конференции. М.: ИГиРГИ, 2002. С. 62–64.
- Дополнение к стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
- Келлер Б.М., Янкаускас Т.В. Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 58–67.
- Колосова С.П. Позднедокембрийские шиповатые микрофоссилии востока Сибирской платформы // Альгология. 1991. Т. 1. № 2. С. 53–59.
- Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 352 с.
- Михайлова Н.С., Подковыров В.Н. Новые данные по органостенным микрофоссилиям верхнего докембрия Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 111–123.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с нарушенными U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.
- Оловянишников В.Г. Модель строения верхнерифейской рифогенной формации Тимана. Сыктывкар: Науч. докл. УРО РАН КомиНЦ, 1997. Вып. 39. 38 с.
- Оловянишников В.Г. Верхний докембрия Тимана и восточной части Мезенской синеклизы // Палеогеогра-

фия венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 147–159.

Петров П.Ю., Вейс А.Ф. Фациально-экологическая структура древнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 18–51.

Пятилетов В.Г., Рудавская В.А. Акритархи юдомского комплекса // Вендская система. М.: Наука, Т. 2. 1985. С. 153–159.

Раабен М.Е., Опаренкова Л.И. Новые данные к стратиграфии рифея Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 13–20.

Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 54 с.

Сиверцева И.А. Тучкинская микробиота верхнего рифея Белого моря // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 5. С. 621–623.

Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Ред. Келлер Б.М. М.: Наука, 1982. 175 с.

Терешко В.В., Кириллин С.И. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя Южного Тимана // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: АН СССР, ОГГГ, 1990. С. 81–82.

Федонкин М.А. Бесскелетная фауна и ее место в эволюции Metazoa. М.: Наука, 1987. 176 с.

Янкаускас Т.В. Древнейший комплекс растительных микрофоссилий из венда Башкирского Приуралья (Сергеевская микробиота) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 6. С. 1434–1436.

Butterfield N.J., Rainbird R.H. Diverse organic-walled fossils, including “possible dinoflagellates” from early Neoproterozoic of Arctic Canada // Geology. 1998. V. 26. № 11. P. 963–966.

Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfiellet Formation, Spitsbergen // Fossil and Strata. 1994. № 15. 84 p.

Grey K. Ediacarian palynology of Australia. Thesis. Macquarie University, Sydney, Australia. 1998. 16 p.

Hayes J.M., Kaplan I.R., Wedeking K.W. Precambrian organic geochemistry, Preservation of the record / (Ed. Schopf J.W.), Earth's earliest biosphere. Its origin and evolution. Princeton, New Jersey. Univ. press. 1983. P. 93–132.

Knoll A.H. The early evolution of eukaryotes: A global perspective // Science. 1992. V. 256. P. 622–627.

Knoll A.H. Learning to tell Neoproterozoic time // Precamb. Res. 2000. V. 100. P. 3–20.

Knoll A.H., Walter M.R. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history // Nature. 1992. V. 356. P. 673–678.

Moczydlowska M. Taxonomic review of some Ediacaran acritarchs from the Siberian Platform // Precamb. Res. 2005. V. 136. P. 283–307.

Moczydlowska M., Vidal G., Rudavskaya V.A. Neoproterozoic (upper Vendian) phytoplankton from the Siberian Platform, Yakutia // Palaeontology. 1995. V. 36. P. 495–521.

Tiwari M., Knoll A.H. Large acanthomorphic acritarchs from the Infrakrol Formation of the Lesser Himalaya and their stratigraphic significance // J. Himal. Geol. 1994. V. 5. P. 193–201.

Xunlai Y., Hofmann H.J. New microfossils from the Neoproterozoic (Sinian) Doushantuo Formation, Wengan, Guizhou Province, southwestern China. 1998. Alcheringa, V. 22. P. 189–222.

Zang Wen-Long, Walter M.R. Latest Proterozoic plankton from the Amadeus basin, central Australia. 1989. Nature. V. 337. P. 642–645.

Zang Wenlong, Walter V.R. Late Proterozoic and Cambrian microfossils and biostratigraphy, Amadeus Basin, Central Australia // Mem. Ass. Australas. Paleontols. 1992. V. 12. P. 1–132.

Zhang Y., Yin L., Xiao S., Knoll A.H. Permineralised fossils from the terminal Proterozoic Doushantou Formation, South China // Paleontological Soc. Mem. 1998. V. 50. 52 p.

Рецензенты В.Н. Сергеев, М.А. Семихатов

УДК 561.21:551.733.12(470.11)

ДАРРИВИЛСКИЙ КОМПЛЕКС АКРИТАРХ ИЗ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ, СЕВЕР РУССКОЙ ПЛИТЫ

© 2006 г. Е. Г. Раевская*, Н. А. Волкова**, И. А. Сиверцева***

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

**Геологический институт РАН, Москва

***НИИ Земной коры, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 04.05.2005 г.

Скважиной 2506, пробуренной на севере Архангельской области, вскрыты отложения палеозойского осадочного блока, обособленного в мощной вендской толще. В интервале 119.9–217.5 м установлен богатый комплекс акритарх, насчитывающий более 70 таксонов, среди которых распространены виды, характерные для пограничного интервала волховского и кундаского горизонтов Восточно-Европейской платформы (граптолитовая зона *Didymograptus hirundo*). Стратиграфическое положение вмещающих отложений определено в пределах дарривилского яруса среднего ордовика. Описанное сообщество микрофитофоссилий аналогично разновозрастным комплексам северо-запада России, Прибалтики, Скандинавии и является типичной ассоциацией Балтийской фитопланктонной провинции умеренных широт. Большое число общих видов обеспечивает высокое сходство рассматриваемого сообщества с разновозрастными комплексами Южного Китая, открывая возможности для широких сопоставлений.

Ключевые слова. Акритархи, биостратиграфия, средний ордовик, Балтийская фитопланктонная провинция, Русская плита.

Ордовикские отложения наиболее детально изучены в западной, северо-западной и центральной частях Русской плиты, где они представлены протяженными мелководно-морскими карбонатно-терригенными осадочными толщами с пологим тектонически ненарушенным залеганием. Севернее, на территории Архангельской области в районе Зимнего Берега Белого моря ордовикские осадки сохранились только в составе разрозненных палеозойских блоков, приуроченных к олистолитам в кимберлитовых трубках (Богатиков и др., 2000). Только в начале 90-х годов прошлого века благодаря находкам акритарх здесь было впервые установлено присутствие тремадокских, а также аренигских-карадокских? отложений ордовика (Веричев и др., 1990; Сиверцева, рабочие материалы). Однако существующая на то время степень таксономической изученности, встречаемых в породах микрофитофоссилий, являлась недостаточной для более детального стратиграфического расчленения разобщенных толщ, погребенных под современными и четвертичными осадками. В течение последних лет на открытых и легко доступных территориях северо-запада Русской плиты и в Скандинавии активно проводились обширные микрофитофоссилийные исследования, посвященные как систематике, так и общим во-

просам биостратиграфии, биогеографии и биофацальной приуроченности ордовикских акритарх (Uutela, Tynni, 1991; Ribecai, Tongiorgi, 1995, 1999; Playford et al., 1995; Paškevičienė, 1998; Ribecai et al., 1999, 2002; Bagnoli, Ribecai, 2001; Раевская, 1999, 2000; Раевская et al., 2003, 2004). Благодаря накопленным знаниям возможности применения этой группы микроостатков для различных геологических построений заметно возросли.

В настоящей работе приводятся результаты дополнительных микрофитофоссилийных исследований ордовикских отложений, вскрытых на территории Архангельской области для того, чтобы более полно охарактеризовать опробованные интервалы и, по возможности, конкретизировать их стратиграфическое положение.

Скважина 2506, пробуренная в среднем течении р. Кепина (рис. 1), прошла палеозойский блок пород, локализованный в восточном эндоконтакте кимберлитовой трубки № 496. Геологическое положение этого блока схематично отражено на рис. 2. По литологическому составу вскрытая толща делится на несколько частей (рис. 3). В интервале 185.1–225.2 м распространены брекчированные породы, местами смятые в складки, состоящие из обломков пестроокрашенных песчаников

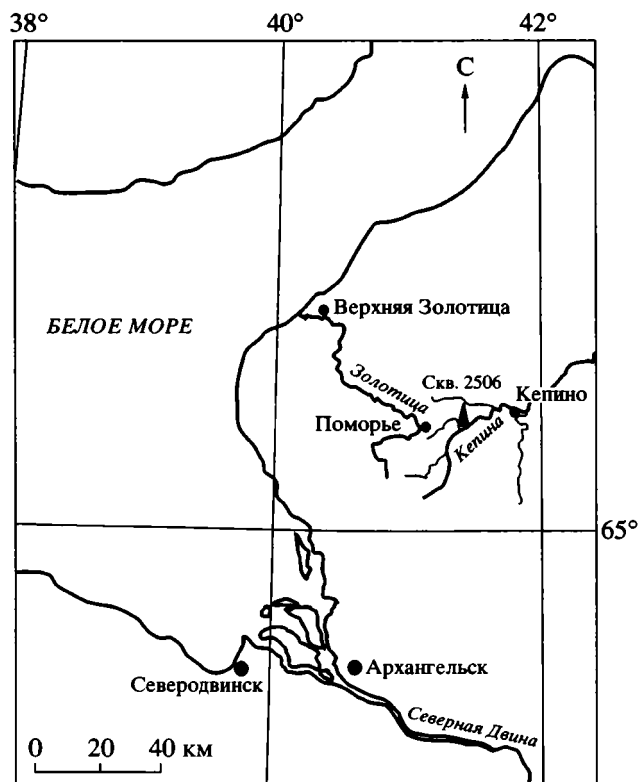


Рис. 1. Географическое положение скважины 2506.

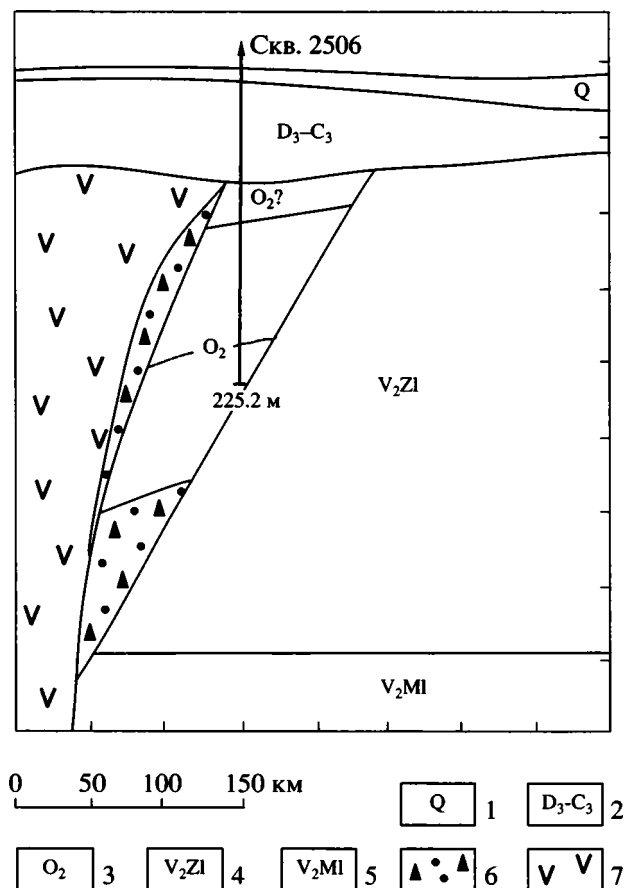


Рис. 2. Геологический разрез через восточный эндо-контакт кимберлитовой трубки № 496 (по А.Ф. Станковскому, с изменениями).

1 – современные и четвертичные отложения; 2 – толща верхнего девона–верхнего карбона; 3 – среднеордовикские отложения; 4 – золотицкие слои верхнего венда; 5 – мельские слои верхнего венда; 6 – приконтактная брекчия; 7 – кимберлит.

и алевролитов, сцементированных глинисто-аргиллитистым материалом. Интервал 100.6–185.1 м заполнен менее брекчированной толщей песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов серого и зеленовато-серого цвета, местами с признаками сильной карбонитизации. Обе эти толщи по первичной документации керна рассматривались как верхнедевонские–среднекаменноугольные, но в дальнейшем на основании выделенных микрофитофоссилий были отнесены к нерасчлененному ниже-среднеордовикскому интервалу (Сиверцева, рабочие материалы). Выше по разрезу в интервале 76.9–100.6 м вскрыты плотные красноцветные карбонатизированные алевролиты и песчаники с железистым цементом вероятно также ордовикского возраста (Сиверцева, рабочие материалы). Перекрывают эту толщу туфогенные породы (инт. 60.7–76.9 м) и песчаники (инт. 44.1–15.6 м), за которыми сохранен их первоначальный возраст верхнего девона – среднего карбона, и нерасчлененная карбонатная толща среднего-верхнего карбона (инт. 15.6–44.1 м).

Для микрофитофитологических исследований было отбрано 130 образцов из интервала 76.9–225.2 м. Однако только в 45 пробах присутствовали акритархи, причем практически в половине из них от единичной до крайне редкой встречаемости. Тем

не менее 25 образцов из маломощных глинисто-аргиллитистых прослоев содержали достаточно разнообразные и многочисленные микрофитофоссилии как удовлетворительной, так и очень хорошей сохранности. Эти образцы, уровни отбора которых отражены на рис. 3, были положены в основу настоящей работы.

В пределах опробованного интервала существенных различий таксономического состава акритарх выявлено не было. Но верхняя часть разреза отличается заметным обеднением видового разнообразия, связанного, возможно, с повышенной карбонатизацией пород. На основании этого было решено выделить два комплекса акритарх. Однако это разделение не имеет биостратиграфического значения. В целом определено более 70 видов микрофитофоссилий. Закономерность их вертикального распространения в разрезе и численная представительность приведе-

ны в таблице 1. Комплекс 1 содержит 68 из 71 определенных таксонов и характеризуется доминированием *Cumatogalea cristata* (Downie) Rauscher, *Acanthodiacrodium angustizonale* Burmann, некоторых видов родов *Baltisphaeridium*, *Goniosphaeridium*, *Micrhystridium* и проблематичных остатков *Nanoscyclopia*? sp. Этот комплекс обособляется в интервале 205.5–217.5 м в брекчированной толще основания разреза. В комплексе 2 насчитывается практически вдвое меньше таксонов. Здесь продолжают встречаться всего 33 из установленных видов, среди которых безусловным численным превосходством обладает *Nanoscyclopia*? sp. На их фоне присутствуют единичные экземпляры не встреченных ниже видов *Aremoricium* sp. и *Tranvikium* aff. *T. persculptum* Ribecai et al.

Все установленные виды характерны для нижнего–среднего ордовика Восточно-Европейской платформы. Многие из них имеют довольно широкие диапазоны стратиграфического распространения, также как и практически повсеместную встречаемость. К ним относятся большинство видов рода *Baltisphaeridium*, *Goniosphaeridium*, *Micrhystridium*, *Multiplicisphaeridium* и *Solisphaeridium*. Однако особый интерес представляют другие таксоны, среди которых определены: *Liliosphaeridium hypertrophicum* (Eisenack) Playford et al., *L. intermedium* (Eisenack) Playford et al., *L. kalioj Uutela et Tynni*, *Pachysphaeridium brevispinosum* (Eisenack) Ribecai et Tongiorgi, *P. christianii* (Kjellström) Ribecai et Tongiorgi, *P. mochtense* (Görka) Ribecai et Tongiorgi, *P. robustum* (Eisenack) Fensome et al., *P. striatum* (Lu) Ribecai et Tongiorgi, *Peteinosphaeridium angustilaminae* Playford et al., *P. hymeniferum* (Eisenack) Fensome et al., *P. eximium* Playford et al., *P. aff. P. micranthum* (Eisenack) Eisenack et al., *P. velatum* Kjellström, emend. Playford et al., *Rhopaliophora palmata* (Combaz et Peniguel) Playford et Martin, *R. pilata* Combaz et Peniguel, *Sacculidium inornatum* Ribecai et al., *S. peteinoides* Ribecai et al., *Tranvikium polygonale* (Tynni) Uutela et Serjeant, *T. aff. T. persculptum* и *Veryhachium oklahomense* Loeblich. Эти виды широко представлены в отложениях Ленинградской области, Прибалтики и Скандинавии, где они приурочены преимущественно к толщам волховского и кундаского горизонтов среднего ордовика. Среди них только род *Rhopaliophora* появляется в отложениях древнее аренига. Кроме того,

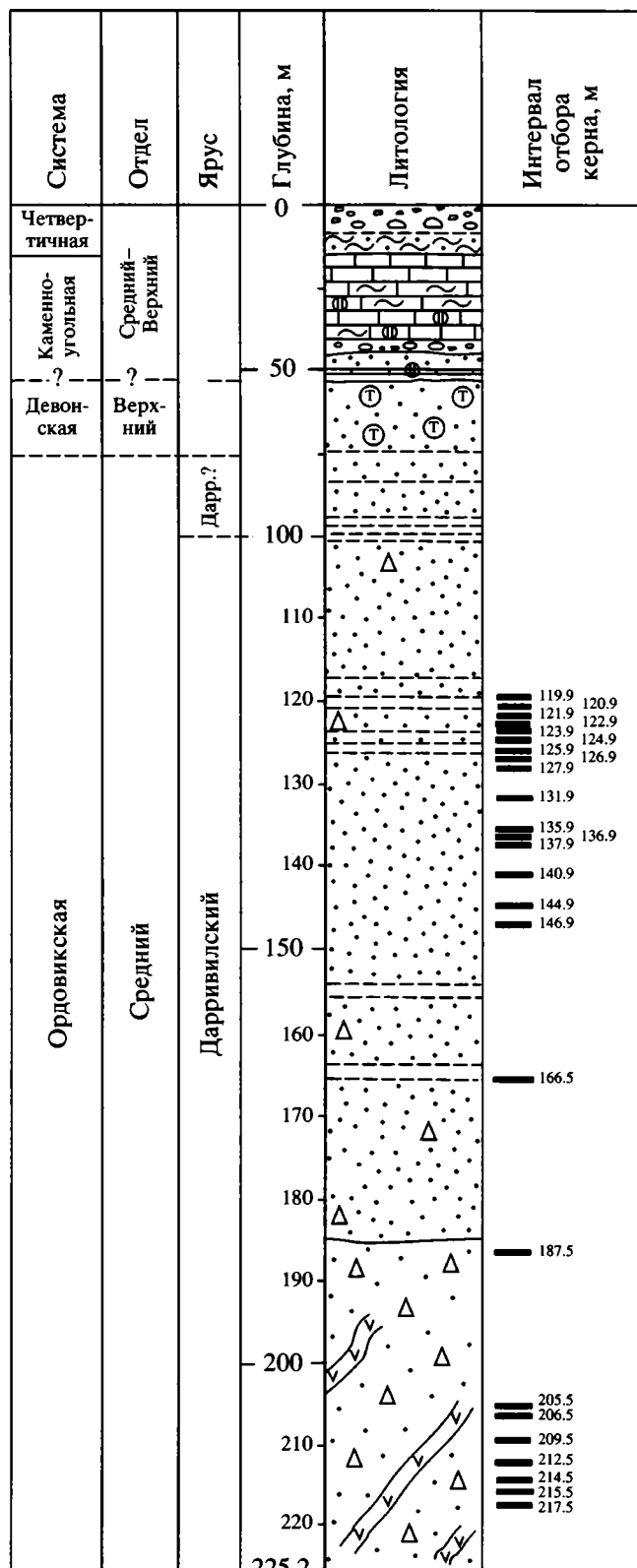


Рис. 3. Литологическое строение отложений, вскрытых скважиной 2506 и схема отбора образцов для микрофитологических исследований. 1 – гравелиты; 2 – алевролиты; 3 – известняки с железистыми конкрециями; 4 – известняки; 5 – туфо-песчаники; 6 – аргиллиты; 7 – песчаники; 8 – брекчированные песчаники.

Таблица 1. Таксономический состав и распределение микрофитофоссилий в скв. 2506

Глубина, м Таксоны	Комплекс 1 (инт. 205.5–217.5 м)							Комплекс 2 (инт. 119.9–187.5 м)																	
	217.5	215.5	214.5	212.5	209.5	206.5	205.5	187.5	166.5	146.9	144.9	140.9	137.9	136.9	135.9	131.9	127.9	126.9	125.9	124.9	123.9	122.9	121.9	120.9	119.9
Acanthodiacrodium angustizonale	xx			xx	xx	x	xx																		
A. micronatum	x	xx																							
A. spinum		x	x																						
Acanthodiacrodium spp.	x	xx	xx	x	xx	xx	xx																		
Aremoricanium sp.																x									
Baltisphaeridium annelieae	xx	xx				xx																			
B. bystrentos	x	xx													x										
B. calicispinae	x	x	x	xx		xx																			
B. fragile					x																				
B. hirsutoides	x	xx	x	xx			xx				xx	xx		x	x	xx	xx		x						
B. lancettispinae		x	x		x										x										
B. latiradiatum	x	x	x	x				x	xx							x		xx							
B. longispinosum	x	xx	x	xx	xx	xx																			
B. microspinosum	xx				xx		x																		
B. multipilosum	x			x			xx																		
B. nanninum	xx	x																							
B. aff. B. pauciverrucosum	x	x	x	x	xx	x																			
Baltisphaeridium spp.	xx	xx	x	xx			xx	xx					xx		x	xx	xx	xx	xx	xx					
Baltisphaerosum variocavatum		x	x																						
Cymatigalea cristata	xx	x	xx	xx	xx	xx	xx																		
C. aff. C. cuvillierii				xx																					
Cymatigalea sp.	x						x								xx										
Dasydorus cirritus	xx	xx	xx	xx	xx	x	x																		
Filisphaeridium sp.		x		x																					
Florisphaeridium sp.			x		x										x	x									
Goniosphaeridium canningianum	x	xx	xx	x	x		xx		xx						xx										
G. polygonale	xx	x	x	xx	xx			x																	
Goniosphaeridium sp.	xx	xx				x	xx					x			xx	xx		x	x						
Leiosphaeridia sp.		xx									xx		x			xx	xx								
Liliosphaeridium hypertrophicum				x				x	xx						x										
L. intermedium	xx	x	x	xx	x	xx	xx	x	x		x	x			x	x	x	xx	x						
L. kaljoi				x	xx																				
Liliosphaeridium spp.	x						xx						xx		xx	x									
Lophosphaeridium sp.	x	xx	xx		x				x			x	xx		xx	x		xx							
Micrhystridium spp.	xx	x		xx	xx		x		xx						x			xx	xx						
Multiplicisphaeridium irregulare				xx	x	x	x																		

Таблица 1. Окончание

Глубина, м Таксоны	Комплекс 1 (инт. 205.5–217.5 м)							Комплекс 2 (инт. 119.9–187.5 м)																	
	217.5	215.5	214.5	212.5	209.5	206.5	205.5	187.5	166.5	146.9	144.9	140.9	137.9	136.9	135.9	131.9	127.9	126.9	125.9	124.9	123.9	122.9	121.9	120.9	119.9
Multiplicisphaeridium sp.							x	x									x	xx	x						
Nanocyclopia? sp.	x	xx	xx	xx	x	xx	xx	xx	xx	xx	x	xx	xx	xx	xx	xx			xx						
Pachysphaeridium brevispinosum					x	x																			
P. christianii				x	xx	xx																			
P. mochtiense					x	xx	x																		
P. robustum						x																			
P. striatum				x		x																			
Pachysphaeridium sp.				x	xx	xx	xx																		
Petaloferidium sp.			xx		x			x																	
Peteinosphaeridium angustilaminae	x		xx																						
P. aff. P. bergstroemii			x			x																			
P. aff. P. dissimile		xx		x			xx																		
P. hymeniferum			xx	xx			xx																		
P. eximium		xx	x	x		xx	xx																		
P. aff. P. micranthum				x										x											
P. velatum		x	xx	xx	x			x																	
P. aff. P. velatum	x		x	x	x		xx																		
Peteinosphaeridium spp.	x	xx	x	xx		x	x	xx	x		xx			x	xx	xx			xx						
Pirea aff. P. ornata	xx	x		xx	xx	xx																			
P. levigata		x		x																					
Pirea sp.	x	x						x																	
Poikilofusa sp.			xx				x					xx			xx	xx									
Polyancistrodorus? sp.									x							x									
Polygonium spp.		xx		xx			x	xx			xx				xx	xx	x		xx						
Rhopaliophora palmata	x	xx					x																		
R. pilata		x	xx	xx	x		xx	x								x									
Sacculidium inornatum	xx	xx	x	xx	xx		xx	x																	
S. peteinoides				xx			x																		
Sacculidium spp.		xx	x	x					xx							x									
Solisphaeridium sp.		x		xx																					
Tongzia sp.	xx																								
Tranvikium aff. T. persculptum									x								x								
T. polygonale					x			x	xx		x						x	xx							
Veryhachium oklahomense	x	xx			x																				
Veryhachium sp.	x	xx		xx	x		x	xx					xx					xx	x						

Примечание. Встречаемость акритарх (экз./преп.): x – 1–3, xx – 3–10, x – 10–15, xx – 15–20, xx – 20–50, xx – более 50.

Таблица 2. Стратиграфическая схема ниже-среднеордовикских отложений Восточно-Европейской платформы (IGCP Project № 410, Eds Webby B. et al., 2001, не опубликовано.)

Международная стратиграфическая шкала			Британский стандарт	Восточно-Европейская платформа				
Система	Отдел	Ярус		Горизонты		Граптолитовые зоны	Конодонтовые зоны	
Ордовикская	Средний	Дарривилский	Лланвирнский	Кундаский	D. fasciculatus		E. suecicus	
					D. lentus		L. variabilis	
		“Ярус 3”	Аренигский	Волховский	D. hirundo	B. norrlandicus		
						P. originalis		
						B. navis		
						B. triangularis		
	Нижний	“Ярус 2”	Аренигский	Латорпский	Биллингенский	P. elongatus		O. evae
						P. densus		
						D. balticus		
		Тремадокский	Тремадокский		Хуннебергский	T. phyllograptoides		P. elegans
						H. copiosus		P. proteus
						A. murrayi		

многие из перечисленных таксонов типичны для одновозрастных диапазонов за пределами Балтийского палеобассейна.

Первые находки видов *Rhopaliophora palmata* и *R. pilata* происходят из отложений верхнего тремадока Южного Китая (Martin, Yin, 1988). Позднее они были найдены также в более молодых ордовикских толщах: верхний тремадок – аренниг Испании (Mette, 1989), нижний аренниг Чехословакии (Fatka, 1992; 1993) и Аргентины (Rubinstein, Toro, 2001), аренниг-лланвирн западной Австралии (Playford, Martin, 1984) и Балтии

(Uutela, Tynni, 1991). На северо-западной территории России эти формы были встречены в основании ареннига, в отложениях хуннебергского горизонта, соответствующих граптолитовой зоне *T. phyllograptoides* и верхней части конодонтовой зоны *P. proteus* (Раевская, 1999; Tolmacheva et al., 2001).

Pachysphaeridium striatum, описанный изначально под родовым названием *Gorgonisphaeridium*, и затем многократно переописанный в составе рода *Rapilliferum* или *Costatilobus*, широко распространен в нижеареннигских отложениях Южного Ки-

Таблицы I–IV. Акритархи дарривилльского яруса среднего ордовика Архангельской области. Все изображенные экземпляры хранятся в ИГГД РАН, Санкт-Петербург.

Таблица I. Увеличение: фигуры 4, 12 – ×600, остальные фигуры – ×1000.

1, 2 – *Sacculidium inornatum* Ribecai, Raevskaya et Tongiorgi; 1 – обр. 148/2, гл. 215.5 м; 2 – обр. 156/4, гл. 212.5 м; 3 – *Florisphaeridium* sp.; обр. 146/1, гл. 209.5 м; 4 – *Aremoricanium* sp.; обр. 147/1, гл. 131.9 м; 5, 8 – *Tongzia* sp.; обр. 144/2, гл. 217.5 м; 6 – *Veryhachium oklahomense* Loeblich; обр. 144/2, гл. 217.5 м; 7, 11 – *Acanthodiacrodium angustizonale* Burmann; 7 – обр. 171/4, гл. 206.5 м; 11 – обр. 131/4, гл. 205.5 м; 9, 10 – *Michrystidium* sp.; обр. 144/2, гл. 217.5 м; 12 – *Poikilofusa* sp.; обр. 169/4, гл. 135.9 м; 13–15 – *Cymatogalea cristata* (Downie) Rauscher; 13, 14 – обр. 131/4, гл. 205.5 м; 15 – обр. 135/4, гл. 214.5 м; 16 – *Lophosphaeridium* sp.; обр. 139/3, гл. 126.9 м; 17, 18 – *Pireia* aff. *P. ornata* (Burmann) Eisenack et al.; обр. 146/1, гл. 209.5 м; 19, 20 – *Dasydorus cirritus* Plyford et Martin; 19 – обр. 171/4, гл. 206.5 м; 20 – обр. 148/2, гл. 215.5 м.

Таблица I

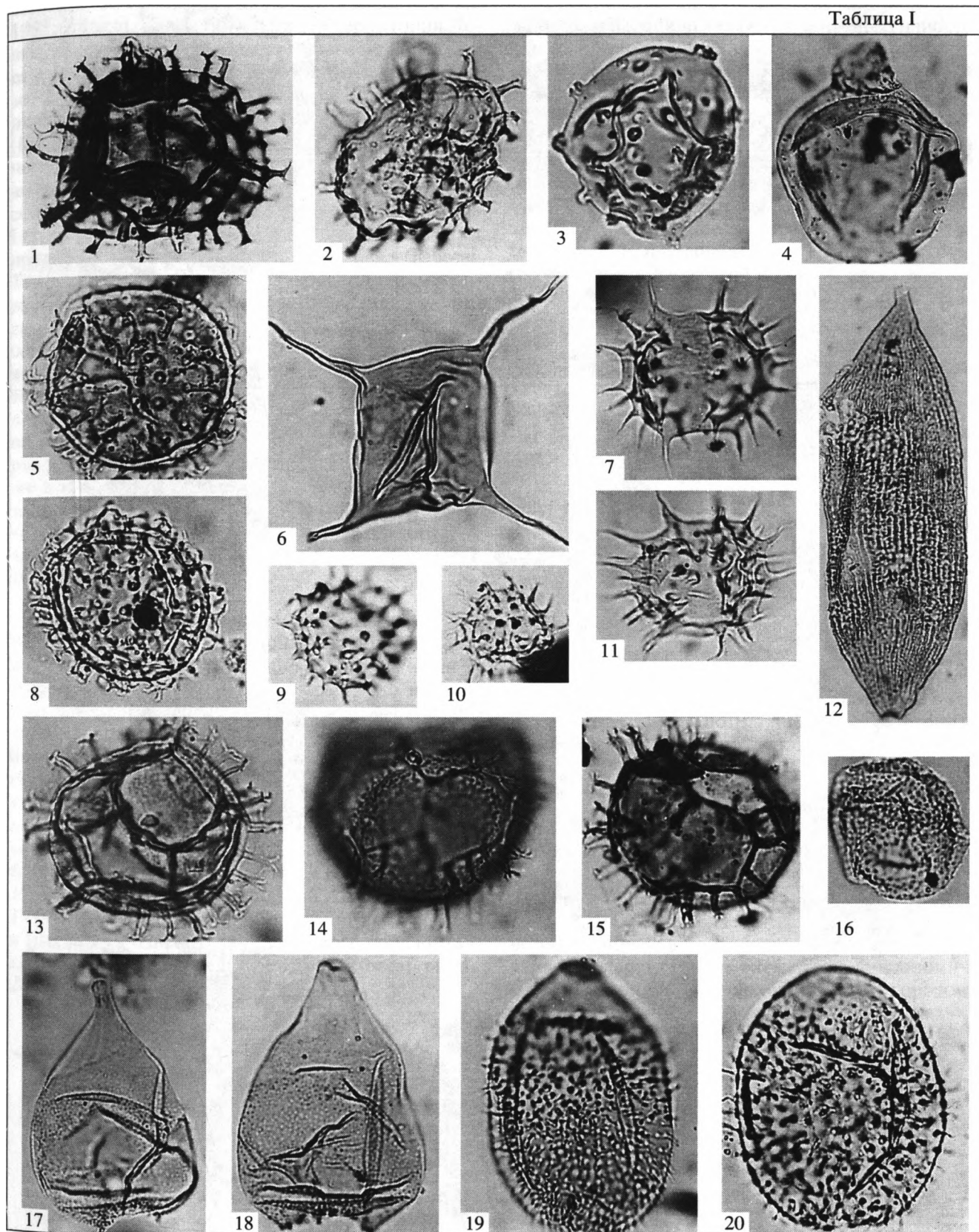
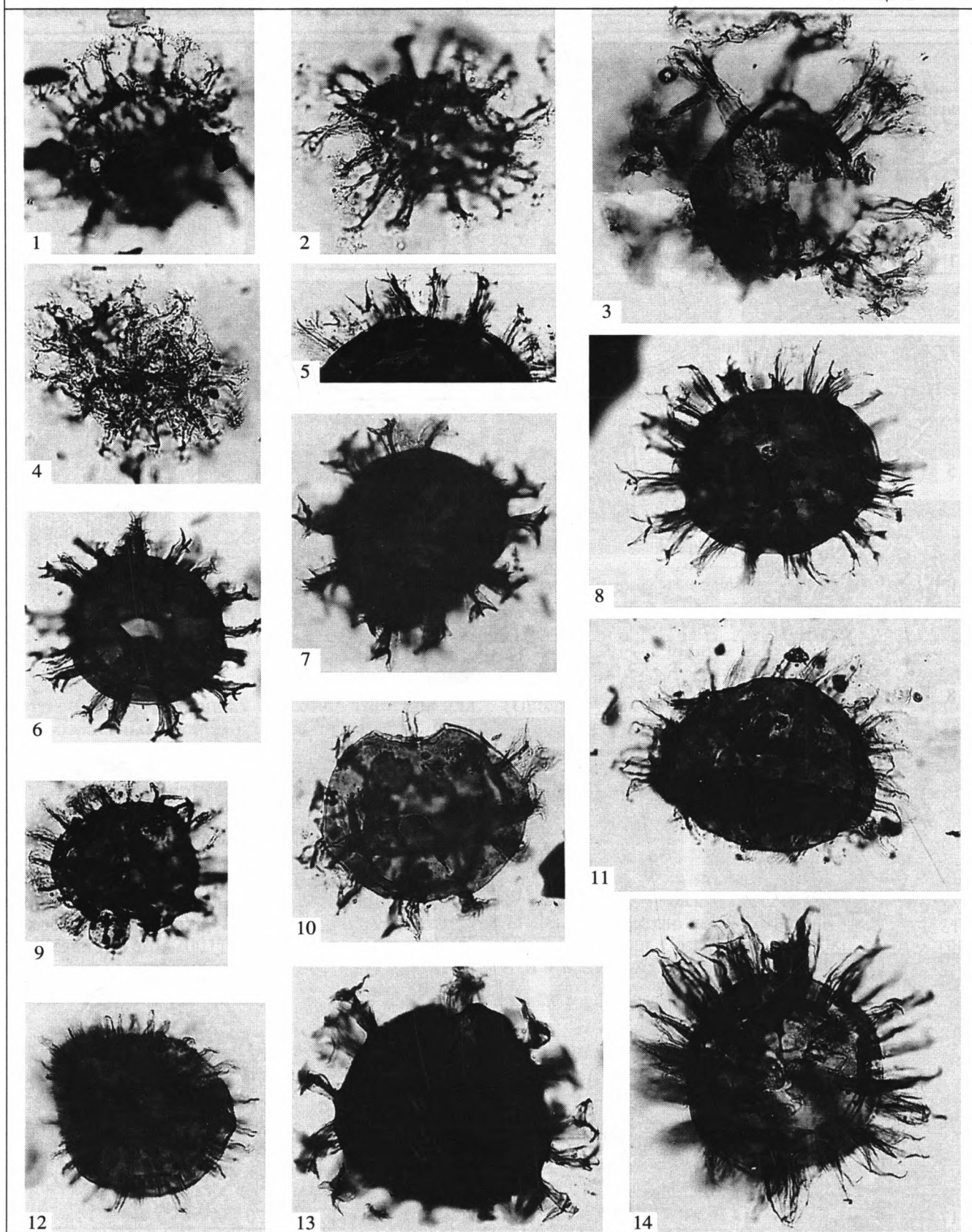


Таблица II



тая, где он встречается в интервале конодонтовых зон *O. evae* – *B. triangularis* (Tongiorgi et al., 1995; Ribecai, Tongiorgi, 1999). На территории Ленинградской области этот вид впервые появляется в основании волховского горизонта, в подошве зоны *B. triangularis*, которая сопоставляется с нижней границей граптолитовой зоны *D. hirundo* (Раевская, 1999). В Швеции *P. striatum* был встречен также в более молодых осадках, в самой нижней части кундаского горизонта. Этот уровень, соответствующий подошве конодонтовой зоны *Lenodus* sp. A. (= *L. variabilis*), является верхним пределом диапазона его существования (Ribecai, Tongiorgi, 1999). Время исчезновения рассматриваемого вида в пограничном интервале волховского и кундаского горизонтов Балтоскандии сопровождается появлением некоторых других видов рода *Pachysphaeridium*, продолжающих свое существование в среднем и верхнем ордовике. К ним относятся встреченные в скв. 2506 виды *P. christianii*, *P. mochtienae* и *P. robustum*. В разрезах Ленинградской области эти виды также последовательно появляются, начиная с самой верхней части волховского горизонта. Интервал существования *P. brevispinosum* ограничивается средним ордовиком (Ribecai, Tongiorgi, 1999).

Tranvikium polygonale (= *Ampullula suetica* Righi) был описан из аренигско-лланвирнского интервала, соответствующего граптолитовым зонам *D. hirundo* – *D. bifidus*, детально изученного на о-ве Эланд в Швеции (Tynni, 1982; Righi, 1991; Ribecai et al., 2002), где подошва зоны *bifidus* сопоставляется приблизительно с основанием британского лланвирна (Righi, 1991). Кроме того, он встречается в Южном Китае в интервале местных граптолитовых зон *A. suecicus* – *U. sinodentatus*, что эквивалентно нижней части балтийской зоны *D. hirundo* (Tongiorgi et al., 1995; Brocke, 1997) и в северной Африке (Vecoli, 1999). *T. persculptum* был известен пока только в Швеции, в известняках кундаского горизонта – граптолитовая зона *D. bifidus* (Ribecai et al., 2002).

Петейноидные акритархи, представленные в описываемом комплексе родами *Liliosphaeridium* и *Peteinosphaeridium* являются одними из наиболее характерных таксонов среднего ордовика Балтики. В разрезах шведского острова Эланд вид *L. intermedium* появляется в средней части конодонтовой зоны *B. norrlandicus* в верхнем Волхове и продолжает встречаться выше, где в основании кундаского горизонта в нижней части конодонтовой зоны *L. variabilis* к нему присоединяются сначала *L. hypertroficum* и затем *L. kaljoi* (Playford et al., 1995; Bagnoli, Ribecai, 2001). *P. eximium*, *P. hymeniferum*, *P. micranthum* и *P. velatum* известны из интервала конодонтовой зоны *M. parva* (= *B. norrlandicus*) (Ribecai, Tongiorgi, 1995). Все перечисленные виды распространены также в Эстонии (Uutela, Tynni, 1990), Литве (Paskavičienė, 1998) и на территории Ленинградской области (Раевская, 1999), где они приурочены к пограничным отложениям волховского и кундаского горизонтов. *L. kaljoi* и *L. intermedium* были недавно установлены в кундаских отложениях Норвегии в верхней части граптолитовой зоны *D. hirundo*, сопоставляемых с конодонтовой зоной *Lenodus* sp. A. (= *L. variabilis*) (Ribecai et al., 1999). За пределами Балтийского бассейна эти таксоны широко представлены в разновозрастных отложениях Южного Китая (Tongiorgi, Di Milia, 1999).

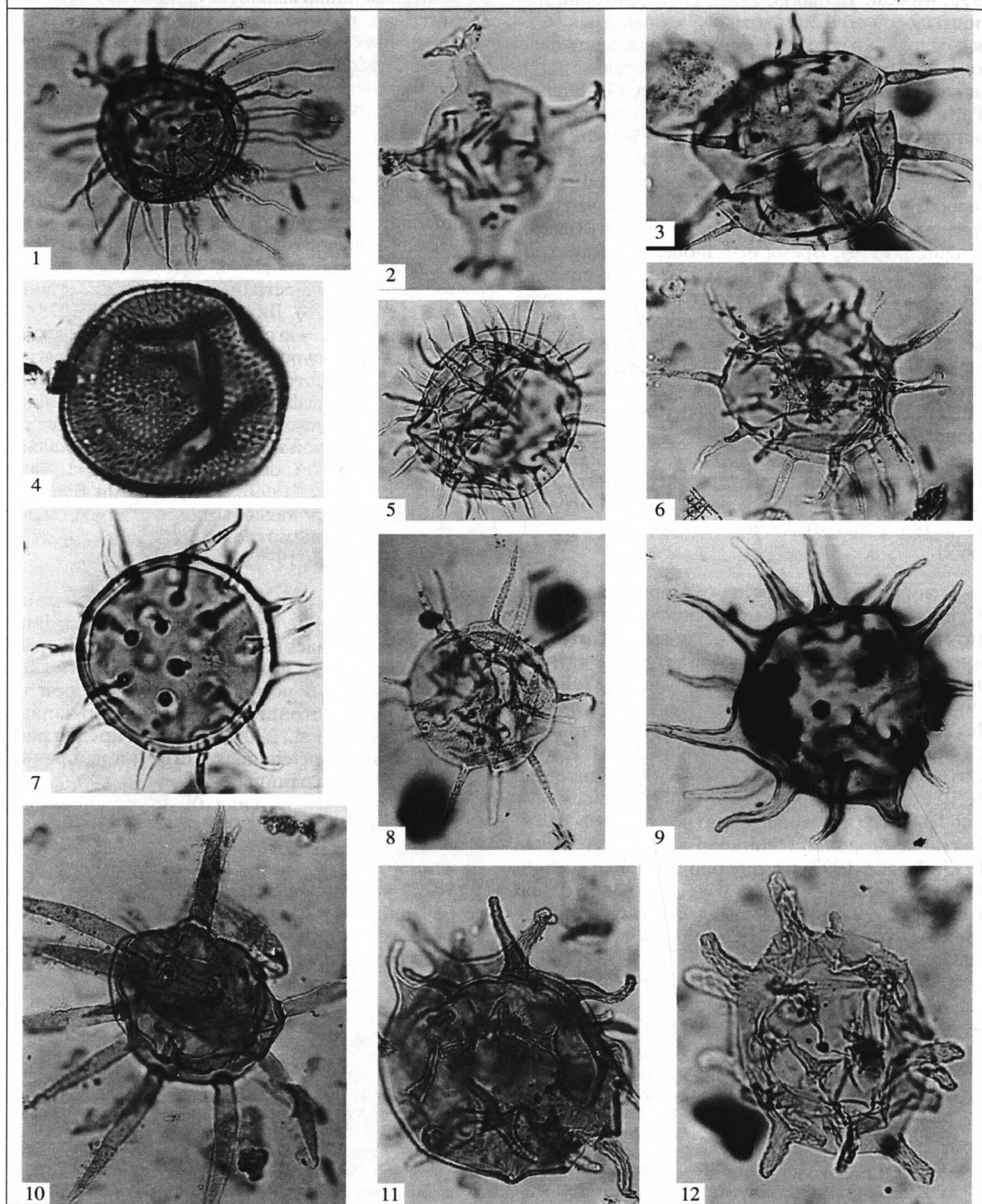
S. inornatum (в его синонимике включены некоторые известные формы *Peteinosphaeridium macrophyllum* Eisenack) и *S. peteinoides* появляются в верхней части волховского горизонта (конодонтовая зона *B. norrlandicus*) как на территории Швеции и Эстонии, так и на северо-западе России (Ribecai et al., 2002). Верхний предел распространения *S. peteinoides* в Швеции не превышает верхней границы конодонтовой зоны *L. variabilis*. Оба эти вида были установлены также в Южном Китае ("*P*" *macrophyllum* s. 1, Tongiorgi, Di Milia, 1999).

V. oklahomense является также одним из часто встречающихся в балтийских разрезах видов. Он является характерным элементом таксономической ассоциации акритарх кундаского горизонта

Таблица II. Увеличение всех фигур – ×600.

1, 2 – *Liliosphaeridium intermedium* (Eisenack) emend. Playford, Ribecai et Tongiorgi; 1 – обр. 171/4, гл. 206.5 м; 2 – обр. 144/2, гл. 217.5 м; 3 – *Liliosphaeridium kaljoi* Uutela et Tynni emend. Playford, Ribecai et Tongiorgi; обр. 146/1, гл. 209.5 м; 4 – *Liliosphaeridium* sp.; обр. 169/4, гл. 137.9 м; 5–6, 8 – *Peteinosphaeridium eximium* Playford, Ribecai et Tongiorgi; 5 – фрагмент, обр. 148/2, гл. 215.5 м; 6 – обр. 171/4, гл. 206.5 м; 8 – обр. 131/4, гл. 205.5 м; 7, 13 – *Peteinosphaeridium velatum* Kjellström emend. Playford, Ribecai et Tongiorgi; 7 – обр. 146/1, гл. 209.5 м; 13 – обр. 156/4, гл. 212.5 м; 9 – *Peteinosphaeridium* sp.; обр. 148/2, гл. 215.5 м; 10 – *Peteinosphaeridium* aff. *P. velatum* Kjellström emend. Playford, Ribecai et Tongiorgi; 7 – обр. 146/1, гл. 209.5 м; 10 – обр. 135/4, гл. 214.5 м; 11 – *Peteinosphaeridium angustilaminae* Playford, Ribecai et Tongiorgi; обр. 135/4, гл. 214.5 м; 12 – *Peteinosphaeridium* aff. *P. dissimile* Górka; обр. 131/4, гл. 205.5 м; 14 – *Peteinosphaeridium hymeniferum* (Eisenack) Fensome et al.; обр. 131/4, гл. 205.5 м.

Таблица III



Швеции (Ribecai, Tongiorgi, 1995) и Ленинградской области (Раевская, 1999).

Таким образом, анализируя стратиграфическое распространение перечисленных видов можно с определенной долей уверенности датировать вмещающие толщи. Так, нижняя часть разреза, включающая микрофитологический комплекс 1, может быть сопоставлена с верхней частью граптолитовой зоны *D. hirundo*, что соответствует пограничному интервалу волховского и кундаского горизонтов Русской платформы. До недавнего времени этот интервал сопоставлялся с аренигским ярусом Британии и входил в состав нижнего отдела ордовика. Однако стратиграфическое расчленение ордовикской системы, включающее границы и объемы ее подразделений, было пересмотрено и во многом изменено в результате успешной работы Международной программы геологической корреляции (IGCP № 410). В соответствии с современными представлениями (Servais, Paris, 2000) самая верхняя часть зоны *D. hirundo* сопоставлена с основанием верхнего яруса среднего ордовика, получившего название дарривилский (табл. 2).

