

И.Ю. Брагинский

ISSN 0869-592X

Том 14, Номер 3

Май - Июнь 2006



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



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



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 14 № 3 2006 Май–Июнь

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”»**

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 14, номер 3, 2006

Геохимическая эволюция магматизма архейских гранит-зеленокаменных областей <i>А. В. Самсонов, Ю. О. Ларионова</i>	3
Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях <i>В. Н. Кожевников, Н. Г. Бережная, С. Л. Пресняков, Е. Н. Лепехина, А. В. Антонов, С. А. Сергеев</i>	19
Rb-Sr, K-Ar, H- и O-изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) <i>И. М. Горохов, М. А. Семихатов, М. М. Аракелянц, Э. А. Фаллик, Н. Н. Мельников, Т. Л. Турченко, Т. А. Ивановская, Т. С. Зайцева, Э. П. Кутявин</i>	41
Вариация Eu/Eu* в аргиллитах венда Волго-Уральской области и трассирование границы редкинских и котлинских горизонтов <i>А. В. Маслов, М. В. Ишерская</i>	57
Палеогеография Южной Прибалтики в позднем мезозое по данным изучения фораминифер <i>Н. П. Лукашина</i>	65
Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма <i>В. В. Аркадьев, А. А. Федорова, Ю. Н. Савельева, Е. М. Тесакова</i>	84
Палеогеография восточного шельфа моря Лаптевых в первой половине голоцена по фаунистическим и палинологическим данным <i>О. Д. Найдина</i>	113

Хроника

О работе Первого Всероссийского совещания “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” <i>В. А. Захаров, Б. Н. Шурыгин, О. С. Дзюба, М. А. Rogov</i>	126
---	-----

Contents

Vol. 14, No. 3, 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.

Geochemical Evolution of Magmatism in Archean Granite-Greenstone Terrains <i>A. V. Samsonov and Yu. O. Larionova</i>	3
Geochronology (SHRIMP II) of Zircons from Archean Stratotectonic Associations of Karelian Greenstone Belts: Significance for Stratigraphic and Geodynamic Reconstructions <i>V. N. Kozhevnikov, N. G. Berezhnaya, S. L. Presnyakov, E. N. Lepekhina, A. V. Antonov, and S. A. Sergeev</i>	19
Rb–Sr, K–Ar, H- and O-Isotope Systematics of the Middle Riphean Shales from the Debengda Formation, the Olenek Uplift, North Siberia <i>I. M. Gorokhov, M. A. Semikhatov, M. M. Arakelyants, A. E. Fallick, N. N. Mel'nikov, T. L. Turchenko, T. A. Ivanovskaya, T. S. Zaitseva, and E. P. Kut'yavin</i>	41
Variations of Eu/Eu* Ratio in Vendian Shales of the Volga–Ural Region and the Boundary Traced between the Redkino and Kotlin Horizons <i>A. V. Maslov and M. V. Isherskaya</i>	57
Paleogeography of the Southern Baltic Region in the Late Mesozoic: Implications of Foraminifers <i>N. P. Lukashina</i>	65
Biostratigraphy of Jurassic–Cretaceous Boundary Beds in the Eastern Crimea <i>V. V. Arkad'ev, A. A. Fedorova, Yu. N. Savel'eva, and E. M. Tesakova</i>	84
Paleogeography of Laptevsk Sea Eastern Shelf in the First Half of Holocene Based on Faunal and Palynological Evidence <i>O. D. Naidina</i>	113

Chronicle

The First All-Russia Meeting on "Jurassic of Russia: Problems of Stratigraphy and Paleogeography" <i>V. A. Zakharov, B. N. Shurygin, O. S. Dzyuba, and M. A. Rogov</i>	126
---	-----

УДК 552.3:551.71

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА АРХЕЙСКИХ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

© 2006 г. А. В. Самсонов*, Ю. О. Ларионова**

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

** Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Поступила в редакцию 12.01.2005 г., получена после доработки 28.04.2005 г.

Архейская эволюция магматизма входит в число ключевых проблем изучения ранних этапов формирования не только земной коры, но и биосферы, так как именно эта эволюция определяла направленные изменения наборов метаболически важных элементов, поступавших в Мировой палеоокеан. На основании обобщения данных, полученных при изучении вулканических и интрузивных комплексов трех наиболее исследованных гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) Карельского (2.9–2.7 млрд. лет) и Каапваальского (3.5–2.9 млрд. лет) кратонов и из блока Пилбара (3.5–2.9 млрд. лет), восстановлена геохимическая эволюция магматизма 3.5–2.7 млрд. лет назад. Установлено общее сходство этой эволюции названных ГЗО. На раннем этапе их формирования при становлении толентовых ассоциаций магмы были резко обогащены халькофильными и сидерофильными элементами Fe_2O_3 , MgO , Cr , Ni , Co , V , Cu и Zn . Следующий этап, представленный известково-щелочными вулканическими зеленокаменными поясами и синектоническими гранитоидами тоналит-трондjemит-гранодиоритового (ТТГ) ряда, характеризовался заметным обогащением пород литофильными элементами Rb , Cs , Ba , Th , U , Pb , Nb , La , Sr , Be и другие. Заключительный этап формирования континентальной коры ГЗО, представленный преимущественно интрузивными породами гранитоидного состава, отличался увеличением концентраций как “коровых”, так и “мантийных” элементов MgO , Al_2O_3 , Ba , Cr , Ni , Co , V , Mo , W , Zn , Cu , Th , U , Pb , La , Sc , Sr , что было связано с вовлечением в процессы магмогенерации более ранних кислых пород и литосферной мантии. Вместе с тем, для разновозрастных ГЗО выявлены три специфические геохимические особенности близких по составу и геологической позиции породных ассоциаций: 1) установленный геохимический цикл эволюции ГЗО более растянут во времени в палеоархее по сравнению с мезо- и неоархеем; 2) палеоархейские толентовые ассоциации отличаются от мезо- и неоархейских повышенными концентрациями легких лантаноидов и крупноионных высокозарядных элементов Zr , Ti , Th , Nb , Ta , Hf ; 3) палеоархейские породы известково-щелочных ассоциаций имеют устойчиво более высокие концентрации Y , Yb и более низкие La/Yb отношения, чем их неоархейские аналоги. Эти отличия, вероятно, связаны с эволюцией мантийных источников вещества и с изменением тектонических механизмов формирования кислых вулканических и ТТГ-гранитоидов. С первым из этих факторов, вероятно, было связано и появление в позднем мезоархее (2.95 млрд. лет назад) магматических пород санукитоидной серии. Сделанные выводы опираются на представительную базу геохимических данных, которая включает около 500 прецизионных анализов состава магматических пород архея.

Ключевые слова. Гранит-зеленокаменные области, геохимия, магматизм, толентовая и известково-щелочная ассоциации, породы санукитоидной серии, кора, литосферная мантия, палео-, мезо-, неоархей.

Эволюция геохимических и петрологических особенностей, а также масштабов магматизма архейской акротемы является одной из ключевых проблем изучения ранних этапов не только земной коры, но и биосферы. Именно эта эволюция определяла набор и количественные соотношения различных элементов (в том числе важных для метаболической и ферментативной деятельности микробов), которые поступали в Мировой океан на разных этапах его допротерозойской истории не только с мантийным потоком веществ, но и с их континентальным стоком. Последнее объясняется тем, что магматические (как интрузивные, так и эффузивные) породы почти безраздельно господствовали в сложении архейских источников сноса.

Среди веществ, поступавших во внешние оболочки ранней Земли в результате магматической активности планеты, важнейшую роль в процессах жизнедеятельности микроорганизмов играли металлы, что объясняется их высокой каталитической активностью. Достаточно сказать, что около трех четвертей известных ныне природных ферментов содержат ионы металлов в качестве компонента активного центра, а относительно высокая концентрация многих из этих металлов в

морской воде на ранней Земле была одним из определяющих факторов возникновения и эволюции жизни (Федонкин, 2003, 2004). Вместе с тем, такие факторы, как изменения химического состава магматических пород во времени, выведение значительных масс химических элементов из кругооборота вещества в результате появления минеральных ловушек на возникавших континентах, изменения состава питающих провинций и темпов их выветривания, определявшихся интенсивностью тектонических движений и эволюцией состава атмосферы, и оксигенизация биосферы, сделавшая многие металлы мало подвижными и мало доступными для биогенных реакций – все эти факторы не могли не отразиться на эволюции ранней биосферы (Федонкин, 2004 и ссылки в этой работе).

Архейская эволюция магматизма входит в число наиболее сложных проблем изучения ранней биосферы. Главным источником информации при решении этой проблемы являются гранит(гнейс)-зеленокаменные области (ГЗО). Эти мегаструктуры, известные в составе всех докембрийских кратонов, формировались на протяжении большей части документируемой геологической истории Земли, начиная с палеоархея¹, и обеспечивали интенсивный рост ювенильной коры за счет поступления огромных объемов магматических пород от ультраосновного до кислого составов и в глобальном масштабе обладали сходством строения и состава за счет сочетания двух пространственно сопряженных петротектонических комплексов – зеленокаменного и гранито-гнейсового. Зеленокаменный комплекс объединяет обычно слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи синклинорных или моноклинальных структур (зеленокаменных поясов), а гранито-гнейсовый комплекс включает разнообразные по составу метаморфические породы, мигматиты и гранитоиды крупных блоков, разделявших зеленокаменные пояса. Хорошая сохранность породных ассоциаций ГЗО, их первичных геолого-структурных соотношений, петрографических и геохимических характеристик делает эти мегаструктуры значительно более информативными по сравнению с архейскими областями с высокоградным метаморфизмом, в которых первичные соотношения и состав породных комплексов сильно изменены при тектоно-метаморфической переработке.

Для реконструкции эволюции геохимических характеристик магматических комплексов архея были выбраны три крупные и наиболее хорошо изученные ГЗО, процессы формирования которых охватывали большую часть архейской акро-

темы от 3.5 до 2.7 млрд. лет. Эту тройку составляют развивавшиеся 3.5–2.9 млрд. лет назад ГЗО, входящие в состав фундамента кратонов Каапвааль (Южная Африка) и Пилбара (Западная Австралия), и более молодая Карельская ГЗО (Балтийский щит), основной объем ювенильной коры которой был сформирован 2.9–2.7 млрд. лет назад. Для каждой из этих областей были собраны наиболее полные по элементному набору химические анализы последовательных и различных по составу магматических комплексов, полученные прецизионными методами рентгено-флюоресцентного анализа, индукционно связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием и изотопного разбавления. Для каждого анализа в геохимическую базу данных были введены сведения об изотопном возрасте соответствующего образца, которые в преобладающем большинстве случаев определены U-Pb методом по магматической генерации цирконов. При отсутствии таких определений в базу вводились результаты Sm-Nd изохронного датирования по валовым пробам основных и ультраосновных пород, несмотря на большие погрешности определения возраста этим методом. Sm-Nd изотопно-геохимическая информация в базу данных не вводилась из-за того, что петрогеохимические и изотопные данные приводятся в большинстве публикаций отдельно и корректно объединить их в единую систему не представляется возможным.

Для каждой ГЗО геохимические данные по магматическим породам были объединены в четыре крупные группы: 1) наиболее ранние и преобладающие по объему в нижних частях разрезов зеленокаменных поясов вулканисты толейтовой ассоциации, включая метаморфизованные толейтовые базальты и андезиты, коматиты и бониниты; 2) преобладающие в верхних горизонтах разрезов зеленокаменных поясов вулканисты известково-щелочной ассоциации, включая метаморфизованные базальты, андезиты, дациты и риолиты субвулканической, лавовой и туфогенной фаций; 3) синтектонические гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритового ряда (ТТГ), часто приуроченные к бортовым частям зеленокаменных поясов и являющиеся комаматами развитых в них вулканитов; 4) позднетектонические интрузии, среди которых преобладают нормальные и субщелочные граниты калий-натрового и калиевого ряда и более редкие магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) и ассоциирующие с ними сиениты, габброиды и лампрофиры. Геохимические данные для наиболее древних, “дозеленокаменных” гнейсов, фрагментарно представленных в каждой из рассматриваемых ГЗО, в базу внесены не были. По геохимическим характеристикам эти гнейсы близки к упомянутым синтектоническим ТТГ-гранитоидам, и на диаграммах возраст–элемент их единичные анализы не добав-

¹ Принято 4-х членное деление архея (Gradstein et al., 2004): неоархей – 2.5–2.8 млрд. лет, мезоархей – 2.8–3.2 млрд. лет, палеоархей – 3.2–3.6 млрд. лет, зоархей – >3.6 млрд. лет.

ляют информации о эволюции составов магматических пород архейских ГЗО.

Итоговая матрица аналитических данных включает около 500 анализов магматических пород с концентрациями петрогенных, редких и редкоземельных элементов и их отношениями (60 позиций). Все данные были пересчитаны в едином формате: петрогенные элементы были приведены к 100%. Обработка данных проводилась графическим путем при построении диаграмм парной корреляции возраст–элемент; оценка значимости корреляционных связей проводилась с привлечением статистических программ. Такой анализ впервые выполнен для всей совокупности магматических пород каждой рассмотренной ГЗО, для магматизма каждой из четырех выделенных групп в разновозрастных ГЗО и для всей совокупности магматических пород разновозрастных ГЗО, развивавшихся 3.5–2.7 млрд. лет назад. При проведении анализа базовым объектом была выбрана Карельская ГЗО, поскольку все внесенные в базу геохимических данных образцы являются авторскими, были проанализированы в одних и тех же лабораториях и имеют достоверную возрастную привязку. Этим в значительной мере и определяется предлагаемая в статье “обратная” возрастная последовательность рассмотрения ГЗО от более молодых к более древним.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕЗО-НЕОАРХЕЙСКИХ ГЗО (КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН)

Карельская ГЗО, расположенная на юго-востоке Балтийского щита (рис. 1), с северо-востока ограничена Беломорским мобильным поясом, формирование которого было связано с палеопротерозойской тектоно-метаморфической переработкой архейских комплексов (Бибикова и др., 1999 а, б), с запада и юго-запада обрамлена палеопротерозойской ювенильной корой свекофенида, а на востоке перекрыта фанерозойским платформенным чехлом. Преобладающая часть архейской коры Карельской ГЗО была сформирована 3.02–2.69 млрд. лет назад в ходе зеленокаменного и постзеленокаменного тектоно-магматических этапов (Бибикова и др., 2003 и ссылки в этой работе), магматические породы которых являются предметом исследования в данной статье. Древние дозеленокаменные гнейсы и гранитоиды с возрастом 3.1–3.5 млрд. лет, сохранившиеся в составе двух сильно переработанных блоков в Восточно-Карельской и Восточно-Финской зонах, в работе не рассматриваются.

Зеленокаменный этап охватывает интервал времени от 3.02 до 2.78 млрд. лет, на протяжении которого происходило накопление супракрусталь-

ных толщ зеленокаменных поясов и внедрение ТТГ-гранитоидов. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы локализованы в небольших структурах, пространственно сопряженные цепочки которых объединяются в несколько линейных зеленокаменных поясов (Вулканизм архейских..., 1981): Сумозерско-Кенозерский, Парандово-Тишозерский, Северо-Карельский, Ведлозерско-Сегозерский и другие (рис. 1). В составе всех поясов выделяются две главные ассоциации метаморфизованных супракрустальных пород: 1) толеитовая ассоциация – вулканы основного и ультраосновного состава и ассоциированные с ними углеродистые сланцы и железистые кварциты и 2) известково-щелочная ассоциация – вулканы, туфы и туфогенно-осадочные породы преимущественно кислого состава, массивные сульфидные залежи, углеродистые и кремнистые сланцы, железистые кварциты и терригенные метаосадки. По результатам U-Pb датирования цирконов кислых пород известково-щелочной ассоциации устанавливается одновременность процессов вулканизма зеленокаменных поясов в восточной (3.02–2.85 млрд. лет) и западной (2.80–2.78 млрд. лет) частях Карельской ГЗО.

Постзеленокаменный этап эволюции Карельской ГЗО знаменовался масштабной эндогенной активностью с внедрением разнообразных по составу интрузивных пород преимущественно гранитоидного состава 2.75–2.69 млрд. лет назад (Lobach-Zhuchenko et al., 2000; Самсонов и др., 2001; Бибикова и др., 2005). Возрастная обособленность этого этапа подчеркивается не только геохронологическими данными: геолого-структурные наблюдения свидетельствуют, что породные ассоциации ТТГ-зеленокаменного и постзеленокаменного комплексов повсеместно разделены как минимум одним эпизодом деформации и, возможно, метаморфизма. Магматические породы постзеленокаменного комплекса неравномерно представлены на территории Карельской ГЗО (рис. 1). Вблизи ТТГ-зеленокаменных поясов породы этого комплекса представлены небольшими пространственно разбросанными массивами субщелочных высокомагнезиальных гранитоидов (аналогами гранитоидов санукитоидной серии Канадского щита; Shirey, Hanson, 1984; Чекулаев, 1999), мафическими лампрофировыми дайками (Лобач-Жученко и др., 2000) и гранитами. Кроме того, среди гранито-гнейсовых ареалов Карельской ГЗО выделяется несколько участков с резким преобладанием магматических пород постзеленокаменного комплекса, который включает преобладающие по объему гранитоиды санукитоидного ряда, лампрофиры, граниты, габброиды и сиениты. Скопления этих интрузий, занимающих площади до нескольких тысяч квадратных километров, прослеживаются в субмеридиональной полосе от северной до центральной и, воз-

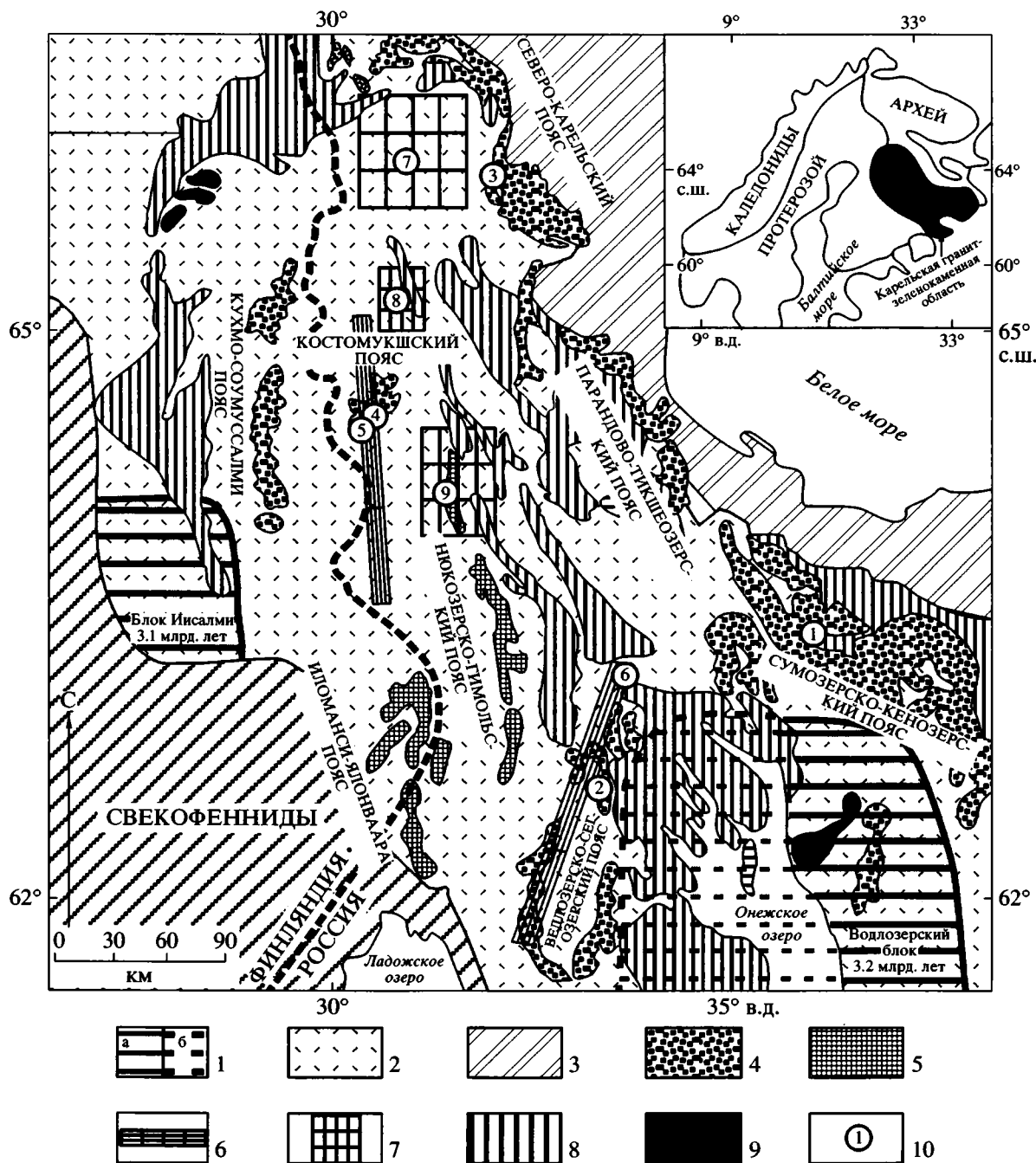


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карельской гранит-зеленокаменной области (по данным (Вулканизм архейских..., 1981) с дополнениями).

1 – блоки древней “дозеленокаменной” коры: наблюдаемые (а) и предполагаемые (б); 2 – нерасчлененные син- и пост-зеленокаменные гранитоиды; 3 – беломорский комплекс гнейсов и амфиболитов; 4 – ТТГ-зеленокаменные пояса с возрастом супракrustальных толщ и обрамляющих гранитоидов 2.78–2.94 млрд. лет; 5 – вулканогенно-осадочные породы с возрастом 2.73–2.74 млрд. лет; 6–7 – области распространения постзеленокаменных интрузий: 6 – сопряженных с зеленокаменными поясами, 7 – фрагменты композит-батолита; 8 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 9 – палеопротерозойские основные-ультраосновные массивы; 10 – участки отбора образцов, внесенных в базу данных (номера участков приведены в тексте).

можно, южной Карелии на протяжении как минимум 400 км и могут рассматриваться как сложно построенный батолитовый пояс. В центральной и южной частях этого батолитового пояса выделя-

ются узкие грабенообразные структуры Нюкозерско-Гимольского пояса, накопление вулканогенно-осадочных толщ которого происходило 2730 ± 5 млн. лет назад (Самсонов и др., 2001) и

было сопряжено во времени с внедрением интрузий санукитоидов.

В базу геохимических данных по Карельской ГЗО были внесены 134 анализа вулканических и плутонических пород зеленокаменного комплекса, имеющих возраст от 2916 до 2780 млн. лет, и 80 образцов магматических пород постзеленокаменного комплекса, становление которых происходило 2740–2690 млн. лет назад. Места отбора образцов, включенных в базу геохимических данных, показаны на карте (рис. 1).

Зеленокаменный комплекс представлен вулканиками и синтектоническими гранитоидами, развитыми в отдельных структурах четырех ТТГ-зеленокаменных поясов. Для Сумозерско-Кенозерского пояса в базу данных внесены данные по вулканитам Каменноозерской структуры (участок 1): по базальтам и коматиитам ранней толеитовой ассоциации (Sm-Nd изохронный возраст 2916 ± 117 млн. лет; Puchtel et al., 1999) и по базальтам, андезитам, дацитам и риолитам поздней известково-щелочной ассоциации (U-Pb возраст по цирконам 2875 ± 2 и 2876 ± 5 млн. лет; Puchtel et al., 1999). Для Ведлозерско-Сегозерского пояса привлечены данные по вулканитам Койкарской структуры (участок 2): по андезитам, дацитам и риолитам поздней известково-щелочной ассоциации (U-Pb возраст по цирконам дацитов 2859 ± 15 , а риолитов – 2876 ± 5 млн. лет; Samsonov et al., 1997), а также по базальтам и коматиитам ранней толеитовой ассоциации этой структуры, которые напрямую не датированы, но по аналогии с Каменноозерской структурой могли формироваться около 2900 млн. лет назад. Для Северо-Карельского пояса суммированы геохимические данные по вулканогенным породам и ТТГ-гранитоидам Хизоваарской структуры (участок 3): по толеитовым и Fe-Ti базальтам, бонинитам и толеитовым андезитам ранней толеитовой ассоциации (возраст метаморфизма 2780 ± 5 млн. лет, возраст магматизма не менее 2820 млн. лет (Бибикова и др., 2003)), по вулканитам поздней известково-щелочной ассоциации (2780–2796 млн. лет) и синтектоническим ТТГ-гранитоидам (2800–2820 млн. лет) (Бибикова и др., 2003). Для Костомукшского пояса (участок 4) собраны геохимические характеристики супракрустальных пород и ТТГ-гранитоидов Костомукшской структуры: толеитовых базальтов, андезитов и коматиитов ранней толеитовой ассоциации (Sm-Nd изохронный возраст 2843 ± 39 млн. лет; Puchtel et al., 1998) и вулканитов (2790–2792 млн. лет) и синтектонических ТТГ-гранитоидов (2786–2790 млн. лет) поздней известково-щелочной ассоциации (Самсонов и др., 2001; Бибикова и др., 2005).

Постзеленокаменный комплекс представлен вулканогенными породами, габброидами, санукитоидами, лампрофирами, сиенитами и гранитами.

Геохимическая характеристика этого комплекса базируется на данных по детально изученным участкам, расположенным в разных по строению, составу и возрасту структурно-тектонических зонах Карельской ГЗО. Для Западно-Карельской зоны это дифференцированные диорит-гранодиоритовые (санукитоидные) массивы (U-Pb возраст по цирконам 2715 ± 10 млн. лет; Самсонов и др., 2004), дайки лампрофиров и гранитные интрузии Костомукшского района (участок 5). Для Восточно-Карельской зоны использованы данные по дифференцированным диорит-гранодиорит-гранитным (санукитоидным) массивам (U-Pb возраст по цирконам около 2740 млн. лет; Левченков и др., 1989; Чекулаев и др., 1994) и лампрофирам Бергаульского района (участок 6). Для Центрально-Карельского батолитового пояса привлечены данные по вулканитам, санукитоидам, лампрофирам, сиенитам, габброидам и гранитам по трем участкам, включая его северную часть (участок 7, U-Pb возраст цирконов из санукитоидов 2724 ± 8 млн. лет; Бибикова, Слабунов, 1997) и центральную часть (участок 8, U-Pb возраст цирконов из поздней дайки лампрофира 2696 ± 10 млн. лет, и участок 9, U-Pb возрасты цирконов из риолита 2730 ± 15 млн. лет; Самсонов и др., 2001) и из санукитоидов (2706 ± 5 млн. лет; Бибикова и др., 2005). Направленность изменения геохимических характеристик магматических пород Карельской ГЗО во времени иллюстрируют диаграммы парной корреляции возраст–элемент (рис. 2).

Вулканиты толеитовой ассоциации, представленные коматиитами, бонинитами, толеитовыми базальтами и андезитами, демонстрируют закономерные изменения содержаний большинства элементов по мере уменьшения возраста пород от 2916 до 2820 млн. лет: рост концентраций SiO_2 , Al_2O_3 , Ba, Th, U, Pb, Nb, La, Yb, Y, Sr, снижение концентраций MgO, Cr, Ni, Co, а также уменьшение магнезиальности пород. Для петрогенных и редких щелочных элементов, таких как Fe_2O_3 , MnO, V, Zn, Cu, Sc, равно как и для величин Th/U и La/Yb отношений закономерных вариаций во времени не установлено. Выявленные тренды изменения геохимических особенностей толеитовых вулканитов могут быть связаны как минимум с двумя петрогенетическими процессами.

Наиболее просто это можно было объяснить увеличением вклада кислой компоненты в мантийные расплавы либо за счет увеличения степени их контаминации кислой корой, площадь которой со временем увеличивалась при формировании ТТГ-зеленокаменных поясов, либо за счет последовательного обогащения литосферной мантии Карельской ГЗО литофильными элементами при разновозрастных субдукционных эпизодах эволюции ТТГ-зеленокаменных комплексов (Минц, 1998; Бибикова и др., 2003; Samsonov et al.,

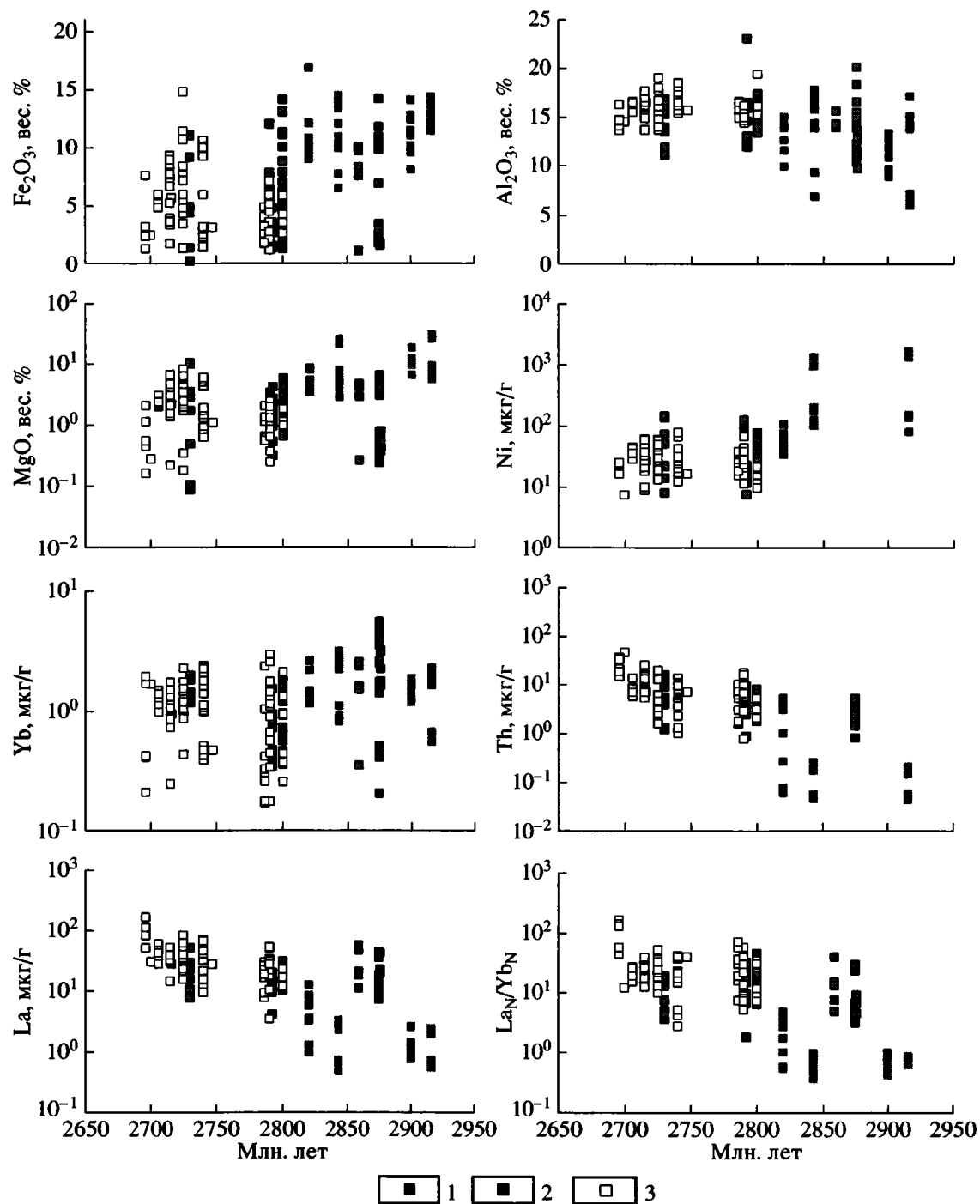


Рис. 2. Изменения во времени концентраций петрогенных окислов и редких элементов в вулканитах толеитовой (1) и известково-щелочной (2) ассоциаций и в гранитоидах (3) Карельской ГЗО.

2005). По изотопно-геохимическим данным кислым контаминантом могли служить как мезоархейские породы древних (>3.0 млрд. лет) ТТГ-гранитоидных блоков коры, так и ювенильный кислый материал, отделившимся от деплетированного мантийного источника в неоархейское время. На это указывают широкие вариации изотопного состава неоди-

ма в вулканитах толеитовой ассоциации: $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ варьируют от +2.3 до +3.1 в коматиитах и толеитовых базальтах Каменноозерской и Костомукшской структур (Puchtel et al., 1998, 1999), от -1.7 до +2.2 в коматиитах и толеитовых базальтах Койкарской структуры (Samsonov et al., 1997; Светов, Хухма, 1999) и от +1.10 до +2.48 в бонини-

тах и низко-Ti толеитовых базальтах Хизоваарской структуры (Shchipansky et al., 2004). Однако влияние только контаминации кислым материалом не может объяснить заметного снижения во времени концентраций совместимых (MgO, Cr, Ni и Co) элементов. Такое снижение, а также отчасти и рост концентраций несовместимых элементов, могли быть связаны как с уменьшением степени плавления мантийного источника толеитовых магм за счет последовательного охлаждения мантии при диссипации тепла в срединно-океанических хребтах и погружения относительно холодных океанических плит, так и с увеличением степени метасоматической переработки мантийного источника при субдукционных процессах. Таким образом, изменения геохимических характеристик толеитовых вулканитов зеленокаменных поясов в ходе эволюции Карельской ГЗО, возможно, контролировались как уменьшением степеней плавления и усилением метасоматической переработки их мантийных источников, так и увеличением вклада в эти расплавы кислой коровой компоненты.

Вулканиты известково-щелочной ассоциации зеленокаменных поясов Карельской ГЗО, представленные базальтами, андезитами, дацитами и риолитами, по сравнению с подстилающими их вулканитами толеитовой ассоциации резко обеднены MgO, Cr, Ni и Co и обогащены крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. С уменьшением возраста рассматриваемых вулканитов от 2887 до 2780 млн. лет в них устанавливаются направленные изменения содержания лишь небольшого числа элементов: фиксируется рост концентраций петрогенных и редких щелочных элементов, Th, U, Pb и Sr, величин La/Yb и Sr/Y отношений с одной стороны, и уменьшение содержаний Yb и Y – с другой. Вместе с тем, в более древних представителях известково-щелочной ассоциации, которые развиты в Каменноозерской и Койкарской структурах и имеют возраст 2887–2850 млн. лет, наблюдаются широкие вариации и бимодальность концентраций большинства элементов, тогда как при переходе к более молодым (2800–2780 млн. лет) членам этой ассоциации, развитым в Костомуской и Хизоваарской структурах, величины этих вариаций заметно уменьшаются (рис. 2).

Широкие незакономерные вариации содержания большинства элементов в рассматриваемых вулканитах отражают как гетерогенность источников их расплавов, которыми по изотопно-геохимическим данным служили базиты и коровые породы (ϵNd от +4.5 до –6.5; Puchtel et al., 1998, 1999; Самсонов и др., 2001; Samsonov et al., 2005; Бибикина и др., 1999, 2005), так и разная степень их дифференциации. Вместе с тем, наблюдаемые в известково-щелочных вулканитах тренды роста содержаний Th, U, Pb во времени могут отражать

увеличение вклада осадочной компоненты, связанного с возрастанием объема континентальной коры, а повышение концентраций Sr, Yb, Y и отношений La/Yb и Sr/Y могли быть связаны с увеличением глубины плавления базитов субдуктируемых плит или увеличением степени субдукционной переработки литосферной мантии флюидами и адакитовыми расплавами.

Гранитоиды ТТГ-ряда, имеющие возраст от 2826 до 2786 млн. лет, по всем геохимическим характеристикам отвечают близким по возрасту известково-щелочным вулканитам смежных зеленокаменных поясов (рис. 2), что является дополнительным свидетельством в пользу комагматичности этих разнофациальных магматических пород.

Позднетектонические гранитоиды и вулканиты, формировавшиеся 2.74–2.69 млрд. лет назад, отличаются от магматизма предшествующего этапа более широкими вариациями составов (рис. 2), что в первую очередь связано с вовлечением в процессы плавления большего количества гетерогенных и контрастных по составу источников расплавов. Разноглубинные уровни уже сформированной к этому времени континентальной коры с преобладанием в ее составе ТТГ гранитоидов служили источниками различных по геохимическим характеристикам гранитных расплавов (Чекулаев и др., 1997; Самсонов и др., 2001), а плавление сильно метасоматизированной в ходе предшествовавших субдукционных процессов литосферной мантии давало начало магматическим породам санукитоидной серии (Самсонов и др., 2004; Kovalenko et al., 2005). Именно последние и определяют геохимическую специфику магматизма заключительных стадий эволюции Карельской ГЗО с обогащением как коровыми, так и мантийными элементами: рост концентраций MgO, Al_2O_3 , Ba, Cr, Ni, Co, V, Mo, W, Zn, Cu, Th, U, Pb, La, Sc, Sr, а также суммы щелочей и магнезиальности пород (рис. 2).

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПАЛЕО-МЕЗОАРХЕЙСКИХ ГЗО (КРАТОНЫ ПИЛБАРА И КААПВААЛЬ)

ГЗО кратонов Пилбары и Каапваала по времени и геологической истории формирования сходны между собой (de Wit, 1998), а геохимические характеристики магматических пород этих двух областей, формировавшиеся на протяжении палео- и мезоархея, взаимно дополняют друг друга.

Кратон Пилбара – это крупный архейский блок, расположенный на северо-западе Австралии. С юга и юго-востока его архейские комплексы перекрыты неоархейскими (2.77–2.49 млрд.

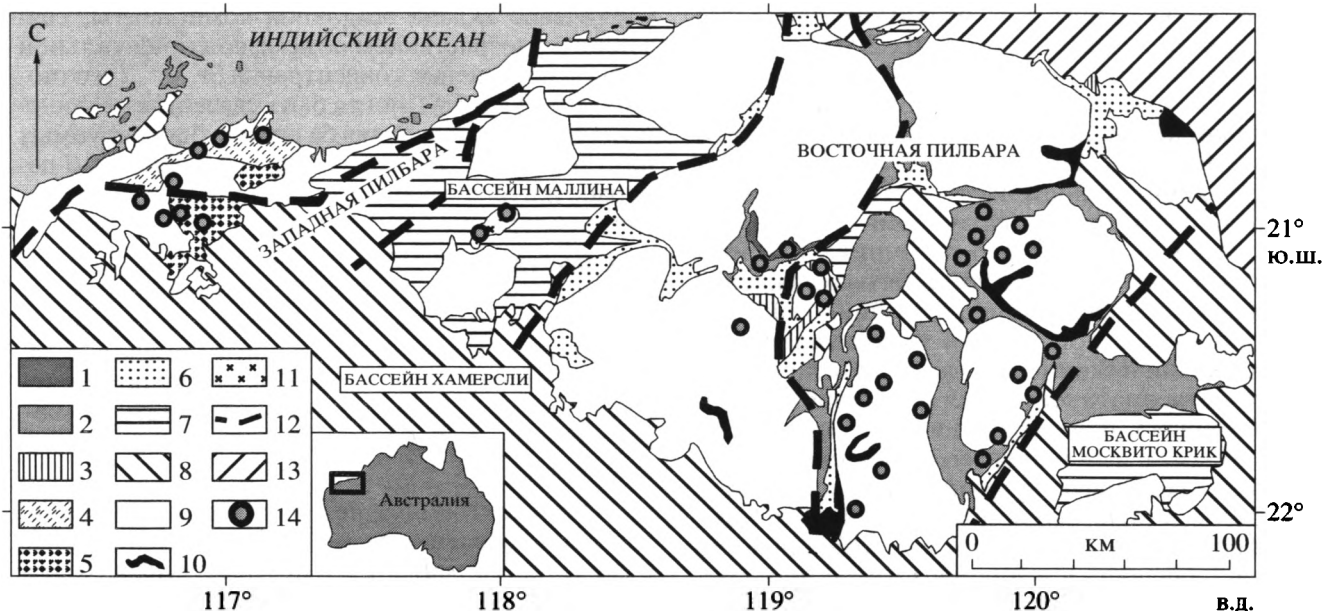


Рис. 3. Упрощенная геологическая карта гранит-зеленокаменной области Пилбара, по данным (Kloppenburg et al, 2001; Van Kranendonk et al, 2002; Smithies, Champion, 2000).

1–6 – вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных поясов (серии): 1 – Кунтерунах (3.49–3.52 млрд. лет), 2 – Варравуна (3.31–3.49 млрд. лет), 3 – Сульфур-Спринг (3.24–3.28 млрд. лет), 4 – Реборнз (3.25–3.28 млрд. лет), 5 – Вундо (3.12–3.13 млрд. лет), 6 – Джордж-Крик (3.05–3.24 млрд. лет); 7–8 – рифтогенные преимущественно терригенно-осадочные бассейны: 7 – серия Де-Грей (2.94–3.02 млрд. лет), 8 – серия Маунт Брюс (2.49–2.77 млрд. лет); 9–11 гранитоиды (2.85–3.48 млрд. лет): 9 – нерасчлененные гранитоиды преимущественно ТТГ-ряда, 10 – граниты и гранодиориты, 11 – высоко-магнезиальные гранитоиды (санукитоиды); 12 – главные тектонические зоны; 13 – фанерозойский чехол; 14 – участки отбора образцов, внесенных в базу данных.

лет) отложениями бассейна Хамерсли (Arndt et al., 1991), а с северо-востока – фанерозойскими осадочными породами (Barley, 1997). В структуре кратона выделяются две разновозрастные ГЗО: Восточная Пилбара (3.52–3.20 млрд. лет) и Западная Пилбара (3.28–2.94 млрд. лет) (рис. 3). Эти две области разделены крупным рифтогенным бассейном Маллина, который формировался 3016–2940 млн. лет назад и заполнен терригенными осадками турбидитового типа с небольшим количеством основных и кислых вулканитов (Van Kranendonk et al., 2002).

Геологическое строение Восточной Пилбары определяется сочетанием крупных гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов, объединяющих систему сопряженных синклинальных или моноклинальных вулканогенно-осадочных структур (рис. 3), формировавшихся на протяжении почти всего палеоархея 3.52–3.20 млрд. лет назад. Развитые здесь более древние (3.54–3.72 млрд. лет) дозеленокаменные породы представлены резко подчиненными по объему (около 1%) гранитоидами, развитыми в гранито-гнейсовом куполе Варраваджин на северо-востоке области, и габбро-анортозитами, присутствующими в батолите Шоу (Van Kranendonk et al., 2002).

Согласно последней региональной стратиграфической схеме, вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных поясов Восточной Пилбары расчленяются на пять серий общей мощностью до 30 км (Barley, 1997; Van Kranendonk et al., 2002). Наиболее древняя серия Кунтерунах (3515–3498 млн. лет), достоверно выделенная только в центральной части Восточной Пилбары, состоит из толеитовых базальтов с резко подчиненным количеством вулканитов среднего и кислого состава. Вышележащая серия Варравуна (3490–3308 млн. лет) является главной и преобладающей по объему компонентой зеленокаменных поясов. Она объединяет мощные (до 18 км) толщи толеитовых и коматиитовых базальтов и известково-щелочных вулканитов, варьирующих по составу от андезитов до ультракислых риолитов, которым подчинены осадочные породы – строматолитовые карбонатные и сульфатные метаосадки, железистые кварциты, песчаники и сланцы. Серия Сульфур-Спринг (3280–3235 млн. лет), широко представленная на западе Восточной Пилбары, включает коматииты и магнезальные базальты и вышележащую мощную толщу известково-щелочных вулканитов базальт-андезит-дацит-риолитового состава, с которой ассоциируют массивные сульфидные залежи. Две последующие серии (Джордж Крик и Де Грей), которые

накапливались соответственно 3235–3050 и 3050–2940 млн. лет назад и завершают супракрустальные разрезы зеленокаменных поясов Восточной Пилбары. В сложении этих серий преобладают терригенные метаосадки и железистые кварциты при резко подчиненной роли метавулканитов основного состава, представленных в верхней части разреза серии Джордж Крик (Van Kranendonk et al., 2002). Гранитоиды Восточной Пилбары, внедрившиеся 3.48–2.85 млрд. лет назад, обычно образуют обширные гранито-гнейсовые купола, основной объем которых сложен палеоархейскими (3.5–3.3 млрд. лет) ТТГ-гранитоидами, и только на крайнем юго-западе региона, в батолите Юйул, главным компонентом магматических комплексов являются гранодиориты и граниты, имеющие возраст около 2.93 млрд. лет (Van Kranendonk et al., 2002).

В зеленокаменных поясах Западной Пилбары выделяются три вулканогенно-осадочные серии, с каждой из которых пространственно и во времени сопряжены гранитоидные комплексы (Van Kranendonk et al., 2002). Самая ранняя серия Реборнэ (3280–3250 млн. лет) сложена коматиитами и базальтами с подчиненными кремнистыми осадками. Вышележащая серия Вундо (3125–3115 млн. лет) в нижней части представлена толеитовыми базальтами, а в верхней – кислыми вулканитами, туфами и туфогенно-осадочными породами. Поздняя серия Джордж Крик это терригенные осадки, углеродистые и железистые сланцы, возрастные рамки которых оцениваются как 3018 ± 3 и 3014 ± 6 млн. лет на основании U-Pb датировок соответственно кластогенных цирконов из метаосадков и магматогенных цирконов из секущих диорит-порфиров. Гранитоиды в Западной Пилбаре образуют три возрастные группы. Наиболее ранняя (3260–3270 млн. лет) группа представлена ТТГ-гранитоидами, а в двух более поздних группах (3160–3060 и 3015–2940 млн. лет) преобладают субщелочные и щелочные граниты (Van Kranendonk et al., 2002). Возрастные аналоги наиболее молодой группы гранитоидов Западной Пилбары, прорывающие толщи бассейна Маллина, представлены пестрым набором интрузивных пород, среди которых важное место занимают высокомагнезиальные гранитоиды санукитоидной серии с возрастом около 2950 млн. лет (Smithies, Champion, 2000).

В базу геохимических данных были внесены результаты анализов 179 образцов вулканических и плутонических пород разных районов ГЗО Пилбары. Восточную Пилбару представляют образцы вулканитов толеитовой ассоциации серий Кунтерунах (3515 млн. лет; Green et al., 2000) и Варравуна (3490–3475 млн. лет; Kato, Nakamura, 2003; Green et al., 2000), и известково-щелочной ассоциации серий Варравуна (3490–3320 млн. лет; Jahn et al., 1981; Bickle et al., 1983; Barley et al., 1998)

и Сульфур-Спринг (~3250 млн. лет; Veamcombe, Kerrich, 1999). Из Западной Пилбары в базу данных введены результаты анализов вулканитов толеитовой ассоциации серии Реборнэ (3280 млн. лет; Ohta et al., 1996). Интрузивные комплексы региона характеризуют образцы гранитоидов Восточной и Западной Пилбары, имеющие возраст 3493–2930 млн. лет (Jahn et al., 1981; Bickle et al., 1983; Barley, Pickard, 1999; Green et al., 2000; Smith et al., 1998; Smith, 2003) и санукитоиды, прорывающие супракрустальные толщи бассейна Маллина (Smithies, Champion, 2000).

Каапваальский кратон представляет собой крупный блок архейской коры в Южной Африке. С востока он ограничен мезозойскими осадками моноклинали Лебомбо, с юга и запада – протерозойским поясом Намаква-Натал, а северная его граница проводится по осевой зоне мобильного пояса Лимпопо, развивавшегося в течение архея и палеопротерозоя (Brandl, de Wit, 1997). В структуре кратона выделяется несколько разновозрастных и разных по составу доменов (Poujol et al., 2003), из которых наиболее древним и детально изученным является Восточный домен (рис. 4А). Основной объем его коры был сформирован 3.5–3.1 млрд. лет назад в ходе накопления вулканогенно-осадочных толщ зеленокаменных поясов и внедрения разнообразных по составу гранитоидов. Более древние (3.7–3.6 млрд. лет) дозеленокаменные породы выявлены в центральной части Восточного домена и объединены в комплекс гнейсов Свазилэнд (Hunter et al., 1978; Kroner, Tegtmeier, 1994; Poujol et al., 2003).

Наиболее подробно исследованной частью Восточного домена является расположенный в его центре обширный зеленокаменный пояс Барбертон, в сложении которого участвуют три последовательные серии вулканогенно-осадочных пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (Brandl, de Wit, 1997) (рис. 4Б). Серия Онвервайт является наиболее ранней (3.49–3.40 млрд. лет) и представлена вулканитами основного и ультраосновного состава с резко подчиненным количеством метаосадочных пород и кислых вулканитов. После значительного временного перерыва формировалась серия Фиг-Три (3.26–3.22 млрд. лет), в которой наряду с преобладающими осадками (граувваки, песчаники, сланцы и железистые кварциты) представлены вулканиты известково-щелочной ассоциации дацитового и риолитового состава (Kohler, Anhaeusser, 2002). В серии Мудис (3.22–3.10 млрд. лет) господствуют терригенные породы (конгломераты, кварциты, сланцы) и железистые кварциты, которым подчинены различные вулканиты. Перечисленные серии прорваны крупными массивами различных по составу гранитоидов, внедрившихся 3.44–3.11 млрд. лет назад. Ранние синтетектонические плутоны (3.44–

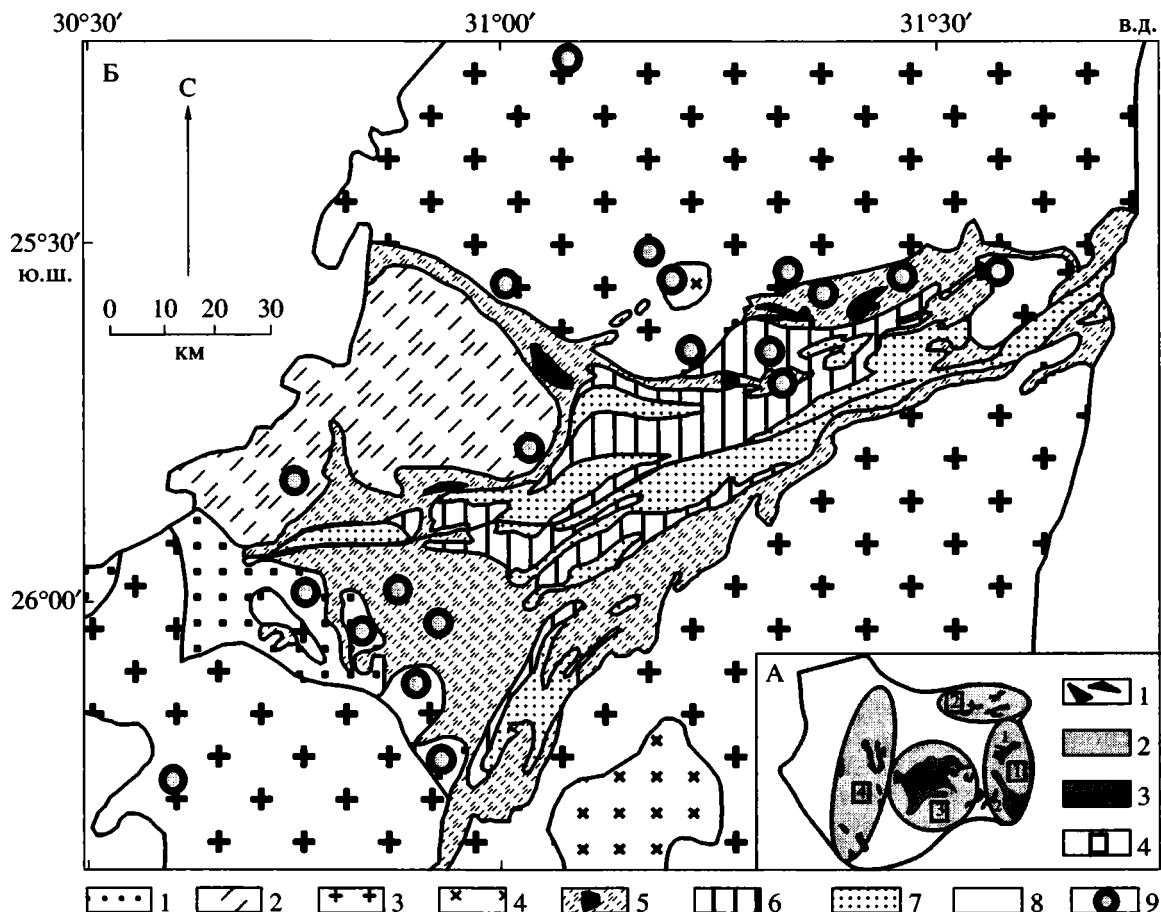


Рис. 4. Главные домены в составе Каапваальского кратона, Южная Африка (А), по данным (Poujol et al., 2003).

1–2 – зеленокаменные пояса: 1 – Барбертон, 2 – Нондвени; 2 – гранито-гнейсовые ареалы; 3 – осадочные бассейны: W – Витватерсанд, Р – Понгола; 4 – главные домены Каапваальского кратона: 1 – Восточный домен (3.60–3.10 млрд. лет), 2 – Северный домен (3.25–3.00 млрд. лет), 3 – Центральный домен (3.25–2.70 млрд. лет), 4 – Западный домен (3.00–2.70 млрд. лет)

Упрощенная геологическая карта зеленокаменного пояса Барбертон и его гранито-гнейсового обрамления (Б) по данным (Poujol et al., 2003).

1–4 – гранитоиды: 1 – ранние трондьемитовые плутоны (3.4–3.5 млрд. лет), 2 – поздние тоналит-трондьемитовые плутоны (3.2 млрд. лет), 3 – гранодиорит-адамеллитовые батолиты и плутоны (3.2–3.1 млрд. лет), 4 – гранодиорит-гранитные плутоны (2.7 млрд. лет); 5–7 – породы зеленокаменного пояса: 5 – серия Онвервахт (3.26–3.50 млрд. лет) с отдельными ультрабазитовыми интрузиями, 6 – серия Фиг-Три (3.22–3.26 млрд. лет), 7 – серия Мудис (3.10–3.22 млрд. лет); 8 – породы платформенного чехла; 9 – участки отбора образцов, внесенных в базу данных.

3.22 млрд. лет) представлены ТТГ-гранитоидами, а среди поздние- и посттектонических массивов преобладают гранодиориты и граниты с возрастом 3.20–3.11 млрд. лет (Poujol et al., 2003; Kleinhanns et al., 2003). Возрастные и вещественные аналоги серии Онвервахт выделяются в южной части Восточного домена в зеленокаменном поясе Нондвени (рис. 4А), где расчленяются также на три серии (Riganti, Wilson, 1995). В самой древней серии Магонголози доминируют метавулканы ультраосновного, основного и среднего составов, возраст которых 3406 ± 3 млн. лет. Вулканы, туфы и туффиты кислого состава и ассоциирующие с ними массивные сульфидные залежи объединяются в вышележащую серию

Тогтекри. Завершает разрез пояса Нондвени серия Виткоп, сложенная основными и кислыми вулканитами, которые в верхней части разреза содержат горизонты конгломератов, строматолитовых доломитов, кремней и эвапоритов (Riganti, Wilson, 1995).