Залегающая выше по разрезу толща, охарактеризованная микрофитологическим комплексом 2, вероятнее всего также принадлежит дарривилскому ярусу среднего ордовика. Постепенное исчезновение стратиграфически значимых видов с общим обеднением таксономического разнообразия в этих породах затрудняет их детальную возрастную интерпретацию. Вместе с тем, появившиеся здесь, как уже упоминалось выше, единичные экземпляры *Aremoricanium* sp. и *Tranvikium* aff. *T. persculptum* не противоречат дарривилскому возрасту. Виды рода *Aremoricanium* характерны для среднего и верхнего ордовика Балтоскандии (Kjellström, 1971, 1976), в то время как *T. persculptum* имеет более узкий возрастной диапазон. В шведских разрезах на острове Эланд он впервые появляется на уровне нижней части конодонтовой зоны *B. norrlandicus*, верхняя часть граптолитовой зоны *D. hirundo* и последний раз встречается в отложениях зоны *D. bifidus* (= *D. artus*) (Ribecai et al., 2002).

Описанное сообщество микрофитофоссилий аналогично одновозрастным комплексам Скан-

динавии, Прибалтики и северо-западной территории России. Очевидно, что эпиконтинентальный бассейн, занимавший значительную поверхность палеоконтинента Балтика, был населен в среднем ордовике таксономически выдержанным сообществом микрофитопланктона. Исключение составляют локальные проявления обеднения видового состава или смещения количественных соотношений различных таксонов, что напрямую связано с местными фациальными условиями. Сообщество характеризуется отчетливым набором уверенно диагностируемых видов как в западной, наиболее глубоководной Скандинавской части бассейна, так и далеко на северо-востоке в районе Зимнего Берега Белого моря. На фоне многочисленных повсеместно распространенных родов *Baltisphaeridium*, *Goniosphaeridium*, *Micrhystridium*, *Multiplicisphaeridium* здесь характерны многообразные представители родов *Peteinosphaeridium*, *Liliosphaeridium*, *Pachysphaeridium* и *Sacculidium*, типичных для Балтийской (или Бореальной) фитопланктонной провинции умеренных широт (Vavrdová, 1974; Servais et al., 2003 и ссылки в этой работе).

Как указывалось выше, многие из встреченных на территории Архангельской области таксонов присутствуют в одновозрастных отложениях Южного Китая. Высокое таксономическое сходство ордовикских комплексов акритарх Балтики и Южно-Китайской плиты многократно анализировалось в литературе (Playford et al., 1995; Tongiorgi et al., 1995, 1998; Tongiorgi, Di Milia, 1999; Raevskaya et al., 2004). Среди возможных причин данного сходства рассматривалось, прежде всего, относительно не удаленное друг от друга местоположение палеоконтинентов в пределах сходных климатических зон, а также конфигурация глобальных океанических течений, обеспечивающих свободный водообмен, который корректировался сезонными изменениями и трансгрессивно-регрессивными процессами.

Подробное освещение этих вопросов находится за пределами рассмотрения настоящей статьи. Тем не менее, следует подчеркнуть, что выявленная на территории Архангельской области ассоциация акритарх является несомненной составляющей балтийского фитопланктонного сообще-

Таблица III. Увеличение всех фигур – ×600.

1 – *Baltisphaeridium fragile* Tongiorgi, Yin et Di Milia; обр. 146/1, гл. 209.5 м; 2 – *Petaloferridium* sp.; обр. 146/1, гл. 209.5 м; 3, 6 – *Baltisphaeridium* aff. *B. pauciverrucosum* Kjellström; 3 – обр. 144/2, гл. 217.5 м; 6 – обр. 146/1, гл. 209.5 м; 4 – *Baltisphaeridium nanninum* Eisenack; обр. 144/2, гл. 217.5 м; 5 – *Baltisphaeridium multipilosum* (Eisenack) Eisenack; обр. 131/4, гл. 205.5 м; 7 – *Baltisphaeridium hirsutoides* Eisenack; обр. 169/4, гл. 135.9 м; 8 – *Baltisphaeridium calicispinae* Gorka; обр. 171/4, гл. 206.5 м; 9 – *Pachysphaeridium christianii* (Kjellström) Ribecai et Tongiorgi; обр. 171/4, гл. 206.5 м; 10 – *Baltisphaeridium lancettispinae* Gorka; обр. 146/1, гл. 209.5 м; 11 – *Pachysphaeridium mochtienense* (Gorka) Ribecai et Tongiorgi; обр. 146/1, гл. 209.5 м; 12 – *Pachysphaeridium striatum* (Lu) Ribecai et Tongiorgi; обр. 171/4, гл. 206.5 м.

Таблица IV

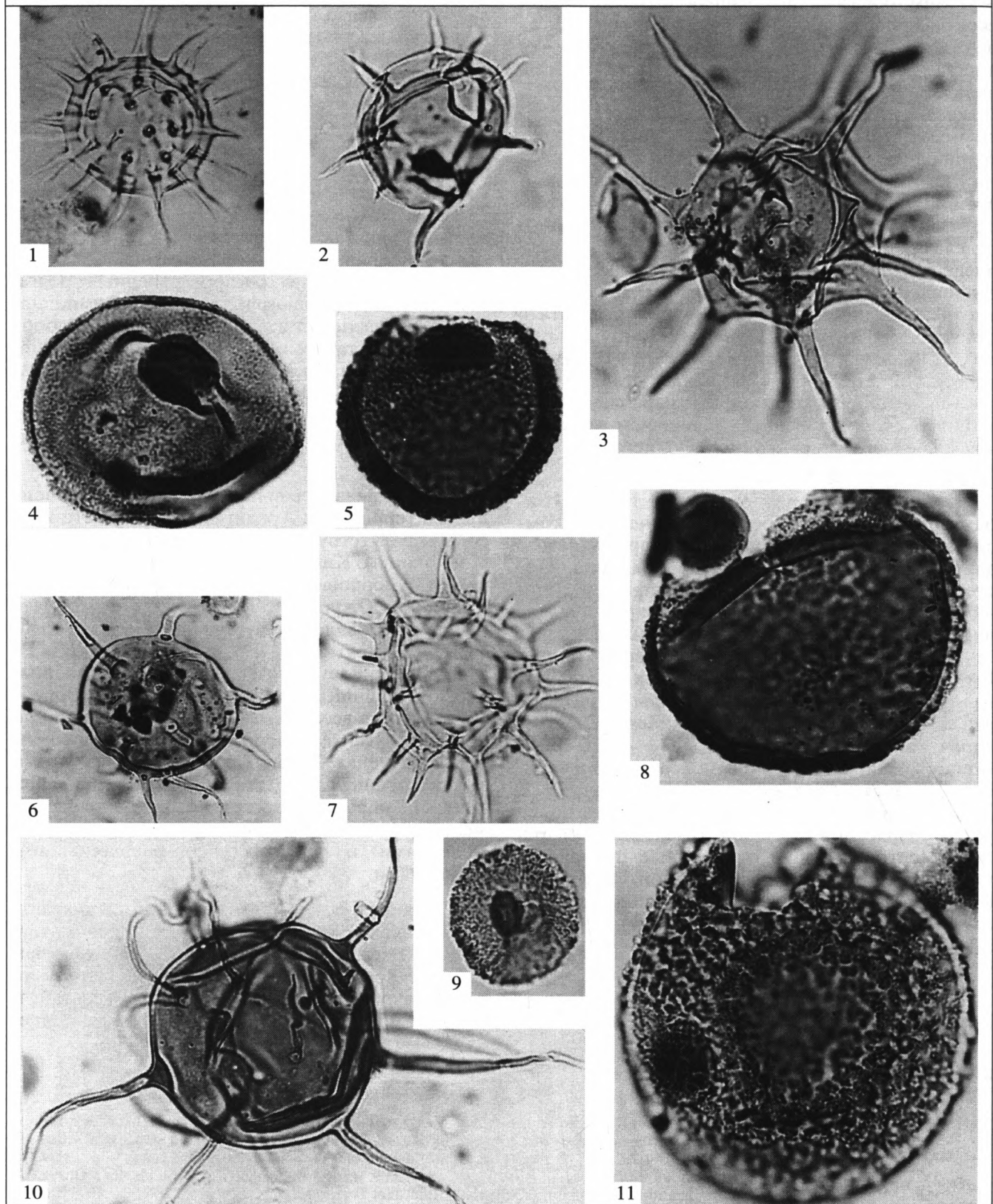


Таблица IV. Увеличение: фиг. 8, 11 – $\times 1000$, остальные фигуры – $\times 600$.

1 – *Goniosphaeridium canningianum* (Combaz et Peniguel) Playford et Martin; обр. 144/2, гл. 217.5 м; 2 – *Goniosphaeridium* sp.; обр. 144/2, гл. 217.5 м; 3 – *Goniosphaeridium polygonale* (Eisenack) Eisenack; обр. 146/1, гл. 209.5 м; 4–5, 8–9, 11 – *Nanocycloria*? sp.; 4, 5 – обр. 169/4, гл. 135.9 м; 8, 11 – обр. 131/4, гл. 205.5 м; 9 – обр. 144/2, гл. 217.5 м; 6 – *Baltisphaeridium hirsutoides* Eisenack; обр. 135/4, гл. 214.5 м; 7 – *Polygonium* sp.; обр. 169/4, гл. 135.9 м; 10 – *Baltisphaeridium longispinosum* (Eisenack) Eisenack; обр. 148/2, гл. 215.5 м.

ства, которое на момент рассматриваемого возрастного диапазона характеризуется рядом таксонов, имеющих узкое стратиграфическое и широкое географическое распространение, что обеспечивает ее высокие биостратиграфические возможности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатилов О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, геохимия и минералогия). М.: МГУ, 2000. 524 с.
- Веричев Е.М., Волкова Н.А., Пискун Л.В. и др. Акритархи ордовика севера Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 152–155.
- Волкова Н.А., Сиверцева И.А. Новые акритархи из тремадока на севере Русской плиты // Палеонтол. журн. 1991. № 3. С. 119–123.
- Раевская Е.Г. Расчленение и корреляция верхнекембрийских–среднеордовикских отложений пригилтской полосы России (северо-запад Восточно-Европейской платформы) по акритархам // Докл. юбилейной конф. Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. Т. 2. Стратиграфия, общая геология, региональный прогноз. СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 179–192.
- Раевская Е.Г. Акритархи и биостратиграфия верхов кембрия–среднего ордовика северо-запада Восточно-Европейской платформы. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2000. 18 с.
- Bagnoli G., Ribecai C. On the biostratigraphic significance of the Ordovician acritarch genus *Liliosphaeridium* on Öland, Sweden // Rev. Palaeobotan. and Palynolog. 2001. V. 17. P. 195–215.
- Brocke R. Evaluation of the Ordovician acritarch genus *Ampullula* Righi // Ann. Geol. Belgique. 1997. V. 120. № 1. P. 73–97.
- Fatka O. Early Arenig acritarchs from the lower Klabava Formation (Prague Basin, Czechoslovakia)/Contribution to Acritarch and Chitinozoan research / Eds Molyneux S.G., Doming K.G. // Věstn. České. Geol. ústavu. 1992. V. 67. № 4. P. 277–292.
- Fatka O. Chitinozoans and acritarchs in latest Tremadoc – early Arenig sediments of the Prague Basin, Czech Republic // Spec. Pap. in Palaeontology. 1993. V. 48. P. 29–36.
- Kjellström G. Middle Ordovician microplankton from the Grötlingbo borehole 1 in Gotland, Sweden // Sver. geol. undersök. 1971. Ser. C NR 669. Årsbok 65 NR 15. P. 6–35.
- Kjellström G. Lower Viruan (Middle Ordovician) microplankton from the Ekön borehole 1 in Östergötland, Sweden // Sver. geol. undersök. 1976. Ser. C NR 724. Årsbok 70 NR 6. P. 6–45.
- Li J. Ordovician acritarchs from the Meitan Formation of Guizhou Province, south-west China // Palaeontology. 1987. V. 30. № 3. P. 613–634.
- Martin F., Yin L.-M. Early Ordovician acritarchs from Southern Jilin Province, North-East China // Palaeontology. 1988. V. 31. № 1. P. 109–127.
- Mette W. Acritarchs from Lower Paleozoic rocks of the western Sierra Morena, SW-Spain and biostratigraphical results // Geol. et Palaeontologica. 1989. V. 23. P. 1–19.
- Paškevičienė L. Lower Ordovician acritarchs of northwestern Lithuania // Geologija. 1998. V. 26. P. 90–98.
- Playford G., Martin F. Ordovician acritarchs from the Canning Basin, Western Australia // Alcheringa. 1984. V. 8. P. 187–223.
- Playford G., Ribecai C., Tongiorgi M. Ordovician acritarch genera *Peteinosphaeridium*, *Liliosphaeridium* and *Cycloposphaeridium*: morphology, taxonomy, biostratigraphy and palaeogeographic significance // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 1995. V. 34. № 1. P. 3–54.
- Raevskaya E., Tongiorgi M., Vecoli M. *Rhopaliophora*? asymmetric, a new acritarch species from the lowermost 'Arenig' of Baltica and its biostratigraphic potential // Rev. Palaeobotan. and Palynolog. 2003. V. 126. P. 39–48.
- Raevskaya E., Vecoli M., Bednarczyk W., Tongiorgi M. Billingen (Lower Arenig/Lower Ordovician) acritarchs from the East-European Platform (S.-Petersburg region, northwestern Russia, and Leba area, northwestern Poland) and their palaeobiogeographic significance // Lethaia. 2004. V. 37. P. 97–111.
- Ribecai C., Tongiorgi M. Arenigian acritarchs from Horns Udde (Öland, Sweden): a preliminary report // Rev. Palaeobotan. and Palynolog. 1995. V. 86. P. 1–11.
- Ribecai C., Tongiorgi M. The Ordovician acritarch genus *Pachysphaeridium* Butmann 1970: new, revised, and reassigned species // Palaeontographia Ital. 1999. V. 86. P. 117–153.
- Ribecai C., Bruton D., Tongiorgi M. Acritarchs from the Ordovician of the Oslo Region, Norway // Norsk Geol. Tidsskrift. 1999. V. 80. P. 251–258.
- Ribecai C., Raevskaya E., Tongiorgi M. *Sacculidium* gen. nov. (Acritarcha), a new representative of the Ordovician *Stelomorpha* – *Tranvikium* plexus // Rev. Palaeobotan. and Palynolog. 2002. V. 121. P. 163–203.
- Righi E. *Ampullula*, a new acritarch genus from the Ordovician (Arenig-Llanvirn) of Öland, Sweden // Rev. Palaeobotan. and Palynolog. 1991. V. 68. P. 119–126.
- Rubinstein C.V., Toro B.A. Review of acritarch biostratigraphy in the Arenig of the Eastern Cordillera, Northwestern Argentina: new data and calibration with the graptolite zonation / Ed. Weiss R.H. Contribution to geology and palaeon-

tology of Gondwana in honour of Helmut Wopfiner. Cologne. 2001. P. 421–439.

Servais Th., Paris F. Ordovician palynology: balance and future prospects at the beginning of the third millennium // *Rev. Palaeobotan. and Palynolog.* 2000. V. 113. № 1–3. P. 1–14.

Servais Th., Li J., Molyneux S., Raevskaya E. Ordovician organic-walled microphytoplankton (acritarch) distribution: the global scenario // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. V. 195. P. 149–172.

Tolmacheva T.J., Koren T.N., Holmer L.E. et al. The Hunneberg Stage (Ordovician) in the area east of St. Petersburg, north-western Russia // *Paläontol. Z.* 2001. V. 74. № 4. P. 543–561.

Tongiorgi M., Yin L.-M., Di Milia A. Arenigian acritarchs from the Daping Section (Yangtze Gorges area, Hubei Province, Southern China) and their palaeogeographic significance // *Rev. Palaeobotan. and Palynolog.* 1995. V. 86. P. 13–48.

Tongiorgi M., Yin L.-M., Di Milia A. Arenigian acritarchs from the Daping Section (Yangtze Gorges area, Hubei Province, Southern China) and their palaeogeographic significance // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1995. V. 86. P. 13–48.

Tongiorgi M., Yin L.-M., Di Milia A., Ribecai C. Changing palaeogeographical affinities of the acritarch assemblages throughout the Dawan Formation (Arenig, Yichang Area, South China) // *Palynology.* 1998. V. 22. P. 181–196.

Tongiorgi M., Di Milia A. Differentiation and spread of the Baltic Acritarch Province (Arenig-Llanvirm) // *Bull. della Soc. Paleontol. Ital.* 1999. V. 38. № 2–3. P. 297–312.

Tynni R. On Paleozoic microfossils in clastic dykes on the Åland Islands and in the core samples of Lumparn. Paleozoic Sediments in the Rapakivi Area of the Åland Islands / Eds Bergman L., Tynni R., Winterhalter B. // *Bull. Geol. Surv. Finland.* 1982. V. 317. P. 35–94.

Uutela A., Tynni R. Ordovician acritarchs from Rapla borehole, Estonia // *Bull. Geol. Surv. Finland.* 1991. V. 353. P. 1–135.

Vecoli M. Cambro-Ordovician palynostratigraphy (acritarchs and prasinophytes) of the Hassi-R'Mel area and northern Rhadames Basin, North Africa // *Palaeontographia Ital.* 1999. V. 86. P. 1–112.

Vavrdová M. Geographical differentiation of the Ordovician acritarch assemblages in Europe // *Rev. Palaeobotan. and Palynolog.* 1974. V. 18. P. 171–175.

Рецензенты Т.Н. Корень, А.С. Алексеев

УДК 551.762.33:564.1(571.5+571.11.25)

ПЛИНСБАХ-ТОАРСКАЯ БИОТИЧЕСКАЯ ПЕРЕСТРОЙКА НА СЕВЕРЕ СИБИРИ И В АРКТИКЕ

© 2006 г. В. А. Захаров*, Б. Н. Шурыгин**, В. И. Ильина**, Б. Л. Никитенко**

*Геологический институт РАН, Москва

**Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию 31.01.2006 г.

Описана биотическая перестройка (БП) в пограничном интервале плинсбаха – тоара на севере Сибири среди двустворок, остракод, фораминифер, диноцист, спор и пыльцы (СПК). Границу плинсбаха и тоара на севере Сибири пересекают только 5 из 24 родов двустворчатых моллюсков и 2 из 4-х родов остракод и в основании зоны *Nauproceras falciferum* полностью обновляется родовой и семейственный состав. В пределах трех аммонитовых зон наблюдается снижение родовой разнообразия у фораминифер: с 27 в зоне *Amaltheus margaritatus* (верхний плинсбах) до 17 в зоне *Tiltoniceras antiquum* (нижний тоар) и до 15 в зоне *Nauproceras falciferum*, единичные находки диноцист в плинсбахе сменяются изобильными в основании тоара, существенно перестраиваются СПК. Обсуждаются причины “массовых вымираний” морских беспозвоночных с привлечением гипотезы палеогеографических перестроек, аноксийных событий, эвстатических колебаний уровня моря и климатических флуктуаций. Главной причиной БП в Арктике являются флуктуации тепла. БП связана, не столько с вымираниями, сколько со смещением границ ареалов таксонов к югу в период быстрого похолодания и постепенным возвращением тех же таксонов на прежние места обитания в период потепления.

Ключевые слова. Плинсбах, тоар, биотическая перестройка, север Сибири, двустворчатые моллюски, фораминиферы, остракоды, диноцисты, споры, пыльца, палеоклимат, эвстатика, аноксия.

ВВЕДЕНИЕ

Биотическая перестройка на границе плинсбаха и тоара (183 млн. лет) в глобальном масштабе была установлена Д. Раупом и Д. Сепкоски на основе анализа динамики таксономического разнообразия семейств морских беспозвоночных фанерозоя (Raup, Sepkoski, 1982, 1984; Sepkoski, Raup, 1986). По данным Д. Сепкоски, из 12 пиков вымирания в фанерозое – 10 приходятся на последние 250 млн. лет. Плинсбах-тоарское вымирание третье в этом временном диапазоне после конечно-пермского и конечно-триасового. Правда, по интенсивности оно значительно слабее предшествующих двух, но пик вымирания на границе плинсбаха и тоара устойчиво присутствует при каждом повторном исследовании. К. Литтл и М. Бентон (Little, Benton, 1995) выявили уровни вымирания семейств, которые охватывают 5 фаз по аммонитам в течение позднего плинсбаха и раннего тоара в интервале 7.5 млн. лет, и показали, что эти уровни были распространены неравномерно в бореальной, тетической и австралийской областях. Наиболее детально поведение макрофауны беспозвоночных было изучено на полных в седиментационном отношении осадочных последовательностях в Северо-Западной Европе. Было установлено, что большинство видовых вы-

мираний имело место в раннем тоаре вследствие регионального аноксидного события. Таким образом, не было обнаружено свидетельств единого массового вымирания в конце плинсбаха на семейственном таксономическом уровне, как предполагал Д. Сепкоски (Sepkoski, 1990). Скорее, имеется 5 зональных фаз вымирания от позднего плинсбаха до раннего тоара.

На региональном уровне (разрезы морских отложений на севере Западной Европы) биотическая перестройка впервые была описана Э. Хэллемом вначале на основе анализа двустворчатых моллюсков (Hallam, 1986), и вскоре других групп морских беспозвоночных: аммонитов, брахиопод, фораминифер, остракод (Hallam, 1987). Затем В.А. Захаров, Б.Н. Шурыгин, В.И. Ильина и Б.Л. Никитенко привели свидетельства существенной биотической перестройки на этом же рубеже среди двустворчатых моллюсков, остракод, фораминифер, диноцист, спор и пыльцы на севере Сибири (Захаров и др., 1993, 1994; Ильина и др., 1994; Nikitenko, Shurygin, 1994; Zakharov, 1994). Позднее М. Аберхан и Ф. Фюрзих (Aberhan, Fürsich, 1997) обнаружили перестройку в сообществах морских двустворок Андского бассейна (Южная Америка). Эти авторы заявили, что открытие второго региона дает им основание для

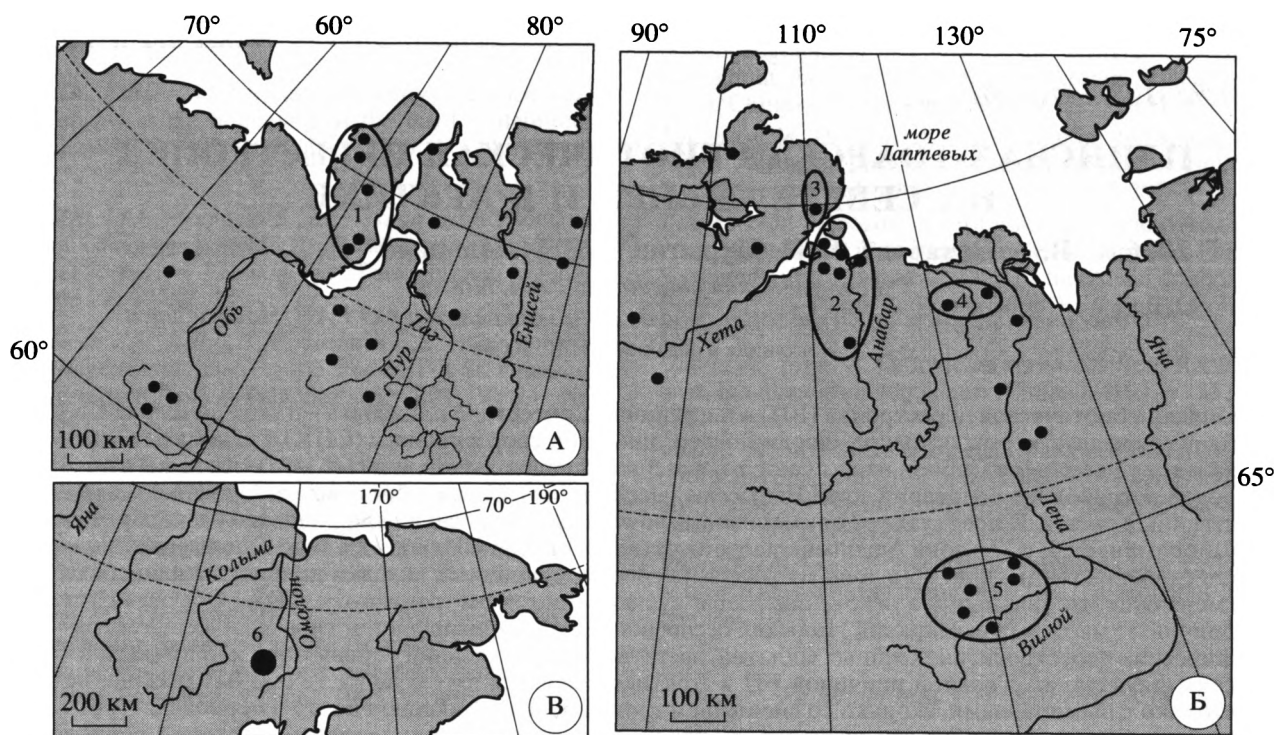


Рис. 1. Схема расположения изученных основных разрезов нижней юры азиатской части России (А – Западная Сибирь, Б – Восточная Сибирь, В – Северо-Восток России). Точками показаны местонахождения изученных разрезов, в овалах с нумерацией – основные эталонные разрезы нижней юры:

1 – север Западной Сибири (скв. Новопортковская, Бованенковская, Харасавейская, Арктическая и других площадей); 2 – Анабаро-Нодвикский район (обнажения, скв. Суолемской и Восточной площадей); 3 – Восточный Таймыр; 4 – Оленек-Келимярский район; 5 – Вилюйская синеклиза (разрезы по рекам Тюнг, Марха, Вилюй и скважины); 6 – Северо-Восток России (басс. р. Левый Кедон).

заклучения о глобальном характере перестройки биоты на границе плинсбаха и тоара. Ссылки на публикации российских исследователей в трудах этих авторов появились позже (Aberhan, Fur-sich, 2000).

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Нижнетоарские глины, распространенные в Сибири на площади нескольких миллионов квадратных километров, перекрывают песчаные и алевроитовые породы верхнего плинсбаха с седиментационным, но обычно без биостратиграфического перерыва. Эти отложения весьма однородные по литологии и геохимическим параметрам охватывают зоны *Tiltoniceras antiquum*, *Naroceras falciferum* и нижнюю часть *Dactylioceras commune* (Князев и др., 1991). На севере Восточной Сибири они известны как китербютский горизонт, в Западной Сибири – как китербютская и тогурская свиты, в Вилюйской гемисинеклизе и Приверхоянье – как сунтарская свита (нижняя ее часть). Общая площадь нижнетоарских глинисто-алевритовых толщ превышает 1 млн. км². На

большей части этой площади удивительно устойчива мощность глин в пределах 20–40 м. Благодаря хорошо разработанной системе параллельных зональных шкал все разрезы морского нижнего тоара уверенно сопоставляются между собой на уровне зон по аммонитам, двустворкам, фораминиферам и остракодам (Шурыгин и др., 2000). На основе параллельных шкал по этим группам пограничный плинсбах-тоарский интервал на севере Сибири достаточно надежно скоррелирован с одновозрастными по всей Арктике, Северо-Восточной Азии и на севере Восточной Европы. Это позволило нам при оценке БП привлекать материалы не конкретного разреза, а многочисленных местонахождений переходных плинсбах/тоарских слоев не только на севере Сибири, но и по всей Арктике: островам – Свальбарду, Земле Франца-Иосифа и Северной Аляске.

Разрезы верхнего плинсбаха и нижнего тоара на севере Сибири довольно существенно различаются по литологическому строению. В разрезах Усть-Енисейского района, Енисей-Хатангского прогиба (рис. 1, А, Б), Восточного Таймыра (рис. 1, 3Б), р. Анабар (рис. 1, 2Б) в основании верхнего плинсбаха широко развита зимняя свита

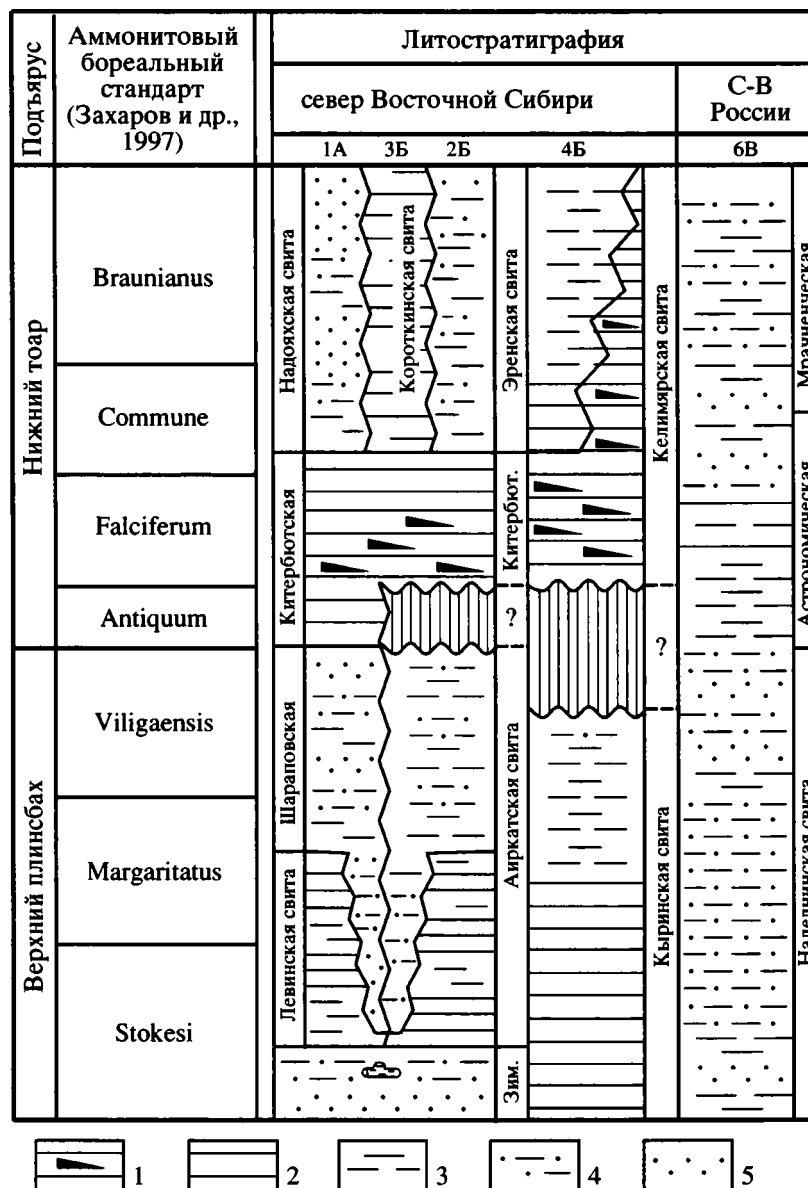


Рис. 2. Стратиграфические колонки верхнего плинсбаха и нижнего тоара на севере Азии:

1 – высокоуглеродистые глины и аргиллиты; 2 – глины и аргиллиты; 3 – алевриты и алевролиты; 4 – песчаные алевриты и алевролиты; 5 – пески и песчаники. Зим. – зимняя свита; Китербют. – китербютская свита; др. усл. обозначения см. на рис. 1.

(геттанг – низы верхнего плинсбаха) (рис. 2), представленная морскими, прибрежно-морскими песчаниками с пропластками аргиллитов и алевролитов. На разных уровнях отмечаются прослои гравеллитов и конгломератов. На северо-востоке Восточной Сибири (бассейн р. Оленек) (рис. 1, 4Б) аналогом зимней свиты является нижняя часть глинистой морской кыринской свиты (геттанг–плинсбах) сложенной глинами с прослоями алевролитов и песков. Зимняя свита в Усть–Енисейском районе и на западе Енисей-Хатангского прогиба согласно перекрывается морскими темно-се-

рыми аргиллитами и алевролитами левинской свиты (средняя часть верхнего плинсбаха) (рис. 2) с рассеянной галькой кварца, кремней и эффузивных пород. На севере Западной Сибири (рис. 1, 1А) левинская свита залегает на породах палеозоя. В разрезах Восточного Таймыра (рис. 1, 3Б), р. Анабар (рис. 1, 2Б) левинской свите соответствует нижняя часть аиркатской свиты (средняя часть верхнего плинсбаха), сложенной преимущественно глинами и аргиллитами с прослоями алевролитов и с редко рассеянной галькой. Более высокие горизонты аиркатской свиты

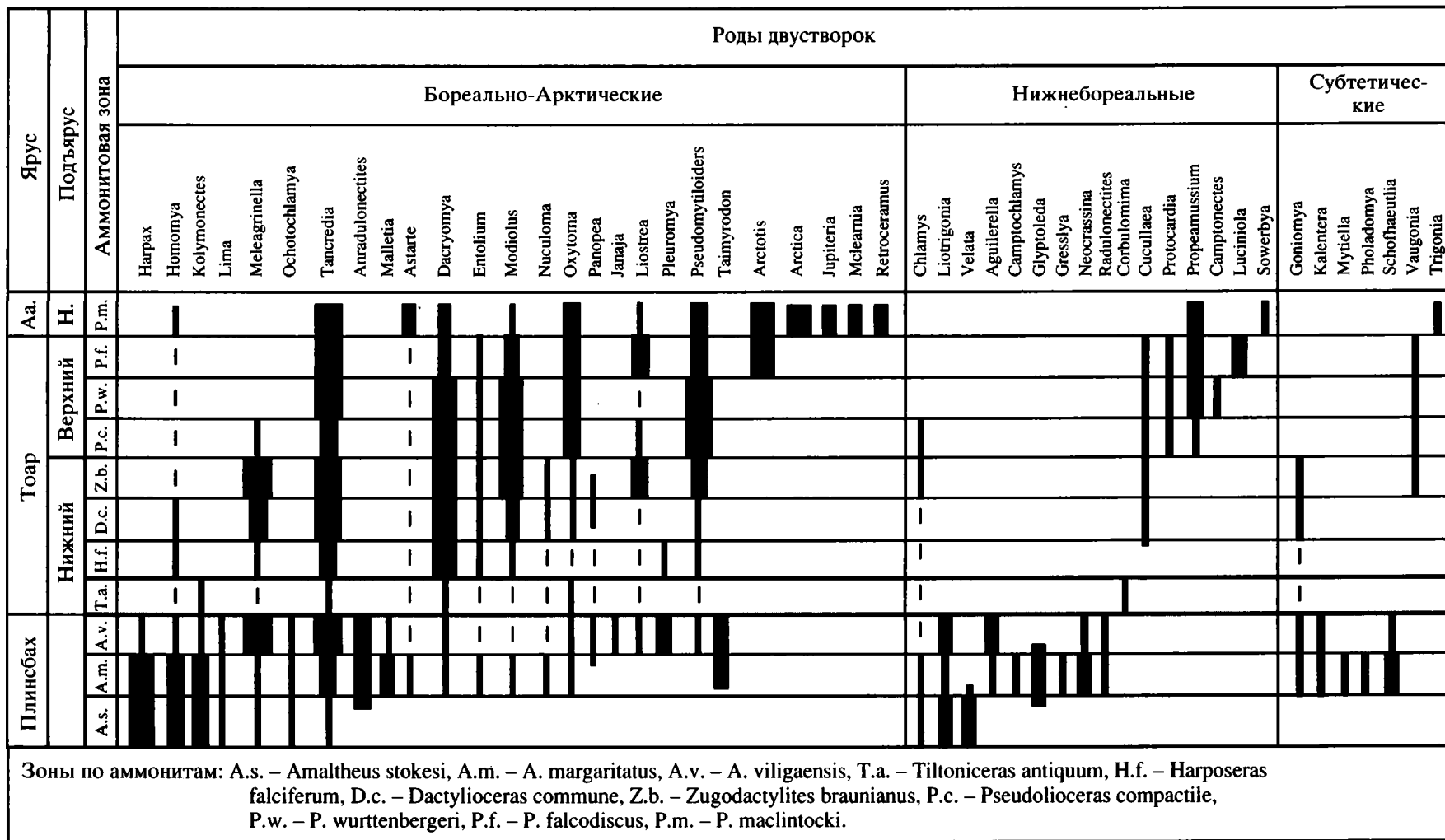


Рис. 3. Двустворчатые моллюски на плинсбах-тоарском рубеже на севере Сибири и Северо-Востоке России. Аа. – ааленский ярус; Н. – нижний подъярус.

(верхняя половина верхнего плинсбаха) представлены циклично построенными пачками крупнозернистых алевроитов с прослоями глин и мелкозернистых песчаников. На севере Западной Сибири, западной части Енисей-Хатангского прогиба этому уровню соответствует шараповская свита (рис. 2), которая представлена мелководно- и прибрежно-морскими алевролитами, аргиллитами, песчаниками с небольшими прослоями конгломератов и гравелитов. В разрезах Северо-Востока России (Омолонский массив) (рис. 1, 6В) обособляется наледнинская свита (рис. 2), сложенная преимущественно алевролитами, песчаными алевролитами с прослоями песчаников и глин (верхний плинсбах).

Тоарские отложения резко обособляются в разрезах благодаря однообразному глинистому, часто тонкоотмученному составу нижней части толщи, с повышенным содержанием органического вещества и, иногда, битуминозному. В разрезах западной и центральной частей Восточной Сибири (рис. 1, А, 2Б, 3Б) в основании тоара залегает китербютская свита (нижняя часть нижнего тоара) (рис. 2), представленная монотонной толщей аргиллитов или тонкоотмученных глин, в прослоях часто битуминозных. В восточном направлении (рис. 1, 4Б) китербютская свита замещается тонкоотмученными глинами нижней части келимьярской свиты (тоар – низы бата). В основании келимьярской свиты выделяется маломощная курунгская пачка (нижний тоар – основание верхнего тоара), представленная черными сланцеватыми битуминозными глинами. В разрезах Северо-Востока России (рис. 1, 6В) уровню китербютских глин примерно соответствуют тонкоотмученные глины с прослоями алевроитов астрономической свиты (рис. 2). На севере Западной Сибири, Усть-Енисейском районе и западной части Енисей-Хатангского прогиба китербютские глины перекрываются чередованием песчаников и алевролитов с редкими прослоями аргиллитов нижней части надояхской свиты (верхняя часть нижнего тоара – низы нижнего аалена). В разрезах Восточного Таймыра (рис. 1, 3Б) синхронные отложения представлены глинами и аргиллитами короткинской свиты (рис. 2). В разрезах р. Анабар (рис. 1, 2Б) эта часть тоара представлена циклично построенной песчано-алевритовой толщей эренской свиты (верхняя часть нижнего – низы верхнего тоара). В Вилюйской синеклизе (рис. 1, 5Б) нижнетоарские отложения сложены в нижней части тонкоотмученными, иногда битуминозными глинами, в верхней – алевроитистыми глинами с прослоями алевроитов и песчаников сунтарской свиты (тоар – низы нижнего аалена). На Северо-Востоке России (рис. 1, 6В) верхняя часть нижнего тоара представлена песками и алевроитами мраченской свиты (рис. 2) (верхи нижнего – верхний тоар).

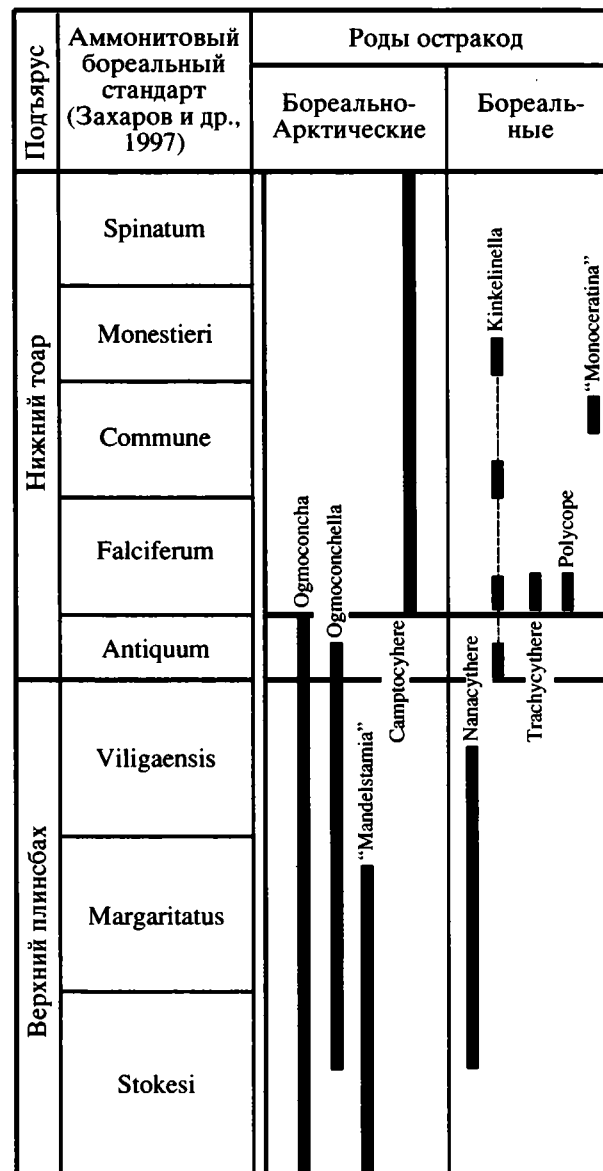


Рис. 4. Остракоды на границе плинсбаха и тоара на севере Сибири и Северо-Востоке России.

Таким образом, на севере Сибири верхняя часть верхнего плинсбаха сложена преимущественно песчано-алевритовыми породами, иногда с конгломератами в основании, а нижний тоар – преимущественно глинистый или алевроито-глинистый (рис. 2). Это дает основание предполагать существенную палеогеографическую перестройку в переходное время между плинсбахом и тоаром. Прибрежные ландшафты позднеплинсбахских морей, скорее всего, были гористые и холмистые, как на севере (верхнеплинсбахские конгломераты известны на северо-восточном Таймыре и в устье р. Лены), так и юге со стороны среднесибирской суши. На основе фациального анализа в начале

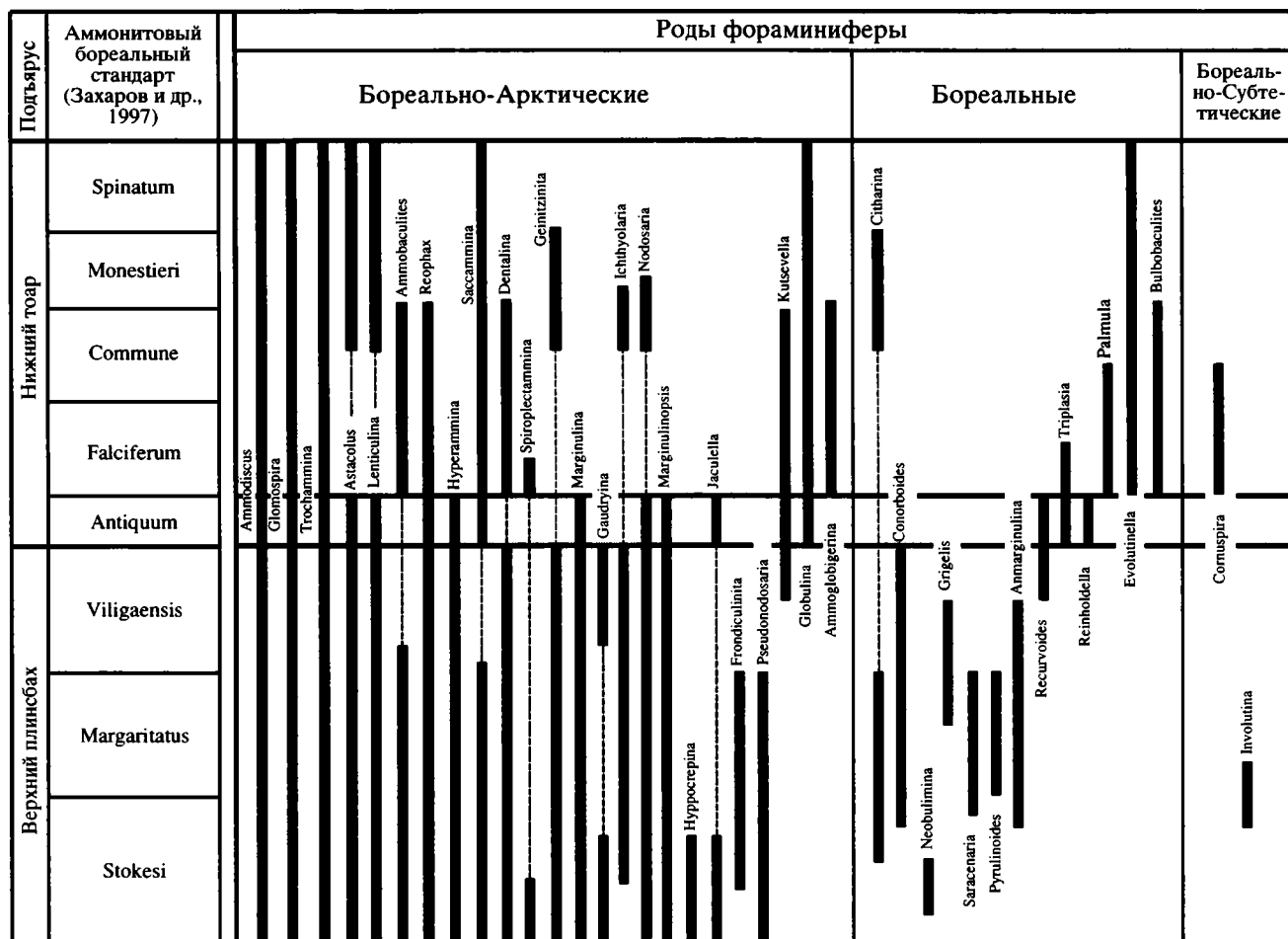


Рис. 5. Фораминиферы на границе плинсбаха и тоара на севере Сибири и Северо-Востоке России.

тоара реконструируется низкая суша – пенеплен (Палеогеография севера..., 1983).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИСЛЕДОВАНИЯ

Главные разрезы, материал которых – наблюдения и коллекции – положен в основу настоящего исследования, находятся на севере Восточной Сибири (рис. 1). Наряду с восточно-северосибирскими в работе использованы данные по разрезам Северо-Восточной Азии и многочисленным скважинам севера Западной Сибири, а также результаты личного изучения кернов и коллекций из буровых скважин Северной Аляски. Масштаб и характер плинсбах-тоарской биотической перестройки оценивался на следующих группах фоссилий: двустворчатые моллюски, фораминиферы, остракоды, диноцисты, споры и пыльца растений. Эти группы наиболее многочисленны и разнообразны. Помимо них привлекались другие – реже встречающиеся формы: аммониты, белемниты, гастроподы, лопатоногие.

В качестве главной таксономической единицы при анализе беспозвоночных животных: моллюсков, фораминифер и остракод – принят род. Такой выбор сделан с целью максимально избежать субъективизма в понимании объема основной операционной единицы. Палинологи в качестве элементарного операционного таксона используют видовую категорию. Для определения степени доминирования отдельных родов двустворчатых моллюсков в бентосных сообществах каждый род оценен по частоте встречаемости в разрезах по трем категориям: редко, часто и много. Частота встречаемости палинологических таксонов оценена по четырем категориям: редко, часто, много, изобилие. Для оценки степени биогеографической избирательности таксонов в ходе биотической перестройки, все группы организмов были разделены по предпочтению к определенной биогеографической единице – биохореме, исходя из предполагаемой термофильности таксона. Двустворчатые моллюски были разделены на бореально-арктические (или высокобореальные), низкобореальные и субтетические роды; фораминиферы – на

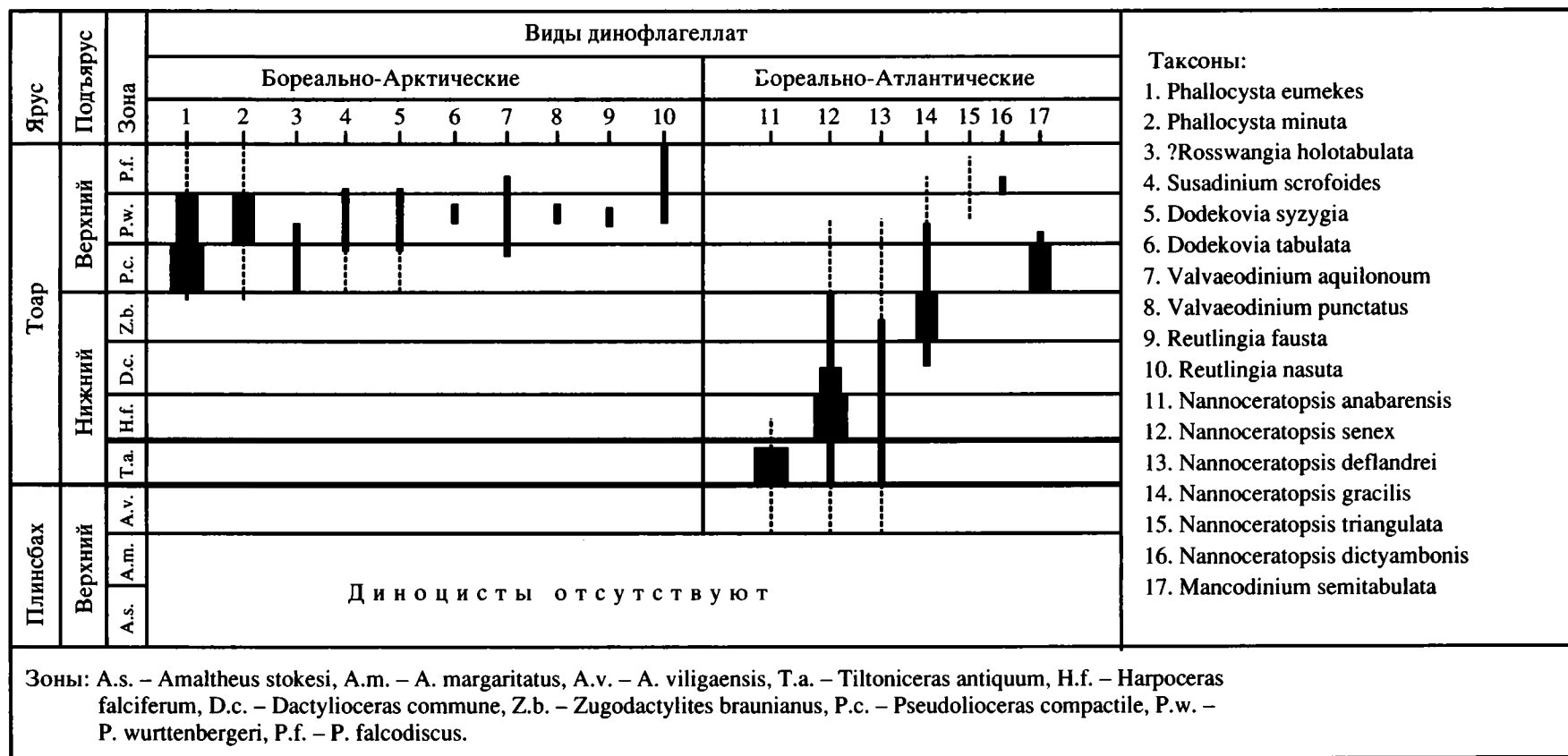


Рис. 6. Ассоциации динофлагеллат в позднем плинсбахе и тоаре на севере Сибири.

бореально-арктические, бореальные и бореально-субтетические роды; остракоды – на бореально-арктические и бореальные роды, динофлагеллаты – на бореально-арктические и бореально-атлантические виды, споры и пыльца растений – на преимущественно сибирские, космополитные и преимущественно евро-синийские таксоны.

СВИДЕТЕЛЬСТВА БИОТИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ

При исследовании динамики перестроек (кризисов) в геологическом времени обычно анализируется таксономическое разнообразие, иногда экологическая структура сообществ (смена доминантов, степень нивелировки таксонов, характер разрушения прежних пищевых цепей) и, крайне редко, биогеографическая структура сообществ. В нашем случае наибольший интерес представляют именно результаты анализа биогеографической структуры.

Если судить по следам таксономической перестройки среди всех исследованных групп организмов: двустворок, остракод, фораминифер, динофлагеллат, спор и пыльцы, то основные события в море и на суше на севере Сибири разворачивались в начале раннего тоара в фазе *Tiloniceras antiquum*. Основной “удар” по биоте был нанесен именно в самом начале тоарского века. Позднее события развивались более спокойно и, в основном, по линии возрождения и восстановления утраченного на раннем этапе.

Как было сказано выше, нами исследовался материал, прежде всего из разрезов Северной Сибири, однако для заключений в ряде специально оговоренных случаев привлекался материал из других, преимущественно арктических регионов: Земли короля Карла, Земли Франца-Иосифа, бассейна р. Печоры и Северной Аляски.

Таксономическое разнообразие. Наблюдается снижение таксономического разнообразия во всех группах морских беспозвоночных при переходе от плинсбаха к тоару. Резкое падение разнообразия двустворчатых моллюсков фиксируется в основании тоара – зоне *Tiloniceras antiquum* (рис. 3). Границу плинсбаха и тоара на севере Сибири пересекают только 4 из 35 родов двустворчатых моллюсков, установленных в верхнем плинсбахе и 2 из 4-х родов остракод и в основании зоны *Naerosceras falciferum* полностью обновляется родовой и семейственный состав (рис. 4). В пределах 3-х аммонитовых зон нижнего тоара наблюдается снижение родового разнообразия у фораминифер: с 27 в зоне *Amaltheus margaritatus* до 17 в зоне *Tiloniceras antiquum* и до 15 в зоне *Naerosceras falciferum* (рис. 5). Единичные находки диноцист в плинсбахе сменяются изобильными в основании тоара (рис. 6), существенно перестраи-

ваются споро-пыльцевые комплексы (СПК) (флуктуации *Classopollis*) (рис. 7).

Структура сообществ бентоса. Бентосные сообщества двустворчатых моллюсков выше границы резко отличаются от исходных сменой доминантов, структурированием по типу питания, способам захвата пищи, уровням питания, характеру выравненности, популяционным плотностям таксонов. Изменение в структуре бентоса коснулось, прежде всего, таксономического разнообразия, которое, как сказано выше, снизилось почти на порядок. В самом начале тоара исчезла выравненность, поскольку в сообществах не стало таксонов доминантов. Из сообществ полностью исчезли детритофаги высокого уровня (*Malletia*, *Taityrodon*), прежде являвшиеся субдоминантами в некоторых сообществах. Хотя сестонофаги высокого уровня составляют 50% от общего числа сохранившихся в биоценозах родов, их трудно отнести к наиболее жизнестойким, поскольку остается всего два рода: *Kolymonectes* и *Oxytoma* и встречаются они крайне редко. Из сестонофагов низкого уровня найден только один род – *Tancredia*. Этот род являлся доминантом в позднем плинсбахе и сохраняет этот статус в тоаре. Детритофаг высокого уровня род *Dasgomya*, редко встречающийся в плинсбахе и переживший критический рубеж довольно быстро (фаза *Naerosceras falciferum*) становится доминантом. В течение раннего тоара двустворки постепенно возрождаются, однако даже в позднем тоаре не достигают и половины того родового разнообразия, которое наблюдается в позднем плинсбахе.

Анализ микрофауны в пограничных плинсбах-тоарских отложениях в разрезах севера Средней Сибири приводит к выводу об отсутствии преемственности сообществ фораминифер и остракод плинсбаха и тоара. Во время раннетоарского кризиса резко сокращается дифференциация бентоса по биономическим зонам (преобладают 2–3-х членные катены вместо 3–4-х членных позднего плинсбаха), уменьшается разнообразие жизненных форм в отдельных звеньях катены. Условия обитания, существовавшие в начале китербютского времени (фаза *Falciferum* – начало фазы *commune*), были неблагоприятными для микро-бентоса. Судя по геохимическим показателям, в самом начале фазы *Falciferum* формирование осадков в прибрежно-мелководной части Северосибирского моря происходило в обстановках с нестабильным солевым режимом (Левчук, 1985). Раковины фораминифер во всех биономических зонах Сибирского палеобассейна обычно очень мелкие, с тонкой стенкой, что позволяет предположить неблагоприятный газовый (стагнационный) режим бассейна, существовавший в начале раннего тоара. Следует отметить, что в рассматриваемом интервале разреза слойки, насыщенные фораминиферами, чередуются со слойками с

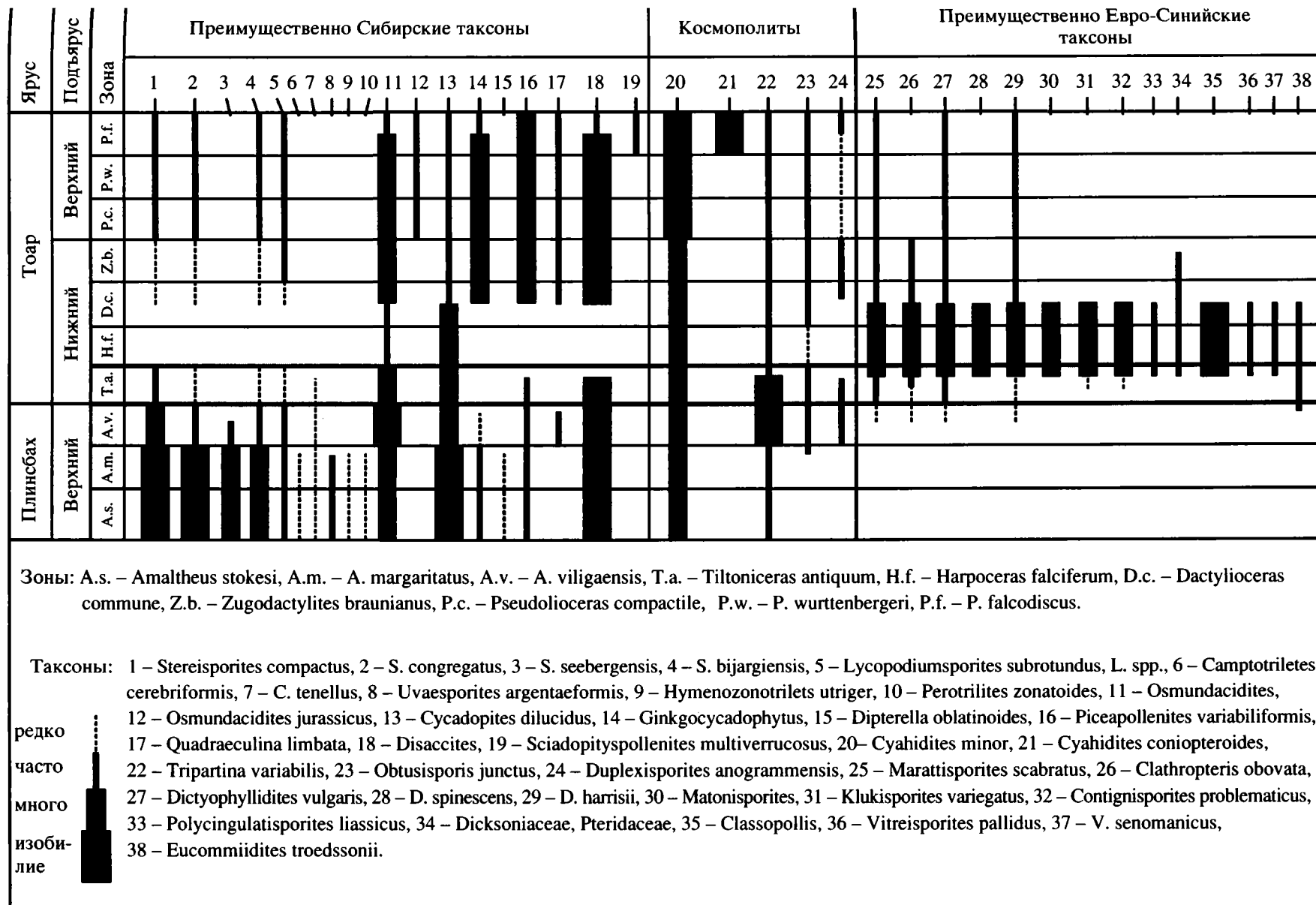


Рис. 7. Споро-пыльцевые комплексы в позднем плинсбахе и тоаре на севере Сибири.

изобильными остракодами. Это свидетельствует о неустойчивости режима придонных вод.

Биогеографическая избирательность выпадения таксонов из морских сообществ и споропыльцевых комплексов. Из 3-х групп двустворок, разделенных по биогеографической принадлежности на бореально-арктические (высокобореальные – 26 родов), низкобореальные (16) и субтетические (7), рубеж перестройки пережили лишь 20% высокобореальных родов, полностью исчезают из донных сообществ представители низкобореальных и субтетических групп (рис. 3). Таким образом, двустворки наиболее ярко демонстрируют драматическую историю плинсбах-тоарского кризиса. Из трех родов бореально-арктических остракод (всего их 4) один (*"Mandelstamia"*) исчезает в конце плинсбаха, два других (*Ogmosconcha* и *Ogmosconchella*) пересекают границу, но неизвестны выше зоны Antiquum. Единственный (из 4-х бореальных), известный в плинсбахе род *Nanasythere* исчезает из разрезов в кровле яруса. С самого начала тоара впервые появляется род *Kinkelina* (рис. 4). Таким образом, перестройка среди остракод приходится на короткий интервал фазы Antiquum. Бореально-арктическая группа фораминифер насчитывает 24 рода, из которых более половины (13) пересекает границу плинсбаха – тоара. На самой границе или вблизи ее временно исчезают лишь 5 родов. Из 13 бореальных родов 6 выпадают из разрезов верхнего плинсбаха на разных стратиграфических уровнях, 5 родов появляются в основании тоара, один род *Citharina*, исчезнув в плинсбахе, спустя три фазы, появляется в тоаре и только *Recurvoides* пересекает границу. Бореально-субтетические фораминиферы представлены лишь двумя родами: *Involutina* в плинсбахе и *Comuspira* в тоаре (рис. 5). Таким образом, наиболее существенная перестройка биогеографической структуры фораминифер произошла среди относительно теплолюбивых таксонов. Диноцисты, разделенные на две биогеографические группы видов: бореально-арктические (10) и бореально-атлантические (7) практически отсутствуют в плинсбахе. В самой его кровле обнаружены три вида *Nannoceratopsis*. Непосредственно над границей один из этих видов – *N. anabarensis* – дает вспышку, два других часто встречаются в мацерате (рис. 6). Примечательно, что именно бореально-атлантические, а не бореально-арктические виды в изобилии появляются в раннем тоаре. В СПК, разделенных на три группы: сибирские, космополиты и евро-синийкие в интервале пограничных зон *Amaltheus viligaensis* – *Tiloniceras antiquum* исчезают 16 таксонов из 18 сибирских, и лишь два сохраняются (рис. 7). Границу проходят все космополиты (4 таксона) и в самом основании тоара (или даже кровле плинсбаха) появляются несколько таксонов из 14 евро-синийких, кото-

рые в большом количестве обнаружены в кровле зоны Antiquum и зоне Falciferum. Таким образом, основные события в наземной растительности приходится также на фазу Antiquum начала тоарского века.

ВОЗРОЖДЕНИЕ БИОТЫ ПОСЛЕ КРИЗИСА

Практически все организмы, как животного, так и растительного происхождения претерпевают перестройку в начале раннего тоара в фазе Antiquum. Во всех группах кризис сопровождается более или менее резким сокращением таксономического разнообразия и разрушением структуры сообществ. Восстановление сообществ донных животных начинается, как правило, с возвращения наиболее термофобных таксонов (эффект Лазарус). Так, в разрезах нижнего тоара постепенно появляются бореально-арктические таксоны, исчезнувшие в плинсбахе. Пять родов появляются в донных сообществах через одну фазу (от 0.5 до 1.0 млн. лет), затем в течение 2–3 млн. лет арктические таксоны (те же роды и большинство прежних видов) восстанавливаются полностью. Однако роды-доминанты сменяются (рис. 3). Возрождение нижнебореальных двустворок происходит только в позднем тоаре и, в основном, за счет иммигрантов. Ни один из 9-ти нижнебореальных таксонов двустворок (те же роды и многие виды) не обнаружен сразу выше границы плинсбаха-тоара. Род *Chlamys* появляется в донных сообществах спустя 3 млн. лет после кризисного рубежа и лишь через 5–6 млн. лет новые для Арктики таксоны почти полностью заполняют пустующие ниши. Такая же картина наблюдается и среди субтетической группы родов. 100% субтетических таксонов двустворок исчезают перед границей и позже возвращается один – *Goniomya*. Только два новых рода появляются спустя, соответственно, три и шесть фаз (т.е. 3 и 6 млн. лет). Таким образом, событие "вымирания" среди двустворок имело гораздо меньшую протяженность, по сравнению с событием возрождения.

Арктические остракоды, кроме *Camptocythere*, исчезают из донных сообществ раннего тоара и замещаются более термофильными бореальными родами (рис. 4). Выше плинсбах-тоарской границы существенно обновляется термофильный комплекс фораминифер. В интервале верхний плинсбах-нижний тоар наблюдаются более высокие темпы смены бореальных таксонов фораминифер, чем бореально-арктических (рис. 5). Как было сказано выше, бореально-атлантические, т.е. термофильные виды динофлагеллят доминировали в пелагиали раннетоарских северосибирских морей (рис. 6). Сразу над рубежом перестройки наблюдается резкая вспышка (доминирование в СПК) теплолюбивого рода *Classopollis*. 11 сибирских таксонов из 18 прежних в СПК

вновь появляются в зоне *Dactylioceras commune*, а в подстилающих зонах *Tiloniceras antiquum* и *Narroceras falciferum* обнаружено 14 евро-синийских таксонов, большинство из которых встречены в массовом количестве (рис. 7).

СЦЕНАРИЙ БИОТИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ

Суммируя вышеизложенное, нам представляется следующий наиболее вероятный сценарий БП в пограничном плинсбах-тоарском временном интервале на севере Сибири.

– поздний плинсбах, вторая половина фазы *Stokesi* – первая часть фазы *Margaritatus* → трансгрессия → потепление → иммиграция низкобореальных и перитетических таксонов беспозвоночных в Арктический бассейн;

– поздний плинсбах, вторая половина фазы *Margaritatus* – фаза *Viligaensis* – ранний тоар первая половина фазы *Antiquum* → регрессия → → образование географических барьеров → → изменение конфигурации дна и системы морских течений во второй половине фазы *Viligaensis* → быстрое похолодание → падение разнообразия (?сокращение северной части ареалов) таксонов морских беспозвоночных;

– ранний тоар, конец фазы *Antiquum* → начало эвстатического подъема уровня моря → потепление → слабое распреснение поверхностных вод → начало цветения фитопланктона и иммиграция наземных евро-синийских таксонов растений → начало развития дизоксийных обстановок → “вымирание” морских беспозвоночных;

– ранний тоар, фаза *Falciferum* → дальнейший подъем уровня моря с максимумом в конце фазы *Falciferum* → изменение конфигурации дна и системы морских течений → существенное потепление на суше и водных масс → периодические иммиграции низкобореальных таксонов беспозвоночных в Арктический бассейн → миграции аркто-бореальных таксонов микробентоса в низкобореальные моря (фаза *Falciferum* – начало фазы *Commune*) → резкий рост разнообразия наземных растений Евро-Синийской области (изобилие *Classopolis*) → расцвет фитопланктона → развитие дизоксийных, местами аноксийных обстановок в придонных слоях и толще воды → конец вымирания беспозвоночных в начале фазы *Falciferum*;

– ранний тоар, фаза *Commune* → высокое стояние уровня моря → сокращение дизоксийных обстановок → теплые водные массы и теплая атмосфера → иммиграция нижнебореальных, перитетических и рост разнообразия бореально-арктических таксонов морских беспозвоночных → → рост видового разнообразия фитопланктона

и наземных растений за счет “притока” сибирских форм;

– ранний тоар, фаза *Braunianus* → понижение уровня моря → сохранение таксономического разнообразия морских беспозвоночных → начало похолодания → резкое сокращение видового разнообразия среди наземных евро-синийских растений (исчезновение *Classopolis*) → падение численности фитопланктона.

ПРИЧИНЫ БИОТИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ

Палеогеография. Вполне резонно предположить, что значительные палеогеографические события, приводившие к существенному обновлению морских палеоландшафтов, могли вызывать также и пертурбации в биосе. В связи с плинсбах-тоарским биотическим кризисом заслуживает внимание крупная палеогеографическая перестройка на севере Атлантики, совпадающая по времени с пограничным плинсбах-тоарским интервалом. Палеобиогеографический анализ морских беспозвоночных свидетельствует о том, что в позднем плинсбахе южная граница биогеографической надобласти Тетис-Панталасса располагалась на широте Южной Англии и Северо-Западной Франции. Однако уже в начале тоара палеогеографическая перестройка на севере Атлантики усилила влияние холодных водных масс, что привело к перемещению теплолюбивых моллюсков к югу, и, одновременно, смещению на несколько сотен километров к северу (к Южной Скандинавии и Северо-Восточной Гренландии) границы двух супербиохором: Тетис-Панталасса и Панбореальной (*Damborenea*, 2002, fig. 7).

Ф. Мацциони и Ф. Чека (*Macchioni, Cessa*, 2002) выявили на разрезах Северо-Западной и Южной Европы, а также северо-западной части Африки два четких уровня падения разнообразия аммонитов в начале тоара – зоне *Dactylioceras tenuicostatum*. Первое из них установлено в конце подзоны *Dactylioceras mirabile* и отражает разрушение бореально-тетической провинциальности, с одной стороны, за счет быстрого вымирания бореального эндемичного семейства *Amaltheidae*, которое занимало моря Северо-Западной Европы в течение всего плинсбаха, и, с другой стороны, вымирания позднедомерских эндемичных аммонитов на Средиземноморских территориях. Второе драматическое падение разнообразия аммоноидов в верхней части подзоны *Dactylioceras semicelatum* совпало с аноксидным событием (атакой ОАЕ). Оно нашло отражение в эпиокеанических аммоноидных кладах, таких как *Phylloceratacea* и *Lytoceratacea*. Авторы считают оба вымирания самостоятельными, а не эпизодами единого ступенчатого события вымирания.

Казалось бы, влияние этих палеогеографических перестроек должно ограничиться районами, примыкающими к Северной Атлантике, и иметь слабое отношение к биотическим событиям в Андском и Северосибирском бассейнах, отстоящих на многие тысячи километров. Однако это не совсем так. По последним данным одновременно с расширением связей морей Северной Атлантики и Арктики по так называемому коридору Викинг в начале тоара резко возрос также обмен водными массами и биотой между Западной Пацификой и Центральной Атлантикой через Испанский коридор (Захаров, 2005 и ссылки на оригинальные публикации). В результате расширения морских путей активизировался обмен фаунами между палеоакваториями. М. Аберхан (Aberhan, 2002) предположил, что вымирание в Южной Америке могло быть частично объяснено иммиграцией двустворок через Испанский коридор и последующим выборочным перемещением. Хотя подсчеты интенсивности перемещения моллюсков из Атлантики в Пацифику и обратно показали слабое взаимное влияние, эффект этого фактора нельзя сбрасывать полностью. Северосибирская биота оказалась более зависимой от североатлантической, чем Андская. Так, вымирание единственного позднеплинсбахского семейства аммонитов *Amaltheidae* в Арктике (как и глобально), вероятно, совпало по времени с расширением морских связей Арктики с Северной Атлантикой. Последующая колонизация сибирских и северо-азиатских бассейнов в самом начале тоара аммонитами семейства *Dactylioceratidae* – выходцами из североатлантических морей – произошла в столь короткое время, что его невозможно оценить биохроностратиграфическим методом. Таким образом, коренное обновление ассоциаций аммонитов на границе плинсбаха-тоара и в начале раннего тоара на севере Сибири могло быть вызвано перестройкой в палеогеографии Северной Атлантики и связанным с ней усилением влияния северо-атлантических водных масс в Арктике и одновременно проникновением в арктический бассейн западно-европейских тоарских аммонитов из семейства *Dactylioceratidae* и белемнитов из семейства *Passaloteuthidae* (Сакс и др., 1971).

Эвстатика и аноксия. Среди причин “массовых вымираний” двустворчатых моллюсков – группы преимущественно бентосной, наиболее популярна гипотеза аноксических обстановок, широкое распространение которых связывают с повышением уровня моря во время раннетоарской трансгрессивной фазы (Hallam, 1987; Hallam, Wignall, 1999; Aberhan, Baumiller, 2003). Эта трансгрессия, имевшая, скорее всего, эвстатическую природу, привела, как полагают, к образованию черных сланцев. Сланцы и глины раннетоарского возраста известны во многих регионах Северного полу-

шария: в Северо-Западной Европе, в альпийско-средиземноморской области, в Канаде, в Арктике и Японии. Они размещаются в разнообразных палеоокеанографических ситуациях, но исследователи пород и фоссилий практически единодушны в том, что высокоуглеродистые черные сланцы нижнего тоара повсюду формировались в условиях дефицита кислорода в придонных водах бассейнов. Синхронные отложения этих фаций в разных частях Земного шара побудили Дженкинса (Jenkyns, 1988) высказать предположение о существовании “аноксидного океанического события” (ОАЕ) в начале раннего тоара (фаза *Falciferum*). Развитие условий с дефицитом кислорода как в глубоководных бассейнах, так и на мелководных площадях (плато Тренто в Южных Альпах) документировано седиментологическими и геохимическими исследованиями самого Дженкинса и его же с соавторами (Jenkyns et al., 1985; Jenkyns, Clayton, 1997). Исследования продуктивности тоарских черных сланцев в другом районе Северной Италии (бассейне Беллуно), выполненные А. Белланка с соавторами (Bellanca et al., 1999), привели этих авторов к выводу о том, что обогащенные органическим карбонатом черные сланцы, циклически чередующиеся с биотурбированными известняками и серыми мергелями, являются следствием раннетоарского аноксидного события в бассейне Тетис. Негативный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ в средней части изученного ими интервала коррелируется с максимумом содержания общего органического углерода (ТОС) и высоким значением V/Rb Ba/Rb, которые, по мнению авторов, были вызваны тоарским аноксидным событием, стадией наибольшей интенсивности придонной аноксии совместно с высокой продуктивностью приповерхностных вод. Классическим эталоном высокоуглеродистых черносланцевых толщ являются нижнетоарские посидониевые сланцы Юго-Западной Германии. По мнению подавляющего большинства исследователей их формирование происходило в мелководном полузамкнутом морском бассейне. Г.-И. Рёль с соавторами (Röhl et al., 2001), изучив комплексом методов (седиментологических, геохимических и палеоэкологических) разрезы посидониевых сланцев на всем их протяжении от Швабского (на юго-западе) до Франконского Альба (на северо-востоке), пришли к выводу о преобладании аноксических условий в придонных водах “посидониевого” бассейна в течение всего времени их формирования. Притом максимум кислородного истощения и экстремальный негативный сдвиг значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (–34‰) имеет место в течение начального времени фазы *Falciferum*. Следует заметить также, что и в Андском бассейне (Чили) среди причин перестройки в сообществах двустворок на границе плинсбаха/тоара указывается высокое стояние уровня моря и широкое распространение аноксии (Aber-

han, 2002; Aberhan, Fürsich, 1997). Из рассмотренных примеров мы видим, что аноксические придонные условия реконструируются для разных типов бассейнов как в Северном, так и Южном полушариях Земли.

Таким образом, фактор аноксии для объяснения сокращения видового разнообразия морских бентосных организмов называется одним из основных. Широкое распространение аноксических обстановок связывается с океанографическим сценарием, в котором изменения уровня моря рассматриваются, как основная причина. В этом сценарии, обычно, не называется триггер, приводивший к быстрому, по существу, мгновенному в масштабе геологического времени (в течение одной фазы, т.е. менее одного млн. лет!) глобальному подъему уровня моря.

На севере Сибири в разрезах, расположенных на сотни и даже тысячи километров один от другого, происходит быстрая (иногда в интервале нескольких дециметров по мощности) смена песчано-алевритовых осадков – глинистыми и глинисто-алевритовыми, местами обогащенными *Sarg.* В этом интервале, действительно, установлено резкое падение таксономического разнообразия макро- и микрофауны. Однако несколько родов двустворок, среди которых представители трех разных трофических групп: сестонофаги низкого (*Tancredia*) и низкого (*Kolymonectes*, *Oxytoma*) уровня и собиратели низкого уровня (*Dasytoma*), продолжают существовать. Все они нуждались в обогащенных кислородом придонных водах, и, конечно, не выносили не только аноксической, но и дизоксической среды. Притом *Dasytoma* питалась под поверхностью осадков–вода, так что и ниже поверхности дна не могло быть значительного дефицита кислорода, не говоря уже о сероводородном заражении. Довольно разнообразные (17 родов) бентосные фораминиферы в начально-тоарскую фазу *Antiquum* тоже населяли придонные воды. Они нуждались в нормальном газовом режиме. Конечно, нельзя утверждать, что подобные условия сохранялись повсюду в огромном эпиконтинентальном северосибирском море: от Ямала до Чукотки. Определенно существовали участки с дефицитом кислорода в придонных водах. Широкое распространение в раннем тоаре Северного полушария тонкозернистых осадков, местами обогащенных органическими веществами, логично, конечно, объяснить высоким стоянием уровня моря и довольно выровненным низкогорным рельефом вокруг большинства раннетоарских бассейнов (Jenkyns, 1988). По мнению ряда авторитетных ученых, самое высокое стояние уровня в течение всей ранней и начале средней юры приходится именно на ранний тоар (Hallam, 1992, fig. 4, 5).

Климат. Все это так, но следует заметить, что большинство исследователей связывают с эвстатическими подъемами общее потепление климата. Именно климат оказывал непосредственное влияние на биоту. Ниже мы покажем, что многие факты во временной динамике ассоциаций беспозвоночных и растений логичнее объяснить климатическими флуктуациями. Климатические флуктуации мы считаем непосредственной причиной биотической перестройки на севере Сибири: теплые условия в позднем плинсбахе сменились похолоданием в самом его конце (в конце фазы *Viligaensis*) и начале тоара (начале фазы *Antiquum*), а затем на севере Сибири постепенно потеплело (см. сценарий). Этот вывод основан на факте исчезновения в пограничных плинсбах-тоарских слоях остатков морских теплолюбивых животных, постепенном возвращении в северосибирские моря в первую очередь высокобореальных таксонов, и только затем теплолюбивых животных и наземных растений, притом, например, среди двустворок прежние тепловоднолюбивые роды не вернулись, а вместо них пришли новые. Такая динамика возрождения биоты свидетельствует о постепенном потеплении. Правда, довольно ранняя вспышка евро-синийских таксонов в СПК и изобилие *Classopollis* позволяет предполагать, что потепление на суше было довольно быстрым. С этим согласуется и расцвет фитопланктона на фоне все еще крайней бедности бентосных беспозвоночных. Таксономическую бедность двустворок-фильтраторов можно связать как раз с существенными новациями в пищевой цепи: взрывной расцвет в планктоне динофлагеллят привел к качественному обновлению пищи. Ведь до начала тоара динофлагелляты практически отсутствовали в рационе фильтраторов. Возможно, именно длительной адаптацией к новой пище объясняется тот факт, что после кризисный период колонизации двустворчатыми моллюсками северосибирских раннетоарских морей растянулся на несколько миллионов лет. Однако ведущим фактором все же следует считать температурный: субтетические и низкобореальные двустворки, населявшие в конце плинсбаха эпиконтинентальные моря на севере Сибири выше 68° северной широты опустились в начале тоара (фазы *Antiquum* и *Falciferum*) до 55° (до местоположения бореально-тетического экотона в Северном Приморье) и только в позднем тоаре возвратились на север Сибири (рис. 8). В какой-то мере этот вывод подтверждается и данными по микрофауне: фораминиферам и остракодам. В течение большей части позднего плинсбаха ассоциации микрофауны обитали на 73° северной широты. В конце фазы *Viligaensis* и фораминиферы и остракоды откочевали почти до 55° северной широты. Затем, уже в начале тоара, эти группы микрофауны довольно быстро возвратились из

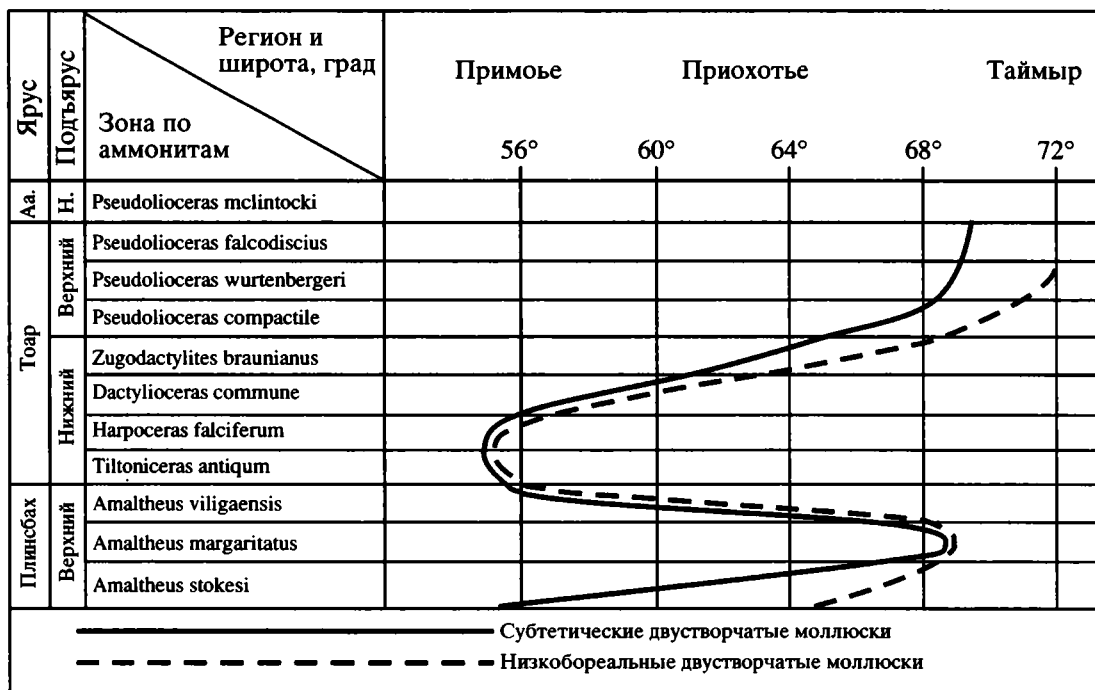


Рис. 8. Перемещение морских субтетических и низкобореальных родов двустворок в Арктической палеобиогеографической области в позднем плинсбахе и раннем тоаре из высоких широт в низкие и обратно (принципиальная схема): 1 – субтетические; 2 – низкобореальные; Аа. – ааленский ярус; Н. – нижний подъярус.

низких широт в высокие и адаптировались к новым условиям в течение сравнительно короткого времени, возможно, в течение менее одного миллиона лет (рис. 9). Весьма сходный климатический режим на севере Сибири реконструирован и по данным палинологии. Кривая тепла достигает максимума за весь юрский период в раннем тоаре (рис. 10). По мнению В.И. Ильиной (Ильина и др., 1994) максимум потепления падает на фазу *Falciferum*. В конце плинсбаха намечается похолодание, которое, возможно, переходит в начало тоара, хотя из-за некоторой неопределенности в датировках возраста пограничных отложений, точно (на подзональном уровне) определить время похолодания не представляется возможным. Не исключено, что похолодание в конце плинсбаха и (?) самом начале тоара связано с гумидизацией климата на севере Сибири. Геохимические показатели (Левчук, 1985) и специфический набор микрофоссилий свидетельствуют об опреснении вод на юго-востоке Северосибирского моря. На тоар приходится аридизация климата, что объясняет отсутствие в разрезах тоарского яруса в Северной и Западной Сибири грубозернистых осадков даже в прибрежно-мелководных отложениях (Палеогеография севера..., 1983).

ДИНАМИКА БИОТИЧЕСКИХ ПЕРЕСТРОЕК

Когда Д. Рауп и Д. Сепкоски (Raup, Sepkoski, 1982, 1984; Sepkoski, Raup, 1986) впервые показали

динамику вымираний морских беспозвоночных по векам фанерозоя на количественной кривой семейств, то при первом впечатлении казалось, что пики падения таксономического разнообразия приходится на границы ярусов и подъярусов. Однако последовавшие за первыми публикациями более детальные исследования показали, что критические рубежи биотических перестроек далеко не всегда падают на границы геостратонов. Так, по мнению Д. Сепкоски, в плинсбахе и тоаре в мире вымерло соответственно 22 и 11 семейств аммонитов. По данным К. Литтла и М. Бентона (Little, Benton, 1995) в интервале наиболее интенсивного вымирания аммонитов в ранней юре от начала фазы *Margaritatus* позднего плинсбаха до конца фазы *Bifrons* раннего тоара (от 191.51–184 млн. лет) в Северном и Южном полушариях вымерло 28 семейств по фазам: *Margaritatus*-8, *Spinatum*-7, *Tenuicostatum*-4, *Falciferum*-8, *Bifrons*-6. Притом, на конец плинсбаха (*Spinatum*) и начало тоара (*Tenuicostatum*) приходится не самое большое число вымерших семейств.

На конкретном разрезе Северного Йоркшира (Англия) пограничных слоев плинсбаха – тоара по 8 изученным группам фауны: двустворкам, гастроподам, скафоподам, аммонитам, белемнитам, брахиоподам, серпулидам и морским лилиям – наиболее интенсивное вымирание на видовом уровне установлено в самой верхней из 4-х подзон зоны *Dactylioceras tenuicostatum* – подзоне *Semi-*

celatum (Little, Benton, 1995). Ранее А. Хэллем (Hallam, 1987) показал, что в раннеюрских морях на северо-западе Европы таксономическое разнообразие среди аммонитов (родовое, у остальных групп – видовое), двустворок, брахиопод, фораминифер и остракод, в целом, возрастало в течение геттанга, синемюра и плинсбаха, но на границе плинсбаха – тоара падало (кроме фораминифер на северо-западе Франции), и в особенности резко у двустворок. Судя по тому, что практически у каждой из этих группы, кроме фораминифер и остракод в Англии, максимальные пики первого появления таксонов в разрезе приходятся на верхнюю зону плинсбаха, большинство именно этих “новых” для северозападноевропейского моря таксонов исчезли из разрезов в период биотической перестройки. Постепенный рост таксономического разнообразия наблюдается практически во всех группах беспозвоночных, но не достигает уровня конца плинсбаха даже вблизи границы с ааленом.

Динамика биотических перестроек не совпадает в разных палеобиохоремах ни по интенсивности, ни по последовательности событий, ни по времени, если исходить из позонных (подзонных) корреляций разрезов. Так, в тетической и бореальной супербиохоремах выявлены два уровня вымирания аммонитид в основании и верхней части зоны Tenuicostatum (Macchioni, Cessa, 2002). Однако, как показали К. Литтл и М. Бентон (Little, Benton, 1995), на эту зону приходится минимальное число вымерших семейств на севере Западной Европы. Стало быть, “пики вымираний” получены за счет средиземноморских аммонитид.

Максимальное падение таксономического разнообразия среди макробентоса (двустворок и брахиопод) в Западно-Европейской бореальной провинции приурочено к зоне Falciferum (подзона Exaratum). Для Андского бассейна позонные датировки не приводятся, но, судя по графикам, интервал вымирания охватывает конец плинсбаха и ранний тоар (Aberhan, Fürsich, 1997, 2000). А. Хэллем (Hallam, 1987), исходя из предположения об аноксии, как главном факторе вымирания, считал, что это явление подавляло нектон и бентос, но не планктон. Однако, как следует из анализа позонных вымираний, разнообразие среди аммонитов в северозападноевропейском бассейне упало значительно раньше, чем среди бентоса (Hallam, 1987, fig. 1). Оно совпало с началом распространения высокоуглеродистых черных сланцев вблизи зоны Falciferum. Именно в течение начального времени зоны Falciferum отмечен максимум кислородного истощения и экстремальный негативный сдвиг значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (–34‰) в Южногерманском бассейне (Röhl et al., 2001). Т. Бейли с соавторами (Bailey et al., 2003) подтвердили это заключение, используя данные по Йоркширскому бассейну. “След” ОАЕ они зафиксиро-

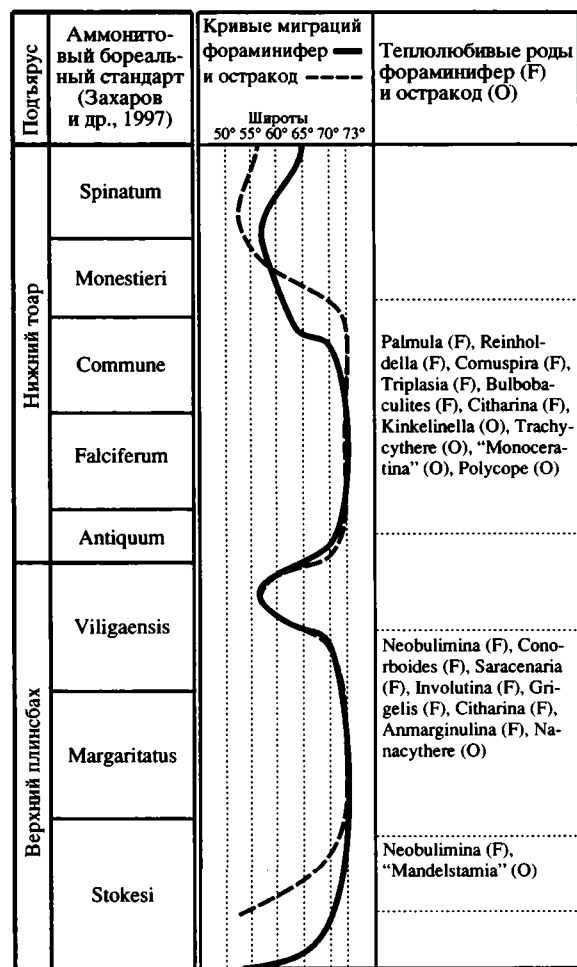


Рис. 9. Перемещение субтетических и низкобореальных родов фораминифер и остракод в Арктической палеобиогеографической области в позднем плинсбахе и тоаре (принципиальная схема).

вали в основании зоны Falciferum (подзона Exaratum).

Особый интерес представляют темпы вымирания таксонов разных организмов. Хорошо известно, что темпы таксоногенеза у аммоноидей в мезозое превышали таковые всех остальных групп морских беспозвоночных. Однако относительная биохронологическая шкала, основанная на смене таксонов аммонитов, не позволяет точно оценить временные темпы их морфогенеза. С другой стороны, датировки продолжительности даже веков мезозоя, не говоря уже о зональных фазах, в цифрах абсолютного летоисчисления все еще далеки от совершенства (Grandstein et al., 1994). Тем не менее, представляется оправданным привлечение внимания к оценкам абсолютного возраста пограничных подзон верхнего плинсбаха и нижнего тоара, полученным методом интерполяции значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (McArthur et al., 2000). Авторы считали продолжительность раннетоарских ам-

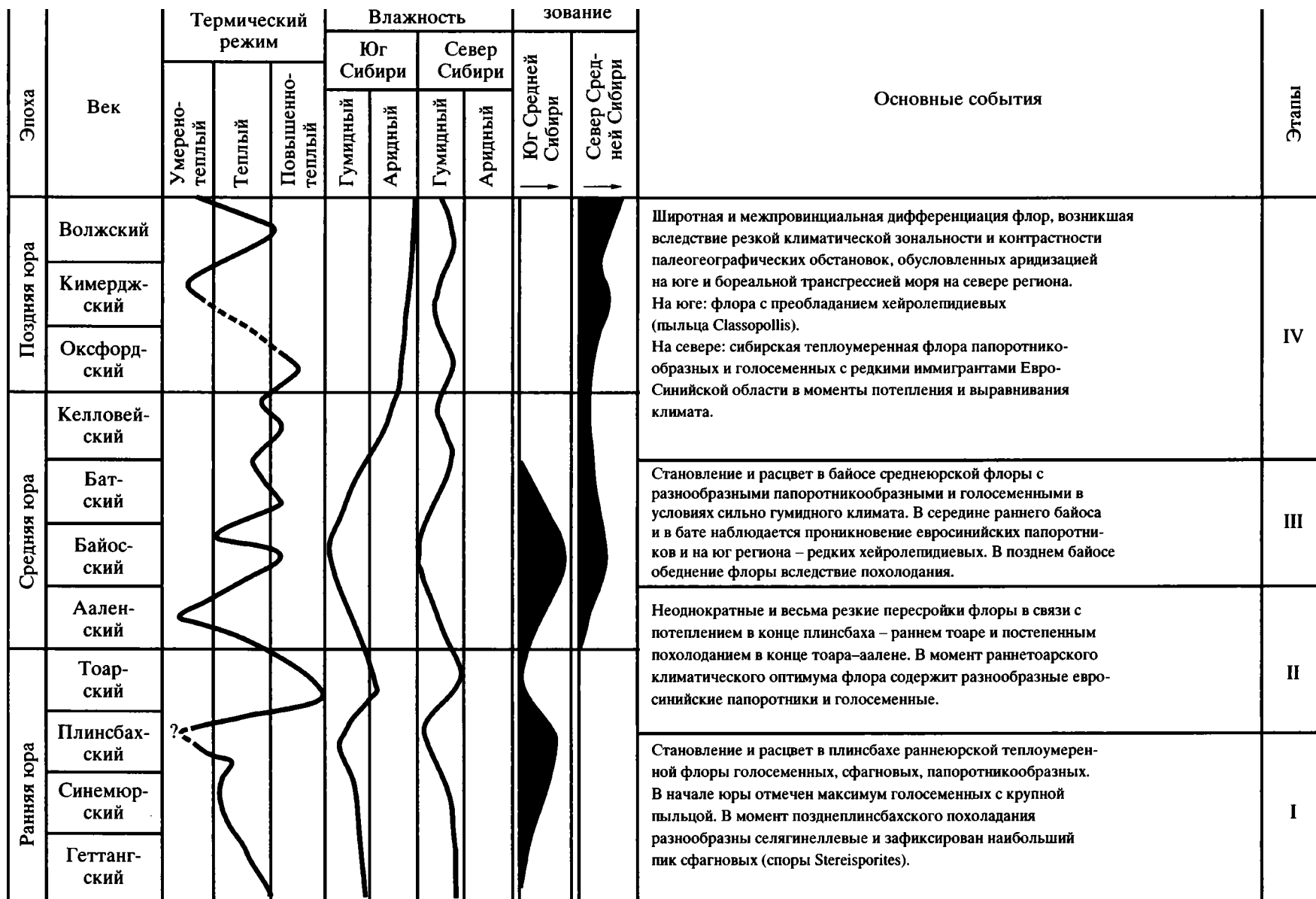


Рис. 10. Флуктуации климата – тепла и влажности, эпохи углеобразования и основные события на суше в юрском периоде на территории Сибири.

монитовых подзон и показали, что она различается до 30 раз; а именно, от 0.036 млн. лет для подзоны *Clevelandicum* до 1.08 млн. лет для подзоны *Exaratum*. Раннетоарское ОАЕ продолжалось 0.52 млн. лет. Если не доверять этим абсолютным значениям, но принимать одинаковое относительное отклонение (систематическую ошибку расчетов), то окажется, что темпы преобразования аммонитовых ассоциаций, по крайней мере, на порядок выше, чем темпы перестроек бентосных сообществ, поскольку суммарная продолжительность 4-х подзон зоны *Tenuicostatum* = 0.302 млн. лет (интервал перестроек ассоциаций аммонитов), а продолжительность подзоны *Exaratum* (интервал перестроек сообществ бентоса) составляет 1.080 млн. лет. Следует еще раз отметить, что перестройки в ассоциациях аммонитов как в бореальных, так и тетических бассейнах начались до аноксидного события.