В базу данных включены результаты химических анализов 95 образцов вулканических пород зеленокаменных поясов Нондвени и Барбертон, а также гранитоидов в обрамлении последнего (участки 3.1 и 3.2 на рис. 4А и точки на рис. 4Б). В выборку входят: 1) толеитовые базальты и коматиты толеитовой ассоциации пояса Барбертон (серия Онвервахт, формация Комати, 3490 млн. лет; Parman et al., 1997, 2003) и пояса Нондвени

(формация Магонголози, 3406 млн. лет; Riganti, Wilson, 1995); 2) кислые вулканиты известково-щелочной ассоциации пояса Барбертон, развитые в составе серий Онвервайт (формация Тиспруит, 3453 млн. лет) и Фиг-Три (формации Бьен Венью и Шунгезич, 3256–3259 млн. лет; Kohler, Anhaeusser, 2002); 3) различные по составу гранитоиды обрамления пояса Барбертон, внедрившиеся от 3437 до 3105 млн. лет назад (Kleinhamns et al., 2003).

На рис. 5 видно, что тренды изменения во времени геохимических характеристик вулканитов толеитовой и известково-щелочной ассоциаций и гранитоидов ГЗО кратона Каапваль по существу совпадают с трендами изменения характеристик одноименных ассоциаций кратона Пилбара, что подчеркивает сходство геологической эволюции этих двух близких по возрасту структур (de Wit, 1998).

Вулканиты толеитовой ассоциации кратона Пилбара охватывают временной интервал 3515–3280 млн. лет. Древние коматииты и базальты Восточной Пилбары, входящие в состав серий Кунтерунах (3515 млн. лет) и Варравуна (3475 млн. лет), имеют близкие геохимические характеристики и широкие вариации концентраций петрогенных и редких элементов с заметным обогащением легкими РЗЭ ($La_N/Yb_N \geq 1$). Более молодые (3280 млн. лет) толеитовые базальты Западной Пилбары отличаются узкими вариациями составов, пониженными концентрациями Th, Nb и легких редкоземельных элементов и не фракционированными спектрами РЗЭ (La_N/Yb_N около 1) при близких концентрациях других петрогенных и редких элементов (рис. 5). Геохимические различия этих разновозрастных толеитовых вулканитов в первую очередь, вероятно, обусловлены разной степенью их контаминации кислым коровым материалом. Действительно, для обогащенных литофильными элементами толеитовых вулканитов Восточной Пилбары вклад древней (3.58–3.72 млрд. лет) коровой компоненты, фиксируемой наличием реликтовых цирконов в терригенных метаосадках зеленокаменных поясов и гнейсах гранито-гнейсовых батолитов этой ГЗО, подтверждается Sm–Nd изотопно-геохимическими данными (Green et al., 2000 и ссылки в этой работе). Напротив, в примитивных и обедненных толеитовых вулканитах Западной Пилбары такого вклада не фиксируется (Ohta et al., 1996).

Коматииты и коматиитовые базальты серии Комати (3490 млн. лет) пояса Барбертона, по сравнению с близкими по возрасту коматиитовыми базальтами серии Варравуна Восточной Пилбары, имеют более высокие концентрации MgO, Cr, Ni и более низкие содержания большинства литофильных элементов (La, Nb, Th и других),

что, вероятно, отражает разные степени и/или глубины плавления близкого по геохимическим параметрам мантийных источников. При этом, в отличие от Восточной Пилбары, относительное обогащение легкими лантаноидами ($La_N/Yb_N \geq 1$) коматиитов Барбертона объясняется не контаминацией коровым материалом, а субдукционным вкладом легких РЗЭ в деплетированный мантийный источник этих расплавов по аналогии с фанерозойскими бонинитами (Parman et al., 2003). Переход от магnezальных вулканитов Барбертона к более молодым (3406 млн. лет) коматиитовым и толеитовым базальтам пояса Нондвени сопровождается снижением концентраций MgO, Cr и Ni, ростом концентраций большинства литофильных элементов и увеличением степени обогащения легкими РЗЭ (рис. 5), что связывается с контаминацией ювенильной магмы кислым коровым материалом (Riganti, Wilson, 1995).

Таким образом, установленные различия в направленности изменения во времени концентраций литофильных элементов в палеоархейских толеитовых вулканитах рассмотренных ГЗО были, вероятно, связаны с контаминацией мантийных расплавов коровым материалом. В кратоне Пилбара такую контаминацию претерпели древние толеитовые вулканиты восточной его части (серии Кунтерунах и Варравуна), в то время как в Западной Пилбаре более молодые толеитовые базальты серии Реборнэ не несут геохимических свидетельств вклада кислого корового материала. Напротив, для Восточного домена кратона Каапвааль роль контаминации толеитовых расплавов коровым материалом возрастает при переходе от древних вулканитов формации Комати пояса Барбертон к более молодым вулканитам формации Магонголози пояса Нондвени. Наряду с вероятным влиянием фактора коровой контаминации на геохимию толеитовых магм, общая тенденция снижения во времени в этих породах содержаний таких “мантийных” элементов, как MgO, Cr, Ni и Co могла быть также связана и с уменьшением степеней плавления вследствие последовательного охлаждения мантии под этими областями.

Вулканиты известково-щелочной ассоциации зеленокаменных поясов Восточной Пилбары, представленные образцами из разных горизонтов серий Варравуна (3490–3320 млн. лет) и Сульфур-Спринг (3250 млн. лет), имеют общую направленность изменения геохимических характеристик во времени: последовательное увеличение концентраций Y, Yb, Th, Nb, U, Ba, SiO₂, уменьшение концентраций Al₂O₃, Cr, V, Sr, Ti и величин отношений La/Yb и Sr/Y при близких уровнях содержания La, Ni, Mg, Fe и ряда других элементов. Менее представительная выборка геохимических данных имеется для известково-щелочных вулканитов Каапваальской ГЗО. Входящие в эту выборку

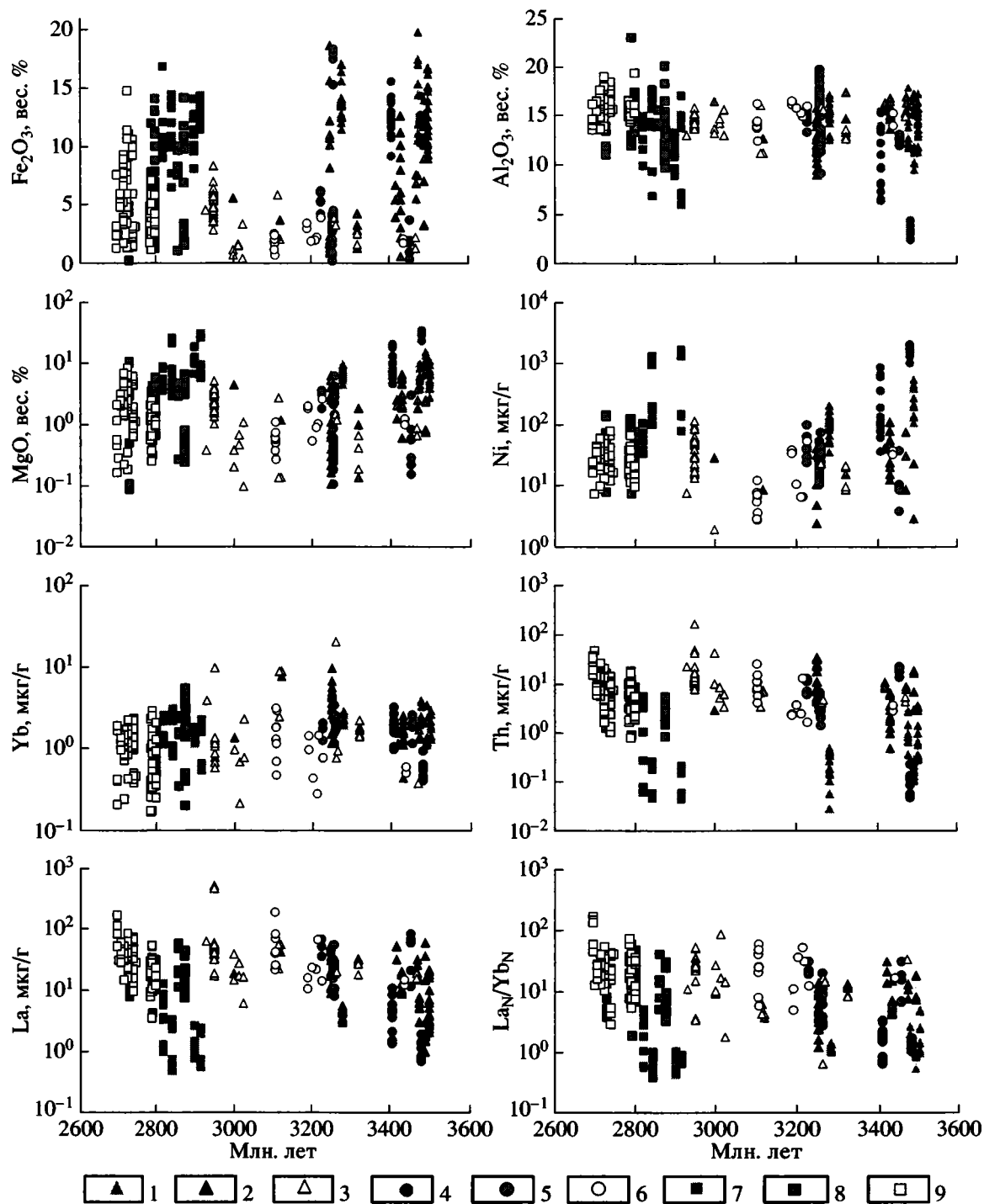


Рис. 5. Изменения во времени концентраций петрогенных окислов и редких элементов в магматических породах ГЗО Пилбары, Каапваала и Карелии.

1–3 – ГЗО Пилбара: 1 – вулканиты толеитовой ассоциации, 2 – вулканиты известково-щелочной ассоциации, 3 – гранитоиды; 4–6 – ГЗО Каапвааль: 4 – вулканиты толеитовой ассоциации, 5 – вулканиты известково-щелочной ассоциации, 6 – гранитоиды; 7–9 – ГЗО Карелии: 7 – вулканиты толеитовой ассоциации, 8 – вулканиты известково-щелочной ассоциации, 9 – гранитоиды.

образцы из серий Онвервайт (3453 млн. лет) и Фиг-Три (3256–3259 млн. лет), по уровням концентраций большинства элементов и их изменениям

во времени аналогичны известково-щелочным вулканитам кратона Пилбара (рис. 5). Направленность вариаций геохимических характеристик

рассматриваемых вулканитов во времени хорошо объясняется двумя взаимосвязанными причинами: 1) снижением глубины образования кислых расплавов, приводившее к уменьшению доли граната и увеличению доли плагиоклаза в составе реститовой (кумулятивной) минеральной ассоциации на уровне магмогенерации и 2) увеличением роли кислой коровой компоненты в источнике расплавов. Согласно тектоническим реконструкциям (Vearncombe, Kerrich, 1999), наблюдаемые геохимические тренды могли быть обусловлены изменением температурных режимов мантии и, как следствие, геометрии и характера петрологических процессов в архейских зонах субдукции. Если это так, то ранние кислые вулканиты серии Варравуна могут рассматриваться как продукты плавления метабазальтов субдуктируемой океанической коры, в то время как более молодые кислые вулканиты серии Сульфур-Спринг следует интерпретировать как производные продуктов плавления надсубдукционного мантийного клина, претерпевшие дифференциацию на коровом уровне.

Гранитоиды ГЗО кратонов Каапвааль и Пилбара охватывают интервал времени от 3.47 до 2.95 млрд. лет и демонстрируют направленные изменения концентраций многих элементов при переходе от ранних синтетектонических ТТГ-гранитоидов к поздне- и посттектоническим известково-щелочным интрузивным породам. В большинстве гранитоидов, внедрившихся 3.47–3.00 млрд. лет назад, наблюдается общее снижение концентраций “мантийных” халько- и сидерофильных элементов (Fe_2O_3 , MgO , Cr , Ni , V , Sc , Cu) и магнезиальности при росте содержаний крупноионных литофильных, высокозарядных и легких редкоземельных “коровых” элементов (Ba , Sr , U , Pb , Nb , Th , La , и др.). Эти тенденции, очевидно, отражают последовательную дифференциацию вещества в ходе становления континентальной коры. Максимальное обогащение “коровыми” элементами с одновременным скачкообразным ростом концентраций “мантийных” элементов достигается в гранитоидах санукитоидной серии кратона Пилбара, имеющих возраст ~2.95 млрд. лет (Smithies, Champion, 2000). Это, вероятно, было обусловлено вовлечением в процессы магмогенерации обогащенной литосферной мантии, продукты плавления которой (санукитоиды) претерпевали дополнительное обогащение литофильными элементами при контаминации веществом коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимическая эволюция магматизма изученных ГЗО на протяжении палео-, мезо и неоархея имеет общие сходные тенденции. На ранних стадиях магматической эволюции разновозрастных

ГЗО при становлении толеитовых ассоциаций – продуктов плавления разных уровней астеносферной и литосферной мантии – происходило поступление на коровые уровни расплавов, обогащенных халькофильными и сидерофильными элементами Fe_2O_3 , MgO , Cr , Ni , Co , V , Cu , Zn . Следующий этап известково-щелочного магматизма в рассмотренных ГЗО, представленный вулканитами и синтетектоническими ТТГ-гранитоидами, связанный с частичным плавлением магматических пород толеитовой ассоциации либо в нижних частях резко утолщенной мафической коры типа океанических плато (Hoffman, Ranalli, 1988; de Wit, 1998; Zegers, van Keken, 2001), либо при субдукции океанической коры (Martin, 1999; Kusky, Polat, 1999; Samsonov et al., 2005), приводил к обогащению коры литофильными элементами, такими как Rb , Cs , Ba , Th , U , Pb , Nb , La , Sr , Be и др. Заключительные этапы формирования континентальной коры всех ГЗО, представленных преимущественно интрузивными породами гранитоидного состава, обеспечивали увеличение концентраций как “коровых”, так и “мантийных” элементов – MgO , Al_2O_3 , Ba , Cr , Ni , Co , V , Mo , W , Zn , Cu , Th , U , Pb , La , Sc , Sr . Это было связано с вовлечением в процессы магмогенерации более ранних кислых пород и литосферной мантии, метасоматизированной в ходе предшествовавших эпизодов субдукции. Рассмотренные геохимические особенности характеризуют полный цикл эволюции ГЗО, который приводил в итоге к образованию ювенильной архейской коры. При этом формирование ГЗО и соответствующие данному процессу геохимические циклы проявлялись на Земле в конце палеоархея, в мезоархее и неоархее.

На фоне этих общих особенностей геохимической эволюции выявлены также и специфические черты магматизма разновозрастных ГЗО. Во-первых, геохимический цикл эволюции значительно более растянут во времени для ГЗО, формировавшихся в палео- и мезоархее по сравнению с ГЗО мезо- и неоархейской эпох. Во-вторых, близкие по составу и геологической позиции магматические породы разновозрастных ГЗО имеют геохимические различия.

Вулканиты толеитовой ассоциации палеоархейских областей Каапваала и Пилбары по сравнению с их неоархейскими аналогами в Карельской ГЗО при близких концентрациях Mg , Cr , Ni устойчиво отличаются широкими вариациями и повышенными концентрациями умеренно и сильно несовместимых в мантийных условиях элементов, включая Fe , V , Cu , Zn , Ti , La , Yb , Nb , U , Th и другие крупноионные литофильные, высокозарядные и редкоземельные элементы (рис. 5). Такие различия геохимии разновозрастных толеитовых вулканитов можно было бы объяснить более значимым вкладом кислой компоненты в мантийные расплавы палеоархейских ГЗО по

сравнению с неоархейскими. Однако такое объяснение представляется парадоксальным и невероятным, так как на протяжении всего архея происходил рост кислой коры, и возможность ее вклада в мантийные расплавы в неоархее должна была быть выше, чем в палеоархее. Более вероятным объяснением изменения геохимии толеитовых вулканитов ГЗО во времени может служить общая геохимическая эволюция источника их расплавов – мантийного резервуара, разновременные эпизоды частичного плавления которого приводили к последовательной деплетации его несовместимыми элементами, которые собирались в верхних оболочках Земли – коре и литосферной мантии.

Известково-щелочные вулканиты и гранитоиды из палеоархейских ГЗО по сравнению с их неоархейскими аналогами имеют повышенные концентрации Y и Yb и менее фракционированные спектры РЗЭ с $La_N/Yb_N < 10$ (рис. 5). Снижение со временем этих геохимических параметров, контролируемых в магматических системах в первую очередь гранатом (Rollinson, 1993), и, соответственно, давлением на уровнях зарождения и/или дифференциации расплавов (Rapp et al., 1991; Rapp, Watson, 1995), предполагает увеличение глубин генерации известково-щелочных магм на протяжении архея. Это могло быть связано с изменением геометрии зон субдукции – увеличением углов погружения субдуцируемых океанических плит вследствие уменьшения их мощности и температуры по мере остывания Земли (Martin, 1999; Martin, Moyen, 2003). Следует отметить, что образование вулканитов известково-щелочной ассоциации и ТТГ-гранитоидов в обстановках конвергентных границ плит принимается большинством исследователей для позднего мезоархея и неоархея после 3.0 млрд. лет (de Wit, 1998; Kusky, Polat, 1999; Щипанский и др., 1999, 2001; Polat, Kerrich, 1999, 2001, 2002). В отличие от этого для палеоархейских ГЗО разрабатываются модели частичного плавления океанической коры сильно увеличенной мощности, представлявшей океанические плато, сформированные над крупными мантийными плюмами (Щипанский, Подладчиков, 1991; Самсонов, Богатилов, 1999; Zegers, van Keken, 2001) или возникшие при тектоническом сжатии полого погружавшихся океанических плит (Hoffman, Rinalli, 1988). Дополнительным свидетельством изменения тектонических механизмов формирования известково-щелочных вулканитов и ТТГ-гранитоидов на протяжении архея с началом тектоники конвергентных границ плит в позднем мезоархее является появление в это время (около 2.95 млрд. лет назад) магматических пород санукитоидной серии – продуктов плавления интенсивно метасоматизированной при субдукционных процессах литосферной мантии.

Настоящая работа была выполнена по инициативе М.А. Семихатова для разработки фундаментальной проблемы – выявления геохимических факторов эволюции ранней биосферы Земли. Обсуждение полученных данных и выводов с М.А. Семихатовым и конструктивные замечания В.А. Глебовича значительно улучшили окончательный вариант данной статьи.

Работа проводилась при финансовой поддержке Программы приоритетных исследований Президиума РАН № 25, Программы Отделения наук о Земле № 5 и гранта РФФИ № 04-05-64628.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Кирнозова и др. Геохронология архея Западной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. № 5. С. 3–20.
- Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А. и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И. U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита Северной Карелии // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154–1160.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999а. № 8. С. 842–857.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: Латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999б. Т. 7. № 2. С. 115–140.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия / Ред. Левский Л.К. и Левченко О.А. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Крылов И.Н. Лампрофиты западной Карелии // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 3. С. 357–359.
- Минц М.В. Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 2–22.
- Самсонов А.В., Богатилов О.А. Петрогенетические и тектонические условия формирования Среднеприднепровской гнейс-зеленокаменной области, Украинский щит // Проблемы геологии и петрологии / Ред. О.З. Дудаури. Тбилиси. ГИН АН Грузии. 1999. С. 26–46.
- Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры С-З Карелии, Балтийский щит. Результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение земной коры по профилю 4В (Кемь-Калевала) / Ред. Берзин Р.Г.,

- Сулейманов А.К., Заможная Н.Г. и др. Петрозаводск. Карельск. науч. центр РАН. 2001. С. 109–143.
- Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Ларионова Ю.О. и др. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
- Светов С.А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (центральная Карелия) // *Докл. РАН*. 1999. Т. 369. № 2. С. 261–263.
- Федонкин М.А. Сужение геохимического базиса жизни и эвкалиризации биосферы: причинная связь // *Палеонтол. журн.* 2003. № 6. С. 33–40.
- Федонкин М.А. Изменение доступности металлов в эвкалиризации биосферы в докембрии // *Современные проблемы геологии*. М.: Наука, 2004. С. 426–447.
- Чекулаев В.П. Архейские “санукитоиды” на Балтийском щите // *Докл. РАН*. 1999. Т. 368. № 5. С. 230–235.
- Чекулаев В.П., Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. Новые данные по определению возрастных рубежей формирования архейского комплекса Карелии // *Общие вопросы и принципы расчленения докембрия* / Ред. В.А. Глбовицкий и В.М. Шемякин. СПб.: Наука, 1994. С. 69–86.
- Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // *Геохимия*. 1997. № 8. С. 805–816.
- 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.
- Щипанский А.А., Подладчиков Ю.Ю. “Стадные батолиты” как индикаторы мощной раннеархейской коры океанического типа // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 320. № 5. С. 1212–1216.
- 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.
- Arndt N.T., Nelson D.R., Compston W. et al. The age of the Fortescue Group, Hamersley Basin, Western Australia, from ion microprobe zircon U-Pb results // *Australian J. Earth Sci.* 1991. V. 38. P. 261–281.
- Barley M.E. The Pilbara craton // *Greenstone belts*/Eds de Wit M.J., Ashwal L. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 657–664.
- Barley M.E., Loader S.E., McNaughton N.J. 3430 to 3417 calc-alkaline volcanism in the McPhee dome and Kelly belt, and growth of the eastern Pilbara craton // *Precamb. Res.* 1998. V. 88. P. 3–23.
- Barley M.E., Pickard A.L. An extensive, crustally-derived, 3325 to 3310 Ma silicic volcanoplutonic suite in the eastern Pilbara Craton: evidence from the Kelly Belt, McPhee Dome and Corunna Downs Batholith // *Precamb. Res.* 1999. V. 96. P. 41–62.
- Bickle M.J., Betteney L.F., Barley M.E. et al. A 3500 Ma plutonic and volcanic calc-alkaline province in the East Pilbara block // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. V. 84. P. 25–35.
- Brandl G., de Wit M.J. The Kaapvaal craton // *Greenstone belts* / Eds de Wit M.J., Ashwal L. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 581–607.
- de Wit M.J. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precamb. Res.* 1998. V. 91. P. 181–226.
- Gradstein F. M., Ogg J. G., Smith A. G. et al. A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V. 27. № 2. P. 83 – 100.
- Green M.G., Sylvester P.J., Buick R. Growth and recycling of early Archean continental crust: geochemical evidence from the Coonterunah and Warrawoona groups, Pilbara craton, Australia // *Tectonophysics*. 2000. V. 322. P. 69–88.
- Hoffman P.F., Rinalli G. Archean oceanic plate tectonics // *Geophys. Res. Lett.* 1988. V. 15. P. 1077–1080.
- Hunter D.R., Barker F., Millard H.T. The geochemical nature of the Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: a preliminary study // *Precamb. Res.* 1978. V. 7. P. 105–127.
- Jahn B.-M., Glikson A.Y., Peucat J.J. et al. REE geochemistry and isotopic data of Archean volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: implications for the early crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1981. V. 45. P. 1633–1652.
- Kato Y., Nakamura K. Origin and global tectonic significance of early Archean cherts from the Marble Bar greenstone belt, Pilbara craton, western Australia // *Precamb. Res.* 2003. V. 125. P. 191–243.
- Kleinmanns I.C., Kramers J.D., Kamber B.S. Importance of water for Archean granitoid petrology: a comparative study of TTG and potassic granitoids from Barberton Mountain Land, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 145. P. 377–389.
- Kloppenburger A., White S.H., Zegers T.E. Structural evolution of the Warrawoona Greenstone Belt and adjoining granitoid complexes, Pilbara Craton, Australia: implications for Archean tectonic processes // *Precamb. Res.* 2001. V. 112. P. 107–147.
- Kohler E.A., Anhaeusser C.R. Geology and geodynamic setting of Archean silicic metavolcanic rocks of the Bien Venue formation, Fig Tree group, northeast Barberton greenstone belt, South Africa // *Precamb. Res.* 2002. V. 116. P. 199–235.
- Kovalenko A., Clemens J.D., Savatenkov V. Petrogenetic constraints for the genesis of Archean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 147–160.
- Kroner A., Tegtmeier A. Gneiss-greenstone relationships in the Ancient Gneiss Complex of southwestern Swaziland, southern Africa, and implications for early crustal evolution // *Precamb. Res.* 1994. V. 67. P. 109–139.
- Kusky T.M., Polat A. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons // *Tectonophysics*. 1999. V. 305. P. 43–73.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Ivanikov V.V. et al. Late Archean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia // *Ore-bearing granites of Russia and*

- adjacent countries / Eds Kremenetsky A., Lehmann B., Seltmann R. 2000. M.: IMGRE. Russia. P. 193–211.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 411–429.
- Martin H., Moya J.-F. Secular changes in TTG composition: Comparison with modern adakites // *Geophys. Res. Abstracts*. 2003. V. 5. № 02673.
- Ohta H., Maruyama S., Takahashi E. et al. Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean mid-oceanic ridge basalts (AMORBs) of the Cleaverville area, Pilbara craton, western Australia // *Lithos*. 1996. V. 37. P. 199–221.
- Parman S.W., Dann J.C., Grove T.L. et al. Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati formation, Barberton greenstone belt, South Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 150. P. 303–323.
- Parman S.W., Shimizu N., Grove T.L. et al. Constraints on the pre-metamorphic trace element composition of Barberton komatiites from ion probe analyses of preserved clinopyroxene // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 144. P. 383–396.
- Polat A., Kerrich R. Formation of an Archean tectonic melange in the Schreiber-Helmo greenstone belt, Superior province, Canada: Implications for Archean subduction-accretion process // *Tectonics*. 1999. V. 18. P. 733–755.
- Polat A., Kerrich R. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 36–52.
- Polat A., Kerrich R. Nd-isotope systematics of ~2.7 Ga adakites, magnesian andesites, and arc basalts, Superior province: evidence for shallow crustal recycling at Archean subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 202. P. 345–360.
- Pollack H.N. Thermal characteristics of the Archaean // *Greenstone belts* / Eds de Wit M.J., Ashwal L. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 223–232.
- Poujol M., Robb L.J., Anhaeusser C.R. et al. A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa // *Precamb. Res.* 2003. V. 127. P. 181–213.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume – island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. № 21. P. 3579–3595.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57–74.
- Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbars: Implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrology*. 1995. V. 36. P. 891–931.
- Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // *Precamb. Res.* 1991. V. 51. P. 1–25.
- Riganti A., Wilson A.H. Geochemistry of the mafic/ultramafic volcanic associations of the Nondweni greenstone belt, South Africa, and constraints on their petrogenesis // *Lithos*. 1995. V. 34. P. 235–252.
- Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation // Longman Group UK Ltd, 1993. 352 p.
- Samsonov A.V., Bibikova E.V., Bogina M.M. et al. The relationship between adakitic and calc-alkaline volcanic rocks and TTGs in the Karelian greenstone belts // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 83–106.
- Samsonov A.V., Puchtel I.S., Shchipansky A.A. et al. Isotope-geochemical variations between felsic volcanic rocks from Karelian greenstone belts and some tectonic implications // Abstract of the 9 European Union of Geosciences Conference. France. 1997. P. 363.
- Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V. et al. 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the north Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia Archaean // *Precambrian ophiolites and related rocks* / Ed. Kusky T.M. Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 424–486.
- Shirey S.B., Hanson G.N. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // *Nature*. 1984. V. 310. P. 222–224.
- Smith J.B. The episodic development of intermediate to silicic volcano-plutonic suites in the Archaean west Pilbara, Australia // *Chemical Geology*. 2003. V. 194. P. 275–295.
- Smith J.B., Barley M.E., Groves D.J. et al. The Sholl Shear zone, west Pilbara: evidence for a domain boundary structure from integrated tectonostratigraphic analyses, SHRIMP U-Pb dating and geochemical data of granitoids // *Precamb. Res.* 1998. V. 88. P. 143–171.
- Smithies R.H., Champion D.C. The Archaean high-Mg diorite suite: Links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth // *J. Petrology*. 2000. V. 41. P. 1653–1671.
- Tatsumi Y. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. II. Melting experiments at high pressure // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. P. 305–317.
- Van Kranendonk M.J., Hickman A.H., Smithies R. et al. Geology and Tectonic Evolution of the Archaean North Pilbara Terrain, Pilbara Craton, Western Australia // *Economic Geology*. 2002. V. 97. P. 695–732.
- Vearncombe S., Kerrich R. Geochemistry and geodynamic setting of volcanic and plutonic rocks associated with early Archaean volcanogenic massive sulphide mineralization, Pilbara craton // *Precamb. Res.* 1999. V. 98. P. 243–270.
- Zegers T.E., van Keken P.E. Middle Archaean continent formation by crustal delamination // *Geology*. 2001. V. 29. P. 1083–1086.

Рецензенты

В.А. Глебовицкий, М.А. Семихатов

УДК 550.93:553.86 (470.22)

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЦИРКОНА (SHRIMP-II) ИЗ АРХЕЙСКИХ СТРАТОТЕКТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ В ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: РОЛЬ В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

© 2006 г. В. Н. Кожевников*, Н. Г. Бережная**, С. Л. Пресняков**, Е. Н. Лепехина**,
А. В. Антонов**, С. А. Сергеев**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

** ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 26.04.2005 г., получена после доработки 25.05.2005 г.

На ионном микрозонде SHRIMP-II были изучены единичные зерна циркона из вулканитов и осадков, входящих в состав разнотипных стратотектонических ассоциаций из разрезов трех архейских зеленокаменных поясов, расположенных в Западной (Костомукшский), Северной (Северо-Карельский) и Восточной (Маткалахтинский) Карелии. В результате были впервые получены древнейшие значения возраста детритового циркона: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 3151.5 ± 4.6 млн. лет для Северной и 3329 ± 16 млн. лет для Восточной Карелии; оценены $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты двух последующих метаморфических событий в архее Восточной Карелии как 3.25 млрд. лет и 3.17–3.10 млрд. лет; определен возраст 2711 ± 9.6 млн. лет кислых вулканоплутонитов и кварцевого штокверка в Северной Карелии и возраст 2821 ± 15 млн. лет магматических пород в Восточной Карелии; впервые в архее Фенноскандии оценен возраст океанического плато по полученному возрасту 2791.7 ± 6.1 млн. лет кислых вулканитов из его разреза в Костомукшском поясе. Возраст древнейших детритовых цирконов из терригенных осадков определяет время формирования стабильных ядер сиалической коры в архее Восточной Фенноскандии. Молодой (<2.82 млрд. лет) возраст Маткалахтинского пояса и мафитов контоккской серии в Костомукшском поясе свидетельствует о наличии в Карельском кратоне молодой генерации зеленокаменных поясов, геологическая история которых описывается геодинамическим мезоциклом продолжительностью 90–110 млн. лет. Именно с этим интервалом архейской истории связана глобальная металлогеническая эпоха, когда были сформированы крупнейшие месторождения благородных и цветных металлов.

Ключевые слова. Архей, зеленокаменный пояс, изотопный возраст, коллажированный разрез, геодинамическая обстановка, детритовый циркон, палеократон.

ВВЕДЕНИЕ

Архейские образования Карельского кратона – крупнейшего структурного элемента юго-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1), представлены несколькими разновозрастными ассоциациями осадочно-вулканогенных пород и гранитоидов. Ранняя (>3 млрд. лет) ассоциация – водлозерский комплекс, является аналогом “древних гнейсовых комплексов”, слагающих ядра многих раннедокембрийских кратонов. Первичные текстуры осадочных и вулканогенных пород в нем утрачены или сильно замаскированы из-за интенсивной структурно-метаморфической переработки. В четырех более молодых (<3.0 млрд. лет) гранит-зеленокаменных ассоциациях первичная природа осадочно-вулканогенных пород, слагающих

архейские зеленокаменные пояса (ЗКП), реконструируется достаточно надежно.

Архейские осадочные и вулканогенные породы, относимые в региональных стратиграфических схемах к лопийскому комплексу, сохранились в современном эрозионном срезе в виде вытянутых и имеющих сложную конфигурацию структур, глубина которых, судя по геофизическим данным, не превышает 5–7 км. В принятой в 1990 г. стратиграфической шкале докембрия СССР (Семихатов и др., 1991) в верхнем архее-лопии в Хаутаваарской и Костомукшской структурах были выделены три серии – хаутаваарская, контоккская и гимольская. Детальное их изучение показало, что латеральные вариации лопийских разрезов не только на территории кратона, но и в отдельных ЗКП и структурах столь существенны,

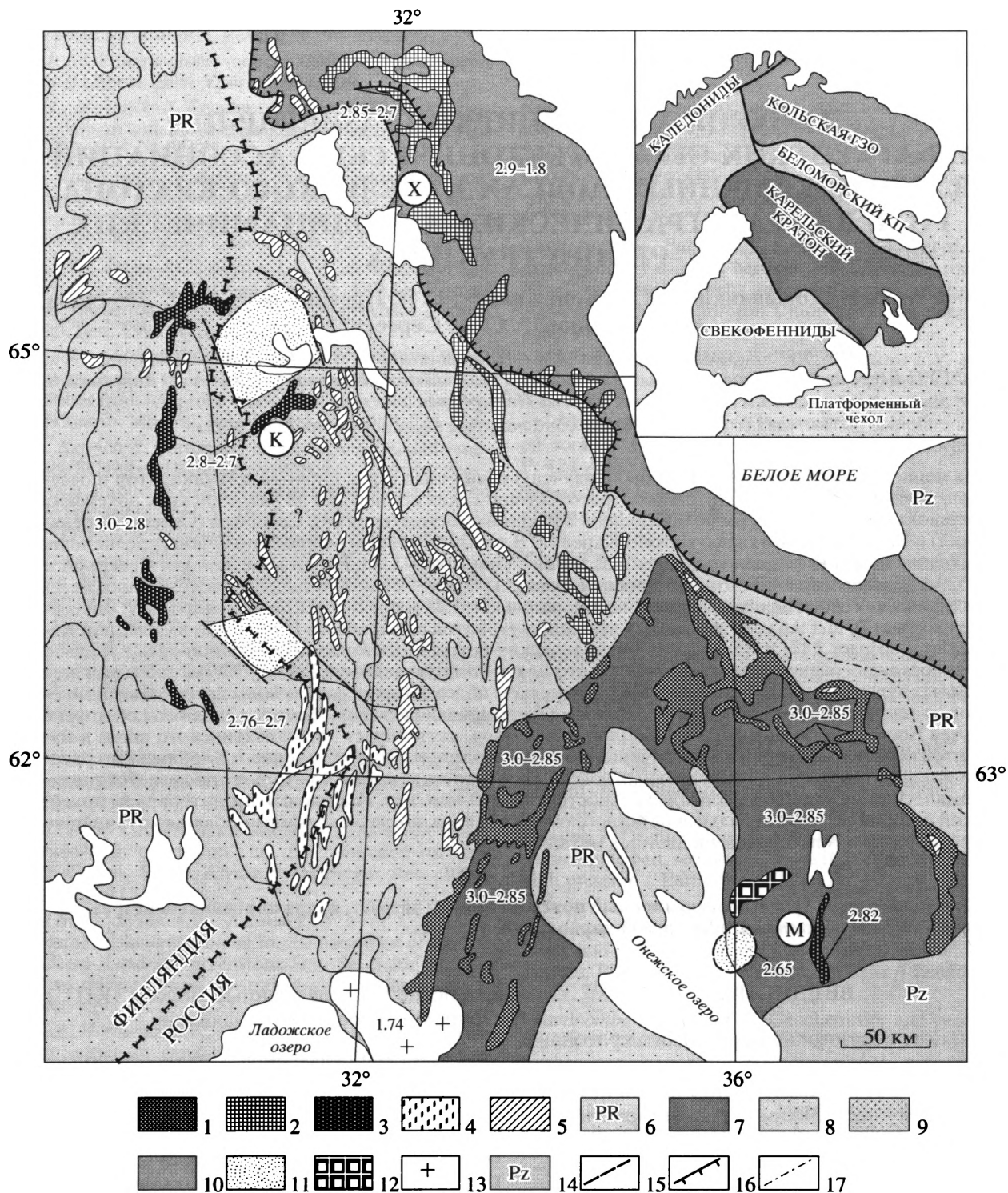


Рис. 1. Схема геологического строения Карельского кратона (по работам: Рыбаков, Куликов, 1985; Чекулаев, 1996, Кожевников, 2000 с дополнениями).

1–5 – архейские ЗКП с возрастом: >3.0–2.9 млрд. лет (1); 2.9–2.8 млрд. лет (2); 2.8–2.7 млрд. лет (3); <2.75- млрд. лет (4); неопределенным (5). Зеленокаменные структуры и пояса: Х – Хизоваарская структура, К – Костомукшский ЗКП, М – Маткалахтинский ЗКП; 6 – палеопротерозойские супракrustальные породы; 7–8 – архейская кора с возрастом: 3.5–2.85 млрд. лет (7), 3.0–2.8 млрд. лет (8), неопределенным (9); 10 – Беломорский мобильный пояс; 11 – высокометаморфизованные комплексы; 12 – Бураковский массив; 13 – Салминский массив гранитов-рапакиви; 14 – палеозойский платформенный чехол; 15 – надвиги и сдвиги, ограничивающие вокнаволоцкий комплекс; 16 – деформационная зона, разделяющая Беломорский мобильный пояс и Карельский кратон; 17 – предполагаемая граница Водлозерского прократона. Приведенные на схеме значения отвечают возрасту соответствующих комплексов (млрд. лет).

что создать единую их стратиграфическую схему для всей территории невозможно. Поэтому три ранее выделенные типа разрезов поясов: костомукшский, хаутаваарский и пебозерский (Стратиграфия докембрия..., 1984) лишь в самых общих чертах выступали в качестве типоморфных при объединении отдельных структур в ЗКП и не исчерпывали всего многообразия их разрезов. Соответственно, при региональной корреляции разрезов делались оговорки типа "...единый маркирующий горизонт отсутствует", "...постулируется, что базальт-коматитовый вулканизм начался по всей территории одновременно", «...низы разреза лопия не известны, так как "съедены" гранитами» и т.д. (Зеленокаменные пояса..., 1988; Металлогеническая эволюция..., 1993). По сути, и принципы корреляции такого рода, и система допущений являясь данью традиционным представлениям, основанным на признании доминирования какой-то единой (интракратонный рифтинг, геосинклинальный режим) обстановки формирования поясов.

Мультидисциплинарное изучение ЗКП последних 10–15 лет с использованием традиционных и новейших методов исследований показало, что многие выделяемые в Карельском кратоне разновозрастные ЗКП представляют собой тектонические коллажи, возникшие в три (инициальную, латерально-аккреционную и завершающую коллизионную) стадии (Кожевников, 2000).

На инициальной стадии в разных палеогеографических и геодинамических обстановках субсинхронно или последовательно формировались типоморфные комплексы пород или литостратиграфические единицы. Геологические, литологические, палеовулканологические, геохимические, изотопно-геохимические и структурные данные свидетельствуют о широком диапазоне палеообстановок накопления подобных единиц, характерных для активных зон перехода "океан–континент", интраокеанических и реже интраконтинентальных условий (Кожевников, 1992, 2000; Лобач-Жученко и др., 1997; Светова, Светов, 2001, Светов, Светова, 2004; Светов, 2005; Слабунов, 2001, 2005; Щипанский и др., 1999; Geological development..., 1993; Luukkonen, 1992; Puchtel et al., 1998; Shchipansky et al., 1998). На стадии латеральной аккреции в ходе конвергенции, когда происходили интенсивное коровое укорочение и утолщение, накапливались полимодальные граувакки – смеси продуктов разрушения вулканических дуг, мафических аллохтонов и континентальных гранитоидов (Кожевников, 2000; Светов, 2002; Светов, Светова, 2004). В некоторых ЗКП, например, в финском поясе Хатту проявлена завершающая коллизионная стадия, рассматриваемая как тип взаимодействия "дуга–кратон" (Sorjonen-Ward et al., 1997). С этой стадией связаны сдвиговые деформации, контролировавшие развитие узких

выполненных грубообломочными породами структур, весьма напоминающих пулл-апарт бассейны с осадками тимискамингского типа – экзогенным индикатором коллизионной обстановки, завершавшей развитие ЗКП в кратоне Сьюпириор (Williams et al., 1992). В Карельском кратоне в региональном плане ассоциации поздних несогласных бассейнов разделяют мафические океанические и кислые окраинно-континентальные позднеархейские ассоциации (Кожевников, 2003).

К завершению архея ЗКП Карельского кратона представляли сутуры, сложенные литотектоническими единицами, сформированными в разных обстановках на разных стадиях архейской эволюции. Поскольку разрезы подобных структур представляют тектонические коллажи, в которых бывают совмещены как аллохтонно, так и автохтонно залегающие литотектонические единицы, в отношении последних использован термин "стратотектоническая ассоциация" (СТА), который по смыслу отвечает английскому термину "tectonic assemblage", представляющий "...пакет стратифицированных вулканических и осадочных толщ, сформированный в течение определенного интервала времени в общей для осадконакопления и вулканизма обстановке." (Williams et al., 1992, p.1256). Термин "стратотектоническая ассоциация" распространяется в том числе на толщи в автохтонном залегании в отличие от широко используемого в отечественной литературе при описании аккреционных поясов термина "тектоностратиграфическое подразделение/террейн", подразумевающего аллохтонное залегание соответствующей единицы. В то же время, будучи близким в описательном плане к стратиграфическим единицам-сериям и свитам, этот термин несет в себе нагрузку, связанную с нередко наблюдаемой литостратиграфической природой границ описываемых им геологических тел. В целом же, отдельные СТА могут быть ограничены тектоническими нарушениями, несогласиями или интрузиями (Thurston, Chivers, 1990). Многочисленные примеры коллажированных разрезов архейских ЗКП описаны на Карельском кратоне и в Беломорском подвижном поясе (Кожевников, 1992, 2000; Лобач-Жученко и др., 1997; Пухтель и др., 1996; Слабунов, 2001, 2005; Светов, 2002, 2005; Luukkonen, 1988; Puchtel et al., 1998, 1999).

Преобладающе конвергентные обстановки протекания архейских эндо- и экзогенных процессов, запечатленные в разрезах и структурах ЗКП Карельского кратона, заставляют рассматривать последние как аккреционные орогены (Кожевников, 2000). Тектоническое коллажирование на аккреционной стадии, складчато-линзовидная (Миллер, 1988) с элементами покровной (Кожевников, 1992, 2000) структура ЗКП, возникающая на коллизионной стадии, и тот факт, что разновозрастные, разделенные интервалом в

100 млн. лет позднеархейские ЗКП формировались и развивались по близким сценариям, делают чрезвычайно актуальным прецизионное датирование всех главных СТА, слагающих разрезы ЗКП.

В настоящем исследовании перед авторами стоял ряд задач, связанных с точной оценкой возраста разнотипных СТА из трех зеленокаменных структур Западной (Костомукшский ЗКП), Северной (Хизоваарская структура) и Восточной (Маткалахтинский ЗКП) Карелии. В Костомукшском ЗКП акцент был сделан на датирование кислых вулканитов из разреза мафического плато, для которого ранее был определен только Sm-Nd возраст (Лобач-Жученко и др., 2000; Ruchtel et al., 1998). В Хизоваарской структуре и Маткалахтинском ЗКП изучение возраста детритовых цирконов из кварцевых аренитов было необходимо для определения типов и возраста источников обломочного кварца. Для Маткалахтинского ЗКП вообще отсутствовали изотопно-возрастные данные, и его отнесение к ранней генерации ЗКП делалось ранее на основании регионально-геологических аналогий. Поэтому проведение изотопного датирования было необходимо для определения прецизионного возраста этого пояса, расположенного в центре древнего Водлозерского блока (рис. 1).

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского по описанной методике (Williams, 1998). Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

U-Pb ВОЗРАСТ МАФИЧЕСКОГО ПЛАТО В КОСТОМУКШСКОМ ЗКП

Строение Костомукшского ЗКП. Этот ЗКП включает Костомукшскую структуру – вытянутую синформу площадью около 200 км², которая сложена вулканитами так называемой “западной полосы” и отложениями гимольской серии, и прилегающую с востока обширную территорию, на которой в полях гранитоидов сохранились реликты супракрустальных пород (рис. 2).

Согласно ранней точке зрения, основные вулканиты “западной полосы” рассматривались как сумийский комплекс, несогласно налегающий на породы гимольской серии и формирующий таким образом сложную структуру пояса (Кратц, 1963;

Чернов, 1964; Лазарев, 1971). Впоследствии было установлено трехчленное строение супракрустального комплекса, который включает нижнюю терригенную нюкозерскую толщу, контоккскую серию и несогласно залегающую осадочную гимольскую серию, вмещающую Костомукшское месторождение железистых кварцитов. Контоккская серия, согласно представлению о последовательном наращивании архейского разреза с запада на восток (Горьковец и др., 1981), расчленялась на сложенные базальтами и коматиитами нижнюю ниэмиярвинскую и верхнюю рувинварскую свиты и разделяющие их кислые вулканиты и осадки шурловаарской свиты (рис. 3).

Детальное структурное картирование “западной полосы” и сравнительный анализ слагающих ее разрезов, позволили сформулировать вывод о том, что единый комплекс основных вулканитов и коматиитов “западной полосы” с несогласием перекрывает породы шурловаарской свиты (Кожевников, 1982) (рис. 3). Шурловаарская свита, весь разрез Костомукшского месторождения, разрезы северного замыкания структуры, включающего Корпангское месторождение, и узких нелинейных структур, расположенных восточнее, рассматривались как возрастные эквиваленты. С архейской историей связывалось и формирование комплекса основных-ультраосновных вулканитов “западной полосы”. В районе были выделены два принципиально различающихся структурных плана – линейный для мафического комплекса “западной полосы” и нелинейный для большинства площадей развития гимольской серии к северу и к востоку от Костомукшского месторождения (Кожевников, 1982). Позднее это было интерпретировано как результат тектонического совмещения доменов с разными исходными геотектоническими обстановками формирования супракрустальных комплексов, и Костомукшский ЗКП рассматривался как “совмещенный морфотип лопийских структур” (Кожевников, 1992).

В 80-х годах прошлого века разрез докембрия Костомукшского ЗКП был выделен как стратотипический для верхнего архея Балтийского щита. В работе, обобщающей результаты изучения этого разреза (Опорные..., 1992), авторы сохранили неизменными представления об его последовательном наращивании с запада на восток.

Сотрудниками ИГГД РАН в Костомукшском ЗКП были проведены петрологические, изотопно-геохронологические (Сергеев и др., 1990; Зеленокаменные пояса..., 1988), литолого-геохимические (Милькевич, Мыскова, 1998) и структурные (Миллер, 1988) исследования. Из вулканитов шурловаарской по циркону свиты был определен U-Pb изохронный возраст, составляющий 2801 ± 7 млн. лет, и сформулированы представления о сложном петрогенезисе контаминированных и

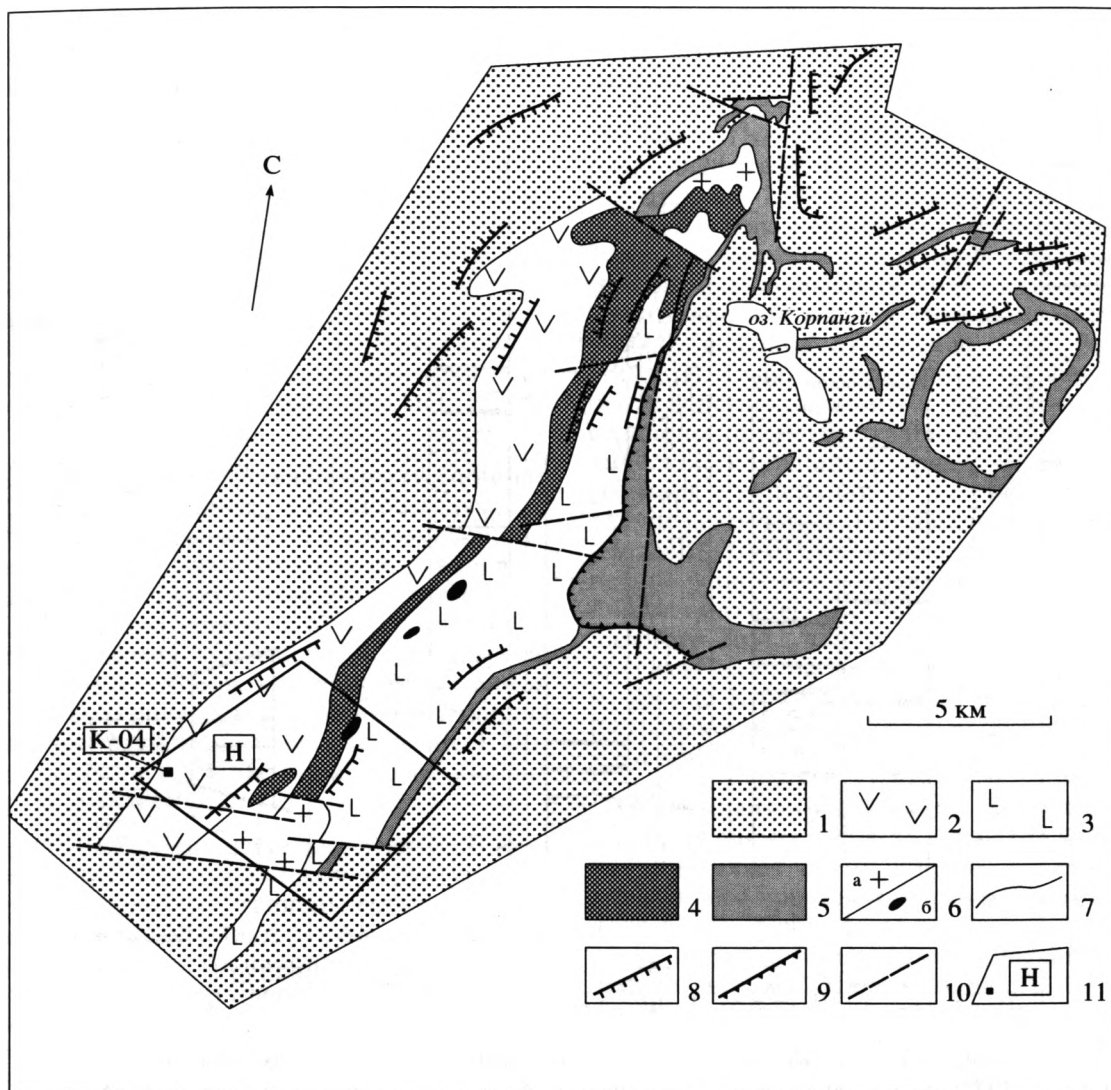


Рис. 2. Геологическая схема Костомукшского ЗКП (по работам: Кожевников, 1982, 2000 с упрощением).

1 – обрамляющие гранитоиды ТТГ-комплекса; 2 – мафическая СТА-ниэмиярвинская свита; 3 – коматит-базальтовая СТА-рувинваарская свита; 4 – кислые вулканы, субвулканы и осадки – шурловаарская свита; 5 – полимодальные турбидиты, кислые туфы, железистые кварциты с маломощными горизонтами коматитов – гимольская серия; 6 – “внутренние” гранитоиды: плагиомикроклиновые до субщелочных (а), санукитоиды (б); 7 – границы СТА; 8 – обобщенное залегание пород; 9 – поверхность надвига на месторождении; 10 – разломы; 11 – контур участка Ниэмиярви с точкой отбора пробы К-04.

неконтаминированных сиалической корой коматитов и базальтов контоккской серии. Количественное моделирование источника обломочных пород гимольской серии с использованием геохимии малых элементов позволило определить его бимодальный (базальты + кислые вулканы) характер при отсутствии в качестве конечных членов смесей ультраосновных пород и гранитоидов. Последующее изучение геохимии и возраста пород контоккской серии позволило сформулировать собственные представления о стратиграфии Костомукшского ЗКП. В предложенной схеме контоккская серия состоит из мафической тол-

щи, которая объединяет разновозрастные (2808 ± 95 млн. лет, Sm-Nd изохрона) ниэмиярвинскую и рувинваарскую свиты и перекрывается кислыми вулканами шурловаарской свиты. Возраст последней был определен как 2795 ± 10 млн. лет (U-Pb метод, верхнее пересечение) (Лобач-Жученко и др., 2000, рис. 3). На основании сходства геохимии коматитов рувинваарской свиты и ультраосновных сланцев в нижней части гимольской серии был сделан вывод о том, что ультраосновной вулканизм продолжался во время отложения гимольской серии. Используя изотопный состав неодима в толеитах и коматитах ниэмиярвинской

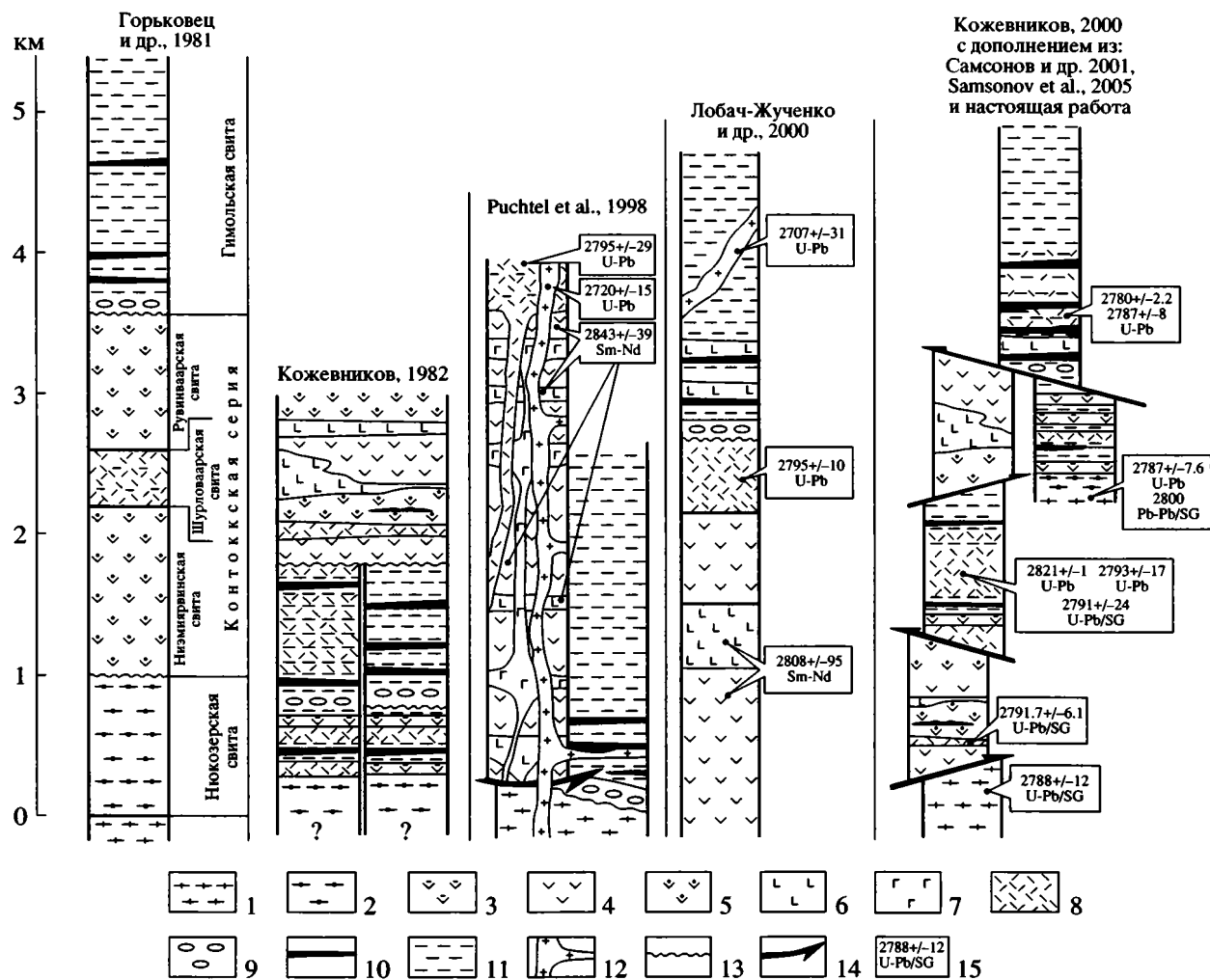


Рис. 3. Стратиграфические колонки Костомукшского зеленокаменного пояса по разным авторам.