Описанный выше сценарий плинсбах-тоарской биотической перестройки донных сообществ в Арктике во многом напоминает таковой в Западно-Североевропейском и даже Андском бассейнах. Однако имеются существенные отличия в динамике вымираний таксонов. Во-первых, в позднем плинсбахе Арктики нектон был представлен только родом *Amaltheus*. Этот род – единственный представитель одноименного семейства аммонитов повсюду, как и в Арктике, исчезнувшего на границе с тоаром. Подавляющее большинство тоарских аммонитов Арктики – это выходцы из Северной Атлантики. Их эволюционная история в арктических морях полностью повторяла таковую исходных мест, т.е. морей Западной Европы. Во-вторых, среди бентосных групп, в отличие от Англо-Парижского и Андского бассейнов, процент вымерших таксонов ничтожен. Динамика таксономического разнообразия определялась не вымираниями и таксоногенезом, а в значительной мере изменениями границ ареалов (рис. 7–8). В конце плинсбаха в Арктике среди двустворок вымирает лишь один род *Награх*. Большинство же бореально-арктических родов в начале тоара лишь “откочевывают” на юг, а затем возвращаются на прежние места обитания (рис. 8). Более теплолюбивые роды покидают арктические моря, но не вымирают. Микрофауна, в общем, следует тому же сценарию, что двустворки (рис. 9). Таким образом, на рубеже плинсбаха – тоара в Арктическом бассейне не установлено “массового” вымирания среди морских беспозвоночных. Биотический кризис среди морских беспозвоночных Арктики был связан, главным образом, с быстрым смещением ареалов таксонов к югу при резком похолодании, а затем постепенном возвращении беспозвоночных на прежние места обитания при потеплении климата (эффект Лазарус).

СВЯЗЬ СОБЫТИЙ В РАЗНЫХ РЕГИОНАХ

Видовое разнообразие двустворок резко сокращается на границе плинсбаха – тоара и в двух других регионах планеты: разрезах на юге Англии (Йоркшир) и в Южной Германии (эпиконтинентальные моря Северо-Западной Европы) и на юге Латинской Америки (Андский бассейн). А. Хэллем (Hallam, 1986, 1987) рассматривал это явление, как региональный феномен, но после открытия следов перестройки среди двустворок в Андском бассейне М. Аберхан и Ф. Фюрзих (Aberhan, Fürsich, 1997, 2000) это событие отнесено к глобальным. Заключение о глобальности биотического события на границе плинсбаха – тоара имеет все основания, если к имевшимся свидетельствам присовокупить данные по Северной Сибири и Арктике в целом (Шурыгин, Никитенко, 1996; Nikitenko, Mickey, 2004). Динамика таксономического разнообразия во всех трех регионах (Северо-Западная Европа, Андский бассейн и Арктика) очень сходная: в синемюре и плинсбахе со временем интенсивно растет разнообразие, вблизи границы, но в особенности в начале тоара разнообразие резко сокращается, затем постепенно растет и достигает прежнего (докритического уровня) в конце тоара или в аалене. В Северосибирском бассейне, как в эпиконтинентальных морях Северо-Западной Европы и в Андском бассейне период “разрушения” был в несколько раз короче периода возрождения. Однако в Арктике донные сообщества полностью или почти полностью восстановились в позднем тоаре, а в Западной Европе и на юге Южной Америки ассоциации двустворок достигли докризисного состояния лишь в аалене. Причины вымирания и позднего возрождения в Андском бассейне пытались объяснить миграциями личинок двустворок через Испанский коридор. Сокращение разнообразия в период кризиса увязывали с миграцией из Андского бассейна в западноевропейские моря в конце плинсбаха и начале тоара, а возрождения – перемещением в обратном направлении: из западноевропейских в восточнотихоокеанские, исходя из того, что в западноевропейских морях двустворки восстановили разнообразие уже в тоаре. Однако, как показали расчеты М. Аберхана (Aberhan, 2002), в обоих регионах от раннего плинсбаха до аалена скорости иммиграции оставались на низких уровнях, так что обе гипотезы опровергаются. Наоборот, образование новых видов в целом играло гораздо более важную роль, чем иммиграция, полностью контролируя дивергенцию в обоих регионах. Как полагает этот автор, глобальный плинсбах-тоарский кризис диверсификации биоты мог бы быть лучше объяснен комбинацией физико-химических факторов, вызванных интенсивным вулканизмом, высоким стоянием уровня моря и широким распространением аноксии также, как и биологическими факторами.

Возрождение после массового вымирания началось, когда скорости новообразования (таксонов) снова возросли в бассейнах Анд в аалене, а в Северо-Западноевропейских – в позднем тоаре.

Важные выводы получила группа западноевропейских исследователей на основе изучения элементного и изотопного состава кальцитовых ростров белемнитов из упоминавшихся ранее плинсбахских и тоарских разрезов Йоркширского побережья Соединенного Королевства и Южной Германии (Bailey et al., 2003). Благодаря надежной био- и хеостратиграфической корреляции обоих разрезов показано, что геохимические тренды, измеренные по кальциту ростров белемнитов, согласуются между двумя разрезами. Отношения Mg/Ca , Sr/Ca и Na/Ca у белемнитов увеличиваются от 1.7 до 2 и совпадают с 3‰ отрицательным трендом $\delta^{18}O$ от середины зоны *Tenuicostatum* до нижней части *Falciferum* английской аммонитовой зонации (интервал около 0.6–0.7 млн. лет). Эти данные поддерживают предположение, что драматические изменения среды совпали с тоарским ОАЕ. На основе Mg/Ca и $\delta^{18}O$ сделан вывод о резком потеплении на 6–7°C и существенном опреснении вод в этом временном интервале. Глобальное потепление, сопровождаемое возрастанием гидрологических циклов и увеличением стока предлагается для объяснения этих изменений. Данные по нижней части Йоркширского разреза позволяют предполагать, что предшественником этих событий было, возможно, похолодание, сопровождавшееся увеличением солености вод в течение зоны *Margaritatus* верхнего плинсбаха до нижней части зоны *Tenuicostatum* нижнего тоара.

Как можно видеть, ход событий, предложенный для Северо-Западноевропейского эпиконтинентального моря и Андского бассейна конца плинсбаха и начала тоара неплохо согласуется с приведенным нами сценарием биотических перестроек этого же интервала времени в северосибирских морях и арктическом бассейне в целом, хотя динамика БП имеет свои особенности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На севере Сибири и в Арктике в целом фиксируется БП на границе плинсбаха и тоара. Среди морских беспозвоночных: двустворок, остракод и фораминифер – она выражена резким падением таксономического разнообразия на родовом уровне в конце плинсбаха (?) и основании тоара – зоне *Tiloniceras antiquum*. Из споро-пыльцевых комплексов исчезает или количественно существенно сокращается большая часть видовых таксонов Сибирской палеофлористической области. Возрождение биоты происходило постепенно и разновременно в разных группах морских и наземных организмов. Раньше других (в зоне *Harposeras*

falciferum) в донных сообществах появились бореально-арктические двустворки и бореальные фораминиферы, лишь в позднем тоаре в северосибирских морях появились нижебореальные и субтетические двустворки и бореальные остракоды. Единичные в конце плинсбаха планктонные бореально-атлантические динофлагеллаты, представленные единственным родом *Nannoceratopsis*, дают вспышку в самом начале тоара и процветают в течение всего раннего тоара. Лишь в позднем тоаре появляются многочисленные (10 видов из 6 родов) бореально-арктические динофлагеллаты. СПК в самом начале тоара (зоне *Tiloniceras antiquum*) обогащаются за счет преимущественно евросинийских таксонов (14 видов из 12 родов). Сибирские таксоны в массовом количестве появляются в зоне *Dactyloceras commune* на том стратиграфическом уровне, где резко сокращаются Евро-Синийские формы.

Если судить по двустворкам, микробиоте и палинологии, то биотическую перестройку логичнее всего объяснить климатическими причинами: теплые условия в конце плинсбаха сменились резким похолоданием на границе плинсбаха и тоара, а затем на севере Сибири вновь потеплело. Потепление можно увязать с подъемом уровня моря, что объясняет широчайшее распространение на севере Западной и Восточной Сибири и в Арктике в целом глинистых, местами высокоуглеродистых толщ. Подъемом уровня моря с одновременным повышением температуры вод можно объяснить массовую вспышку теплолюбивого фитопланктона в самом начале тоара. Она могла вызвать снижение концентрации кислорода в толще воды (явление “красного прилива”) и, местами, в придонных водах или под поверхностью осадок-вода. Это же событие разрушило прежние пищевые цепи, что и привело к резкому сокращению разнообразия двустворок – фильтраторов.

Постепенный рост разнообразия среди макрофауны: двустворок, аммонитов, белемнитов и, отчасти, среди микрофауны позволяет считать, что потепление на севере Сибири было постепенным. Однако взрывной расцвет в самом начале тоара теплолюбивой наземной флоры и морских теплолюбивых же микроводорослей свидетельствует о быстром потеплении. Временной интервал потепления ограничен, по существу, двумя полными аммонитовыми фазами (конец фазы *Antiquum* – фаза *Falciferum* – начало фазы *Commune*). Точно оценить продолжительность фаз не представляется возможным. Грубая оценка дает около 2 млн. лет. Следуя данным по флоре, приходится допускать начало нового похолодания на севере Сибири уже на границе раннего и позднего тоара. Оно совпало с появлением в северосибирских морях многочисленных и разнообразных бореально-арктических динофлагеллат, а на суше доминирующих таксонов преимущественно Сибирской па-

леофлористической области. Такой климатический сценарий плохо увязывается с данными по двустворкам и остракодам, в сообществах которых к концу тоара – началу аалена появляются относительно теплолюбивые роды. Можно ли допустить, что реакция на изменения температуры морских вод была разной у моллюсков и микроводорослей? Вопрос остается открытым.

Следует заметить, что климатическая причина, по-видимому, была определяющей при сокращении ареалов некоторых обреченных на вымирание животных в мезозое в целом. Так, последние конодонты в Тетисе исчезли в рэте, а в Арктике самые поздние их остатки обнаружены только в норрии. Самые поздние остатки морских ящеров (позвонки) обнаружены на севере Сибири в средней части маастрихта. В тропической зоне последние на Земле крупные ящеры обитали до конца маастрихта и, возможно, даже в дании. Головоногие моллюски в морях Тетис исчезли с лица земли в конце мела – самом начале палеогена, а в Арктической палеобиогеографической области это событие фиксируется несколько раньше – в середине маастрихта. Еще более яркую картину демонстрируют двустворки семейства *Ipsogamidae*. Последние их представители в Арктике известны из самого нижнего кампана, в то время, как в Западном Тетисе их раковины встречаются в слоях пограничных между маастрихтом и данием (палеоген). Таким образом, получены дополнительные доказательства климатических причин массовых вымираний на основе анализа ареалов “обреченных” на вымирание таксонов: предшественником вымирания группы на критических рубежах в мезозое было сокращение ее ареала, а затем полное исчезновение в бореальной области.

Авторы благодарят М.А. Ахметьева и О.А. Корчагина за замечания, способствовавшие улучшению статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 03-05-64391, 03-05-64780 и 05-05-6494; программы № 25 Президиума РАН, программы ОНЗ № 14 и проекта 27.2.2 программы 27.2 СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Захаров В.А. Палеобиогеография, палеогеография и палеогеодинамика // Ред. Гладенков Ю.Б., Кузнецова К.И. Биосфера, экосистемы, биоты в прошлом Земли (палеобиогеографические аспекты) М.: ГЕОС, 2005. С. 46–72.
- Захаров В.А., Бейзель А.Л., Богомолов Ю.И. и др. Основные биотические события в фанерозое Сибири // Ред. Розанов А.Ю. Проблемы доантропогенной эволюции биосферы М.: Наука, 1993. С. 25–54.
- Захаров В.А., Бейзель А.Л., Богомолов Ю.И. и др. Этапность и периодичность в эволюции морских экосистем бореального мезозоя // Ред. Розанов А.Ю., Семихатов М.А. Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 139–151.
- Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.
- Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 192 с.
- Князев В.Г., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 100 с.
- Левчук М.А. Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба. Новосибирск: Наука, 1985. 164 с.
- Палеогеография севера СССР в юрском периоде / Ред. Боголепов К.В. Новосибирск: Наука, 1983. 190 с.
- Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А. и др. Палеозоогеография морей Бореального пояса в юре и неокOME // Ред. Боголепов К.В. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 179–211.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л. Циркумбореальные реперные уровни нижней и средней юры (по последовательности биособытий в бентосе) // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 187–192.
- Шурыгин Б.Н., Девятков В.П., Никитенко Б.Л. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Гео. 2000. 400 с.
- Aberhan M., Opening of the Hispanic Corridor and Early Jurassic bivalve biodiversity // Eds. Crame J.A., Owen A.W. Palaeobiogeography and Biodiversity Change: Ordovician and Mesozoic – Cenozoic radiations. J. Geol. Soc. London. Special publ. 2002. V. 194. P. 127–139.
- Aberhan M., Baumiller T. Selective extinction among Early Jurassic bivalves: a consequence of anoxia // Geology. 2003. V. 31. № 12. P. 1077–1080.
- Aberhan M., Fürsich F.T. Diversity analysis of Lower Jurassic bivalves of the Andian Basin and the Pliensbachian-Toarcian mass extinction // Lethaia. 1997. V. 29. P. 181–195.
- Aberhan M., Fürsich F.T. Mass origination versus mass extinction: the biological contribution to the Pliensbachian-Toarcian extinction event // J. Geol. Soc. London. 2000. V. 157. P. 65–60.
- Bailey T.R., Rosenthal Y., McArthur J.M. et al. Paleoclimatographic changes of the Late Pliensbachian-Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event // Earth and Planet. Sci. Letters. 2003. V. 212. P. 307–320.
- Bellanca A., Masetti D., Neri R., Venezia F. Geochemical and sedimentological evidence of productivity cycles recorded in Toarcian black shales from the Belluno basin, Southern Alps, Northern Italy // J. Sediment. research. 1999. V. 69. № 2. P. 466–476.
- Damborenea S.E. Jurassic evolution of Southern Hemisphere marine palaeobiogeographic units based on benthonic bivalves // Geobios. 2002. Mém. Spéc. № 24. P. 51–71.
- Grandstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. A Mesozoic time scale // J. Geophys. research B. 1994. V. 99. P. 24051–24074.

- Hallam A.* The Pliensbachian and Tithonian extinction events // *Nature*. 1986. V. 319. P. 765–768.
- Hallam A.* Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Lower Jurassic of northwest Europe // *Paleobiology*. 1987. V. 13. № 2. P. 152–168.
- Hallam A.* Phanerozoic Sea-Level Changes. N.Y.: Columbia university press, 1992. 266 p.
- Hallam A., Wignall P.B.* Mass extinctions and sea-level changes // *Earth. Sci. Rev.* 1999. V. 48. P. 217–250.
- Jenkyns H.C.* The Early Toarcian (Jurassic) event: stratigraphy, sedimentary and geochemical evidence // *Amer. J. Sci.* 1988. V. 288. P. 101–151.
- Jenkyns H.C., Clayton C.J.* Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event // *Sedimentology*. 1997. V. 44. P. 687–706.
- Jenkyns H.C., Sarti M., Masetti D., Howarth M.K.* Ammonites and stratigraphy of Lower Jurassic black shales and pelagic limestones from Belluno Trough, Southern Alps, Italy // *Eclogae Geol. Helvetiae*. 1985. V. 78. P. 299–311.
- Little C.T.S., Benton M.J.* Early Jurassic mass extinction: a global long-term event // *Geology*. 1995. V. 23. P. 495–498.
- McArthur J.M., Donovan D.T., Thirlwall M.F. et al.* Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite palaeotemperatures // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 2000. V. 179. P. 269–285.
- Macchioni F., Cecca F.* Biodiversity and biogeography of middle – late Liassic ammonoids: implications for the Early Toarcian mass extinction // *Geobios*. 2002. Мém. spéc. № 24. P. 165–175.
- Nikitenko B.L., Mickey M.B.* Foraminifera and ostracodes across the Pliensbachian – Toarcian boundary in the Arctic Realm (stratigraphy, palaeobiogeography and biofacies) // *Geol. Soc. London. 2004. Spec. Public.* V. 230. P. 137–174.
- Nikitenko B.L., Shurygin B.N.* Lower Toarcian black shales and Pliensbachian – Toarcian crisis of the biota of Siberian paleoseas // *Proc. Inter. Conf. on Arctic Margins*. 1992. Eds Thurston D.K., Fujita K. Anchorage. Alaska. 1994. P. 39–44.
- Raup D.M., Sepkoski J.J.Jr.* Mass extinctions in the marine fossil record // *Science*. 1982. V. 215. P. 1501–1503.
- Raup D.M., Sepkoski J.J.Jr.* Periodicity of extinctions in the geologic past // *Proc. Natur. Acad. Sci. USA*. 1984. V. 81. P. 801–805.
- Röhl H.-J., Schmid-Röhl A., Oschmann W. et al.* The positional shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2001. V. 165. P. 27–52.
- Sepkoski J.J.Jr.* A compendium of fossil marine families // *Milwaukee public museum contributions in biology and geology*. 1982. V. 51. 125 p.
- Sepkoski J.J.Jr.* Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life // *J. Geol. Soc. London*. V. 146. 1989. P. 7–19.
- Sepkoski J.J.Jr.* The taxonomic structure of periodic extinction / Eds Sharpton V.L., Ward P.D. Global catastrophies in Earth history // *Geol. Soc. America. Spec. papers*. 1990. V. 247. P. 33–44.
- Sepkoski J.J.Jr.* A compendium of fossil marine animal families (second edition). Milwaukee public museum contributions in biology and geology. 1992. V. 83. 156 p.
- Sepkoski J.J.Jr., Raup D.M.* Periodicity in marine extinction events / Ed. Elliott D.K. Dynamics of extinction. N.Y.: Wiley, 1986. P. 3–36.
- Zakharov V.A.* Climatic fluctuations and other events in the Mesozoic of the Siberian Arctic // *Proc. Inter. Conf. on Arctic Margins*. 1992 / Eds Thurston D.K., Fujita K. Anchorage. Alaska. 1994. P. 23–28.

Рецензенты М.А. Ахметьев, О.А. Корчагин

УДК (551.762+551.763):56(571.1)

БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2006 г. В. А. Маринов, С. В. Меледина, О. С. Дзюба, О. С. Урман, **О. В. Язикова**,
В. А. Лучинина, А. Г. Замирайлова, А. Н. Фомин

Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию 16.12.2004 г., получена после переработки 12.10.2005 г.

На основе палеонтологических исследований верхнеюрских и нижнемеловых отложений, вскрытых скважинами на территории Аган-Вахского и Надым-Вэнгапурского междуречий, сделан ряд выводов об условиях их формирования. Показано изменение во времени интенсивности поступления в центральную часть Западно-Сибирского морского бассейна терригенного материала. Проанализирован таксономический состав и экологическая структура комплексов нектона и бентоса, обсуждаются некоторые факторы среды: интенсивность гидродинамики, газовый и температурный режимы, соленость вод.

Ключевые слова. Биофациальный анализ, верхняя юра, нижний мел, Западная Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к условиям формирования морских верхнеюрских и нижнемеловых отложений Западной Сибири вызван в первую очередь содержащимися в них запасами углеводородного сырья. Благодаря многочисленным исследованиям, обстановки образования этого уникального объекта изучены намного детальнее, чем выше- и нижерасположенных интервалов мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Много работ посвящено палеогеографии юры и раннего мела (Гольберт и др., 1968; Атлас..., 1976; Ясаманов, 1976; Булынникова и др., 1978; Захаров и др., 1983, и др.), построению седиментационных и си-квенс-стратиграфических моделей юрско-раннемелового этажа осадочного чехла Западно-Сибирской плиты (Чернавских, 1994; Шурыгин и др., 1999; Ершов и др., 2001; Полякова и др., 2002; Ян, 2003; Гришкевич, 2005, и др.). Приводились данные по литологии (Гурова, Казаринов, 1962; Атлас..., 1976; Захаров и др., 1983; Ян и др., 2001, и др.), геохимии (Конторович и др., 1975, 2000; Ушатинский, Зарипов, 1978, и др.), в том числе изотопному анализу (Берлин и др., 1970; Конторович, 1985; Захаров и др., 2005, и др.), данные по геофизическим характеристикам (Нестеров, Высоцкий, 1985; Мкртчян и др., 1987, и др.), палеогеоморфологии, гидрологии и палеоэкологии (Наумов, 1977; Булынникова и др., 1978; Бладучан и др., 1986; Бочкарев, 1999, и др.). Однако интерес к воссозданию условий формирования нефтегазоносных отложений мезозоя не угасает, что проявляется в увеличении в последние годы количества публикаций, посвященных проблемам его

генезиса. Особенно активно обсуждается вопрос о генезисе и строении, в частности, нижнемеловых отложений. Одни исследователи предполагают, что структура разреза отражает боковое заполнение морского бассейна терригенными осадками, и соответственно имеет место макрокосослоистое, “клиноформное” его строение (Наумов, 1977; Гурари, 2003; Карогодин и др., 2000; Гришкевич, 2005, и многие др.); другие рассматривают строение неокосских отложений как горизонтально-слоистое (Онищенко, 1994; Данков, 1996, и др.). Существуют различные точки зрения и на причины возникновения уникальной черносланцевой баженовской формации, являющейся одним из основных источников углеводородов Западной Сибири. Наиболее обоснованным представляется объяснение повышенного содержания рассеянного органического вещества в породах баженовской свиты не аномально высокой биологической продуктивностью баженовского моря, а определенными его палеогеографическими, гидрологическими и гидродинамическими особенностями, и, прежде всего, чрезвычайно низкими темпами осадконакопления в условиях относительного глубоководья и затрудненной аэрации вод (Захаров, Сакс, 1983; Бладучан и др., 1986). Нередко расходятся выводы разных авторов о глубине одних и тех же участков юрско-мелового Западно-Сибирского бассейна, об относительной их удаленности от берега, о гидродинамике, режиме минерализации вод, температурном и газовом режимах.

Для оценки вариативности отдельных параметров среды Западно-Сибирского бассейна в юре и мелу авторы провели анализ основных

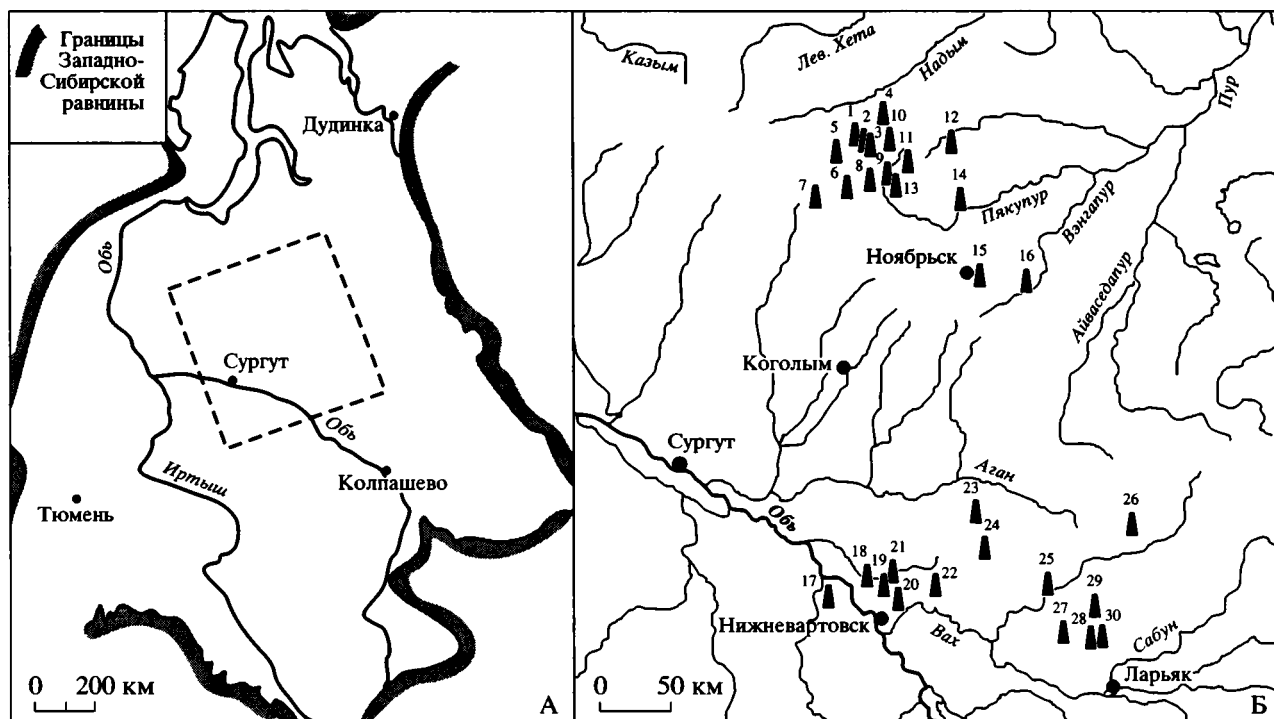


Рис. 1. Схема расположения района исследований на территории Западной Сибири (А) и местонахождение изученных площадей (Б).

1 – Насельская; 2 – Пякутинская; 3 – Малопякутинская; 4 – Малохеттинская; 5 – Нюдеяхская; 6 – Верхненадымская; 7 – Южно-Инуцинская; 8 – Велитойская; 9 – Восточно-Пякутинская; 10 – Сугмутская; 11 – Романовская; 12 – Умсейская; 13 – Южно-Пякутинская; 14 – Суторминская; 15 – Ортъягунская; 16 – Западно-Новогодняя; 17 – Бирюзовая; 18 – Ватинская; 19 – Западно-Самотлорская; 20 – Самотлорская; 21 – Рубиновая; 22 – Западно-Сороминская; 23 – Ванеганская; 24 – Тюменская; 25 – Эниторская; 26 – Среднекульеганская; 27 – Коликъеганская; 28 – Лабазная; 29 – Хохряковская; 30 – Пермьяковская.

групп населявшей его фауны. Как справедливо заметил Р.Ф. Геккер, “ископаемые организмы часто являются более точными показателями среды обитания и среды осадкообразования, чем сами породы” (Геккер, 1957, стр. 5). Эффективность использования палеоэкологических исследований для решения вопроса об условиях формирования юрских и раннемеловых морских отложений в рассматриваемом регионе была продемонстрирована во многих работах (Булыникова и др., 1978; Комиссаренко, Тылкина, 1981; Нежданов, Останина, 1981; Белоусова и др., 1981; Захаров, Сакс, 1983; Бладучан и др., 1986).

На протяжении последних полутора десятков лет сотрудниками Института геологии нефти и газа СО РАН собрана не имеющая аналогов коллекция макрофауны из верхней юры и нижнего мела центральных районов Западной Сибири (Аган-Вахское и Надым-Вэнгапурское междуречья), насчитывающая многие сотни экземпляров; обработано около 500 образцов на микрофауну из более чем 50 скважин, расположенных на 30 площадях (рис. 1). Сведения о таксономическом составе изученных фоссилий, особенностях их распределения в осадочной толще и стратигра-

фические выводы изложены в ряде работ (Захаров и др., 1999; Шурыгин и др., 2000; Маринов и др., 2003, 2005; Дзюба, 2004). Поинтервальная палеонтологическая и литологическая характеристики отдельных скважин приводилась авторами ранее (Маринов и др., 2005). Итогом исследований явилась комплексная сводная биостратиграфическая схема, состоящая из параллельных, увязанных между собой шкал, основанных на аммонитах, двустворчатых моллюсках и фораминиферах, которая служит надежным инструментом для подробного биостратиграфического расчленения вскрытых скважинами осадочных толщ, обеспечивает установление возрастных диапазонов свит, подсвит и их пространственную корреляцию. Биостратиграфические шкалы составляют наиболее детальную и жесткую основу, позволяющую устанавливать взаимоотношение отдельных литостратиграфических подразделений осадочной толщи, выявлять особенности осадконакопления и восстанавливать историю развития региона. На такой основе авторами и проведен биофацальный анализ с целью воспроизведения условий обитания фауны и обстановок формирования

верхнеюрских и нижнемеловых отложений на исследуемой территории.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Собственно биофациальному анализу предшествовали работы по реконструкции изменения во времени объема поступавшего в центральные районы Западно-Сибирского бассейна терригенного материала. Выполненная корреляция местных био- и литостратиграфических подразделений с зональными подразделениями региональной стратиграфической шкалы Западной Сибири, бо-реального стандарта и Общей стратиграфической шкалы (Решение..., 2004; 2005) позволила оценить на детальной биостратиграфической основе продолжительность и скорость формирования отдельных свит, подсвит и толщ. Датировка биостратонов зонального ранга в абсолютном летоисчислении относительно международной временной шкалы (Gradstein et al., 2004) заимствована из работы (Naq et al., 1988). Скорость седиментации определялась как отношение мощности литостратона ко времени его образования. Такую характеристику, как уплотнение осадков при диагенезе, авторы не учитывали, поскольку основной своей задачей считали выяснения тенденции изменения скорости осадконакопления во времени, а не абсолютные значения скорости. Установленные различия в интенсивности поступления осадка столь значительны, что учет степени разуплотнения вряд ли может существенно повлиять на выводы об общей закономерности изменения темпов седиментации во времени. Однообразное литологическое строение толщи, сложенной терригенными породами преимущественно пелитовой и алевроитовой размерности, позволяет предположить, что отношение мощностей отдельных литостратонов к продолжительности их формирования приблизительно отвечает скорости поступления осадка в акватории, располагавшиеся на изученной территории.

Особое внимание авторы уделили анализу состава заключенных в породах остатков организмов, поскольку они отражают овеществленную в породе обстановку осадконакопления (Логвиненко, 1967). Так, присутствие в породах раковин аммонитов и ростров белемнитов является свидетельством образования осадка в морском бассейне. Аммониты и белемниты были организмами стеногалинными, поэтому находки этих групп позволяют оконтуривать морские бассейны с нормальной соленостью. Показательны и морфологические характеристики раковин аммонитов и белемнитов. Гидродинамические и гидростатические их особенности, которые обеспечивали существование отдельных групп головоногих на определенных глубинах и в разных по удаленности от берега зонах моря, зависели от формы раковины,

степени или специфики ее скульптированности и строения перегородок (Reyment, 1958; Сакс, Нальняева, 1970; Густомесов, 1976; Westermann, 1990, 1993; Дзюба, 2000).

Изменение состава семейств и родов в стратиграфической последовательности сменяющих друг друга биостратонов были связаны как с эволюционным, так и миграционным процессами, например, проникновением нетипичных для бассейна таксонов. Так, в конце оксфорда-кимеридже с запада в Западно-Сибирский бассейн проникли и широко распространились роды *Rasenia*, *Zonovia*, *Aulacostephanus* (*Aulacostephaninae*), появились *Ringsteadia*, *Aspidoceras*. Вторжение иммигрантов было обусловлено палеогеографической перестройкой, изменением направления течений и повышением температуры вод в Западно-Сибирском море. Показательными являются также нивелировка или усиление дифференциации систематического состава ассоциаций в разных акваториях; расширение или, напротив, сокращение ареалов сугубо арктических групп, указывающих на смещение температурных барьеров.

Для восстановления физико-химических условий в придонной части бассейна весьма важны бентосные организмы. Прежде всего, это двустворчатые моллюски. Их раковины составляют основную часть макрофаунистических остатков, обнаруженных в кернах. Они являются хорошими индикаторами таких параметров среды, как соленость, температура, характер грунта, гидродинамика, режим аэрации придонных вод и, отчасти, глубина бассейна. Разработаны палеоэкологические классификации, отражающие связь между таксономическим составом двустворок и абиотическими факторами среды (Захаров, Юдовный, 1974; Захаров, Шурыгин, 1978; Захаров и др., 1979). Безусловно, специфика кернового материала не позволяет провести биофациальный анализ на том уровне, как это возможно в естественных выходах осадочных отложений. Работая с керном, мы не можем осуществить полноценные тафономические и палеоэкологические наблюдения непосредственно в слое и выявить всю совокупность встречающихся вместе таксонов двустворок, а равно и особенности изменения этих совокупностей в разрезе. Анализ приходится производить не для отдельно взятого слоя, а для более крупных интервалов разреза, что, естественно, ведет к некоторому огрублению выводов.

На основе имеющихся сведений об экологической специализации родов моллюсков, установленных в кернах изученных скважин, нами выделены группы таксонов со сходными требованиями к некоторым факторам окружающей среды.

1. Реофобная инфауна – роды, обитавшие на илисто-глинистом субстрате и процветавшие при дефиците кислорода (*Malletia*, *Nuculana*).

2. Эвриоксибионтная инфауна, обитавшая на мягких грунтах в условиях спокойной гидродинамики (Astarte, Nuculoma, Thracia, Paleoneilo, Dacryomya).

3. Эвриоксибионтная эпифауна – роды, предпочитавшие спокойные воды (Buchia, Praebuchia, Inoceramus, Oxytoma, Aequipecten, Limea, Limatula, Camptonectes).

4. Оксифильная инфауна и эпифауна, предпочитавшая умеренный гидродинамический режим в придонном слое (Meleagrinella, Grammatodon, Chlamys, Protocardia, Pleuromya, Pinna).

5. Оксифильная и реофильная инфауна и эпифауна, обитавшая в зонах активной гидродинамики (Liostrea (Praeexogyra), Entolium, Isocyprina, Tancredia, Mcleamnia, Pronoella, Arctica, Rolierella, Proveniella, Pseudolimea, Lima, Striatomodiolus).

6. Нектон – свободно плавающие стеногалинные обитатели пелагиали: аммониты, белемниты и теутиды (от последних в породах сохраняются крючки – онихиты).

Количественный учет представителей отдельных экологических группировок в керне производился по трехбалльной шкале встречаемости: редко–часто–много.

Для биофациального анализа привлечена и другая группа бентоса – фораминиферы. Экологическая специализация отдельных таксонов фораминифер была выявлена ранее (Киприянова и др., 1975; Басов и др., 1975; Булыникова, Гольберт, 1980; Киприянова, 1981; Басов, 1991; Маринов, Захаров, 2001). Для характеристики абиотических факторов среды обитания показательным является присутствие и количественное разнообразие оксифильных таксонов (нодозарииды, полиморфиниды и цератобулиминиды); эвригалинных фораминифер (роды Globulina, Guttulina); термофильных иммигрантов из Бореально-Атлантической биогеографической области (роды Epistomina, Valanginella, Ceratolamarckina, Pseudolamarckina); представителей реофильных таксонов (род Ammodiscus, виды рода Cribrostomoides с шаровидной раковиной), обитавших не глубже уровня воздействия регулярных волн, т.е. 10 м (Захаров и др., 2005). Анализ вариаций частоты встречаемости индикаторных таксонов фораминифер в верхней юре и нижнем мелу позволяет установить этапы влияния теплых водных масс, усиления/ослабления гидродинамики, изменение содержания растворенного в воде кислорода и перимоды нестабильной солености вод, колебание

глубины на конкретном участке палеобассейна. Такой анализ был нами проведен в наиболее полно охарактеризованных фораминиферами разрезах кимериджа–готерива, вскрытых на Пякутинской площади (Надым-Вэнгапурское междуречье), Коликъеганской и Хохряковской площадях (Аган-Вахское междуречье).

Показательным является значение таксономического разнообразия ассоциаций фораминифер, выраженное через индекс Симпсона $D: D = 1/\sum p_i^2$, где p_i – частота встречаемости i -того вида.

Разнообразие комплексов считается низким при $D = 1-3$, средним при $D = 4-6$ и высоким при $D > 6$. Лагунные сообщества фораминифер характеризуются низкими значениями разнообразия, максимальное разнообразие свойственно мелководно-морским и умеренно-глубоководно-морским ассоциациям. В глубоководно-морских сообществах таксономическое разнообразие снова уменьшается.

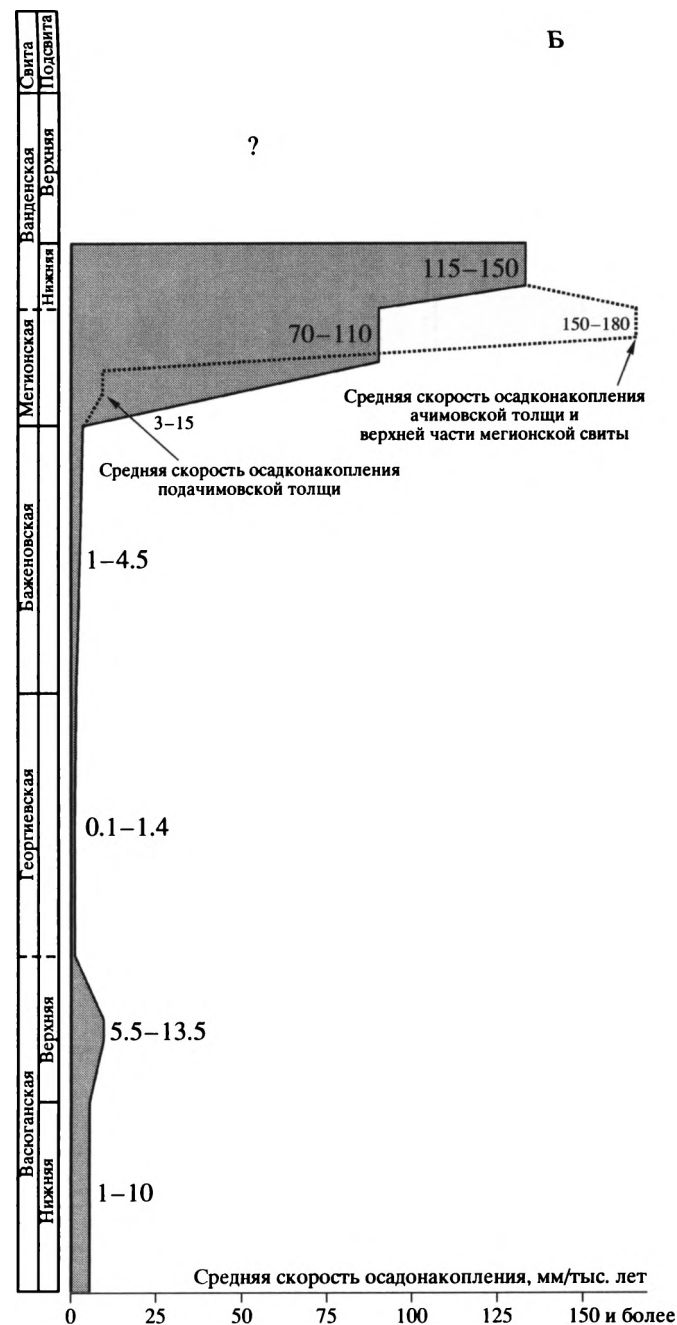
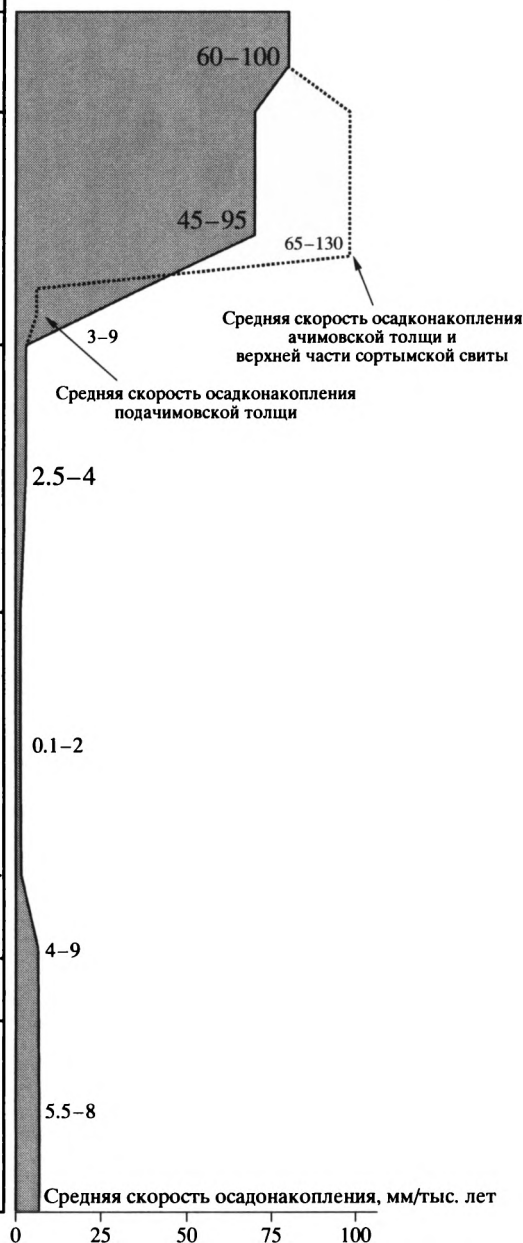
РЕЗУЛЬТАТЫ

Данные о мощности и продолжительности формирования литостратонов (свит, подсвит и отдельных толщ), опирающиеся на дробную био-стратиграфическую основу, позволяют уточнить качественную оценку динамики скорости осадконакопления на изученной территории. Аналогичные оценки, выполненные предшественниками (Ушатинский, Зарипов, 1978; Нестеров, Высоцкий, 1985; Чернавских, 1994), строились на существенно менее детальной биостратиграфической основе (не дробнее яруса) и приводились главным образом для свит. Средние скорости формирования юрско-неокомской толщи на изученной территории значительно различались в отдельные промежутки времени (рис. 2). Васюганское время (келловей–оксфорд) характеризуется невысокими темпами седиментации. Минимальные скорости осадконакопления приходятся на георгиевское время (конец оксфорда–кимеридж) и баженновское (волжский век–ранний бореальный берриас). Во второй половине бореального берриаса скорость осадконакопления немного возросла, а максимально интенсивное накопление осадков происходило в самом конце берриаса и в начале валанжина. Наиболее резко этот максимум выражен на территории Аган-Вахского района, несколько меньше – в Надым-Вэнгапурском. Начало резкого увеличения скорости поступле-

Рис. 2. Кривая динамики скорости осадконакопления в келловей–нижнем готериве на территории Надым-Вэнгапурского (А) и Аган-Вахского (Б) междуречий.

1–6 – зоны и слои по аммонитам: 1 – Iatriensis; 2 – Ilovaiskii; 3 – Maximus; 4 – Crendonites spp.; 5 – Taimyrensis; 6 – Maugynijensis, Pulcher, Scarb. – Scarboroughense; Гот. – Готеривский; Н., Нижн. – Нижний; Ср., Сред. – Средний; Верх. – Верхний; Усть-Балык. – Усть-Балыкская.

Система	Отдел	Свита	Подсвита	Бореальный стандарт (Захаров и др., 1997)	Возраст (млн. лет) (Hag et al., 1988)	Возраст (млн. лет) GTS 2004	Зоны и слои по аммонитам Западной Сибири (Решение..., 2004; 2005)	Свита	Подсвита
Меловая	Верхний	Валанжинский	Верхний	Versicolor Bojarkensis	121	136.4 ± 2.0	Versicolor Bojarkensis	Сортимская	Усть-балык
				Kotschekovi	122		Dichotomites spp. и Homolomites spp.		
				Bidichotomus			Ramulosus		
				Tripodiptychus	124		Ramulicosta		
				Ramulicosta	125		Astieriptychus, Quadrifidus		
				Astieriptychus	127		Klimovskiensis		
				Quadrifidus	128	140.2 ± 3.0	Toli spp. Mesezhnikovi		
				Klimovskiensis			Analogus		
				Toli			Kochi		
				Mesezhnikovi			Sibiricus, Maynci		
	Нижний	Бореально-беринский	Верхний	Analogus	130		5-6	Баженовская	Окская
				Kochi	131		Okensis		
				Sibiricus			Vogulicus		
				Nodiger			Gloenlandicus		
				Subditus			1-4		
				Fulgens			Pectinatus		
				Oppressus	145.5 ± 4.0		Subcrassum		
				Nikitini			Magnum		
				Virgatus			Dividuum		
				Panderi			Autissiodorensis		
Юрская	Верхний	Волжский	Средний	Pseudoscythica	138		Eudoxus	Георгиевская	Верхняя
				Sokolovi			Sosvaensis		
				Klimovi	140	150.8 ± 4.0	Eudolita		
				Autissiodorensis	141		Involuta		
				Eudoxus	142		Pseudo-cordata		
				Acanticum	143		Ex gr. Regulare		
				Borealis	144		Amoeboceras spp.		
				Kitchini	145	155.7 ± 4.0	Tenuiserratum		
				Rosenkrantzi	146		Densiplicatum		
				Regulare			Cordatum		
	Средний	Оксфордский	Верхний	Serratum	147		Cardioceras s. str.	Васюганская	Нижняя
				Glosense	148		Cardioceras (Scarburgiceras) spp.		
				Tenuiserratum	149		Lamberti		
				Densiplicatum	150		Athleta		
				Cordatum	151		Coronatum		
				Percaelatum	152	161.2 ± 4.0	Jason		
				Gloriosum			Calloviense		
				Obliteratum, Scarb.	153		Nordenskioldi		
				Lamberti	154		Apertum		
				Athleta	155		Calyx		



dioceratidae и *Cylindroteuthidae*. Таксономический состав аммонитов – *Longaeviceras*, *Quenstedtoceras* (*Soanicerases*) и *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) и белемнитов – *Lagonibelus* (*Holcobeloides*) свидетельствует о тесной связи келловейского и раннеоксфордского Западно-Сибирского моря, в том числе Надым-Вэнгапурского и Аган-Вахского его участков, с северными морями, омывавшими Сибирскую платформу, и с Восточно-Европейским бассейном. Широкое развитие nektonных групп головоногих указывает на существование открытого морского бассейна с нормальной соленостью. Среди двустворчатых моллюсков в алевроитопесчаных породах обнаружены *Meleagrinnella*, *Protocardia*, *Pleuromya*, *Entolium*, *Mclearnia*, *Arctica*, *Proveniella*, *Lima*, а также *Buchiidae*. Из приведенного списка видно, что преобладали оксифильные и реофильные формы, указывающие на мелководность среды обитания, хорошую аэрацию и активную гидродинамику в придонном слое вод, обеспечивавших благоприятное существование многим родам двустворок. Особенно много таких двустворок обнаружено в междуречье Агана и Ваха, здесь же найдены остатки теплолюбивых *Mclearnia*. Остальные установленные таксоны могли существовать в широком диапазоне температур.

В верхневасюганской подсвите, сложенной преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, есть представители nekтона и бентоса (эпифауны и инфауны). Среди аммонитов по-прежнему преобладают в кернах раковины арктических родов – *Cardioceras* и *Amoeboceras*. В Аган-Вахском районе в песчаниках и алевролитах обнаружены разнообразные двустворчатые моллюски: *Malletia*, *Nuculana*, *Astarte*, *Nuculoma*, *Thracia*, *Paleoneilo*, *Oxytoma*, *Aequisteen*, *Camptonectes*, *Meleagrinnella*, *Entolium*, *Tancredia*, *Pronoella*, *Rolierella*, *Striatomodiolus*. Таким образом, макробентос был здесь представлен как реофобной инфауной, так и реофильными формами (рис. 3), что могло быть связано с нестабильным газовым и гидродинамическим режимами придонных вод. Вероятно, существовали как зоны активной гидродинамики и хорошей аэрации дна бассейна, так и участки с ослабленной гидродинамикой. На территории Надым-Вэнгапурского района в алевролитах найдены эврибионтные и реофильные роды двустворок – *Thracia*, *Praebuchia*, *Inoceramus*, *Limatula*, *Entolium*, *Pseudolimea*, тогда как реофобные не установлены.

В составе комплексов моллюсков существенно глинистой георгиевской свиты в Аган-Вахском районе есть представители всех экологических групп двустворчатых моллюсков (*Malletia*, *Paleoneilo*, *Buchia*, *Meleagrinnella*, *Chlamys*, *Isocyprina*), что указывает на разнообразие гидродинамического и газового режимов и типов грунтов в морях прошлого в зонах их обитания. Наличие стено-

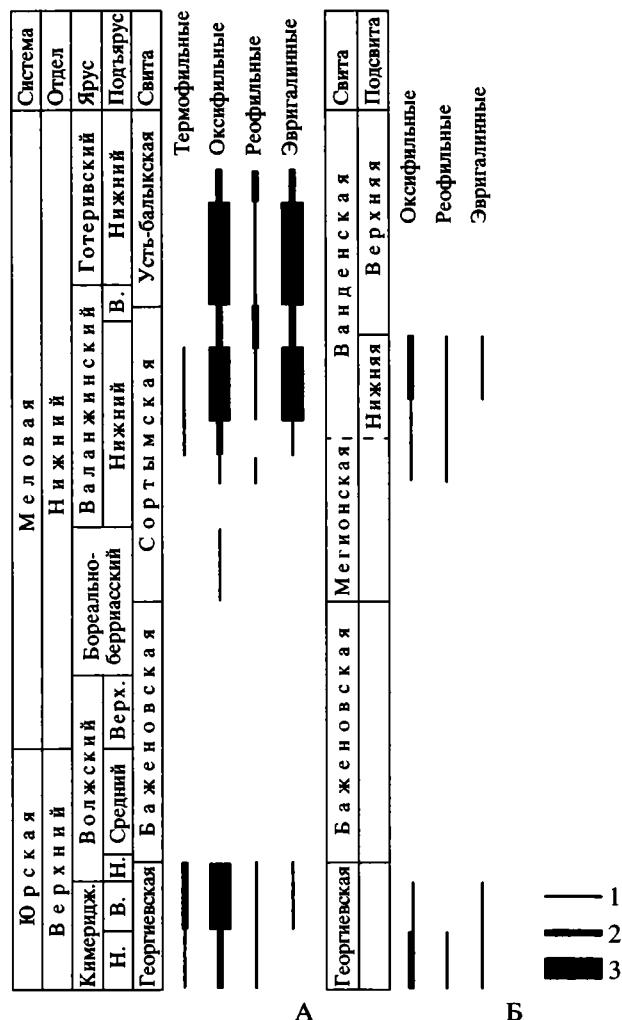


Рис. 4. Стратиграфическое распределение отдельных экологических группировок фораминифер: А – в киммеридже–нижнем готериве Пякутинской площади (Надым-Вэнгапурское междуречье); Б – в киммеридже–нижнем валанжине Коликъеганской и Хохряковской площадей (Аган-Вахское междуречье).

1–3 – частота встречаемости: 1 – единичные, 2 – обычные, 3 – доминирующие. Другие усл. обозн. см. на рис. 3.

галинных аммонитов, теутид и многочисленных белемнитов позволяет заключить, что соленость морских вод была нормальной. Белемниты представлены видами из подродов *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*), *P.* (*Boreioteuthis*), *Simobelus* (*Simobelus*) и *Lagonibelus* (*Lagonibelus*) семейства *Cylindroteuthidae*, ассоциация которых обычно характерна для мелководных или умеренно глубоководных обстановок. Сообщества фораминифер имеют высокое таксономическое разнообразие (Маринов и др., 2005), что типично для тех же обстановок. Двустворчатые на территории Надым-Вэнгапурского района представлены лишь редкими

остатками эвриоксибионтных и оксифильных родов: *Oxytoma*, *Meleagrinnella*, *Protocardia*.

Нижняя часть аргиллитов баженовской свиты (верхи нижневолжского–средневолжский подъярус) в Аган-Вахском районе характеризуется находками многочисленных двустворчатых моллюсков – биссусноприкрепленных эвриоксибионтных представителей эпифауны, обитавших в спокойноводной обстановке (*Buchia*, *Oxytoma*, *Inoceramus*). Фораминиферы редки, представлены обедненным комплексом с преобладанием эпифаунных форм *Trochammina septentrionalis*. Достаточно велико количество экземпляров скелетных остатков нектонных групп (из аммонитов – *Dorsoplanites*, *Lauegites*, *Epilauegites*; из белемнитов – *Pachyteuthis*; онихиты теутид). Отмечаются и очень редкие находки псевдопланктонного вида устриц *Liostrea plastica* (Trd.). Предполагается, что эти устрицы прикреплялись к раковинам живых аммонитов и перемещались в толще воды вместе с ними (Захаров, Сакс, 1983). Полное отсутствие инфауны в сообществах двустворок может свидетельствовать о том, что под поверхностью вода–осадок условия были непригодны для обитания. Причиной исчезновения инфауны из бентосных сообществ в начале баженовского времени, по-видимому, послужило установление аноксидного режима под поверхностью осадка. На территории Надым-Вэнгапурского района остатки бентосной фауны в нижней части баженовской свиты крайне редки и представлены только бухиями. Преобладают раковины аммонитов (*Pavlovia*, *Strajevskya*, *Dorsoplanites*, *Lauegites*, *Epilauegites*), встречаются ростры белемнитов (*Cylindroteuthis* и *Pachyteuthis*) и онихиты. Найдены также и *Liostrea plastica*. Бухии, по мнению В.А. Захарова, временами могли переносить недостаток кислорода, но в водах с резким его дефицитом не жили (Захаров, Сакс, 1983). Однако существенное преобладание семипелагического нектона над бентосом позволяет предполагать распространение зоны дефицита кислорода в Надым-Вэнгапурской акватории отчасти и на придонные воды, что обычно происходит при их застое.

В средней части баженовской свиты (верхне-волжский подъярус) в Аган-Вахском районе распространены преимущественно онихиты и аммониты – *Craspedites* (*Craspedites*), *C.* (*Taimyroceras*), *Kachpurites* (семейство *Craspeditidae*) и *Virgatosphinctes*, тогда как двустворки – *Inoceramus* – встречаются очень редко. Такое соотношение в поздневолжских ассоциациях аган-вахских моллюсков могло быть следствием некоторой дизоксии придонных вод. В Надым-Вэнгапурском районе в синхронных отложениях вместе с *Craspeditidae*, *Virgatosphinctes* и онихитами обнаружено большее число двустворчатых из родов *Buchia* и *Inoceramus*, что позволяет предполагать в Надым-Вэнгапурской акватории наличие достаточной

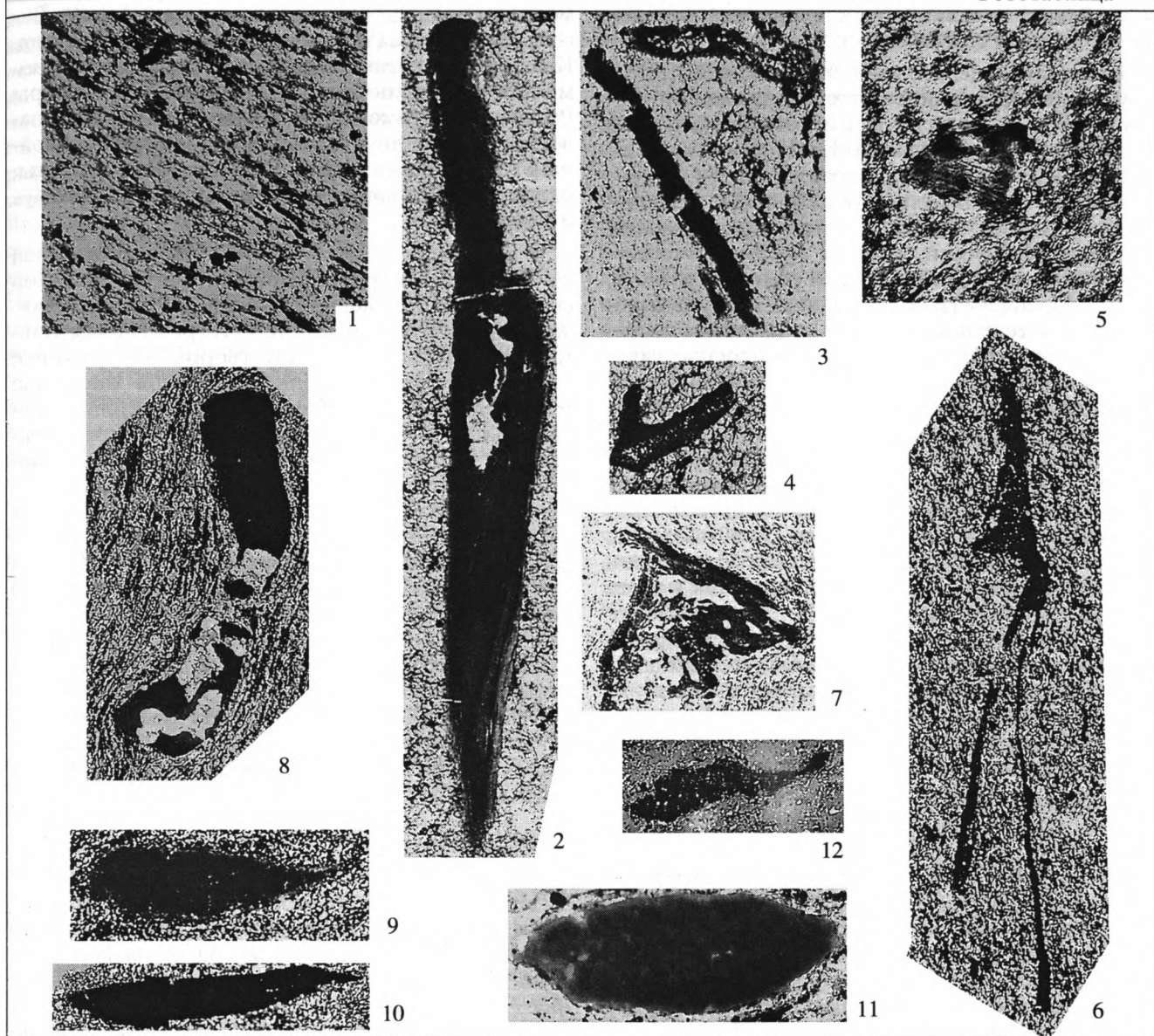
для существования эвриоксибионтной эпифауны аэрации придонных вод.

В верхней части баженовской свиты (нижняя часть бореального берриаса, зона *Chetaites sibiricus* и низы зоны *Nectoroceras kochi*) и в Надым-Вэнгапурском, и в Аган-Вахском районах комплексы моллюсков имеют низкое таксономическое разнообразие. Из бентоса, как и в залегающих ниже горизонтах свиты, обнаружены только представители эвриоксибионтной биссусноприкрепленной эпифауны (*Buchia* и *Inoceramus*). Значительным числом экземпляров представлены аммониты *Praetollia*, *Shulginites*, *Subcraspedites*, *Nectoroceras*; фрагменты скелетов рыб и онихиты. Исходя из палеонтологических данных, можно сделать вывод, что в конце баженовского времени при вероятной аноксии ниже поверхности вода–осадок возможным для существования бентоса могла оставаться только поверхность дна. В это время плотность популяций бентоса существенно снизилась, о чем можно судить по уменьшению частоты встречаемости его остатков в керне.

В высокоуглеродистых аргиллитах баженовской свиты в керне скважины Коликъеганская-148 (Аган-Вахское междуречье) найдены неминерализованные частично углефицированные пластинчатые и лентовидные остатки водорослей (фототабл.). По своему облику макро- и микроскопические фитолеймы (остатки измененного органического вещества) имеют анатомическую структуру, связанную с многоклеточностью. Многие фрагменты несут следы пиритизации. Большое количество и хорошая сохранность водорослей означает, что в бассейне существовали условия для накопления значительных объемов органики. Можно предположить, что ветвящиеся бентосные водоросли, сравнимые с современными бурыми водорослями – ламинариями и саргассами, образовывали в прибрежных зонах крупные поселения, в процессе старения отрывались от субстрата и какое-то время продолжали существовать на поверхности воды, а их фрагменты разносились по всему бассейну. Макроводоросли наряду с микрофитопланктоном, как предполагается (Брадучан и др., 1986), являлись одним из основных источников органического вещества баженовской свиты.

Фауна из более высоких горизонтов бореального берриаса обнаружена в подачимовской толще глин. В Аган-Вахском районе макробентос представлен немногочисленными бухиями. В комплексах микробентоса доминируют фораминиферы рода *Trochammina*. Обнаружены также редкие раковины точно не определимых аммонитов, но преобладают в керне онихиты и остатки рыб. В Надым-Вэнгапурском районе бентос представлен единичными экземплярами

Фототаблица



Фототаблица. Водорослевые остатки в породах баженовской свиты, вскрытой скв. Колижъганская-148.

Фотографии сделаны в проходящем свете (шлиф), увел. $\times 40$, кроме фиг. 1 ($\times 10$). 1 – общий вид породы в шлифе, на котором отражено чередование тонких прослоев породы с фрагментарными остатками нитчатых водорослей, обр. 148-43, инт. 2377.0–2382.0 м, гл. 2380.5 м; 2–3 – фрагменты органостенных нитчатых водорослей: 2 – обр. 148-22, инт. 2388.5–2395.0 м, гл. 2391.5 м; 3 – обр. 148-22, инт. 2388.5–2395.0 м, гл. 2391.5 м; 4 – фрагмент лентовидного слоевища в месте разветвления, обр. 148-20, инт. 2388.5–2395.0 м, гл. 2391.5 м; 5 – фрагмент слоевища, на котором видны следы поперечного клеточного строения, обр. 148-20, инт. 2388.5–2395.0 м, гл. 2392.5 м; 6–12 – фрагменты органостенных нитчатых водорослей: 6 – обр. 148-11, инт. 2395.0–2402.0 м, гл. 2396.0 м; 7 – обр. 148-45, инт. 2377.0–2382.0 м, гл. 2380.5 м; 8 – обр. 148-52, инт. 2377.0–2382.0 м, гл. 2377.2 м; 9 – обр. 148-12, инт. 2395.0–2402.0 м, гл. 2396.5 м; 10 – обр. 148-22, инт. 2388.5–2395.0 м, гл. 2391.5 м; 11 – обр. 148-26, инт. 2388.5–2395.0 м, гл. 2389.5 м; 12 – обр. 148-28, инт. 2388.5–2395.0 м, гл. 2388.5 м.

фораминифер рода *Recurvoides*. Вероятно, во второй половине бореального берриаса здесь существовали условия, неблагоприятные для интенсивного расселения донной фауны, возможно, из-за недостатка кислорода в придонном слое вод.

В ачимовской толще алевролитов и песчаников мегионской свиты (верхи бореального берриаса–низы валанжина) в Аган-Вахском районе аммониты (*Tollia* и *Neotollia*) являются столь же частым компонентом ориктоценоза, что и бухии. В изученных скважинах Надым-Вэнгапурского

района в ачимовской толще сортымской свиты нами обнаружены лишь редкие фрагменты раковин неопределимых моллюсков.

В нижней подсвите ванденской свиты, представленной чередованием глинистых пачек и песчано-алевритовых пластов, в пределах аммонитовых зон *Euryptychites quadridus*–*E. astierptychus* в западной части Аган-Вахского района из аммонитов распространен только род *Neotollia*, а из двустворок – *Buchia*, *Limatula*. Комплекс фораминифер характеризуется средним таксономическим разнообразием, преобладанием рода *Recurvoides*. Состав фауны указывает на нормальную соленость вод в середине раннего валанжина, достаточное для существования эпибентосных двустворок количество кислорода в придонном слое и спокойный гидродинамический режим. В это же время в восточной части района (Коликъеганская площадь) существовали более разнообразные по составу и требованиям к параметрам окружающей среды сообщества макробентоса – как оксифильные роды двустворок (*Protocardia*, *Tancredia*, *Mclearnia*, *Pronoella*, *Argtica*), обитавшие в хорошо аэрируемых подвижных водах, так и эвриоксибионтные (*Buchia*, *Astarte*, *Nuculoma*, *Dacryomya*), предпочитавшие более спокойные гидродинамические условия. Преобладали стеногалинные роды и виды. В сообществах, наряду с эвритермными, появились и термофильные формы – род *Mclearnia*. Разнообразной была инфауна – *Protocardia*, *Tancredia*, *Astarte*, *Nuculoma*, *Dacryomya*.

В средней преимущественно алевритоглинистой части сортымской свиты в Надым-Вэнгапурском районе, в интервале зон *Euryptychites quadridus*–*E. astierptychus*, комплексы моллюсков по количеству экологических группировок близки к отмеченным в восточных площадях Аган-Вахского района. Нектон представлен аммонитами *Neotollia* и *Euryptychites* (*Propolyptychites*); эпифауна – родами двустворок *Buchia*, *Oxytoma*, *Limatula*, *Entolium*; инфауна – родами *Astarte*, *Thracia*, *Striatomodiolus*, *Pinna*. Комплексы фораминифер характеризуются высоким таксономическим разнообразием. По составу макро- и макробентоса можно судить о благоприятных обстановках существования палеосообществ в условиях мелководного бассейна с хорошей аэрацией (много оксифильных родов – *Pinna*, *Entolium*, *Striatomodiolus*), в котором присутствовали и спокойноводные, и высокодинамичные участки; а по наличию стеногалинных групп – о нормальной солености морских вод. Необходимо отметить, что появление инфауны и оксифильных форм после их отсутствия в составе бентоса на протяжении волжского и берриасского веков фиксируется в Надым-Вэнгапурской районе раньше, чем в Аган-Вахском. Многочисленные *Astarte* (инфауна), а также (?) *Pleuromya* и *Entolium* (оксифильные формы) определены в сортымской свите в верхах зоны *Neotollia kli-*

movskiensis. В целом комплекс двустворчатых моллюсков представлен здесь родами *Astarte*, *Buchia*, *Inoceramus*, (?) *Limea*, (?) *Pleuromya*, *Entolium*. Комплекс фораминифер имеет среднее таксономическое разнообразие. Обнаружены ростры *Pachyteuthis* (*Acroteuthis*). Большинство установленных родов двустворок предпочитало спокойный гидродинамический режим и мягкие грунты, однако присутствуют и реофильные (?) *Pleuromya* и *Entolium*.

В верхах сортымской свиты и перекрывающей ее песчано-алевритоглинистой усть-балыкской свите (верхи нижнего валанжина, верхний валанжин и низы готерива) на территории Надым-Вэнгапурского района из двустворок обнаружены: *Malletia* – представитель реофобной инфауны; *Entolium* и *Liostrea* (*Præexogyra*), отнесенные к оксифильной и реофильной эпифауне, предпочитавшей условия активной гидродинамики. *Лиостреи* являются к тому же показателем тепловодных обстановок. Такое сочетание экологических типов свидетельствует о контрастности условий среды обитания. Разнообразие фораминифер в усть-балыкской свите ниже, чем в сортымской, в комплексах резко доминируют представители рода *Cribristomoides*. Последний, с его шаровидной формой раковины, характерен для обстановок морского мелководья с активной гидродинамикой (Маринов, Захаров, 2001). Из аммонитов найдены чрезвычайно редкие *Siberites* (верхи сортымской свиты) и *Simbirskitidae* (усть-балыкская свита).

ДИСКУССИЯ

Начиная с раннего келловая и вплоть до середины кимериджа, развитие Западно-Сибирского бассейна седиментации происходило на фоне медленного стабильного тектонического погружения (Белозеров, 1989; Конторович и др., 2001). Эвстатический уровень моря в это время медленно и неравномерно поднимался (Nag et al., 1988; Sahagian et al., 1996). В мезозойской истории Западно-Сибирского осадочного бассейна наступил этап первой крупной трансгрессии, завершившийся к середине бореального берриаса. В келловее и оксфорде сформировался обширный эпиконтинентальный мелководный, хорошо аэрируемый по всей водной толще морской бассейн (Захаров и др., 1983; Конторович и др., 2000, и др.). В накоплении осадков этого времени отмечено несколько трансгрессивно-регрессивных циклов (Шурыгин и др., 1999). В моменты регрессий, особенно проявившихся в оксфордском веке, в пределы исследуемых центральных районов с юга и востока поступал более грубообломочный материал, шло формирование песчано-алевритовых и песчаных тел (Ян и др., 2001; Ян, 2003). На протяжении большей части келловая и в отдель-

ные отрезки времени в оксфорде происходило накопление алевроитоглинистых осадков. В целом келловей–оксфорд здесь представлен чередованием литофаций, формировавшихся в прибрежно-морских и мелководно-морских обстановках, что установлено при изучении минералогического состава пород, текстурных особенностей, характера границ, фиксации наличия или отсутствия ихнофоссилий и их специфики (Вакуленко, Ян, 2001; Ян и др., 2001; Ян, 2003). Скорость поступления терригенного материала была небольшой (рис. 2). Обнаруженные в васюганской свите Надым-Вэнгапурского и Аган-Вахского районов остатки донной фауны происходят главным образом из алевроитопесчаных пород, характеризуя тем самым довольно мелководные периоды в развитии акваторий (рис. 5). В конце бата, келловее и начале оксфорда (ранневасюганское время) в донных сообществах были многочисленны оксифильные и реофильные двустворки – как эпифауна, так и инфауна, что указывает на хорошую аэрацию и активную гидродинамику в придонном водном слое. Однако для остальной части оксфорда (поздневасюганское время) в зонах обитания бентосной фауны характерно было большее разнообразие газового, а равно и гидродинамического режимов. Следует предположить, что в это время существовали как зоны активной гидродинамики и хорошей аэрации дна бассейна, так и участки с ослабленной гидродинамикой и аэрацией. В Аган-Вахском районе в отдельные отрезки времени в донных сообществах появлялись даже реофобные формы двустворок.

Разнообразие обстановок в целом сохранилось в конце оксфорда, кимеридже и начале ранневожского времени, хотя и произошло некоторое ослабление подвижности придонных вод и газового режима, о чем свидетельствует снижение численности оксифильных и реофильных родов. В это время площадь относительно глубоководной зоны в Западно-Сибирском морском бассейне расширилась, распространившись и на исследуемые территории (Захаров и др., 1983). В таких условиях весьма продолжительное время (на протяжении 8 млн. лет) очень низкими темпами происходило накопление тонкоотмученных глинистых илов (георгиевская свита). Обилие в кимериджских осадках ростров белемнитов, дальних родственников современных кальмаров, трактуется как указание на температуру вод, близкую к существующей в современных тропиках (Гольберт и др., 1968). Палеотемпературные исследования подтверждают эту версию (Захаров и др., 2005).

Если в келловее и начале оксфорда в Западно-Сибирском море обитали преимущественно арктические семейства и роды, то на формирование сообществ аммонитов, белемнитов, двустворок и фораминифер конца оксфорда и кимериджа ока-

зало влияние теплое течение, с которым в Западно-Сибирский бассейн с запада проникли теплолюбивые аммониты – перисфинктиды и другие группы беспозвоночных.

В волжско-раннебореальноберриасское (баженовское) время осадконакопление в Западно-Сибирском морском бассейне происходило в условиях значительного регионального погружения, начало которого совпало с общим эвстатическим подъемом уровня мирового океана (Конторович и др., 1975; Белозеров, 1989; Шурыгин и др., 1999). Существует мнение, что обширное прогибание дна бассейна происходило не постепенно, а достаточно быстро – в течение не более 1 млн. лет, в ранневожское время, что связывается с уплотнением основных пород в нижней коре вследствие эклогитизации (Артюшков, 1993). Какими бы ни были причины, баженовское море, безусловно, было самым глубоким за всю мезозойскую историю развития Западно-Сибирского бассейна. В его внутренней области многими исследователями предполагается образование впадины с псевдоабиссальными глубинами. При этом минимальной называется глубина порядка 400 м (Гольберт и др., 1968; Булынная и др., 1978; Захаров, Сакс, 1983; Гурари и др., 1983; Брадучан и др., 1986, и др.). По мнению этих исследователей, наличие глубоководной (приблизженной к западному борту бассейна) впадины хорошо согласуется с особенностями расселения организмов и концентрацией рассеянного органического вещества. Обычно указываются глубины до 500 м, реже и на отдельных участках – до 800–950 м и более. Благодаря низким темпам привноса терригенного материала (преимущественно в виде глинистой фракции) в центральной части баженовского моря, согласно расчетам И.Н. Ушатинского и О.Г. Зарипова (1978), существовал режим некомпенсированного осадконакопления: средняя скорость прогибания дна бассейна составляла 0.012–0.015 мм в год, а средний темп накопления осадков – 0.002–0.003 мм в год. Для Надым-Вэнгапурского и Аган-Вахского участков бассейна нами получены близкие значения скорости осадконакопления (рис. 2).

Из нектонных групп моллюсков в баженовском море обитали аммониты, белемниты и теутиды. В керне изученных скважин белемниты очень редки и представлены мелкими рострами, что весьма характерно для баженовской свиты. Предполагалось, что это связано с глубоководностью внутренней области бассейна, где в это время жили только молодые особи, а взрослые предпочитали более мелководные условия (Сакс, Нальняева, 1979). Допускалась и принадлежность мелких ростров к самостоятельным видам. Вполне возможно также, что в открытое море происходил вынос молодых и еще слабых организмов, после чего они там гибли. Гораздо

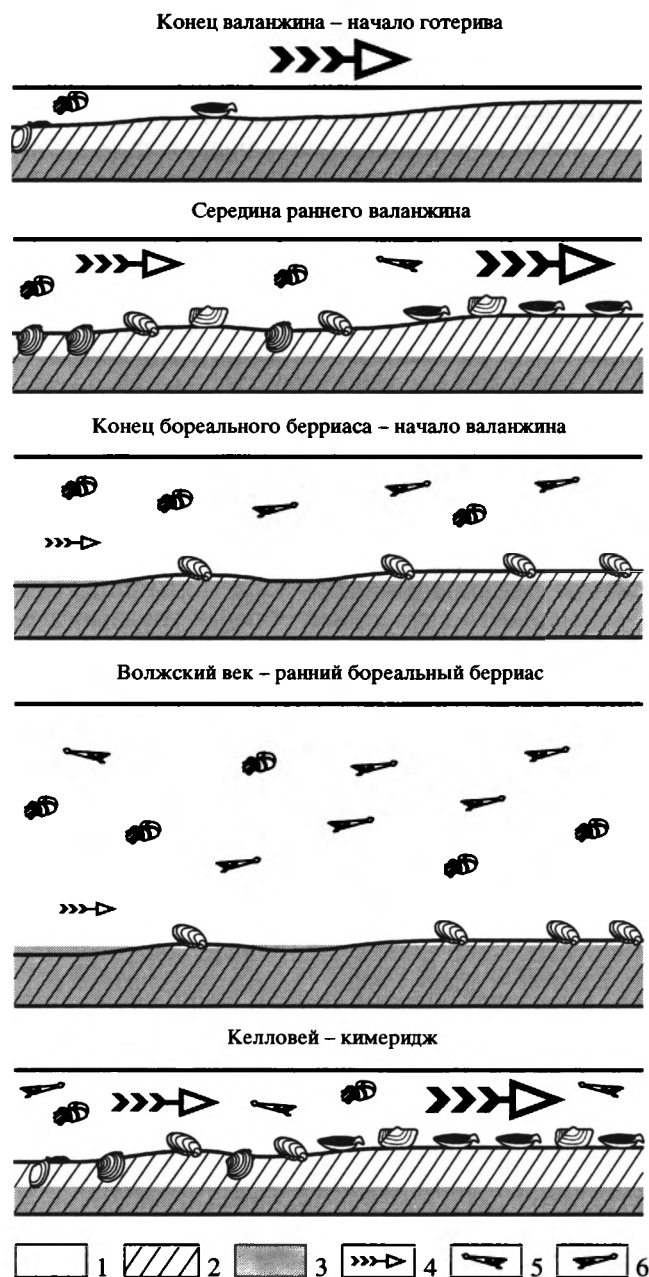


Рис. 5. Места обитания и условия существования морской фауны в келловее, поздней юре и неокоме в центральной части Западно-Сибирского моря.

1 – толща воды; 2 – осадочная толща; 3 – аноксидные условия; 4 – гидродинамическая активность в придонном слое воды (размер стрелки пропорционален степени активности); 5 – белемниты; 6 – теутиды. Другие усл. обозн. см. на рис. 3.

более благоприятными глубоководные условия были для обитания теутид, не имевших твердого (карбонатного или рогового) скелета, которые представлены в баженовской свите многочисленными крючками – *Onychites* (Брадучан и др., 1986).

В составе бентоса на исследуемой территории практически полностью отсутствовала инфауна, что хорошо объясняется существованием аноксидных условий под поверхностью осадка (рис. 5). На этом участке моря обитали эпибентосные бухии и иноцерамы. И те, и другие могли существовать в широком диапазоне таких факторов, как гидродинамический, батиметрический и газовый, однако предпочитали умеренно глубоководные (прохладные) и спокойные зоны моря, но в условиях резкого дефицита кислорода не жили (Захаров, Сакс, 1983). Бухии и иноцерамы, по мнению В.А. Захарова, образовывали на дне глубоководной части баженовского бассейна преимущественно моновидовые поселения с высокой популяционной плотностью, заселяя наиболее возвышенные его участки. Поскольку эти двустворки нуждались в достаточно аэрируемых водах, постулируемая многими исследователями обедненность придонных вод кислородом вплоть до сероводородного заражения, если и предполагалась, то в понижениях рельефа и/или в промежутки времени между существованием популяций двустворчатых моллюсков (Захаров, Сакс, 1983; Брадучан и др., 1986). Газовый режим придонных вод здесь, как предполагается, регулировался интенсивностью обмена водными массами с Арктическим бассейном, обмелением или углублением северного “пролива-горла”, через который поступали обогащенные кислородом воды (Брадучан и др., 1986). Тем не менее, довольно устойчивым среди специалистов остается мнение о сероводородном заражении наддонных вод в глубоководной части баженовского моря (Конторович и др., 1994; 2000, и др.).

Авторы разделяют точку зрения о том, что аноксидные условия в придонных водах и на границе осадок–вода в центральной глубоководной части баженовского моря не были повсеместными, а временами, вероятно, исчезали вообще (Брадучан и др., 1986). На возможную “пятнистость” в распределении участков дефицита кислорода указывали исследователи, установившие в черных сланцах баженовской свиты ихнофоссилии – *Zoophycos* и *Chondrites* (Захаров и др., 1998; Эдер и др., 2003), которые для своего жизнеобеспечения нуждались в некотором количестве растворенного кислорода в поровых водах осадка, особенно *Chondrites*. Это предположение подтверждается и анализом биоты.

В прибрежных участках Западно-Сибирского бассейна температурный режим, освещение и циркуляция вод были благоприятными для развития многоклеточных ветвящихся водорослей, остатки которых найдены и на исследуемой территории. Сохранность водорослевых остатков в виде разрозненных фрагментов свидетельствует об их переносе от мест произрастания. Вероятно,

эти водоросли могли быть одним из источников органического вещества баженовской свиты.

Неокомский этап формирования Западно-Сибирского осадочного бассейна существенно отличался от предыдущего возросшей тектонической активностью как в самом бассейне, так и в окружающих его областях суши, в целом регрессивной направленностью развития бассейна, резким увеличением скорости осадконакопления (Гурова, Казаринов, 1962; Конторович и др., 1994, и др.).

Во второй половине бореального берриаса (подачимовское время) на исследуемых территориях продолжалось накопление глинистых илов, однако скорость поступления терригенного материала несколько увеличилась (рис. 2), содержание в осадках органики уменьшилось. В донных сообществах появились фораминиферы, но в составе и структуре сообществ макробентоса не произошло каких-либо заметных изменений. В толще воды по-прежнему в больших количествах обитали теутиды, доминировавшие среди нектонных моллюсков. В конце берриаса–начале валанжина (ачимовское время), когда осадконакопление приобрело “лавиный” характер и поступал преимущественно алевритопесчаный материал, в сообществах макробентоса возросла численность двустворчатых моллюсков, но структура сообществ при этом сохранилась. В это время, как предполагается большинством исследователей, Западно-Сибирский бассейн начал мелеть, но еще оставался сравнительно глубоким: для исследуемых территорий указываются в основном глубины нижней сублиторали: 100–150 м (Бочкарев, 1999) для Надым-Вэнгапурского района; от 70–100 м (Булынникова и др., 1978) до 150–200 м (Нестеров, Высоцкий, 1985) для Аган-Вахского. Гидродинамические и газовые показатели, судя по установленным фаунистическим комплексам, в центральных районах мало отличались от баженовских (рис. 5), хотя не исключено, что донные сообщества просто не успели перестроиться. О том, что осадконакопление здесь происходило в водной среде с пассивным динамическим режимом, свидетельствуют и результаты изучения гранулометрических характеристик пород ачимовской толщи, приведенные для Среднего Приобья (Нестеров, Высоцкий, 1985). Возможно, прекращение накопления высокоуглеродистых осадков было в значительной мере обусловлено возросшим привносом терригенного материала и уменьшением глубин и в меньшей степени – изменением газового режима.

В середине раннего валанжина (фазы *Euryptychites quadrifidus* и *E. astierptychus*) на исследуемых участках Западно-Сибирского моря усилилась аэрация придонного слоя осадков, гидродинамическая активность водной среды, что обусловило появление в составе бентоса инфав-

ны, реофильных и оксифильных форм. Вместе с эвритермными родами двустворок здесь отмечены термофильные маклернии и пинны. Выводы об усилении подвижности вод согласуются и с результатами изучения гранулометрических характеристик нижневаланжинских пород (Нестеров, Высоцкий, 1985). Ранее для территории бассейна, охватывающей Аган-Вахский район, по результатам биофациального анализа приводились глубины в 60–100 м, а геохимическая обстановка в верхнем слое осадка считалась восстановительной (Булынникова и др., 1978). Для территории Надым-Вэнгапурского района предшествующие исследователи данными по фауне не располагали. Представляется, что наличие реофильных, оксифильных и термофильных форм бентоса может свидетельствовать о существенном обмелении акваторий на обоих участках, а присутствие на многих площадях оксифильной инфавны – о преимущественно хорошей аэрации и благоприятной геохимической обстановке не только в придонном слое воды, но и в верхнем слое осадка.

В валанжине и раннем готериве по мере регрессии Западно-Сибирского бассейна и смещения глубоководной области к северо-западу, в южных, центральных и восточных его частях все более расширялась зона прибрежных и лагунных фаций (Булынникова и др., 1978, и др.). В конце валанжина в этой зоне оказалась территория Аган-Вахского района. В это же время обмеление моря привело к резкой дифференциации условий существования моллюсков в Надым-Вэнгапурском районе – от стабильных, затишных, застойных, где обитали реофобные роды, процветавшие при дефиците кислорода, до высокоэнергетичных, хорошо аэрируемых и прогреваемых участков моря, где расселялся реофильный и термофильный бентос. Фациально-контрастные условия сохранились вплоть до раннего готерива. В позднем валанжине и раннем готериве представители стеногалинного нектона в Надым-Вэнгапурском районе становятся чрезвычайно редкими, бентос представлен здесь как морскими, так и выдерживающими опреснение формами, что может свидетельствовать о периодическом отклонении солевого режима вод от нормальноморского. В Аган-Вахском районе типично морская фауна и вовсе отсутствует.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уточнены временные границы отдельных этапов седиментации в центральной части позднеюрско-раннемелового Западно-Сибирского бассейна. По соотношению мощности литостратонов и продолжительности их образования определены примерные темпы накопления осадков, показана их неравномерность во времени. Биофациальный анализ позволил восстановить некоторые абио-

тические факторы среды обитания беспозвоночных. Полученные результаты проинтерпретированы с позиций общей геологической истории территории исследований.

По мере развития трансгрессии и углубления Западно-Сибирского бассейна в центральной его части наряду с падением скорости седиментации происходило ослабление аэрации и гидродинамической активности придонных вод, что наиболее отчетливо проявилось в волжском веке и начале бореального берриаса. К началу баженковского времени из бентосных сообществ исчезли реофильные, оксифильные и термофильные формы. В волжском и берриасском веках донные пространства осваивали двустворки и фораминиферы, предпочитавшие слабую гидродинамику и прохладные воды. В неокоме Западно-Сибирский бассейн седиментации был вовлечен в регрессивный этап своего развития и начал мелеть. На рубеже берриаса и валанжина резко усилились темпы осадконакопления. Вместе с тем, гидродинамический и газовый режимы в центральной части бассейна оказались в значительной мере унаследованными от предшествующего времени. Заметное усиление аэрации и подвижности водной среды произошло лишь в середине раннего валанжина, что сопровождалось существенным обмелением бассейна. В донных сообществах вновь появились реофильные, оксифильные и термофильные таксоны. На протяжении большей части поздней юры и неокома в исследуемых акваториях существовали нормальноморские условия, и только в конце валанжина и раннем готериве зафиксировано отклонение солевого режима вод в сторону его понижения: периодическое – в Надым-Вэнгапурском районе и постоянное – в Аган-Вахском. С этим, очевидно, связано количественное и качественное обеднение состава типично морской фауны в первом районе и исчезновение ее во втором. Все это время в центральной части бассейна обитали преимущественно высокобореальные – арктические семейства и роды. Однако определенное влияние на формирование местной фауны сказалось и со стороны низкобореальных акваторий. Так произошло в конце оксфорда–кимеридже, когда с запада с теплым течением в Западно-Сибирское море проникли теплолюбивые аммониты и другие группы беспозвоночных.

Авторы считают приятным долгом поблагодарить Л.Г. Вакуленко, А.И. Вознесенского, В.А. Захарова, Б.Н. Шурыгина и П.А. Яна за консультации и ценные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64780), ОИГГМ СО РАН (проект ВМТК № 1737) и благодаря государственной поддержке ведущих научных школ РФ (проект НШ-1569.2003.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Недра, 1993. 454 с.
- Атлас и объяснительная записка к атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1 : 5000000. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976. 85 с.
- Басов В.А. Палеоэкологические и палеобиогеографические построения // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 210–222.
- Басов В.А., Каплан М.Е., Юдовный Е.Г. и др. Комплексы фораминифер в различных фациальных обстановках юры и неокома в Енисей-Хатангском морском бассейне // Геология и геофизика. 1975. № 3. С. 3–8.
- Белозеров В.Б. Кинематическая модель формирования юрско-меловых отложений Западно-Сибирской плиты // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 99–106.
- Белоусова Н.А., Богомякова Е.Д., Рылькова Г.Е. Сообщества фораминифер и их распределение в готеривском морском бассейне Западной Сибири // Экология юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. С. 62–71.
- Берлин Т.С., Киприкова Е.Л., Полякова И.Д. и др. Некоторые проблемы палеотемпературного анализа // Геология и геофизика. 1970. № 4. С. 36–43.
- Бочкарев В.С. Палеобатиметрические условия формирования ачимовской толщи Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1999. № 5. С. 23–27.
- Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
- Булынникова С.П., Гольберт А.В. Фациальные типы комплексов неокоских фораминифер севера Средней Сибири и приближенный метод количественного биофациального анализа // Экостратиграфия осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. С. 101–116.
- Булынникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г. и др. Палеобиофашии нефтеносных волжских и неокоских отложений Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1978. 87 с.
- Вакуленко Л.Г., Ян П.А. Юрские ихнофоссилии Западно-Сибирской плиты и их значение для реконструкции обстановок осадконакопления / Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 4. Геология и геофизика. Приложение. 2001. Т. 42. С. 83–93.
- Геккер Р.Ф. Введение в палеоэкологию. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 126 с.
- Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 150 с.
- Гришкевич В.Ф. Макроструктура берриас-аптских отложений Западной Сибири и ее использование при построении информационных технологий в геологии нефти и газа. Тюмень: ИздатНаукаСервис, 2005. 116 с.
- Гурари Ф.Г. Строение и условия образования клиноформ неокоских отложений Западно-Сибирской

плиты (история становления представлений). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003. 141 с.

Гурари Ф.Г., Гольберт А.В., Захаров В.А. Новые данные об условиях образования бажендовской свиты // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. С. 5–17.

Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М.: Гостоптехиздат, 1962. 297 с.

Густомесов В.А. Белемниты в соотношении с фациями и развитием бассейна обитания // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. Вып. 6. С. 107–117.

Данков В.С. К проблемам поисков ловушек нетрадиционного типа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1996. № 10. С. 2–10.

Дзюба О.С. Кимериджские ассоциации цилиндротетид (Cyliindroteuthidae, Belemnitida) сибирских морей и условия их обитания // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Тез. докл. Всерос. симпозиума. 28–29 марта 2000 г. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 2000. С. 52–53.

Дзюба О.С. Белемниты (Cyliindroteuthidae) и биостратиграфия средней и верхней юры Сибири. Новосибирск: Гео, 2004. 203 с.

Ершов С.В., Зверев К.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н. Седиментация в раннемеловом бассейне Западной Сибири и ее влияние на нефтегазоносность // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1908–1917.

Захаров В.А., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Первая находка следов жизнедеятельности в высокоуглеродистых черных сланцах бажендовской свиты Западной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 402–405.

Захаров В.А., Сакс В.Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири // Палеогеография юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С. 5–31.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики (по двустворчатым моллюскам). Новосибирск: Наука, 1978. 205 с.

Захаров В.А., Юдовный Е.Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. С. 127–174.

Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.

Захаров В.А., Боден Ф., Дзюба О.С. и др. Изотопные и палеоэкологические свидетельства высоких палеотемператур в кимеридже Приполярного Урала // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 1. С. 3–30.

Захаров В.А., Казаненков В.А., Богомолов Ю.И. и др. Биостратиграфия неокма Северного Приобья Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1135–1148.

Захаров В.А., Месежников М.С., Ронкина З.З. и др. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 190 с.

Захаров В.А., Санин В.Я., Шурыгин Б.Н., Бейзель А.Л. Палеоэкологические классификации двустворчатых

моллюсков и гастропод // Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979. С. 4–7.

Карогодин Ю.Н., Казаненков В.А., Рыльков В.А., Ершов С.В. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокма (системно-литологический подход). Новосибирск: Гео, 2000. 200 с.

Киприянова Ф.В. К методике палеоэкологических исследований бентосных фораминифер Западной Сибири // Экология юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. С. 3–13.

Киприянова Ф.В., Белоусова Н.А., Богомякова Е.Д. и др. К вопросу экологии мезозойских фораминифер Западно-Сибирской равнины // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 157–164.

Комиссаренко В.К., Тылкина К.Ф. Условия обитания юрских атаксофрагмид и текстуляриид // Экология юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. С. 23–29.

Конторович А.Э. Распределение стабильных изотопов углерода в сидекахитах различной генетической природы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 3–11.

Конторович А.Э., Данилова В.П., Костырева Е.А. и др. Органическая геохимия абалакской свиты Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 459–478.

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.

Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 201 с.

Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1832–1845.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1967. 270 с.

Маринов В.А., Захаров В.А. Зоны по фораминиферам бореального берриаса, валанжина и нижнего готерива Северной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 46–47.

Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С., Урман О.С. Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела центральной части Западной Сибири / Новости палеонтологии и стратиграфии // Геология и геофизика. Приложение (в печати).

Маринов В.А., Языкова О.В., Захаров В.А. и др. Биостратиграфия нижнего неокма Нижневартовского структурно-фациального района // Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа. Материалы шестой научно-практической конференции. Ханты-Мансийск: ИздатНаука-Сервис, 2003. Т. 1. С. 269–277.

Мкртчян О.М., Трусов Л.Л., Белкин Н.М. и др. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири. М.: Наука, 1987. 126 с.

Наумов А.Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемелового бассейна // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 38–47.

Нежданов А.А., Останина Г.М. Использование палео-экологического анализа для решения седиментологических задач (на примере Федоровского и Покачевского месторождений нефти) // Экология юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. С. 93–100.

Нестеров И.И., Высоцкий В.Н. Литолого-фациальная характеристика берриас-валанжинский седиментационно-сейсмических комплексов Среднего Приобья // Сейсморазведка для литологии и стратиграфии. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 41–54.

Онищенко Б.А. Об условиях седиментации пограничных отложений юры и мела в Среднем Приобье // Геология нефти и газа. 1994. № 7. С. 29–31.

Полякова И.Д., Кроль Л.А., Перозио Г.Н., Предтеченская Е.А. Литолого-геохимическая классификация разрезов и седиментационная модель баженовской свиты // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 240–251.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (г. Новосибирск, 2003 г.). Триасовая и юрская системы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с. Прилож. 3 на 31 листе.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (г. Новосибирск, 2003 г.). Меловая система. Новосибирск: СНИИГГиМС (в печати).

Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Ранне- и среднеюрские белемниты Севера СССР. *Nannobelinae*, *Passaloteuthidae* и *Nastitidae*. М.: Наука, 1970. 228 с.

Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Особенности расселения бореальных белемниоидов // Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979. С. 9–23.

Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Свердловск: Свердловское книжное изд-во, 1978. 207 с.

Чернавских А.В. Условия формирования верхнеюрско-нижнемеловых отложений центральной части Западной Сибири в зоне Сибирских увалов // Геология нефти и газа. 1994. № 10. С. 13–16.

Шурыгин Б.Н., Пинус О.В., Никитенко Б.Л. Сиквенс-стратиграфическая интерпретация келловей и верхней

юры (васюганский горизонт) юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 843–862.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Гео, 2000. 480 с.

Эдер В.Г., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Ихнофоссилии баженовской и георгиевской свит верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 517–524.

Ян П.А. Состав, строение и обстановки осадконакопления келловей-оксфордских отложений Надым-Пурского междуречья Западной Сибири // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГНГ СО РАН, 2003. 19 с.

Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Бурлева О.В. и др. Литология келловей-оксфордских отложений в различных фациальных районах Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1897–1907.

Ясаманов Н.А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири (палеогеографические факторы бокситонакопления). М.: Недра, 1976. 142 с.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., et al. A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. V. 27. № 2. P. 83–100.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // Sea-level changes: An integrated approach / Eds Wilgus C.K. et al. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla., 1988. Spec. Publ. 42. P. 71–108.

Reyment R.A. Some factors in the distribution of fossil Cephalopods // Acta Univ. Stockholm. Stockholm Contribut. Geol. 1958. № 1 (6). P. 97–184.

Sahagian D.L., Pinus O., Olferiev A., Zakharov V. Eustatic curve for the Middle Jurassic–Cretaceous based on Russian platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // AAPG Bull. 1996. V. 80. № 9. P. 1433–1458.

Westermann G.E.G. New developments in Ecology of Jurassic–Cretaceous ammonoids // Atti II Conv. Int. F.E.A. Pergola, 1987. Com. Cent. Raffaele Piccinini, 1990. P. 459–478.

Westermann G.E.G. Hydrostatics and hydrodynamics of Cephalopod shells: form structure and function // Anal. Acad. Nac. Cs. Ex. Fís. Nat., Buenos Aires, 1993. T. 45. P. 183–204.