1 – гранитоидный ТТГ-комплекс обрaмления; 2 – слюисто-кварцевые кристаллосланцы – нюкозерская серия; 3 – полевшпато-роговообманковые (±биотит, ±эпидот) подрудные кристаллосланцы; 4 – подушечные базальты; 5 – массивные базальты; 6 – коматииты; 7 – силлы, габбро; 8 – кислые вулканиты; 9 – полимиктовые конгломераты; 10 – железистые кварциты и сланцы; 11 – полимодальные граувакки с примесью дацитовых туфов; 12 – гранит-порфиры; 13 – поверхность несогласия с корой выветривания; 14 – надвиговые границы, разделяющие аллохтонные СТА; 15 – конкордантный изотопный возраст, SG-определен по отдельным зернам.

и рувинваарской свит, С.Б. Лобач-Жученко и ее соавторы показали, что часть этих пород несет признаки контаминации древним сиалическим материалом. Это рассматривалось ими как доказательство рифтогенной интракратонной природы Костомукшского ЗКП.

Изотопно-хронологическое изучение базальтов, коматиитов, дацитов и гранитоидов, выполненное в Костомукшском ЗКП за последнее десятилетие сотрудниками ИГЕМ, ГИН и ГЕОХИ, позволило оценить возраст кислых вулканитов шурловаарской свиты (2793 ± 17 млн. лет, U-Pb метод, верхнее пересечение и 2791 ± 24 млн. лет, единичные зерна), гранитоидов восточного (2782 ± 5 млн. лет, единичные зерна циркона) и западного (2788 ± 12 млн. лет – единичные зерна цирко-

на) обрaмления структуры (Самсонов, 2004), кислых вулканитов в составе гимольской серии Костомукшского месторождения (2787 ± 8 млн. лет, единичные зерна циркона) и массива гранитоидов, прорывающих вулканиты “западной полосы” (2720 ± 15 млн. лет, U-Pb метод, верхнее пересечение) (Самсонов и др., 1996). Sm-Nd и Pb-Pb изохроны, построенные по породам из обеих мафических свит, отвечают возрастам 2843 ± 39 и 2813 ± 78 млн. лет соответственно. Геохимические характеристики – обеднение легкими лантаноидами при положительной аномалии Nb ($Nb_{PM}/Th_{PM} = 1.5-2.1$ и $Nb_{PM}/La_{PM} = 1.0-1.5$) и изотопно-геохимические данные по неодиму ($\epsilon Nd(T) = +2.8...+3.4$) полностью отвечают условиям магмогенеза в обстановке океанического плато. Эти

породы кардинально отличаются от контаминированных континентальной корой основных и ультраосновных пород, для которых типична отрицательная аномалия Nb (Nb_{PM}/Th_{PM} , $La_{PM} < 1$) при обогащении легкими лантаноидами и отрицательное значение ϵNd . Кислые же вулканыты шурловаарской свиты несут признаки выплавления из источника, имевшего континентально-коровые геохимические характеристики. Все это позволило предложить аллохтонную модель формирования Костомукшского ЗКП с обдукцией океанического террейна – контоккской серии на шельфовые континентально-окраинные отложения гимольской серии (Puchtel et al., 1998).

В настоящее время главные дискуссионные моменты в регионе связаны с соотношениями во времени как между гимольской и контоккской сериями, так и между низмиярвинской, рувинваарской и шурловаарской свитами. Ни в одном из исследований не было сделано U-Pb датирования по циркону низмиярвинской свиты, которая всеми исследователями региона, кроме авторов данной работы, рассматривается как наиболее ранняя вулканогенная толща Костомукшского ЗКП. Поэтому нами были изучены цирконы из кислых вулканитов этой свиты.

Изотопно-геохронологические данные. В южном замыкании Костомукшской структуры на участке Низмиярви представлены породы низмиярвинской, шурловаарской и рувинваарской свит, нюкозерской толщи, гранитоиды восточного и западного бортов структуры, а также массив плагиомикроклиновых гранитов, разделяющий южное окончание структуры на две ветви (рис. 2). Низмиярвинская свита сложена метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации массивными, подушечными и редко миндалекаменными толеитовыми базальтами и лавобрекчиями, интенсивность расщепления которых возрастает на запад. В свите также присутствуют отдельные маломощные горизонты пород BIF окисной (\pm сульфидной) фации, коматитовых и кислых туфов.

Из маломощного (несколько метров) горизонта тонкослоистых мелкозернистых туфов натровых дацитов, залегающего в западной части низмиярвинской свиты, была отобрана проба К-04 весом около 15 кг. Выделенная из нее монофракция циркона представлена призматическими и длиннопризматическими кристаллами. Крупные кристаллы размером до 400 мкм, имеющие темно-коричневую окраску и коэффициент удлинения (КУ) 1.8–4.0, демонстрируют тонкую магматическую зональность (рис. 4А, т. 1.1–3.1). Содержание U варьирует от 212 до 408 мкг/г, Th от 113 до 161 мкг/г, а отношение Th/U составляет 0.41–0.55 (табл. 1). Мелкие цирконы, окрашенные в

светло-розовый цвет, являются прозрачными, субидиоморфными, игольчатыми со слабо проявленной в катодных лучах зональностью (рис. 4А, т. 5.1–6.1). Вариации содержания U от 201 до 391 мкг/г, Th от 54 до 104 мкг/г, а отношения Th/U равно 0.28 (табл. 1). $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст варьирует в интервале $2792.4 \pm 5.3 - 2787.2 \pm 7.5$ млн. лет (рис. 5А). Наконец, одно субидиоморфное короткопризматическое зерно (рис. 4А, т. 4.1) содержит аномально высокое количество U и Th, соответственно 442 мкг/г и 1615 мкг/г, и имеет аномально высокое отношение Th/U, равное 3.78 (табл. 1). Судя по геохимии и морфологическим особенностям цирконов в пробе К-04, они представлены преимущественно кристаллами магматической генерации, а зерно т. 4.1, имеет характеристики, сближающие его с описанными в литературе гидротермально-измененными цирконами (Hoskin, 2005). Последние представляют магматические цирконы, подвергшиеся воздействию постмагматического флюида, обычно обогащенного Th, U, REE (в большей мере легкими) и другими малыми элементами. Возраст циркона из пробы К-04 (рис. 5А) по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 2791.7 ± 6.1 млн. лет (СКВО = 0.96).

Обсуждение результатов. Полученное значение изотопного возраста магматического циркона определяет время кислого вулканизма, синхронного со временем формирования океанического плато, фрагменты которого в современном срезе представлены низмиярвинской и рувинваарской свитами. Малая мощность, тонкозернистое и тонкослоистое строение пород в датированном и других горизонтах дацитовых туфов низмиярвинской свиты отражает дистальный характер этой фации кислого вулканизма, что, в свою очередь, может свидетельствовать о формировании плато не в сугубо интраокеанической обстановке, как это предполагается в модели И.С. Пухтеля с коллегами (Puchtel et al., 1998), а вблизи области континентального вулканизма. U-Pb датирование цирконов из кислых вулканитов и вулканогенно-осадочных пород во всем разрезе Костомукшского ЗКП показало, что дациты и риолиты шурловаарской (2793 ± 17 и 2795 ± 25 млн. лет) и низмиярвинской (2791.7 ± 6.1 млн. лет) свит контоккской серии и кислая туфовая компонента гимольской серии (2787 ± 8 млн. лет) накапливались практически синхронно (Samsonov et al., 2005). Как показало настоящее исследование, синхронно с этим формировалось и океаническое плато.

Одновозрастность продуктов кислого вулканизма в шурловаарской и низмиярвинской свитах, с одной стороны, и в гимольской серии – с другой, а также синхронное проявление гранитоидного магматизма в обоих обрамлениях структуры и ко-

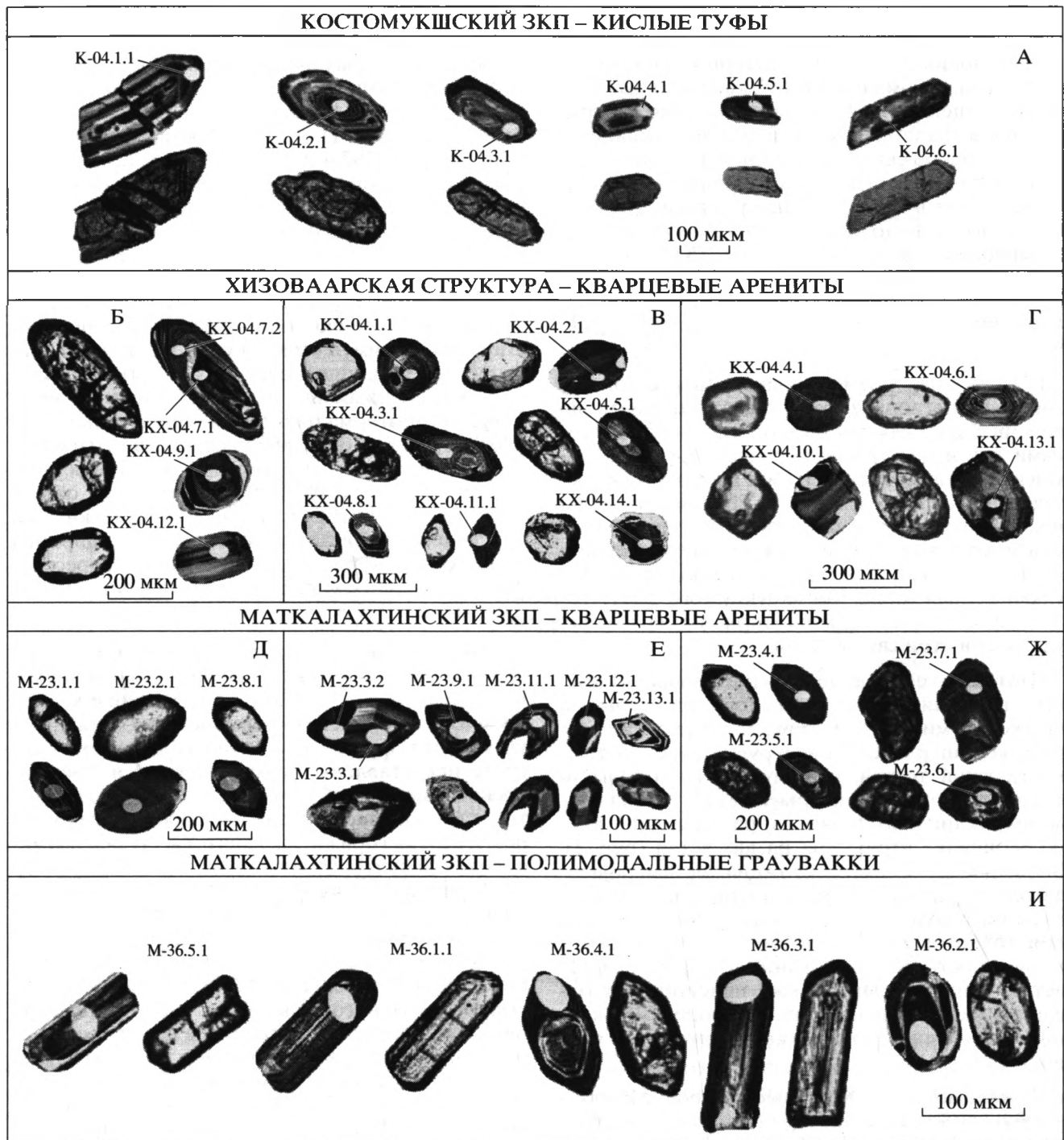


Рис. 4. Оптическое и катодолуминесцентное изображение измеренных зерен циркона из пород Костомукшского ЗКП, Хизоваарской структуры и Маткалахтинского ЗКП.

матит-базальтового магматизма позволяют сделать следующие выводы.

1. Разрез Костомукшского ЗКП представляет коллаж, в котором в ходе конвергенции были совмещены СТА, формировавшиеся субсинхрон-

но в разных геодинамических обстановках – океанического плато, активной окраинно-континентальной или зрелоостроводужной вулканической дуги и задугового, возможно, форландового бассейна.

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для цирконов из вулканитов и осадков в трех архейских зеленокаменных поясах Карельского кратона

№ пробы (точек)	% ²⁰⁶ Pbc	Концентрация, мкг/г			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн. лет				% дискордант- ности
		U	Th	²⁰⁶ Pb*		(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст	±1σ	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb возраст	±1σ	
Проба К-04. Костомукшский ЗКП дацитовый туф										
К-04.1.1	0.17	212	113	93.0	0.55	2.656	±29	2.775	±8	4
К-04.2.1	0.00	408	161	182.0	0.41	2.696	±39	2.794	±5	3
К-04.3.1	0.02	291	126	131.0	0.45	2.709	±29	2.791	±6	3
К-04.4.1	0.49	442	1615	122.0	3.78	1.796	±22	2.762	±10	35
К-04.5.1	0.00	391	104	178.0	0.28	2.742	±28	2.792	±5	2
К-04.6.1	0.05	201	54	88.5	0.28	2.666	±39	2.787	±7	4
Проба КХ-04. Хизоваарская структура кварцевые арениты										
КХ-04.1.1	0.01	82	65	37.3	0.82	2.740	±30	2.705	±10	-1
КХ-04.2.1	0.02	123	134	57.6	1.13	2.807	±30	2.728	±8	-3
КХ-04.3.1	0.01	145	80	66.1	0.57	2.745	±28	2.727	±7	-1
КХ-04.4.1	0.00	467	201	199.0	0.44	2.599	±25	2.674	±4	3
КХ-04.5.1	0.26	155	97	67.1	0.65	2.631	±30	2.732	±8	4
КХ-04.6.1	0.03	68	58	30.1	0.88	2.670	±30	2.687	±11	1
КХ-04.7.1	0.02	253	209	90.2	0.85	2.238	±23	2.832	±6	21
КХ-04.7.2	0.01	169	44	63.1	0.27	2.326	±24	2.735	±7	15
КХ-04.8.1	0.02	52	36	23.1	0.72	2.673	±30	2.709	±11	1
КХ-04.9.1	0.00	231	62	117.0	0.28	2.986	±29	3.151	±5	5
КХ-04.10.1	0.32	96	14	35.1	0.15	2.280	±25	2.676	±10	15
КХ-04.11.1	0.03	113	127	50.8	1.16	2.717	±28	2.711	±8	0
КХ-04.12.1	0.00	116	106	53.8	0.94	2.780	±29	2.811	±7	1
КХ-04.13.1	0.01	978	79	404.0	0.08	2.532	±24	2.651	±3	4
КХ-04.14.1	0.03	261	127	116.0	0.5	2.680	±29	2.747	±5	2
Проба М-23. Маткалахтинский ЗКП кварцевые арениты										
М-23.1.1	0.00	39	21	22.0	0.55	3.281	±39	3.331	±10	1
М-23.2.1	0.05	21	9	12.0	0.44	3.275	±45	3.289	±19	0
М-23.3.1	0.11	51	35	23.1	0.71	2.735	±32	2.825	±12	3
М-23.4.1	0.02	316	69	172.0	0.23	3.159	±30	3.248	±4	3
М-23.5.1	0.06	457	409	184.0	0.92	2.479	±24	3.098	±4	20
М-23.6.1	0.08	391	154	197.0	0.41	2.980	±28	3.159	±4	6
М-23.7.1	0.04	414	9	221.0	0.02	3.109	±29	3.236	±3	4
М-23.3.2	0.11	90	67	42.1	0.77	2.793	±30	2.819	±9	1
М-23.8.1	0.04	33	17	19.1	0.54	3.311	±41	3.334	±11	1
М-23.9.1	0.80	78	62	35.5	0.83	2.724	±30	2.827	±12	4
М-23.11.1	2.29	66	44	32.2	0.68	2.850	±64	2.779	±41	-3
М-23.12.1	0.07	75	52	35.0	0.72	2.786	±63	2.805	±27	1
М-23.13.1	0.24	76	55	37.0	0.74	2.883	±63	2.860	±18	-1
Проба М-36. Маткалахтинский ЗКП граувакка										
М-36.1.1	0.15	223	34	113.0	0.16	2.973	±19	3.172	±7	7
М-36.2.1	—	107	50	54.4	0.49	2.996	±27	2.938	±31	-2
М-36.3.1	0.10	464	130	238.0	0.29	3.011	±18	3.106	±6	3
М-36.4.1	0.07	310	130	163.0	0.43	3.078	±23	3.157	±6	3
М-36.5.1	0.22	97	25	51.7	0.27	3.095	±110	3.259	±72	5

Примечание. ^{206}Pb и $^{206}\text{Pb}^*$ – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно; ошибка калибровки стандарта 0.37%; (1) – поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb .

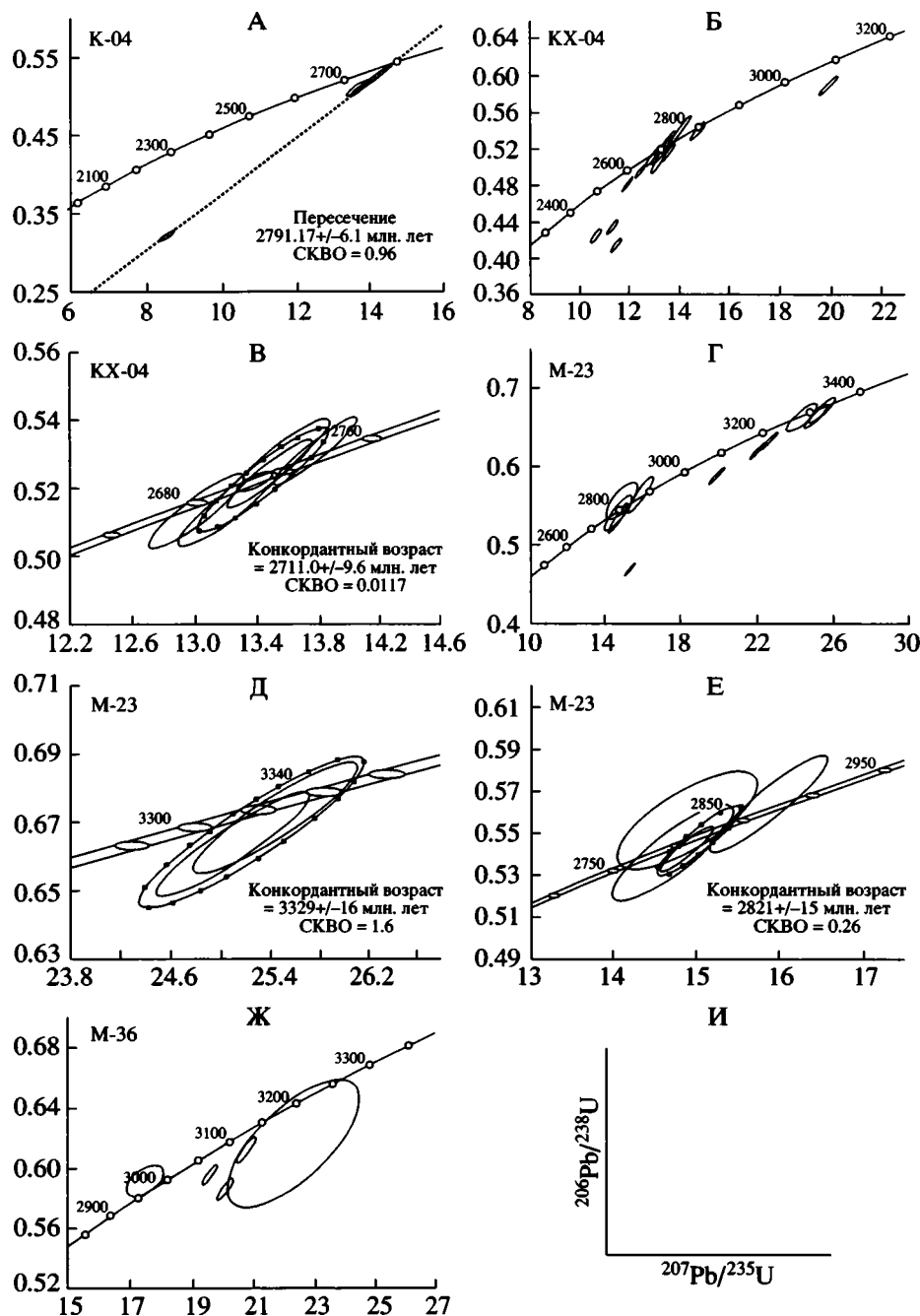


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для цирконов из кислых туфов Костомукшского ЗКП (А); из кварцевых аренитов Хизоваарской структуры (Б), конкордантный возраст для 5 точек (В); кварцевых аренитов Маткалахтинского ЗКП (Г), конкордантный возраст циркона ранней генерации (Д), конкордантный возраст зерен поздней генерации (Е) и полимодальных граувакк (Ж); (И – наименование координатных осей для всех диаграмм). На диаграммах В, Д и Е выделены результирующие эллипсы, по которым рассчитаны конкордантные значения возрастов соответствующих групп зерен циркона.

2. Кислые вулканиты и субвулканические тела шурловаарской свиты, и plutonic породы обрамления структуры представляют компоненты единой вулcano-плутонической ассоциации, формировавшейся во время обдукции мафических аллохтонов на континентальную окраину.

3. Океаническое плато формировалось вблизи или внутри конвергентной зоны перехода "микроокеан-микроконтинент", о чем свидетельствует синхронность всех эндо- и экзогенных процессов. В свою очередь это позволяет предположить очень быстрое развитие всей данной зоны, кото-

рое несовместимо ни с моделью интракратонного рифтинга (Лобач-Жученко и др., 2000), ни с конвергентной моделью, согласно которой более древнее интраокеаническое плато перекрывалось кислыми континентально-коровыми вулканитами в ходе его надвигания на континентальный шельф (Puchtel et al., 1998).

Обсуждение моделей формирования Костомукшского ЗКП (Горьковец и др., 1981; Puchtel et al., 1998) и развернутое изложение геологических, структурно-тектонических, геохимических и изотопно-геохронологических аргументов, положенных в основу модельных построений, были опубликованы ранее (Кожевников, 2000). Согласно этой модели, формирование отдельных СТА, выделявшихся как свиты, происходило изначально в разных геодинамических обстановках. Ниэмиярвинская и рувинваарская свиты представляют фрагменты единого океанического плато, разделенного после обдукции и эрозии толщей, сложенной вулканитами и осадками окраинно-континентальной вулканической дуги – шурловаарской свитой. Под отложения задугового окраинно-континентального бассейна, слагающие гимольскую серию, в ходе конвергенции были пододвинуты толщи контоккской серии. При коллизии, связанной с формированием Беломорского мобильного пояса, в интервале 2.72–2.68 млрд. лет назад внедрились массивы санукитоидов (2720 ± 15 млн. лет), плагио-микроклиновых гранитов (2679 ± 8 млн. лет) и плагиопорфиров (2707 ± 31 млн. лет) (Бибикова и др., 1999; Лобач-Жученко и др., 2000; Самсонов и др., 1996; Lobach-Zhuchenko et al., 2005). Их внедрение контролировалось продольными сдвигами в “западной полосе” и формированием дугообразной структуры Костомукшского месторождения (Кожевников, 2000). Пояс фактически предстает сутуру, аналогичную офиолитовым швам в молодых орогенических поясах. Эта схема синтезировала как наиболее свежие результаты и представления ряда исследователей, так и данные детального геолого-структурного изучения Костомукшского ЗКП (Кожевников, 1982, 1992). Реперный изотопный возраст кислых вулканитов в разрезе фрагмента мафического плато, полученный в ходе настоящего исследования, и новые данные по геохимии, изотопной геологии и реперному датированию других СТА и пород (Самсонов, 2004) будут способствовать дальнейшему развитию представлений об аккреционных механизмах формирования архейских ЗКП подобного типа (рис. 3).

U-Pb ВОЗРАСТ ОСАДОЧНОЙ СТА И ИСТОЧНИКОВ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА КВАРЦЕВЫХ АРЕНИТОВ В ХИЗОВААРСКОЙ СТРУКТУРЕ

Геология, стратотектонические ассоциации. Хизоваарская структура является частью Северо-Карельского ЗКП, расположенного на восточной окраине Карельского кратона, в зоне влияния коллизионных процессов, связанных с эволюцией Беломорского мобильного пояса (рис. 1). Она представляет обрамленную гранитоидами асимметричную сложно построенную синформу, выполненную метавулканитами и метаосадками, которые традиционно относились к хизоваарской свите – возрастному аналогу ириногорской свиты (Кратц, 1963), которая выделялась в составе тикшозерской серии (Харитонов, 1955). Последняя в составе лопийского отдела рассматривалась в качестве нижнего стратона нижнего протерозоя (ранние карелиды). Решениями Уфимского Всесоюзного стратиграфического совещания (1977 г.), утвержденными МСК СССР в 1978 г., серии пород, которые ранее трактовались как геосинклинальные образования нижнего протерозоя (и в их числе тикшозерская серия), были отнесены в верхнему архею. Достаточно долго хизоваарская свита, которая считалась стратиграфическим эквивалентом ириногорской свиты, рассматривалась как переслаивание метаосадочных терригенных, хемогенных и вулкано-терригенных пород с метавулканитами основного и реже кислого состава (Геология Карелии, 1987). Однако нашими работами (Кожевников, 1992, 2000) показано, что метаосадки и метавулканиты слагают в составе этого стратона несколько СТА различного состава и природы (рис. 6А).

В северной части структуры нижняя вулкано-генная СТА-1 мощностью до 1 км сложена базальтами, коматиитами и ферробазальтами, в разрезе которых выделен метровый горизонт пород, имеющих геохимические характеристики бонинитов (Щипанский и др., 1999). Для этой СТА характерны массивные и редкие шаровые текстуры, маломощные прослойки гиалокластитов и слоистых туфов и отсутствие межпотоковых терригенных осадков, свидетельствующие о морской обстановке ее формирования в удалении от источника сноса сиалического материала. На севере структуры нижняя часть толщи прорвана трондьемитами, U-Pb возраст которых, определенный по циркону, составляет 2804 ± 27 млн. лет (Бибикова и др., 2003). Определенный тем же методом возраст фельзитических даек, прорывающих СТА-1, составляет 2803 ± 35 млн. лет (Кожевников, 1992). В верхах СТА-1 вблизи контакта со следующей СТА-2 в ферробазальтах наблюдается интенсивная карбонатизация, рассланцева-

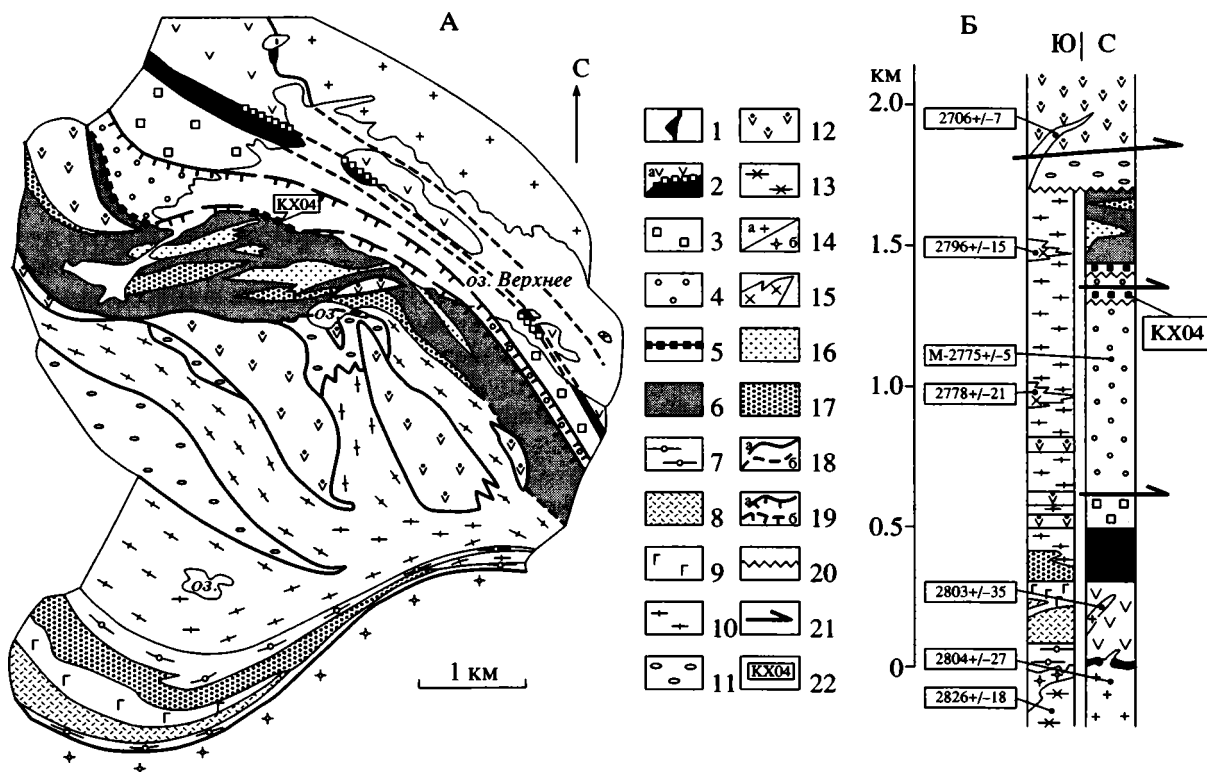


Рис. 6. Геологическая карта Хизоваарской структуры (с изменением и упрощением по: Кожевников, 2000) и колонка СТА (с дополнением по: Бибикина и др., 2003, реперные возрасты по циркону приведены в млн. лет, М – возраст метаморфизма).

СТА-1: 1 – перидотитовые кумуляты; 2 – толеитовые базальты (а), коматиты (б), бонинитоиды (в); 3 – ферробазальты; СТА-2: 4 – толеитовые и известково-щелочные андезиты; СТА-3: 5 – кварцевые арены; 6 – кислая вулканогенная толща турбидитовых осадков с горизонтами углеродистых пород; СТА-4: 7 – расланцованные толеитовые базальты; 8 – известково-щелочные андезиты; 9 – силлы, габбро; 10 – терригенно-осадочная толща с маломощными горизонтами кислых туфов и железисто-кремнистых (ВІF) пород окисной, частью силикатной фации; СТА-5: 11 – олигомиктовые конгломераты с обломками кислых пород, частью туфобрекчии; СТА-6: 12 – подушечные толеитовые базальты; 13 – южный комплекс гранодиоритов; 14 – северные адакитовые тоналиты (а), мусковит-микроклиновые граниты в южном борту структуры (б); гипабиссальные тела дацитов и риодацитов, прорывающие: 15 – СТА-6, 16 – СТА-3; 17 – тела метасоматитов; 18 – границы СТА документированные (а) и предполагаемые (б); 19 – следы надвигов документированные (а) и предполагаемые (б); 20 – поверхность несогласия с корой выветривания на андезитах СТА-2; 21 – направление движения аллохтонов и смещения по границам и внутри СТА; 22 – пункт отбора пробы.

ние и карандашные структуры, связанные с тектонической природой границы СТА-1 и СТА-2.

Вулканогенная СТА-2 мощностью от 100 до 700 м сложена массивными, миндалекаменными гломеропорфировыми и грубопирокластическими андезитами. По химизму выделяются высоконатриевые андезиты главным образом толеитовой и в меньшем объеме известково-щелочной серий. В наиболее мощном разрезе СТА-2 наблюдалась последовательность миндалекаменных массивных, редких миндалекаменных с признаками примитивных подушечных текстур и гломеропорфировых разностей андезитов. Тонкий горизонт гломеропорфировых андезитов, прослеженный на несколько километров, с корой выветривания перекрывается горизонтом кварцитов. U-Pb возраст цирконов из толщи андезитов, равный 2775 ± 5 млн. лет, интерпретируется

как фиксирующий время раннего метаморфизма (Бибикина и др., 2003).

Последовательность осадочных и вулканогенно-осадочных пород мощностью до 500 м представляет СТА-3. Ее разрез начинается 40-метровым горизонтом кварцитов и кварцевых гравелитов, в основании содержащим кварцевые конгломераты. Выше горизонт переходит в мощную толщу ритмичных турбидитов, несущих признаки элементов цикла Боума и содержащих горизонты хемогенных пород, кислых лав, пепловых потоков и туфов, находящихся в сложных латеральных соотношениях.

В южной части Хизоваарской структуры возрастным аналогом названных выше СТА является СТА-4, имеющая мощность до 1.5 км и сложенная терригенными осадками, которые в нижней части разреза чередуются с горизонтами основ-

ных вулканитов – подушечных базальтов, основных, средних, реже кислых туфов. Незначительные по мощности (несколько метров) горизонты и линзы пород BIF отмечены как в осадочной части разреза, так и в ассоциации с базальтами. Нижняя южная граница СТА-4 определяется тектонизированным интрузивным контактом с гранитоидами. Ее верхняя граница на значительном протяжении перекрыта более молодыми толщами, имеет тектоническую природу и подчеркивается линейными телами метасоматитов и кислых интрузий. Эта граница разделяет СТА-4 и СТА-3.

Грубообломочные породы выделены в самостоятельную единицу – СТА-5, на основании того, что они слагают два широких поля в центре структуры и с признаками несогласия контактируют как с ниже-, так и с вышележающими СТА. Мощность этой СТА оценивается в 100 м. Породы представляют собой олигомиктовые конгломераты и вулканоконгломераты с перемытым туфовым цементом. Обломки имеют выдержанный дацито-риолитовый состав, более кислый, чем цемент. В отдельных пунктах наблюдается тесная ассоциация вулканогенно-обломочных пород с кислыми лавобрекчиями. СТА-5 рассматривается как сохранившаяся часть пулл-апарт бассейна, фрагментарно прослеженного севернее Хизоваарской структуры на расстоянии 70 км (Кожевников, 2003).

В центральной части структуры представлена СТА-6, сложенная толщей подушечных толеитовых базальтов, в основании которой местами отмечены маломощные силлы коматиитов, загрязненных континентально-коровым материалом. Они резко отличаются от коматиитов в СТА-1 повышенным содержанием Zr, Ti, Th, LREE и интенсивной отрицательной Nb-аномалией. Их изотопный возраст не определен. СТА-6 с несогласием перекрывает все ранее перечисленные СТА, за исключением, возможно, СТА-1, и прорывается дайками риодацитов, U-Pb возраст которых оценивается по циркону как 2706 ± 7 млн. лет (Shchipansky et al., 1999).

Литологическая и геохимическая характеристики кварцевых арениитов. Кварцевые аренииты и ассоциированные с ними андезиты прослежены на северном крыле Хизоваарской структуры на несколько километров и детально изучены в ряде пунктов. В породах наблюдается бугристая косая слоистость с характерными малыми углами наклона. Незначительное содержание плагиоклаза и отсутствие литокластов определяет положение рассматриваемых пород в геодинамическом треугольнике В.Р. Дикинсона (Dickinson et al., 1983) на линии “кварц–полевой шпат” вблизи “кварцевой” вершины треугольника, что указывает на кратонную природу области сноса. Вместе с тем, присущие породам текстурные особен-

ности, наличие слабоокатанных зерен циркона и отдельных маломощных горизонтов, обогащенных тяжелыми минералами, указывают на проксимальное положение источника сноса, на быструю транспортировку обломочного материала и его быстрое захоронение. Для рассматриваемых пород характерно устойчиво высокое (87.5–97.0%) содержание SiO_2 . Резкое преобладание Na_2O над K_2O за счет наличия неразложившихся зерен плагиоклаза и меньшей примеси пелитовой компоненты и низкие (37–73%) величины химического индекса изменения – CIA, свидетельствуют о химической незрелости матрикса арениитов Хизоваары. Подобное необычное сочетание высоких содержаний SiO_2 при низкой химической зрелости матрикса определяет геохимию малых элементов в породах. В них отмечены низкое содержание Zr (56–101 мкг/г) и Y (4–11 мкг/г), хотя в одной пробе было зафиксировано аномально высокое одержание Zr (933 мкг/г) и Th (338 мкг/г), которое можно объяснить лишь накоплением шлиха циркона, и сильно варьирующее, но в целом высокое содержание Cr (42–581 мкг/г), свидетельствующее о влиянии ультраосновных пород на геохимию кварцевых арениитов. Геохимия (содержание REE, HFSE, Cr, Ni) и количественное моделирование источников материала указывают на его полимодальный характер. Породы представляют смеси, которые образованы разными пропорциями кислых вулканитов, тоналитов и коматиитов при 1.1–5.6-кратном разбавлении кварцем (Кожевников, 2000). Именно разбавлением кварцем объясняют дефицит REE в архейских кварцевых арениитах (McLennan et al., 1984; Wronkiewicz, Condie, 1989) и снижение содержания REE в песках по сравнению с ассоциирующими глинами в современных глубоководных турбидитах (McLennan et al., 1990).

Минералогическая и изотопно-возрастная характеристика цирконов из арениитов. Проба кварцевых арениитов гравелитовой и песчаной размерности, получившая индекс KX-04, была отобрана на северном берегу оз. Верхнего. В зоне ее отбора наблюдаются два горизонта андезитов (A1 и A2) и кварцевых арениитов Q1 и Q2 (рис. 6Б). В основании горизонта Q1 выделен маломощный (≈ 20 см) слой кварцевого конгломерата, который по резкой границе налегает на выветрелый гломеропорфировый андезит. Умеренно окатанные гальки белого жильного кварца размером до 3 см плотно упакованы. Выше эти породы переходят в кварцевые гравелиты, из которых и была отобрана проанализированная проба весом около 10 кг. Присутствующие в этих гравелитах плохо окатанные, нередко угловатые гальки размером до 1–1.5 см представлены белым жильным кварцем. Матриksom является серый кварцит, сложенный плохо окатанными, нередко угловатыми зернами кварца размером до 1–2 мм. В кварците наблюда-

ются зерна плагиоклаза трех типов: 1 – мелкие, плохо окатанные, нередко сохраняющие кристаллографические грани; 2 – мелкие, плохо окатанные, часто заполненные темным пылевидным материалом вдоль спайности; 3 – новообразованные, ассоциирующие с гранатом и амфиболом и выполняющие интерстиции между зернами кварца. Минералами-примесями являются новообразованные зерна слюд, амфибола, граната, кианита, ставролита и агрегаты хлорита. Циркон, сфен и рудные минералы присутствуют как акцессории.

Из пробы КХ-04 была выделена монофракция циркона, представленная, как минимум, тремя группами, которые различаются по морфологии, оптическим характеристикам и возрасту. В двух первых преобладают светло-розовые в различной степени окатанные зерна, составляющие около 70% монофракции. Группа 1, состоящая около 10% монофракции, представлена хорошо окатанными и крупными (300–500 мкм, КУ = 1.5–2.0) зернами, представляющими как целые кристаллы, так и обломки очень крупных незональных кристаллов со сложным внутренним строением, хорошо видимым при катодолюминесценции. Эти зерна состоят из темных ядер и светлых и темных оболочек (рис. 4Б). В этой группе определены два значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста. Наиболее древнее значение 3151.5 ± 4.6 млн. лет (рис. 5Б) имеет ядерная часть окатанного зерна (рис. 4Б, точка 9.1) с содержанием U 231 мкг/г, Th 62 мкг/г и отношением Th/U 0.28 (табл. 1). Более молодые значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста, лежащие в интервале $2832 \pm 6 - 2811 \pm 7$ млн. лет, получены для зерен, представляющих окатанные фрагменты очень крупных незональных кристаллов циркона (рис. 4Б, точки 7.1 и 12.1) с содержанием U 116–253 мкг/г, Th 106–209 мкг/г и высоким отношением Th/U, равным 0.85–0.94 (табл. 1). Подобные геохимические и морфологические характеристики более молодого циркона могут свидетельствовать о его генетической связи с породами среднего состава. Характерно обрастание зерен метаморфическими оболочками, которые определяют снижение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста от 2832.4 ± 6 млн. лет в ядре до 2735.4 ± 6.9 млн. лет в оболочке. Параллельно происходит снижение содержания U, Th и отношения Th/U.

Группа 2 представлена, главным образом, розовыми зернами, составляющими 60% объема монофракции. Для них характерна окатанная форма, кавернозная поверхность и наличие обломков (рис. 4В, точки 1.1, 2.1, 3.1, 5.1, 8.1, 11.1 и 14.1). Наблюдаются как округлые изометричные зерна, так и вытянутые зерна размером 100–250 мкм с КУ = 2.0–2.5. Часть обломков представляет фрагменты крупных кристаллов с секториальной или тонкой зональностью или незональных. В некоторых кристаллах циркона и обломках наблюда-

ются темные метаморфо-метасоматические оболочки, при полном обрастании идиоморфизм кристаллов повышается. Наблюдаются вариации содержания U от 52 до 261 мкг/г, Th от 36 до 134 мкг/г, отношения Th/U от 0.27 до 1.16 и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста $2746.7 \pm 5.3 - 2705.4 \pm 9.7$ млн. лет (табл. 1). Конкордантный возраст (Ludwig, 1999) составляет 2711 ± 9.6 млн. лет (СКВО = 0.0117) (рис. 5В).

Группу 3 (около 30% монофракции) составляют мутные темнокоричневые зерна размером 150–400 мкм призматической, округлой и неправильной формы, окатанные, идиоморфные и субидиоморфные (рис. 4Г). Они, как правило, состоят из темных широких оболочек и тонкозональных ядер, либо полностью темные со следами зональности. Наиболее идиоморфные зерна имеют КУ = 1.0–2.5. Оболочки и полностью замещенные зерна в катодолюминесцентном изображении выглядят почти черными. Для этой группы характерны очень высокие вариации содержания U от 96 до 978 мкг/г и Th от 14 до 201 мкг/г при наиболее низком отношении Th/U, равном 0.08–0.44 и молодом $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасте, варьирующем в интервале $2687 \pm 11 - 2651.3 \pm 3.5$ млн. лет (табл. 1). Подобные геохимические и морфологические характеристики циркона могут быть обусловлены метаморфическими и/или метасоматическими процессами.

Обсуждение результатов. Изотопное датирование разнотипных и разновозрастных цирконов из кварцевых аренитов Хизоваарской структуры позволяет рассмотреть несколько вопросов, которые возникли при синтезе геологических, литологических, петрографических и геохимических данных (Кожевников, 2000; Thurston, Kozhevnikov, 2001), связанных как с оценкой возраста источников детритуса и осадконакопления, так и с проблемой границ и возраста СТА. В отношении природы детритуса описанные породы являются малоинформативными, поскольку в них отсутствуют литические обломки, прямо указывающие на источник терригенного материала. Главное значение в решении этого вопроса имеют данные по геохимии REE, химизму пород и наличие галек жильного кварца. Наличие бугристой слоистости и элементов цикла Боума в пачке кварцитов и их залегание на выветрелых островодужных андезитах, влияние которых на геохимию и вещественный состав кварцитов никак не проявлено, свидетельствуют о том, что последние не являются осадками первого цикла (Cox, Lowe, 1995), а представляют аллохтонные отложения турбидитовых потоков, поставивших материал из полимодального источника. В качестве одной из его компонент, вероятно, выступали тоналиты древнего кратона с возрастом около 3.15 млрд. лет, находок которых в Северной Карелии пока не сделано, и гранитоиды или вулканиты древней вулка-

нической дуги в Северо-Карельском ЗКП, возраст которых оценивается как 2829 ± 30 млн. лет (Бибикова и др., 2003). Цирконы из этих источников, имеющие типичные магматические характеристики, представлены в группе 1. Что крайне важно, в зерне КХ-7 метаморфическая оболочка, которая могло же ядра на 100 млн. лет, несет следы абразии. Это указывает на метаморфическое событие, произошедшее около 2.73 млрд. лет назад, которое предшествовало разрушению источника и отложению кварцевых аренинов.

Единственная крупноразмерная составляющая обломочной части аренинов Хизоварской структуры это жильный кварц. Наиболее реальным его источником является кварцевый штокверк, вероятно, связанный с гипабиссальными телами кислых пород. Последние в качестве одного из конечных членов двух или трехкомпонентных смесей были необходимы для численного моделирования характера распределения REE в ряде образцов кварцевых аренинов (Кожевников, 2000). В пользу этого говорят и результаты изучения типичных для дацитов цирконов, большая часть которых образовала единую ($2.75\text{--}2.70$ млрд. лет) возрастную группу 2. Возраст 2711 ± 9.6 млн. лет, полученный для этой группы, скорее всего, отвечает времени кислого магматизма, с которым было связано формирование кварцевого штокверка.

Метаморфизм описанных пород, как свидетельствуют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировки зерен группы 3, происходил $2687 \pm 11\text{--}2651.3 \pm 3.5$ млн. лет назад. Хотя метаморфические события этого времени проявились на всей территории Карельского кратона, доля метаморфических цирконов этого возраста в изученной монофракции невелика. Это, скорее всего, связано с геохимической инертностью сугубо кварцевых пород, которая обеспечивала "консервацию" ранних генераций циркона, характерную для подобных отложений (Fedо et al., 2003; Hoskin, Ireland, 2000).

Наконец, время накопления силикокластических осадков Хизоварской структуры можно с некоторой степенью условности оценить как интервал между наиболее "молодым" значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста магматических детритовых зерен циркона второй группы (2705.4 ± 9.7 млн. лет) или ее конкордантным возрастом (2711 ± 9.6 млн. лет) и наиболее ранним (2687 ± 11 млн. лет) значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста поздних метаморфических цирконов. Такая оценка возрастного интервала, в течение которого накопились кварцевые аренины, вызвала необходимость разделить ранее выделявшуюся СТА-2 (Кожевников, 2000; Thurston, Kozhevnikov, 2001) на две: вулканогенную андезитовую островодужную (СТА-2) и вулканогенно-осадочную (СТА-3), разделенные стратиграфическим несогласием и перерывом продолжительностью не менее 80 млн. лет. Именно в таком уточненном

объеме СТА-2 и СТА-3 рассматриваются в данной статье.

U-Pb ВОЗРАСТЫ МАТКАЛАХТИНСКОГО ЗКП И ИСТОЧНИКОВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД В ЕГО РАЗРЕЗЕ

Маткалахтинский ЗКП, расположенный в центре древнего Водлозерского блока (рис. 1), по аналогии с другими архейскими ЗКП, обрамляющими этот протократон, относился к их ранней (>2.9 млрд. лет) генерации (Кожевников, 2000; Минерально-сырьевая..., 2005; Чекулаев, 1996). Информация о его строении получена в результате бурения и интерпретации геофизических данных, поскольку он практически не обнажен. Анализ материалов по скважинам, пробуренным в последние годы в Маткалахтинском ЗКП финской компанией KIVIJARVI при поисковых работах на никель, показал, что некоторые из этих скважин вскрыли редкий для Карельского кратона разрез, в котором горизонты кварцевых и полевошпато-кварцевых аренинов и полимодальных граувакк переслаиваются с базальтами и коматитами. Сходная ассоциация кварцитов с базальтами, углеродсодержащими сланцами, коматитами, кислыми и основными туфами и туффитами, описана во вскрытых бурением разрезах Каменноозерской и Токшинской структур, расположенных в северном и восточном обрамлении Водлозерского палеократона. Кварцевые породы в них рассматривались как хемогенные (Коматиты..., 1988), но в Каменноозерской структуре удалось обнаружить терригенные кварциты, что позволило выделить в ее разрезе платформенную СТА (Кожевников, 2000).

Термин "платформенная СТА" используется в том понимании, которое было использовано канадскими исследователями в ЗКП западной части кратона Сьюпириор (Geology of Ontario, 1991) для описания СТА, представленных переслаиванием толщ коматитов и подушечных базальтов с горизонтами кварцевых аренинов, конгломератов, вакк и аркозов – продуктов разрушения кислого корового материала. Позднее такой тип СТА был описан в кратоне Зимбабве в Южной Африке (формация Маньери; Fedо, Eriksson, 1996) и в других архейских регионах. Подобные СТА обычно имеют ареальное распространение, тяготея к обрамлению древних сиалических ядер – древних микроконтинентов (Williams et al., 1992). Именно таким древним ядром и являлся Водлозерский блок, в котором обнаружены одни из самых древних на Карельском кратоне породы. Так, ряд значений возраста – 3210 ± 12 , 3166 ± 14 , 3151 ± 18 и 3138 ± 63 млн. лет, был получен по единичным зернам циркона из развитых здесь тоналитов и лейкосомы ранних мигматитов (Lobach-

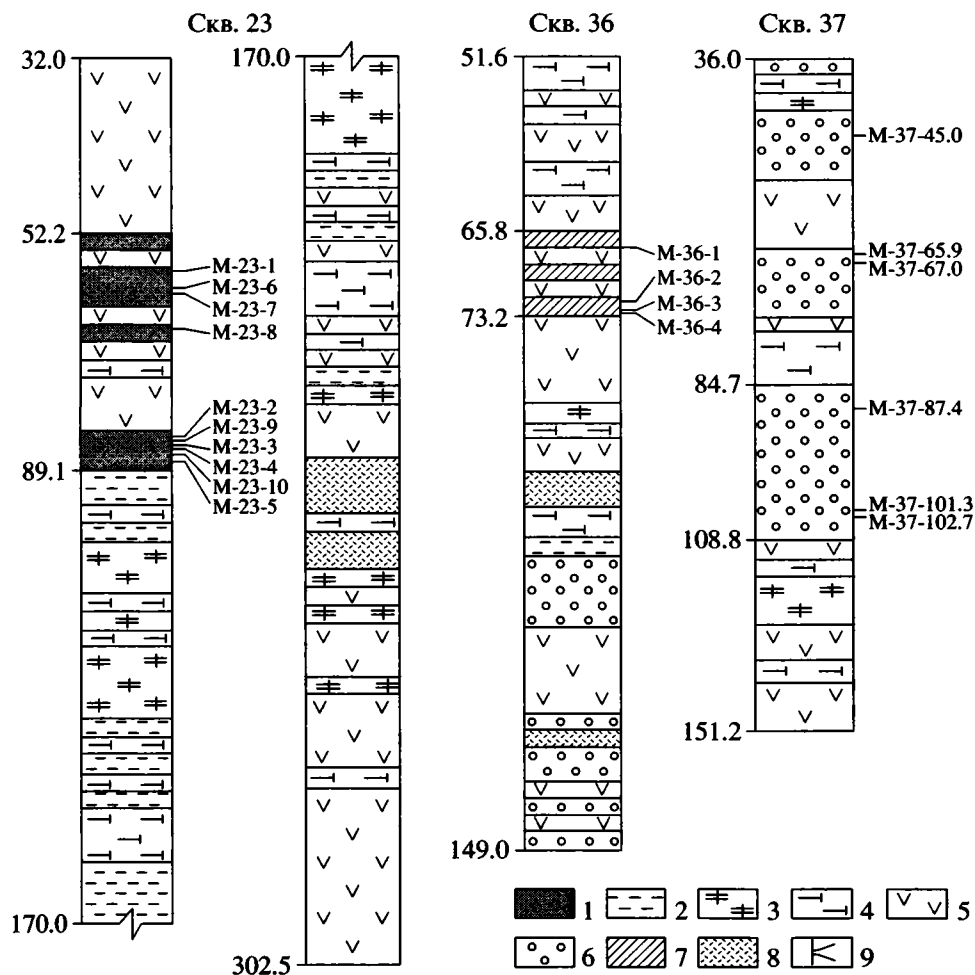


Рис. 7. Колонки скважин, пробуренных в Маткалахтинском ЗКП (Тытык, Федюк, 2003).

1 – терригенные кварцевые и биотит-кварц-полевошпатовые – (±эпидот) арены; 2 – биотит-хлорит-полевошпато-кварцевые – (±кордиерит, ±углерод) сланцы; 3 – серпентиниты по дунитам и перидотитам (силлы, возможно, коматитовые кумуляты в мощных потоках); 4 – тремолит-талк-хлорит-карбонатные, талк-хлорит-карбонатные сланцы, тремолититы – измененные пироксениты и пироксенитовые коматиты; 5 – толеитовые резе известково-щелочные базальты и ферробазальты; 6 – метасоматические пирротинсодержащие кварциты с зонами карбонат – гранатовых и других метасоматитов; 7 – эпидот-актинолит-биотит-кварц-полевошпатовые сланцы – бимодальные граувакки; 8 – рассланцованные кислые вулканы; 9 – опробованные на монофракции циркона интервалы.

Zhuchenko et al., 1993). Естественно ожидалось, что кварцевые арены в разрезе интракратонного Маткалахтинского ЗКП должны содержать древние цирконы, являющиеся носителями информации о возрасте континентальной палеокоры Водлозерского протократона.

Все сказанное послужило основанием для изучения разрезов скважин 23, 36 и 37 (рис. 7), пробуренных в так называемой Восточной ветви Маткалахтинского пояса. В скважинах 23 и 36 представлена типичная платформенная СТА некарбонатного типа. Кроме этого, скважинами 36 и 37 вскрыты метасоматические кварциты. Их геохимия была изучена для выяснения тенденций в поведении циркония и других элементов при метасоматозе.

Вскрытые скважинами 23 и 36 горизонты терригенных осадков, чередующиеся с базальтами, сложены двумя типами пород. В скв. 23 представлены кварцевые арены, сходные с описанными в разрезе Хизоваарской структуры, но метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. Это высокремнистые породы, обедненные Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Sr , Y , Zr , Th , Ti , V (табл. 2 и 3). Зерна обломочного кварца, не превышающие 1 мм, при перекристаллизации гранулируются, и порода превращается в сливной кварцит, сохраняющий реликтовую слоистость. По дискретным зонам интенсивно проявлена милонитизация, что заставило очень тщательно подходить к опробованию керна для выделения монофракций циркона, хотя милонитизация, судя по результатам хи-

Таблица 2. Химический состав терригенных пород, милонитов по кварцитам и кварцевых метасоматитов из Маткалахтинского ЗКП

Компоненты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	Σ
Скв. 23. Кварцевые арениты немилонитизированные														
М-23-1	91.20	0.09	1.53	0.26	1.93	0.11	1.63	2.43	0.03	0.02	0.14	0.02	0.34	99.72
М-23-3	95.56	0.09	1.65	0.18	0.92	0.02	0.40	0.21	0.29	0.15	0.09	0.02	0.22	99.80
М-23-4	92.60	0.10	1.78	0.01	2.90	0.04	1.00	0.28	0.10	0.12	0.20	0.03	0.67	99.81
Скв. 23. Кварцевые арениты милонитизированные														
М-23-6	94.56	0.09	1.34	0.87	1.38	0.03	0.42	0.11	0.16	0.15	0.02	0.08	0.52	99.72
М-23-7	96.50	0.04	1.02	0.22	1.12	0.03	0.37	0.11	0.07	0.03	0.02	0.10	0.07	99.70
М-23-8	93.30	0.12	2.15	0.18	1.75	0.05	0.60	0.28	0.49	0.27	0.03	0.18	0.31	99.70
М-23-9	89.20	0.18	2.40	0.01	3.18	0.10	1.56	1.61	0.27	0.19	0.02	0.16	0.95	99.82
М-23-10	91.90	0.15	2.35	0.12	2.41	0.05	1.00	0.42	0.09	0.28	0.03	0.18	0.83	99.81
Скв. 23. Кварц-полевошпатовые арениты немилонитизированные														
М-23-2	72.35	0.38	5.80	0.55	4.83	0.31	5.64	7.43	0.40	0.25	0.12	0.04	1.50	99.60
М-23-5	63.55	0.68	15.46	0.31	5.23	0.07	8.22	1.72	2.72	0.27	0.11	0.12	1.44	99.89
Скв. 36. Полимодалные граувакки														
М-36-1	58.78	0.69	12.92	0.35	8.05	0.09	10.55	2.98	3.54	0.03	0.15	0.08	1.38	99.59
М-36-2	57.48	0.80	18.33	0.55	5.82	0.07	9.36	1.89	3.33	0.31	0.21	0.12	1.54	99.81
М-36-3	56.68	0.83	18.72	0.46	5.03	0.12	7.26	2.48	4.99	0.06	0.20	0.17	2.20	99.50
М-36-4	58.94	0.67	14.84	0.80	6.46	0.07	6.98	3.70	3.02	2.65	0.16	0.16	1.36	99.50
Скв. 37. Метасоматические кварциты														
М-37-1	81.00	0.03	0.14	8.15	4.94	0.40	1.90	1.40	0.02	0.01	0.05	0.18	1.31	99.53
М-37-2	86.00	0.02	0.16	2.32	5.63	0.24	1.40	2.28	0.03	0.01	0.05	0.10	1.27	99.50
М-37-3	86.40	0.01	0.33	3.27	5.23	0.37	1.30	1.93	0.02	0.01	0.06	0.11	0.64	99.57
М-37-4	85.30	0.03	0.14	0.14	6.98	0.27	2.14	2.98	0.03	0.01	0.05	0.18	1.40	99.65
М-37-5	70.10	0.03	0.22	0.01	11.70	0.79	5.50	6.31	0.06	0.02	0.09	0.13	3.17	99.93
М-37-6	79.12	0.08	1.53	1.29	10.92	0.30	1.24	1.96	0.05	0.22	0.07	0.09	2.63	99.50

мического анализа и РФА, сопровождалась лишь незначительным ростом содержания Ti, V и Cr. Изредка в виде маломощных пропластков в терригенных кварцитах встречаются кварц-полевошпатовые арениты, обогащенные Ti, Y, Zr и Cr по сравнению с бесполевошпатовыми чисто кварцевыми породами.

Второй тип терригенных пород слагает три горизонта в толще базальтов в скв. 36. Его представляют хлорит (\pm амфибол \pm кордиерит)-эпидот-кварц-плагноклазовые породы, по химизму отвечающие полимодалным грауваккам – смеси продуктов разрушения кислых и мафических пород. Об этом свидетельствуют низкое содержание SiO₂ и одновременно высокие содержания MgO, Na₂O, Al₂O₃, Sr, Y, Zr, Nb, Ni, Pb, Th. Вскрытые в скв. 37 метасоматические пирротинсодержащие кварциты, выделенные как член метасоматической зональности, отличаются пониженным содержанием всех петрогенных и малых элементов, за исключением SiO₂, Fe и Mn. Предельно низкое содержание Zr в этих породах свидетельствует о том, что метасоматоз не сопровождался ростом циркона и, также как и милонитизация, не должен был заметно нарушить U-Pb изотопные системы в ранних генерациях циркона.

Цирконы в кварцевом арените, проба М-23. Выделенная монофракция циркона по размеру, морфологии и внутреннему строению зерен разделяется на четыре группы.

Группа 1 (рис. 4Д), составляющая около 30% объема монофракции, представлена светло-розовыми зернами округлой и овальной формы, среди которых много обломков. Зерна имеют волнообразную кавернозную поверхность. В катодолюминесценции наблюдается свечение в светлых тонах, тонкая магматическая зональность и секториальность. В проходящем свете зональность не видна. Размер кристаллов 100–250 мкм, КУ = 1.0–2.5. Содержание U и Th колеблется в пределах 21–39 мкг/г и 9–21 мкг/г соответственно, а отношение Th/U от 0.44 до 0.55. Значения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста циркона этой группы 3334 \pm 11–3289 \pm 19 млн. лет. Конкордантный возраст по двум точкам составляет 3329 \pm 16 млн. лет (СКВО = 1.6) (рис. 5Д).

Группа 2 (рис. 4Е) объемом около 20% монофракции, представлена розовато-коричневыми слабоокатанными призматическими кристаллами и их обломками. При катодолюминесценции проявляется тонкозональное и секториальное их строение. Магматическая зональность четко про-

Таблица 3. Содержание микроэлементов (в мкг/г) в терригенных породах, милонитах по кварцитам и кварцевых метасоматитах из Маткалахтинского ЗКП

Элементы	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Th	Ti	Ba	V	Cr	Ni	Co
Скв. 23. Кварцевые арены немилонитизированные													
М-23-1	<2	17	4	55	6	7	<7	571	193	27	173	27	5
М-23-3	<2	15	<2	54	3	9	<7	686	264	7	177	18	<1
М-23-4	<2	9	2	38	11	9	<7	659	160	22	203	73	45
Скв. 23. Кварцевые арены мионитизированные													
М-23-6	<2	7	<2	43	5	<7	<7	624	186	38	142	33	11
М-23-7	<2	10	<2	36	<2	<7	<7	383	184	4	135	16	2
М-23-8	<2	24	2	53	9	<7	<7	1925	160	75	448	59	26
М-23-9	<2	19	3	46	4	<7	<7	1092	150	37	353	38	26
М-23-10	<2	8	<2	47	2	<7	<7	1013	<150	27	265	30	4
Скв. 23. Кварц-полевошпатовые арены немилонитизированные													
М-23-2	<2	57	17	73	6	<7	<7	825	182	35	220	33	8
М-23-5	<2	70	19	120	18	<7	<7	3677	177	145	195	240	18
Скв. 36. Полимодалные граувакки													
М-36-1	<2	82	9	22	5	9	<7	3101	<150	180	278	367	32
М-36-2	5	84	16	141	11	13	7	4369	<150	149	183	102	34
М-36-3	11	96	21	142	15	10	<7	4354	181	222	188	104	31
М-36-4	<2	71	15	117	12	15	10	3406	161	184	132	134	20
Скв. 37. М-етасоматические кварциты													
М-37-1	<2	12	2	7	8	<7	<7	204	150	4	35	6	5
М-37-2	<2	4	2	13	3	<7	<7	157	<150	14	36	4	4
М-37-3	<2	11	<2	8	<2	<7	<7	106	<150	14	32	12	16
М-37-4	<2	11	4	13	<2	<7	<7	227	<150	30	61	90	5
М-37-5	<2	13	8	4	2	12	<7	187	<150	<15	19	72	21
М-37-6	<2	12	6	19	9	8	<7	565	320	<15	<5	<1	123

явлена в проходящем свете. Кристаллы размером 100–250 мкм имеют КУ = 1.8–2.5. Содержание U варьирует от 51 до 90 мкг/г, Th от 35 до 67 мкг/г, а отношение Th/U от 0.68 до 0.83. Значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста лежит в интервале $2860 \pm 18 - 2779 \pm 41$ млн. лет (табл. 1), а усредненный возраст этой группы по четырем точкам составляет 2821 ± 15 млн. лет (СКВО = 0.26) (рис. 5Е).

В группе 3 (рис. 4Ж, точки 4.1 и 7.1), составляющей около 20% монофракции, преобладают розовато-коричневые, темные, слегка окатанные зональные трещиноватые кристаллы. При катодолюминесценции зерна выглядят почти черными, со слабым проявлением зональности. Зерна имеют размер 200–400 мкм и КУ = 2.0–2.5. Характерны высокое содержание U, составляющее 316–414 мкг/г, варьирующее содержание Th от 9 до 69 мкг/г и низкое отношение Th/U = 0.02–0.23. Их $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст лежит в интервале $3248 \pm 3.8 - 3236.1 \pm 3.5$ млн. лет (табл. 1). Судя по геохимическим и морфологическим признакам, эта возрастная группа образована зернами метаморфического циркона.

Для группы 4 (рис. 4Ж, точки 5.1 и 6.1), объем которой составляет около 40% монофракции, характерны темно-коричневые, мутные и полу-

прозрачные призматические кристаллы с выраженными гранями и слегка окатанные их многочисленные обломки. Внутреннее строение зерен сложное, краевые части зональные и несут признаки перекристаллизации. В катодолюминесцентном изображении зерна выглядят темными, зональными, перекристаллизованные же участки выглядят светлыми. Размер зерен 150–200 мкм, при КУ = 1.8–2.5. Характерно высокое содержание как U, так и Th, лежащие в пределах 391–457 мкг/г и 154–409 мкг/г соответственно, высокое отношение Th/U, равное 0.41–0.92. Значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста $3158.8 \pm 4.4 - 3098.3 \pm 3.7$ млн. лет (табл. 1).

Цирконы в полимодалной граувакке, проба М-36. Выделенная из полимодалной грауваккового песчаника монофракция циркона содержит три морфологических типа его зерен. Первый тип представлен окатанными изометричными прозрачными разностями, варьирующими по размеру от 100 до 300 мкм, при КУ = 1.8–3.0. В ядрах, окруженных метаморфической оболочкой, проявлена магматическая зональность. Для второго типа характерны замутненные неокатанные или слабо окатанные вытянутые обломанные или целые зерна циркона. Многие из них сохраняют яд-

ра с признаками магматической зональности, окруженные метаморфическими оболочками. Третий тип представлен чистыми прозрачными идиоморфными анизометричными кристаллами циркона или их обломками. Размер зерен варьирует в диапазоне от 60 до 200 мкм, $KU = 2.0-3.0$.

Изотопные отношения были изучены в пяти зернах циркона (рис. 4И), которые разделялись на 3 возрастные категории (рис. 5Ж), различающиеся по геохимическим характеристикам. Максимальное значение $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста 3259 ± 72 млн. лет получено в точке М-36.5.1 в ядре светло-розового призматического зерна, обладающего магматической зональностью, окруженного перекристаллизованной оболочкой и относящегося к первому морфологическому типу. Для него характерно наиболее низкое для всех изученных зерен из пробы М-36 содержание и $U = 97$ мкг/г, и $Th = 25$ мкг/г при относительно невысоком отношении Th/U , равном 0.27 (табл. 1). Следующая возрастная категория циркона, $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст которой варьирует в интервале $3172 \pm 7 - 3105.9 \pm 5.7$ млн. лет, характеризуется более высоким содержанием U (223–464 мкг/г), широко варьирующим содержанием Th (34–130 мкг/г) и низким отношением $Th/U = 0.16-0.43$ (табл. 1). Ряд признаков указывает на метаморфическую природу циркона, как, например, темная оболочка в точке 4.1, а сами зерна относятся к выделенным морфологическим типам 2 и 3 (рис. 4И, точки 1.1, 3.1, 4.1). Наконец, наименьший $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 2938 ± 31 млн. лет имеет небольшое окатанное розово-коричневое зерно, относящееся ко второму типу, обладающее темным ядром с магматической зональностью и светлой перекристаллизованной оболочкой (рис. 4И, т. 2.1). Для него характерно умеренно низкое для этой пробы содержание как $U = 107$ мкг/г, так и $Th = 50$ мкг/г при отношении $Th/U = 0.49$ (табл. 1), которые, совместно с морфологическими признаками, свидетельствуют о магматической природе циркона этого возраста.

Обсуждение результатов изотопного датирования цирконов в осадках Маткалахтинского ЗКП. Анализ полученных датировок разнотипных цирконов из контрастных по степени зрелости осадков – из кварцевых аренитов в пробе М-23 и полимодальных граувакк в пробе М-36, позволяет более полно охарактеризовать их возможные источники. Наиболее древние окатанные и эвгедральные детритовые исходно магматические зерна цирконов имеют возраст $3334 \pm 11 - 3289 \pm 19$ млн. лет, характеризуются низким содержанием и U , и Th и высоким отношением Th/U и представлены исключительно в монофракции из кварцевых аренитов (точки М-23.1.1, М-23.2.1 и М-23.8.1). Метаморфогенные зерна второй возрастной группы ($3259 \pm 72 - 3236 \pm 3$ млн. лет), обладающие высоким содержанием U , варьиру-

ющим и в целом низким содержанием Th и низким отношением Th/U , представлены в кварцевых аренитах зернами М-23.4.1 и М-23.7.1, а в пробе полимодальной граувакки зерном М-36.5.1. Тот факт, что эти две возрастные группы цирконов обнаруживаются в суперзрелых кварцевых аренитах, может являться отражением длительной эрозии, вскрывшей наиболее глубокий древний коровый источник, представленный гранитоидами, возраст которых составляет 3329 ± 16 млн. лет, и метаморфитами, имеющими $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст $3259 \pm 72 - 3236 \pm 3$ млн. лет.

Третья возрастная группа, имеющая $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст $3172 \pm 7 - 3098.3 \pm 3.7$ млн. лет, представлена в обеих пробах. Она объединяет зерна М-23.5.1 и М-23.6.1 из кварцевых аренитов и М-36.3.1 и М-36.4.1 из граувакки, которые в точках опробования имеют высокое содержание U и Th при высоком отношении Th/U , типичном для магматических цирконов, подвергшихся воздействию постмагматических флюидов. Эта возрастная группа фиксирует второй эндогенный импульс, второе метаморфо-гидротермальное событие, оторванное на 100 млн. лет от предыдущего метаморфизма. $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст этого события оценен в $3259 \pm 72 - 3236 \pm 3$ млн. лет, что на 200 млн. лет моложе первого корообразующего процесса в Водлозерском блоке, возраст которого определен как 3329 ± 16 млн. лет по зернам магматического циркона первой возрастной группы из кварцевых аренитов. Скорее всего, именно к генерации циркона третьей возрастной группы относятся как единичные зерна из тоналитов и лейкосомы ранних мигматитов, возраст которых лежит в интервале $3210 \pm 12 - 3138 \pm 63$ млн. лет (Lobach-Zhuchenko et al., 1993), так и цирконы, $U-Pb$ датирование которых определило возраст протолитов гнейсов значением 3.16–3.17 млрд. лет (Чекулаев, 1996).

Наиболее молодая генерация циркона, $U-Pb$ возраст которой составляет 2821 ± 15 млн. лет ($СКВО = 0.26$), а $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст определяется интервалом $2938 \pm 31 - 2779 \pm 41$ млн. лет, представлена окатанными зернами с магматическими морфологическими и геохимическими характеристиками – наличием тонкой и секториальной магматической зональности, низким содержанием U и высоким отношением Th/U . Эта генерация циркона фиксирует третье эндогенное событие. Большая часть зерен этой группы обнаруживается в кварцевых аренитах, что отражает разрушение малоглубинного источника, связанного с кислым вулканизмом данного возраста. Таким источником могли являться богатые кварцем апикальные части малоглубинных трондьемитов и риолит-порфиров с возрастом 2.91 млрд. лет (Сергеев, 1989). Полученное значение возраста детритового циркона 2821 ± 15 млн. лет, отвечающее минимальному возрасту разрушавшегося магматического

источника, определяет на сегодняшний день максимальный возраст Маткалахтинского ЗКП.

Особый интерес представляют наиболее общие различия между цирконами, представленными в контрастных по зрелости терригенных осадках. Цирконы из кварцевых аренитов характеризуются широким диапазоном морфологических и возрастных типов с большой долей изометричных и окатанных зерен, обладающих магматической зональностью. Эти особенности цирконов совместно с литолого-минералогическими и геохимическими характеристиками вмещающих пород отражают возрастную и вещественную гетерогенность источников обломочного материала и длительность абразии на ранней стадии мультициклического осадочного процесса, завершившегося отложением богатых кварцем осадков на фоне импульсного коматиит-базальтового вулканизма.

Цирконы, присутствующие в полимодальной граувакке, отличаются преобладанием менее окатанных анизометричных зерен, источник которых был более гомогенен в возрастном и вещественном отношении по сравнению с источником цирконов в кварцевых аренитах. В этом источнике большой объем занимали кислые магматические породы, метаморфизованные в ходе второго эндогенного импульса, документированного метаморфогенными зернами второй возрастной группы, возраст которой $3259 \pm 72 - 3236 \pm 3$ млн. лет. К этой генерации могут относиться цирконы из лейкосомы мигматитов, представленной плагиогранитами, возраст которой определен как 3210 ± 10 млн. лет. Меланосома, представленная мафит-ультрамафитовой ассоциацией, выделена в Водлозерском блоке как "древние амфиболиты среднего течения рек Выг и Водла" (Lobach-Zhuchenko et al., 1993). Продукты разрушения такой бимодальной ассоциации и могли отлагаться турбидитовыми потоками синхронно с коматиит-базальтовым вулканизмом 2.82–2.78 млрд. лет назад в раскрывавшемся при спрединге Маткалахтинском ЗКП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нами получены новые данные об изотопном возрасте цирконов из вулканических и осадочных разрезов архейских ЗКП Карельского кратона. Они продемонстрировали, что существуют разные обстановки, механизмы и продолжительность формирования самих поясов и слагающих их единиц. ЗКП могут представлять коллажированные структуры, состоящие из аллохтонных СТА, сформированных или субсинхронно, как, например, в Костомукшском ЗКП, или последовательно в возрастном интервале продолжительностью более 100 млн. лет, как это имело место в Хизоваарской структуре. Возраст древнейших детритовых цирконов в кварцевых аренитах и полимодальных

граувакках Северной и Восточной Карелии определяет минимальное время формирования стабильных ядер сиалической коры как 3151.5 ± 4.6 млн. лет и 3329 ± 16 млн. лет соответственно. Ряд более молодых значений возраста циркона, определенный в этих породах, отражает время последующих магматических и метаморфических событий. Они позволили оценить возраст накопления терригенной осадочной СТА в Хизоваарской структуре интервалом $2711 \pm 9.6 - 2687 \pm 11$ млн. лет, а максимальный возраст Маткалахтинского ЗКП оценить значением 2.82 млрд. лет. Последняя изотопная датировка в сочетании с полученной оценкой U-Pb возраста океанического плато 2791.7 ± 6.1 млн. лет в Костомукшском ЗКП, которая фактически отвечает возрасту пояса, свидетельствуют о том, что в Карельском кратоне появляется все больше признаков наличия молодых ЗКП, формировавшихся на завершении архея. Геологическая история этих ЗКП описывается геодинамическим мезоциклом продолжительностью 90–110 млн. лет (Кожевников, 2003). Как известно, именно с этим интервалом архейской истории и с этой генерацией ЗКП связана глобальная металлогеническая эпоха, когда были сформированы многочисленные месторождения Au, Ni, PGE, полиметаллов и других полезных ископаемых.

Авторы благодарны С.Б. Лобач-Жученко за ознакомление с первым вариантом рукописи данной статьи и сделанные комментарии. Глубокую признательность авторы высказывают рецензентам М.А. Семихатову, В.А. Глебовицкому и Е.В. Бибиковой за конструктивные замечания и пожелания, которые были учтены в полном объеме при подготовке окончательного варианта статьи. Отдельной благодарности заслуживают В.И. Кевлич – заведующий лабораторией технической минералогии ИГ КарНЦ РАН и сотрудники этой лаборатории за качественно выделенные монофракции циркона, О.Л. Кожевникова, подготовившая электронную версию рисунков, и руководство республиканского кернохранилища, обеспечившее работу с керном по Маткалахтинскому ЗКП.

Финансовая поддержка исследования осуществлялась в рамках плановой темы НИР ИГ КарНЦ РАН "Архейские кратоны Земли: строение, происхождение, эволюция, рудогенез", Приоритетной программы № 5 ОНЗ РАН и гранта РФФИ № 02-05-97507.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: Латеральная зональность и изотопный возраст. // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
- Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А. и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккретированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.

- Геология Карелии / Отв. ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 230 с.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф. и др. Геология и металлогения Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 142 с.
- Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) / Отв. ред. С.Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1988. 215 с.
- Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.
- Кожевников В. Н. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1992. 199 с.
- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 2000, 223 с.
- Кожевников В.Н. Архейские геодинамические системы: полая субдукция, цикличность, молодые аналогии, металлогенические следствия // Тр. Карельск. НЦ РАН, 2003. Вып. 5. С. 3–21.
- Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 185 с.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.–Л.: Наука, 1963. 210 с.
- Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л.: Наука, 1971. 191 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс – аккреционный ороген, сформированный 2.9–2.8 млрд. лет назад // Тез.докл. Докембрий Северной Евразии. СПб: ИГГД, 1997. С. 55–56.
- Лобач-Жученко С.Б., Милькевич Р.И., Арестова Н.А. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструкции на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 3–10.
- Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии // Ч. 1: Вулканизм, седиментогенез, метаморфизм и металлогения. СПб: Наука, 1993. 208 с.
- Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 142 с.
- Милькевич Р.И., Мыслова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезн. ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Кн.1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280с.
- Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1992. 191 с.
- Пухтель И.С., Самсонов А.В., Щипанский А.А. и др. Аккреционная тектоника в Карельской гранит-зеленокаменной области. Костомукшский зеленокаменный пояс как пример террейновой структуры // Тез. докл. 1-й Междунар. конф. "Fennoscandian Geological Correlation". St. Petersburg, 1996. С. 65–67.
- Рыбаков С.И., Куликов В.С. Природа и динамика развития архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: 1985. С. 164–170.
- Самсонов А.В. Эволюция магматизма гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского кратона // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук, М., РАН ИГЕМ, 2004. 48 с.
- Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель Н. С. и др. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Тез. докл. 1-й междунар. конф. "Fennoscandian Geological Correlation". St. Petersburg, 1996. С. 74–75.
- Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры С-З Карелии, Балтийский щит: Результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение земной коры по профилю 4В (Кемь-Калевала). Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 2001. С. 109–143.
- Светов С.А. Водлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс как позднеархейская сутура. Геологические и геохимические аргументы // Материалы конференции "Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон", Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 2002. С. 216–217.
- Светов С.А. Эволюция магматических систем в зоне перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 2005. 210 с.
- Светов С.А., Светова А.И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Докл. РАН, 2004. Т. 394. № 3. С. 393–398.
- Светова А.И., Светов С.А., Назарова Т.Н. Полимодальные граувакки-индикаторы конвергентных режимов в архее // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 2001. С. 36–47.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: 1989. 24 с.
- Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Левченков О.А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–83.
- Слабунов А.И. Позднеархейская система микроконтинент-океан восточной части Балтийского щита // Материалы совещания "Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия", Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 250–253.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Петрозаводск: 2005. 48 с.
- Стратиграфия докембрия Карельской АССР / Отв. ред. Соколов В.А. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1984. 115 с.
- Тытык В.М., Федюк З.Н. Отчет о результатах поисковых работ на медь и никель, проведенных в пределах маткалахтинской площади в Пудожском районе Республики Карелия в 1996–2002 гг. Фонды КГЭ, Петрозаводск, 2003. 135 с.
- Харитонов Л.Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита // Труды

3-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.–Л., 1955. С. 51–77.

Чекулаев В.П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 1996. 42 с.

Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.–Л., Наука. 1964. 123 с.

Шипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М. и др. Высокомagneзильные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // Докл. РАН, 1999. Т. 365. № 6. С. 817–820

Cox R., Lowe D.R. A conceptual review regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks their sedimentary cover. // J. Sedim. Res. 1995. № 65. P. 1–12.

Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. P. 222–235.

Fedo C.M., Eriksson K.A. Stratigraphic framework of the ~3.0 Ga Buhma greenstone belt: a unique stable-shelf succession in the Zimbabwe archaean craton // Precamb. Res. 1996. V. 77. P. 161–178.

Fedo C.M., K.N.Sircombe, R.H.Rainbird. Detrital zircon analysis of the sedimentary record // Rev. Mineralog. Geochronolog. 2003. V. 53. ZIRCON / Eds Hanchaer J.M. and Hoskin P.W. P. 277–303.

Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Espoo (Spec. Paper. Geol. Surv. Finland. 1993. V. 17), 386 p.

Geology of Ontario. Ontario geological survey. 1991. Spec. vol. 4, part 1. 713 p. 1992. Spec. vol. 4. Part 2. P. 714–1525. Greenstone Belts / Eds de Wit M.D., Ashwal L.D. Oxford monographs on Geology and Geophysics № 35. Oxford, 1997. 809 p.

Hoskin P.W.O., Ireland T.R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. Geology. 2000. V. 28. № 7. P. 627–630.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. № 3. P.637–648.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A. et al. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precamb. Res. 1993. V. 62. P. 375–398.

Lobach-Zhuchenko S.B., H.R.Rollinson, V.P.Chekulaev et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. V. 79. P. 107–128.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot / Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 1999. № 1a. P. 47.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. P. 22–71.

Luukkonen E.J. The structure and stratigraphy of the northern part of the Late Archaean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield // Proc. of a Finnish-Soviet Symp. in Finland on July 28 – August 7. 1986. Geol. Surv. Finland. Spec. Paper 4. 1988. P. 71–96.

Luukkonen E. J. Late Archaean and Early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, Eastern Finland // Ann. universitat. Turkuensis. 1992. Ser. A 78. P. 1–37.

McLennan S.M., Taylor S.R., McGregor V.R. Geochemistry of Archaean metasedimentary rocks from West Greenland // Geochim.Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1–13.

Mc Lennan S.M., Taylor S.R., Mc Culloch M.T. et al. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations // Geochim.Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 2015–2050.

Puchtel I.S., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. et al. Hotspot versus island arc tectonic models for the eastern and central Karelian greenstone belts: evidence for lateral accretion of the late Archaean continental crust in the Baltic shield // Abstr. SVEKALAPKO Europrobe project, Workshop, Repino. 1998. P. 50.

Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield:Isotope and trace element constrains // Geochemica Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 3579–3595.

Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V. et al. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // Lithos. 2005. V. 79. № 1–2. P. 83–106.

Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bogina M.M. et al. 2.8 Ga suprasubduction zone ophiolites of the Khizovaara greenstone belt, North Karelia: the first known occurrence of Archaean rocks having boninitic affinities // Abstr. SVEKALAPKO Europrobe project, Workshop, Repino, 1998. P. 58.

Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Puchtel I.S. et al. 2.8 Ga boninite series from Khizovaara greenstone belt, North Karelia: evidence for a modern style subduction in the Late Archaean // Abstr.Intern.Conf. Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). M. 1999. P. 163–167.

Sorjonen-Ward P., Nironen M., Luukkonen E.J. Greenstone Associations in Finland // Greenstone Belts / Eds deWit M.D., Ashwal L.D. Oxford monographs on Geology and Geophysics № 35. Oxford, 1997. P. 677–706.

Thurston P.C., Chivers K.M. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada // Precamb. Res. 1990. V. 46. P. 21–58.

Thurston P.C., Kozhevnikov V.N. An Archean Quartzite-Andesite Association in the Baltic Shield: Implication for Assemblage types and shield history // Precamb. Res. 2001. V. 101. P. 313–340.

Williams H.R., Stott G.M., Thurston P.C. et al. Tectonic evolution of Ontario: summary and synthesis // Geology of Ontario, Ontario Geol. Surv. 1992. Spec. vol. 4. Part 2. P. 1255–1334.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / Eds McKibben M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econom. Geol. 1998. № 7. P. 1–35.

Wronkiewicz D.J., Condie K.S. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa. Evidence for a 3.0 Ga – old continental craton // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 1534–1549.

Рецензенты В.А. Глебовицкий,
М.А. Семихатов и Е.В. Бибикова

УДК 550.93:551.72(571.51)

Rb-Sr, K-Ar, H- и O-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ АРГИЛЛИТОВ ДЕБЕНГДИНСКОЙ СВИТЫ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ)

© 2006 г. И. М. Горохов*, М. А. Семихатов**, М. М. Аракелянц***, Э. А. Фаллик****,
Н. Н. Мельников*, Т. Л. Турченко*, Т. А. Ивановская**, Т. С. Зайцева*, Э. П. Кутявин**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

**Геологический институт РАН, Москва

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

****Шотландский университетский центр изучения окружающей среды, Глазго

Поступила в редакцию 25.11.2004 г., получена после доработки 29.06.2005 г.

Тонкозернистые глинистые субфракции (СФ) с размером частиц <0.1 , $0.1-0.2$, $0.2-0.3$, $0.3-0.6$, $0.6-2$ и $2-5$ мкм, выделенные из аргиллитов среднерифейской дебенгдинской свиты, изучены методом просвечивающей электронной микроскопии, рентгеноструктурным, K-Ar и Rb-Sr методами. В них также определен изотопный состав кислорода и водорода.

Во всех СФ, кроме самой крупнозернистой, доминирует низкотемпературный иллит-сметтит. Рентгеноструктурные, химические и изотопные данные для СФ отражают систематику смешивания разновозрастных аутигенных иллит-сметтитов двух генераций. Индекс кристалличности иллита падает с уменьшением размера глинистых частиц. Иллит в размерных СФ различается и по химическому составу: в мелкозернистых СФ он обогащен Al относительно Fe и Mg, содержит больше K и характеризуется более высокими отношениями K/Rb и Rb/Sr по сравнению с крупнозернистыми СФ. Различия размерных СФ проявляются также на изотопном уровне: по мере уменьшения размера частиц значения Rb-Sr возраста, вычисленные на основе методики выщелачивания и построения “внутренних изохрон”, постепенно понижаются от 1254–1272 млн. лет в наиболее крупнозернистых СФ до 1038–1044 млн. лет в самых мелкозернистых, а величины K-Ar возраста для тех же СФ уменьшаются от 1225–1240 до 1080 млн. лет. Отражением систематики смешивания, по-видимому, является и положительная корреляция величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD с размером частиц в СФ.

Анализ изотопной систематики в сочетании с минералогическими и морфологическими данными приводит к выводу, что смешанослойный иллит-сметтит в дебенгдинских аргиллитах формировался на протяжении двух временных интервалов: 1211–1272 и 1038–1080 млн. лет назад. Первый из них близок ко времени отложения осадков и, вероятно, отвечает катагенезу погружения, а второй связан с поднятием территории и изменением гидрологического режима в период предхайпахского перерыва в осадконакоплении.

Ключевые слова. Протерозой, рифей, аргиллиты, тонкозернистые глинистые фракции, иллит-сметтит, индекс кристалличности иллита, катагенез, Rb-Sr возраст, K-Ar возраст, изотопный состав кислорода, изотопный состав водорода, систематика двухкомпонентного смешивания, выщелачивание, Северная Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

Наличие в любых аргиллитах кластогенных и аутигенных разновозрастных минеральных фаз, сохраняющих (или, во всяком случае, способных сохранить) изотопную память о разных событиях седименто- и литогенеза, исключает корректное использование валовых проб этих пород для изотопного датирования осадочных последовательностей. Полученные по таким пробам значения изотопного возраста невозможно строго интерпретировать в терминах конкретных геологических событий (Clauser, 1976; Bonhomme, 1982; Горо-

хов, Семихатов, 1984; Горохов и др., 2003). Стремление же к изотопно-геохронологическому и геохимическому изучению индивидуальных минералов неметаморфизованных глинистых пород сталкивается со значительными, а зачастую и непреодолимыми препятствиями при их выделении. По существу, единственным способом обогащения анализируемого материала конкретными разновидностями глинистых минералов является разделение его на фракции, характеризующиеся различными размерами частиц (Aronson, Hower, 1976; Morton, 1985a,b; Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1997, 2001, 2003).

Многими авторами, изучавшими Rb-Sr и K-Ar систематику тонкозернистых глинистых фракций, показано, что модельные возрасты последних, как правило, уменьшаются с уменьшением размера глинистых частиц (Hower et al., 1963; Hurlley et al., 1963; Hofmann et al., 1974; Zhang, 1985; Bonhomme, 1987; Мельников и др., 1990; Gorokhov et al., 1994). Однако идентификация минеральных фаз, возникавших на тех или иных этапах геологической истории аргиллитов, возможна только при изучении фракций с очень узкими (субмикронными) диапазонами размеров зерен. Используя такой подход, Дж. Мортон (Morton, 1985b) с помощью Rb-Sr метода показал, что верхнедевонские аргиллиты Вудфорд, Западный Техас, содержат две политипные модификации иллита, одна из которых (политип 2M₁) была заимствована из источника сноса, а другая (политип 1M_d) образована в ходе позднего диагенеза (в отечественной терминологии – катагенеза) осадочной породы. Следуя тем же путем, И.М. Горохов и др. (Gorokhov et al., 1994) обнаружили в нижнекембрийских “синих глинах” Северной Эстонии три разновозрастные генерации иллита: кластогенную (2M₁) и две аутигенные (1M и 1M_d). При этом Rb-Sr возраст одной из аутигенных генераций был близок ко времени отложения осадков. Среди других случаев получения по тонкозернистым фракциям аргиллитов изотопного возраста, близкого к стратиграфическому, заслуживает упоминания Rb-Sr датирование аргиллитов нижнерифейской усть-ильинской свиты Анабарского массива. Процедура датирования включала выделение серии тонкозернистых субфракций иллита и их выщелачивание для построения “внутренних изохрон” (Горохов и др., 1997).

Возможность использования такого подхода для целей практической геохронологии, конечно, зависит от того, насколько обычным для глинистых осадков является новообразование иллита на ранних стадиях погружения. Исследованию этой проблемы на примере среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия Северной Сибири посвящена настоящая работа. В отличие от наших более ранних публикаций, посвященных этой проблеме (Горохов и др., 1997, 2001, 2002, 2003), в предлагаемой статье в исследование вовлечены не только Rb-Sr и K-Ar, но и водородные и кислородные изотопные системы изученных минералов.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТНЫЕ РАМКИ И СТРОЕНИЕ ДЕБЕНГДИНСКОЙ СВИТЫ

Рифейские отложения Оленекского поднятия, слагающие базальные горизонты чехла северо-восточной части Сибирской платформы, в современной структуре образуют пологую (обычно 3°–

5°) моноклираль, осложненную серией разломов (Комар, 1966; Шпунт и др., 1979, 1982). Эти отложения, залегающие с угловым несогласием на до-рифейских (древнее 1.9 млрд. лет) метаморфических породах и гранитоидах фундамента платформ, трансгрессивно перекрыты вендскими преимущественно карбонатными толщами. Последние в верхней своей части содержат фауну обеих зон немакит-далдынского яруса (Хоментовский, Карлова, 2002), включают вулканогенные цирконы с Pb-Pb возрастом 543.9 ± 0.2 млн. лет (SHRIMP, Bowring et al., 1993) и, судя по C-изотопным данным, относятся к верхним горизонтам венда (Семихатов и др., 2004).

В рифейских отложениях рассматриваемого региона выделяются следующие шесть свит (Шпунт и др., 1979, 1982; Шенфиль, 1991): разделенные поверхностью размыва главным образом терригенные осор-хятинская (130 м) и сыгынах-такская (130–150 м), согласно залегающая преимущественно карбонатная кютингдинская (220–260 м), предваряемая размывом карбонатно-терригенная арымасская (170–200 м), ограниченная снизу и сверху эрозионными поверхностями терригенно-карбонатная дебенгдинская (540–560 м) и завершающая разрез хайпахская (200–240 м), которая представлена тремя разделенными размывами терригенно-карбонатными подсвитами (рис. 1). В составе дебенгдинской свиты описаны пять подсвит (Шенфиль и др., 1988; Шенфиль, 1991; Горохов и др., 1995а). Первая подсвита (115–120 м) сложена широким набором серых силикокластических пород с редкими прослоями строматолитовых известняков. Вторая подсвита (80–85 м) состоит из трех пачек серых строматолитовых известняков, разделенных небольшими пакетами зеленовато-серых песчаников и алевролитов. Третья подсвита, из которой были отобраны описанные в настоящей работе образцы, сложена зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. Четвертая подсвита (90–100 м) – это бурые строматолитовые известняки с тонкими (1–8 м) пакетами аргиллитов, алевролитов и песчаников. Пятая подсвита (120–150 м) представлена серыми и розовыми строматолитовыми доломитами с линзами кремней и редкими прослоями аргиллитов, а иногда и алевролитов. Песчаники и алевролиты нижних четырех подсвит и известняки второй подсвиты дебенгдинской свиты, равно как и терригенные породы осор-хятинской, кютингдинской, арымасской и хайпахской свит в различной мере обогащены глобулами глауконита.

Возрастная интерпретация Оленекского разреза рифея опирается на данные о последовательности ассоциаций строматолитов (Комар, 1966; Шпунт и др., 1979, 1982; Семихатов, Серебряков, 1983) и на изотопные датировки глауконитов. Большая часть этих датировок получена в 1960-е

годы К-Аг методом по минералогически не изученным глобулам глауконит-иллитового состава (Казakov и др., 1965; Геохронология..., 1968 и ссылки в этой работе) и образует убывающий вверх по разрезу ряд значений (млн. лет): сыгынахтакская свита – 1435, кютингдинская – 1350, арымасская – 1220–1165, дебенгдинская – 1135, 1080 и 1040 (соответственно нижняя, средняя и верхняя части), хайпахская, нижняя часть – 1000 и 960. Отсутствие каких-либо данных о составе и структуре использованных минералов-геохронометров заставляет в настоящее время рассматривать приведенные значения К-Аг возраста только как ориентировочные. Наибольшего же доверия для оценки изотопного возраста оленекского рифея, по-видимому, заслуживают согласующиеся между собой Rb-Sr изохронные и К-Аг возрастные значения, равные соответственно 1262 ± 13 и 1287 ± 16 млн. лет (Горохов и др., 1995а), которые получены по минералогически изученным глауконитам и Al-глауконитам из двух нижних подбит дебенгдинской свиты. Указанные минералы представлены крупными глобулами, вне зависимости от состава имеют темно-зеленую окраску и высокую плотность, содержат 6.3–6.7% К и менее 20% смектитовых слоев. Мессбауэровские спектры свидетельствуют об отсутствии вторичных структурных преобразований минералов, которые могли бы привести к потере этими глауконитами радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar (Горохов и др., 1995а; Зайцева и др., 2004). Что же касается опубликованных В.А. Пономарчуком и др. (1994) К-Аг датировок валовых проб рифейских карбонатных пород Оленекского поднятия, то их трудно связать с какими-либо реальными событиями геологической истории региона в связи с тем, что авторами не идентифицированы К-содержащие фазы в изученном материале.

Строматолиты оленекского рифея образуют последовательный ряд регионально выдержанных ассоциаций, наиболее древние из которых описаны в кютингдинской свите (Комар, 1966; Шпунт и др., 1979, 1982). В нижней части этой свиты наряду с северо-сибирскими эндемиками и столбчатыми формами широкого вертикального распространения присутствуют типичные для нижнего рифея пассивно ветвящиеся столбики *Kussiella kussiensis*. В верхней части свиты на смену этим строматолитам приходит ассоциация эндемичных для Северной Сибири формальных видов пластовых морфотипов. Последовательность названных ассоциаций строматолитов и литостратиграфические данные определяют корреляцию кютингдинской свиты Оленекского поднятия с усть-ильинской и котуйканской свитами Анабарского массива (Комар, 1966; Шпунт и др., 1979, 1982; Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфильд, 1991). Такая корреляция важна потому, что возраст раннего диагенеза усть-ильинских осадков.

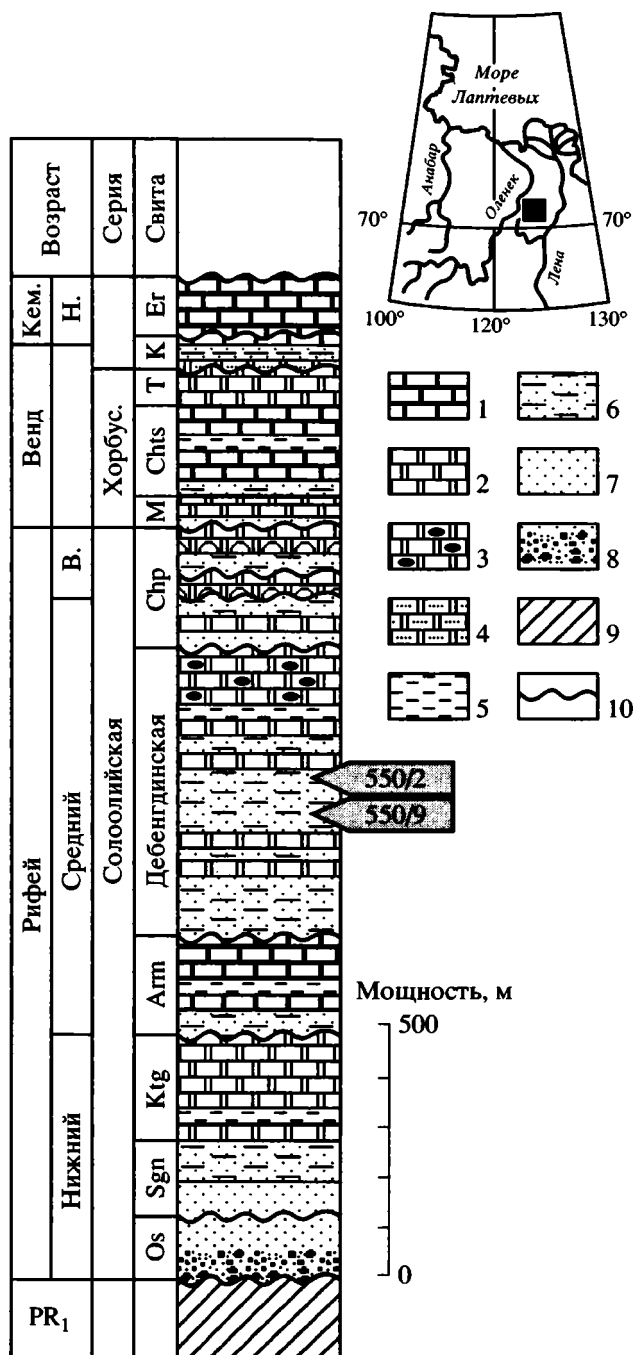


Рис. 1. Географическое положение Оленекского поднятия, стратиграфический разрез развитых здесь верхнедокембрийских осадочных пород и места отбора изученных образцов.

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – доломиты с линзами и конкрециями кремней; 4 – песчанистые доломиты; 5 – аргиллиты; 6 – чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников; 7 – песчаники; 8 – гравелиты; 9 – кристаллические породы дорифейского фундамента; 10 – поверхности разрывов. Сокращения: Кем. – кембрий; Н – нижний; В – верхний; Хорбус. – хорбусуонская; Os – осорхаятинская; Sgn – сыгынахтакская; Ktg – кютингдинская; Artn – арымасская; Chp – хайпакская; М – маастакская; Chts – хатыспытская; Т – туркнутская; К – кесюссинская; Ег – эркекетская.

согласно Rb-Sr и K-Ar датировкам глауконита, оценивается как 1483 ± 10 и 1459 ± 20 млн. лет соответственно, а возраст диагенеза (в отечественной терминологии – катагенеза) погружения этих осадков на основании изучения Rb-Sr систематики ряда размерных фракций аргиллитов определяется как 1405–1415 млн. лет (Горохов и др., 1991, 1997).

В арымасской свите состав строматолитов полностью обновляется. Здесь обильно представлены характерные для среднего рифея и нижней части верхнего рифея *Baicalia*, *Conophyton lituus* и *Jacutophyton multiforme*, проходящие в вышележащие дебенгдинские и нижнехайпахские отложения, где им сопутствует ряд таксонов, известных только в северо-сибирской провинции (Семихатов, 1985), а также появляющиеся в среднем рифее *Conophyton metula* и *Jacutophyton cognitum*. Полная смена состава строматолитов происходит также в основании второй подсвиты хайпахской свиты, где исчезают все перечисленные ранее таксоны, но появляются характерные для нижних горизонтов верхнего рифея *Inzeria tjomusi* и *Jurusania cylindrica*, типичный верхнерифейский формальный род *Gymnosolen*, а также некоторые эндемичные таксоны. В верхнехайпахских отложениях, кроме северо-сибирских эндемиков, известны местные представители рода *Voхonia*, развитого в верхнем рифее и венде.

Согласно приведенным данным, в рассматриваемом разрезе граница нижнего и среднего рифея разделяет кютингдинскую и арымасскую свиты, а граница среднего и верхнего рифея – первую и вторую подсвиты хайпахской свиты (Шпунт и др., 1979, 1982; Горохов и др., 1995а), что определяет принадлежность дебенгдинской свиты к средней и верхней частям среднего рифея. Изотопный возраст стратиграфических границ последнего оценивается как 1350 ± 20 и 1030 ± 30 млн. лет (Семихатов и др., 1991; Семихатов, 2000). С таким определением стратиграфического возраста названной свиты согласуется состав содержащихся в ней окремненных микрофоссилий (Сергеев и др., 1994) и появление в верхней части хайпахской свиты органостенных акантоморфных акритарх *Trachyhystrichosphaera vidalii* (Vidal et al., 1993), типичных для верхнего рифея. Однако некоторые исследователи относят дебенгдинскую свиту к верхнему рифею. В основе такого мнения лежит либо приверженность особой, событийной модели нижней границы верхнего рифея (Хоментовский и др., 1985; Шенфиль и др., 1988; Шенфиль, 1991; Хоментовский, 1996), отличной от принятой в Общей стратиграфической шкале рифея (Семихатов и др., 1991), либо суждение о том, что присутствующие в дебенгдинских отложениях углеродистые фоссилии *Chuaria circularis* и *Tawuia dalensis* в геологической летописи появляются только в позднем рифее

(Vidal et al., 1993). Однако за пределами Северной Сибири эти ископаемые присутствуют в заведомо доверхнерифейских отложениях (Hofmann, 1992 и ссылки в этой работе). Таким образом, можно полагать, что описанные в настоящей работе образцы аргиллитов, происходящие из третьей подсвиты дебенгдинской свиты, залегают вблизи основания верхней трети региональной последовательности среднерифейских отложений.

Анализ мощностей пост-дебенгдинских отложений Оленекского поднятия и его обрамления позволяет считать, что дебенгдинские аргиллиты в своей геологической истории не погружались глубже 4–5 км. О том, что эти породы никогда не прогревались выше 80°C , свидетельствует и цветовой индекс органостенных микрофоссилий (Hayes et al., 1983), содержащихся в наименее измененных дебенгдинских аргиллитах (неопубликованные данные А.Ф. Вейса). По данным минералогических исследований, отложения нижних двух подсвит дебенгдинской свиты (вне контактных зон присутствующих в них основных силлов) изменены в условиях глубинного и регрессивного катагенеза (Ивановская, 1994; Горохов и др., 1995а).

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ГЛИНИСТЫХ ФРАКЦИЙ

Изученные нами два образца зеленовато-серых и серых слюдистых аргиллитов (обр. 550/2 и 550/9) массой 250–300 г без внешних признаков вторичных изменений отобраны из средней части третьей подсвиты дебенгдинской свиты (рис. 1). Породы содержат незначительные количества алевритовой примеси и фрамбоидного пирита, а также редкие биопленки и тонкодисперсный органический материал. После удаления следов поверхностного выветривания образцы измельчались с помощью ручного пресса таким образом, чтобы весь материал проходил через сито с размером ячеек 0.25 мм. Отквартованная навеска ~40 г измельченного вещества заливалась дистиллированной водой, полученная суспензия тщательно перемешивалась механической мешалкой в течение 30 минут, после чего фракция <5 мкм выделялась методом седиментационного анализа. Эта фракция затем разделялась с помощью центрифугирования и ультрафильтрации на гранулометрические субфракции (СФ) с эквивалентными сферическими диаметрами частиц <0.1, 0.1–0.2, 0.2–0.3, 0.3–0.6, 0.6–2 и 2–5 мкм. Масса каждой из полученных СФ обычно составляла несколько сотен миллиграмм.

Минеральный состав СФ изучался в ориентированных препаратах с помощью рентгеновского дифрактометра ДРОН УМ–1 с CoK_{α} излучением. Эти препараты применялись также для определе-

ния дифракционных характеристик иллита: индекса кристалличности I_k (Kubler, 1966, 1990) – ширины 10 Å-пика в угловых градусах (Kisch, 1980), измеренной на его полувысоте, и отношения 5 Å- и 10 Å-пиков (I_{002}/I_{001}). Политипные модификации иллита идентифицировались на основании электронографических данных. Морфология глинистых частиц исследовалась при помощи просвечивающего электронного микроскопа JEM-100B в Аналитическом центре МЕХАНОБР (Санкт-Петербург) при 15000–40000-кратных увеличениях. Методика включала помещение суспензии изучаемой СФ на углеродную подложку и высушивание.

Rb-Sr систематика СФ изучалась с использованием процедуры выщелачивания 1N раствором уксуса аммония. Целью этой процедуры было отделение Sr, связанного в структуре глинистых минералов, от Sr, который располагается в легко обмениваемых положениях структуры, адсорбирован на поверхности минеральных зерен или входит в состав аутигенных компонентов, таких как карбонаты и фосфаты. Навеска выщелачиваемой СФ составляла 60–100 мг в зависимости от количества имевшегося в наличии вещества. Ацетатная вытяжка и остаток от выщелачивания разделялись центрифугированием, и остаток дважды ополаскивался бидистиллированной водой для удаления солевого раствора. Промывные воды добавлялись к ацетатной вытяжке. Вытяжки, остатки от выщелачивания и необработанные СФ анализировались Rb-Sr методом. Отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ определялись методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ^{87}Rb – ^{84}Sr . Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также определялись в опытах с добавлением индикатора. После обработки СФ смесью перегнанных концентрированных HF и H_2SO_4 химическое разделение Rb и Sr выполнялось на ионообменной колонке со смолой Dowex AG50W \times 8 (200–400 меш) с использованием 2.5N HCl в качестве элюента. Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 с Re-лентами ионного источника в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измерение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном карбонате стронция SRM 987 Национального института стандартов и технологий (NIST) США в процессе изучения дебендинских образцов дало значение 0.710259 ± 0.000012 ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 15$). Отношение $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ определялось на одноколлекторном масс-спектрометре МИ 1320 с трехленточным (Re + W) ионным источником. Значения содержания Sr в холостых опытах не превышали 5 нг. Содержания Rb и Sr в стандартном образце полевого шпата 70a NIST США, измеренные в ходе выполнения настоящей работы, составляли соответственно 522 и 65.6 мкг/г. Воспроизводимость определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в СФ оце-

нивалась как $\pm 1\%$, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ как $\pm 0.1\%$. Вычисление параметров “внутренней изохроны” по точкам, представляющим ацетатную вытяжку, остаток от выщелачивания и необработанный материал для каждой из СФ, осуществлялось методом Г.А. Макинтайра (McIntyre et al., 1966) со статистической оценкой погрешностей, согласно Дж.Х. Уильямсону (Williamson, 1968).

Для определения содержания K применялся масс-спектрометрический метод изотопного разбавления с индикатором, обогащенным ^{41}K . Навеску глинистой СФ (около 0.02 г) разлагали в тefлоновом бюксе смесью HF + HCl + HNO_3 + HClO_4 в течение 48 часов при комнатной температуре. После выпаривания остаток растворяли в течение 24 часов в смеси концентрированных HNO_3 и HCl, а затем переводили в хлориды. Калий выделялся ионообменным методом на смоле AG50W \times 8 (200–400 меш) в H^+ -форме. В качестве элюента использовалась 2.4N HCl. Фракция, полученная на выходе ионообменной колонки, переводилась в сульфат с помощью концентрированной H_2SO_4 и выпаривалась досуха на горячей плитке. Изотопный анализ K выполнялся на одноколлекторном масс-спектрометре МИ 1320. Для контроля правильности определения K использовались стандартные образцы: мусковит P-207, биотит LP-6 и биотит-70. В них установлены следующие содержания K (в %): 8.68, 8.44 и 7.82 соответственно; воспроизводимость этих определений составляла $\pm 3\%$.

Содержание радиогенного ^{40}Ar в СФ определялось методом изотопного разбавления с ^{38}Ar в качестве индикатора. Измерения проводились в статическом режиме на специализированном комплексе, созданном на базе масс-спектрометра МИ 1201 ИГ. Чувствительность комплекса по аргону 5×10^{-3} А/торр, уровень холостого опыта – 5×10^{-10} см³ при нормальных условиях. Правильность и воспроизводимость определений контролировались систематическими измерениями изотопного состава воздушного аргона и анализами малых навесок (до 4 мг) стандартных образцов биотита Bern 4B, мусковита Bern 4M и мусковита P-207. Полученные нами содержания радиогенного ^{40}Ar в этих образцах составляют соответственно 9.39, 11.44 и 50.70 нг/г.

Изотопный состав кислорода определялся с помощью модифицированного С. Маколеем с соавторами (Macauley et al., 2000) метода лазерного фторирования (Sharp, 1990). Метод включал полное разложение ~1 мг минеральной навески трифторидом хлора при нагревании CO_2 -лазером. Выделявшийся кислород пропусклся через встроенный (in-line) ртутный диффузионный насос и затем на платинированном графите превращался в CO_2 . Выход реакции измерялся емкостным манометром. Система выделения газа была встроена в

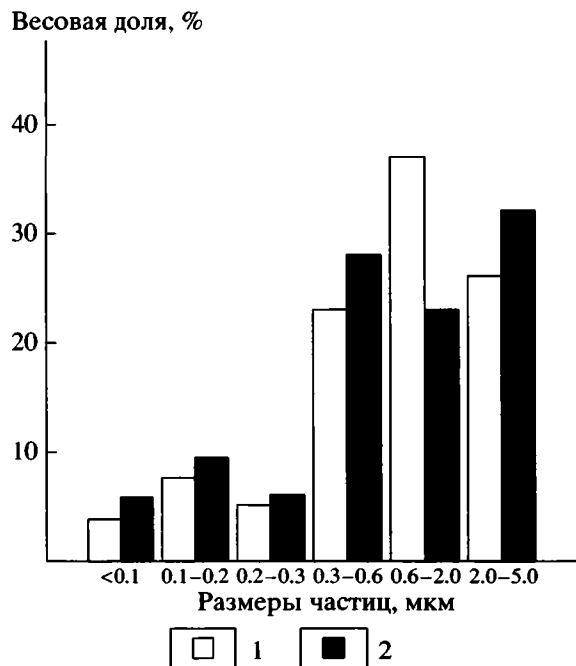


Рис. 2. Гистограмма распределения размерных субфракций глинистых частиц во фракции <5 мкм.
1 — обр. 550/2; 2 — обр. 550/9.

масс-спектрометр VG PRISM 3 с двойной системой напуска. Воспроизводимость и правильность методики для кварцевых стандартов составляют $\pm 0.4\%$, однако для тонкозернистых водных слоистых силикатов воспроизводимость хуже — вероятно, около 0.6% . Содержание воды и δD определялись путем вакуумной дегидроксидации анализируемой навески минерала (~60 мг) в предварительно дегазированном платиновом тигле, который нагревался с помощью индукции выше 1200°C (Fallick et al., 1993). Выделившаяся вода очищалась и затем превращалась в водород над горячим ураном (Bigeisen et al., 1952). Перед дегидроксидацией образец прогревался в вакууме в течение ночи при температуре 120°C , чтобы уменьшить влия-

ние поверхностной воды. Выход водорода (выраженный в микромолях $\text{H}_2\text{O}^+/\text{мг}$) измерялся манометрически, а величина δD определялась на масс-спектрометре VG 602 с двойной системой напуска. Биотит 28 NIST США при измерении этим методом давал значение $\delta D = -65\%$ с воспроизводимостью $\pm 4\%$. Для изученных глинистых субфракций воспроизводимость была лучше чем $\pm 10\%$. Данные для этих СФ представлены в промилле относительно V-SMOW.