Рецензенты
А.И. Вознесенский, В.А. Захаров

УДК 551.763.333:563.12:564.581.1(–925.22)

ГРАНИЦА КАМПАНСКОГО И МААСТРИХТСКОГО ЯРУСОВ В РАЗРЕЗЕ АКТУЛАГАЙ (ПРИКАСПИЙ)

© 2006 г. Д. П. Найдин*, В. Н. Беньямовский**

*Московский государственный университет, Москва

** Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.05.2005 г., получена после доработки 16.08.2005 г.

Излагаются данные о распространении белемнитов и бентосных фораминифер на границе кампан–маастрихт одного из опорных разрезов верхнего мела востока Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). Биостратиграфически обоснованным признается проведение границы кампан–маастрихт по подошве “ланцеолятовых слоев” А.Д. Архангельского, 1912. В обширных обнажениях верхнемеловых отложений плато Актулагай (Актубинская область Республики Казахстан) в основании этих слоев появляются “примитивные белемнеллы” и весьма четко выражена смена доминировавших в кампане белемнителл маастрихтскими белемнеллами (две фототаблицы ростров)¹. В пограничном интервале установлена последовательная смена семи зональных комплексов бентосных фораминифер (одна фототаблица изображений). Опорный для верхнего мела востока ЕПО разрез Актулагай может быть использован при прослеживании с помощью микро- и нанофоссилий массового распространения границы кампан–маастрихт в бореальные пространства России.

Ключевые слова. Кампан, маастрихт, граница, опорный разрез Актулагай, Прикаспий, белемниты, бентосные фораминиферы.

ВВЕДЕНИЕ

В силу ряда причин вопросы стратиграфии верхнемеловых отложений различных регионов мира (и в частности, положение нижней и верхней границы маастрихтского яруса) привлекают внимание специалистов различного профиля.

Концептуальная позиция авторов данной статьи о границах ярусов верхнего отдела меловой системы сводится к следующим основным положениям (Копеевич и др., 1987; Найдин, 1998; Найдин, 1996; Найдин, 2002б).

1. Границы ярусов, представляющие собой эмпирические обобщения многих поколений геологов, в той или иной степени историко-геологически обоснованы.

2. Биостратиграфические оценки являются основополагающими при установлении ярусных границ.

3. Глобальное прослеживание ярусных границ должно быть результатом последовательных межрегиональных корреляций. В различных палеобиогеографических регионах изучаются опорные (типовые) разрезы, в которых положение ярусных границ всеми возможными методами

корреляции сопоставляется с границами ярусов в их стратотипических разрезах.

4. Граница ярусов является предметом **согласования** между стратиграфами различных стран.

Стратиграфически обоснованным признается проведение **границы между кампанским и маастрихтским ярусами** в Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) **в основании ланцеолятовых слоев (мела)** А.Д. Архангельского, 1912 (Найдин, 1974; Найдин, 1996; Найдин, 2002б).

5. Рассматриваемый в статье разрез Актулагай, расположенный в восточной части ЕПО, является опорным для пограничных слоев терминальных ярусов верхнего мела региона. В этом хорошо обнаженном разрезе очень четко прослеживается нижняя граница ланцеолятового мела, к которой приурочено исчезновение белемнителл и появление массовых белемнелл.

6. Необходимо напомнить, что на Брюссельском совещании 1995 г., посвященном границам меловой системы, русские стратиграфы предлагали Актулагай как возможный стратотип границы кампан–маастрихт, поскольку он великолепно обнажен, содержит разнообразные макро- и микрофоссилии прекрасной сохранности и может служить мостом между Тетисом и Бореальным поясом, так как расположен на северной периферии Тетиса.

¹ *Примечание редколлегии.* А.Д. Архангельский, выделивший в 1912 г. “ланцеолятовые слои”, отнесенные им впоследствии (1926 г.) к маастрихтскому ярусу, не включал в состав “ланцеолятовых слоев” слои с “примитивными белемнеллами”, которые тогда не были известны.

7. Разрез Актулагай по своему пространственному положению в восточной части ЕПО имеет важное значение при прослеживании границы кампан–маастрихт в обширные бореальные пределы России. Распространение действия опорного (эталонного) для данного палеобиогеографического региона разреза в иные регионы – непростое дело (Найдин, 1996). Основным в проведении межрегиональных стратиграфических сопоставлений является подыскание организмов массового распространения, корреляционные потенциалы которых обеспечивают преодоление палеоклиматических и палеобиогеографических рубежей.

8. Разворот буровых и геофизических работ по изучению глубинного строения Урало-Эмбенской нефтеносной области потребовал биостратиграфически обоснованного расчленения верхнемеловых отложений – одного из основных компонентов осадочной толщи области.

Первые микропалеонтологи-производственники – А.В. Фурсенко (1937), В.Г. Морозова (1939), В.П. Василенко, Е.В. Мятлюк (1947) – получаемые ими данные о стратиграфическом распределении фораминифер и их комплексов в разрезах скважин сопоставляли с данными их распространения в макрофаунистически охарактеризованных разрезах-обнажениях региона, включая Актулагайский разрез.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез расположен в восточной части Прикаспийской низменности, где верхний мел обнажен в бронированном породами нижнего эоцена уступе плато Актулагай².

На протяжении нескольких десятков километров плато меридионально вытянуто примерно по 55° в.д. южнее 48° с.ш. в юго-западной части Актюбинской области (в 350–370 км к ЮЮЗ от г. Актюбинска) на ее границе с Гурьевской областью Казахстана. Плато расположено на правом западном берегу р. Эмба и, следовательно, выходы слагающих плато верхнемеловых отложений являются крайними юго-восточными в Европе (“Стратиграфия СССР. Меловая система”, 1986, рис. 16).

Предлагаемый разрез (рис. 1) составлен по материалам проводившихся в 1955, 1978 и 1988 годах полевых наблюдений на юго-западном участке плато в 100–120 км к югу от станции Сагиз на

железнодорожной дороге и шоссе Гурьев (Атирау) – Актюбинск (Актюбе).

Разрез Актулагай s. l. представляет собой практически непрерывное гигантское обнажение (рис. 2), пространственные масштабы которого измеряются десятками километров. В статье рассмотрено лишь одно пересечение плато Актулагай глубоким оврагом Чилисай, по которому составлен разрез, описанный ниже.

В основании уступа обнажаются:

1. Пески и песчаники верхнего альба и сеномана, видимая мощность которых порядка 15–20 м.

2. Нижнесантонские песчаные мергели с рассеянными гальками коричневых фосфоритов, с роствами *Gonicamax lundgreni uilicus* (Kolt.) Naid., *Actinocamax verus fragilis* Arkh., раковинами *Inoceramus ex gr. cardisoides* Goldf., панцирями *Micraster rogalae* Now. Мощность 1.5 м.

3. Мергели глинистые верхнего кампана зеленовато- и желтовато-серые с обломками крупных иноцерамов. Мощность 4.5–5 м.

Выше следует толща (слои 4–9) ритмичного переслаивания различных мергелей верхнего кампана – маастрихта (рис. 1).

Ритмичность карбонатной толщи (ее мощность 80–90 м) выражается в многократном повторении по разрезу пар, сложенных мергелями, местами то песчанистыми, то глинистыми, зеленовато-серыми и серыми (внизу) и заметно более плотными светло-серыми почти белыми мелоподобными мергелями (известняками, мелом). Переход мергелей в мелоподобные мергели в паре постепенный, тогда как граница между парами очень резкая: в кровле мелоподобных мергелей наблюдается образования типа “твердого дна” – хардграунды. Пласты значительно более плотных мелоподобных мергелей в склонах обнажений выступают в виде прослеживаемых на протяжении многих километров карнизов (рис. 2). По некоторым карнизам образуются небольшие структурные террасы.

Специальные наблюдения о строении ритмичных пар не проводились. Но замечено, что в сл. 5 мощность мергелей (0.8–1 м) значительно больше мощности мелоподобных мергелей (0.1–0.2 м), а в сл. 7 мощность мергелей порядка 0.4–0.5 м, а мелоподобных мергелей – 0.1–0.2 м.

По С.Н. Колтыпину (1957), пары ритмичных разрезов кампана и маастрихта Прикаспия образованы зеленовато-серыми песчанистыми или глинистыми мергелями и белым пишущим мелом, причем мощности мергелей и мела каждой пары примерно одинаковы.

Как показано в статье (Найдин, 2004), в ритмичных карбонатных толщах верхнего мела ЕПО строение пар изменяется по разрезу, что связано с палеогеографической эволюцией бассейна седиментации. Прекрасно обнаженные

² Пункт 52 на карте мощностей кампанских и маастрихтских отложений Урало-Эмбенской солянокупольной области (Колтыпин, 1957, рис. 32). Серия фото различных участков уступа, помещенных в монографии С.Н. Колтыпина (1957, рис. 28–31, 35, 36), наглядно иллюстрирует высокую степень обнаженности верхнемеловых отложений региона.

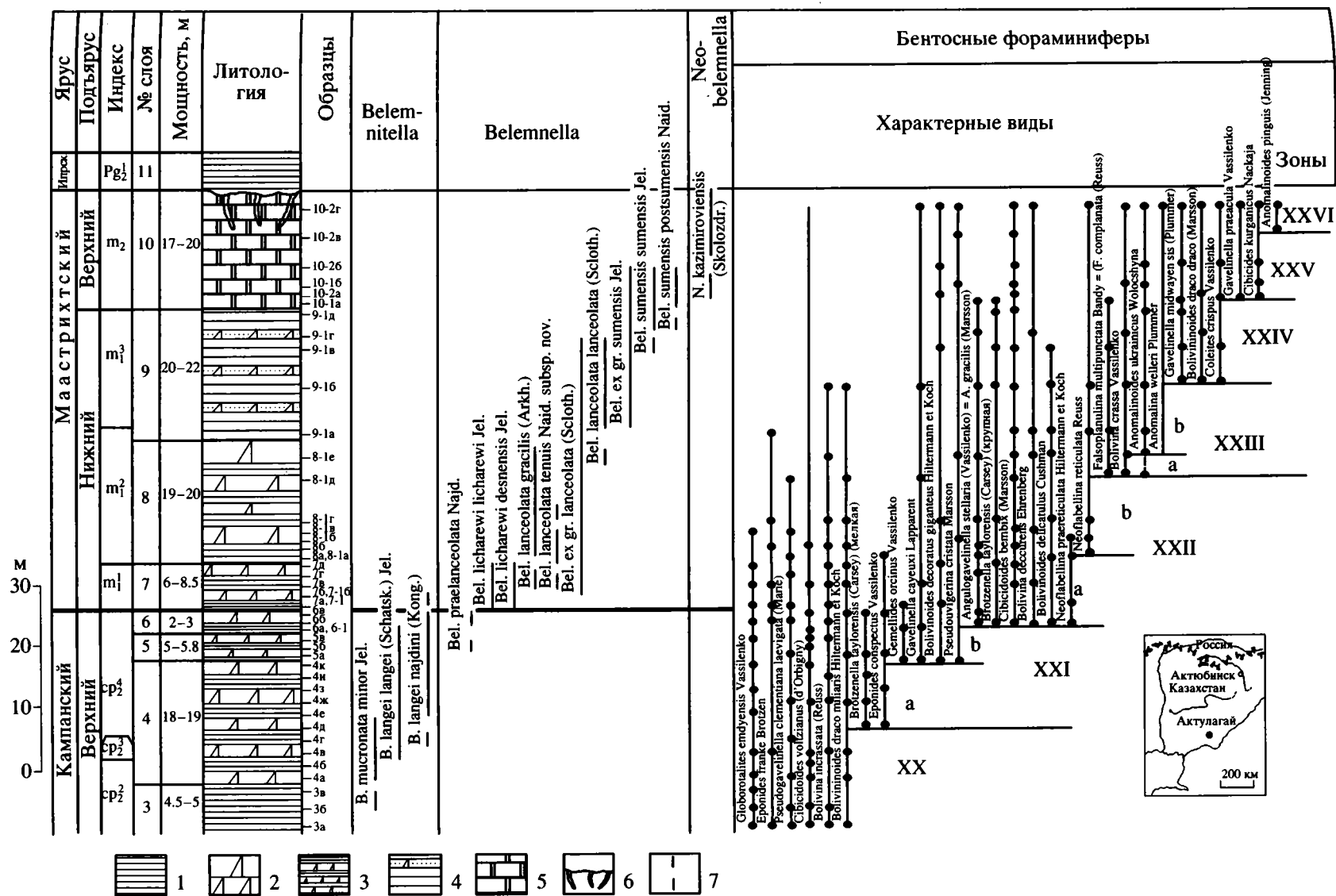


Рис. 1. Белемниты и фораминиферы терминального кампана и маастрихта в разрезе Актюлағай.

Индексы – по Д.П. Найдину и др. (1984, табл. 1), краткая литологическая характеристика – в тексте; линии после белемнитов – диапазон их распространения в разрезе.

1–2 – мергели: 1 – различные, 2 – мелоподобные; 3 – чередование мергелей и мелоподобных мергелей; 4 – прослои опесчаненных мергелей (слой 9); 5 – мел; 6 – “нептунические дайки”; 7 – единичная встречаемость белемнитов.

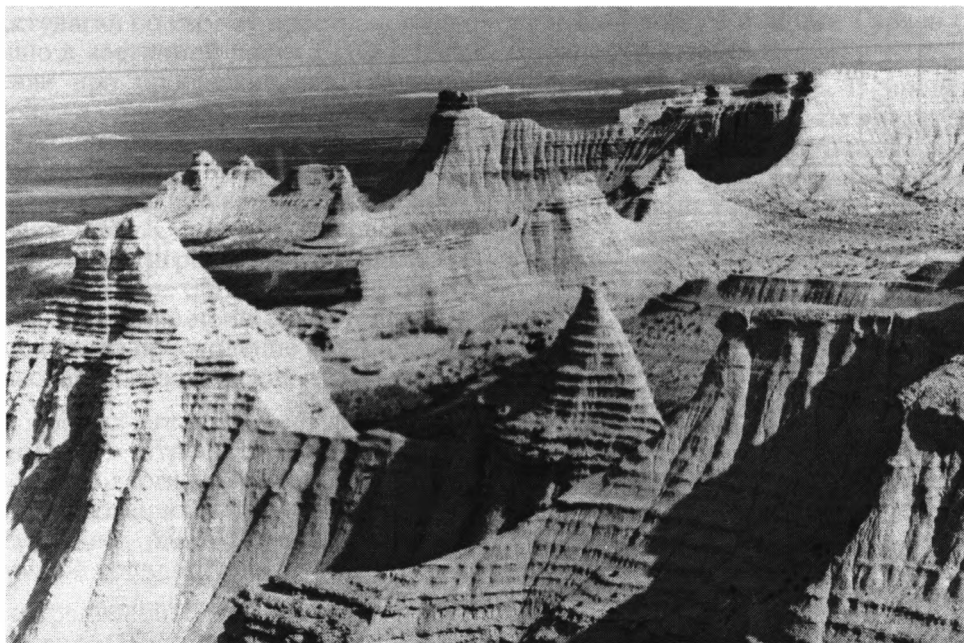


Рис. 2. Расчлененный участок юго-западной окраины плато Актулагай, урочище Чилисай.

Вид на запад; на заднем плане – Прикаспийская низменность. В нижней части снимка видна поверхность структурной террасы по кровле сл. 5. Граница кампана (сл. 6) и маастрихта (сл. 7) – в 2 м выше.

ритмичные отложения кампана и маастрихта Прикаспия предсталяют благодарный объект для изучения изменения строения отдельных пар и их последовательностей в разрезах, т.е. во времени.

Верхний кампан

4. Мергели зеленовато-серые и светло-серые, почти белые мелоподобные мергели. Мощность 18–19 м.

5. Мергели серые и светло-серые, почти белые мелоподобные мергели; по кровле верхнего пласта мелоподобного мергеля образована структурная терраса. Мощность 5–5.5 м.

6. Мергели серовато-белые с резко выраженными ходами илоедов; вверху слоя – выступающий в склоне пласт крепкого мелоподобного мергеля. Мощность 2–3 м.

Нижний маастрихт

7. Мергели зеленовато-серые (0.4–0.5 м) и более плотные толстоплитчатые серовато-белые мелоподобные мергели (0.1–0.2 м). Мощность 6–8.5 м.

8. Мергели глинистые зеленовато-серые и более плотные серовато-белые мелоподобные, образующие в склоне ступени. Мощность 19–20 м.

9. Мергели серовато-белые с желтоватым оттенком, песчанистые, более однородные по плотности (чем ниже); местами образуют крутые стенки с признаками сотового выветривания. Мощность 20–22 м.

Верхний маастрихт

10. Мел серовато-белый, маркий; его кровля рассечена “нептуническими дайками”, заполненными вышележащими мергелями слоя 11. Мощность 17–20 м.

11. Нижнеэоценовые серовато-белые с желтоватым оттенком мергели с прослоями серовато-бурых глин. Мощность 5–10 м.

Кровля мела сл. 10 представляет собой типичное образование “каменного дна” (Геккер, 1960). Стратиграфический гиатус, связанный с “каменным дном” в разрезе Актулагай, охватывает верхнюю часть зоны *Neobelemnella kazimiroviensis* маастрихта, палеоцена и нижние горизонты эоцена.

Карбонатные отложения разреза Актулагай биотурбированы. Ходы илоедов (особенно многочисленны *Chondrites*) обычны для мергелей нижней составляющей ритмичной пары. Макрофоссилии на некоторых уровнях разреза многочисленны и представлены морскими ежами, кораллами, брахиоподами, двустворчатыми моллюсками (устрицы, иноцерамы, пектиниды и др.), видовое определение которых не проводилось. Головоногие, кроме ростров белемнитов, представлены редкими ядрами наутилоидей и весьма редкими ядрами и отпечатками аммоноидей: бакулитов и скафитов – *Hoploscaphtes ex gr. constrictus* (Sow.) и *Acanthoscaphites ex gr. tridens* (Kner).

Как было показано в ряде публикаций последних десятилетий (Акимец и др., 1983; Найдин, 1974; Найдин, 1996; Найдин, Беньямовский, Копаевич, 1984; Копаевич, Беньямовский, Найдин, 1987), границу кампан–маастрихт в ЕПО следует проводить в основании ланцеолятового мела А.Д. Архангельского (1912).

Так понимаемая граница на обширных пространствах ЕПО от атлантического побережья Европы на западе до Аральского моря на востоке выражена весьма отчетливо в литологически различных отложениях: во многих разрезах находки (часто массовые) росторов *Belemnitella* внезапно сменяются массовым появлением представителей *Belemnella*.

БЕЛЕМНИТЫ КАМПАНО-МААСТРИХТСКОГО ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА

Уже первые исследователи геологии Прикаспия заметили, что среди макрофоссилий верхнего мела особенно многочисленны ростры белемнитов. Различались *Belemnitella mucronata* и *Belemnitella lanceolata*, по которым выделялись нижний и верхний сенон.

По мере расширения и углубления геологического изучения края потребовались значительно более точные биостратиграфические разбивки. Первое (и последнее) монографическое изучение верхнемеловых белемнитов Прикаспия было завершено С.Н. Колтыпиным в первые послевоенные годы. По специально разработанной методике изучалось внутреннее строение ростров (первый видимый ростр, щелевая пластина). Было выделено 10 новых видов и вариететов видов с названиями *embensis*, *temirensis*, *tulagensis* и т.п. Их описания и изображения остались неопубликованными в отчете ВНИГРИ за 1949 год.

Отмеченная в предыдущем разделе особенность границы кампан-маастрихт в Актулагайском разрезе выражена подчеркнуто отчетливо. Основы расчленения разреза по белемнитам и бентосным фораминиферам предложены в статье В.С. Акимец и др. (1983).

В слоях 4–6 общей мощностью 25–28 м резко преобладают белемнителлы (по сборам 1978 года – 110 ростров), а в слоях 7–8 такой же мощности – 20 ростров белемнелл.

Слой 3 и нижние горизонты слоя 4 (рис. 1), в которых встречаются ростры *Belemnitella mucronata minor* Jel.³, мы относим к cr_2^2 .

Средняя и верхняя часть слоя 4, а также слой 5 и 6 – терминальный кампан востока ЕПО – зона *Belemnitella langei* s. l., рассматриваемый как последовательность подвидов *B. langei langei* (Schatsk.) Jel., *B. langei najdini* Kong.

Средняя часть слоя 4, в которой наряду с продолжающимися встречаться рострами *Belemnitella mucronata minor* Jel. появляются ростры *B. langei langei* (Schatsk.) Jel., мы относим к cr_2^3 . Верхняя

часть слоя 4, слой 5 и 6 содержат ростры *Belemnitella langei langei* (Schatsk.) Jel. и *B. langei najdini* Kong. Это cr_2^4 .

Подвиды различаются по величине ростров. Постальвеолярная длина ростров (расстояние от основания брюшной щели до апекса ростра): у 5 экземпляров *B. mucronata minor* (основание слоя 4) – от 78 до 93 мм; у *B. langei langei* (слой 4, 15 ростров) – 60 мм; у *B. langei najdini* (слой 4, 10 ростров; слой 6, 15 ростров) – 50–52 мм.

Установлено, что основная смена белемнителл белемнеллами происходит на границе слоев 6 и 7. Однако единичные ростры белемнителл проникают выше, а редкие белемнеллы (*Belemnella praelanceolata* Najd.) появляются ниже этой границы (рис. 1).

Из белемнелл сл. 7 прежде всего должны быть названы *Belemnella licharewi licharewi* Jel. и *Bel. licharewi desnensis* Jel., которые появляются в основании слоя 7, а в 1–2 метров выше к ним присоединяются *Belemnella lanceolata gracilis* (Arkh.), *Bel. ex gr. lanceolata* (Schloth.) и *Bel. lanceolata subsp. nov.*

Belemnella licharewi licharewi и *Bel. licharewi desnensis* – так называемые “примитивные белемнеллы” Ю.А. Елецкого (Елецкий, 1941; Jeletzky, 1949, 1951, 1958), для которых характерно в той или иной степени выраженное актинокамакоподобное завершение переднего (альвеолярного) конца ростра. Конотека альвеолы разрушается и в стенках альвеолы выступают слой (табл. I, фиг. 11); спинной край альвеолы прорезан “пропиллом”, иногда очень глубоким (табл. II, фиг. 11).

М.-Г. Шульц (Schulz, 1979) полагал, что “актинокамаковые” признаки являются результатом простого выветривания – и только. Имеющийся фактический материал позволяет дать иное объяснение. Актиникамаковые признаки проявляются на рострах тех белемнелл, у которых передняя (альвеолярная) часть ростра сложена разрушающимися в процессе фоссилизации арагонитом и/или органическим роговым веществом.

Первостепенное таксономическое значение актинокамаковых признаков у белемнелл представляется несомненным. Отметим, что систематика актинокамаков основана на строении псевдоальвеолы и альвеолярного излома, образующихся при разрушении переднего конца ростра (Найдин, 1964). Актиникамаковые признаки строения альвеолы отмечены также и у редких в Актулагайском разрезе ростров *Belemnella praelanceolata* Najd. (табл. II, фиг. 8).

В слое 7 содержатся ростры *Belemnella lanceolata subsp. nov.*⁴ Ростры подвида отличает весь-

³ В наших предыдущих работах – досадная ошибка: подвид именовался *Belemnitella langei minor* Jel. (Найдин, Копачевич, 1977, табл. 1, 2; Найдин, Беньямовский, Копачевич, 1984, табл. 1).

⁴ В подготовленной для печати статье новый подвид *Belemnella lanceolata* (Schlot.) именуется как *Belemnella lanceolata tenuis* Naid. subsp. nov.

Таблица I

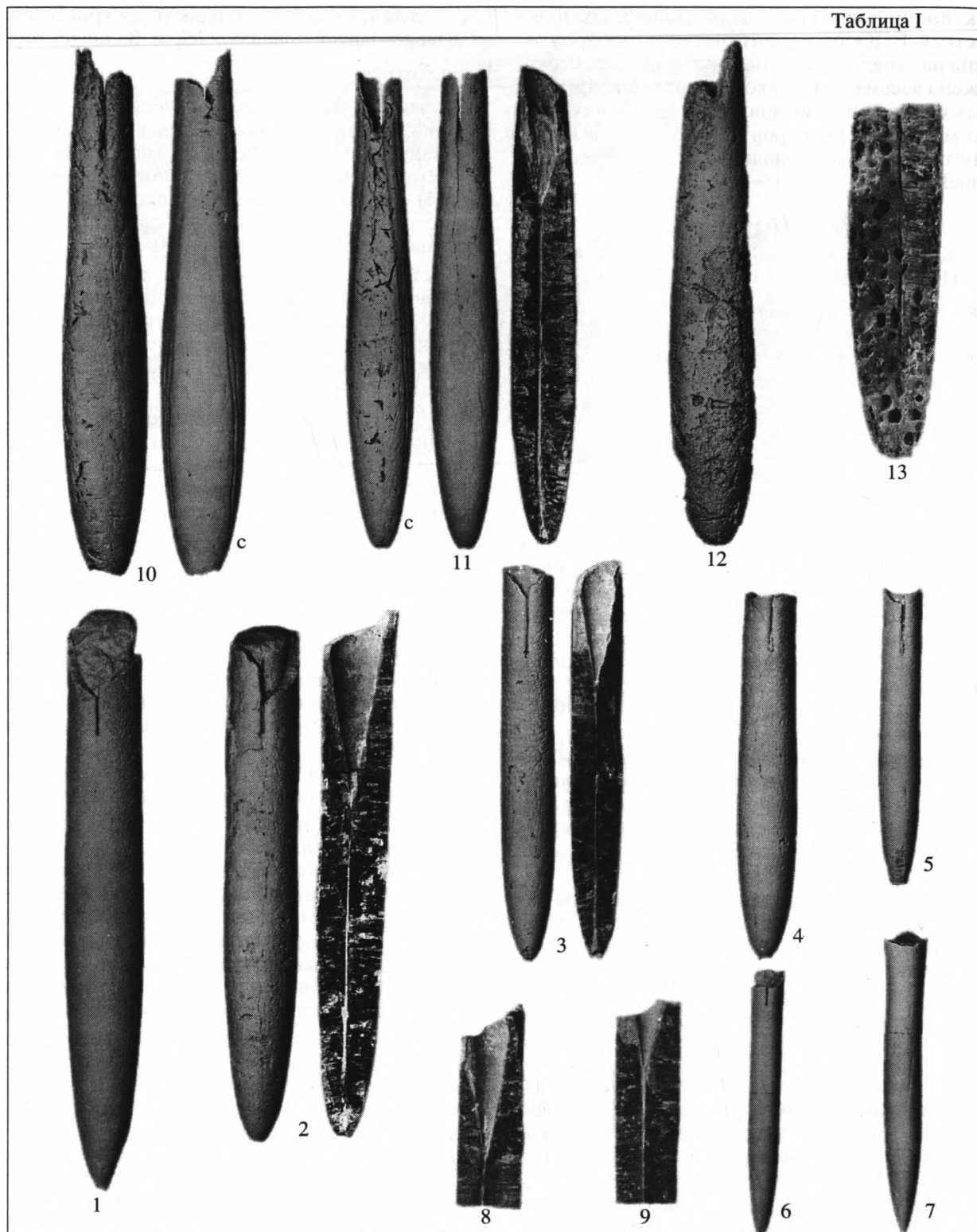


Таблица I. Белемнителлы и "примитивные белемнеллы".

В натуральную величину даны изображения ростров с брюшной стороны и спинно-брюшные расколы ростров; с – ростры со спинной стороны (табл. I, фиг. 10 и 11). В числителе номер слоя (буквы в числителе соответствуют уровню взятия микрофаунистического образца), в знаменателе – номер ростра в коллекции Д.П. Найдина.

Слой 4–6: 1, 2 – *Belemnitella mucronata minor* Jel. 1 – № 4–1a/1, 2 – № 4–1/1; 3–6 – *Belemnitella langei najdini* Kong., 3 – № 4–1/17, 4 – № 5в/1, 5 – № 6–1/14, 6 – № 6б/12; 7 – Ростр *Belemnitella* gr. *langei* без брюшной щели № 6а/25; 8, 9 – варианты строения брюшной щели ростров *B. langei*, 8 – № 4/1, 9 – № 4/7. Слой 7: 10–12 – *Belemnella licharewi licharewi* Jel., 10 – № 7–1a/1, 11 – № 7–16/1, 12 – № 7/9; 13 – ростр белемнеллы со следами сверлящих губок *Cliona*. № 7/12.

Таблица II

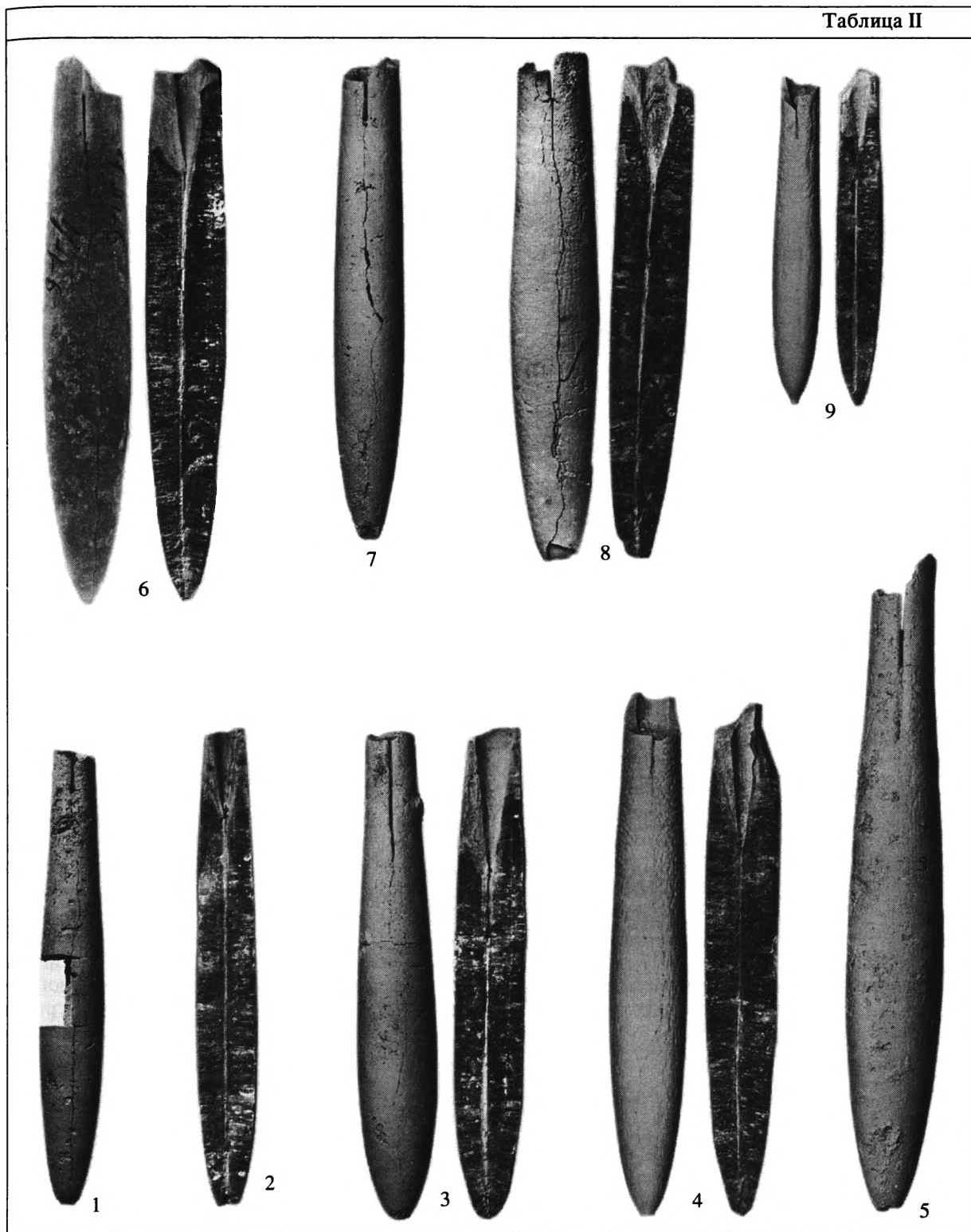


Таблица II. Белемнеллы и необелемнеллы.

Слой 7, 9: 1, 2 – *Belemnella lanceolata tenuis* Naid. subsp. nov. 1 – № 7/7, 2 – № 76-в/2; 3 – *Belemnella lanceolata lanceolata* (Schloth.). № 9-1r/14; 4 – *Belemnella lanceolata gracilis* (Ark.). № 7/1; 5 – *Belemnella lanceolata lanceolata* (Schloth.) № 9-1r/3; Слой 3, 9, 10: 6 – *Belemnella sumensis* Jel. № 9-1r/1; 7 – *Belemnella sumensis praearkhangelskii* Naid. № 10-1/2; 8 – *Belemnella praelanceolata* Najd. Кровля сл. 3. № 5429-3/1 (Найдин, 1964б, с. 93, табл. 2, фиг. 3); 9 – *Neobelemnella kazimiroviensis* (Skořozdr.) № 10-1/2.

ма значительное сужение альвеолярного конца и сохранение конотеки стенки альвеолы. По-видимому, Ю.А. Елецкий подобные экземпляры относил к "примитивным белемнеллам". Некоторые ростры, изображенные в работах В.В. Мозгового (1969, с. 153, табл. 52, фиг. 4) и Д.П. Найдина (1974, с. 228, табл. 78, фиг. 1) под названием *Belemnella licharewi desnensis* Jel., принадлежат новому подвиду, как и *Belemnella lanceolata* (Sinz.) из работы Н.И. Никитина (1958, табл. 23, фиг. 6).

Среди собранных из Актулагайского разреза ростров белемнителл и особенно белемнелл – большой процент экземпляров со следами деятельности сверлящих организмов. Наиболее обычны следы усонюгих и губок *Cliona* (табл. I, фиг. 13). Много таких ростров в слое 7 – базальном слое маастрихта.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

В разрезе Актулагай установлена последовательная смена семи зональных комплексов бентосных фораминифер (рис. 1). Учтено рабочее заключение В.И. Гладковой – старшего палеонтолога ЗКТГУ (Актюбинск) по фораминиферам разреза Актулагай, а также данные, опубликованные в статье В.С. Акимец и др. (1983).

Следует отметить, что по материалам разреза Актулагай В.Г. Морозова (1939) опубликовала первый для Прикаспия список кампан-маастрихтских фораминифер: с послойно отобранными пробами фиксировались находки белемнитов.

Позже комплексы фораминифер Актулагая рассматривались в сводке по фораминиферам верхнего мела Южной Эмбы В.П. Василенко и Е.В. Мятлюк (1947). В этой же работе В.П. Василенко приводит описания и изображения новых видов, среди которых важным является *Angulogavelinella stellaria* (Vassilenko) = *A. gracilis* (Marsson).

В дальнейшем именно на материалах распространения планктонных и бентосных форамини-

фер основывалось расчленение скважин структурного и картировочного бурения в районах сплошного развития верхнемеловых отложений. В составе слагающих компонентов этих отложений существенная роль принадлежит остаткам известковистого наннопланктона. О.Б. Дмитренко (1985) в кампанских и маастрихтских отложениях разреза Актулагай выделила несколько стратиграфических комплексов кокколитов, каждый из которых насчитывает десятки видов.

Наиболее древний комплекс фораминифер установлен в слое 3 и в нижней части слоя 4. Он характеризуется присутствием *Globorotalites emdyensis*, *Pseudogavelinella clementiana laevigata*, *Cibicoides voltzianus*, *Eponides franki*, *Bolivina draco miliaris* и *Bolivina incrassata* (табл. III). Отложения, заключающие этот комплекс соответствуют зоне BF 5 *Bolivina draco miliaris* ЕПО, которая в зональной шкале верхнего мела востока Европейской палеобиогеографической области по бентосным фораминиферам обозначена римской цифрой XX (Найдин и др., 1984; Беньямовский, Копаевич, 2001).

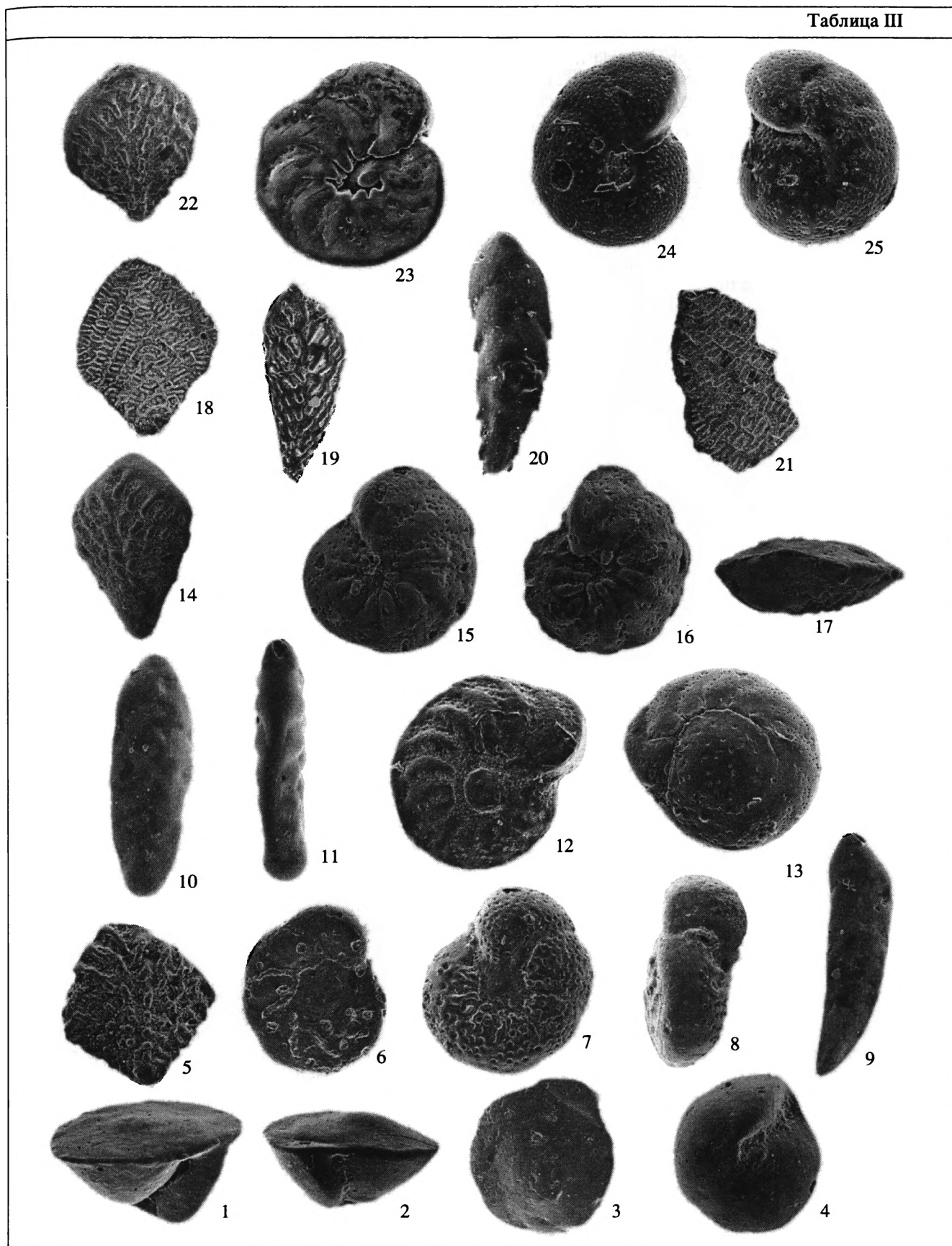
Следующий комплекс зоны *Brotzenella taylorensis* (XXI) встречен в слоях 4, 5 и в самой нижней части слоя 6. В слое 4 комплекс характеризуется появлением и развитием мелких *Brotzenella taylorensis* и *Eponides conspectus* (XXIa). В слое 5 отмечается появление новых видов: *Gemellides orcinus*, *Gavelinella caeyuxi*, *Bolivina giganteus*, *Pseudoungerina cristata*, *Neoflabellina permutata* (XXIb).

Вышележащие отложения слоев 6, 7 и почти всего слоя 8 (без верхней части) характеризуются комплексом зоны *Angulogavelinella gracilis* (XXII). В нижней части отложений данной зоны распространены вновь появившиеся *Angulogavelinella gracilis*, *Neoflabellina praereticulata*, *Brotzenella taylorensis* (крупная), *Cibicoides bembix*, *Bolivina deccurens*, *Bolivina peterssoni* и единичные *B. delicatulus* (XXIIa). В слое 8 комплекс дополняется появлением и распространением *Neoflabellina reticulata* – эволюционного потомка *N. praeretic-*

Таблица III. Бентосные фораминиферы.

Слой 3: 1–4 – *Globorotalites emdyensis* Vassilenko. 1 и 2 – вид с боковой стороны, № 3–3a/1 (×90) и № 3–3a/2 (×80); 3 – № 3–3a/3, вид со спиральной стороны (×80); 4 – № 3–3a/4, вид с пупочной стороны (×90); 5 – *Bolivina draco miliaris* Hiltermann et Koch, № 3–3a/5 (×95); 6–8. *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie). 6 – № 3–3a/6, вид со спиральной стороны (×60); 7 – № 3–3a/7, вид с пупочной стороны (×70); 8 – № 3–3a/2, вид с боковой стороны (×65); 9–11 – *Bolivina incrassata* (Reuss). 9 – № 3–3a/9, микросферическая особь (×160), 10 – № 3–3a/10, макросферическая особь (×65), 11 – № 3–3a/11, макросферическая особь, устьевая поверхность (×70). Слой 4: 12 – *Brotzenella taylorensis* (Carsey) (мелкая). № 4–4d/1, вид с пупочной стороны (×80); Слой 5: 13 – *Gemellides orcinus* Vassilenko, № 5–5a/1, вид с пупочной стороны (×60); 14 – *Bolivina decoratus giganteus* Hiltermann et Koch, № 5–5a/2 (×80). Слой 6: 15–17 – *Angulogavelinella stellaria* (Vassilenko) = *A. gracilis* (Marsson), 15 и 16 – вид с пупочной стороны, № 6–6a/1 (×95) и № 6–6a/2 (×120), 17 – № 6–6a/3, вид с боковой стороны (×100); 18 – *Neoflabellina praereticulata* Hiltermann et Koch, № 6–6a/4 (×115); 19 – *Bolivina delicatulus* Cushman, № 6–6a/4 (×85); 20 – *Bolivina deccurens* Ehrenberg, № 6–6a/5 (×115); Слой 8: 21 – *Neoflabellina reticulata* (Reuss), № 8–8a/1 (×60); 22 – *Bolivina draco miliaris* Hiltermann et Koch переходные к *B. draco draco* (Marsson), № 8–8–16/1 (×80); 23 – *Falsoplanulina multipunctata* (Bandy) = *Brotzenella complanata* (Reuss), № 8–8–1d/1, вид с пупочной стороны (×95); 24 – *Anomalina welleri* Plummer, № 8–8–1e/1, вид с пупочной стороны (×120); Слой 10: 25 – *Anomalina pinguis* (Jenning), № 10–10–2d/1, вид со спиральной стороны (×120).

Таблица III



ulata. С уровня появления *N. reticulata* устанавливается верхняя подзона XXIIb. В отложениях этой подзоны начинают встречаться формы переходного типа от *Bolivinoidea draco miliaris* к *B. draco draco*. Кроме того здесь исчезает широко распространенный в кампанских отложениях род *Globorotalites*.

Зона *Falsoplanulina multipunctata*⁵ XXIII установлена по комплексу, встреченному в самой верхней части слоя 8 и в нижней половине слоя 9. Он характеризуется как появлением двух новых родов – *Falsoplanulina* (*F. multipunctata*) и *Anomalinoidea* (*A. ukrainicus* – единично), так и исчезновением кампанского рода *Pseudogavelinella*. Зона подразделяется на две части – нижнюю (XXIIIa) и верхнюю (XXIIIb), характеризующуюся появлением *Anomalina welleri* и массовой встречаемостью *A. ukrainicus*.

В верхней половине слоя 9 установлен комплекс зоны *Bolivinoidea draco draco* (XXIV), отличающийся появлением вида-индекса, а также *Gavelinella midwayensis* и *Coleites crispus*. В слое 10 отмечается появление новых видов следующей зоны *Brotzenella praeacuta* (XXV) – вида-индекса и *Cibicides kurganicus*.

В верхней части слоя 10 обособляется пачка с *Anomalinoidea pinguis*, появление которого свойственно зоне *Falsoplanulina ekbloimi* (XXVI).

ВЫВОДЫ

1. В результате изучения вертикальной смены белемнитов и бентосных фораминифер и их детального сопоставления по опорному разрезу Актулагай уточнено сопоставление зон бентосных фораминифер с уровнями появления белемнитов. В частности установлено, что уровни появления *Belemnella lanceolata* и *Neoflabellina reticulata* не совпадают. *Neoflabellina reticulata* появляется выше появления подвидов *Belemnella lanceolata*, хотя в схемах ЕПО, Северо-Западной Германии и Восточно-Европейской платформы постулируется их синхронность (Koch, 1977; Беньямовский, Копеевич, 2001; Олферьев, Алексеев, 2003).

2. Состояние палеонтологической изученности разреза Актулагай не отвечает современным требованиям, предъявляемым к опорным разрезам. Необходимо проведение специальных работ по сбору и изучению архистратиграфически важных макрофоссилий: аммонитов, иноцерамидных двустворок, брахиопод, морских ежей.

3. По нашим данным, в сугубо карбонатном разрезе Актулагай и в подобных разрезах Восточного Прикаспия содержатся (зачастую лишь

в небольших количествах) остатки трех основных групп органического мира массового распространения: известковистых (фораминифер и нанопланктона), кремнистых (диатомей, силикофлагеллят и радиолярий) и органикостенного фитопланктона (цист динофлагеллят). С другой стороны, остатки последних двух групп обычны в разнофациальных толщах северных регионов, где они успешно используются при стратиграфических корреляциях разрезов верхнего мела (Александрова, Олферьев, 2005; Амон, 2000; Беньямовский и др., 2002, 2003; Вишневская, 1999, 2001; Захаров и др., 1986; Ильина и др., 1994; Стрельникова, 1974; Хлонова и Лебедева, 1988; Шарафутдинова, 1992; Zakharov et al., 2002).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64424) и ФЦП “Интеграция”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимец В.С., Беньямовский В.Н., Гладкова В.И. и др. Бентосные фораминиферы и белемниты кампана и маастрихта Восточного Прикаспия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 113–126.
- Александрова Г.Н., Олферьев А.Г. Диноцисты можжевеловооэвражной свиты верхнего мела в опорном разрезе у с. Мезино-Лапшиновка Саратовской области // Палеострат-2005. Тез. М.: Геологический ф-т МГУ, 2005. С. 7–8.
- Амон Э. О. Верхнемеловые радиолярии Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2000. 209 с.
- Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Материалы для геологии России. СПб.: Типография Императорской академии наук, 1912. Т. 25. 631 с.
- Архангельский А.Д. Обзор геологического строения Европейской России. Т. 1. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии. Вып. 2. Л.: Геол. комитет, 1926. 420 с.
- Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Алексеев А.С. и др. Морской терминальный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. № 5. С. 28–50.
- Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Казинцова Л.И. и др. Фораминиферо-радиоляриевая цикличность в позднем мелу Поволжья, стратиграфические и палеобиогеографические аспекты // Современные вопросы геологии. Материалы молодежной конференции. Третьи Яншинские чтения. М.: Научный мир, 2003. С. 294–298.
- Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Детальная схема зонального деления кампана–маастрихта Европейской палеобиогеографической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 65–79.
- Василенко В.П., Мятлюк Е.В. Фораминиферы и стратиграфия верхнего мела Южноэмбенского района // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эм-

⁵ В отечественной палеонтологической литературе зональный вид фигурирует под названием *Brotzenella complanata* (Reuss).

- бы и Средней Азии. Л.–М.: Гостоптехиздат, 1947. С. 161–221.
- Вишневская В.С. Радиолариевый потенциал Европейской России // Исследования литосферы. Материалы юбилейной научной конференции. М.: ИЛСАН, 1999. С. 12–14.
- Вишневская В.С. Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
- Геккер Р.Ф. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна // Тр. Ин-та геологии АН Эстонской ССР. 1960. Т. 5. С. 199–223.
- Дмитренко О.Б. Расчленение верхнемеловых отложений Актулага (Восточный Прикаспий) по известковому нанопланктону // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 6. С. 100–105.
- Елецкий Ю.А. О систематике и филогении верхнемеловых белемнитов (на украинском языке) // Докл. АН УССР. 1941. № 2. С. 23–30.
- Захаров В.А., Занин Ю.Н., Зверев К.В. и др. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири. Усть-Енисейская впадина // Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1986. 82 с.
- Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири // Тр. ОИГГМ СО РАН. 1994. Вып. 818. 192 с.
- Колтыпин С.Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 109. 213 с.
- Конаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Найдин Д.П. Граница нижнего и верхнего маастрихта в Европейской палеобиогеографической области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 5. С. 43–57.
- Мозговой В.В. Семейство Belemnitellidae // В Атласе мезозойской фауны и спорово-пыльцевых комплексов Поволжья и сопредельных областей. Вып. 2. Саратов: Изд-во СГУ, 1969. С. 138–159.
- Морозова В.Г. К стратиграфии верхнего мела и палеогена Эмбенской области по фауне фораминифер // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Т. 17. Вып. 4–5. С. 59–86.
- Найдин Д.П. Верхнемеловые белемниты Русской платформы и сопредельных областей. Актинокамаксы, гониокамаксы и белемнеллокамаксы. Изд-во МГУ, 1964. 190 с.
- Найдин Д.П. Подкласс Endocochlia – внутрираковинные // Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 197–240.
- Найдин Д.П. Границы ярусов меловой системы: Международный симпозиум (Брюссель, 1995) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 4. С. 41–56.
- Найдин Д.П. Глобальные и региональные стандарты в стратиграфии // Геология и разведка. 1998. Т. 39. № 8. С. 1021–1031.
- Найдин Д.П. Еще раз о границе между кампанским и маастрихтским ярусами. Статья 1. Первое появление вида и биостратиграфические границы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002а. Т. 77. Вып. 2. С. 43–50.
- Найдин Д.П. Еще раз о границе между кампанским и маастрихтским ярусами. Статья 2. Стратиграфический потенциал *Rachydiscus neubergicus* (Hauer) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002б. Т. 77. Вып. 4. С. 33–45.
- Найдин Д.П. Пара известняк–мергель ритмичной карбонатной толщи сеномана Крыма – показатель различных палеогеографических режимов полувеклов прецессии // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2004. № 1. С. 12–17.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Конаевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1984. № 5. С. 3–14.
- Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф. О зональном делении верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. Вып. 5. С. 92–112.
- Никитин И.И. Верхнемеловые белемниты северо-восточного крыла Днепровско-Донецкой впадины (на украинском языке) // Киев: АН УССР, 92 с.
- Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. 239 с.
- Стрельникова Н.И. Диатомеи позднего мела. М.: Наука, 1974. 203 с.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 75–101.
- Фурсенко А.В. Распределение микрофауны в разрезе Эмбинской нефтеносной области // Большая Эмба. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 165–180.
- Хлонова А.Ф., Лебедева Н.К. Особенности циркумбореальной корреляции верхнемеловых отложений по палинологическим данным // Геология и геофизика. 1988. № 2. С. 13–19.
- Шарафутдинова Н.Г. Диноцисты на границе маастрихта и дания в разрезе Кошак (Мангышлак) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 2. С. 92–98.
- Jeletzky J.A. Über den taxonomischen wert einiger morphologischer Elements des Rostrums der belemnitenartigen Formen (Familie Belemnitellidae Pavlow, 1913), sowie über die Gattung Belemnella (Nowak, 1913, subg.) Jeletzky, 1941, ihre Phylogenie und einige Vertreter // Neus Jahrb. Miner. usw. Monatshefte. 1949. Abt. B. Hf. 9. S. 257–287.
- Jeletzky J.A. Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan undn Maastrich Westfalens, Nordwestdeutschlands und Danemarks sowie einige allgemaine Gliederungs-Probleme der jüngeren borealen Oberkreide Eurasiens // Beihefte Geol. Jahrb. 1951. Hf. 1. 142 S.
- Jeletzky J.A. Die jüngere Oberkreide (Oberconiac bis Maastricht) Suwestrusslands und ihr Vergleich mit der Nordwest- und Westeuropas // Beihefte Geol. Jahrb. 1958. Hf. 33. 157 S.
- Koch W. Biostratigraphie in der Oberkreide und Naxonomie von Foraminiferen // Geol. Jb. 1977. № A38. S. 11–123.
- Schulz M.-G. Morphometrich-variationsstatische untersuchungen zur Phylogenie der Belemniten-Gattung Belemnella im Untermaastricht NW-Europas // Geol. Jahrb. Reiche A. 1979. Hf. 47. S. 3–157.
- Zakharov V.A., Lebedeva N.K., Khomentovsky O.V. Upper Cretaceous inoceramid and dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Northern Siberia/Ed. Michalik J. Tethyan/boreal cretaceous correletion. Slovak Academy of Sciences. Veda. Bratislava. 2002. P. 137–172.

Рецензенты А.Г. Олферьев, М.А. Ахметьев

УДК 551.781(571.63)

О ВОЗРАСТЕ ПАЛЕОГЕНОВЫХ НАЗИМОВСКОЙ И ХАСАНСКОЙ СВИТ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

© 2006 г. Б. И. Павлюткин*, С. И. Неволина**, Т. И. Петренко*, Т. К. Кутуб-Заде**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

** Приморская поисково-съёмочная экспедиция ФГУГ, Владивосток

Поступила в редакцию 18.07.2005 г.

По материалам предыдущих исследований и новым геологическим и палеоботаническим данным авторов обоснована одновозрастность (поздний эоцен) хасанской и назимовской свит – ключевых палеогеновых стратонав Приморья. Формирующие их угленосные отложения залегают на эффузивах нижнего–среднего эоцена (краскинские риолитовые туфы, зайсановские андезитобазальты) и согласно перекрываются нижнефаташинской подсвитой нижнего олигоцена с флорой краскинского типа. Наиболее вероятный аналог хасанской (=назимовской) свиты – усть-давыдовская свита п-ова Речной (окрестности г. Владивосток).

Ключевые слова. Стратиграфия, эоцен, олигоцен, палеофлоры, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Большинство стратиграфических проблем палеогеновых образований Приморья прямо или опосредованно связано с различиями в интерпретации геологических данных по Хасанской (=Краскинской) впадине Юго-Западного Приморья. Речь идет прежде всего о двух региональных стратонах, известных как назимовская и хасанская свиты. Вопросы, связанные с их возрастом и положением в стратиграфической схеме, рассматриваются в данной статье. На наш взгляд, их актуальность несомненна в свете предстоящего V регионального стратиграфического совещания.

Выводы, сформулированные в статье, основаны как на материалах предыдущих исследований, так и новых данных авторов по ранее известным и дополняющим геологическим разрезам (рис. 1). Кроме уже опубликованных результатов анализа керн скважин 40 и 161 (Павлюткин, Петренко, 1997), пробуренных в стратотипической местности назимовской свиты на п-ове Посыет и в устье р. Гладкая, использованы материалы палинологического изучения толщи, вмещающей краскинскую флору в ее типовом местонахождении (т. 9182), хасанской свиты на разных участках, включая непосредственно прилегающий к указанному флоротипу, и угленосных отложений так называемого “угольного обрыва” в западной части впадины (т. 8).

Привлечены новые материалы по краскинской флоре из слоев, обнажающихся в карьере на окраине пос. Шахтерский (типовое местонахождение) и в дорожной выемке автотрассы Краскино – Хуньчунь (коллекции Б.И. Павлюткина;

т. 9182, 9196). Проведена ревизия коллекций макрофитофоссилий из назимовской свиты в ее стратотипическом разрезе (т. 12, 23) и из керн скважин, перебуривших хасанскую свиту (сборы С.И. Невוליной в середине 60-х годов прошлого столетия), а также из отвалов шахтного ствола (т. 1257, коллекции А.К. Седых). Результаты частичного предварительного изучения этих коллекций были опубликованы только в виде списков растений (Седых, 1989). Анализ геологических и палеофлористических аспектов проблемы дан Павлюткиным и Т.К. Кутуб-Заде, палинологические исследования выполнила Т.И. Петренко, доизучение коллекций упомянутых прежних сборов проведено совместно С.И. Невוליной и Б.И. Павлюткиным.

ИСТОРИЯ ПРОБЛЕМЫ

Назимовская и хасанская свиты выделены по предложению Г.М. Власова (1956). Изучая в начале 40-х годов прошлого века перспективы угленосности кайнозойской Хасанской впадины и будучи знакомым с проблемами стратиграфии третичных отложений п-ова Речной по материалам Б.М. Штемпеля (1926) и других исследователей, Г.М. Власов столкнулся с фактом аналогии в последовательности основных литостратонов этих двух районов.

Свитам (толщам) п-ова Речной (снизу) – угловской (угленосной), алевролитовой и лигнитовой – в Хасанской впадине соответствовали: хасанская угленосная свита, глинисто-туффовая и алевролитопесчаниковая толщи. В верхней части последней отмечались прослой лигнитов. Картина

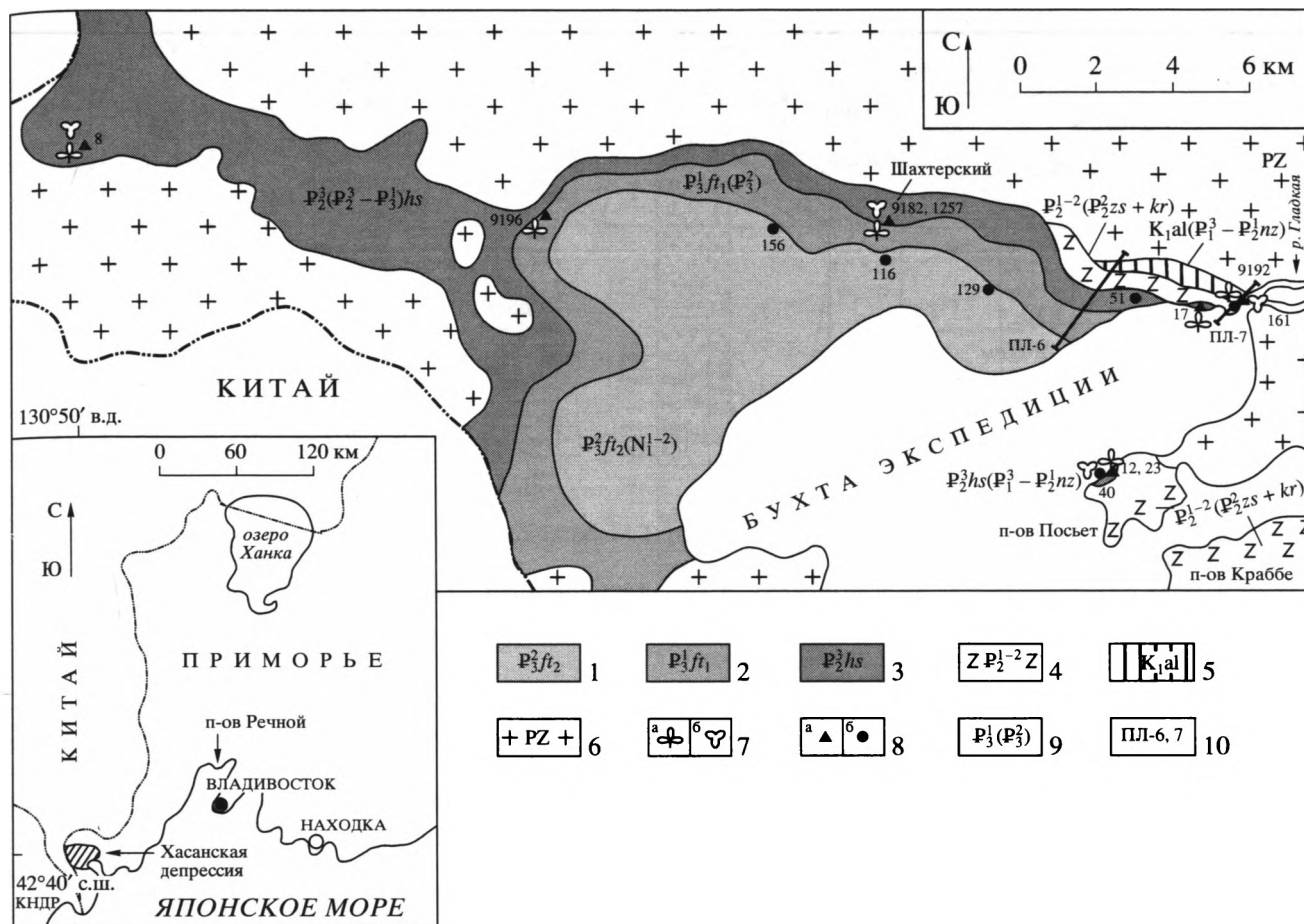


Рис. 1. Схематическая карта Хасанской депрессии (автор Т.К. Кутуб-Заде, материалы геологического доизучения м-ба 1 : 200000).

1 – верхнефаташинская подсвита; 2 – нижнефаташинская подсвита; 3 – хасанская (=назимовская) свита; 4 – зайсановские и краскинские эффузивы нерасчлененные; 5 – нижнемеловые отложения; 6 – образования домелового возраста (граниты, роговики); 7 – (а) местонахождения макрофитофоссилий, (б) пункты отбора проб для спорово-пыльцевого анализа; 8 – (а) геологические точки и их номера, (б) скважины и их номера; 9 – индексы геологических объектов и их возраст (в скобках, по Г.М. Власову 1949 г.); 10 – поисковые линии и их номера.

литологического сходства разрезов была настолько отчетливой, что она, вероятно, и послужила основой для вывода об одновозрастности соответствующих стратонев в сравниваемых районах.

По результатам горных работ (Власов, 1944 г.) в устье р. Гладкая и к западу от него в окрестностях ныне не существующего села Зайсановка (поисковые линии 6, 7, рис. 1, 2), выявивших взаимоотношения основных литостратонев, было сделано два вывода: 1) в восточной части впадины осадочные и вулканические третичные образования чередуются в разрезе; 2) кроме хасанской угленосной свиты есть еще одна, тоже угленосная, но перекрывающаяся базальтами. Она получила название назимовской, а залегающие на ней базальты выделены в зайсановскую свиту.

Разрез в устье р. Гладкая не имел палеоботанического обоснования, но именно здесь были установлены взаимоотношения алевролито-песчаниковой толщи с признаками слабой угленосности (назимовской свиты, по Г.М. Власову) и базальтов зайсановской свиты (рис. 2б). Аналогичные геологические взаимоотношения были выявлены и к западу от устья р. Гладкая (рис. 2а). В разрезе на п-ове Посьет локально распространенная алевролито-песчаниковая (угленосная) толща, контактирующая с зайсановскими базальтами, оказалась флороносной, но ее истинные взаимоотношения с указанными базальтами не были установлены. Гипсометрические отметки ее обнажений ниже, чем у экспонированной части базальтового массива. Видимо, это послужило одной из причин для вывода о “подбазальтовом” положении угленосной толщи на п-ове Посьет, разрез которой был принят Г.М. Власовым за эталон (стратотип) на-

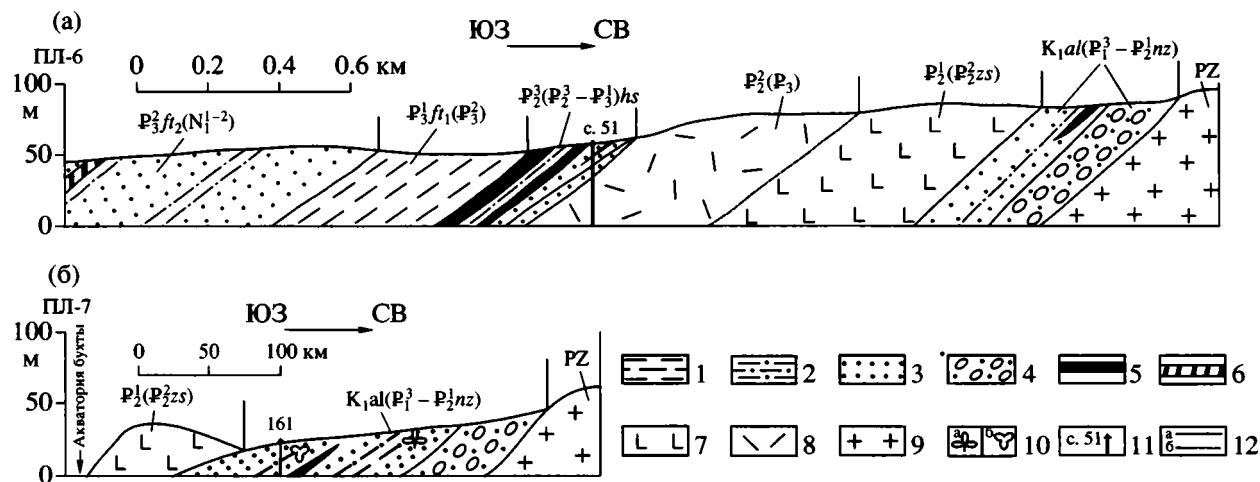


Рис. 2. Геологические разрезы по материалам горных работ (Г.М. Власов, 1944 г.); в скобках показан индекс и возраст геологических объектов, по Г.М. Власову.

1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – галечники, конгломераты; 5 – угли бурые; 6 – углистые сланцы; 7 – базальты, андезитобазальты; 8 – лавы и туфы риолитов; 9 – граниты, роговики; 10 – (а) местонахождения макрофитофоссилий, (б) интервалы отбора проб для спорово-пыльцевого анализа; 11 – скважины и их номера; 12 – геологические границы: (а) стратиграфические, (б) фациальные.

зимовской свиты. Первоначально назимовская свита рассматривалась как разновозрастная хасанской свите, замещающая ее по простиранию в восточной части впадины (Власов, 1944 г.). В более поздней интерпретации, после изучения геологической ситуации на п-ове Речной, возраст назимовской свиты был принят более древним, чем хасанской свиты и считавшейся коррелятивной ей угловской свиты п-ова Речной (Власов, 1949 г.), хотя это противоречило палеоботаническим данным.

Возраст назимовского фитокомплекса (коллекция Г.М. Власова из разреза назимовской свиты на п-ове Посыет) отвечал, по мнению М.О. Борсук, эоцену. Это заключение сохранило свою силу и в дальнейшем (Борсук, 1967). Однако при принятии окончательного варианта стратиграфической схемы палеогеновых образований Хасанской впадины Г.М. Власов датировал нижнюю границу назимовской свиты поздним палеоценом, а за верхнюю принял рубеж ранний/средний эоцен. Возраст зайсановских базальтов соответствовал среднему эоцену, а хасанской угленосной свиты – позднему эоцену – раннему олигоцену. Эта точка зрения отражена в официальном стратиграфическом документе (Решения Межведомств..., 1958).

Позднее был пересмотрен и возраст стратонов в разрезе на п-ове Речной (Власов, 1949 г.). Угловская свита датировалась поздним эоценом – ранним олигоценом; алевролитовая толща, названная Власовым надеждинской свитой, – поздним олигоценом, а лигнитовая, получившая название усть-давыдовская свита, – ранним-средним миоценом. Последнее, кстати, противоречило выводам

Б.М. Штемпеля (1926) о палеогеновом возрасте флористических комплексов всех свит п-ова Речной. Справедливость выводов Б.М. Штемпеля была подтверждена в ходе последующих исследований как микро- так и макрофлоры разреза на п-ове Речной (Климова, 1983; Кундышев, 1990; Павлюткин, Петренко, 1993; Ахметьев, 1993). Возникла парадоксальная ситуация, при которой “нижне-среднемиоценовые” отложения стратотипа усть-давыдовской свиты содержат комплекс эоцен-раннеолигоценовых растений. Несмотря на противоречивость, сложившаяся схема стратиграфического расчленения палеогена Южного Приморья сохранилась в малоизмененном виде с конца 40-х годов прошлого столетия до настоящего времени (Решения 4-го Межведомств..., 1994).

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Прежде чем приступить к обсуждению полученных результатов, необходимо дать геологическую справку об объектах изучения. На схематической карте (рис. 1) показано распространение стратонов в Хасанской депрессии. Выходы на поверхность хасанской свиты приурочены к периферии впадины и “проливу”, соединяющему ее с Хуньчуньской депрессией на сопредельной территории Китая. Назимовская свита развита локально. Ее обнажения прослеживаются узкой полосой вдоль северо-западного побережья п-ова Посыет на протяжении не более 200 м.

Характеристика свит приведена в литологических колонках (рис. 3). Хасанская свита, залегающая на гранитах, палеозойских роговиках, оса-

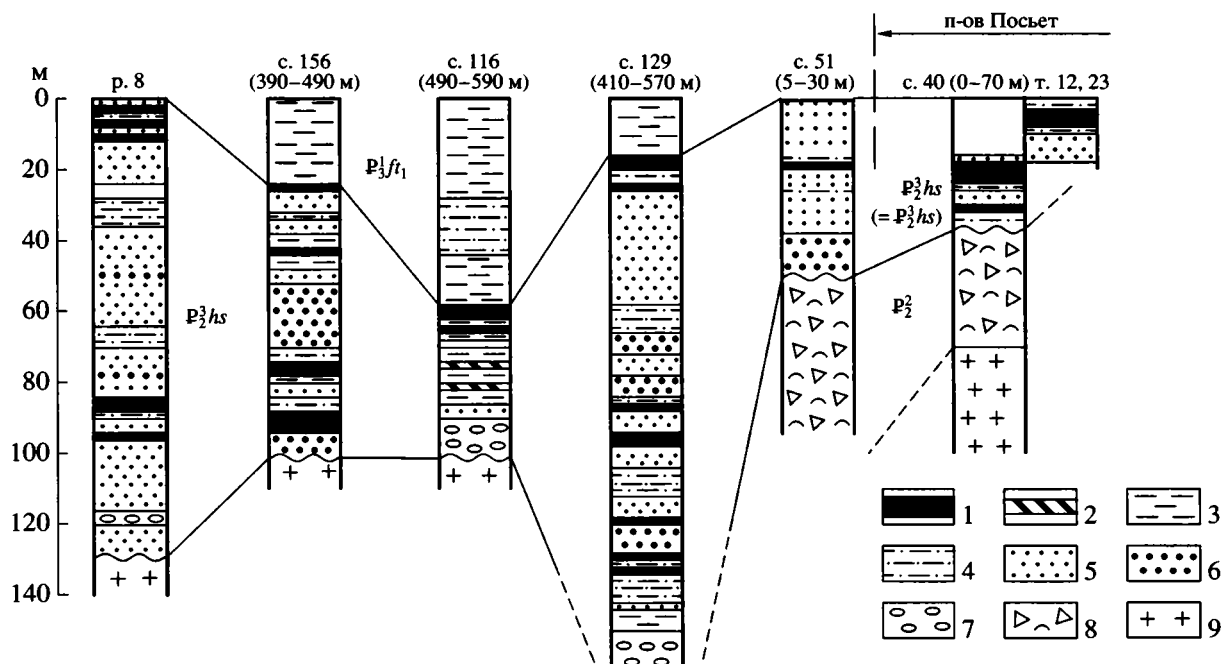


Рис. 3. Фрагменты литологических колонок палеогеновых образований Хасанской впадины (в скобках – интервалы глубин, м).

1 – угли бурые; 2 – сланцы углистые; 3 – аргиллиты; 4 – алевролиты; 5 – песчаники мелко-среднезернистые; 6 – песчаники гравелистые; 7 – конгломераты; 8 – туфы риолитовые; 9 – граниты, роговики.

дочных породах нижнего мела и так называемых краскинских эффузивах, разделена на две подсвиты. Нижняя, конгломератовая (6–190 м) – конгломераты, гравелиты, песчаники с прослоями алевролитов и углистых аргиллитов – распространена только в понижениях докайнозойского фундамента. Вполне возможно, что в состав ее включена часть нижнемеловых отложений. Верхняя, угленосная подсвита (30–170 м) – песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты бурого угля – распространена по всей площади депрессии. Она характеризуется быстрой фациальной изменчивостью как в разрезе, так и по латерали. Суммарная мощность хасанской свиты, по Г.М. Власову, – 300 м.

Назимовская свита (п-ов Посьет) залегает на зайсановских базальтах и крупнообломочных риолитовых туфах, преобладающих в составе краскинских эффузивов. В основании ее на отдельных участках отмечается маломощный слой конгломератобрекчий с обломками горных пород ближайшего обрамления впадины. В составе свиты преобладают песчаники мелко-реже среднезернистые, алевролиты, пропластки и пласты бурого угля; один из них – рабочий. Мощность разреза не более 30–40 м. В литологическом отношении хасанская и назимовская свиты однотипны. При переходе от хасанской свиты к вышележащей глинисто-туфитовой толще, по схеме Г.М. Власова, или фаташинской свите, по Ю.Б. Устиновскому и др. (Геологическое строение..., 1966), не

обнаруживается никаких признаков стратиграфического перерыва. Граница между ними проводится по кровле верхнего угольного пласта или по смене относительно грубообломочных пород хасанской свиты тонкоплитчатыми туфоалевролитами нижнефаташинской подсвиты.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Геологические данные

Разрезы в устье р. Гладкая. После того как в начале 60-х годов прошлого века С.И. Неволиной был обнаружен в алевролитно-песчаниковой толще в устье р. Гладкая (назимовской свите, в интерпретации Г.М. Власова) комплекс растений раннего мела с *Nilssonia densinervis* (Font.) Berry (определения С.А. Шороховой) встал вопрос о пересмотре стратиграфии этого района. Вывод С.А. Шороховой был подтвержден позднее палинологическим изучением образцов из обнажения (т. 9192) и керна контрольной скважины 161 (Маркевич, 1981). Выяснилось, что в устье р. Гладкая и к западу от него (рис. 2а, б) зайсановские базальты залегают на **нижнемеловых** (!) слабоугленосных отложениях, следовательно, никаких геологических аргументов в пользу принятой схемы чередования в разрезе вулканических и нормально-осадочных **палеогеновых** пород в северо-восточном секторе Хасанской впадины нет. Ни одна из многочисленных скважин, пробуренных в данном

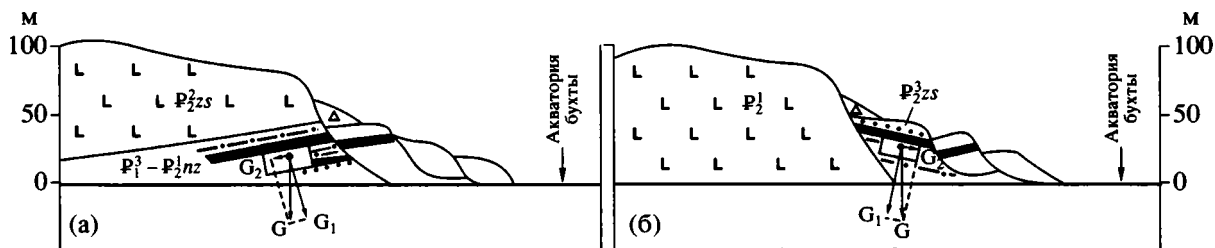


Рис. 4. Взаимоотношения назимовской и зайсановской свит и модель развития оползней на п-ове Посыет: (а) – до сих пор принимаемые, (б) – предлагаемые авторами. Усл. обозначения см. на рис. 3.

районе при поисковых работах на бурый уголь, не подтвердила такого чередования. Здесь на эффузивах предположительно ранне-среднеэоценового возраста (зайсановские базальты и краскинские риолитовые туфы), подстилаемых нижнемеловыми отложениями, залегает угленосная хасанская свита. Взаимоотношения ее с краскинскими эффузивами, выявленные Г.М. Власовым (1944 г.) по результатам горных работ, были подтверждены контрольным бурением (скв. 51).

Разрез на п-ове Посыет. Взаимоотношение зайсановских базальтов и назимовской свиты в ее стратотипе на п-ове Посыет достоверно никем не было выяснено. Сторонники “подбазальтовой” позиции назимовской свиты аргументируют свой тезис более низким гипсометрическим положением ее по отношению к выходам базальтов и ориентировкой падения слоев “под склон”, т.е. как бы под базальтовый массив. Однако наряду с такими элементами залегания наблюдаются и другие в весьма широком диапазоне азимутов. Это объясняется давно отмеченным развитием здесь оползней, причем этот процесс продолжается до сих пор. Необычно другое: в пределах Шуфанского и Шкотовского вулканических плато (Южное Приморье), где базальтовые лавы залегают на третичных отложениях, оползневые образования сформированы различными по размерам аллохтонами базальтового покрова при почти полном отсутствии подстилающих осадочных пород. В районе выходов назимовской свиты ситуация прямо противоположная: оползневой комплекс сложен исключительно крупными блоками осадочных пород и лишь тыловой шов оползневого цирка маркируется осыпной каймой базальтовых глыб.

Если принять тезис о падении слоев назимовской свиты “под склон”, то, согласно классической схеме развития оползней как объектов гравитационного генезиса, их формирование за счет осадочных пород, якобы подстилающих базальты, невозможно по элементарным законам горной механики (рис. 4а). Это реально при противоположной ориентровке слоев осадочных пород, т.е. когда толща их “прислонена” к базальтовому

массиву (рис. 4б). Только в этом случае гравитационная составляющая G_2 стимулирует латеральное смещение блоков горных пород к основанию склона. Следовательно, никаких геологических предпосылок для обоснования официально принятой схемы, согласно которой назимовская свита залегает под зайсановскими базальтами, нет. В береговых обрывах п-ова Посыет представлен лишь небольшой сегмент угленосной толщи (назимовской свиты), основная часть которой скрыта под водами бухты Экспедиции. Под действием волновой абразии здесь формируется береговой клиф и развиваются сопутствующие процессы оползания осадочных пород.

Бурением скв. 40 на п-ове Посыет доказано залегание угленосной назимовской свиты на риолитовых туфах, отнесенных Г.М. Власовым (1949 г.) к новопосыетской свите (верхний мел? – палеоцен). Однако какие-либо данные о столь древнем возрасте новопосыетской свиты отсутствовали. Что касается состава и облика слагающих ее пород, то они ничем не отличаются от краскинских эффузивов. Одновозрастность новопосыетских и краскинских эффузивов подтверждена радиоизотопными данными. Датировки, полученные калий-аргоновым методом, соответствуют среднему эоцену (Седых, 1989). Появление столь древних эффузивов новопосыетской свиты в схеме Г.М. Власова логически вытекало из признания им позднепалеоцен-раннеэоценового возраста назимовской свиты.

Вулканический комплекс. Назимовская и хасанская свиты в их типовой местности (в пределах Хасанской впадины) непосредственно контактируют с краскинскими риолитами и зайсановскими базальтами, причем во всех известных случаях, включая т. 17 (рис. 1), они залегают стратиграфически выше и *нигде* (!) не чередуются с ними в общем разрезе. Согласно же официальным стратиграфическим документам, в основу которых положена схема Г.М. Власова, краскинские риолиты “фациально” замещают глинисто-туффовую толщу (=нижнефаташинскую подсвиту) в восточной части Хасанской впадины, а зайсановские базальты формируют самостоятельную свиту.

Однако эта схема слабо увязана с наблюдаемым фактическим материалом. Как известно, оба эффузивных объекта распространены ограниченно (п-ова Посыет, Краббе, устье р. Гладкая). В частности, территория, занимаемая зайсановскими базальтами, не превышает 20 км², в то время как, например, шуфанские и шкотовские базальты в Южном Приморье, входящие в состав шуфанской свиты, формируют плато площадью свыше 1000 км². Характер рельефа в пределах указанного поля, также не дает оснований для отнесения его к стратиформным объектам. Краскинские риолиты развиты еще более локально: они выполняют понижения (возможно, опущенные тектонические блоки) в пределах базальтового массива. Взаимоотношения обеих составляющих эффузивного комплекса весьма сложны, а наблюдаемые контакты не дают основания рассматривать их как стратиграфические границы. Кислые составляющие формировались в более позднюю фазу вулканизма, но между ними и базальтами нет признаков перерыва. Это так называемые контрастные вулканические серии, широко представленные в третичном комплексе восточного мегасклона Сихотэ-Алиня. Более вероятным представляется вариант связи их с крупной вулканической постройкой, длительное время существовавшей к востоку от Хасанской впадины, но впоследствии разрушенной и частично погребенной под уровень моря. На схематической карте (рис. 1) кислые и основные составляющие показаны как нерасчлененные субвулканические образования.

Итак, геологические материалы лишь подтверждают первоначальную точку зрения Г.М. Власова о латеральном замещении хасанской свиты, распространенной на большей части депрессии, назимовской свитой на п-ове Посыет. Ревизия Г.М. Власовым своего же первоначального вывода о возрасте назимовской свиты явилась прямым следствием ошибочной интерпретации им разреза в устье р. Гладкая. Последняя послужила основой и для предположения о чередовании вулканических и осадочных образований в общем разрезе третичных образований в восточной части Хасанской впадины.

Палеофлористические данные

В свете стоящей перед нами задачи, крайне важно получить дополнительные данные о взаимоотношении хасанской и назимовской свит. Обе они с промышленной угленосностью и аналогичны по литологическому облику. Их корреляция имеет принципиальное значение еще и потому, что она связана напрямую с проблемой возраста глинисто-туффитовой толщи (нижнефаташинской подсвиты), сменяющей выше по разрезу хасанскую свиту и вмещающей флору краскинского

типа, известную в литературе как флора Engelhardia-beds (Endo, 1938). В отношении возраста последней существуют две точки зрения. По одной из них, флора и включающая ее толща отвечают так называемому главному климатическому оптимуму миоцена (Аблаев, Васильев, 1998). Согласно авторам данной статьи, возраст краскинской флоры раннеолигоценовый. Сторонниками обеих точек зрения признается установленный Г.М. Власовым постепенный (без стратиграфического перерыва) переход от хасанской свиты к глинисто-туффитовой толще. Однако выводы из этого факта делаются принципиально разные. А.Г. Аблаев (Аблаев, Васильев, 1998) рассматривает не только краскинскую, но и хасанскую флору (в отличие от назимовской – эоценовой по его мнению) как миоценовую, тогда как мы считаем хасанскую флору позднеэоценовой. Наше заключение основано на полученных нами палеоботанических данных.

Результаты спорово-пыльцевого анализа.

Прежде остановимся на материалах палинологических исследований (табл. 1). Ранее в одной из публикаций (Павлюткин, Петренко, 1997) приведены данные спорово-пыльцевого анализа стратотипического разреза назимовской свиты (скв. 40). Соответствующий палинокомплекс имеет наибольшее сходство с комплексом из стратотипа усть-давыдовской свиты (Павлюткин, Петренко, 1993). Спорово-пыльцевые спектры из слоев хасанской свиты (по керну скважин в северной части Хасанской депрессии и обнажениям в ее западном секторе) не обнаруживают принципиальных отличий от палиноспектров назимовской свиты, сохраняя устойчивый палеогеновый облик.

В спектрах пыльцы покрытосеменных (43.7–61.7%) больше, чем голосеменных (34.5–48.8%). Содержание спор намного меньше (3.8–12.7%). В группе споровых растений преобладает семейство Polypodiaceae (до 10.5%). Характерно присутствие спор глейхении, в составе миоценовых флор Приморья пока не установленной. Среди голосеменных преобладает пыльца Taxodiaceae (8.4–21.5%) и Picea sect. Omorica (до 11.4%). Показательно участие Cedrus (до 6.2%), единично встречаются Dacrydium, Podocarpus, Keteleeria. В группе покрытосеменных явных доминантов не отмечается: относительно больше пыльцы Comptonia, Fagus, Carya, Alnus, Ulmus. В количестве 1–2% или единично обнаружена пыльца Engelhardia, Quercus graciliformis Boitz., Q. conferta Boitz., Quercites sparsus (Mart.) Samoil., Ulmoideipites, Corylopsis, Hamamelis, Fothergilla vera Lubom., F. gracilis Lubom., Sterculia, Trochodendron, Reevesia, Casuarina, Pseudoplicapollis, Plicapollis. Спектры подобного состава в Приморье известны из эоценовых отложений п-ова Речной (Павлюткин, Петренко, 1993).

Таблица 1. Результаты спорово-пыльцевого анализа образцов из палеогеновых отложений юга Приморья (список дан в сокращенном варианте главным образом за счет травянистых растений, включенных в строку "остальные")

Споры и пыльца, по группам расте- ний	Номера разрезов												
	с. 40			с. 129			р. 8			уд свита, т. 9142		т. 9182	
	Номера образцов												
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
Общее кол. м/фосс.	644	632	647	455	655	496	573	475	373	364	706	447	558
в т.ч. голосеменных	213	259	58	126	177	48	223	164	182	121	224	233	192
покрытосеменных	391	316	532	256	450	362	277	265	163	224	431	174	347
споровых	40	57	57	47	28	86	73	46	28	19	51	40	19
Споровые													
Polypodiaceae	31	45	45	44	18	80	60	38	18	11	38	21	12
Osmunda	1	1	—	1	1	—	—	—	—	—	4	8	1
Botrychium	1	3	3	—	1	1	2	2	4	—	1	2	1
Cyathea	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	2
Lophotritetes	—	1	—	—	3	—	—	—	—	5	1	3	1
Leiotritetes	3	4	6	—	1	3	4	5	1	1	5	3	2
Gleichenia	—	—	1	—	—	1	4	—	4	—	—	—	—
Остальные	4	3	2	2	1	1	3	1	1	2	2	3	—
Голосеменные													
Ginkgo	—	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—
Podocarpus	1	—	—	—	2	—	4	—	3	—	1	2	2
Dacrydium	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1
Pinaceae	—	—	—	—	—	—	7	—	39	—	—	—	—
Abies	3	12	—	—	4	1	3	2	3	1	4	—	2
Pseudotsuga	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—
Tsuga spp.	7	7	1	—	4	—	3	6	6	—	10	6	2
Picea	48	42	6	1	1	4	37	56	31	61	63	63	25
Cedrus	4	20	4	—	6	1	12	7	23	3	3	9	15
Keteleeria	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—
Pinus spp.	73	75	24	5	95	15	92	49	66	?	101	124	41
Sciadopitys	—	—	—	—	1	—	2	—	1	—	1	—	—
Taxodiaceae	70	92	22	110	45	—	55	40	4	12	36	26	90
Taxodium	1	4	—	3	2	—	3	1	—	—	—	—	7
Glyptostrobus	—	1	—	2	4	2	1	1	—	—	3	1	4
Sequoia	2	—	—	4	2	1	2	—	1	—	1	—	1
Cryptomeria	2	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Cupressaceae	—	—	—	—	2	2	—	—	—	—	—	—	—
Ephedra	2	5	1	—	—	—	1	1	1	—	—	—	—
Покрытосеменные													
Myrica	3	3	4	1	10	5	9	13	3	5	10	2	3
Comptonia	8	4	6	3	12	3	12	14	3	1	7	3	5
Pterocarya	4	2	4	—	4	3	1	5	5	—	2	—	—
Juglans	18	7	20	3	15	12	4	8	2	4	8	5	20
Carya	20	20	40	44	22	46	16	7	4	5	21	7	25
Engelhardia	2	1	4	2	1	2	1	—	—	1	—	—	4
Platycarya	—	—	—	—	2	2	—	—	1	—	—	—	2
Carpinus	4	4	5	11	33	7	1	5	—	1	10	5	2
Corylus	17	14	25	2	4	1	5	7	3	6	17	—	5

Таблица 1. Окончание

Споры и пыльца, по группам расте- ний	Номера разрезов												
	с. 40			с. 129			р. 8			ид свита, т. 9142		т. 9182	
	Номера образцов												
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
Betula	70	34	61	10	8	15	10	18	5	19	19	8	22
Alnus	14	55	40	26	47	20	17	10	9	28	49	9	15
Quercus sp.	—	—	—	8	8	5	—	—	1	—	—	—	—
Q. graciliformis	6	1	5	3	1	4	1	7	—	—	—	1	—
Q. conferta	2	6	6	3	1	8	—	7	—	1	3	7	4
Q. forestdalensis	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	4
Quercites sparsus	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	1	—	—
Fagus spp.	22	11	33	12	26	22	17	18	1	15	50	26	58
F. grandifoliiformis	5	2	2	1	2	6	3	4	—	1	10	1	6
Castanea	1	2	3	—	30	15	1	—	—	—	8	—	4
Castanopsis	—	1	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	1
Ulmus	115	66	145	30	42	44	60	65	57	72	87	37	86
Zelkova	1	2	1	—	2	4	—	—	—	2	2	1	10
Celtis	—	2	1	2	6	—	—	—	—	—	3	—	1
Corylopsis	1	1	—	—	5	—	5	1	—	1	5	—	1
Hamamelis	—	—	—	—	—	—	1	2	—	—	—	—	1
Fothergilla	1	—	2	—	5	2	1	—	1	—	—	1	—
F. gracilis	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
F. vera	—	—	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—
Liquidambar	6	3	10	8	44	5	12	7	10	26	16	7	11
Platanus	—	—	—	1	2	—	—	—	—	—	2	—	—
Rhus	—	—	—	2	—	3	1	—	1	—	3	1	1
Ilex	2	1	8	1	1	—	2	—	—	3	3	4	2
Acer	—	—	2	1	1	2	2	2	—	—	—	—	1
Parthenocissus	—	1	3	—	—	2	1	1	—	—	—	—	—
Tilia	1	3	8	8	—	46	6	2	3	3	3	1	—
Nyssa	—	—	1	—	—	1	3	1	1	—	—	1	—
Alangium	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Araliaceae	—	1	—	—	12	2	3	2	—	—	2	1	—
Caprifoliaceae	2	2	—	1	1	1	—	5	2	1	5	1	—
Trochodendron	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Eucommia	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—	1	—	1
Sterculia	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Triporopollenites sp.	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—
Tricolpopollenites sp	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	1	—
Elytranthe striatus	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rhoipites sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
Pseudoplicapollis sp.	—	1	1	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—
Pokrovskaja	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1
Nelumbo	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Rosaceae	25	24	30	12	37	26	32	18	2	10	14	6	38
Остальные	40	42	61	58	52	48	48	26	47	18	68	37	13

Примечание. с. – скважина, р. – расчистка, т. – точка геологическая, ид – усть-давыдовская свита, стратотип (п-ов Речной); “–” означает, что микрофоссилии не установлены.

Палеофлоры

Назимовская флора. Первые сведения о флоре из угленосных отложений п-ова Посыет стали известны после изучения М.О. Борсук небольшой коллекции, собранной Г.М. Власовым (1944 г.). В ней установлены: *Osmunda sachalinensis* Krysh., *Sequoia langsdorffii* (Brongn.) Heer, *Taxodium dubium* (Stemb.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Alnus* sp., *Betula prisca* Ettingsh., *Juglans nigella* Heer, *Euonymus celastrophylla* Baik. Материалы эти не были опубликованы. В 60-х годах прошлого века назимовскую флору изучала С.И. Неволина. Ею была подчеркнута важная мысль о сходстве назимовского фитокомплекса с райчихинской флорой Амурской области – палеоценовой, согласно Т.Н. Байковской (1950). Однако по результатам монографической обработки райчихинской флоры В.В. Федотовым (1983), ее возраст определен в рамках среднего–позднего эоцена. Эоценовый возраст флоры признан позднее и Т.Н. Байковской (1986). Таким образом, неизбежным стал вопрос пересмотра и возраста назимовской флоры.

Первым о необходимости пересмотра высказался А.Г. Аблаев (Аблаев, Шмидт, 1978). По его мнению, она не древнее палеогеновой угловской флоры Южного Приморья. Мы разделяем точку зрения о необходимости ревизии возраста назимовской флоры, но хотим обратить внимание на следующее обстоятельство. В указанной публикации ее авторы отмечают отсутствие в собранной ими коллекции макрофоссилий из назимовской свиты термофильных родов *Ficus*, *Cinnamomum* и некоторых других, якобы установленных ранее в назимовской флоре Б.М. Штемпелем (1963). Однако Б.М. Штемпель упомянул последнюю всего лишь как вероятный аналог изученной им флоры конгломератной свиты о-ва Сахалин, в составе которой он обнаружил отпечатки листьев указанных родов.

Отпечатки листьев из назимовской флоры характеризуются плохой сохранностью, что затрудняет определение их таксономической принадлежности. Особенности жилкования высоких порядков не различимы даже под биноклем при различных вариантах освещения. Вероятно, это одна из главных причин, почему сообщения о назимовской флоре ограничивались списками таксонов и никогда не сопровождалась фотоизображениями макроостатков растений. Мы приводим, наряду со списком таксонов (табл. 2), зарисовки отпечатков листьев основных, наиболее значимых видов рассматриваемой флоры (рис. 5).

Ревизия коллекции, собранной в 60-х годах прошлого века С.И. Невוליной, подтвердила крайне незначительную роль в назимовской флоре таксонов раннего кайнофита. В частности, род *Trochodendroides* представлен единичными отпе-

чатками, платаны не обнаружены. Низкое участие указанных растений подтверждено и при повторных сборах макрофитофоссилий из назимовской свиты (Аблаев, Шмидт, 1978; Баскакова, Лепехина, 1990). Вместе с тем, показательно присутствие *Equisetum arcticum* Heer, *Osmunda sachalinensis* Krysh., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Unger) Heer, *Magnolia* cf. *kryshstofovichii* Borsuk, *Laurophyllum* sp., *Alnus* cf. *ezoensis* Tanai, *Myrica vindobonensis* (Ettingsh.) Heer, *Ziziphus harutoriensis* Tanai, *Grewiopsis* sp. Перечисленные растения не отмечены в бесспорно миоценовых флорах Приморья, но характерны для палеогеновых флор этой территории, а также Камчатки, Сахалина и Хоккайдо. Наиболее часты в назимовском комплексе опадающие побеги *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney. В отдельных слоях они особенно обильны и вместе с *Equisetum arcticum* формируют олигодоминантные тафоценозы. Гораздо реже встречаются обильные побеги *Taxodium* и *Glyptostrobus*. В коллекции 23 абсолютно преобладают отпечатки листьев *Alnus* cf. *ezoensis* Tanai. Довольно часто отмечается здесь и осмунда.

Весьма обычны отпечатки листьев *Zelkova*, представленные двумя морфотипами: листья продолговато-овальные с большим (≈ 10) количеством боковых жилок и мелкие листья с почти округлой пластинкой, малым (4–6) числом боковых жилок и с крупными отстоящими зубцами. Первые похожи на *Z. kushiroensis* Oishi et Huz., тогда как у вторых больше сходства с *Z. zelkovifolia* (Unger) Buzek et Kotlaba. Последние характеризуются и более мелкими размерами. Впрочем, не исключается их принадлежность к другому роду ильмовых – *Hemiptelea* Planch.

Довольно разнообразно представлен род *Populus*. Кроме узколистных *Populus* cf. *amaudii* (Sap.) Iljinsk. и *P. celastrophylla* (Baik.) Sycheva, большое число отпечатков листьев принадлежит *Populus* sp. Для них характерна широкоовальная форма с невысоко поднимающейся парой базальных жилок и мелкими округлыми зубчиками с железками. В коллекции из т. 12 установлены многочисленные отпечатки листочков *Sambucus* sp., не имеющие близких аналогов среди известных ископаемых видов, присутствуют также отпечатки листьев таволги, березы и узкие ивовидные листья (*Salix*?). Следует отметить многочисленные отпечатки объектов, весьма напоминающих собрании микростробилов некоторых сосновых и фигурирующие в списке флоры как *Carpites* sp. Заслуживают упоминания отпечатки линейных листьев, похожих на листья злаков, рассматриваемых в составе сборного вида *Arundo goeppertii* (Munst.) Heer. Ранее эти экземпляры были отнесены С.И. Невוליной к *Nyctophyllites zaisanica* Iljinsk.