Rb-Sr возраст субфракций вычислялся с использованием константы $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, K-Ar возраст — с использованием констант: $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %). Все значения погрешностей в тексте и на графиках выражены в виде двух стандартных отклонений (2σ).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В обоих образцах около 80–85% массы глинистой фракции <5 мкм составляют три крупнозернистые СФ с размером частиц более 0.6 мкм (рис. 2). Рентгеноструктурное изучение показало, что во всех исследованных субфракциях доминирует иллит-сметтит, а содержание хлорита не превышает 5%. СФ 2–5 мкм составлена примерно равными количествами иллит-сметтита, хлорита и кварца. Иллит у обоих образцов свойственные высокие значения индекса кристалличности (I_k), характерные для зоны диагенеза/катагенеза (Kisch, 1980), при этом в обр. 550/2 I_k уменьшается от 1.65° в СФ 0.6–2 мкм до 1.26° в СФ <0.1 мкм, а в обр. 550/9 — соответственно от 1.52° до 1.38° (табл. 1). В самых мелкозернистых СФ (<0.1 и 0.1–0.2 мкм) структура иллита более совершенна (политип 1M–1M_d), чем в крупнозернистых, в которых иллит представлен политипом 1M_d. Отношение 5Å- и 10Å-рефлексов (I_{002}/I_{001}) в обр. 550/9 растет с уменьшением размера частиц от 0.20 в СФ 2–5 мкм до 0.55 в СФ 0.1–0.2 мкм и вновь падает до 0.34 в СФ <0.1 мкм (табл. 1). Величина этого отношения многими исследователями рассматривается как показатель содержания в октаэдрическом слое иллита Al, с одной стороны, и Fe + Mg — с другой (Esquevin, 1969; Srodon, Eberl, 1984). Полученные данные могут свидетельствовать, таким образом, о заметном повышении содержания Al в мелкозернистых СФ по сравнению с крупнозернистыми.

Морфология частиц иллита во всех СФ довольно однообразна (рис. 3). Крупные частицы представлены изометричными хлопьевидными (нефелоидными) кристаллами с диффузными краями. В самой мелкозернистой СФ (<0.1 мкм) наряду с нефелоидными появляются планкообразные кристаллы с неровными, частично зазубренными краями.

Таблица 1. Дифракционные характеристики иллита в глинистых субфракциях

Субфракция, мкм	Индекс кристалличности, I_k		Отношение I_{002}/I_{001}
	обр. 550/2	обр. 550/9	
2–5	не опр.	не опр.	0.20
0.6–2	1.65	1.52	0.21
0.3–0.6	1.54	1.50	0.28
0.2–0.3	1.47	1.49	0.32
0.1–0.2	1.39	1.44	0.55
<0.1	1.26	1.38	0.34

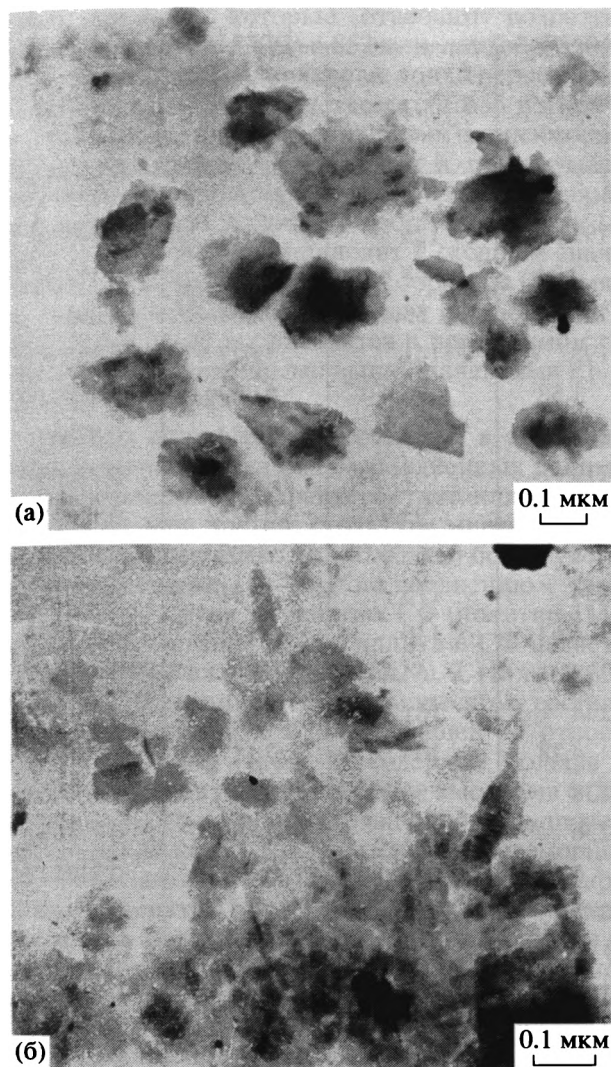


Рис. 3. Микрофотографии глинистых частиц в субфракциях обр. 550/9, полученные методом просвечивающей электронной микроскопии.

а – субфракция 0.2–0.3 мкм; б – субфракция <0.1 мкм.

Результаты Rb-Sr и K-Ar анализа и определения изотопного состава кислорода и водорода в глинистом материале аргиллитов представлены в таблицах 2–4. Во всех изученных СФ, за исключением СФ 2–5 мкм, Rb-Sr, K-Ar, O- и H-изотопные параметры связаны с размером частиц. Так, по мере его уменьшения от 0.6–2 мкм до <0.1 мкм доля выщелоченного Sr в обоих образцах постепенно растет от 47–54% до 66–73%, а отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в остатках от выщелачивания столь же плавно увеличивается от 9.0 до 16.1–18.1 (табл. 2). Содержания K и ^{40}Ar при этом повышаются в том же направлении соответственно от 3.5–3.8 до 5.2–5.6%, и от 426–454 нг/г до 587 нг/г, а отношение K/Rb растет от 182–194 до 211–220 (табл. 3). Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD в СФ 2–5 мкм и 0.6–2 мкм выше,

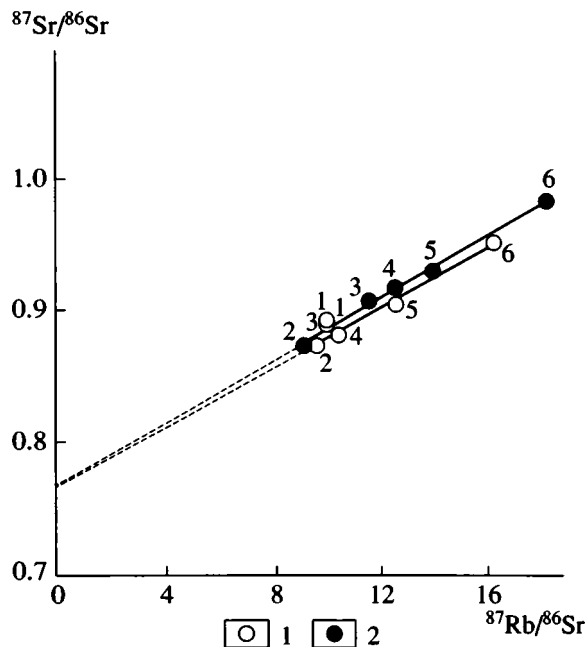


Рис. 4. Rb-Sr диаграммы для остатков от выщелачивания разноразмерных субфракций.

1 – обр. 550/2; 2 – обр. 550/9. Цифры на графике – размерные субфракции: 1 – 2–5 мкм; 2 – 0.6–2 мкм; 3 – 0.3–0.6 мкм; 4 – 0.2–0.3 мкм; 5 – 0.1–0.2 мкм; 6 – <0.1 мкм.

чем в более мелкозернистых СФ (табл. 4), правда, весь интервал вариаций δD лишь немногим превышает погрешность измерения.

В координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4) точки остатков от выщелачивания почти всех разноразмерных СФ (за исключением СФ 2–5 мкм) каждого из изученных образцов располагаются на прямых линиях. Также и на графике в координатах K – ^{40}Ar (Harper, 1970) расположения точек необработанных разноразмерных СФ в первом приближении могут рассматриваться как линейные (рис. 5), хотя им в действительности свойственна небольшая кривизна. Все названные последовательности могут быть альтернативно интерпретированы как 1) реальные возрастные зависимости, отражающие одноактное образование (преобразование) иллита на том или ином этапе литогенеза, либо 2) не имеющие геохронологического смысла линии смешивания двух неогенетичных и разновозрастных материалов с разными отношениями Rb/Sr и концентрациями K. Выбор между этими вариантами интерпретации является решающим для понимания всех имеющихся результатов.

К первому варианту интерпретации склоняют два факта. 1. Прямые, аппроксимирующие положение фигуративных точек остатков от выщелачивания СФ обоих образцов на Rb-Sr эволюционной диаграмме (рис. 4), имеют не только близкие

Таблица 2. Rb-Sr аналитические данные

Размер частиц, мкм	Препарат*	Доля, переходящая в вытяжку, %		Rb**, мкг/г	Sr**, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
		Rb	Sr				
Обр. 550/2							
2–5	НО			191	125	4.471	0.79379
	В	1.2	55.0	2.34	68.8	0.0984	0.71378
	О			186	55.4	9.881	0.89195
0.6–2	НО			198	141	4.077	0.78538
	В	0.8	54.2	1.58	76.4	0.0599	0.71527
	О			198	64.5	9.034	0.87069
0.3–0.6	НО			219	161	3.968	0.78053
	В	1.1	58.3	2.34	93.9	0.0722	0.71535
	О			215	66.6	9.509	0.87408
0.2–0.3	НО			234	175	3.891	0.77717
	В	2.0	62.9	4.63	110	0.1225	0.71567
	О			228	64.8	10.35	0.88229
0.1–0.2	НО			244	161	4.418	0.78189
	В	1.8	65.2	4.28	105	0.1178	0.71587
	О			238	56.3	12.48	0.90600
<0.1	НО			256	171	4.351	0.77826
	В	2.4	73.1	6.18	125	0.1433	0.71552
	О			249	45.8	16.10	0.95248
Обр. 550/9							
2–5	НО			195	109	5.236	0.80604
	В	2.3	47.1	2.86	51.3	0.1616	0.71489
	О			191	56.8	9.881	0.88983
0.6–2	НО			198	121	4.777	0.79728
	В	0.9	46.6	1.83	56.4	0.0941	0.71491
	О			194	63.1	9.026	0.87345
0.3–0.6	НО			223	132	4.942	0.79646
	В	1.7	57.0	3.69	75.2	0.1421	0.71527
	О			218	56.0	11.49	0.90832
0.2–0.3	НО			233	128	13.30	0.79979
	В	2.3	58.3	5.43	74.6	0.2107	0.71660
	О			225	53.3	12.48	0.91773
0.1–0.2	НО			250	134	5.430	0.79793
	В	2.5	61.5	6.29	82.4	0.2209	0.71641
	О			243	51.7	13.91	0.93115
<0.1	НО			257	123	6.104	0.80266
	В	2.2	65.9	5.53	81.0	0.1980	0.71561
	О			249	40.9	18.12	0.98445

Примечание.*НО – субфракция, не обработанная раствором ацетата аммония, В – ацетатная вытяжка, О – остаток от выщелачивания. **Содержания Rb и Sr в вытяжках и остатках приведены в расчете на 1 г необработанной субфракции.

углы наклона, которые отвечают возрастам 807 млн. лет (обр. 550/2) и 852 млн. лет (обр. 550/9), но и, по существу, одинаковые точки пересечения с осью ординат (соответственно 0.7646 и 0.7649). 2. Экстраполяция квазилинейных зависимостей на рис. 5 к нулевому содержанию К, подразумевающая наличие во всех СФ каждого из двух образцов одинаковых количеств избыточного ^{40}Ar (на уровне 160–190 нг/г), приводит к сходным значениям К-Аг возраста для обоих образцов (876 млн. лет для обр. 550/2 и 820 млн. лет для обр. 550/9), которые к тому же находятся в приемлемом согласии и с приведенными выше значениями Rb-Sr кажущегося возраста.

Второй вариант интерпретации, в свою очередь, подкрепляется рядом полученных данных. 1. Дифракционные характеристики иллита зависят от размера частиц: структура минерала в самой мелкозернистой СФ (<0.1 мкм) более упорядочена (политип 1M–1M_d) по сравнению с таковой в более крупнозернистых СФ (политип 1M_d), а индекс кристалличности иллита в СФ падает с уменьшением их размера (табл. 1). 2. Иллит в размерных СФ различается по химическому составу: в мелкозернистых СФ он обогащен Al относительно Fe и Mg (табл. 1), содержит больше К (табл. 3) и характеризуется более высокими отношениями К/Rb и Rb/Sr по сравнению с крупнозернистыми СФ (табл. 2 и 3). 3. Различия размерных СФ проявляются и на изотопном уровне: на графике в координатах 1/Sr – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 6) фигуративные точки мелкозернистых СФ (от 0.3–0.6 мкм до <0.1 мкм) обоих образцов лежат на прямых линиях, подчиняясь требованиям систематики двухкомпонентного смешивания. Можно полагать, что наблюдаемое на рис. 6 отклонение точек СФ 2–5 мкм и 0.6–2 мкм обоих образцов от прямой линии связано с присутствием в глинистом материале этих СФ хлорита, нарушающего указанную систематику. В этой связи показательно, что точки СФ 2–5 мкм отклоняются от прямых линий и на Rb-Sr диаграмме (рис. 4) для разноразмерных СФ. 4. Отражением систематики смешивания может быть и отрицательная корреляция содержания К в СФ обоих образцов с величиной их кажущегося К-Аг возраста (табл. 3), а также корреляция величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD с размером частиц в СФ (табл. 4).

Оценивая вероятность приведенных выше альтернативных вариантов интерпретации полученных данных, отметим, что трактовка графических зависимостей на рис. 4 и 5 как изохронных предполагает либо новообразование всего иллита в аргиллитах дебенгдинской свиты около 810–880 млн. лет назад в ходе некоторого постседиментационного события, либо полную перестройку в это время Rb-Sr и К-Аг изотопных систем указанного минерала с гомогенизацией изотопного состава Sr в пределах каждого изученного об-

Таблица 3. К-Аг аналитические данные

Образец	Субфракция, мкм	К, %	К/Rb	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г	К-Аг возраст, млн. лет
550/2	2–5	3.49	182	426.1	1230
	0.6–2	3.60	182	446.2	1240
	0.3–0.6	4.43	202	523.3	1200
	0.2–0.3	4.84	207	539.1	1150
	0.1–0.2	5.15	211	557.1	1125
550/9	2–5	3.78	194	453.9	1215
	0.6–2	3.91	197	474.8	1225
	0.3–0.6	4.71	211	540.2	1175
	0.2–0.3	4.95	212	564.3	1170
	0.1–0.2	5.39	216	586.7	1130
	<0.1	5.65	220	580.8	1080

Таблица 4. Изотопный состав кислорода и водорода в субфракциях обр. 550/9

Субфракция, мкм	$\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW, ‰	δD V-SMOW, ‰	H_2O^+ , микромоль/мг
2–5	16.7	–87	2.4
	16.6		
0.6–2	15.4	–100	1.4
	15.4		
0.3–0.6	14.3	–94	2.8
	14.5		
0.2–0.3	14.3	–100	2.2
	13.6		
	13.6		
0.1–0.2	14.3	–105	2.6
	14.1		
<0.1	14.1	–108	3.5
	14.0		
	13.5		

разца, а возможно, и всего опробованного горизонта третьей подсвиты. И в том, и другом случае процесс должен был сопровождаться захватом кристаллической структурой иллита довольно значительных количеств избыточного ^{40}Ar .

В случае новообразования иллита 810–880 млн. лет назад наличие в нем избыточного ^{40}Ar вкупе с высоким “первичным” отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4) подразумевает возникновение этого минерала за счет растворения древнего кластического материала (слюд и полевых шпатов) дебенгдинских осадков в условиях замкнутой или полузамкнутой геохимической системы. Такая ситуация обычно

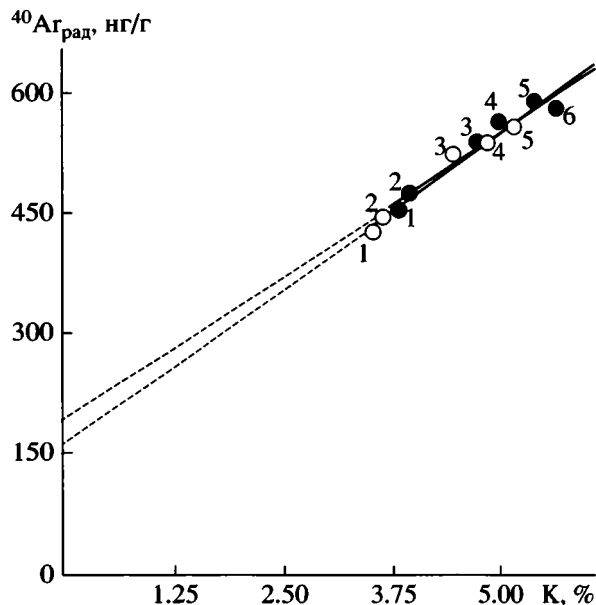


Рис. 5. К-Аг диаграмма для разноразмерных субфракций обр. 550/2 и 550/9.

Условные обозначения и объяснение цифр на графике см. на рис. 4.

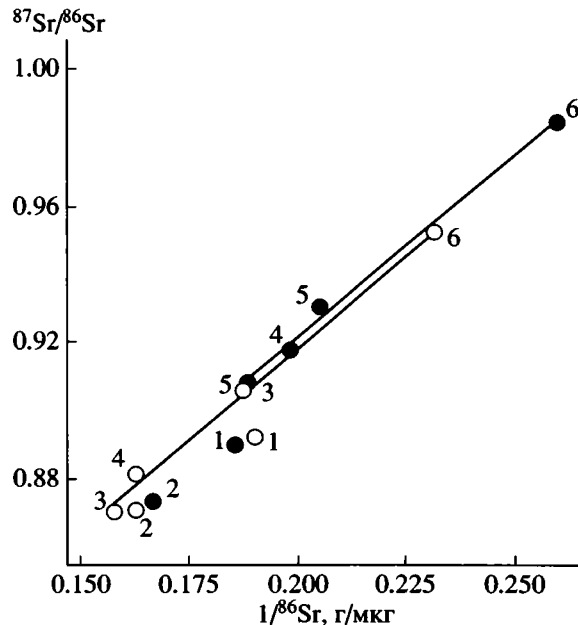


Рис. 6. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от $1/^{86}\text{Sr}$ в остатках от выщелачивания разноразмерных субфракций.

Условные обозначения и объяснение цифр на графике см. на рис. 4.

свойственна катагенезу погружения (Gorokhov et al., 1994; Clauer, Chaudhuri, 1995). Однако, учитывая возраст глауконитов дебенгдинской свиты (1262 ± 13 млн. лет – Rb-Sr метод и 1287 ± 16 млн. лет – K-Ar метод; Горохов и др., 1995а), трудно представить упомянутый процесс отделенным от седиментации интервалом около 400 млн. лет. Это тем более так, что на протяжении 400 млн. лет после отложения дебенгдинских осадков в регионе не происходило накопления каких-либо мощных осадочных толщ. Что же касается гомогенизации изотопного состава Sr 810–880 млн. лет назад в уже существовавшем к тому времени иллите, то такой процесс не сочетается с захватом одинаковых количеств ^{40}Ar минеральными зернами различных размеров, если только механизм гомогенизации не включал полную перекристаллизацию тонкозернистого вещества дебенгдинских осадков. Таким образом, рассмотрение в качестве изохрон графических зависимостей, представленных на рис. 4 и 5, неизбежно требует постседиментационной (пере)кристаллизации глинистых минералов аргиллитов в равновесии с присутствующим флюидом.

Однако многие особенности структуры и химического состава тонкозернистых фракций дебенгдинских аргиллитов не согласуются с предположением о равновесной перекристаллизации. Речь при этом идет, в первую очередь, о различии степени упорядоченности и политипии иллита в

разноразмерных СФ. Здесь обращает на себя внимание более совершенная структура упомянутого минерала в мелкозернистых СФ по сравнению с крупнозернистыми, то есть ситуация обратная описанной в большинстве ранее изученных верхнепротерозойских глинистых пород (Gorokhov et al., 1994, 1995, 2001; Горохов и др., 2001, 2002). Противоречит предположению об одностадийной (пере)кристаллизации и различных химический состав разноразмерных СФ и особенно величина отношения Rb/Sr в них. Если бы иллит был представлен единой генерацией, повышенных величин этого отношения следовало бы ожидать в крупных кристаллах (“созревание Оствальда”, Eberl et al., 1990), а не в более мелких, как это наблюдается в дебенгдинских аргиллитах.

Несомненным свидетельством против гипотезы одностадийной равновесной перекристаллизации служат и вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , наблюдаемые в разноразмерных СФ. Известно (Hoefs, 1980), что на фракционирование изотопов кислорода и водорода в числе прочих факторов влияет природа катионов, с которыми связаны эти элементы. В частности, в условиях равновесия тяжелые изотопы кислорода обогащаются в Al-содержащих слоистых силикатах по сравнению с Fe-содержащими. Дж.Р. Лоуренс и Х.П. Тейлор (Lawrence, Taylor, 1972) показали, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в смектитах, обедненных железом, на 2–3‰ больше, чем в железистых смектитах. Фракционирование изото-

пов водорода в силикатных минералах зависит от вида катионов, входящих в состав гидроксилсодержащих минералов (Taylor, Epstein, 1966; Suzuki, Epstein, 1976; Kuroda et al., 1976; Brigham, O'Neil, 1985; Sheppard, Gilg, 1996). В наибольшей степени концентрируют дейтерий минералы, в которых преобладает связь Al–OH. Поэтому величина δD в слоистых силикатах растет с увеличением отношения Al/Fe в их октаэдрических слоях, и мусковит всегда обогащен дейтерием по сравнению с сосуществующим с ним биотитом. В то же время эффекты изотопного фракционирования, обусловленные различием кристаллической структуры, обычно малы по сравнению с теми, причиной которых является различие химического состава.

Если теперь обратиться к данным табл. 4, представляется очевидным, что тренды изменения значений $\delta^{18}O$ и δD в разноразмерных СФ обр. 550/9 как раз противоположны тем, которые наблюдались бы в случае одностадийной равновесной перекристаллизации иллитового материала. Богатые Al самые мелкозернистые СФ (<0.1 и 0.1–0.2 мкм), которые при этом, согласно вышесказанному, должны были бы включать наибольшие доли тяжелых изотопов кислорода и водорода, напротив, характеризуются самыми низкими значениями $\delta^{18}O$ и δD . Поэтому кислородно- и водородно-изотопные характеристики крупно- и мелкозернистых субфракций обр. 550/9 определенно противоречат гипотезе одноактного образования иллита в дебенгдинских аргиллитах. Таким образом, в качестве причины вариаций значений $\delta^{18}O$ и δD в разноразмерных СФ должны рассматриваться различия других параметров: температуры среды образования политипов иллита, состава диагенетических флюидов либо отношения вода/порода в ходе минералообразования. Понятно, что ни одно из указанных различий не может возникнуть при одноактном формировании всего иллитового материала аргиллитов.

Таким образом, приведенные аргументы определяют интерпретацию прямых на рис. 4 и 5 как линий двухкомпонентного смешивания. Этот вывод представляется корректным, несмотря на гипнотизирующее согласие Rb-Sr и K-Ar датировок, вычисленных в предположении, что графические зависимости на упомянутых рисунках имеют геохронологический смысл. Иначе говоря, мы приходим к заключению, что изученные разноразмерные СФ дебенгдинских аргиллитов составлены двумя разновозрастными генерациями низкотемпературного аутигенного иллита и содержат их в различных пропорциях. Первая генерация (политип 1M_d) с низким содержанием К, низкими отношениями K/Rb и Rb/Sr и повышенными значениями $\delta^{18}O$ и δD преобладает в крупнозернистых СФ

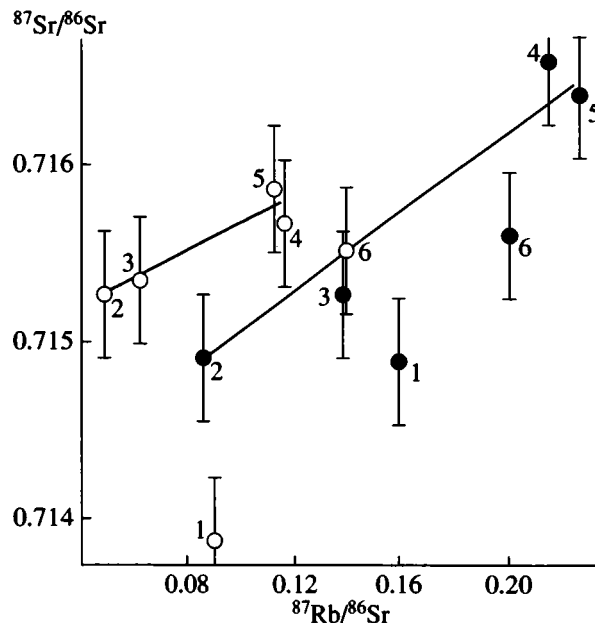


Рис. 7. Rb-Sr диаграммы для ацетатных вытяжек из разноразмерных субфракций. Условные обозначения и объяснение цифр на графике см. на рис. 4.

(2–5 и 0.6–2 мкм), а вторая генерация (политип 1M–1M_d) с большим содержанием К, повышенными отношениями K/Rb и Rb/Sr и относительно легкими кислородом и водородом наиболее распространена в СФ <0.1 мкм.

В данном контексте весьма существенно, что в координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 7) фигуративные точки составов ацетатных вытяжек из СФ (кроме самых крупно- и мелкозернистых) образуют линейные тренды. Такие зависимости, наблюдавшиеся и при анализе других верхнепротерозойских аргиллитов (Горохов и др., 2001, 2002; Gorokhov et al., 2001), позволяют предполагать, что легкоподвижный несиликатный материал, удаляемый из глинистой составляющей раствором ацетата аммония, тоже включает два некогенетических компонента разного химического и изотопного состава. Если указанные мобильные компоненты попарно когенетичны с двумя разновозрастными генерациями иллита, для вычисления Rb-Sr возраста последних может быть применен метод “внутренних изохрон” (Горохов и др., 2003, 2005).

Полученные этим методом значения Rb-Sr возраста (рис. 8 и 9), постепенно понижаются от 1254–1272 млн. лет в наиболее крупнозернистых СФ до 1038–1044 млн. лет в самых мелкозернистых, тогда как величины K-Ar возраста для тех же СФ уменьшаются от 1225–1240 до 1080 млн. лет (табл. 3). Очень важно при этом, что значения кажущихся K-Ar и Rb-Sr возрастов для СФ одинако-

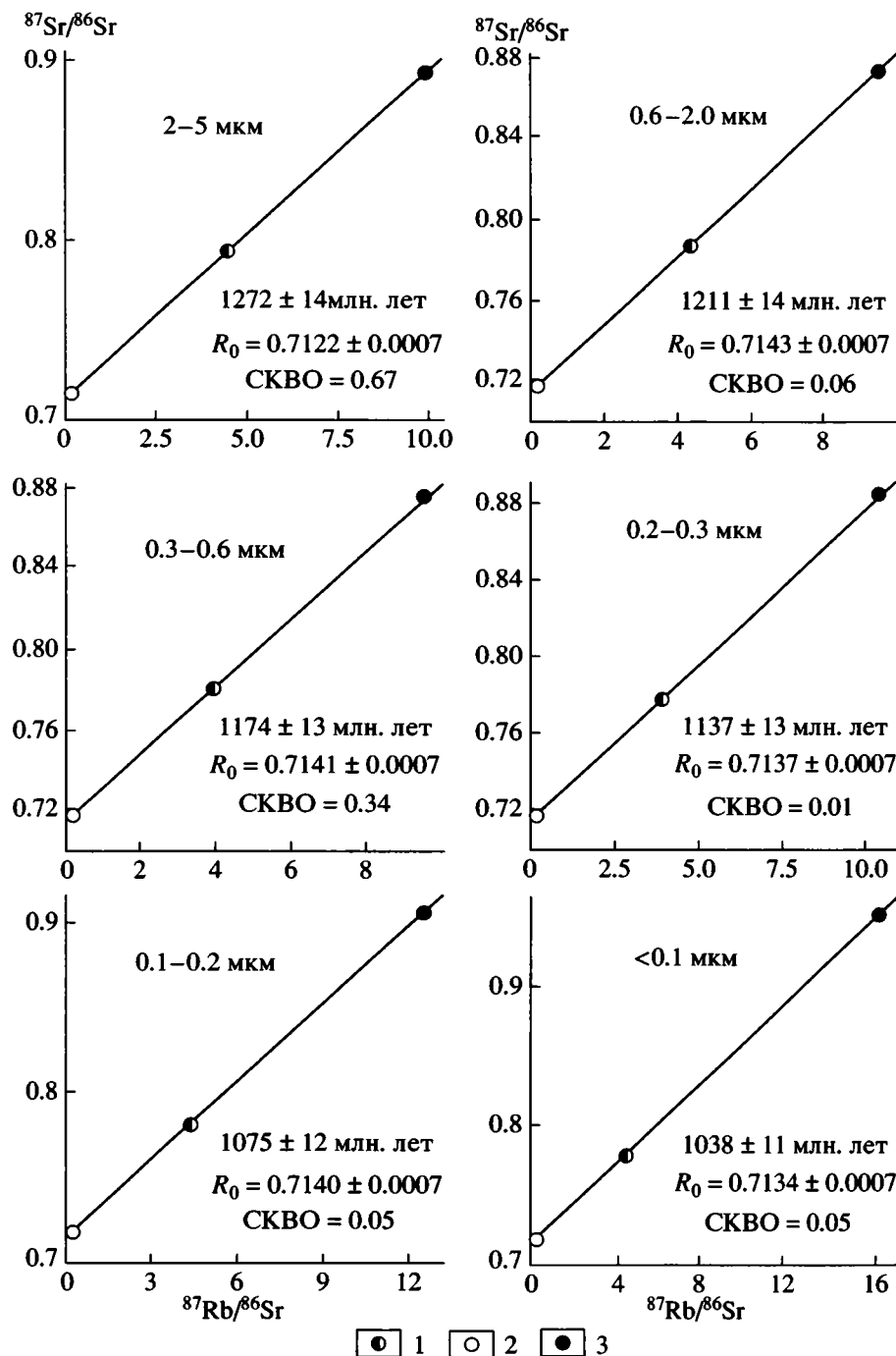


Рис. 8. Внутренние Rb-Sr изохроны для субфракций обр. 550/2.

1 - необработанные субфракции, 2 - ацетатные вытяжки, 3 - остатки от выщелачивания.

вого размера (табл. 3, рис. 8 и 9) близки друг к другу. Существование такого сходства вряд ли можно объяснить в рамках одноактного катагенетического образования иллита во всех разновозрастных СФ, и оно несомненно является результатом смешивания разновозрастных материалов. Ясно, однако, что лишь *крайние члены* этих смесей (самые крупнозернистые и мелкозерни-

стые СФ) в обоих образцах позволяют датировать процессы формирования двух генераций иллита. Субфракции же, сложенные частицами промежуточных размеров (от 0.1 до 0.6 мкм), представляют собой смеси разновозрастных минералов, и поэтому их кажущиеся Rb-Sr и K-Ar возрасты не имеют геохронологического смысла.

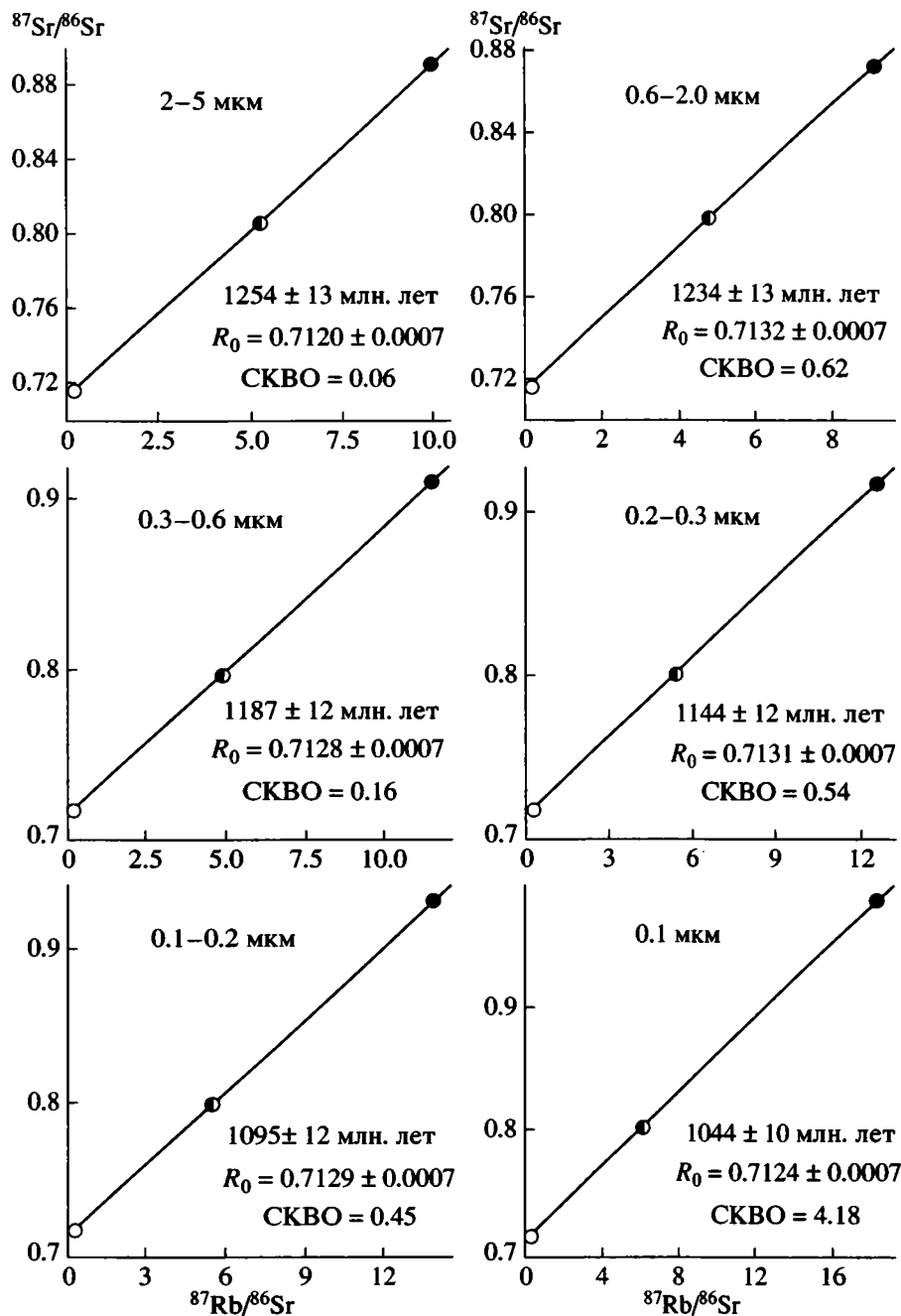


Рис. 9. Внутренние Rb-Sr изохроны для субфракций обр. 550/9. Условные обозначения см. на рис. 8.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для СФ обоих образцов, отражающие состав диа- (ката)генетических флюидов во время формирования обеих генераций иллита (рис. 8 и 9) варьируют в узком интервале 0.7120–0.7143. Они много выше значений этого отношения в морской воде среднего рифея (0.7049–0.7055, Горохов и др., 1995б; Семихатов и др., 2002) и указывают на обогащение упомянутых флюидов радиогенным ^{87}Sr за счет

растворения терригенного материала осадков в процессе их погружения.

Rb-Sr и K-Ar датировки СФ с размером частиц 2–5 и 0.6–2 мкм, сложенных $1M_d$ иллитом первой генерации, варьируют от 1211 до 1272 млн. лет и близки к значениям Rb-Sr и K-Ar возрастов дебенгдинских глауконитов (соответственно 1262 ± 13 и 1287 ± 16 млн. лет), структура и изотопные системы которых, согласно мессбауэровским данным, не претерпели постдиагенетических из-

менений (Горохов и др., 1995а; Зайцева и др., 2004). Несколько меньшие значения возраста глинистых СФ по сравнению с возрастом упомянутых глауконитов, отобранных из нижележащих горизонтов дебенгдинской свиты, могут отражать либо реальное различие стратиграфического положения изученных образцов глауконитов и аргиллитов, либо, что вероятнее, более раннее образование диагенетического глауконита по сравнению с иллитами первой генерации, который возник в процессе катагенеза погружения. Следы этого последнего процесса наблюдаются как в терригенных, так и в карбонатных породах дебенгдинской свиты. Таковы, в частности, мозаичные, микро-стилолитовые и более редкие фестончато-микро-стилолитовые структуры в дебенгдинских карбонатах, обычные в них аутигенные кварц и полевые шпаты, а также наблюдаемая в дебенгдинских аргиллитах характерная ассоциация глинистых минералов – диоктаэдрического иллита переменного состава и триоктаэдрического хлорита (Ивановская, 1994; Горохов и др., 1995а). Таким образом, полученные изотопно-геохронологические данные согласуются со стратиграфическим возрастом дебенгдинской свиты и, судя по всему, свидетельствуют о том, что катагенез погружения в данном случае был не слишком оторван во времени от диагенеза, близкого к моменту накопления осадков. Ранее аналогичные выводы были получены при изучении Rb-Sr систематики “синих глин” Северной Эстонии (Gorokhov et al., 1994), верхнерифейских аргиллитов инзерской свиты Южного Урала (Gorokhov et al., 1995) и нижнерифейских аргиллитов усть-ильинской свиты Анабарского массива (Горохов и др., 1997).

Rb-Sr и K-Ag возрасты второй генерации иллита (субфракция <0.1 мкм, политип 1M–1M_d), равные 1038–1080 млн. лет, соответствуют более позднему этапу литогенеза. Вероятно, “молодой” 1M–1M_d иллит возник на этапе регрессивного катагенеза в период предхайпахских восходящих движений, которые вывели дебенгдинские отложения в зону воздействия метеорных и пресных подземных вод. В пользу такого предположения свидетельствует совпадение времени формирования второй генерации иллита в аргиллитах дебенгдинской свиты со временем предхайпахского перерыва и связанного с последним (Шпунт и др., 1979, 1982) выветриванием верхнедебенгдинских пород. Напомним, что изученные в настоящей работе аргиллиты третьей подсвиты отделены от поверхности предхайпахского несогласия примерно 300-метровой толщей верхнедебенгдинских отложений, а глауконит из основания хайпахской свиты имеет K-Ag возраст 1000–960 млн. лет (Геохронология..., 1968). Внешние изменения дебенгдинских пород, свойственные регрессивному катагенезу, выражены в слабом ожелезнении

всех пород свиты и в кальцитизации отдельных терригенных прослоев (Горохов и др., 1995а).

ВЫВОДЫ

Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Аргиллиты третьей подсвиты среднерифейской дебенгдинской свиты содержат две разновозрастные генерации аутигенного иллита, которые различаются по политипии, химическому составу, а также по Rb-Sr, K-Ag, O- и H-изотопной систематике.

2. Образование обеих генераций иллита дебенгдинской свиты происходило в средах, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в которых значительно превосходили величину этого отношения в морской воде среднего и начала позднего рифея.

3. Более древний 1M_d иллит преобладает в относительно крупнозернистых глинистых субфракциях (0.6–2 и 2–5 мкм). Значения его Rb-Sr и K-Ag возраста, лежащие в пределах 1211–1272 млн. лет, отвечают времени катагенеза погружения осадков дебенгдинской свиты. Таким образом, аргиллиты дебенгдинской свиты включают аутигенную составляющую, которая позволяет определить по ней изотопный возраст, близкий ко времени отложения осадков.

4. Rb-Sr и K-Ag возрасты “молодого” 1M–1M_d иллита, наиболее богато представленного в самой мелкозернистой субфракции (<0.1 мкм), составляют 1038–1080 млн. лет и, вероятно, отражают время регрессивного катагенеза дебенгдинских аргиллитов в период предхайпахского перерыва в осадконакоплении и поднятия терриории.

5. Объединение результатов анализа разновозрастных глинистых субфракций дебенгдинских аргиллитов в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и K – ^{40}Ar приводит к псевдоизохронным зависимостям с формально согласующимися значениями Rb-Sr и K-Ag датировок, которые, однако, являются следствием двухкомпонентного смешивания и не имеют геохронологического смысла.

Авторы признательны Г.В.Котову за электронные микрофотографии глинистых частиц и А.Б.Кузнецову за помощь в изготовлении рисунков. Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 25 “Проблема зарождения биосферы и ее эволюция” и ОНЗ РАН “Изотопная геология: геохронология и источники вещества” при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64210, 02-05-64333, 05-05-64298 и 05-05-65290).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 332 с.

Горохов И.М., Семихатов М.А. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породобразования. Сообщение 2. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 2. С. 87–109.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др. Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17–32.

Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А. Rb-Sr и K-Ar возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 1995а. № 6. С. 615–631.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995б. Т. 3. № 1. С. 3–33.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др. Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастакской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 3–24.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Негруца В.З. и др. Полистадийная эволюция иллита в верхнепротерозойских аргиллитах п-ова Средний, Мурманское побережье Баренцева моря // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 2. С. 188–207.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. Еще раз об использовании изохронного метода при Rb-Sr датировании осадочных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 122–135.

Горохов И.М., Фелицын С.Б., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н., Кутявин Э.П. Минералогическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование верхневендских аргиллитов Московской синеклизы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 21–41.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Яковлева О.В. Катионные окружения трех- и двухвалентного железа в октаэдрическом слое глауконита: модельные представления и данные мессбауэровской спектроскопии // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий. Матер. XV молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца, 13–16 октября 2004 г., Санкт-Петербург. СПб.: ИГГД РАН, 2004. С. 81–82.

Ивановская Т.А. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях дебенгдинской свиты (средний рифей Оленекского поднятия) // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 6. С. 101–113.

Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Прокофьева Л.Н. Абсолютный возраст докембрийских осадочных пород Оленекского поднятия Восточной Сибири // Геохимия. 1965. № 11. С. 1313–1317.

Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.

Мельников Н.Н., Горохов И.М., Турченко Т.Л. и др. Минералогическое и изотопное изучение тонкозернистых фракций глинистых пород верхнего докембрия Подольского Приднестровья и Южного Урала // Изотопная геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 85–97.

Пономарчук В.А., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. и др. Прямое датирование строматолитов Оленекского поднятия K-Ar методом // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 3. С. 378–381.

Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии докембрия: анализ 84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 3–21.

Семихатов М.А. Уточнение изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и нижнего кембрия // Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 213 с.

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

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Гренвилльском и пост-Гренвилльском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. и др. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.

Сергеев В.Н., Нолл А.Х., Колосова С.П., Колосов П.Н. Микрофоссилии в кремнях из мезопротерозойской (среднерифейской) дебенгдинской свиты Оленекского поднятия Северо-Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 23–38.

Хоментовский В.В. Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 43–56.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд-кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 13–34.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

Шенфиль В.Ю., Якишин М.С., Кац А.Г., Флорова З.Б. Детализация верхней части разреза рифейских отложений Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1988. С. 20–36.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.

Aronson J.L., Hower J. Mechanisms of burial metamorphism of argillaceous sediment. 2. Radiogenic argon evidence // Geol. Soc. Amer. Bull. 1976. V. 87. № 5. P. 738–744.

- Bigeleisen J., Perlman M.L., Prosser H.C. Conversion of hydrogenic materials to hydrogen for isotopic analysis // *Anal. Chem.* 1952. V. 25. № 12. P. 1356–1357.
- Bonhomme M.G. The use of Rb-Sr and K-Ar methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals // *Precambrian Res.* 1982. V. 18. № 1/2. P. 5–25.
- Bonhomme M.G. Type of sampling and comparison between K-Ar and Rb-Sr isotopic dating of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events // *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*. 1987. V. 65. № 3/4. P. 209–222.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al. Calibration rates of Early Cambrian evolution // *Science*. 1993. V. 261. № 5126. P. 1293–1298.
- Brigham R.H., O'Neil J.R. Genesis and evolution of water in a two-mica pluton: A hydrogen isotope study // *Chem. Geol.* 1985. V. 48. № 1/3. P. 159–177.
- Clauer N. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest-Africain. *Sci. Géol. Mém. Strasbourg*. 1976. № 45. 256 p.
- Clauer N., Chaudhuri S. Clays in crustal environments: isotope dating and tracing. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1995. 360 p.
- Eberl D.D., Srodon J., Kralik M. et al. Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals // *Science*. 1990. V. 248. № 4954. P. 474–477.
- Esquevin J. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité // *Bull. Centre Rech. Pau – SNPA*. 1969. V. 3. № 1. P. 147–153.
- Fallick A.E., Macaulay C.I., Haszeldine R.S. Implications of linearly correlated oxygen and hydrogen isotopic compositions for kaolinite and illite in the Magnus sandstone, North Sea // *Clays Clay Miner.* 1993. V. 41. № 2. P. 184–190.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L. et al. Rb-Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the east European Platform: Implications for a multi-stage illite evolution // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al. Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence // *EUG 8, Strasbourg, France, 9–13 April 1995. Terra Abstracts (Abstracts supplement № 1 to Terra Nova)*. 1995. V. 7. P. 330–331.
- Gorokhov I.M., Siedlecka A., Roberts D. et al. Rb-Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, northern Norway // *Geol. Mag.* 2001. V. 138. № 5. P. 541–562.
- Harper C.T. Graphical solutions to the problem of radiogenic argon-40 loss from metamorphic minerals // *Eclogae geol. Helv.* 1970. V. 63. № 1. P. 119–140.
- Hayes J.M., Kaplan Y.R., Wedeking K.W. Precambrian organic geochemistry: preservation and record // *Earth's earliest biosphere*. Princeton: Princeton Univ. Press, 1983. P. 93–134.
- Hoefs J. Stable isotope geochemistry, 2nd ed. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1980. 208p. Русский перевод: Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 198 с.
- Hofmann A.W., Mahoney J.W., Giletti B. K-Ar and Rb-Sr data on detrital and post-depositional history of Pennsylvanian clay from Ohio and Pennsylvania // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. V. 85. № 4. P. 639–644.
- Hofmann H.F. Proterozoic and selected Cambrian megascopic carbonaceous films // *The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study*. Cambridge: Univ. Press, 1992. P. 957–979.
- Hower J., Hurley P.M., Pinson W.H., Fairbairn H.W. The dependence of K-Ar age on the mineralogy of various particle size ranges of shale // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1963. V. 27. № 4. P. 405–410.
- Hurley P.M., Hunt J.M., Pinson W.H., Fairbairn H.W. K-Ar age values on the clay fractions in dated shales // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1963. V. 27. № 2. P. 279–284.
- Kisch H.J. Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jämtland Supergroup, Central Scandinavian Caledonides, Western Sweden: illite crystallinity and 'vitrinite' reflectance // *J. Geol. Soc. London*. 1980. V. 137. № 3. P. 271–288.
- Kubler B. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme // *Ed. Schaer J.-P. Colloque sur les étages tectoniques*, Univ. Neuchâtel. Neuchâtel: A la Baconnière. 1966. P. 105–122.
- Kubler B. "Cristallinité" de l'illite et mixed-layers: brève révision // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1990. V. 70. № 1. P. 89–93.
- Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S., Shirozu H. A preliminary study of D/H ratios of chlorites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 57. № 2. P. 223–225.
- Lawrence J.R., Taylor H.P. Hydrogen and oxygen isotope systematics in weathering profiles // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1972. V. 36. № 12. P. 1377–1393.
- Macaulay C.I., Fallick A.E., Haszeldine R.S., Graham C.M. Methods of laser-based stable isotope measurement applied to diagenetic cements and hydrocarbon reservoir quality // *Clay Miner.* 2000. V. 35. P. 313–322.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons // *J. Geophys. Res.* 1966. V. 71. № 22. P. 5459–5468.
- Morton J.P. Rb-Sr evidence for punctuated illite/smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf Coast // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985a. V. 96. № 1. P. 114–122.
- Morton J.P. Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985b. V. 96. № 8. P. 1043–1049.
- Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. № 5. P. 1353–1357.
- Sheppard S.M.F., Gilg H.A. Stable isotope geochemistry of clay minerals // *Clay Minerals*. 1996. V. 31. № 1. P. 1–24.
- Srodon J., Eberl D.D. Illite // *Ed. Bailey S.W. Reviews in Mineralogy*. V. 13. Mineralogical Society Amer. 1984. P. 495–544.
- Suzuoki T., Epstein S. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. № 10. P. 1229–1240.
- Taylor H.P., Epstein S. Deuterium-hydrogen ratios in coexisting minerals of metamorphic and igneous rocks // *Trans. Amer. Geophys. Union*. 1966. V. 47. № 1. P. 213.
- Vidal G., Moczydłowska M., Rudavskaya V.A. Biostratigraphic implications of a Chuaria-Tawuia assemblage and associated acritarchs from the Neoproterozoic of Yakutia // *Paleontology*. 1993. V. 36. Pt. 2. P. 387–401.
- Williamson J.H. Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Phys.* 1968. V. 46. № 16. P. 1845–1847.
- Zhang X. The relationship between K-Ar ages and grain size in Middle and Upper Proterozoic shales from the Yanshan area, North China // *Precambrian Res.* 1985. V. 29. № 1/3. P. 175–181.

Рецензенты Ю.Д. Пушкарёв, Е.В. Бибикова

УДК 551.72.(470.551.57)

ВАРИАЦИИ Eu/Eu^* В АРГИЛЛИТАХ ВЕНДА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И ТРАССИРОВАНИЕ ГРАНИЦЫ РЕДКИНСКОГО И КОТЛИНСКОГО ГОРИЗОНТОВ

© 2006 г. А. В. Маслов*, М. В. Ишерская**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

**Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа

Поступила в редакцию 02.11.2004 г., получена после доработки 12.05.2005 г.

Рассмотрены особенности изменения величины Eu/Eu^* в аргиллитах каировской и шкаповской серий верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины Волго-Уральской области. Исходя из установленного ранее присутствия в основании котлинского горизонта верхнего венда Русской платформы пачки аргиллитов с аномально низкими значениями Eu/Eu^* и обнаружения подобных по геохимическим особенностям аргиллитов в нижней части карлинской свиты сделан вывод о принадлежности названного литостратиграфического подразделения к котлинскому, а байкибашевской, старопетровской и салиховской свит – к редкинскому горизонтам верхнего венда.

Ключевые слова. Eu аномалия, аргиллиты, верхний венд, Шкаповско-Шиханская впадина, Волго-Уральская область, редкинский горизонт, котлинский горизонт.

Прослеживание границ и обоснование объемов редкинских, котлинских и ровенских горизонтов верхнего венда по комплексу взаимозаменяемых признаков на востоке Восточно-Европейской платформы является одной из актуальных задач стратиграфии позднего докембрия Волго-Уральской области (Стратиграфическая схема..., 2000). Это обусловлено необходимостью дальнейшей детализации и комплексного обоснования схем расчленения и корреляции верхнедокембрийских отложений, а также повышением эффективности исследований, направленных на оценку нефтегазоносности осадочных последовательностей этого возраста.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ

На востоке Восточно-Европейской платформы верхневендские осадочные образования имеют широкое распространение в пределах Верхнекамской и Шкаповско-Шиханской впадин (Стратотип рифея..., 1983; Аксенов, 1998; Стратиграфическая схема..., 2000 и др.).

В Верхнекамской впадине отложения венда расчленены на бородулинскую и кудымкарскую серии, которые были объединены А.А. Клевцовой (1965) в ласьвинский комплекс, а в Шкаповско-Шиханской впадине представлены каировской и шкаповской сериями, входящими в состав бибзбулякского комплекса.

В составе бородулинской серии выделены кыквинская и верещагинская свиты, а в составе

кудымкарской – велвинская и краснокамская свиты. Кыквинская свита складывается полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями и пачками конгломератов, гравелитов и темноокрашенных аргиллитов. Мощность ее варьирует от 0 до 111 м. Верещагинская свита представлена серыми аргиллитами, светло-серыми полимиктовыми алевролитами с редкими прослоями песчаников. В ряде скважин в аргиллитах верещагинской свиты присутствуют отпечатки эдиакаарской фауны. Мощность свиты до 380 м. Велвинская свита представлена темно-серыми и пестроцветными аргиллитами, серыми и светло-серыми алевролитами и глауконитовыми песчаниками. Максимальная мощность велвинской свиты составляет 315 м. Краснокамская свита (~500 м) сложена красно- и пестроцветными песчаниками и алевролитами полимиктового и полевошпато-кварцевого состава, подчиненную роль играют также аргиллиты.

На юге Верхнекамской впадины в отложениях верхнего венда Н.С. Лагутенковой (1963) описаны прослои пепловых туфов, а также установлено присутствие примеси пеплового материала в алевроито-глинистых породах. Внешне пепловые туфы трудно отличимы от нормальных осадочных пород и их пирокластическая природа устанавливается только при изучении под микроскопом. По особенностям состава среди них выделяются витрокластические и кристалло-литокластические разновидности. Первые сложены очень мелкими остроугольными или причудливой формы обломка-

ми вулканического стекла, иногда в них можно видеть также призматические идиоморфные кристаллики плагиоклаза. Вторые представлены угловатыми фрагментами кварца (5–7%) и плагиоклаза (до 10%), однако доминирующую роль в их составе играют кальцитизированные и/или хлоритизированные, не имеющие в большинстве случаев четких границ обломки порфиринов (до 28–29%). Роль цемента в описываемых породах играет буровато-зеленая масса, представляющая собой, по всей видимости, сильно измененное (хлоритизированное, цеолитизированное или гидрослюдизированное) вулканическое стекло. По мнению Н.С. Лагутенковой, пепловые туфы в вендских отложениях Верхнекамской впадины являются производными андезито-базальтового вулканизма. Изотопный (К-Аг метод) возраст пепловых туфов оценивается примерно в 580 млн. лет (Объяснительная записка..., 2000). Более поздними работами (Балашова, Ильиных, 1967) установлено, что широкое развитие пирокластических и пирокласто-осадочных пород характерно для верхневендских отложений всей Верхнекамской впадины.

Каировская и шкаповская серии Шкапово-Шиханской впадины объединяют, соответственно, байкибашевскую и старопетровскую, салиховскую и карлинскую свиты. Байкибашевская свита представлена зеленовато- и розовато-серыми и коричневыми неравнозернистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, содержащими примесь гравийно-галечникового материала и подчиненные прослои алевролитов и аргиллитов. Мощность ее колеблется от 0 до 130 м. Старопетровская свита сложена зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями и микропрослойками светло-серых алевролитов, шоколадно-коричневых аргиллитов и реже, серых полимиктовых мелкозернистых песчаников. Мощность свиты варьирует от 80 до 300–400 м. Салиховская свита включает красно-бурые, коричневые и, в нижней части, зеленовато-серые преимущественно мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты, среди которых отмечаются прослои красноватых аргиллитов. Максимальная мощность свиты достигает 350 м. Карлинская свита по составу слагающих ее пород очень близка к старопетровской свите. В наиболее полных разрезах ее мощность составляет более 600 м (Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфическая схема..., 2000 и др.).

Ласьвинский комплекс Верхнекамской впадины достаточно однозначно коррелируется с типовыми разрезами верхнего венда Московской синеклизы (Аксенов и др., 1999; Стратиграфическая схема..., 2000). Так, кыквинская и верещагинская свиты, характеризующиеся присутствием горизонтов туфов, отвечают, по всей видимости, редкинской серии (горизонту). Велвинская и краснокамская свиты сопоставляются, соответственно, с

любимской и решминской свитам. Нижняя граница котлинского горизонта, которая в Московской синеклизе проводится в основании любимской свиты, в Верхнекамской впадине попадает в основание велвинской свиты.

Бижбулякский комплекс Шкаповско-Шиханской впадины по положению в разрезе, строению и литологическим особенностям аналогичен ашинской серии западного склона Южного Урала: байкибашевская свита сопоставляется с урюкской свитой ашинской серии Башкирского мегантиклинория, старопетровская – с басинской, салиховской свите отвечает куккараукская, а карлинской – зиганская (Стратотип рифея..., 1983; Аксенов и др., 1999; Стратиграфическая схема..., 2000). С другой стороны, бижбулякский комплекс хорошо сопоставляется и с ласьвинским комплексом Верхнекамской впадины. Корреляция байкибашевской и кыквинской, старопетровской и верещагинской, салиховской и краснокамской свит обосновывается, по мнению многих авторов, не только сходством литологии и положением в разрезе, но и наличием маркирующих туфогенных горизонтов, близкими комплексами микрофоссилий и данными изотопного возраста (Аксенов и др., 1999; Стратиграфическая схема..., 2000). В то же время нижняя граница котлинского горизонта, уверенно трассируемая в Верхнекамской впадине, в Шкаповско-Шиханской депрессии “теряется” в мощной и достаточно однообразной толще чередования алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников старопетровской свиты – нижние уровни ее содержат микрофоссилии редкинского облика, тогда как верхние – котлинского (Стратиграфическая схема..., 2000). Существуют, однако, и альтернативные взгляды. Так, например, М.Л. Ключина (1990) считает, что аналогов котлинского и ровенского горизонтов на Урале вообще нет, а В.И. Козлов (1999) без какой-либо серьезной аргументации отнес каировскую серию и бородулинскую свиту к нижнему, а шкаповскую серию и кудымкарскую свиту – к верхнему венду.

Из всего сказанного выше очевидно, что поиск дополнительных независимых инструментов проведения нижней границы котлинского горизонта в разрезах венда Волго-Уральской области и Урала представляется весьма актуальной задачей.

Одним из таких инструментов, как показано С.Б. Фелицыным и А.В. Сочавой (1996), могут, по всей видимости, быть геохимические особенности осадочных образований венда и, в частности, величина европиевой аномалии (Eu/Eu*) в тонкозернистых терригенных породах. Широкое использование данного подхода стало возможным только в последнее время благодаря внедрению в практику отечественных научных исследований метода ICP-MS.

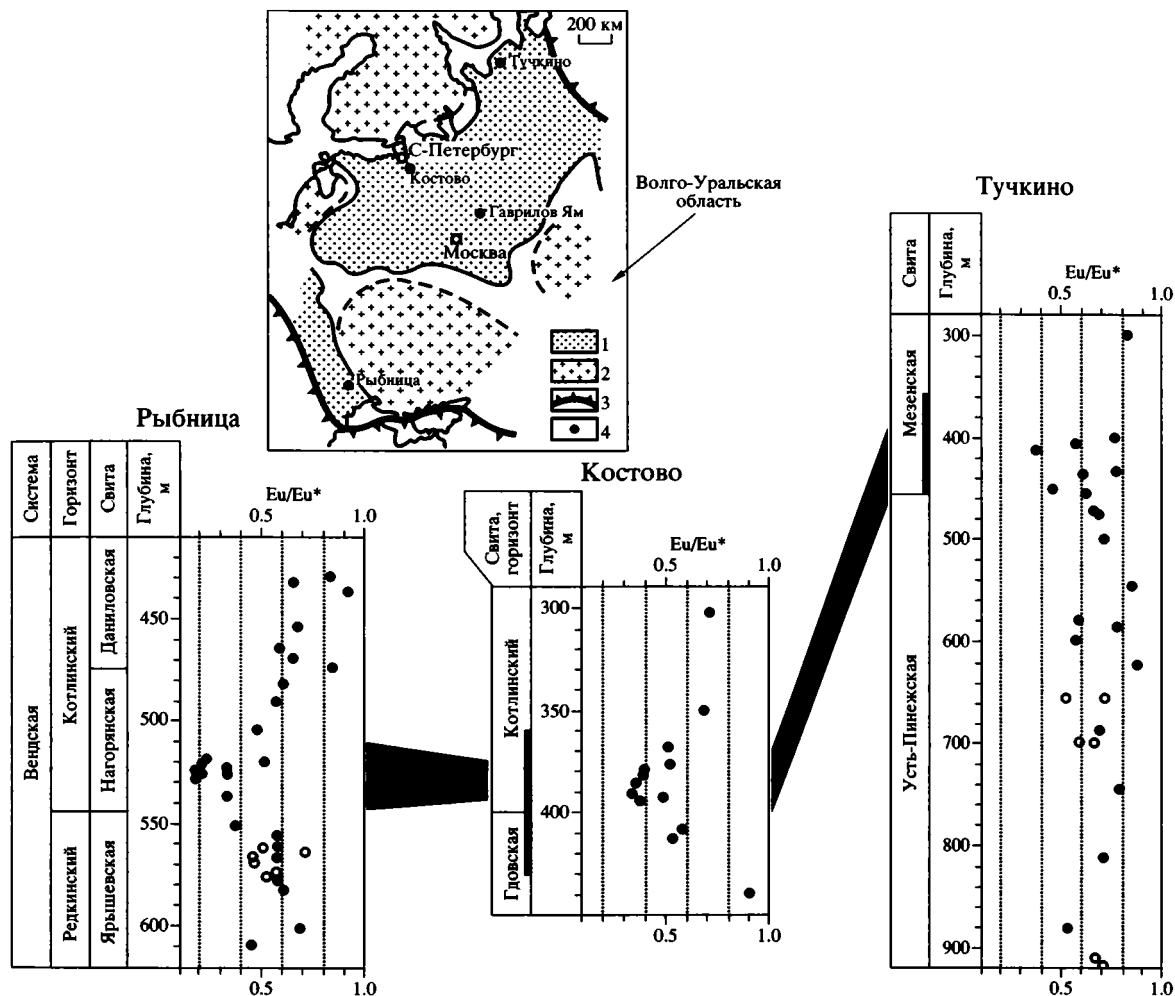


Рис. 1. Распределение величины Eu/Eu^* в аргиллитах (залитые кружки) и кремнистых туфах (не залитые кружки) в разрезах скв. Рыбница, Костово и Тучкино, по данным (Фелицын, Сочава, 1996) с некоторыми изменениями.

Темная полоса между скважинами маркирует стратиграфический уровень с аномально низкими значениями Eu/Eu^* в аргиллитах. В графе "свита" черной линией отмечен интервал распространения нижнекотлинского комплекса микрофоссилий (палинозона K_1), по М.Б. Бурзину и др. (1990).

На карте: 1 – седиментационные бассейны позднего венда; 2 – внутрикратонные области сноса; 3 – границы платформ; 4 – расположение скважин.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Выполненное в середине 1990-х годов изучение вариаций величины европиевой аномалии в аргиллитах верхнего венда Русской платформы позволило установить наличие на границе котлинских и редкинских отложений в ряде достаточно удаленных разрезов (Рыбница, Костово, Тучкино и др.) 20–30-метровой пачки аргиллитов с резко выраженной европиевой аномалией (0.19–0.46) и существенно более высокими, нежели в большинстве постархейских тонкозернистых пород, значениями отношения Th/Co (1.4 против 0.63 в среднем постархейском австралийском сланце, PAAS) (Фелицын, Сочава, 1996) (рис. 1). Анализ петро- и геохимических особенностей этих пород показал, что в их составе существен-

ную роль играет кислая тефра. Возможная связь указанных низких значений европиевой аномалии в аргиллитах верхнего венда с каким-то широко проявившимся на территории Восточно-Европейской платформы, но весьма кратковременным вулканическим событием делает эту геохимическую особенность тонкозернистых терригенных пород весьма мощным и заманчивым инструментом расчленения и корреляции удаленных разрезов.

Ниже данной пачки в большинстве полных разрезов венда на Русской платформе присутствует несколько интервалов кремнистых туфов и бентонитовых глин (Фелицын, Сочава, 1996). Было также показано, что в разрезах скважин Костово (интервал 370–400 м), Рыбница (интервал 510–550 м) и Тучкино (интервал 400–440 м) ука-

занная пачка аргиллитов с аномально низкими значениями европиевой аномалии совпадает с палинозоной K_1 , которая, по данным М.Б. Бурзина и др. (1990), принадлежит самым нижним уровням котлинского горизонта. На этом основании С.Б. Фелицын и А.В. Сочава высказали предположение, что упомянутая пачка аргиллитов может использоваться в качестве независимого критерия при прослеживании границы котлинского и редкинских горизонтов и корреляции удаленных разрезов верхнего венда.

Справедливости ради, следует отметить, что в скв. Гаврилов Ям стратиграфический уровень аномально низких значений Eu/Eu^* оказался, по материалам С.Б. Фелицына и А.В. Сочавы, расположен в интервале глубин 2450–2500 м, что соответствовало, по данным названных авторов, средней части усть-пинезской свиты, а по современной стратиграфической схеме (Стратиграфическая схема..., 1996) отвечает непейцинской свите редкинских горизонтов. Это ставит представления С.Б. Фелицына и А.В. Сочавы (1996) о возможности использования величины европиевой аномалии под серьезные сомнения и нуждается в дополнительном обосновании с привлечением последних данных по распределению комплексов органикостенных микрофоссилий в отложениях верхнего венда на Восточно-Европейской платформе, однако до проведения подобных исследований мы все же сочли возможным попытаться использовать для установления возможного положения границы редкинских и котлинских горизонтов в Волго-Уральской области уровень с аномально низкими значениями Eu/Eu^* в аргиллитах.

Для выяснения особенностей поведения величины Eu/Eu^* в аргиллитах каировской и шкаповской серий верхнего венда Волго-Уральской области нами из керна скважин Кипчак-1, Ахмерово-6 и Северокушкуль-1, хранящегося в коллекции М.В. Ишерской, отобрано более 30 образцов алевроглинистых пород, принадлежащих байкибашевской, старопетровской, салиховской и карлинской свитам (табл. 1).

После предварительного макро- и микроскопического изучения образцов были определены содержания петрогенных окислов (рентгенфлуоресцентный метод, СРМ-18). Данные о химическом составе использованы в качестве дополнительного критерия для разбраковки всего массива образцов на алевропесчаные породы и собственно аргиллиты по методу, описанному в работе (Heron, 1988). После всех названных операций в 27 образцах аргиллитов методом ICP-MS на масс-спектрометре Element 2 определены содержания 52 малых элементов, в том числе 14 редкоземельных (химическая подготовка проб выполнена О.П. Лепихиной и О.Ю. Поповой, ИГГ УрО РАН).

В результате проведенных исследований установлено, что аргиллиты байкибашевской свиты (1 образец) характеризуются значением Eu/Eu^* , равным 0.79 (табл. 2). Это существенно выше, чем типично для РААС (0.66) (Тейлор, Мак-Ленан, 1988) или глин Русской платформы (0.70) (Мигдисов и др., 1994), и связано, скорее всего, с присутствием в составе пород данного уровня примеси полевых шпатов или какой-то доли тонкой алюмосиликокластики, образованной за счет размыва примитивного (архейского?) субстрата.

Для тонкозернистых глинистых пород старопетровской свиты (6 образцов) медианное значение Eu/Eu^* составляет 0.70. Аргиллиты нижней части данного уровня каировской серии имеют величину европиевой аномалии в пределах 0.70–0.71, тогда как в верхней части старопетровской свиты значения Eu/Eu^* в аргиллитах варьируют от 0.66 до 0.69 (рис. 2)¹, т.е. весьма близки к той ее величине, что характерна для РААС.

Для большинства образцов аргиллитов залегающей выше по разрезу салиховской свиты типичны значения европиевой аномалии равные ~0.58, хотя в самой нижней части данного уровня шкаповской серии присутствуют породы с менее ярко выраженной величиной Eu/Eu^* .

Образец аргиллитов из самой нижней части карлинской свиты (ИМ-2, ~6 м от подошвы свиты) имеет величину Eu аномалии, равную 0.54. Выше по разрезу, в интервале 11–105 м выше подошвы карлинской свиты, в серии образцов (ИМ-1, ИМ-19 – ИМ-17) наблюдаются как нормальные (0.68), так и аномальные (0.53–0.41) значения Eu/Eu^* , максимальное из которых (0.41) установлено в образце ИМ-17, отобранном в 105 м выше подошвы карлинской свиты. Указанные аномальные значения Eu/Eu^* примерно отвечают тем, что приведены С.Б. Фелицыным и А.В. Сочавой (1996) для пачки аргиллитов, маркирующих нижнюю границу котлинского уровня в разрезах верхнего венда Восточно-Европейской платформы. Показательно и то, что величина отношения Th/Co в ряде образцов аргиллитов из нижней части карлинской свиты (ИМ-2, 57 и ИМ-17 и др.) и верхов салиховской (ИМ-3, ИМ-4 и ИМ-5) составляет от 0.76 до 1.8 и выше (табл. 2), что, по данным, приведенным в работе (Фелицын, Сочава, 1996), также указывает на существенную роль в их составе кислой пирокластики. На диаграмме $Si/Al-Zr$ (Борхвардт, Фелицын, 1992) значительное число фигуративных точек составов аргиллитов карлинской и старопетровской свит, а также

¹ Для построения рисунка 2 использован сводный разрез каировской и шкаповской серий, в котором каждый образец имеет не только вполне определенное положение относительно подошвы той или иной свиты, но также и относительно кровли верхнего венда. Суммарная мощность сводного разреза принята равной 1103 м.

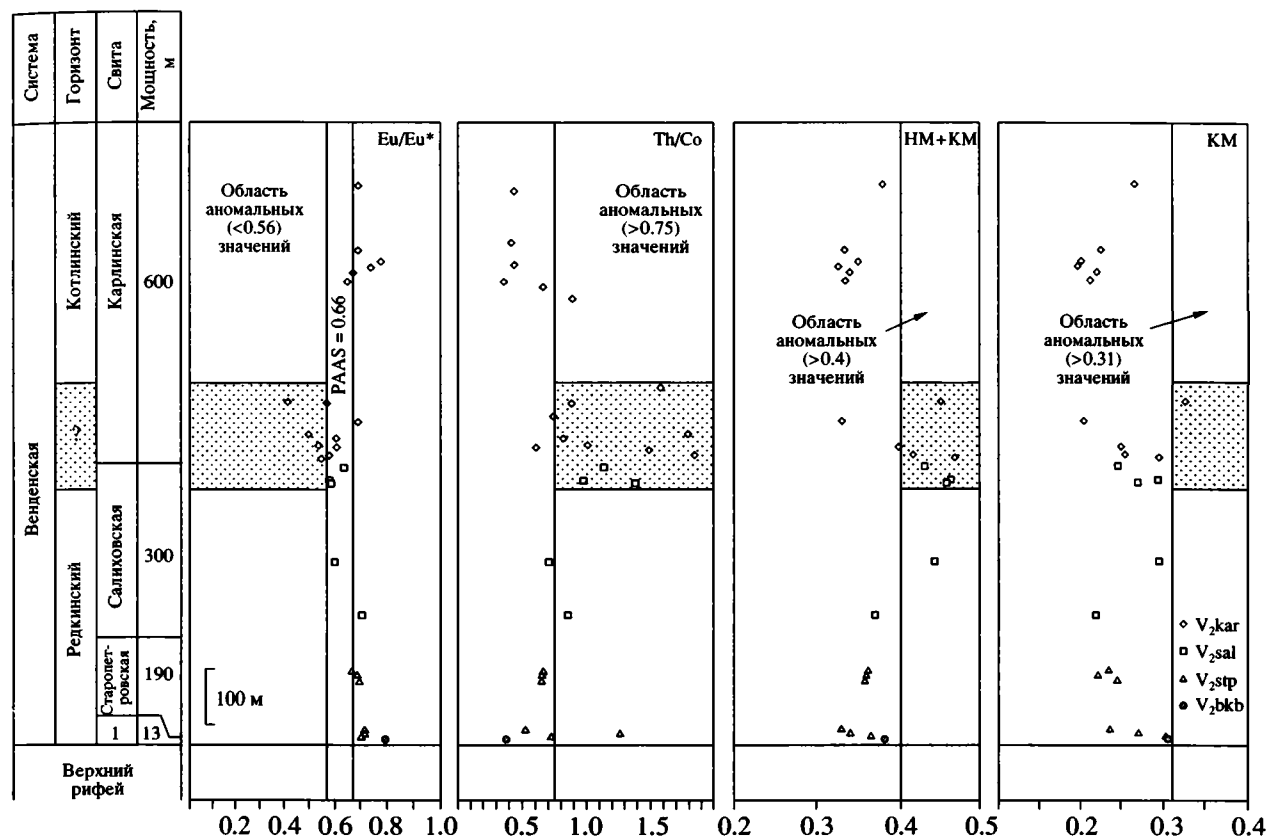


Рис. 2. Вариации значений Eu/Eu^* , Th/Co , $NM + KM$ и KM в сводном разрезе верхневендских отложений Шкаповско-Шиханской впадины Волго-Уральской области, составленном по данным изучения скв. Кипчак-1, Ахмерово-6, Северокушкуль-1. Заштрихованная область – уровень аргиллитов с примесью кислой пирокластике и аномальными значениями Eu/Eu^* .

1 – байкибашевская свита.

отдельные точки салиховских аргиллитов локализованы вне поля терригенных осадочных пород редкинского горизонта и, исходя из особенностей состава ($3 < SiO_2/Al_2O_3 < 5.5$ и $Zr < 170$ г/т), могут рассматриваться как породы с той или иной примесью тефры кислого (риолитового) состава.

Для дополнительной диагностики присутствия в тонкозернистых терригенных породах так называемой камуфлированной кислой пирокластике нами использован и ряд литохимических критериев (Юдович и др., 1984, 1986), таких как аномально высокая (более 0.4) сумма натриевого ($NM = Na_2O/Al_2O_3$) и калиевого ($KM = K_2O/Al_2O_3$) модулей, значения KM , превосходящие мусковитовую норму (0.31) и ряд др. Анализ вариаций значений $NM + KM$ и KM в разрезе верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины (рис. 2) показывает, что величина калиевого модуля превышает мусковитовую норму только в образце ИМ-17, который, как мы видели выше, характеризуется максимально большой величиной Eu аномалии. Сумма натриевого и калиевого модулей превышает указанное выше пороговое значение в зна-

чительно большем количестве образцов: ИШ-7, ИМ-5, ИМ-4, ИМ-3 (салиховская свита) и ИМ-2, ИМ-1, ИМ-17 (карлинская свита). Во всех других исследованных нами аргиллитах значения $NM + KM$ и KM соответствуют тем, что характерны для обычных осадочных пород (Юдович и др., 1984, 1986). Все это наглядно показывает, что в аргиллитах нижней части карлинской свиты и самых верхах разреза салиховской свиты действительно имеется примесь кислой пирокластике. В то же время большинство образцов имеет типичные для обычных глинистых пород значения титанового и железного модулей и, следовательно, камуфлированной пирокластике основного состава в них, скорее всего, нет.

Стратиграфически более высокие уровни карлинской свиты представлены аргиллитами с величиной Eu/Eu^* , сопоставимой с той, что характерна для большинства постархейских глинистых сланцев.

Таким образом, в самой верхней части салиховской и нижних 100–110 м разреза карлинской свиты в Шкаповско-Шиханской впадине нами ус-

Таблица 1. Стратиграфическая привязка и краткая характеристика исследованных образцов

Свита	Скважина	Интервал, м	№ образца	Мощность от подошвы свиты	Мощность от кровли сводного разреза верхнего венда	Краткая характеристика образцов
Карлинская	Кипчак-1	2374.6–2376.8	ИМ-12	490	110	Однородные темные шоколадно-коричневые аргиллиты
		2463–2466	ИМ-13	375	225	Темно-серые тонко-, горизонтальнослоистые алевроаргиллиты
		2506–2509	ИМ-14	355	245	Серые неотчетливо тонкослоистые или однородные аргиллиты
		2531–2535	ИМ-15	345	255	Серые тонко-, нитевиднослоистые аргиллиты с тонкими линзами алевроитового материала
		2537–2541	ИМ-16	335	265	Серые аргиллиты с неотчетливой тонкой горизонтальной слоистостью
		2557–2559	ИШ-4	320	280	Серые со слабым зеленоватым оттенком горизонтально- и линзовиднослоистые аргиллиты
		2750–2755	ИМ-17	105	495	Шоколадно-коричневые массивные (однородные) аргиллиты
			51	104	496	
		2790–2792	ИМ-18	70	530	Серые однородные аргиллиты
		2811–2813	57	48	552	
		2818–2820	59	41	559	Зеленовато-серые аргиллиты
		2830–2833	61	29	571	
		2833–2837	ИМ-19	25	575	Серые массивные аргиллиты
		2285–2289	ИМ-1	11	589	Шоколадно-коричневые аргиллиты с волнистой, косоволнистой и флазерной слоистостью
		2289–2294	ИМ-2	6	594	Неотчетливослоистые шоколадно-коричневые аргиллиты
Салиховская	Ахмерово-6	2304–2306	ИМ-3	293	610	Неотчетливо-, горизонтальнослоистые шоколадно-коричневые аргиллиты
		2329–2332	ИМ-4	269	634	Массивные шоколадно-коричневые аргиллиты
		2333–2337	ИМ-5	263	639	Шоколадно-коричневые аргиллиты с тонкими линзами алевроитового материала
		1977.4–1985	ИШ-7	124	779	Серые массивные (однородные) аргиллиты
		2071.8–2080.1	ИМ-27	29	874	Зеленовато-серые массивные аргиллиты
Старопетровская	Северо-кушкуль-1	2168.7–2176	ИМ-28	122	971	Массивные зеленовато-серые аргиллиты
		2176.6–2185.6	ИМ-29	114	979	Темные зеленовато-серые аргиллиты
		2185.6–2193	ИШ-14	103	990	Шоколадно-коричневые однородные аргиллиты
		2272.6–2281.1	ИМ-31	18	1075	Темные зеленовато-серые массивные однородные аргиллиты
		2281.1–2285	ИШ-16	11	1082	Серые однородные мелкозернистые алевролиты
		2285–2293.5	ИШ-17	6	1087	
Байкибашевская		2294.7–2299.7	ИМ-32	10	1093	Темно-серые тонко-, горизонтальнослоистые аргиллиты

Таблица 2. Лито- и геохимические особенности аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины

Свита	Образцы	НМ + КМ	КМ	Th/Co	Eu/Eu*
Карлинская	ИМ-12	0.376	0.264	0.42	0.68
	ИМ-13	0.33	0.222	0.40	0.68
	ИМ-14	0.346	0.197	0.42	0.77
	ИМ-15	0.322	0.194	0.34	0.73
	ИМ-16	0.336	0.218	0.65	0.66
	ИШ-4	0.331	0.209	0.88	0.64
	ИМ-17	0.450	0.324	1.57	0.41
	51	–	–	0.87	0.56
	ИМ-18	0.327	0.201	0.73	0.68
	57	–	–	1.78	0.49
	59	–	–	0.80	0.60
	61	–	–	0.99	0.53
	ИМ-19	0.398	0.247	0.60	0.60
	ИМ-1	0.415	0.253	1.47	0.57
	ИМ-2	0.467	0.292	1.82	0.54
Салиховская	ИМ-3	0.430	0.244	1.12	0.63
	ИМ-4	0.462	0.291	0.96	0.57
	ИМ-5	0.458	0.267	1.36	0.58
	ИШ-7	0.443	0.292	0.69	0.59
	ИМ-27	0.367	0.217	0.84	0.70
Старопетровская	ИМ-28	0.360	0.234	0.65	0.66
	ИМ-29	0.357	0.22	0.64	0.68
	ИШ-14	0.356	0.244	0.64	0.69
	ИМ-31	0.329	0.235	0.52	0.71
	ИШ-16	0.339	0.270	1.26	0.71
	ИШ-17	0.364	0.302	0.72	0.70
1	ИМ-32	0.381	0.304	0.38	0.79

Примечание. 1 – байкибашевская свита; прочерк – значение модуля не рассчитывалось.

тановлено присутствие пачки аргиллитов со значительно варьирующими, в том числе и явно аномальными величинами отношения Eu/Eu*. По геохимическим особенностям аргиллиты этой пачки сопоставимы с аргиллитами, маркирующими на Восточно-Европейской платформе границу редкинско- и котлинского горизонтов верхнего венда (Фелицын, Сочава, 1996). Источником кислой пирокластики являлась, скорее всего, область активного эксплозивного вулканизма, существовавшая в позднем венде в пределах Тиманского орогена (Вендская система..., 1985; Аксенов, 1998; Gee, Pease, 2004 и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все сказанное выше показывает, что в разрезе верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины Волго-Уральской области, также как и в разрезах

скважин Рыбница, Костово и Тучкино, вскрывших отложения верхнего венда на Восточно-Европейской платформе, присутствует пачка аргиллитов мощностью порядка 130–140 м с аномально низкими значениями Eu аномалии. Эта пачка с большей или меньшей степенью условности может считаться маркирующей при расчленении верхневендских образований рассматриваемой территории на отложения редкинско- и котлинского горизонтов. Если данное предположение корректно, то к котлинскому горизонту в Шкаповско-Шиханской впадине принадлежит карлинская свита (и, возможно, самые верхи салиховской свиты), относившаяся ранее с определенной долей условности к верхам котлинского и ровенского горизонтам (Стратиграфическая схема..., 2000), тогда как байкибашевская, старопетровская и почти вся салиховская свита – суть отложения редкинско-уровня. Принимая во внимание, что

карлинская свита подавляющим большинством исследователей достаточно уверенно сопоставляется с зиганской свитой Башкирского мегантиклинория (Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические схемы..., 1993; Стратиграфическая схема..., 2000 и др.), последнюю также можно рассматривать как литостратиграфическую единицу котлинского уровня верхнего венда; к редкинскому горизонту на западном склоне Южного Урала при таком подходе принадлежат, вероятно, куккараукская и басинская свиты.

Авторы искренне признательны Ю.Л. Ронкину, О.П. Лепихиной, Г.М. Ятлук, Н.П. Горбуновой, В.П. Власову, Г.С. Неупкоевой, Л.В. Фоминой, О.Ю. Пововой, М.Т. Крупенину и С.А. Лубенцовой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) за помощь в подготовке проб и аналитические исследования, а также С.Б. Фелицыну (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), благожелательный отзыв и ряд ценных советов и замечаний которого в существенной мере способствовали завершению работы над статьей.

Исследования по данной теме выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05-64121) и Программы Президиума РАН № 25 "Происхождение и эволюция биосферы"

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое/Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. СПб: ИГГД РАН, 1998. 106 с.
- Аксенов Е.М., Баранов В.В., Диденко А.Н., и др. Стратиграфия и основные этапы развития верхнепротерозойских палеобассейнов Волго-Уральской провинции // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 3–12.
- Балашова М.М., Ильиных А.П. Стратиграфическое положение вендских отложений Пермского Прикамья в региональной корреляционной схеме верхнего докембрия // Геология и нефтегазоносность Пермского Прикамья. Пермь: Пермское кн. изд-во, 1967. С. 156–161.
- Борхвардт Д.В., Фелицын С.Б. Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 33–45.
- Бурзин М.Б., Рагозина А.Л., Сиверцева И.А. Биостратиграфическое расчленение и палинозоны верхнего венда северо-запада Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 39–40.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985. 237 с.
- Клевцова А.А. К вопросу о корреляции разрезов верхнедокембрийских отложений Русской платформы и Урала // Докл. АН СССР. 1965. Т. 165. № 6. С. 1371–1374.
- Клюжина М.Л. Вендская система на Урале: региональные стратотипы и характер границ // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 62–64.
- Козлов В.И. Сопоставление рифей-вендских отложений Волго-Уральской области с типовыми разрезами рифея и опорными разрезами венда Южного Урала // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 31–35.
- Лагутенкова Н.С. Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавлинской серии Пермской области и Башкирской АССР // Докл. АН СССР. 1963. Т. 150. № 6. С. 1352–1355.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
- Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка / Сост. Кузьменко Ю.Т., Бурзин М.Б. М.: Геоинформмарк, 1996. 46 с.
- Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка / Сост. Аксенов Е.М., Козлов В.И. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 81 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 172 л.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Фелицын С.Б., Сочава А.В. Eu/Eu* в аргиллитах верхнего венда Русской платформы // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 4. С. 521–524.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В., Беляев А.А. Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Геохимия. 1984. № 6. С. 868–882.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулепова А.Н., Лавренко Н.С. Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала // Геохимия. 1986. № 10. С. 1464–1476.
- Gee D.G., Pease V. (eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geol. Soc., London, 2004. Memoirs 30. 252 p.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

Рецензент С.Б. Фелицын

УДК 551.86:563.12(470.26)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮЖНОЙ ПРИБАЛТИКИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР

© 2006 г. Н. П. Лукашина

Атлантическое отделение Института океанологии РАН им. П.П. Ширикова, Калининград

Поступила в редакцию 06.10.2004 г., получена после доработки 12.05.2005 г.

Изучены фораминиферы в средне-верхнеюрских и верхнемеловых отложениях Калининградской области, расположенной на юго-западе Восточно-Европейской платформы. На протяжении большей части позднего мезозоя эта территория была северной окраиной обширного эпиконтинентального моря и входила в состав Бореальной зоогеографической области. Анализ видового и количественного состава фораминифер, соотношение планктонных и бентосных видов, степень орнаментированности и сохранности раковин были использованы для палеогеографических реконструкций, отражающих глобальную историю эвстатических колебаний уровня океана. Разработана зональная схема верхнего келловоя и верхней юры на основании рода *Epistomina*. Проведена корреляция выделенных сообществ с одновозрастными сообществами Восточно-Европейской платформы, Западно-Европейской платформы и Северной Атлантики.

Ключевые слова. Средняя – верхняя юра, верхний мел Восточно-Европейская платформа, Бореальная область, фораминиферы.

ВВЕДЕНИЕ

Для восстановления геологической истории Земли и выявления закономерностей ее развития необходимо проведение региональных исследований, которые позволяют узнать историю развития отдельных участков земной коры и дают огромный фактический материал для обобщения. Верхнемезозойские отложения бореального типа распространены от атлантического побережья Северной Европы на западе до Аральского моря на востоке. На юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – в северо-восточной Польше, в Южной Прибалтике и в Беларуси находятся наиболее полные разрезы морских верхнеюрских и верхнемеловых отложений, разделенных региональными перерывами.

Со второй половины средней юры между Центральной Америкой и Африкой появилась первая океанская кора, и началось открытие Северной Атлантики. На севере она была замкнута перемычкой между Пиренейским полуостровом и Ньюфаундлендом, а на юге – Гвинейским выступом Африки (Кеннет, 1987). На континентальном склоне к северо-востоку от Ньюфаундленда и между Гренландией и Скандинавией существовал опресненный мелководный бассейн, который через Северное море соединялся с развивающейся Северной Атлантикой и океаном Тетис (Емельянов и др., 1989). На европейском берегу североатлантического моря со средней юры находились обширные эпиконтинентальные моря Западно-Европейской платформы (ЗЕП) и ВЕП.

Флуктуации морских условий в Западной и Восточной Европе продолжались в средней – поздней юре с келловоя до волжского века. В конце юры, на большей части этой территории установились континентальные условия.

Новый глобальный подъем уровня моря начался в среднемеловом периоде (в альбе), когда на материках стала развиваться самая большая за всю историю Земли трансгрессия. Огромные пространства северных континентов охватывались обширными эпиконтинентальными морями, которые на протяжении всего позднего мела испытывали многочисленные трансгрессии и регрессии.

Наиболее значительные и длительно существовавшие платформенные моря располагались вдоль южной периферии Лавразии. Широкая полоса связанных между собой эпиконтинентальных морей – Североморского, Датско-Польского, Центрально-Европейского, Восточно-Европейского, Прикаспийского и Туранского, протягивалась субпараллельно Тетису и отделялась от него островами и глубокоководными желобами (Жарков и др., 1995, 1998).

Датско-Польский прогиб находится на северо-западе ВЕП. На его северо-восточной окраине располагается Польско-Литовская впадина, которая занимает юго-западную Латвию, западную и юго-западную Литву и Калининградскую область. Далее на юго-запад она продолжается с погружением в Польше вплоть до линии Торнквиста–Тейсейра (Гарецкий, 1985).

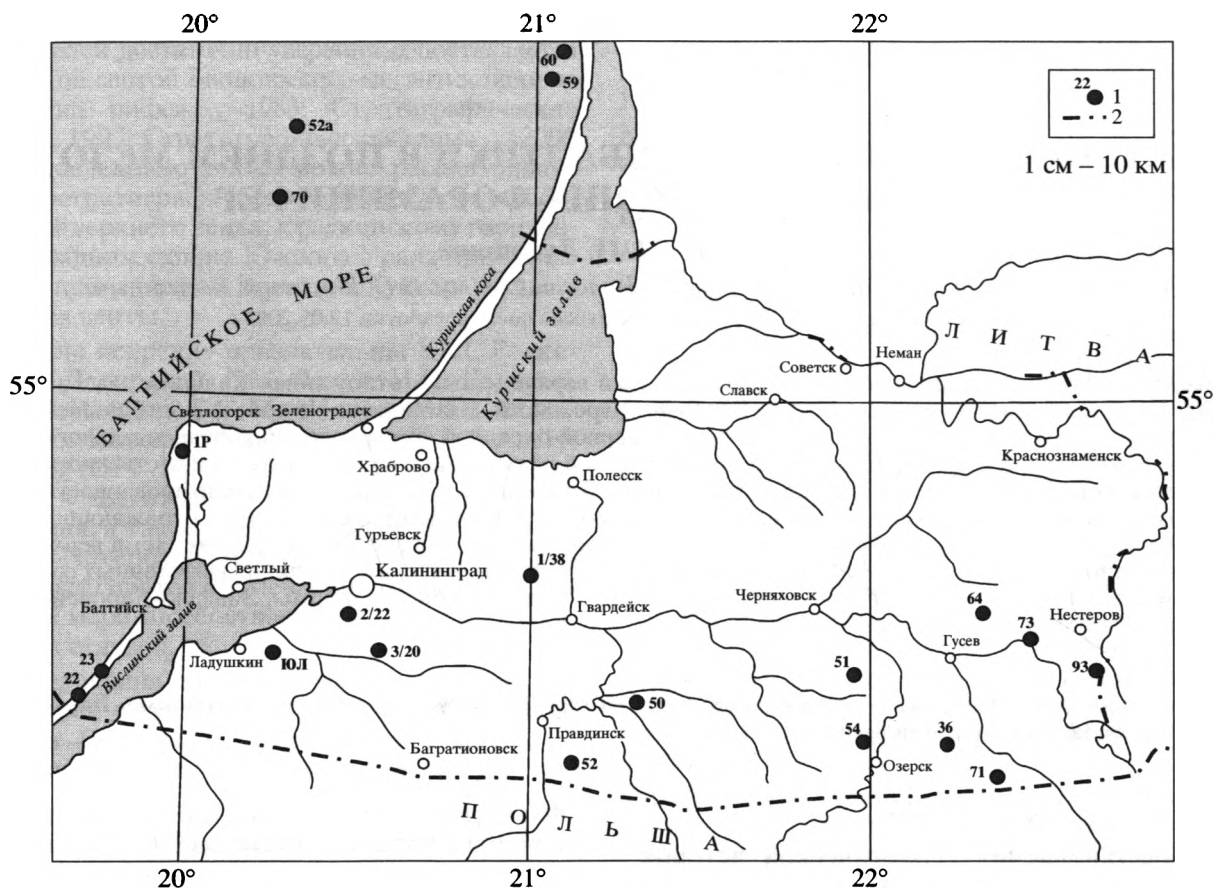


Рис. 1. Расположение изученных скважин на территории Калининградской области.
1 – скважины; 2 – государственная граница Российской Федерации.

В юре отложения морского генезиса на территории Польско-Литовской впадины накапливались со среднего-позднего келловоя до волжского века, а в мелу – с позднего альба до позднего маастрихта. В эти периоды территория Южной Прибалтики была мелководной окраиной обширного северо-западного бореального Европейского морского бассейна, которая то становилась морским дном, то прибрежной сушей.

Большая часть ВЕП в позднем мезозое входила в состав Бореальной зоогеографической области бореально-атлантической подобласти, которая была заселена бореальными родами аммоноидей, фораминиферами, брахиоподами, бивальвиями, гастроподами, иглокожими и другими беспозвоночными (Гарецкий, 1985; Gordon, 1970).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материалом для изучения позднемезозойских фораминифер послужили керны бурения, предоставленные ООО «ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть», Калининградской гидрогеологической экспедицией и Балтийской морской инженерно-

геологической экспедицией, добытые на территории Калининградской области и в прилегающей акватории Балтийского моря. Всего изучено 145 проб из 19 скважин (рис. 1). В 126 пробах обнаружены фораминиферы.

Несцементированные осадки промывались через сито >0.1 мм, оставшаяся фракция просматривалась под микроскопом. В отдельных случаях изучалась также фракция более 0.25 мм. В основу методики палеоэкологических реконструкций положен статистический анализ структуры палеоценозов – подсчет количества раковин в осадке, процентное соотношение секретионных и агглютинирующих видов бентосных фораминифер, выделение доминирующих видов, соотношение планктонных и бентосных видов, также анализировался литологический состав осадков.

По количественному соотношению видов агглютинирующих и планктонных фораминифер и родов из отрядов секретионных бентосных фораминифер были выделены различные типы сообществ, характерные для разных периодов позднего мезозоя в Южной Прибалтике. Средние значения видового разнообразия и содержания форамини-

фер в осадке позволили проследить эволюцию палеогеографических условий в регионе.

По доминирующим видам бентосных фораминифер были составлены региональные стратиграфические схемы для позднего келловоя – поздней юры и для альба – позднего мела.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Юрская система

Юрские отложения различного происхождения – от континентальных до морских – широко распространены на западе ВЕП. Морские осадки, представленные терригенными и терригенно-карбонатными сероцветными органогенными известняками и глинами с черным органическим веществом, начали откладываться здесь со среднего – позднего келловоя (Григалис, 1982; Загородных и др., 2001).

В Калининградской области к верхнему келловю отнесены отложения лесновской свиты, которая представлена темно-серыми и черными слюдистыми глинами и алевролитами с примесью глауконита, с конкрециями пирита и сидерита. Увеличение мощности свиты происходит с северо-востока на запад с 2 до 54 м. Камеральное литологическое описание осадков проведено Г.С. Хариным. На рисунке 2 показана корреляция верхнеюрских и верхнемеловых отложений Калининградской области.

Верхнекелловейские отложения выделены нами в четырех горизонтах в скв. Южно-Ладушкинская на глубинах от 556.6 до 493.5 м. В них найдены достаточно редкие (от 14 до 380 экземпляров на 1 г осадка), однообразные (до 8 видов), но крупные хорошей сохранности бентосные фораминиферы. Среди них доминируют верхнекелловейские виды *Epistomina mosquensis* Uhligi и *Epistomina planiconvexa* Bielecka et Styk. Другими, типично верхнекелловейскими видами, являются субдоминантные виды *Lenticulina polonica* (Wisniowski), *Cythinella nikitini* (Uhligi), *Ichtiolaria franconica* Gumbel, *Ophtalmidium areniforme* Bykova, *Planularia dilatata* (Wisniowski). В осадках встречаются раковинки гастропод и остракод. Выделенное сообщество характерно для зоны *Lenticulina tumida* верхнего келловоя (Григалис, 1985).

Отложения того же возраста выделены в скважине 59 на глубинах 386 и 384 м. В этом сообществе доминирует *Epistomina planiconvexa* Bielecka et Styk и *Epistomina elshankensis* Mjatluk. Найдены зональный вид верхнего келловоя – *Lenticulina tumida* Mjatluk. Среди типично верхнекелловейских видов встречены *Ceratolamarckina parvula* Grigelis, *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig), *Lenticulina praepolonica* Kuznetsova, *L. cultriformis* Mjatluk, *Trochammina baltica* Grigelis, *Saracenaria cornuspieae* (Schwager) и др. Всего найден 21 вид фораминифер

при концентрации 116 экз./1 г. осадка. В скв. 2/22 на глубине 372.0 м найден единственный экземпляр верхнекелловейского вида *Epistomina elshankensis* Mjatluk.

В скв. Южно-Ладушкинская на глубинах от 460 до 420 м в известковых алевролитах с прослоями оолитовых песчаников вскрыты верхнекелловейские – нижнеоксфордские отложения. Среди фораминифер доминирует *Epistomina uhligi* Mjatluk – вид, характерный, как для верхнего келловоя, так и для оксфорда. Нижнеоксфордскими видами являются *Paalzowella scalariformis* (Paalzow), *Epistomina paralimbata* Grigelis и *Lenticulina sigla* Grigelis. Всего найдено 6 видов фораминифер, при низкой концентрации в осадке – 30 экз./1 г. Одновозрастные отложения вскрыты также в четырех горизонтах в скв. 59 на глубинах от 375 до 353 м. Доминирующее положение занимает *Epistomina elshankensis* Mjatluk и *E. planiconvexa* Bielecka et Styk; на глубине 375.0 м, кроме них доминирует верхнекелловейский вид *Globulina venusta* Grigelis и *Reophax horridus* (Schwager). Большинство видов характерно для верхнего келловоя: *Lenticulina cultriformis* Mjatluk, *Cythinella nikitini* (Uhligi), *Nodosaria mutabilis* Terquem, *Vaginulina demida* Grigelis. Кроме того, найдено два зональных вида – *Lenticulina brueckmanni* Mjatluk – зональный вид нижнего оксфорда и *Lenticulina tumida* Mjatluk – зональный вид верхнего келловоя. В горизонтах присутствует значительное количество примитивных агглютинирующих видов из родов *Recurvoides* sp., *Textularia* sp., *Trochammina* sp., *Reophax* sp., *Cyclammina* sp., *Haplophragmoides* sp. и виды *Ammobaculites irregularis* (Gumbel) и *Paleogaudrina terra* (Bykova et Azbel). Видовое разнообразие фораминифер достигает 26, а содержание в осадке – 317 экз./1 г.

Верхнекелловейские – нижнеоксфордские отложения выделены также в скв. 60 на глубинах от 189 до 178 м в трех горизонтах. Доминирующими видами здесь являются *Epistomina elshankensis* Mjatluk, *Lenticulina brueckmanni* Mjatluk и *Pseudolamarckina suvalkensis* Grigelis; субдоминантными видами – *Lenticulina praepolonica* Kuznetsova, *Lenticulina subtilis* (Wisniowski), *Ichtiolaria inopinata* Grigelis, *Cythinella nikitini* (Uhligi), *Miliospirella lithuanica* Grigelis, *Globulina venusta* Grigelis, *Nodosaria mutabilis* Terquem, *Vaginulina dimida* Grigelis. Количество видов в сообществе варьирует от 9 до 18, а содержание в осадке – от 13 до 622 экз./1 г.

К нижнему оксфорду в Калининградской области отнесена веселовская свита, которая представлена слюдистыми алевролитами, песчаниками и известняками, переполненными железистыми оолитами. Нижнеоксфордские отложения выделены в трех горизонтах в скв. 2/22 на глубинах от 351 до 305.7 м. Сообщество фораминифер характеризуется очень низким видовым разнообра-

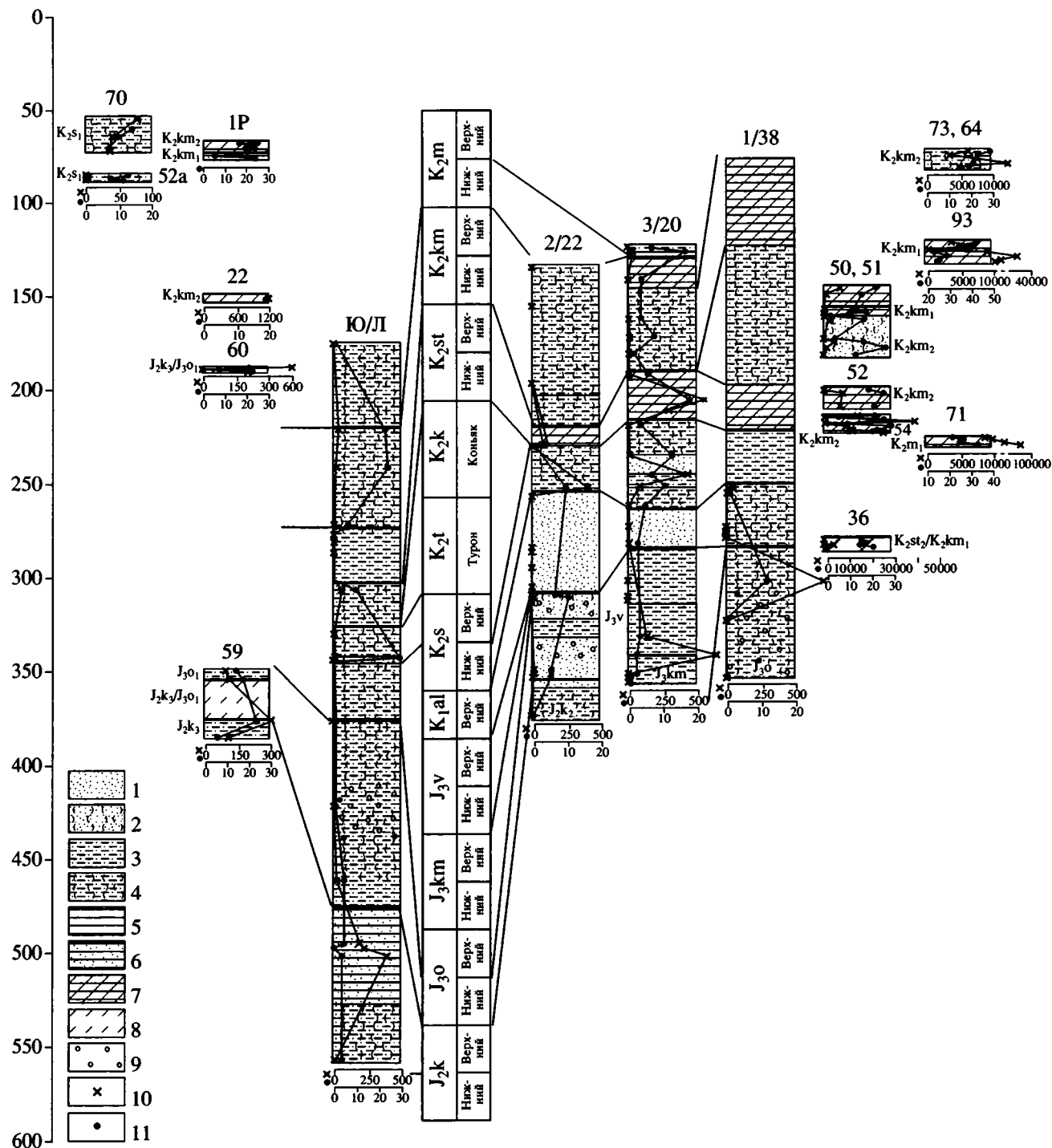


Рис. 2. Корреляция позднемезозойских отложений Калининградской области.

1 – песок; 2 – песчаник; 3 – алевроит; 4 – алевролит; 5 – глина; 6 – песчанистая глина; 7 – мергель; 8 – органический детрит; 9 – оолиты; 10 – концентрация фораминифер в осадке (экз./1 г осадка); 11 – количество видов фораминифер в пробе. Цифры над колонками – номера скв.

разием (5 видов) и содержанием в осадке (до 19 экз./1 г). Среди них доминирует *Epistomina paralimbata* Grigelis, субдоминантными видами являются *Epistomina rjasanensis* (Umanskaja et Kuz-

netsova), *Epistomina uhligi* Mjatluk Paulina fursenkoi Grigelis, *Lenticulina hebetata* (Schwager).

В скв. 2/22 на глубинах 309–307.8 м в оолитовых песках найден своеобразный комплекс очень

мелких, однообразных (7–12 видов) и редких (2–14 экз./1 г осадка) фораминифер лентикוליнового состава. Доминирующее положение среди них занимает *Lenticulina aff. brestica* (Mitjanina). Среди субдоминантных видов встречены *Lenticulina post-grigelis*, *Lenticulina sigla* Grigelis, *Lenticulina hebetata* (Schwager), *Planularia protracta* (Bornemann) и другие виды лентикулин. Аналогичные комплексы распространены в известняковых (рифовых) фациях Западной Европы (Григалис, 1985). А.А. Григалис считает, что лентикוליновая фауна, возможно, коррелируется с зоной среднего оксфорда *Ophtalmidium strumosum* – *Lenticulina brestica*, но, судя по литологическому составу отложений, содержанию в осадке большого количества оолитов (Загородных и др., 2001), комплекс отлагался в нижнем оксфорде.

В среднем – верхнем оксфорде на юге области накопились слюдистые глинисто-алевритово-карбонатные отложения, которые составляют лермонтовскую свиту мощностью до 85 м.

Средний оксфорд выделен в скв. 1/38 на глубине 300 м в слюдистых алевролитах. В сообществе фораминифер доминирует среднеоксфордский вид *Epistomina perfidiosa* Grigelis. Большинство фораминифер в выделенном сообществе имеет среднеоксфордский возраст – *Epistomina nemunensis* Grigelis, *E. multialveolata* Grigelis, *Pseudolamarckina suvalkensis* Grigelis, *Astacolus dubius* Paalzow, *Trocholina teifeli* Paalzow, *T. belorussica* Mjatluk. Но некоторые из них относятся к нижнему оксфорду – *Epistomina rjasanensis* (Umanskaja et Kuznetsova), *Paulina fursenkoi* Grigelis, *Ceratolamarckina speciosa* (Dain et Mjatluk) и *Paalzwella scalariformis* (Paalzow). Раковинки фораминифер очень мелкие и имеют плохую сохранность. При небольшом видовом разнообразии (количество видов – 13) отмечается очень высокое содержание фораминифер в осадке, оно составляет 2304 экз./1 г.

В скв. 3/20 на глубинах от 355.0 до 350.3 м в четырех горизонтах выделены кимериджские отложения, слагающие колосовскую свиту. Они представлены слюдистыми алевролитами. Комплекс фораминифер в них очень малочислен (1–6 экз./1 г осадка) и однообразен (1–3 вида), а раковинки очень мелкие. Среди них доминирует *Epistomina praetariensis* (Umanskaja). Впервые встречен планктонный вид *Globuligerina stellaporalis* Grigelis, присутствуют обломки лентикулин. Сообщество, выделенное нами, не очень характерно для нижнего кимериджа – зоны *Lenticulina prussica* и *L. kuznetsovae*, так как оно описано как многочисленное, насчитывающее 42 вида и представленное лентикулинидами и вагинулинидами.

Нижневолжские отложения – стрельненская свита – представлены известковисто-терригенными осадками. Отложения этого времени известны на юго-западе Литвы и в западной части Ка-

лининградской области. Это известняки, серые и темно-серые слюдистые алевриты и алевролиты с редкими прослоями темно-серого мелкозернистого песчаника. Они вскрыты в скв. 3/20 в двух горизонтах на глубинах 330 и 340 м. Количество видов фораминифер в них очень низко – 3–6, а концентрация в осадке колеблется от 178 до 708 экз./1 г. Среди них доминирует *Epistomina interfusa* Grigelis – типично нижневолжский вид. Субдоминантные виды – *E. oriunda* Grigelis, *Astacolus opinatus* Grigelis, *Lenticulina sublenticularis* Grigelis и *Marginulinopsis* sp.

Меловая система

Меловые отложения представлены нижнемеловой терригенной песчаной и верхнемеловой терригенно-кремнисто-карбонатной толщами. Они трансгрессивно залегают на верхнеюрских породах и на большей части Калининградской области перекрываются четвертичными образованиями, но на юге и западе на них залегают отложения палеогена. Здесь отмечены максимальные мощности меловых отложений, которые достигают 320 м, глубина их залегания колеблется от 10 до 277 м. В пределах акватории они выклиниваются (Григалис, 1982; Загородных и др., 2001).

Наиболее древние меловые отложения на территории Калининградской области – верхнеальбские выделены в осиновскую свиту, представленную глауконитовыми слюдистыми алевритами и слабосцементированными алевролитами и песками. По литологическим признакам они установлены в скв. 2/22 на глубинах от 300 до 260 м, в скв. 1/38 – от 280 до 250 м и в скв. 3/20 на глубинах от 320 до 260 м. В скважине 2/22 фораминиферы не найдены, а в двух других на горизонтах 250.5 и 280 м обнаружены единичные *Anomalina belorussica* Akimez и редкие *Lenticulia* и *Nodosaria*.

Сеноманские образования развиты в области почти повсеместно. Они расчленены по фораминиферам на два подъяруса.

Нижний подъярус представлен чкаловской свитой. Она сложена глауконитово-кварцевыми слюдистыми алевролитами и песчаниками. Эти отложения вскрыты в скв. 2/22 на глубине 250.2 м. Сообщество фораминифер представлено 10 видами при концентрации 417 экз./1 г осадка. Среди них доминирует *Lenticulina secans* Reuss, разнообразны нодозарииды – *Dentalina*, *Astacolus*, *Marginulina* (M. jonesi Reuss) и агглутинирующие виды – *Gaudrinella frankei* Brady, *Ataxophragmium compactum* Brady, *Hagenowella champani* Cushman. Среди секреторных видов встречена *Anomalina senomanica* (Brady) – зональный вид нижнего сеномана.

Нижнесеноманские отложения выделены также в скв. 3/20 на глубинах от 260 до 233.5 м в четырех горизонтах в осадках с иглами морских ежей, обломками бивальвий, остракодами, остатками древесины, пелетами и даже остатками растений с корнем. Здесь также доминируют зональ-

ные виды – *Lenticulina secans* Reuss, *Anomalina senomanica* (Brady) и *Gavelinella baltica* (Brady), присутствуют разнообразные нодозарииды – *Dentalina*, *Nodosaria*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Planularia*, *Saracenaria*. Найден планктонный вид *Hedbergella ex gr. infracretacea* (Glaessner). Количество видов колеблется от 5 до 13, а плотность населения – от 2 до 430 экз./1 г осадка. Одновозрастные отложения выделены в скв. 52а в трех горизонтах с глубин от 88 до 83.5 м и в скв. 70 в трех горизонтах с глубин 70–54 м.

Отложения верхнего сеномана распространены в основном в центральной и южной частях области. Они слагают побединскую свиту и представлены темно-серыми алевролитами глауконитово-кварцевого состава с примесью карбонатов. Верхнесеноманские отложения выделены в скв. Южно-Ладушкинская на глубине 341 м. В немногочисленном (22 экз./1 г осадка), но разнообразном (29 видов) комплексе очень широко представлены планктонные фораминиферы. Это *Hedbergella planispira* (Tappan), *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Globigerina caspia* Vasilenko, *Globigerina* sp., *Ticinella gaultina* Morozova, *Praeglobotruncana stephanii* (Gandolf), *Rotalipora cushmani* (Morozova). Из бентосных фораминифер присутствуют *Eouvigerina formis* Keller, *Textularia indistincta* Akimez, *Gavelinella schlaenbachii* (Reuss), *Lingulogavelinella spinosa* (Plotn.), глобороталитесы, вальвулины и другие среднемереловые виды. Отложения туронского и коньякского ярусов нами не выделены.