В целом назимовская флора невыразительна, возможно, из-за недостаточной полноты коллек-

Таблица 2. Таксономический состав назимовской и хасанской флор

Таксоны	Флоры	
	назимовская, т. 12, 23	хасанская, с. 116, 129
<i>Equisetum arcticum</i> Heer	+	—
<i>Osmunda sachalinensis</i> Krysh.	+	—
<i>Acrostychnum ochoticum</i> Budants.	+	—
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Unger) Heer	+	+
<i>Torreya</i> sp.	—	+
<i>Sequoia affinis</i> Lesq.	—	+
<i>Metasequoia occidentalis</i> (Newb.) Chaney	+	+
<i>Taxodium dubium</i> (Sternb.) Heer	+	—
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongn.) Heer	+	+
<i>Magnolia</i> cf. <i>kryshstofovichii</i> Borsuk	+	—
<i>Laurophyllum</i> sp.	+	—
<i>Trochodendroides</i> ex gr. <i>arctica</i> (Heer) Berry	+	+
<i>Cercidiphyllum palaeojaponicum</i> Endo	—	+
<i>Parrotia</i> sp.	—	+
<i>Platanus zhuravlevii</i> subsp. <i>zhuravlevii</i> Medjul.	—	+
<i>Zelkova kushiroensis</i> Oishi et Huz.	+	—
<i>Zelkova</i> sp.	+	+
<i>Alnus shestakovae</i> Ablaev	—	+
<i>A.</i> cf. <i>ezoensis</i> Tanai	+	+
<i>Alnus</i> sp. (пестичная сережка)	+	—
<i>Fagopsis nipponica</i> Tanai	—	+
<i>Myrica vindobonensis</i> (Ettingsh.) Heer	+	—
<i>Populus arnaudii</i> (Sap.) Iljinsk.	+	—
<i>Populus celastrophylla</i> (Baik.) Sycheva	+	—
<i>Populus</i> sp.	+	—
<i>Salix</i> sp. (?)	+	—
<i>Cornus</i> sp.	+	—
<i>Byttneria iizimae</i> Tanai	+	—
<i>Ziziphus harutoriensis</i> Tanai	+	—
<i>Grewiopsis</i> sp.	+	—
<i>Viburnum</i> sp.	+	+
<i>Sambucus</i> sp.	+	—
<i>Phyllites kvačekii</i> Bůžek	+	—
<i>Arundo goeppertii</i> (Munst.) Heer	+	—
<i>Carex</i> sp.	+	—
<i>Carpites</i> sp.	+	—

Примечание. т. — точка геологическая, с. — скважина.

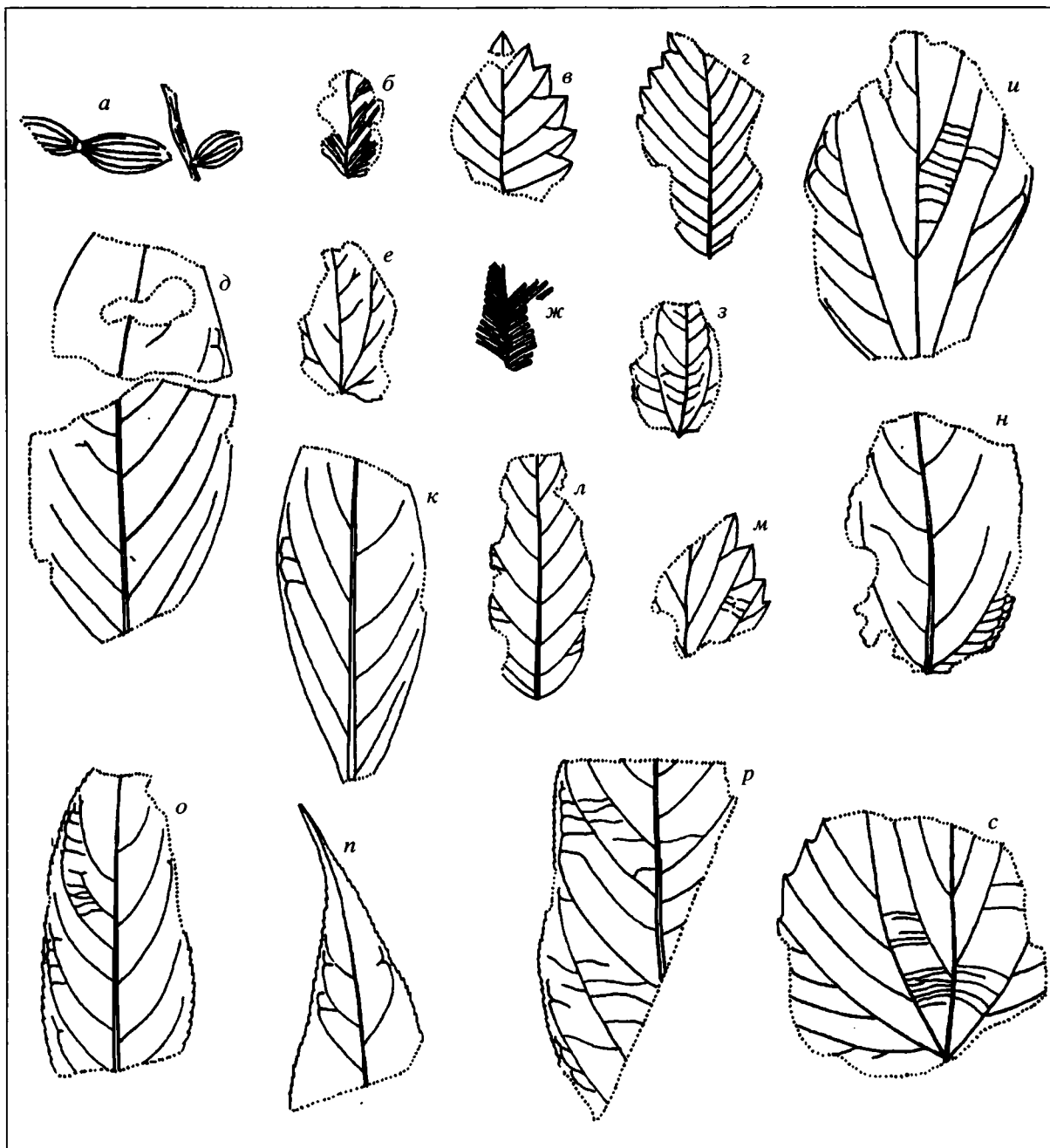


Рис. 5. Отпечатки листьев из назимовской флоры (п-ов Посыет). Все рисунки – в масштабе $\times 1.0$.

а – *Equisetum arcticum* Heer; *б* – *Osmunda sachalinensis* Kryshch.; *в* – *Zelkova* sp.; *г* – *Zelkova kushiroensis* Oishi et Huz.; *д* – *Magnolia* cf. *kryshstovitchii* Borsuk; *е* – *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry; *ж* – *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney; *з* – *Ziziphus harutoriensis* Tanai; *и* – *Byttnerium iizimae* Tanai; *к* – *Laurophyllum* sp.; *л* – *Alnus* cf. *ezoensis* Tanai; *м* – *Phyllites kvačekii* Bůžek; *н* – *Populus* sp.; *о*, *п* – *Sambucus* sp.; *р* – *Populus celastrophylla* (Baik.) Sycheva; *с* – *Grewiopsis* sp.

ций. Ее трудно сопоставить с известными палеогеновыми флорами. Не исключено, что она отражает локальные палеофитоценозы: в ее составе преобладают растения низинных местообитаний. Незначительное участие *Platanus*, *Trochodendroides* делает маловероятной ее принадлежность к флорам, формировавшимся до климатического

оптимума эоцена, а тем более к палеоценовым флорам. Умеренно теплый облик назимовской флоры не позволяет отнести ее и к флорам климатического оптимума эоцена. По степени термофильности она значительно уступает детально изученной А.Г. Аблаевым (2000) болотнинской палеофлоре – одной из флор Южного Приморья,

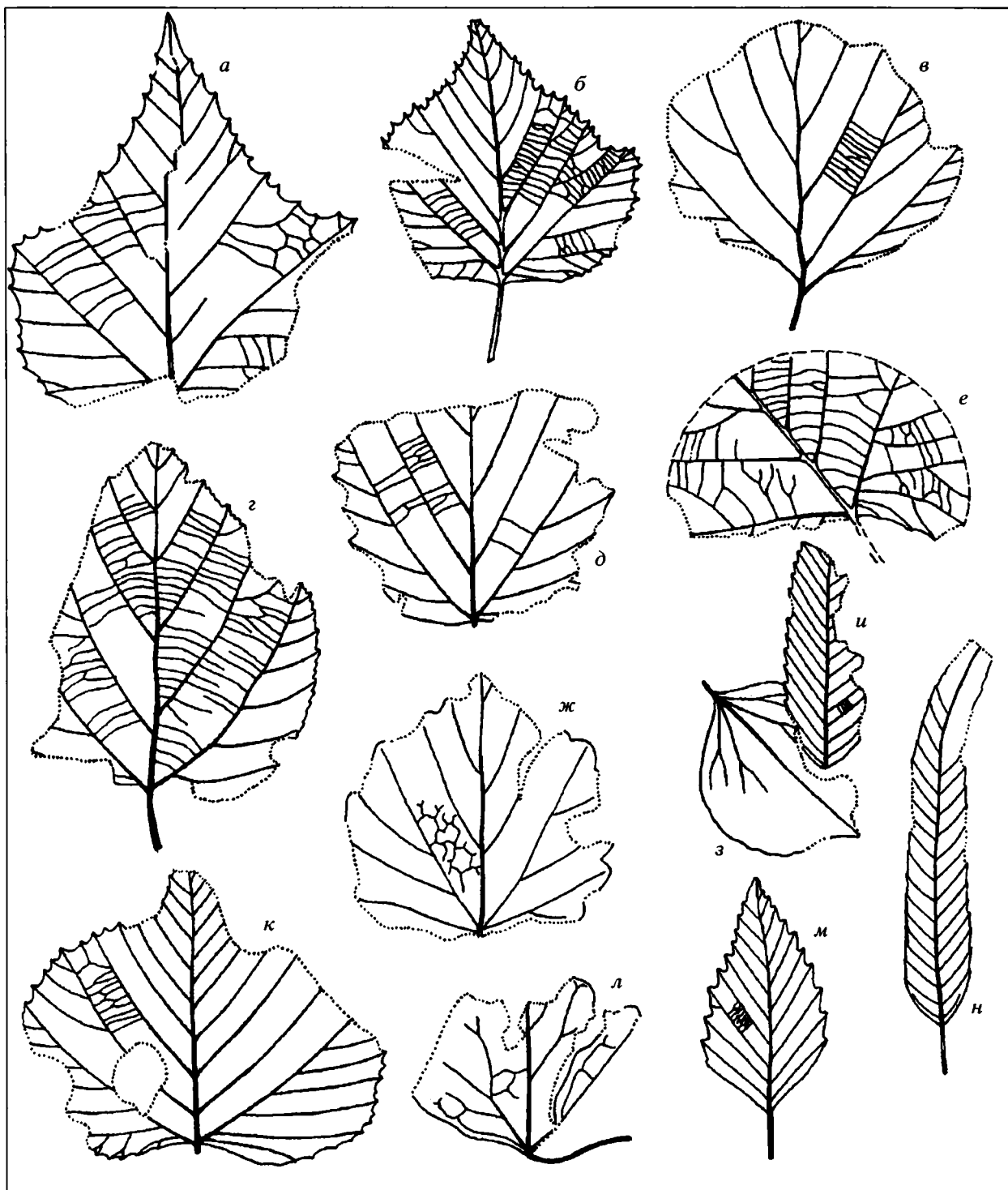


Рис. 6. Отпечатки листьев из краскинской и хасанской флор (окрестности пос. Шахтерский); * – экземпляры хасанской флоры. Все рисунки – в масштабе $\times 0.7$.

а, б – *Platanus aculeata* Klimova; *в, г* – “*Tilia*” *eojaponica* non Endo; *д* – “*Cordia*” *japonica* non Tanai; *е* – **Platanus zhuravlevii* subsp. *zhuravlevii* Medjul.; *ж* – *Acer arcticum* Heer; *з* – **Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry; *и* – **Fagopsis nipponica* Tanai; *к* – *Alchornea harutoriensis* Tanai; *л* – *Cocculus ezoensis* Tanai; *м* – *Quercus kodairae* Huz.; *н* – *Dryophyllum curtzellense* (Watel.) Sap. et Marion.

отражающих климатический оптимум эоцена. Более вероятно, она принадлежит молодым “пост-оптимальным” эоценовым флорам усть-давыдовского типа.

Хасанская флора. Судить об облике и составе хасанской флоры можно только по малочисленным коллекциям отпечатков листьев из керна буровых скважин (табл. 2). Наибольший интерес представляет находка видов, характерных для палеогеновых флор Дальнего Востока. К ним относятся: *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berg., *Platanus zhuravlevii* subsp. *zhuravlevii* Medjul., *Alnus shestakovae* Ablaev (? = *A. savitskii* Cheleb.), *A. ezoensis* Tanai, *Fagopsis nipponica* Tanai (рис. 6).

Флора Краскино. Основные коллекции (около 700 отпечатков листьев и плодов) собраны Б.И. Павлюткиным. В нашу задачу не входит всесторонний анализ флоры Краскино. Главные ее особенности отмечены ранее (Павлюткин, 2002). В данном случае нас интересует лишь присутствие в ее составе ряда растений, характерных для эоценовых флор Дальнего Востока (рис. 6). Это крайне важно, учитывая отсутствие стратиграфического перерыва между хасанской свитой и глинисто-туффитовой толщей, включающей флору Краскино. Ниже дан сокращенный перечень находок некоторых таксонов и их стратиграфический диапазон.

Platanus aculeata Klimova установлен впервые в ранне-среднемиоценовых (по мнению автора, вида) отложениях (Климова, 1988). Присутствие вида отмечено в составе эоценовой болотнинской флоры Южного Приморья (Аблаев, 2000). По нашему мнению, в объеме данного вида следует также рассматривать (в качестве синонимов) морфотипы, фигурирующие под другими названиями: *P. spatolana* Cheleb. (Буданцев, 1997; Буданцев, Озеров, 2001); *Alchornea harutoriensis* Tanai (Tanai, 1990) – **поздний палеоцен–эоцен**. *Cocculus* cf. *ezoensis* Tanai. Данный вид установлен в олигоценовых (в настоящее время – эоценовых) отложениях Хоккайдо. Морфологически близкие виды: *C. mariae* Cheleb. (Челебаева, 1991), *C. schischkini* Iijinsk. (Ильинская, 1972) – **эоцен–ранний олигоцен**. *Dryophyllum curticeense* (Watel.) Sap. et Marion (Ильинская, 1957; Palamarev, Mai, 1998) – **палеоцен–ранний олигоцен**. *Acer arcticum* Heer – **палеоцен–эоцен**. “*Tilia*” *ejaponica* auct. non Endo (Тащи и др., 1996) – **эоцен**. По архитектуре основания листа отпечатки не относятся к роду *Tilia*: базальные жилки у них отходят очередно, со смещением вдоль главной жилки и на участке, прилегающем к черешку, обнажены. Такие признаки не наблюдаются ни у одного современного вида липы. “*Cordia*” sp. – морфотип, фигурирующий в некоторых работах как *Cordia japonica* Tanai (Аблаев, 2000, 2001) – **эоцен**. Принадлежность образцов из Приморья роду *Cordia* сомнительна, ибо у

листьев рецентных азиатских и североамериканских видов – камптодромный тип жилкования. *Quercus kodairae* Huz. – **верхний эоцен–базальный олигоцен** (Фотьянова, 1997). В качестве синонима последнего, вероятно, следует рассматривать и экземпляр из хараулахской флоры (поздний палеоцен–ранний эоцен), описанный как *Quercus grinenkoi* (Буданцев, Озеров, 2001).

Перечень видов, характерных для позднепалеоцен-раннеолигоценовых флор Приморья и других регионов Дальнего Востока, не исчерпывается данным списком, но и приведенный материал, по нашему мнению, достаточно убедительно свидетельствует не в пользу точки зрения о миоценовом возрасте краскинской флоры. Присутствие в ее составе таксонов, характерных для эоценовых фитокомплексов различных районов Дальнего Востока, на наш взгляд, достаточно очевидно. И все же подчиненная их роль (≈10% от общего числа установленных) дает основание датировать возраст краскинской флоры ранним олигоценом, более вероятно, его первой половиной. Тем более не может быть миоценовым возраст хасанской свиты, подстилающей слои с краскинской флорой.

ВЫВОДЫ

1. Пересмотр Г.М. Власовым возраста угленосной толщи на п-ове Посьет (до позднего палеоцена) – результат ошибочной интерпретации им разрезов в устье р. Гладкая. На один стратиграфический уровень были помещены слабоугленосные отложения в устье р. Гладкая, в которых позднее была обнаружена флора нижнего мела, и эоценовые угленосные отложения п-ова Посьет. Первые залегают под зайсановскими базальтами, вторые “прислонены” к ним.

2. Угленосная назимовская свита, локально распространенная на п-ове Посьет, и хасанская свита, развитая на остальной части Хасанской впадины, – разновозрастные образования. Они залегают либо на дотретичных породах (в западной части впадины), либо на краскинских риолитовых туфах (в ее восточном секторе). Их возраст, согласно результатам изучения микро- и макрофлоры, отвечает позднему эоцену. За этим комплексом отложений предлагается сохранить название хасанская свита, как имеющее приоритет по времени опубликования (Власов, 1948).

3. Свидетельства латерального замещения угленосной хасанской (=назимовской) свиты краскинской и зайсановскими эффузивами в восточной части Хасанской (=Краскинской) впадины не установлены.

Авторы выражают искреннюю благодарность Л.И. Фотьяновой и Т.М. Кодрул за ценные замечания и предложения по улучшению текста статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблаев А.Г. Биостратиграфия палеогена побережья юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2000. 116 с.
- Аблаев А.Г. Палеоген Притуманганского угленосного бассейна (юг Дальнего Востока). Владивосток: Дальнаука, 2001. 66 с.
- Аблаев А.Г., Васильев И.В. Миоценовая краскинская флора Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1998. 106 с.
- Аблаев А.Г., Шмидт И.Н. Палеоботаническая характеристика назимовской свиты Юго-Западного Приморья // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану / Ред. Левашов Г.Б. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 20–21.
- Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена вне тропической Азии. М.: Наука, 1993. 143 с.
- Байковская Т.Н. Палеоценовая флора Зее-Буреинской впадины // Вопросы палеонтологии / Ред. Быстров А.П. Л.: Изд-во ЛГУ, 1950. Т. 1. С. 348–381.
- Байковская Т.Н. Новые виды растений из нижнетретичных отложений Райчихинска Амурской области // Проблемы палеоботаники / Ред. Тахтаджян А.Л. Л.: Наука, 1986. С. 5–12.
- Баскакова Л.А., Лепехина В.Г. Новые данные по фито-стратиграфии палеогена Зеркальнинской впадины (Юго-Восточное Приморье) // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана / Ред. Аблаев А.Г. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 52–60.
- Борсук М.О. Палеогеновые флоры Востока и Северо-Востока СССР // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР / Ред. Мартинсон Г.Г. Л.: Наука, 1967. С. 243–250.
- Буданцев Л.Ю. Позднеэоценовая флора Западной Камчатки. СПб.: Петро-РИФ, 1997. 108 с.
- Буданцев Л.Ю., Озеров И.А. К истории формирования и развития флоры на Северо-Востоке Азии в палеогене // Ботан. журн. 2001. Т. 86. № 12. С. 15–23.
- Власов Г.М. Геология и угленосность Хасанского бурогольного месторождения Приморского края // Тр. Дальневосточной научно-исслед. базы им. В.Л. Комарова. Сер. геол. 1948. Т. 1. С. 47–48.
- Власов Г.М. Схема стратиграфии третичных отложений южной части советского Дальнего Востока // Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока, Хабаровск, 1956 г. (тезисы). Хабаровск: ПГУ Дальгеология, 1956. С. 70–72.
- Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья / Ред. Радкевич Е.А. М.: Наука, 1966. 306 с.
- Ильинская И.А. Ископаемая флора горы Киин-Кериш Зайсанского района // Сб. памяти А.Н.Криштофовича / Ред. Дорофеев П.И. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 235–248.
- Ильинская И.А. Уточнение объема рода *Trochodendroides* и новые ископаемые виды *Cocculus* // Ботан. журн. 1972. Т. 57. № 1. С. 17–30.
- Климова Р.С. Миоценовая флора и фитостратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР / Ред. Красилов В.А. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 65–76.
- Климова Р.С. Некоторые представители теплолюбивых растений из миоцена Приморского края // Палеонтол. журн. 1988. № 1. С. 91–99.
- Кундышев А.С. О возрасте угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит Южного Приморья в стратотипическом разрезе // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока (тезисы). Хабаровск: ГКП ПГО Дальгеология, 1990. С. 279–280.
- Маркевич В.С. Альбская палинофлора Приморья // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода / Ред. Красилов В.А. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 116–129.
- Павлюткин Б.И. Некоторые термофильные буковые в третичной флоре Краскино и проблема ее возраста (Приморье) // Палеонтол. журн. 2002. № 5. С. 106–114.
- Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Новые материалы по стратиграфии третичных отложений п-ва Речной // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 42–50.
- Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Проблемы стратиграфии третичных образований полуострова Посыет и прилегающей территории (Юго-Западное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 1. С. 89–98.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 51 с.
- Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с.
- Седых А.К. Новые данные по геологическому строению и стратиграфии Краскинской впадины (Юго-Западное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока / Ред. Красилов В.А. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 78–89.
- Тащи С.М., Аблаев А.Г., Мельников Н.Г. Кайнозойский бассейн Западного Приморья и сопредельных территорий Китая и Кореи. Владивосток: Дальнаука, 1996. 168 с.
- Федотов В.В. Эоценовая флора Райчихи Амурской области. Л.: 1983. Ч. 1, 2. 287 с.
- Фотьянова Л.И. Лопастно-зубчатые дубы в эоцене Восточной Азии // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 103–112.
- Челебаева А.И. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 76–119.
- Штемпель Б.М. Отчет о геологическом исследовании осенью 1924 года. Угловский район // Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока. Благовещенск: Книжное дело, 1926. № 45. 1–88.
- Штемпель Б.М. Палеоботаническая характеристика палеогеновых отложений // История палеогенового угленакпления на территории Сахалина. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 68–100.
- Endo S. Cenozoic Plants from Tyosen (Korea) // J. Geol. Soc. Japan. 1938. V. 45. № 532. P. 85–90.
- Palamarev E., Mai D.H. Die Palaogenen Fagaceae in Europa: Artenvielfalt und Leitlinien ihrer Entwicklungsgeschichte // Acta Palaeobotanica. 1998. V. 38. S. 227–295.
- Tanai T. The Oligocene floras from the Kushiro Coal Field, Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. 1970. V. 14 (4). P. 383–514.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.73.76.79(470.23.24.25/474.2.3.5)

ИНФОРМАЦИЯ О 6-Й БАЛТИЙСКОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ, 23–25 августа 2005 г., Санкт-Петербург

© 2006 г. Т. Н. Корень*, А. В. Дронов**, И. Ю. Евдокимова*, А. В. Журавлев*,
А. О. Иванов***, О. Л. Коссовая*, Ю. В. Савицкий***, Т. Ю. Толмачева*

*Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург

**Геологический институт РАН, Москва

***Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 12.01.2006 г.

Ключевые слова. Стратиграфия, Прибалтика, кембрий, ордовик, силур, девон, карбон, мезозой, четвертичный период.

Традиция регулярного проведения стратиграфических конференций на территории Балтийских государств возникла по инициативе Балтийской стратиграфической ассоциации, основанной в 1990 г. и объединяющей геологов Эстонии, Латвии и Литвы. В 2003 г. в эту ассоциацию официально вошла и Стратиграфическая комиссия Северо-Запада России. В 2005 г. Балтийская стратиграфическая конференция впервые проводилась в России, и это совпало со столетним юбилеем со времени выхода в свет знаменитой монографии В.В. Ламанского “Древнейшие слои силурийских отложений России”, составившей эпоху в изучении ордовика Прибалтики. Одно из заседаний конференции было специально посвящено этому событию.

В программу конференции входило несколько мероприятий. Трехдневная научная сессия была проведена 23–25 августа 2005 г. во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Одновременно с научной сессией проходили заседания по международным проектам МПГК (IGCP) № 491 “Биогеография, палеогеография, климаты и позвоночные среднего палеозоя” и № 503 “Ордовикская палеогеография и палеоклимат”. Двухдневные заседания по проекту № 491 были проведены в Санкт-Петербургском государственном университете, а доклады по проекту № 503 заслушивались на заседаниях ордовикско-силурийской секции во ВСЕГЕИ. До и после научной сессии были организованы три полевые геологические экскурсии на наиболее представительные разрезы кембрия и ордовика, девона и карбона Северо-Запада России.

В мероприятиях конференции участвовало около 100 специалистов из балтийских и других европейских стран, а также из США, Китая, Австралии, Японии и Алжира. Опубликованные тезисы устных и стендовых докладов посвящены различным аспектам стратиграфии, палеонтологии, седиментологии, фациального анализа и палеогеографии ордовикских, силурийских, девонских, каменноугольных, мезозойских и четвер-

тичных отложений Балтийского региона и ряда других территорий (Koren' et al., 2005). Всего на конференции было заслушано 56 устных и представлено 39 стендовых докладов.

Наиболее актуальными на конференции оказались проблемы региональной стратиграфии и корреляции подразделений ордовика Эстонии, Ленинградской области и Приполярного Урала, верхнего девона Восточно-Европейской платформы, нижнего карбона Тимано-Печорского осадочного бассейна, московских и касимовских отложений Архангельской области. Большое внимание в докладах было уделено динамике биоразнообразия различных групп фауны и флоры: микрофоссилий и палиноморф в отдельных интервалах среднего ордовика восточной части Балтийского региона, радиоларий позднего ордовика Горного Алтая, акритарх на границе нижнего-среднего ордовика Южного Китая, хитинозой и сколекодонтов на границе лландовери и венлока Западной Эстонии.

В ряде обобщающих докладов обсуждались проблемы детального лито-фациального анализа, построения седиментологических моделей, уточнения секвенс-стратиграфических построений, сравнительного анализа кривых изменений уровня моря на примере ордовика Балтоскандии и нижнего силура Эстонии, а также башкирских отложений Предуральяского прогиба. Обзор состояния имеющихся изотопно-геохимических данных по ордовикским и силурийским отложениям западной части Балтийского региона показал перспективность использования этого метода для реконструкции условий осадконакопления и палеогеографии изучаемых территорий.

Методологически важные аспекты тефростратиграфии обсуждались на примере комплексного использования детальных биостратиграфических, геохимических и петрографических данных по ордовикским бентонитам Северной Америки, Скандинавии, Польши, Великобритании и Балтийского региона. Детальное изучение строения бентонитовых слоев, минералогических и химических

вариаций фенокристаллов в них позволило использовать эти характеристики для корреляции отложений, располагавшихся по краям закрывавшегося в ордовике океана Япетус. Были затронуты также дискуссионные вопросы палеогеографии центральной части Балтийского палеоконтинента в ордовикское и силурийское время, а именно, возможность существования связей Балтийского, Московского и Тимано-Печорского бассейнов.

Обсуждались новые биостратиграфические данные по планктонным и бентосным группам фауны в пограничных отложениях ордовика—силура и венлока—лудлова в разрезах Свентокшиских гор, скважинах Калининградской области и Литвы. Были представлены новые палеонтологические данные по мшанкам верхнего аренига—лланвирна, трилобитам карадока, фораминиферам и следам жизнедеятельности из отложений среднего ордовика Ленинградской области, иглокожим ордовика и силура Балтийского региона, конодонтам и миоспорам девона Приполярного Урала и Белоруссии.

Проблемам климатических изменений в четвертичном периоде было посвящено несколько докладов. Рассматривались стратиграфическая шкала позднего гляциала Эстонии и дегляциальная хронология севера Балтийского региона, базирующаяся на данных, полученных оптико-люминесцентным методом и методом ^{15}Be по валунам, подвергшимся космическому облучению. Подчеркивалась особая роль палиностратиграфического метода в датировке изменений уровня моря, климатических колебаний и реконструкции эволюции растительности позднего плейстоцена Северной Евразии и позднего гляциала и голоцена территории Белоруссии.

На заседаниях секции по ордовика и силуру заслушивались, в том числе, доклады по проекту МПГК № 503 “Ордовикская палеогеография и палеоклимат”. Один из лидеров проекта, проф. Ли Джун из Нанкинского института Геологии и палеонтологии АН Китая, представил информационный доклад о целях и задачах проекта, составе участников, созданных рабочих группах, проведенных и планируемых совещаниях.

Наиболее многочисленными были заседания проекта МПГК № 491, проходившие 23 и 24 августа в Санкт-Петербургском университете. В них приняли участие 34 человека из 11 стран. Открыл заседания один из руководителей проекта, профессор Гэвин Янг (Gavin Young) из университета Сиднея (Австралия). 16 устных и 8 стендовых докладов были связаны с различными аспектами исследований низших позвоночных палеозоя. Большинство докладов были посвящены палеогеографическим связям фаун различных провинций, динамике биоразнообразия позвоночных в палеозое, но некоторые касались также проблем морфологии и систематики низших позвоночных, использовании новых методик в изучении ископаемых бесчелюстных и рыб, а также биостратиграфии по ихтиофауне различных регионов мира. Расши-

ренные тезисы устных и стендовых докладов были опубликованы в специализированном периодическом издании (Ivanov, Young, 2005).

Полевая экскурсия по кембрию и ордовика окрестностей Санкт-Петербурга проходила в течение двух дней до начала конференции. В ней приняли участие 20 специалистов из США, Польши, Эстонии, Китая, Латвии, Чехии, России и Франции, а также студенты и аспиранты Санкт-Петербургского государственного университета. Основной целью этой экскурсии была демонстрация влияния изменений климата и глубины бассейна на характер обстановок седиментации и фаций в опорных разрезах региона.

В первый день, 19 августа, были осмотрены классические разрезы среднего и верхнего кембрия, а также нижнего и среднего ордовика приглиттовой полосы России, включая Путиловский карьер, каньоны рек Лава и Тосна и Саблинские пещеры. В ходе экскурсии на конкретных примерах обсуждались варианты секвенс-стратиграфического расчленения рассматриваемого стратиграфического интервала. Специальное внимание было уделено реконструкции высокочастотных колебаний уровня моря в конденсированных разрезах холодноводных карбонатных темпеститов нижнего и среднего ордовика и роли ихнофациального анализа в этом процессе. В отложениях среднего кембрия были продемонстрированы признаки развития вечной мерзлоты, отмечающие время их субаэральной экспозиции на границе среднего и верхнего кембрия.

Во второй день, 20 августа, осматривались разрезы среднего и верхнего ордовика, вскрытые карьерами на возвышенной части Ижорского плато, включая карьер у деревни Каськово, карьер “Печурки”, Алексеевский карьер, обнажения по реке Хревице и Елизаветинский карьер. В ходе экскурсии был продемонстрирован переход вверх по разрезу от карбонатов умеренного климата, к субтропическим и тропическим карбонатам. Особый интерес участников экскурсии вызвали “кегельские доломиты”, вскрытые в Елизаветинском карьере. Эта фация приливно-отливной равнины (себхи) тропического климата не встречается нигде более в ордовике Балтоскандии.

В подготовленном путеводителе экскурсии, помимо описания конкретных обнажений, дана краткая характеристика геологического строения и сделан обзор региональных и местных стратиграфических подразделений. Специальные разделы посвящены условиям осадконакопления, а также секвентной стратиграфии и колебаниям уровня моря. Приведены очерки современного состояния изучения основных групп фауны. Путеводитель снабжен цветными иллюстрациями основных обнажений и является вкладом российских участников в международный проект МПГК № 503 “Ордовикская палеогеография и палеоклимат” (Dronov et al., 2005).

До конференции была также проведена трехдневная экскурсия по нижнему карбону Валдайской возвышенности, в которой приняли участие 24 специалиста из Эстонии, Бельгии, Ирландии, США, Польши и России. Ее основной целью была демонстрация опорных разрезов верхневизейских и серпуховских отложений северо-западного крыла Московской синеклизы в бассейне р. Мсты (Новгородская область). Эти разрезы сложены окраинно-морскими эпиконтинентальными толщами с разнообразной фауной. В естественных обнажениях и специально подготовленных расчистках были наглядно продемонстрированы примеры фациальных замещений, формирование русел временных потоков, различные типы перерывов и другие седиментологические и структурные особенности. В последние годы значительно пополняются биостратиграфические данные по фораминиферам, остракодам, брахиоподам, кораллам и другим группам бентосной фауны, уточнившие границы региональных стратиграфических подразделений. На основании новых находок конодонтов надежное обоснование получило положение границы серпуховского яруса. Все эти данные отражены в подготовленном для экскурсии путеводителе, который содержит описания разрезов, общие сведения по стратиграфии и геологическому строению территории, обзор основных групп фауны. Путеводитель сопровождается цветными иллюстрациями и палеонтологическими таблицами (Savitsky et al., 2005).

Наиболее многочисленной была девонская экскурсия, проводившаяся после конференции с 26 по 28 августа. В ней приняли участие 40 специалистов из России, Беларуси, Латвии, Эстонии, Франции, Швеции, Австралии, Чехии и США. Маршрут проходил в пределах восточной части Главного девонского поля: на юге Ленинградской области (долины рек Оредеж, Ящера и Луга) и на западе Псковской области (бассейн реки Великая, в окрестностях гг. Пскова, Изборска, Печор и Острова). Были продемонстрированы терригенные отложения живетского яруса, средний девон (лужские и оредежские слои) и нижнего франа, верхний девон (старицкие и подснетогорские слои) с многочисленными остатками ихтиофауны и редкими остатками флоры. Помимо этого, были показаны карбонатные отложения нижнего и среднего франа (снетогорские, псковские, чудовские, дубниковские, ильменские и бургские слои) с разнообразной фауной беспозвоночных и позвоночных, многочисленными ихнофоссилиями. Подготовленный путеводитель экскурсии включает краткую характеристику геологического строения, обзор стратиграфических подразделений среднего и верхнего девона восточной части Главного девонского поля, описания разрезов, многие из которых публикуются впервые. Также приведены очерки современного состояния изученности основных групп организмов (брахиоподы, остракоды, позвоночные и флора), в том числе конодонтов, исследование которых на Главном

девонском поле начато лишь в прошлом десятилетии. Полнота описаний разрезов отражает степень их изученности. Путеводитель снабжен цветными иллюстрациями обнажений и фотографиям наиболее интересных палеонтологических объектов (Ivanov et al., 2005).

Подводя итоги состоявшихся в рамках 6-й Балтийской стратиграфической конференции мероприятий, хочется отметить следующее. На конференции были представлены основные результаты исследований по региональной геологии, стратиграфии, седиментологии и палеонтологии ордовика, девона и карбона Северо-Западного региона России и сопредельных стран за последние 3 года. Результаты показали, что заметно окрепло международное сотрудничество специалистов по проблемам бассейнового анализа, межрегиональной корреляции, региональной стратиграфии, а также динамики биоразнообразия и палеогеографии. Значительно возросла комплексность исследований, что вполне оправдывает использование современного термина "интегрированная" или "динамическая" стратиграфия по отношению к палеозойским отложениям Северо-Запада Восточно-Европейской платформы. В завершающей дискуссии было высказано предложение о целесообразности подготовки обобщающей сводки по ключевым разрезам ордовика, девона и карбона Ленинградской, Новгородской и Псковской областей на основе изданных к конференции путеводителей.

На заседании бюро Балтийской стратиграфической ассоциации было принято решение о том, что следующая, 7-я Балтийская стратиграфическая конференция будет организована в мае 2008 г. в гг. Таллинн и Тарту, Эстония.

Организация и проведение 6-й Балтийской стратиграфической конференции стали возможными благодаря помощи администрации ВСЕГЕИ и деканата геологического факультета СПбГУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Dronov A., Tolmacheva T., Raevskaya E., Nestell M. (eds). Cambrian and Ordovician of St. Petersburg Region. Guidebook for the pre-conference field trip. 6th Baltic Stratig. Conference. St. Petersburg. St. Petersburg State University. 2005. P. 1–62.
- Ivanov A., Zhuravlev A., Young G. (eds). Devonian sections of North-West of East European Platform. Guidebook of the post-conference field trip. 6th Baltic Stratigraph. Conference. St. Petersburg, St. Petersburg State University. 2005. P. 1–66.
- Ivanov A., Young G. (eds). Ichthyolith Issues Special Publication № 9. St. Petersburg, St. Petersburg State University. 2005. P. 1–56.
- Koren' T., Evdokimova I., Tolmacheva T. (eds). The Sixth Baltic Stratigraphical Conference. August 23–25. St. Petersburg, Russia. Abstracts. St. Petersburg, St. Petersburg Cartographic Factory Press. 2005. P. 1–150.
- Savitsky Y., Kossovaya O., Nestell M. (eds). Lower Carboniferous key-sections of Northwestern part of the Moscow basin. Guidebook for the pre-conference field trip. 6th Baltic Stratigraph. Conference. St. Petersburg, St. Petersburg State University. 2005. P. 1–84.

УДК (092):56

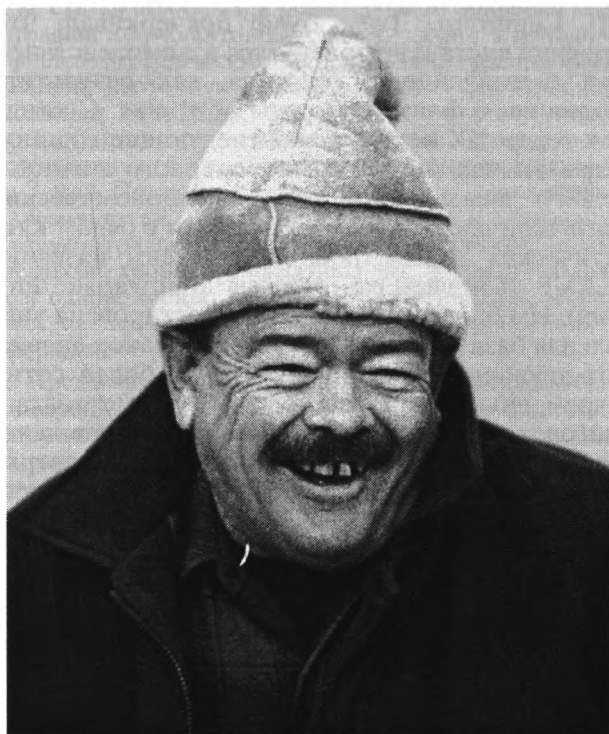
ДЖЕК А. ВУЛФ (1936–2005)

© 2006 г. А. Б. Герман*, Р. Э. Спайсер**

*Геологический институт РАН, Москва

**Открытый университет, Милтон Кинес, Великобритания

Поступила в редакцию 27.02.2006 г., получена после доработки 02.03.2006 г.



12 августа 2005 г. во время полевых работ, менее года не дожив до своего семидесятилетия, погиб Джек Вулф – выдающийся американский палеоботаник, стратиграф и палеоклиматолог. Его имя широко известно не только в США, но и во всем мире, а в России не найдется, пожалуй, ни одного специалиста по указанным областям геологии, который не знал бы и не использовал в своих исследованиях его работ. Джека Вулфа отличало не только превосходное знание систематики растений и морфологии листьев покрытосеменных, но также и широкое использование ископаемых растений для целей расчленения и корреляции неморских толщ. Его работы, особенно последних лет, охватывают проблемы, обычно нечасто привлекающие профессиональных палеоботаников. В первую очередь это касается исследования многомерной статистической корреляции между физиономическими признаками листьев растений и климатическими параметрами, позволяющего ис-

пользовать климатические сигналы, закодированные в архитектуре листьев древесных двудольных покрытосеменных растений, и количественно оценивать параметры древних климатов. Выходя далеко за пределы палеоботанических наблюдений и описаний, Джек Вулф использовал ископаемые растения для того, чтобы понять изменения окружающей среды во времени, и таким образом очертил ту область современной палеоботаники, которая привносит существенный вклад в смежные науки о Земле – такие, как палеоклиматология, палеогеография и динамика земной коры.

Джек Вулф родился 10 июля 1936 г. в г. Портленд, штат Орегон. Здесь же прошли его детство и школьные годы. Учась в школе, Джек Вулф впервые познакомился и, не без участия учителя биологии Анни Болен, увлекся палеоботаникой. Это и определило его дальнейший выбор профессии: в 1953 г. он поступил в Гарвардский университет, где начал свои исследования под руководством ботаника Е.С. Баргхорна. Уже через год после поступления в Гарвард Джек Вулф опубликовал свою первую палеоботаническую работу по флоре Коллавош, которая появилась в Записках Геологического общества Орегона. В годы учебы в Гарварде Джек Вулф получил и первый серьезный опыт полевых исследований, занимаясь вместе с сотрудниками Геологической службы США геологическим картированием палеозойских и кайнозойских осадочных и вулканогенных пород.

В 1957 г. Джек Вулф продолжил свое палеоботаническое образование в Университете Беркли и через два года защитил диплом по палеонтологии, написав исследование по третичным *Juglandaceae* запада Северной Америки. Годом раньше он начал эксперименты по химическому просветлению листьев растений для изучения их жилкования, которые позже, в 1969 г., вылились в крупный проект исследования по просветленным листьям современных двудольных растений. Ныне коллекция просветленных листьев Геологической службы США, хранящаяся в Смитсоновском музее в Вашингтоне, достигает 15 тыс. видов. Этими исследованиями Джек Вулф заложил фун-

дамент современного анализа архитектуры листьев ископаемых покрытосеменных, значительно повышающего достоверность их определений и детализирующего сравнительное изучение этих растений.

В 1960 г., в возрасте всего 23 лет, Джек Вулф защитил кандидатскую диссертацию по раннемиоценовым флорам северо-западного Орегона. Его дальнейшая карьера большей частью связана с Геологической службой США и проходила в основном в г. Менло Парк (штат Калифорния), а также в Вашингтоне (1961–65 гг.) и Денвере (1982–92 гг.). В 1969 г. вышла в свет первая крупная палеоботаническая работа Джека Вулфа, представлявшая собой синтез его данных по поздне третичным флорам северо-запада Тихоокеанских районов США.

На шестидесятые годы прошлого века приходится начало еще одного важного направления научной деятельности Джека Вулфа – исследования третичных флор Аляски, проходившего в тесном сотрудничестве с геологами Д. Хопкинсом, К. Варафтигом и палинологом Э.Б. Леопольд. В результате данных работ были датированы ископаемые флоры Кенайской низменности как позднетретичные, хотя до этого породы Кенайской серии считались палеогеновыми. В 1977 г. Вулф опубликовал монографию о палеогеновых флорах Аляски, которая до сих пор считается исключительно важной палеоботанической и биостратиграфической работой. Значение ее также в том, что Вулф впервые доказал присутствие настоящих субтропических ископаемых флор вплоть до 60 градуса северной широты.

Основная работа Джека Вулфа в Геологической службе США заключалась в использовании ископаемых растений для целей биостратиграфии и реконструкций условий среды. Он принимал участие в полевых исследованиях, главным образом на западе и северо-западе США, включая Аляску, а также определял многочисленные коллекции ископаемых растений, присылаемые ему геологами из различных районов США. После отставки Джек Вулф перешел на работу в Университет Аризоны, где продолжил активную научную и педагогическую деятельность. Многие из его студентов университетов Аризоны и Беркли продолжили работать палеоботаниками и впоследствии публиковали результаты в соавторстве с Джеком Вулфом.

В 1979 г. вышла в свет одна из наиболее важных работ Джека Вулфа – монография, содержащая климатический анализ лесов Восточного Китая. Им были построены количественные номограммы, показывающие распространение различных типов лесов в зависимости от среднегодовой температуры и сезонного разброса температур. Его номограммы, в которых показываются климатические параметры различных типов лесов не

только Восточного Китая, но также востока и запада Северной Америки и Австралии, широко используются ботаниками и палеоботаниками поныне.

Высокая репутация Джека Вулфа как биостратиграфа и систематика, несомненно, сохранится на долгие годы. Однако его наиболее значимыми и инновационными работами надо считать исследования количественных соотношений между морфологией листьев и условиями среды, в первую очередь климатом. Следуя за пионерными в данной проблеме работами И.В. Бейли и Е.В. Синнотта, Джек Вулф подчеркивал, что строение листа контролируется взаимодействием двух составляющих: генотипа, как результата эволюции, и факторов среды обитания. С конца 70-х годов XX века и все последующие годы он разрабатывал методику многомерного статистического анализа комплекса физиономических признаков листьев и их корреляции с рядом климатических параметров, получившим название CLAMP (Climate-Leaf Analysis Multivariate Program). Им была построена и протестирована уникальная база данных листовых признаков древесных двудольных: проанализировав более сотни современных флор, растущих вблизи метеостанций, он выявил те морфологические признаки листьев этих растений и климатические параметры, между которыми наблюдается наилучшая корреляция. Джек Вулф применил данную корреляцию для количественного расчета параметров древних климатов по ископаемым листьям двудольных. По-существу, CLAMP позволяет ответить на вопрос: если бы та или иная ископаемая флора существовала на современной Земле, в каких климатических условиях мы были бы вправе ожидать ее обнаружить.

Разработанная Вулфом методика была успешно использована для ископаемых флор не только Северной Америки и Японии (где первоначально база данных по листовым признакам и параметрам климата и была построена), но также в России, Западной и Центральной Европе, Южной Америке и Новой Зеландии. Однако наиболее впечатляющие результаты с использованием CLAMP были получены в последние годы Джеком Вулфом и его последователями по истории поднятия Тибета и Анд, для чего применялся расчет энтальпии по листьям ископаемых растений. Тестирование и усовершенствование данной методики были основной целью и той экспедиции, из которой Джек Вулф не вернулся.

Те, кто был лично знаком с Джеком Вулфом и дружил с ним, запомнили его высочайший профессионализм, требовательность к достоверности результатов исследований – как своих, так и учеников и коллег, интеллигентность и доброжелательность.

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 А4 (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 А4.

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 впечатаны. 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 печатывать 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!) Tailler 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 и полезн. ископаемые	J. Sediment. Petrolog.
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 стратон (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 допускается 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 21.03.2006 г.

Цифровая печать

Усл. печ. л. 16.0

Тираж 248 экз.

Подписано к печати 25.05.2006 г.

Усл. кр.-отт. 4.1 тыс.

Зак. 1569

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Уч.-изд. л. 16.0

Бум. л. 8.0

Учредитель: Российская академия наук

Издатель: Академиздатцентр "Наука", 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Оригинал-макет подготовлен МАИК "Наука/Интерпериодика"
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099 Москва, Шубинский пер., 6

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” в I полугодии 2007 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась во II полугодии 2006 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2007” (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 по распространению средств массовой информации” (АРСМИ).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН), 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 I полугодие 2007 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АРСМИ 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 неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Российского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиэкология
 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 металлостроение*
 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