Отложения сантонского яруса представлены демидовской свитой, они развиты в основном в западной части области и сложены алевролитистым мергелем. Отложения верхнего подъяруса (верхняя часть демидовской свиты) выделены в скв. Южно-Ладушкинская на глубине 305 м; в скв. 2/22 на глубинах 228.6 и 227 м и в скв. 3/20 в трех горизонтах на глубинах от 217.3 до 203.8 м.

В первых двух скважинах найдены бедные комплексы (2–8 видов, 2–87 экз./1 г осадка) планктонных – *Globotruncana verrucosa* (Vasilenko), *Gumbellina striata* Ehrenberg и бентосных фораминифер *Cibicides eriksdalensis* Brotzen, *Planulina gowei* Barr. др. В скв. 3/20 разнообразие фораминифер и их обилие намного больше (6–18 видов, 6–578 экз./1 г осадка). Здесь нет планктонных видов, а среди бентосных доминируют *Eponides whitei* Brotzen, *Gyroidina obliquaseptatus* Mjatluk, *Robulus leptus* Reuss, присутствуют *Globorotalites misheliani* (d'Orbigny), *Plectina convergens* (Keller), лентикулины, астаколюсы, фрондикулярии и др. Зональный вид *Gavelinella stelligera* не найден.

Отложения верхнего сантона – нижнего кампана выделены в скв. 36 в четырех горизонтах на глубинах от 282 до 279 м. Здесь комплекс фораминифер характеризуется большим количеством довольно разнообразных планктонных видов,

многие из которых являются доминирующими – *Globigerinella aspera* (Ehrenberg), *Rotundina ordinaria* Subbotina, *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Gumbellina striata* Ehrenberg и имеют очень плохую сохранность – или разрушены, или облеплены мергелем. Из бентосных видов доминирует *Anomalina lorneiana* d'Orbigny, найдены *Eponides concinnus* Brady, *E. monterelensis* Marie, *E. biconvexus* Marie, *Valvulinaria lenticula* Reuss., *Gyroidina obliquaseptatus* (Mjatluk), *Globorotalites multisepta* (Brady) и др.

Нижнекампанский подъярус слагает лозняковскую свиту, он выделен в алевролитистой кварцево-глауконитовой породе с пелетами в скв. 1Р в четырех горизонтах на глубинах от 75 до 73.5 м.

В ней доминируют *Bulimina ventricosa* Brotzen, *Globorotalites misheliani* (d'Orbigny), *Cibicides temirensis* Vasilenko, присутствуют *Gyroidina obliquaseptatus* (Mjatluk), *Anomalina umbilicatulula* Mjatluk и др. Зональный вид *Brotzenella insignis* в нижнекампанских отложениях не встречен. Число видов колеблется от 5 до 20.

К верхнему кампану отнесена калиновская свита, представленная алевролитами глауконитово-кварцевыми и слюдястыми мергелями, часто с обломками и детритом фауны – спиклами губок, зубами рыб, остракодами, губками, брахиоподами, бивальвиями и обломками фораминифер.

Верхнекампанские отложения вскрыты в 8 скважинах – Южно-Ладушкинская (три горизонта с глубин от 270 до 220 м); в скв. 3/20 (четыре горизонта с глубин от 190 до 160 м); в скв. 1/38 (шесть горизонтов с глубин от 180 до 120 м); в скв. 1Р (шесть горизонтов с глубин 70–67 м); в скв. 22 с глубины 150 м; в скв. 50 (одиннадцать горизонтов с глубин 180–148 м); в скв. 51 (пять горизонтов с глубин 156.8–150.5 м); в скв. 52 (три горизонта с глубин 207–198 м); в скв. 54 (девять горизонтов с глубин 221–212 м).

В комплексах фораминифер доминируют *Eponides concinna* Brotzen, *Globorotalites misheliani* (d'Orbigny), *Eponides grodnoensis* Akimez, *Eponides monterelensis* Marie, *Anomalina umbilicatulula* Mjatluk, *Buliminella ventricosa* Brady. Присутствует зональный вид верхнего кампана *Gavelinella monterelensis* Marie и другие виды, характерные для кампана и нижнего маастрихта – *Bolivina incrassata* Reuss, *Gyroidinoides nitida* Reuss, *Valvulinaria camerata* Brotzen, *Valvulinaria lenticula* Reuss, *Eponides grodnoensis* Akimez, *Cibicides pinguis* Jennings, *Cibicides actulagayensis* Vasilenko, *Cibicides eriksdalensis* Brotzen, *Bolivina plaita* Carsey, *Bolivina decoratus* (Jones), *Bulimina ventricosa* Brady, *Eponides whitei* Brotzen, различные булимины, денталины, цибицидесы, гироидины, эпонидесы, пуллении, пареллы, боливины и др. Разнообразие фораминифер в верхнекампанских отложениях достигает 31 вида, а концентрация – 47000 экз./1 г.

Во многих горизонтах доминирует планктонный вид *Globigerinella aspera* (Ehrenberg). Периоди-

чески в небольших количествах встречаются и другие верхнемеловые планктонные фораминиферы. Верхнекампанский возраст установлен по присутствию индекс-вида зоны *E. monterelensis* Marie, а также *Eponides moskvini* (Keller) и *E. grodnoensis* Akimez, которые в нижнем кампане не встречаются. Разнообразие фораминифер в верхнекампанских отложениях достаточно высоко – 31 вид, а концентрация достигает 47000 экз./1 г.

Маастрихтские отложения развиты в основном на юге и востоке области. Они содержат очень богатые в видовом отношении и многочисленные комплексы фораминифер, но часто плохой сохранности.

Отложения нижнего маастрихта, слагающие воронцовскую свиту, представлены слюдистым мергелем с зеленоватым оттенком за счет присутствия глауконита. Они выделены в скв. 93 в семи горизонтах на глубинах от 130 до 120 м в слюдистых мергелях с остатками кораллов, мшанок, морских ежей, гастропод и бивальвий. Комплексы фораминифер в них очень разнообразны (26–43 вида) и многочисленны (от 1935 до 37734 экз./1 г осадка). Доминирующее положение занимают планктонные виды, характерные для всего верхнего мела *Gumbellina striata* Ehrenberg и *Globigerinella aspera* (Ehrenberg). Видами, типичными для всего маастрихта, являются *Bolivina incrassata* Reuss, *Bolivina decurrens* (Ehrenberg), *Pseudouvierina plummerae* Cushman, *Anomalina complanata* Reuss, *Stensioina stellaria* Vasilenko, *Cibicides bembix* Neckaja, *Cibicides pinguis* (Jenigs) и др. Многие виды относятся к нижнему маастрихту и верхнему кампану – *Bulimina ventricosa* Brotzen, *Bolivinoidea peterssoni* Brotzen, *Eponides moskvini* (Keller), *Anomalina clementiana* (d'Orbigny), *Cibicides volticianus* (d'Orbigny), *Globorotalites mishelanus* (d'Orbigny), *Globorotalites emdyensis* Vasilenko и др. В комплексе разнообразны реузеллы, боливиноидесы, эпонидаесы, пареллы, аномалины, стенсионины, вальвулинерии, цибисидесы, глобороталитесы, пуллении, нонионеллы, дискорбисы, нодозарииды и др. Во фракции >0.25 мм найдены разнообразные агглютинирующие виды *Ataxophragmium compactum* Brady, *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Frondicularia inversa* Reuss, *Flabellina elliptica* Nilsen, *Flabellamina compressa* Beissel, *Orbignina ovata* Hagenow, *Plectina convergens* (Keller) и др.

Нижнемаастрихтские отложения выделены также в скв. 71 на глубинах от 229 до 223 м в четырех горизонтах; в скв. 50 на глубине 144 м и в скв. 51 на глубинах от 156.8 до 147.8 м в восьми горизонтах.

В скважинах 71 и 50 доминируют планктонные виды *Gumbellina striata* Ehrenberg и *Globigerinella aspera* (Ehrenberg). Видами, которые позволили отнести эти отложения к нижнему маастрихту, а не к верхнему, являются *Anomalina monterelensis* (Marie), *Eponides grodnoensis* Akimez, *Eponides moskvini* (Keller), *Bulimina ventricosa* Brotzen, *Boliv-*

inoidea peterssoni Brotzen, *Bolivina decoratus* (Jones) в верхнем маастрихте они не встречаются. Количество видов варьирует от 23 до 34, а содержание в осадке – от 5662 до 61090 экз./1 г осадка.

В скв. 51 найдены немногочисленные (6–505 экз./1 г осадка и 11–26 видов) бентосные фораминиферы, среди которых преобладают агглютинирующие виды – *Arenobulimina d'orbigni* Reuss, *Haplophragmoides* sp., *Spiroplectammina suturalis* (Kalinin) *Plectina convergens* (Keller) и другие виды, характерные для верхнего мела. На глубинах от 151.5 до 150.5 м видовое разнообразие и концентрация фораминифер увеличивается до 27–29 видов и до 2560–23167 экз./1 г осадка. Среди них появляются немногочисленные, но довольно разнообразные верхнемеловые планктонные фораминиферы, а среди бентосных преобладают *Cibicides eriksdalensis* Brotzen, *Cibicides volticianus* d'Orbigny, *Globorotalites emdyensis* Vasilenko, *Globorotalites mishelanus* d'Orbigny и др. виды, которые встречаются как в верхнем кампане, так и в нижнем маастрихте. На глубинах от 156.8 до 152.5 м концентрация фораминифер и видовое разнообразие сокращаются до 6–3036 экз./1 г осадка и до 13–20 видов. Среди них доминируют *Globorotalites mishelanus* d'Orbigny и *Eponides grodnoensis* Akimez.

В скв. 3/20 на глубинах 124.8 и 123 м вскрыты нерасчлененные отложения маастрихта. Здесь в слюдистых алевроитах доминируют агглютинирующие фораминиферы. Отсутствие типичных видов не позволило определить подъярус этих отложений. Видовое разнообразие колеблется от 7 до 17, концентрация в осадке очень мала – 6 и 23 экз./1 г. Отложения верхнего маастрихта, слагающие спасскую свиту, сложены алевроитом и алевролитом кварцево-глауконитового состава, часто слюдистым. Они выделены в трех разрезах.

В скважинах 64 и 73, на глубинах 79 и 80–72 м, в четырех горизонтах в слюдистых алевроитах и алевролитах с редкими иглами морских ежей и редкими остракодами, выделено многочисленное сообщество фораминифер. Их видовое разнообразие колеблется от 20 до 33, а концентрация в осадке от 268 до 10267 экз./1 г. На горизонте 72 м в скв. 73 фораминиферы имеют плохую сохранность. Среди бентосных фораминифер преобладает верхнемаастрихтский вид *Eponides moskvini* (Keller) и нижнепалеоценовый вид *Bulimina quadrata* (Plummer), встречаются и другие нижнепалеоценовые виды – *Anomalina affinis* (Hantken), *Cibicides incognitus* Vasilenko, *Globulina amigdaloides* Reuss, планктонный вид *Globigerinella micra* (Cole). Вместе с тем в образцах присутствует большое количество верхнемеловых – маастрихтских видов – *Bolivina decurrens* (Ehrenberg), *Bolivina incrassata* Reuss, *Reusella minuta* (Marsson), агглютинирующие виды крупных размеров – *Ataxophragmium compactum* Brady, *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny), *Beisselina aequigranensis* (Beisel), *Plectina*

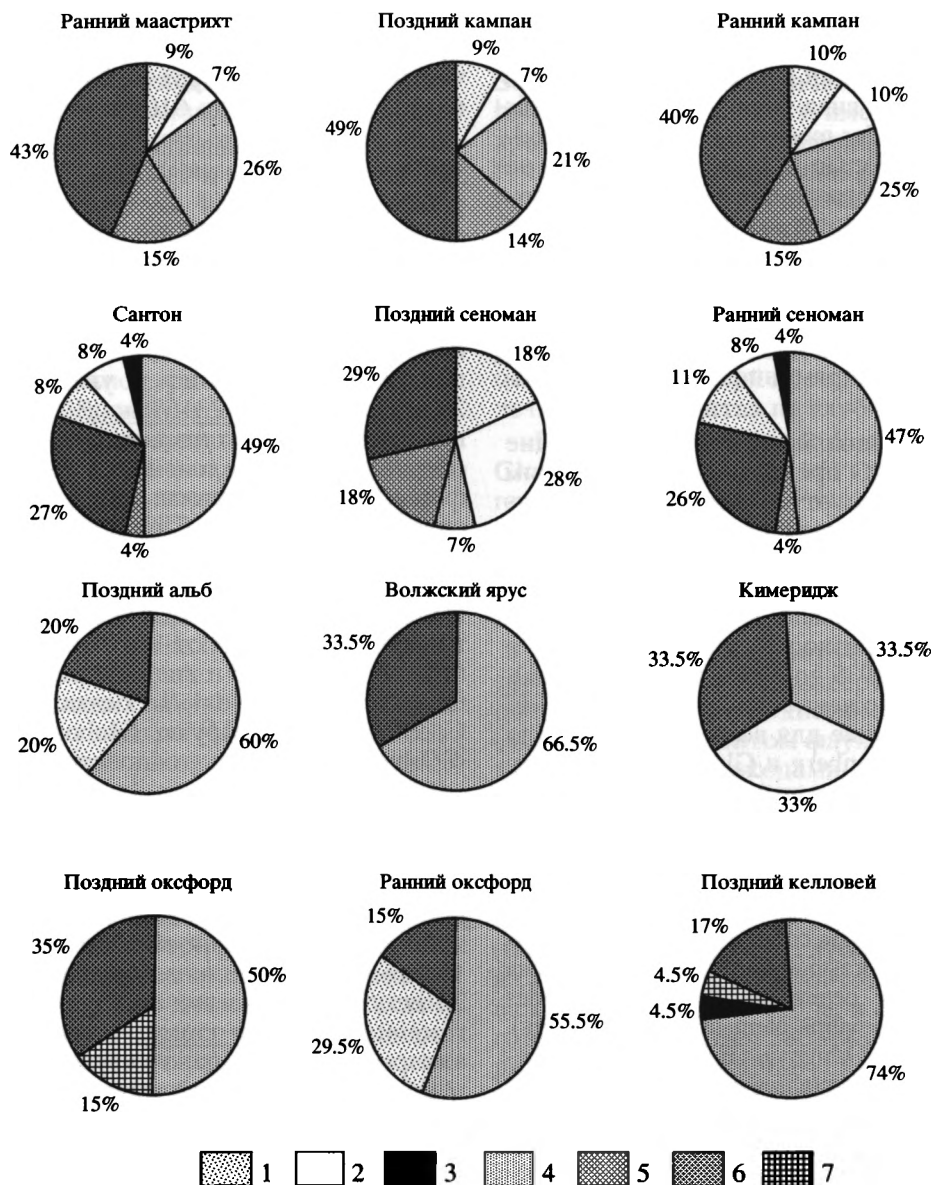


Рис. 3. Круговые диаграммы позднеюрских и позднемеловых сообществ фораминифер.

1 – агглютинирующие виды бентосных фораминифер; 2 – планктонные виды; 3 – виды отряда Miliolida; 4 – виды отряда Lagenida; 5 – виды отряда Buliminida; 6 – виды отряда Rotaliida; 7 – виды отряда Heterohelicida.

convergens (Keller), *Plectina ruthenica* Marie, *Neoflabellina reticulata* (Reuss) и др. Среди прочих бентосных видов встречаются *Nonion cf. ovatum* Cushman, эпонида, гирииды, булимины, боливины, вальвулинии, цибидиды, аномалиноиды и др. Наряду с бентосными фораминиферами присутствуют довольно разнообразные верхнемеловые

планктонные виды *Globigerinella aspera* (Ehrenberg), *Rotundina ordinaria* Subbotina и др.

Круговые диаграммы (рис. 3) демонстрируют таксономическое соотношение фораминифер в выделенных сообществах. По преобладанию тех или иных групп можно выделить различные типы сообществ, характерные для позднемезозойских

Рис. 4. Гистограммы позднеюрских и позднемеловых сообществ фораминифер.

По вертикальной оси – средние значения: общих видов фораминифер; концентрации их раковин в осадке (экз./1 г осадка); число видов в основных группах фораминифер. По горизонтальной оси – возраст: 1 – поздний маастрихт, 2 – ранний маастрихт, 3 – поздний кампан, 4 – ранний кампан, 5 – сантон, 6 – коньяк, 7 – турон, 8 – поздний сеноман, 9 – ранний сеноман, 10 – поздний альб, 11 – волжский ярус, 12 – поздний кимеридж, 13 – ранний кимеридж, 14 – поздний оксфорд, 15 – ранний оксфорд, 16 – поздний келловей.

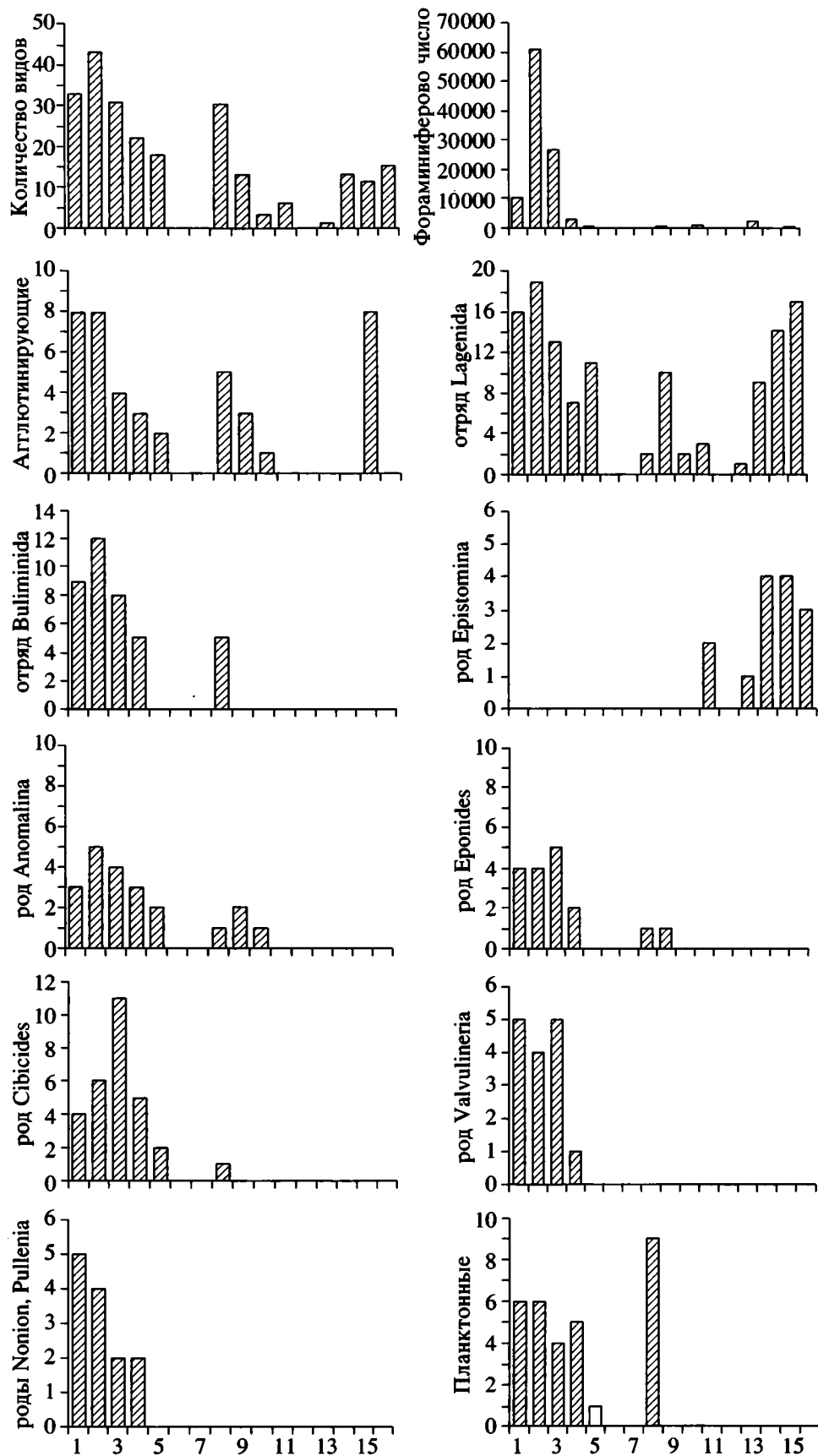


Рис. 4.

отложений Южной Прибалтики. С поздней юры до середины позднего мела (нижнего сеномана) были распространены лагенидовые сообщества с другими субдоминантными группами фораминифер. Для позднего келловоя характерно лагенидовое сообщество, для раннего оксфорда – лагенидово-“агглютинирующее” сообщество, для позднего оксфорда – лагенидово-роталиидовое. В киммеридже в равных долях найдены представители лагенид, роталиид и один планктонный вид. Для волжского яруса, как и для позднего оксфорда, характерно лагенидово-роталиидовое сообщество. Позднеальбское сообщество по таксономическому составу очень сходно с раннеоксфордским. Апт-альбское время является переломным рубежом в палеоокеанологии, который отразился на изменении биоты, в частности – на массовом развитии планктонных фораминифер. Начиная с раннего сеномана, сообщества становятся более разнообразными, появляются новые отряды секрещионных бентосных фораминифер. В раннем сеномане и в саванне лагениды по-прежнему составляют половину сообщества, другая половина представлена роталиидами, булиминидами, агглютинирующими и планктонными видами. Среди перечисленных выделяется позднесеноманское сообщество, которое можно охарактеризовать как роталиидово-“планктонное”. В позднем мелу лагениды теряют доминирующее положение. С позднего кампана до позднего маастрихта сообщества очень схожи между собой, их можно отнести к роталиидово-булиминидовому типу.

На рис. 4 приведены гистограммы, показывающие изменение общего количества видов бентосных фораминифер, их концентрацию в осадке (экз./1 г осадка), а также изменение числа видов среди основных групп фораминифер в верхнемелозойских отложениях Южной Прибалтики.

КОРРЕЛЯЦИЯ

Необратимость эволюционного процесса позволяет использовать фораминиферы для определения относительного возраста изучаемых осадочных слоев и корреляции выделенных зон с сопредельными территориями.

Изучение и сопоставление видового состава средне-верхнеюрских и верхнемеловых фораминифер бореальной палеозоогеографической бореальной области, куда входят территории, расположенные на западе и северо-западе Восточно-Европейской платформы (Литва, Беларусь, Украина, Польша), на ее ю.-в. части (Мангышлак, Приаралье), на Западно-Европейской платформе (Германия, Дания, Голландия, Швеция, Северо-Западная Франция) показывает удивительное сходство в развитии сообществ фораминифер.

Юрская система

Средне- и верхнеюрские отложения на юго-восточной периферии Восточно-Европейской платформы выделяются в Северо-Восточной Польше вдоль линии Тейссера–Торнквиста, в восточной части Средней Балтики и прилегающей суши Латвии и Литвы, и в Калининградской области (Гарецкий, 1985).

Юрские фораминиферы Южной Прибалтики были детально изучены А.А. Григялисом (1985), который создал стратиграфическую региональную схему верхнеюрских отложений и выделил зоны по характерным видам фораминифер. Фораминиферовые комплексы в разных районах региона имеют местные особенности, поэтому для уточнения региональных стратиграфических схем необходимо создание местных стратиграфических схем. В комплексах фораминифер, выделенных нами, нередко доминируют другие виды выделенных ранее зон, на основании чего нами была создана параллельная зональная схема для верхней юры Калининградской области. Она основана на доминировании различных видов рода *Epistomina*, в отличие от схемы Григялиса, разработанной в основном по лентикулинам (табл. 1).

Верхнекелловейские отложения, выделенные в Калининградской области как лесновская свита, определены нами в четырех разрезах южнее г. Калининграда и в прилегающей акватории Балтийского моря. Они характеризуются доминированием трех видов эпистомин – *Epistomina planiconvexa*, *Epistomina elshankoensis* и *Epistomina mosquensis*. Лесновская свита коррелирует с верхней частью папартинской свиты и со скинияской свитой Юго-Западной Литвы, которые определены А.А. Григялисом как зона *Lenticulina paracultrata*. В акватории Балтийского моря (Григялис, 1986) и в Западной Беларуси (Митянина, 1957) верхнекелловейские отложения также отнесены к зоне *Lenticulina tumida*.

В морях Восточно-Европейской платформы *E. mosquensis* встречается в среднем – верхнем келловее (Хабарова, 1959; Григялис, 1985), а на Атлантическом шельфе Канады – в течение всего келловоя (Асколи, Григялис, 1993). *E. planiconvexa* была встречена в верхнекелловейских отложениях Германии (Lutze, 1960) и Польши (Bielezka, Pozaryski, 1954).

Нижнеоксфордские отложения, выделенные как веселовская свита, найдены в тех же разрезах, что и верхнекелловейские отложения. Они соответствуют нижней части ажуолияской свиты в Юго-Западной Литве и отнесены Григялисом к зоне *Opthalmidium sagittulum-Lenticulina brueckmanni*. Нами они выделены по доминированию *Epistomina paralimbata* и *Epistomina uhligi*. Эти виды найдены ранее в Юго-Западной Прибалтике (Григялис, 1985) и в Днепровско-Донецкой впадине (Каптаренко-Черноусова, 1959) в нижнем и среднем оксфорде.

Таблица 1. Региональная стратиграфическая схема верхнеюрских отложений юго-запада Восточно-Европейской платформы

Группа	Система	Отдел	Ярус	Северо-восточная Польша (Решения..., 1978)	Акватория Балтийского моря (Григалис, 1986)	Юго-западная Прибалтика зоны по фораминиферам (Григалис, 1985)		Калининградская область		Западная Беларусь (Митянина, 1976)
								Свиты (Загородных и др., 2001)	Зоны по фораминиферам (наши данные)	
Мезозойская	Юрская	Верхний	Волжский	<i>Z. scythicus</i>		Гирдавская свита	<i>Marginulina striatocostata</i>	Стрельниковская	<i>Epistomina interfusa</i>	
			Кимериджский	<i>A. pseudomutabilis</i>		Таравская свита	<i>Lenticulina illustris</i> <i>L. daiva</i>	Тишинская		
				<i>A. lothari</i>			<i>Lenticulina prussica</i> <i>L. kuznetsovae</i>	Колосовская	<i>Epistomina praetatarensis</i>	
			Оксфордский	<i>R. stephanoides</i> <i>A. alternans</i>	<i>Epistomina uhligi</i>		<i>Lenticulina quenstedti</i>			
				<i>C. tenuistriatum</i>	<i>Lenticulina brestica</i>	Ажуолиясская свита	<i>Ophnalmidium strumosum</i> <i>Lenticulina brestica</i>	Лермонтовская	<i>Epistomina perfidiosa</i>	<i>L. brestica</i>
					<i>Lenticulina brueckmanni</i>		<i>Ophnalmidium sagittulum</i> <i>Lenticulina brueckmanni</i>	Веселовская	<i>Epistomina paralimbata</i>	
			Келловейский	Смешанная фауна	<i>Lenticulina tumida</i>	Скиниясская свита	<i>Lenticulina tumida</i>	Лесновская	<i>Epistomina planiconvexa</i> <i>Epistomina mosquensis</i>	<i>L. tumida</i>
				<i>K. jason</i>		Папартинская свита	<i>L. paracultrata</i>			
							<i>Lenticulina cultratiformis</i>	Приозерская		

Примечание. Штриховка обозначает перерывы в осадконакоплении.

Отложения **среднего и верхнего оксфорда**, слагающие лермонтовскую свиту Калининградской области, коррелируют с верхними двумя третями ажуолияской свиты, выделенной как зоны *Ophtalmidium strumosum*-*Lenticulina brestica* и *Lenticulina quensiedti*. Нами по преобладанию вида *Epistomina perfidiosa* в одном из разрезов восточнее г. Калининграда вскрыта лишь нижняя часть лермонтовской свиты. *E. perfidiosa* была встречена ранее в ю.-з. Прибалтике (Григалис, 1985). В Западной Беларуси ниже- и среднеоксфордские отложения характеризуются как зона *Lenticulina brestica*, а в акватории Балтийского моря, как зоны *Lenticulina brueckmanni* и *Lenticulina brestica*.

Нижнекимериджские отложения, слагающие колосовскую свиту, коррелируют с нижней частью таравской свиты, выделенной в Литве как зона *Lenticulina prussica*-*Lenticulina kuznetsovae*. В наших исследованиях они были определены по доминированию *Epistomina praetariensis* в разрезе к юго-востоку от г. Калининграда. *E. praetariensis* распространена в Юго-Западной Прибалтике (Григалис, 1985), на Русской платформе (Кузнецова, 1979) и в Польше (Bielezka, Pozaryski, 1954) в нижнем кимеридже. В акватории Балтийского моря и в Западной Беларуси нижнекимериджские отложения выклиниваются. Отложения верхнего кимериджа нами не вскрыты.

Отложения **нижневолжского яруса**, представленные стрельниковской свитой, соответствуют гирдаваской свите в Литве, выделенной как зона *Marginulina striatocostata*. В наших исследованиях одновозрастные отложения определены по доминированию *Epistomina interfusa* в том же разрезе, что и нижнекимериджские. В акватории Балтийского моря и в Западной Беларуси нижневолжские отложения отсутствуют.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Для стратиграфического расчленения верхнемеловых отложений нами, в основном, были использованы работы А.А. Григалиса (1963) и Акимец (1961). Григалис создал детальную стратиграфическую схему для верхнемеловых отложений Южной Прибалтики, а Акимец – для Беларуси. Нами была составлена схема корреляции верхнемеловых отложений запада и северо-запада ВЕП и Русской платформы (табл. 2).

Верхнеальбские отложения слабо распространены на северо-западной окраине ВЕП. Осиновская свита Калининградской области коррелирует с есяской свитой западной Литвы, которая палеонтологически характеризуется зубами акул (Решение Межведомственного..., 1976).

Чкаловская свита **нижнего сеномана** выделена в четырех разрезах, расположенных в юго-западной части Калининградской области и в прилегающей акватории Балтийского моря. Она коррелирует с зоной *Gavelinella senomanica*. Кроме индекс-ви-

да зоны во всех разрезах среди агглютинирующих бентосных фораминифер найден вид *Hagenowella champani* Cushman.

Нижнесеноманская зона *Gavelinella senomanica* развита очень широко в пределах ВЕП и ЗЕП. Комплексы фораминифер этой зоны прослеживаются в Польше (Gawor-Biedowa, 1972; Peryt, 2004), в Литве (Григалис, 1963), в Беларуси (Акимец, 1961), а также на остальной территории ВЕП (Григалис и др., 1980; Найдин и др., 1984). Наиболее характерные виды зоны – *Anomalina senomanica* (Brady), *Gavelinella baltica* (Brady), *Hagenowella champani* Cushman – были найдены в одно-возрастных отложениях Западно-Европейского бассейна (Magniez-Lannis, 1995) и на юго-востоке Англии (Carter, Hart, 1977).

Кроме того, типичные виды фораминифер нижнесеноманского возраста были найдены в Северной Атлантике у берегов Испании на палеоглубинах около 1200 м (Василенко 1980; Басов и Василенко, 1986) и на шельфе Ньюфаундленда (Hart, 1976).


Верхнесеноманские отложения побединской свиты выделены нами в разрезе из юго-западной части Калининградской области. Они характеризуются появлением разнообразных и достаточно многочисленных планктонных фораминифер и среди них – двухкилевых видов из родов *Rotundina* и *Globotruncana*. Обилие планктонных фораминифер характерно для зоны *Linguligavelinella globosa* (Акимец, 1974). В Польше – на периферии ВЕП, верхнесеноманские отложения содержат от 10 до 30% планктонных видов (Peryt, 2004). В Северной Атлантике виды этих и других новых родов планктонных фораминифер найдены в нерасчлененных сеноманских отложениях (Leckie, 1989). Индекс-вид зоны *Linguligavelinella globosa* нами не найден.

Туронские и коньякские отложения распространены на территории Калининградской области в виде отдельных площадей. В изученных скважинах они нами не выделены.

По редким глоботрункам и по доминированию сантонского вида *Eponides whitei* Brotzen в трех разрезах к югу от Калининграда нами определены нерасчлененные **сантонские** отложения. Доминирование *Osangularia whitei* характерно для верхнесантонских отложений европейской палеобиогеографической области (Найдин и др., 1984).

Нижнекампанские отложения выделены нами только в одном разрезе на западе области по доминированию видов *Bulimina ventricosa* Brotzen и *Cibicides temirensis* Vasilenko. *Cibicides temirensis* является индекс-видом одноименной зоны в Беларуси (Акимец, 1974), а также в Ульяновском Поволжье и Западном Казахстане (Беньямовский и др. 1988). В Литве и на ВЕП нижний кампан выделяется как зона *Brotzenella insignis*.

Таблица 2. Региональная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений юго-запада Восточно-Европейской платформы

Группа	Система	Отдел	Ярус	Северо-Восточная Польша из (Решения..., 1978)	Польско-Литовский залив (Гарецкий, 1985)		Калининградская область, Юго-Западная Литва		Калининградская область, зоны по фораминиферам (наши данные)	Беларусь, зоны по фораминиферам (Акимец, 1961)	Русская платформа, зоны по фораминиферам (Григалис и др., 1980)
					с-з часть	ю-в часть	Свиты, (Загородных и др., 2001)	Зоны по фораминиферам, (Григалис, 1982)			
Мезозойская	Меловая	Верхний	Маастрихтский	B. kazimirovensis B. junior			Спаская	Hanzawaia ekbloimi		Hanzawaia ekbloimi	Hanzawaia ekblooi
				B. occidentalis B. lanceolata			Воронцовская	Brotzenella complanata	Агглюинирующие	Brotzenella complanata	Brotzenella complanata
			Кампанский	N. vistulae C. donecianus N. phaleratum G. guarrata			Калиновская	Brotzenella monterelensis	E. grodnoensis E. monterelensis	G-s emdyensis C. actulagayensis	G. emdyensis B. monterelensis
							Лозняковская	Brotzenella insignis	B. ventricosa C. temirensis	Cibicides temirensis	Brotzenella insignis
			Сантонский	G. granulata				Gavelinella stelligera	E. whitei Robulus leptus	Gavelinella stelligera	Gavelinella stelligera
				I. patotensis I. cardissoides			Демидовская	Gavelinella infrasantonica		Gavelinella infrasantonica	Gavelinella infrasantonica
			Коньякский	I. involutus I. schloenbachi			Дубровская	G. costulata G. kelleri		B. eleyi E. cretacea	G. costulata G. kelleri
			Туронский	I. incostatus I. labiatus			Высоковская	G. moniliformis G. ammonoides		G. variabilis G. turonicus	G. moniliformis G. ammonoides
			Сеноманский	H. subangulosus A. rhotomagensis M. mantelli			Побединская	Lingulogavelinella globosa	Планктонные	Lingulogavelinella globosa	Lingulogavelinella globosa
							Чкаловская	Gavelinella senomanica	A. senomanica H. chapmani	Gavelinella senomanica	Gavelinella senomanica
			Альбский	M. inflatum			Осиновская		A. belorussia		

Примечание. Штриховка обозначает перерывы в осадконакоплении.

Отложения **верхнего кампана** распространены в Калининградской области повсеместно, они выделены нами в восьми разрезах по богатому и разнообразному комплексу секретионных фораминифер, среди которых доминируют *Globorotalites misheliani* (d'Orbigny), *Eponides grodnoensis* Akimez, *Eponides monterelensis* Marie, *Anomalina umbilicula* Mjatluk и *Cibicides actulagayensis* Vasilenko. Многочисленные агглютинирующие виды, характерные для верхнего кампана ВЕП найдены и в наших осадках. В Литве верхнекампанские отложения выделяются как зона *Eponides monterelensis*, а в Беларуси – как *Cibicides actulagayensis*.

Количественное и видовое разнообразие агглютинирующих видов бентосных фораминифер, среди которых *Ataxophragmium*, *Arenobulimina*, *Neoflabellina*, *Orbignina*, *Plectina* и др. резко увеличивается в **нижнемаастрихтских** отложениях Калининградской области, которые выделены в четырех разрезах в ее юго-восточной части. В Литве и в Беларуси нижнемаастрихтские отложения выделяются как зона *Brotzenella complanata*. В наших исследованиях этот вид единичен. Характерные виды этой зоны встречаются на территории ЗЕП – в верхнекампанских и нижнемаастрихтских отложениях Монского бассейна в Бельгии (Robaszynski, Christiansen, 1989).

Верхнемаастрихтские отложения выделены нами в трех разрезах из южной и юго-восточной частей области. Типичными видами в них являются *Eponides moskvini* (Keller) и крупные агглютинирующие виды. Вид-индекс верхнемаастрихтской зоны в Литве и Беларуси *Hanzawaia ekblomi* нами не найден. Характерные виды этой зоны встречаются в верхнемаастрихтских отложениях ВЕП и ЗЕП (Григалис и др., 1980).

ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ

В юре огромный эпиконтинентальный бассейн, заселенный бореальными бентосными фораминиферами, сходными на родовом и видовом уровне, простирался от Атлантического побережья Северной Америки до Мангышлака. Общность фауны на Атлантическом шельфе Северной Америки и в эпиконтинентальных морях Западной и Восточной Европы говорит о том, что эти регионы, удаленные в настоящее время друг от друга на тысячи километров, находились в юре в одной палеобиогеографической области.

В бореальных платформенных морях ВЕП в верхней юре был развит нодозариидово-эпистоминидовый тип фораминифер. В южных районах бывшего СССР этот тип фауны характерен только для келловей и оксфорда, тогда, как в киммеридже и титоне фораминиферы относились к северному подтипу теплолюбивой тетической фауны, выделенной как цикламинидово-павонитидовый тип (Басов, 1980; Басов, Кузнецова, 2000). Состав и разнообразие сообществ бентосных форамини-

фер в келловейских – верхнеюрских отложениях Южной Прибалтики, Беларуси, Днепровско-Донецкой впадины, Среднего Поволжья и Мангышлака (Мятлюк, 1939; Каптаренко-Черноусова, 1959; Митянина, 1957; Кузнецова, 1979 и др.) показывают почти полное сходство.

Вместе с тем, верхнеюрские комплексы фораминифер ВЕП имеют много общих видов с сообществами, выделенными на ЗЕП (Lutze, 1960; Bielezka, Pozaryski, 1954; Gordon, 1962; Barnard, 1951) и на Канадском Атлантическом шельфе (Асколи, Григалис, 1993).

Со второй половины средней юры Северная Америка и Европа стали разделяться узким Североатлантическим морем, связь которого с Мировым океаном была еще очень слабой. В келловее – киммеридже глубины этого моря не превышали глубин верхней батиали. Там происходило накопление зеленовато-серых и красных глинистых известняков со спираллинидово-лентиккулиновым типом фораминифер. В конце юры – начале мела, судя по немногочисленным бентосным фораминиферам, сохранившимся в белых пелитоморфных известняках, глубины увеличились до 2–3 км (Басов и др., 1980).

В зависимости от трансгрессий и регрессий эпиконтинентальные шельфовые моря Западной и Восточной Европы незначительно меняли свои глубины и очертания. Бассейн, располагавшийся на территории современной Калининградской области, являлся северо-восточной окраиной Польского бассейна, развивавшегося по обеим сторонам Польско-Датского трога.

Мелководный сильно опресненный залив образовался на северо-западной окраине ВЕП в ранней юре. С кратковременными перерывами в аалене и бате он существовал до среднего келловей, когда началась крупная морская трансгрессия, проявления которой фиксируются на огромной площади ВЕП. В это время установилась прямая связь между северными и южными морями – через Норвежско-Гренландский пролив воды арктических морей распространились в Североморский район, а воды Тетиса трансгрессировали в Днепровско-Донецкий бассейн (Атлас палеогеографических карт..., 1991; Григалис, 1991). Среднекелловейское море, сменившее мелководный опресненный залив на территории Южной Прибалтики, первыми заселили мелкие, немногочисленные, но достаточно разнообразные лентиккулины (Григалис, 1985). Белецкая и Пожариский (Bielezka, Pozaryski, 1954) считают, что лентиккулины характерны для глубин сублиторали. Сейчас нодозарииды преобладают в комплексах бентосных фораминифер верхней и средней батиали (от 130 до 1000 м.) (Boltovskoy, Wright, 1976).

В позднем келловее границы бассейна продолжали расширяться. Видовое разнообразие бентосных фораминифер и их обилие значительно

увеличилось. Наряду с лентикулинами и другими родами нодозариид – цитарининами, ихтиолариями, планулинами, сарацинариями, денталинами и нодозариями, появились разнообразные красавицы эпистомины с крупными, скульптурированными раковинами. Форма и размеры раковин отражают нормальную морскую соленость позднелловейского моря, высокую насыщенность воды карбонатом кальция и, возможно, относительно низкую температуру воды, так как особи, живущие в холодной воде, обычно крупнее тепловодных. Последнее предположение подтверждается результатами изотопно-кислородного анализа ростов белемнитов, которые показывают, что в келловей-оксфордский период моря были достаточно холодными (Louis et al., 2004). На сегодняшний день глубинный диапазон эпистоминид очень широк, вероятно, их присутствие показывает достаточно глубоководные шельфовые условия. Гордон (Gordon, 1970), разделивший все юрские фораминиферы на пять групп, считает, что сообщество, в котором кроме нодозариид доминируют и эпистомины, сформировалось как шельфовое.

В переходное время от позднего келловя к раннему оксфорду в морях Южной Прибалтики фораминиферы стали еще разнообразнее и многочисленнее. Среди них появилось большое количество примитивных агглютинирующих фораминифер. На новошотландском шельфе Северной Америки агглютинирующие виды из родов *Narphragmoides* и *Ammobaculites*, которые встречены и нами, были распространены в мелководных келловейских осадках (Басов, Василенко, 1986).

В раннем оксфорде мелководное море покрывало почти всю Калининградскую область, Северно-Восточную Польшу, южную часть современного Балтийского моря и распространялось далее на запад (рис. 5). В нем обитало множество брахиопод, остракод, гастропод, бивальвий и рыб, чьи остатки во множестве встречаются в отложениях. Органогенно-обломочные осадки с оолитами, появление песчаной фракции свидетельствуют об уменьшении глубины осадочного бассейна. В раннем оксфорде на территории Южной Прибалтики была распространена стенофацциальная фауна мелких лентикулин (Григалис, 1985). Оскудение и измельчение фауны вероятно связано с образованием лагун с повышенной соленостью и, возможно с низким содержанием кислорода.

В среднем оксфорде “Южнобалтийское” море заселяли очень мелкие, но многочисленные эпистомины, трохолины и лентикулины. Для этого времени характерна максимальная в поздней юре плотность населения бентосных фораминифер. Мелкая, угнетенная фауна формируется при неблагоприятных условиях, которые могут быть связаны с ухудшением питания, с недостатком растворенного в воде кислорода, с опреснением или, наоборот, осолонением бассейна.

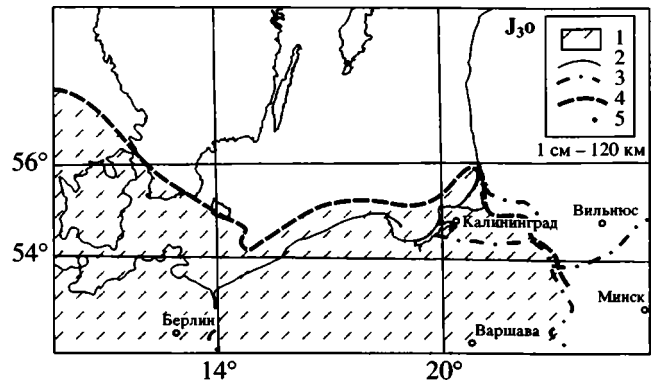


Рис. 5. Палеогеографическая реконструкция для поздней юры (оксфорд) юго-запада Восточно-Европейской платформы.

1 – пределы оксфордского моря; 2 – современная береговая линия; 3 – государственная граница; 4 – граница оксфордского моря; 5 – изученные скважины. Для построения палеогеографических карт (рис. 5 и 6) использованы работы Григалиса, 1991; Surlyk et Håkansson, 1998; Атлас палеогеографических карт, 1993 (карты 11.2а и 11.2с); Загородных и др., 2001 и др.

В кимеридже море из пределов Южной Прибалтики регрессировало, но в Калининградской области еще продолжало оставаться. В нем обитали мелкие и очень редкие и однообразные эпистомины. Видовое однообразие фораминифер, их малочисленность и мелкие размеры указывают на продолжение наступления неблагоприятных для них условий. С другой стороны, находка планктонного вида *Globuligerina stellaporalis* и обломков аммонита в нижнекимериджских осадках свидетельствуют о проникновении на западную окраину ВЕП теплых вод океана Тетис, который был центром распространения планктонных фораминифер в юре (Gordon, 1970).

В волжское время на территории ВЕП происходила крупнейшая трансгрессия, когда море захватило почти 90% областей седиментации (Межежников и др., 1985). В ранневолжское время в “Южнобалтийском” морском бассейне бентосные фораминиферы стали многочисленнее, чем в киммериде, но оставались по-прежнему однообразными. Низкое видовое разнообразие, при относительно высокой плотности населения, характерно для прибрежных фаций. В поздневолжское время к северо-востоку от Польского трога образовалось поднятие, и море на территории Южной Прибалтики прекратило свое существование (Загородных, 2001).

Континентальные условия продолжались в течение раннего мела. На протяжении всего мела происходило расширение Северной Атлантики. В конце сеномана сформировался единый субмеридиональный Атлантический океан, ширина которого в Северном полушарии достигала 5000 км (Жарков, Мурдмаа, 1998). Единый эпиконтинентальный бас-

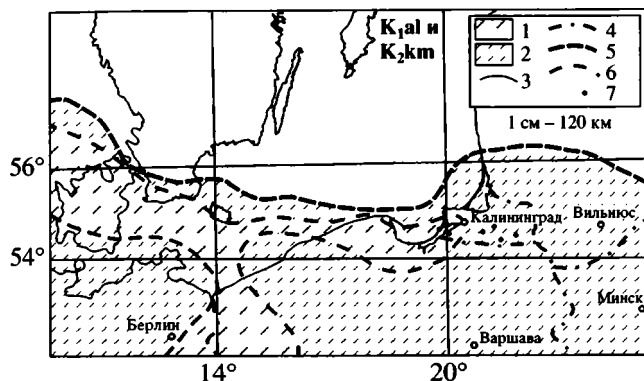


Рис. 6. Палеогеографическая реконструкция для позднего альба и кампана запада Восточно-Европейской платформы.

1 – пределы позднеальбского моря; 2 – пределы кампанского моря; 3 – современная береговая линия; 4 – государственная граница; 5 – граница кампанского моря; 6 – граница позднеальбского моря; 7 – изученные скважины.

сейн, простиравшийся между Северной Америкой и Западной Европой в юре, разделился глубоководным океанографическим барьером.

В конце раннего мела начался новый глобальный подъем уровня моря. В Балтийскую синеклизу оно проникло только в альбское время. В позднем альбе на западе Калининградской области образовался открытый на юго-запад мелководный залив (рис. 6). В конце позднего альба в нем поселились первые редкие бентосные фораминиферы.

В раннем сеномане залив расширился и занял юго-западную часть Калининградской области, прилегающую акваторию современного Балтийского моря и соседнюю часть Польши. Это был теплый бассейн с нормальной соленостью, который заселила разнообразная фауна морских ежей, моллюсков, остракод и бентосных фораминифер. На литорали и сублиторали, которые находились немного южнее г. Калининграда, произрастали многочисленные водоросли. Видовой состав фораминифер и их численность намного увеличились по сравнению с поздним альбом. Среди них большое значение приобрели агглютинирующие виды из отряда *Атахорфрагмиды*, которые в современном Бискайском заливе доминируют и на шельфе и на абиссальных глубинах (Boltovskoy, Wright, 1976).

В позднем сеномане площадь “Южнобалтийского” моря продолжала увеличиваться. Количество видов и плотность населения фораминифер возрастали. Появились первые булиминиды, эпонидесы, цибицидесы, нониониды, а также разнообразные планктонные виды, и среди них двухкилевые виды из родов *Rotalipora* и *Praeglobotruncana*. Основное распределение килеватых видов фораминифер ограничивается узким экваториальным поясом (Frerichs, 1971). Их появление в осадках Южной Прибалтики свидетельствует о существовании

очень теплого и достаточно глубокого (около 200 м) бассейна с нормальной соленостью, открытого в сторону южного бассейна. Многочисленные и разнообразные планктонные фораминиферы появились в позднесеноманских эпиконтинентальных морях всей Восточно-Европейской платформы (Григалис и др., 1980; Peryt, 2004).

В туроне и коньяке на территории Калининградской области и соседней части Польши образовалось небольшое локальное поднятие, и осадкообразования не происходило (Гарецкий, 1985).

В конце коньякского века вновь началась трансгрессия, и в сантонском веке в юго-западной части области появился бассейн, который вновь стал заселяться морскими организмами. Видовое разнообразие фораминифер и их содержание в осадке было намного меньше, чем в верхнем сеномане, но среди них встречались единичные планктонные виды, присутствие которых говорит о нормальной солености и о глубинах более 100 м.

После небольшого перерыва в раннем кампане территория области вновь подверглась трансгрессии. На западе образовался морской бассейн, населенный белемнитами, бивальвиями, брахиоподами и разнообразными секретионными фораминиферами.

Обширный позднекампанский бассейн покрывал всю Северо-Западную Европу, Южную Прибалтику и большую часть Восточной Европы (рис. 6). В нем обитали губки, двустворчатые моллюски, остракоды, брахиоподы и рыбы. Фораминиферы были разнообразны и многочисленны, как никогда ранее, среди них большое значение приобрели планктонные фораминиферы бореального вида, которые свидетельствуют об умеренных температурах воды и о значительной глубине бассейна. Огромное количество обломков раковин бивальвий в южной части области характеризует прибрежные условия с пологими берегами и активной гидродинамикой.

Аналогичные условия существовали и в раннемаастрихтском бассейне, в котором также жили многочисленные губки, кораллы, мшанки, морские ежи, бивальвии и остракоды. Фораминиферы стали еще разнообразнее и многочисленнее, чем в позднем кампане. В поверхностном слое воды обитали планктонные виды, а на дне – разнообразные секретионные фораминиферы – лагениды, булиминиды, роталииды – эпонидесы, аномалины, цибицидесы, и вновь появившиеся крупные агглютинирующие фораминиферы – атаксофрагмиды.

В позднем маастрихте в связи с сокращением и обмелением бассейна, разнообразие бентосных фораминифер и их концентрация в осадке стали сокращаться, хотя их систематическое соотношение оставалось на прежнем уровне. Плохая сохранность раковин фораминифер в двух разрезах из трех свидетельствует об активной волноприбойной деятельности на литорали. Из всего раз-

Таблица 3. Палеогеография Южной Прибалтики в позднем мезозое

Возраст		Фауна	Палеогеография	Уровень моря, (Харленд и др., 1985)
K ₂ m	Поздний	Очень разнообразные и многочисленные планктонные и бентосные фораминиферы, редкие остракоды и морские ежи	Постепенно регрессирующий морской бассейн	Выше современного на 300 м
	Ранний	Самые многочисленные и разнообразные фораминиферы в позднем мезозое, крупные агглютинирующие виды, губки, кораллы, мшанки, м. ежи	Широкий морской залив с умеренной температурой воды, с нормальной соленостью, с глубинами до 200 м	Выше современного на 330 м
K ₂ km	Поздний	Очень разнообразные и многочисленные планктонные и бентосные фораминиферы, остатки рыб, остракоды, губки, бивальвии, брахиоподы		
	Ранний	Многочисленные и разнообразные планктонные и бентосные фораминиферы, крупные агглютинирующие виды, белемниты, бивальвии, гастроподы		
K ₂ st	Поздний	Немногочисленные и достаточно однообразные фораминиферы, редкие планктонные виды	Трансгрессирующий бореальный бассейн с низкой соленостью	Выше современного на 300 м
	Ранний		Континентальные условия на большей части территории	
K ₂ k, t				
K ₂ s	Поздний	Немногочисленные, но разнообразные фораминиферы, преобладают теплолюбивые планктонные виды, появились булиминиды, нонионы, пуллени, цибицидесы, эпоницесы и др.	Очень теплый морской бассейн с нормальной соленостью и глубинами около 200 м	Выше современного на 150 м
	Ранний	Относительно разнообразные и многочисленные фораминиферы, много аггл. видов, остатки водорослей, морские ежи, моллюски, остракоды	Морской залив с умеренной T воды и нормальной соленостью	Выше современного на 200–300 м
K ₁ al	Поздний	Очень редкие и однообразные фораминиферы, встречается древесина		
	Ранний		Континентальные условия	На современном уровне
J ₃ v	Поздний		Регрессия моря	Выше современного на 50 м
	Ранний	Однообразные, но достаточно многочисленные лентиккулины и эпистомины	Приливно-отливная зона моря	
J ₃ km	Поздний		Континентальные условия	Выше современного на 100 м
	Ранний	Мелкие единичные эпистомины	Лагуна с повышенной соленостью и, вероятно, с низким содержанием кислорода	
J ₃ o	Поздний	Достаточно разнообразные и многочисленные, но мелкие фораминиферы		
	Ранний	Очень редкие и мелкие фораминиферы, многочисленны брахиоподы, остракоды, гастроподы, бивальвии, остатки рыб		
J ₂ k	Поздний	Редкие, но достаточно разнообразные лентиккулины, крупные эпистомины	Морской залив с нормальной соленостью, возможно с относительно низкой температурой воды	Выше современного на 50 м
	Средний	Мелкие немногочисленные лентиккулины	Начало трансгрессии моря	

нообразия морских организмов в позднемаастрихтском бассейне остались только редкие остракоды и морские ежи.

В целом позднемезозойские регрессии и трансгрессии морских условий в Южной Прибалтике являются следствием глобальных изменений уровня моря. Появление в кампане и маастрихте широкого морского залива с умеренной температурой воды, с нормальной соленостью и значительными глубинами связано с максимальным (до более, чем 300 м) подъемом уровня Мирового океана в конце позднего мела (Харленд, Кокс и др., 1985). Континентальные условия турона и кампана в регионе, вероятно, определяются местными тектоническими событиями, в результате которых территория Калининградской области поднялась над уровнем моря. Эти же причины, скорее всего, объясняют исчезновение моря в кимеридже, когда уровень океана поднимался выше современного на 100 м (табл. 3).

Относительно низкий уровень воды в Мировом океане (на 150 м выше современного) был в позднем сеномане. Наши исследования показывают, что именно в это время на территорию Южной Прибалтики проникали теплые и соленые воды Тетиса. Возможно, это связано с усилением циркуляции поверхностных вод Мирового океана.

Присутствие глауконита во всех отложениях верхнего мела говорит о существовании апвеллинга у побережья Южной Прибалтики. Следовательно, в эпиконтинентальных морях Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ в позднем мелу существовала также вертикальная циркуляция.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований изучены бентосные и планктонные фораминиферы в позднемезозойских отложениях Калининградской области, на территории которой находилась северо-восточная окраина обширного эпиконтинентального Датско-Польского моря.

По доминированию бентосных видов из рода *Epistomina* составлена зональная схема келловейских-верхнеюрских отложений Калининградской области, а по преобладанию тех или иных родов и видов агглютинирующих и секреторных бентосных фораминифер и по обилию планктонных фораминифер стратифицированы верхнемеловые отложения. Проведена корреляция выделенных зон со стратиграфическими схемами запада Восточно-Европейской платформы.

Анализ видового и количественного состава бентосных фораминифер, соотношение планктонных и бентосных видов, степень сохранности их раковин, а также присутствие остатков других морских организмов позволили восстановить историю развития "Южнобалтийского" морского бассейна. В позднем мезозое море на территории

Калининградской области существовало дважды – в поздней юре – с позднего келловей до ранневолжского времени, и в позднем мелу – с позднего альба – до позднего маастрихта.

В позднем сеномане, судя по появлению экваториальных видов планктонных фораминифер, происходил водообмен между "Южнобалтийским" морем и океаном Тетис, но наиболее обширным и глубоким это море было в позднем кампане – раннем маастрихте. В нем в мало изменчивых условиях наружного шельфа – верхней батили жили богатые и разнообразные популяции фораминифер и других морских организмов.

В остальные периоды позднего мезозоя на территории Калининградской области находились внутренний шельф и приливно-отливная зона боREALьного эпиконтинентального моря, где условия для проживания фораминифер были достаточно экстремальными, о чем говорят бедные и однообразные комплексы фораминифер. Море регрессировало в кимеридже и покидало пределы области в туроне и коньяке, когда суша поднималась над уровнем моря и осадконакопления не происходило.

Автор благодарит Г.С. Харина за предоставление литологического описания скважин, В.А. Басова – за прочтение работы и за доброжелательный отзыв, Н.С. Оськину – за обсуждение и Е.В. Кузьмину – за помощь в оформлении работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимец В.С. Стратиграфия и фораминиферы верхнемеловых отложений Беларуси. Палеонтология и биостратиграфия БССР. Сб.3. Минск: Изд-во АН БССР. 1961. 207 с.
- Акимец В.С. Зональная схема стратиграфии верхнемеловых отложений Беларуси по фораминиферам // Проблемы региональной геологии Беларуси. Минск: БелНИГРИ. 1974. С. 41–52.
- Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое // Робертсон Групп. Геол. Ин-т АН СССР. 1991.
- Асколи П., Григалис А. Зональное подразделение средней юры – нижнего мела по фораминиферам на территории Канады и Восточной Европы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 47–55.
- Басов В.А. Типы фауны бентосных фораминифер верхней юры и нижнего мела Северной Атлантики и их значение для палеогеографических реконструкций // Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л.: НИИГА, 1980. С. 73–77.
- Басов В.А., Патрунов Д.К., Кабаньков В.Я. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеообстановки поздней юры и раннего мела Северной Атлантики // Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л.: НИИГА, 1980. С. 8–28.
- Басов В.А., Василенко Л.В. Микроископаемые в фациальных рядах мезозойских океанических осадков // Вopr. микропалеонтол. 1986. Вып. 28. С. 29–41.
- Басов В.А., Кузнецова К.И. Динамика разнообразия и эволюционные тенденции юрских фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 74–88.

- Беньямовский В.И., Копаевич Л.Ф., Акимец В.С. и др. К стратиграфии верхнего мела Ульяновского Поволжья по фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 65–74.
- Василенко Л.В. Бентосные фораминиферы сеномана в скважине 398D (рейс 47, Проект глубоководного бурения) // Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л.: НИИГА, 1980. С. 50–61.
- Гарецкий Р.Г. (ред.) Осадконакопление и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы в мезозое. Минск: Наука и техника, 1985. 215 с.
- Григалис А.А. Детальная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Южной Прибалтики по фораминиферам и вопросы стратиграфии нижнемеловых отложений этой территории // Вопросы геологии Литвы. Вильнюс: Мокслас, 1963. С. 479–496.
- Григалис А.А. (ред.). Геология республик Советской Прибалтики. Л.: Недра, 1982. 303 с.
- Григалис А.А. Фораминиферы юрских отложений юго-западной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1985. 240 с.
- Григалис А.А. Фораминиферы юры и мела Балтийского моря // Тез. докл. X Всес. микропал. совещания. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 71–72.
- Григалис А.А. (ред.) Геология и геоморфология Балтийского моря. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1 : 500000. Л.: Недра, 1991. 420 с.
- Григалис А.А., Акимец В.С., Липник Е.С. Филогенезы бентосных фораминифер – основа зональной стратиграфии верхнемеловых отложений (на примере Восточно-Европейской платформы) // Вопр. микропалеонтол. 1980. Вып. 23. С. 145–159.
- Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Харин Г.С. Палеоокеанология Атлантического океана. Л.: Недра, 247 с.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 15–41.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 3–16.
- Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А. Стратиграфия Калининградского региона. Калининград: Оперативная полиграфия, 2001. 226 с.
- Кантаренко-Черноусова О.К. Фораминиферы юрских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. стратигр. и палеонт. 1959. Вып. 15. 120 с.
- Кеннет Дж. П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1 и 2. 396 и 383 с.
- Кузнецова К.И. Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры Бореального пояса по фораминиферам // Тр. ГИН АН СССР. 1979. Вып. 332. 127 с.
- Месежников М.С., Азбель А.Я., Алексеев С.Н. и др. Зональные и субзональные шкалы юры и неокома бореальных бассейнов СССР // Сов. геология. 1985. № 12. С. 52–64.
- Митянина И.В. О фораминиферах юго-запада Беларуси // Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск.: АН БССР, 1957. Сб. 2. С. 210–239.
- Мятлюк Е.В. Фораминиферы верхнеюрских и нижнемеловых отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта // Тр. НГРИ. Сер. А. 1939. Вып. 120. 75 с.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.И., Копаевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1984. № 5. С. 3–15.
- Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики // Региональная стратиграфическая схема меловых отложений Прибалтики. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
- Хабарова Т.Н. Фораминиферы юрских отложений Саратовской области // Стратиграфия и фауна юрских и меловых отложений Саратовского Поволжья. Саратов, 1959. Вып. 137. С. 463–502.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевелин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
- Barnard F. Foraminifera from the Upper Oxford Clay (Jurassic) of warboys Huntingdonshire. London. 1951. P. 336–352.
- Bielecka W., Pozaryski W. Stratigraphya micropaleontologiczna gornego malmu w Polsce srodkowej // Inst. Geol. 1954. T.12. S. 12–206.
- Boltovskoy E., Wright R. Recent Foraminifera. Junk. The Hague, 1976. 515 p.
- Carter D.J., Hart M.B. Aspects of Mid-Cretaceous stratigraphical micropaleontology. Bull. Brit. Mus. Geol. 1977. V. 29. № 1. P. 135.
- Frerichs W.E. Evolution of planctonic foraminifera and paleotemperatures // Paleontol. 1971. V. 45. № 6. P. 963–968.
- Gawor-Biedowa E. The Albian, Senomanian and Turonian Foraminifera of Poland and their stratigraphic importance // Acta palaeontol. Polon. 1972. V. 17. № 1. 155 p.
- Gordon W.A. Biogeography of Jurassic Foraminifera // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. P. 1689–1704.
- Hart M.B. The Mid-Cretaceous succession of Orphan Knoll (NW Atlantic) micropaleontology and paleoceanographic implications // Canad. J. Earth. Sci. 1976. V. 13. № 10. P. 1411–1421.
- Leckie R.M. A paleoceanography model for the early evolutionary history of planctonic foraminifera // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. V. 73. P. 107–138.
- Louis B., Bernasconi S., Weissert H. The oxfordian, a major turning, point in oceanography and carbonate production. 8th International Conference on Paleoceanography. An Ocean View of Global Change. Biarritz, France, 2004. P. 44–45.
- Lutze G.F. Zur Stratigraphie und Palaontologie des Calloviens und Oxfordien in Nordwest Deutschland // Geol. Jb. 1960. Bd. 77. S. 391–532.
- Magniez-Jannin F (coord.) Cretaceous stratigraphic scales based on benthic foraminifera in West European basin (biochronohorizons). Bull. Soc. Geol. France. 1995. V. 166. № 5. P. 565–572.
- Peryt D. Benthic foraminifera response to the Cenomanian-Turonian and Cretaceous-Paleogene boundary events // Przegląd geologiczny. Polska geological revive. 2004. V. 52. № 8/2. P.827–832.
- Robaszynski F., Christiansen W.K. The Upper Campanian – Lower Maastrichtian chalks of the Mons basin, Belgium; a preliminary study of belemnites and foraminifera in the Harmignies and Ciply areas // Geol. en mijnbouw. 1989. V. 86. P. 391–408.
- Surlyk F., Hakansson E. Maastrichtian and Danian strata in the southeastern part of the Danish Basin. Geol. Inst. of Copenhagen. 1998. P. 29–57.

Рецензент В.А. Басов

УДК 56(11):551.763.11(477.9)

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ И МЕЛА ВОСТОЧНОГО КРЫМА

© 2006 г. В. В. Аркадьев*, А. А. Федорова**, Ю. Н. Савельева*, Е. М. Тесакова***

* Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

** Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург

*** Московский государственный университет, Москва

Поступила в редакцию 20.12.2004 г., получена после доработки 22.03.2005 г.

Приведены характеристика и биостратиграфическое расчленение (по аммонитам, фораминиферам и остракодам) разреза двукорной свиты Восточного Крыма. Впервые в нижней части свиты найдены аммониты верхнего кимериджа (*Lingulaticeras* cf. *procurvum* (Ziegler), *Pseudowaagenia gemmellariana* Oloriz, *Euvirgalithacoceras* cf. *tantalus* (Herbich), *Subplanites* sp.) и титона (?*Lingulaticeras efimovi* (Rogov), *Phylloceras consanguineum* Gemmellaro, *Oloriziceras schneidi* Tavera, *Paraulacosphinctes transito-gius* (Oppel)). Верхняя часть свиты по комплексу характерных аммонитов отнесена к зоне *Jacobi* берриаса. По фораминиферам выделены 5 биостратиграфических подразделений (зоны и слои с фауной): в верхнем кимеридже и титоне – слои с *Epistomina ventriosa*-*Melathrokerion eospiralis*, зона *Anchispirocyclina lusitanica*-*Melathrokerion spiralis*, в берриасе – зоны *Protopeneroplis ultragranulatus*-*Siphoninella antiqua*, *Fronicularia cuspidata*-*Saracenaria inflanta*, слои с *Textularia crimica*. По остракодам в верхней юре выделены слои с *Cytherelloidea tortuosa*-*Palaeocytheridea grossi*, в берриасе – слои с *Raymoorea peculiaris*-*Eucytherura ardescae*-*Protocythere revili*. Предложена новая биостратиграфическая схема верхнего кимериджа – титона – берриаса Восточного Крыма. Отложения двукорной свиты рассматриваются как глубоководные, накапливавшиеся на континентальном склоне.

Ключевые слова. Восточный Крым, верхний кимеридж, титон, берриас, аммониты, фораминиферы, остракоды, биостратиграфия, корреляция.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема границы между юрой и мелом в Тетической области обсуждалась многими исследователями, однако она еще далека от своего разрешения. Согласно решениям Лион-Невшательского симпозиума 1973 г. нижняя граница берриаса была проведена в основании аммонитовой зоны *Berriasella jacobii*-*Pseudosubplanites grandis* (Colloque..., 1975). В дальнейшем она была переименована сначала в зону *Euxinus* (Allemann et al., 1975), а позже в зону *Jacobi* (Hoedemaeker, Bulot, 1990).

Одним из районов, где широко развиты морские пограничные отложения юры и мела, является Восточный Крым. Здесь в окрестностях Феодосии на мысе Святого Ильи, в Двукорной бухте и в окрестностях поселков Орджоникидзе и Южное обнажаются глинисто-карбонатные флишоподобные отложения, выделенные в двукорную свиту (Пермяков и др., 1984).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ И МЕЛА ВОСТОЧНОГО КРЫМА

Первые очень немногочисленные сведения о фауне феодосийских мергелей приведены в рабо-

те Вернейля (Verneuil, 1838), изобразившего *Ammonites theodosia* Desh. (= *Spiticeras*) и *Aptychus theodosia* Desh. (= *Punctaptychus punctatus* (Voltz)).

В.Д. Соколов (1886) на основании собранной фауны доказывает титонский возраст феодосийских мергелей и известняков. О.И. Ретовский (Retowski, 1893) описал из феодосийских мергелей большой комплекс аммонитов, белемнитов, двустворок, гастропод и брахиопод и тоже отнес их к титону. К сожалению, эта фауна не была полностью привязана к разрезу и в ходе дальнейшей ревизии ее другими исследователями установлено, что она смешана с разных стратиграфических уровней.

Килиан (Kilian, 1907–1913) на основании сходства между берриасской фауной Юго-Восточной Франции и фауной феодосийских мергелей последнюю отнес к берриасу. М.В. Муратов (1960), так же говоря о соответствии фауны феодосийских мергелей “берриасовому горизонту” Юго-Восточной Франции, до выделения берриаса как яруса рассматривал их в составе валанжина нижнего отдела мела. Позднее В.В. Друщиц (Druschits, 1975) отнес феодосийские мергели к берриасу, который он, правда, рассматривал как верхний подъярус титона (табл. 1). Н.Г. Химшиашвили (1967) провел очень подробный анализ списков опреде-

Таблица 1. Развитие взглядов на зональное расчленение пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма

[illegible]

лений О.И. Ретовского и указал (с. 56), что “можно с достаточной долей уверенности утверждать, что Ретовский описал смешанную фауну титона и берриаса”. Следует отметить, что комплекс аммонитов, описанный Ретовским, происходит из 13-метровой пачки “феодосийских мергелей” разреза на мысе Святого Ильи, доступной сегодня для изучения и, возможно, из более высоких горизонтов разреза, сейчас попавших в зону застройки г. Феодосия и не обнаженных.

Первая схема зонального расчленения пограничных отложений титона – берриаса Феодосии предложена И.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазоновым (1974), выделившими две верхние зоны титона и все зоны французского (Le Hegarat, 1973) берриаса. Тем не менее, в их работе так же нет послонного описания разреза, и сами авторы указали на отсутствие *Virgatosphinctes transitorius* (Oppel.) – вида-индекса зоны верхнего титона.

В 1984 г. для Восточного Крыма установлена двужорная свита (Пермяков и др., 1984) со стратотипом в Двужорной долине вблизи г. Феодосия. Стратотип не был описан, а только указано, что свита сложена флишодным переслаиванием известковистых глин, мергелей и брекчиевидных известняков мощностью 800 м. Возраст свиты по комплексу фораминифер, кораллов, брахиопод, двустворчатых, брюхоногих и головоногих моллюсков определен этими авторами как поздний титон – берриас. Однако среди приведенного ими списка аммонитов нет ни одной типично титонской формы. Лишь позже (Пермяков и др., 1991б) из нижней подсвиты двужорной свиты указаны титонские аммониты *Paraulacosphinctes transitorius*, *Richterella richteri*.

Т.Н. Богданова, С.В. Лобачева, В.А. Прозоровский и Т.А. Фаворская (Богданова и др., 1981, 1984), переизучившие разрез на мысе Святого Ильи, считают собранный отсюда комплекс аммонитов берриасским. Они выделили местную зону *Ponticus-grandis* (табл. 1). Позднее было предложено заменить первый вид-индекс этой зоны *Pseudosubplanites ponticus* на *Berriasella jacobii* (Богданова и др., 1999). Этими же авторами после ревизии и переописания коллекции аммонитов, собранных О.И. Ретовским (Retowski, 1893), в феодосийском разрезе установлено присутствие вышележащей зоны берриаса – *Tirnovella occitanica*. Нижняя граница с титонским ярусом палеонтологически не была определена. В 1996 г. разрез на мысе Святого Ильи изучался А.Ю. Глушковым и А.В. Швитким. А.Ю. Глушков (1997) впервые привел описание и изображение вида-индекса зоны – *Pseudosubplanites grandis* (Mazenot) из этого разреза.

Внимание всех вышеназванных исследователей было сосредоточено на верхней части двужорной свиты, обнажающейся на мысе Святого Ильи. Здесь вскрываются 80 м разреза, в том числе верхняя 13-метровая пачка “феодосийских

мергелей” с характерным комплексом берриасских аммонитов. Ниже этой пачки находок аммонитов до недавнего времени не было, а еще более низкие уровни разреза, выходящие в глубине Двужорной бухты, практически не изучались.

В.В. Аркадьев, Ю.Н. Савельева, А.А. Федорова и Г.К. Соловьев в 2001–2004 гг. провели комплексное изучение разрезов пограничных отложений титона – берриаса в Восточном Крыму. В 2001 г. Аркадьевым и Савельевой описан разрез на мысе Святого Ильи (рис. 1). Впервые берриасские аммониты найдены в 60 метрах ниже пачки “феодосийских мергелей”, что позволило расширить объем и палеонтологическую характеристику зоны *Jacobi* в Горном Крыму и разделить ее на две подзоны – *chomercensis* (внизу) и *grandis* (вверху) (Аркадьев, Савельева, 2002; Аркадьев, 2003). Ю.Н. Савельевой из этого разреза выделен и определен комплекс остракод. В 2002–2003 гг. изучались разрезы в глубине Двужорной бухты, у поселков Орджоникидзе и Южное, в результате чего получены новые данные о литологической и палеонтологической характеристике двужорной свиты (Аркадьев, 2004а, б; Аркадьев и др., 2004). На основании находок аммонитов, в том числе зонального вида-индекса *Paraulacosphinctes transitorius* (Oppel), впервые обоснован позднетитонский возраст нижней части разреза двужорной свиты. Дополнительные сборы аммонитов, проведенные в 2004 г. Аркадьевым, Федоровой и Соловьевым в Двужорной бухте, позволили установить присутствие в феодосийском разрезе верхнего кимериджа и нижнего титона. Эти работы, результаты которых излагаются в данной статье, существенно уточняют биостратиграфическую схему расчленения пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма, предложенную ранее (Аркадьев, Богданова, 2004).

Пограничные отложения юры и мела известны в пределах Султановской синклинали у пос. Южное. И.В. Кванталиани и Н.И. Лысенко (Кванталиани, Лысенко, 1979; Кванталиани, 1989) описали лишь берриасскую часть этого разреза, отнесенную ими к зоне *Jacobi-grandis* на основании находок *Berriasella jacobii* Maz. и *Pseudosubplanites grandis* (Mazenot).

Микрорпалеонтологическое изучение верхнеюрских и нижнемеловых отложений Восточного Крыма началось лишь в 50-е годы двадцатого века. Е.А. Гофман (1956, 1961) из разреза Карабийлы изучила комплекс фораминифер, отнесенный ею к титону: *Textularia densa* Hoff., *Lagena hispida* Reuss, *Nodosaria biloculina* Terg., *Lenticulina ponderosa* Mjatl., *L. rotulata* Lam., *L. magnifica* (Kubl. et Zw.), *L. pygio* (Kubl. et Zw.), *Ramulina* sp., *Discorbis speciosus* Dain, *Trocholina travarsarii* Paalzow, *T. nidiformis* Bruckm.

Во второй половине шестидесятых и первой половине семидесятых годов двадцатого века по-

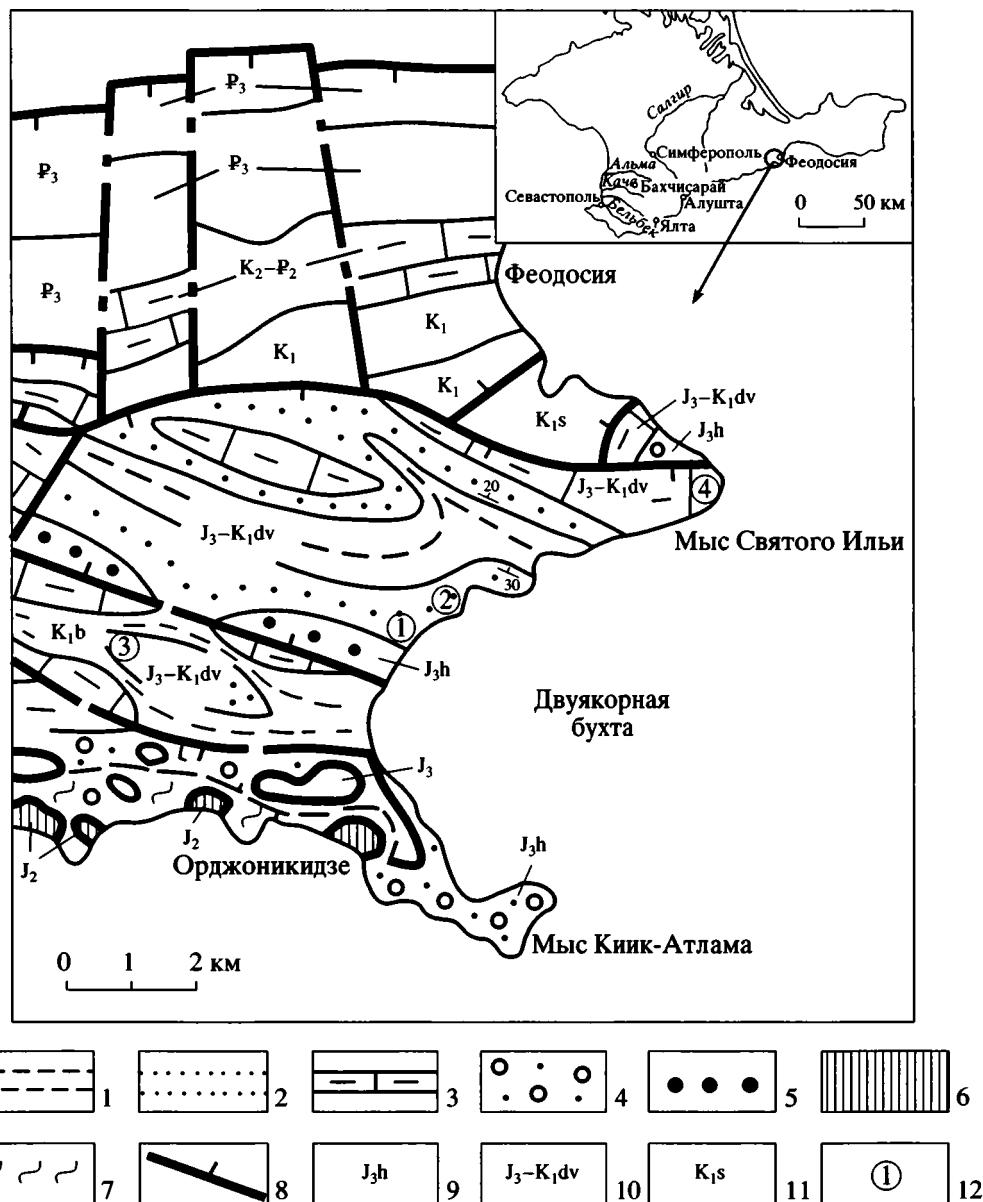


Рис. 1. Схема геологического строения района Феодосии (по Казанцеву и др., 1989) и расположение изученных разрезов двуюкорной свиты.

1 – глины, алевролиты; 2 – песчаники; 3 – мергели; 4 – глыбовые конгломераты; 5 – конгломераты; 6 – вулканогенно-осадочные образования; 7 – тектониты; 8 – надвиги; 9 – хуторанская свита; 10 – двуюкорная свита; 11 – султановская свита; 12 – номера изученных разрезов (1 – разрез 1, Двуюкорная бухта, 2 – разрез 2, Двуюкорная бухта, 3 – разрез 3, в 1 км к юго-востоку от пос. Южное, 4 – разрез 4 на мысе Святого Ильи).

явился ряд работ А.М. Волошиной (1974; 1976; 1977) и Л.Ф. Плотниковой (1975; 1976; 1978; 1979; Плотникова и др., 1976), в которых приводятся данные по изучению верхнеюрских и нижнемеловых фораминифер Равнинного и Восточного Крыма. В разрезах Восточного Крыма А.М. Волошина отмечает доминирующее значение *Ammonitoceras lusitanica* (Egger), определяющей, по ее мнению, титон; выделяет комплекс фораминифер, характерный для титонских и берриасских отложений.

К.И. Кузнецовой (1983) для Восточного Крыма на основании изучения разрезов терригенных и терригенно-карбонатных отложений келловей – титона Судакского синклинория разработана схема их зонального расчленения по фораминиферам. Однако в пределах Горного Крыма палеонтологические данные из отложений верхнего киммериджа отсутствуют, что объяснялось размывом в претитонское время (Кузнецова, Горбачик, 1985, с. 17). В дальнейшем К.И. Кузнецова и Т.Н. Горбачик изучили и Феодосийский разрез (1985) и

привели первую схему расчленения верхнеюрских – нижнемеловых отложений Крыма.

В отложениях, отнесенных к титону, выделены (Кузнецова, 1983) слои с *Epistomina ventriosa*-*Textularia densa* и зона *Anchispirocyclina lusitanica*-*Melathrokerion spiralis*. Позднее (Кузнецова, Горбачик, 1985) зона была разделена на зону *Astacolum laudatus*-*Epistomina omninoireticulata* и зону *Anchispirocyclina lusitanica*-*Melathrokerion spiralis*.

В берриасе установлены слои с *Protopenneroplus ultragranulatus*-*Siphoninella antiqua*, слои с *Quadratina tunassica*-*Siphoninella antiqua* и зона *Conorboides hofkeri*-*Conorbina heteromorpha*. Последняя разделена на две подзоны: нижнюю – *Triplasia emslandensis* и верхнюю *Triplasia emslandensis*-*Palaeotextularia crimica*.

К.И. Кузнецовой и Т.Н. Горбачик возраст двужорной свиты по фораминиферам был определен как титон – берриас, но в приведенном ими описании разреза у мыса Святого Ильи отсутствуют определения какой-либо другой фауны (в том числе аммонитов), кроме фораминифер. Мощность разреза (по Кузнецовой и Горбачик) 800 м, однако разрез, расположенный непосредственно у мыса Святого Ильи, имеет мощность 80 м (Богданова и др., 1984; Аркадьев, 2003). В этой связи весьма затруднительно проводить корреляцию выделенных нами и К.И. Кузнецовой и Т.Н. Горбачик слоев и пачек.

Остракоды из пограничных отложений юры и мела Горного Крыма изучены недостаточно. Начало их исследования положил Джон Нил (1966), описавший 9 новых видов из Центрального Крыма. Систематическое изучение остракод из этого района продолжила Л.П. Раченская (1968а, 1968б, 1969а, 1969б; Друщиц, Янин, Горбачик и др., 1968), а позднее Е.М. Тесакова (Тесакова, Раченская, 1996а, б). Е.М. Тесакова описала из берриаса 11 новых видов. Первые сведения о титонских остракодах Крыма появились только в 1991 г. (Пермяков и др., 1991а). М.Н. Пермякова из деймен-деринской свиты Байдарской котловины Юго-Западного Крыма определила 14 видов, устанавливающих в целом титонский возраст отложений. Остракоды титона и берриаса Восточного Крыма до начала работ авторов настоящей статьи практически не изучались. Предварительные определения остракод из этого района выполнены Ю.Н. Савельевой и Е.М. Тесаковой (Аркадьев, Савельева, 2002; Аркадьев и др., 2004; Тесакова и др., 2004).

Фораминиферы и остракоды изучались в препаратах из рыхлых разностей пород (пробы весом по 200 г отобраны с интервалом 1.5–5.0 м). Кроме того, фораминиферы определялись в шлифах по различно ориентированным срезам из прослоев известняков. Биофоссилии определены: аммониты – В.В. Аркадьевым и М.А. Роговым (ГИН), белемниты – В.Б. Ершовой (СПбГУ), аптики –

Н.В. Мышкиной (ВСЕГЕИ), двустворки – Т.Н. Богдановой (ВСЕГЕИ), брахиоподы – С.В. Лобачевой (ВСЕГЕИ), фораминиферы – А.А. Федоровой, остракоды – Ю.Н. Савельевой и Е.М. Тесаковой.

Коллекция верхнекимериджских и титонских аммонитов хранится в музее кафедры исторической геологии Санкт-Петербургского государственного университета (№ 376, 378); берриасские аммониты зоны Jacobi, изображенные на фото-таблицах – в Санкт-Петербурге в ЦНИГРМузее (№ 13055, 13077, 13098); коллекция фораминифер – в музее ВНИГРИ (№ 23-Ф, 24-Ф), коллекция остракод – на кафедре палеонтологии МГУ (№ 310).

При определении верхнеюрских аммонитов В.В. Аркадьев консультировался у Е.Д. Калачевой (ВСЕГЕИ) и Г. Швайгерта (G. Schweigert, Музей естественной истории, Штутгарт, Германия). Благодаря помощи последнего были уточнены стратиграфическое распространение и определения кимериджских аммонитов. Авторы благодарны всем исследователям, способствовавшим ходу данной работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Горный Крым сегодня рассматривается как чешуйчато-надвиговое складчатое образование (Казанцев и др., 1989; Юдин, 2000; Милеев и др., 2004).

Геологическое строение Восточного Крыма очень подробно изучено М.В. Муратовым (1937), который разработал тектоническую схему этого района и выделил Феодосийский блок. В пределах блока он установил синклинали Тетеобинскую, Султановскую и Двужорной долины. В свете современных мобилистских представлений район исследований входит в состав Ортасыртского покрова (Казанцев и др., 1989), а в пределах Двужорной бухты, в частности, выделяется Тетеобинская аллохтонная структура (рис. 1). Слагающие ее флишодные глинисто-карбонатные породы верхней юры – берриаса смяты в складки различной амплитуды и размера, осложнены разрывами. Последние очень сложно фиксируются в глинистых толщах, что, возможно, послужило причиной для завышения мощности двужорной свиты. При ее выделении (Пермяков и др., 1984) указана мощность 800 м, однако по нашим данным она не превышает 360 м. Преобладает северное – северо-восточное падение пород с углами падения, в основном, 20–30°. При таком залегании на южном крыле Тетеобинской структуры вскрываются самые низкие уровни двужорной свиты, а на северном, в районе мыса Святого Ильи – самые молодые.

Строение разрезов

Наиболее низкие слои двукорной свиты обнажаются примерно в 2 км к северу от пос. Орджоникидзе, в Двукорной бухте, в береговом обрыве Черного моря (рис. 1, 2, разрез 1). Здесь снизу вверх вскрываются:

1. Глины зеленовато-серые плотные, участками параллельнослоистые с бурым ожелезнением на поверхностях напластования, с караваеобразными и лепешковидными стяжениями более плотных известковистых разностей. Встречаются редкие тонкие (до 0.5 см) прослои бурых известковистых песчаников. В 8 м от подошвы пачки найдены аммониты *Euvirgalithacoceras* cf. *tantalus* (Herbich), *Subplanites* sp., в 10 м – аммонит *Pseudowaegenia gemmellariana* Olóriz, в 12 м – аммонит *Lingulaticeras* cf. *procurvum* (Ziegler). На всех уровнях вместе с аммонитами – многочисленные скопления двустворок *Bositra somaliensis* (Cox). В пачке встречены фораминиферы: *Reophax giganties* A.-V., *Haplophragmoides chapmani* Crespin, *Melathrokerion eospiralis* Gorb., *Charentia evoluta* Gorb., *Textularia notcha* Gorb., *Textularia* sp., *Trochammina* sp., *Lenticulina dilecta* Putria, *L. attenuata* (Kueb. et Zwin.), *Spirillina kubleri* Mjatl., *Trocholina alpina* (Leup.), *Discorbis* sp., *Epistomina ventriosa* Esp. et Sig., остракоды: *Bairdia* sp. nov., *B. sp. 6*, *Cytherella krimensis* Neale, *C. tortuosa* Lubimova, *Palaeocytheridea groissi* Schudack. Мощность 20 м.

2. Глины зеленовато-серые, алевролиты темно- и светлосерые с редкими прослоями (внизу пачки – 1–3 см, ближе к кровле – до 20–30 см) коричневатых мелко-среднезернистых плотных известковистых песчаников с линзами и прослоями (20–30 см) бурых (с поверхности) сидеритов. В 10 м от подошвы найдены: аммониты ?*Lingulaticeras efimovi* (Rogov), *Phylloceras consanguineum* Gemmellaro, *Lytoceras* sp., двустворки *Aulacomia problema* (Furlani). В пачке встречены фораминиферы *Reophax* sp., *Reophax* sp. 1, *Reophax* sp. 2, *Haplophragmoides vocontianus* Moullade, *Ammobaculites* sp. 1, *Ammobaculites* sp. 2, *A. ex gr. inconstans* Bart. et Brand, *A. sp.*, *Melathrokerion eospiralis* Gorb., *Everticyclammina* sp., *Textularia* sp., *T. notcha* Gorb., *Trochammina globigeriniformis* (Parker et Jones), *T. sp.*, *Nodosaria* sp., *Lenticulina catascopium* (Mitjanina), *L. infrathonica* K. Kuzn., *L. aff. postuhligi* K. Kuzn., *Ramulina spinata* Ant., *Spirillina* sp., *S. kubleri* Mjatl., *Miliospirella* sp., *Trocholina alpina* (Leup.), *T. sp.*, *Epistomina ventriosa* Esp. et Sigal и неопределенные планктонные формы. Мощность 40 м.

Далее – перерыв в обнаженности. Более высокие уровни разреза изучены авторами в глубине Двукорной бухты, в районе высотной отметки 90.0 м (рис. 1, 3, разрез 2). Здесь непосредственно от уреза воды снизу вверх вскрываются:

3. Пачка тонкого чередования зеленовато-серых тонкопараллельнослоистых оскольчатых глин (0.3–0.5 м) с бурыми сидеритовыми стяжениями и черным растительным детритом, более плотных песчаных разностей и розовато-серых мелкодетритовых известняков (0.1–0.15 м). В 1 м от подошвы найдены мелкие аммониты плохой сохранности *Ptychophylloceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *Haploceras* sp., *Lytoceras* sp., аптихи *Punctatptychus cinctus* Trauth, *P. cf. punctatus* (Voltz). В пачке распространены следующие фораминиферы: *Haplophragmoides* sp. 1, *H. sp. 2*, *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* Bart. et Brand, *Textularia notcha* Gorb., *T. densa* Hoff., *Gaudriana chettabaensis* Sig., *Lenticulina* sp. 1, *L. sp. 2*,

Spirillina helvetica Kueb. et Zwin., *S. kubleri* Mjatl., *S. sp.*; остракоды: *Bairdia* sp. nov. Мощность 12 м.

4. Перерыв в обнаженности 8 м.

5. Пачка переслаивания темно-зеленовато-серых оскольчатых глин (0.3–1.0 м) и кремневых мелкодетритовых плотных известняков (0.05–0.1 м) с многочисленными ходами червей. Нижняя граница пластов известняков четкая, резкая, верхняя часто обохрена. В кровле пачки – пласт массивного известняка мощностью 0.5 м. Найдены аммониты плохой сохранности *Haploceras* sp., *Lytoceras* sp.; аптихи *Punctatptychus cinctus* Trauth; фораминиферы: *Haplophragmoides* sp. 2, *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* Bart. et Brand, *Everticyclammina* sp., *Textularia notcha* Gorb., *Spirillina helvetica* Kueb. et Zwin., *S. minima* Schaco, *S. sp.*, *Patellina turriculata* Dieni et Massari; остракоды: *Bairdia* sp. nov., *Bairdia* sp. 7, *Bairdia* sp. 8, *Cytherella krimensis* Neale, “*Cythereis*” sp. 2, ?*Mantelliana purbeckensis* (Forb.), *Hechticythere* sp. Мощность 13.5 м.

6. Пачка переслаивания темно-зеленовато-серых оскольчатых глин (0.5–1.0 м), более плотных линзовидных алевролитов (0.03–0.1 м) и розовато-серых мелкодетритовых плотных известняков (0.03–0.1 м). Отдельные прослои глин сильно ожелезненные, обохренные, бурого и желтого цветов. В средней части пачки найдены аммониты *Ptychophylloceras* sp. В пачке встречены фораминиферы: *Reophax giganties* A.-V., *Haplophragmoides* sp. 2, *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* Bart. et Brand, *Everticyclammina* sp., *Textularia densa* Hoff., *Spirillina helvetica* Kueb. et Zwin., *S. sp.*, *Patellina turriculata* Dieni et Massari. Мощность 12 м.

7. Пачка, в целом, аналогична предыдущей, но с довольно мощным (0.4 м) пластом кремневого детритового известняка в кровле. Встречены фораминиферы: *Reophax giganties* A.-V., *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* Bart. et Brand, *Everticyclammina* sp., *Spirillina helvetica* Kueb. et Zwin., *S. sp.*, *Trocholina burlini* Gorb.; остракоды: *Bairdia* sp. nov., *Bairdia* sp. 7, *Cytherelloidea mandelstami* Neale, *C. mandelstami* Neale, *Schuleridea juddi* Neale, *Cypridina* sp., *Macrocypris* sp. и другие. Мощность 15 м.

8. Перерыв в обнаженности 15 м.

9. Пачка переслаивания зеленовато-серых оскольчатых и плотных тонкопараллельнослоистых глин (0.3–1.0 м), кремневых и бурых детритовых плотных известняков (0.1–0.5 м) и редких прослоев серых детритовых известковистых песчаников (0.1–0.15 м). Отдельные пласты известняков в виде линз до 0.5 м в длину. В 2 м от кровли пачки в плотных глинах найдены аммониты *Oloriziceras schneidi* Tavera, *Ptychophylloceras* sp., аптихи *Punctatptychus punctatus* longa Trauth. В пачке распространены следующие фораминиферы: *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* Bart. et Brand, *Melathrokerion eospiralis* Gorb., *Gaudriana chettabaensis* Sig., *G. sp.*, *Lenticulina dilecta* Putria, *L. cf. macra* Gorb., *L. muensteri* (Roem.), *L. sp.*, *Astacolus planiusculus* (Reuss), *Vagenulina duetensis* Reuss, *Spirillina kubleri* Mjatl., *S. sp.*, *Discorbis crimicus* Schok., *D. sp.*, *Epistomina ventriosa* Esp. et Sig.; остракоды: *Bairdia* sp. nov., *Quasihermanites implicata* Donze, *Macrocypris* sp. Мощность 16 м.

10. Перерыв в обнаженности 10 м.

11. Пачка неравномерного переслаивания зеленовато-серых мелкооскольчатых глин (0.3–1.0 м), кремневых детритовых известняков (0.03–0.4 м) и бурых сидеритовых прослоев. Определены фораминиферы: *Haplophragmoides globigerinoides* (Haesler), *Trochammi-*

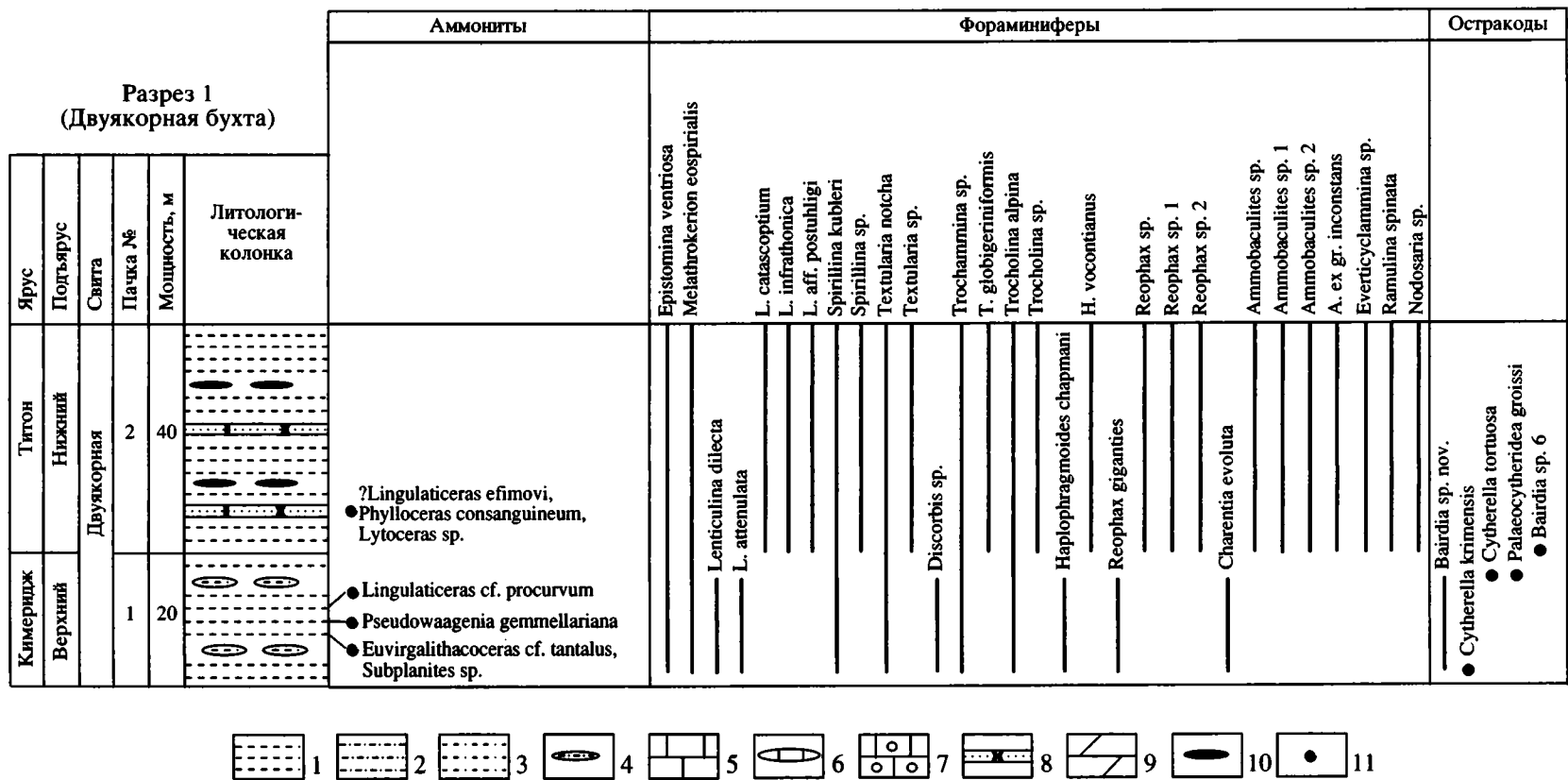


Рис. 2. Распространение аммонитов, фораминифер и остракод в разрезе 1.

1 – глины; 2 – алевролиты; 3 – песчаные глины; 4 – линзы алевролитов; 5 – известняки; 6 – линзы известняков; 7 – конгломератовидные известняки; 8 – известковистые песчаники; 9 – мергели; 10 – сидеритовые стяжения; 11 – уровни находок аммонитов и остракод.



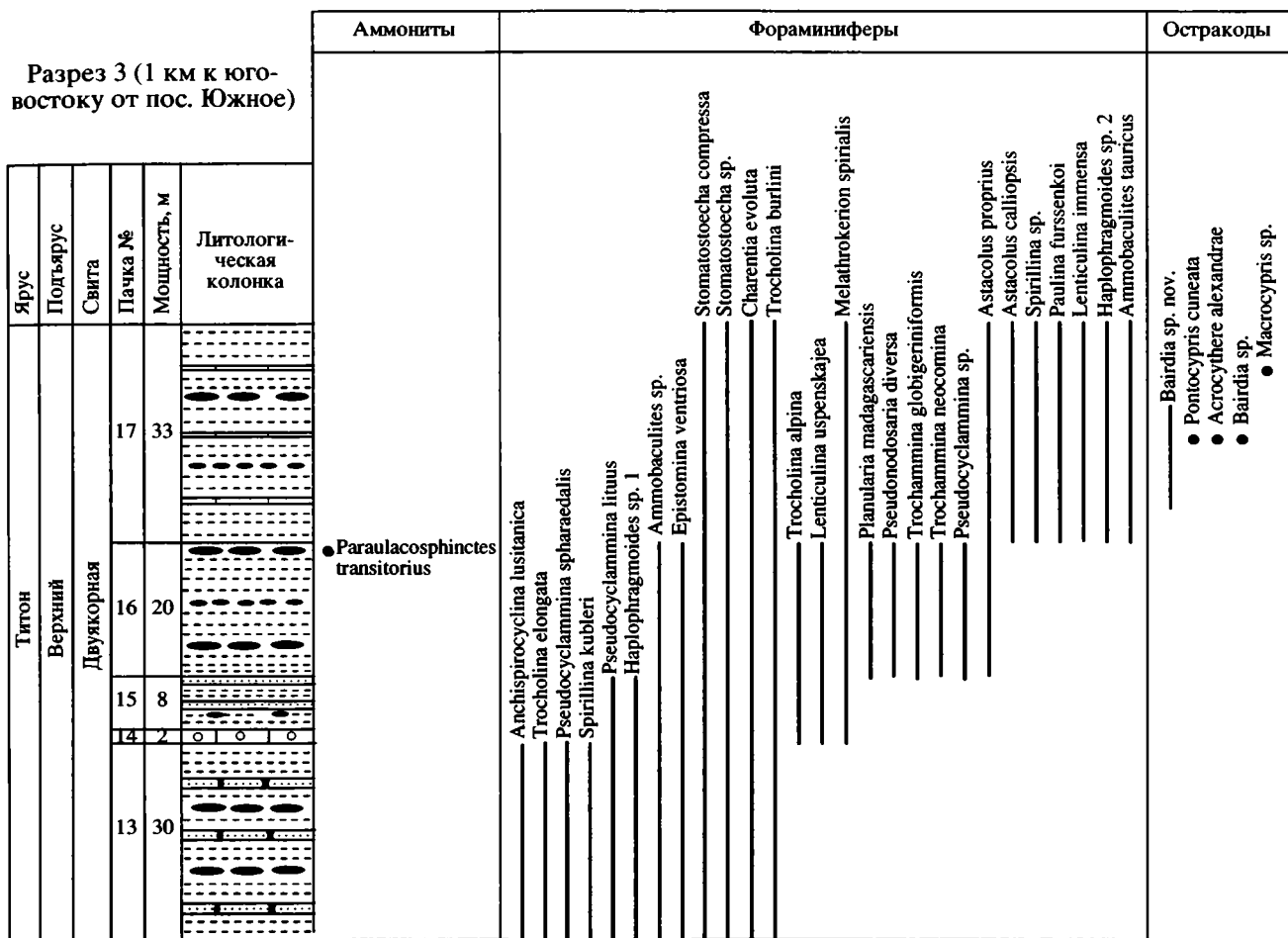


Рис. 4. Распространение аммонитов, фораминифер и остракод в разрезе 3. Усл. обозначения см. на рис. 2.

на neocomiana Mjatl., *T. globigeriniformis* (Parker et Jones), *Lenticulina immensa* K. Kuzn., *L. guttata guttata* (ten Dam), *L. muensteri* (Roem.), *L. undorica* K. Kuzn., *L. uspenskajæ* K. Kuzn., *L. sp.*, *Astacolus planiusculus* (Reus), *Vagenulina duestensis* Reuss, *Spirillina helvetica* Kueb. et Zwin., *S. sp.*, *Trocholina infragranulata* Noth, *Patellina turriculata* Dieni et Massari; остракоды: *Bairdia* sp. nov., *Bairdia* sp. 7, *Cytherella krimensis* Neale, *Cytherelloidea tortuosa* (Lub.), *C. ex gr. tortuosa* (Lub.), *C. mandelstami blanda* Neale, *Quasihermanites implicata* Donze, *Tethysia chabrensis* Donze, "*Xestoleberis*" sp. 1, *Macrocypris* sp., *Macrocypris* sp. 3. и другие. Мощность 20 м.

12. Пачка, в целом, аналогична предыдущей, но без сидеритовых прослоев и с пластами известняков большей мощности (0.3–0.4 м). Встречены фораминиферы: *Melathrokerion spirialis* Gorb., *Trochammina globigeriniformis* (Parker et Jones), *Lenticulina uspenskajæ* K. Kuzn., *L. sp. 1*, *L. sp. 2*, *Vagenulina duestensis* Reuss, *Spirillina helvetica* Kueb. et Zwin., *Trocholina infragranulata* Noth, *T. alpina* (Leup.), *T. elongata* (Leup.); остракоды: *Cytherella krimensis* Neale, *Cytherelloidea mandelstami blanda* Neale, *C. tortuosa* (Lub.), *Cypridina* sp., *Bairdia* sp. nov., *Macrocypris* sp., "*Xestoleberis*" sp. 1. Мощность 10 м.

В осыпи нижней части разреза найден белемнит *Pseudoduvalia tithonica* (Opp.).

Далее разрез наращивается примерно в 1 км к юго-востоку от пос. Южное, на южном борту Султановской синклинали (рис. 1, 4, разрез 3). Здесь в серии небольших холмов снизу вверх вскрываются:

13. Глины темно-зеленые, участками темно-серые, параллельнослоистые, мелкозернистые, оскольчатые, с прослоями (0.05–0.15 м) светло-серых крупнозернистых известковистых песчаников и сидеритовыми стяжениями, образующими линзы мощностью до 20–30 см. В глинах у подошвы пачки найдены двустворки *Aulacomiaella problematica* (Furlani); растительный детрит; фораминиферы: *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites* sp., *Charentia evoluta* (Gorb.), *Stomatostoecha compressa* Gorb., *S. sp.*, *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *P. sphaerædalis* Hott., *Anchispirocyclina lusitanica* (Egg.), *Spirillina kubleri* Mjatl., *Trocholina alpina* (Leup.), *T. burlini* Gorb., *Epistomina ventriosa* Esp. et Sig. Мощность 30 м.

14. Известняк конгломератовидный светло-серый массивный с мелкой плохо окатанной галькой песчаников и известняков. Мощность 2 м.

15. Глины темно-зеленовато-серые мелкозернистые оскольчатые с тонкими (5–10 см) прослоями серых песчаников и линзами бурых с поверхности сидеритов. В кровле пачки – слой (0.5 м) светло-серого массивного мелко-среднезернистого песчаника, переходящего в

бурый сидерит. Кровля пласта неровная, бугристая. Встречены фораминиферы: *Haplophragmoides* sp., *Melathrokerion spirialis* Gorb., *Charentia evoluta* (Gorb.), *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *Lenticulina uspenskajae* K. Kuzn., *Trocholina alpina* (Leup.). Мощность 8 м.

16. Глины зеленовато-серые оскольчатые с линзами и прослоями сидеритовых стяжений. В кровле пачки в сидеритовой линзе найден аммонит *Paraulacosphinctes transitorius* (Opp.). Мощность 20 м.

17. Глины темно-серые мелкозернистые оскольчатые, с прослоями (3–5 см) розовато-серых очень плотных скрытокристаллических известняков с линзами и прослоями (до 30 см) бурых сидеритов. Найдены фораминиферы: *Ammobaculites* sp., *Melathrokerion spirialis* Gorb., *Charentia evoluta* (Gorb.), *Stomatostoecha compressa* Gorb., S. sp., *Pseudocyclammina* sp., *Trochammina globigeriniformis* (Parker et Jones), *T. neocomiana* Mjatl., *Pseudonodosaria diversa* (Hoff.), *Lenticulina uspenskajae* K. Kuzn., *Astaculus proprius* K. Kuzn., *Planularia madagascariensis* Esp. et Sig., *Trocholina burlini* Gorb., *T. alpina* (Leup.), *Epistomina ventriosa* Esp. et Sig.; редкие остракоды плохой сохранности: *Bairdia* sp. nov., *B. sp.*, *Pontocypris cuneata* Neale, *Acrocythere alexandrae* Neale et Kolp., *Macrocypris* sp. Мощность 33 м.

Вышележащие отложения гораздо лучше обнажены и палеонтологически охарактеризованы в разрезе на мысе Святого Ильи (рис. 1, 5, разрез 4). Здесь в береговом обрыве Черного моря в 200 м к западу от маяка на мысе Святого Ильи непосредственно у уреза воды обнажается мощный (2.5 м) слой светло-коричневого очень плотного массивного органогенно-обломочного конгломератовидного известняка с угловатой и полуокатанной галькой известняков (до 2–3 см в диаметре) и других пород. Кровля слоя четкая, резкая, размытая. Кровельная часть слоя представляет собой конгломерат (10–15 см), в котором найдены табличка панциря морского ежа, очень плохой сохранности ядра аммонитов *Haploceras* sp. В шлифах определены фораминиферы *Pseudocyclammina sphaeroidalis* Hott., *Anchispiracyclina lusitanica* (Egg.).

Слои известняков такой мощности больше не встречены авторами в изученных разрезах, что вызывает затруднения при их сопоставлении. Возможно, судя по комплексу фораминифер, этот слой относится еще к титону. На нем с размывом залегают:

18. Пачка переслаивания глин (по 1.5–2.0 м) и известняков (по 0.1–0.15 м). Глины преобладают. Они зеленовато-серые, плотные и оскольчатые, часто рыхлые с лимонитизированными окисленными конкрециями пирита, с тонкой параллельной слоистостью, иногда насыщенные уплощенной галькой тех же глин. Известняки светло-серые и светло-коричневые, плотные, детритовые с многочисленными ходами червей на плоскостях напластования. Известняки в нижней части пачки имеют линзообразный характер. У подошвы пачки в глинах найдены аптихи *Punctaptychus* aff. *malbosi* (Pict.), *P. aff. imbricatus* (Meyer); в 4 м от подошвы — аммониты *Berriasella chomeracensis* (Touss.), *B. sp.*, *Fauriella* cf. *floquinensis* Le Heg., *Ptychophylloceras* cf. *semisulcatum* (d'Orb.), *Haploceras* sp.; белемниты *Duvalia* sp.; двустворки *Amusium sokolovi* Ret., брахиоподы *Tonasihrynchia janini* Lobatsch. et Smim.; аптихи *Punctaptychus punctatus rectecostatus* Cuzzi, *P. punctatus flactocostatus* Trauth, *P. imbricatus* (Meyer), *P. cf. monsalvensis* Trauth, *P. malbosi* (Pict.). Для пачки характерна следующая ассоциация фораминифер: *Reophax* sp., *Haplophragoides* cf. *vocontianus* Moull., *H. sp. 1*, *H. sp. 2*, *Ammobaculites* in-

constans inconstans Bart. et Brand, *A. inconstans gracilis* Bart. et Brand, *A. cf. eocretaceus* Bart. et Brand, *A. sp. 1*, *A. sp. 2*, *Triplasia emsladensis acuta* Bart. et Brand, *Melathrokerion spirialis* Gorb., *M. sp.*, *Charentia evoluta* (Gorb.), *C. sp.*, *Stomatostoecha enisalensis* Gorb., *S. rotunda* Gorb., *S. compressa* Gorb., *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *P. sp.*, *Everticyclammina* sp., *Rectocyclammina* sp., *Textularia crimica* (Gorb.), *T. sp.*, *Trochommina* sp., *Triplasia* sp., *Dorothia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Istriloculina* sp. 1, *I. sp. 2*, *Nodosaria paupercula* Reuss, *N. sceptrum* Reuss, *N. sp.*, *Pseudonodosaria diversa* (Hoff.), *P. humulis* (Roem.), *P. mutabilis* (Reuss), *Fronicularia* sp., *Lenticulina* cf. *ambanjabensis* Esp. et Sig., *L. neocomiana* Rom., *L. macra* Gorb., *L. ex gr. gutata* (ten Dam), *L. nimbifera* Esp. et Sig., *L. colligoni* Esp. et Sig., *L. sp. 1*, *L. sp. 2*, *Astaculus laudatus* (Hoff.), *A. cf. favoritus* Gorb., *A. calliopsis* (Reuss), *A. planiusculus* (Reuss), *A. sp.*, *Planularia crepidularis* Roem., *Dentalina nana* Reuss, *Spirilliina kubleri* Mjatl., *S. sp.*, *Globospirillina neocomiana* (Moull.), *G. caucasica* (Hoff.), *Miliospirella* cf. *caucasina* Ant., *Trocholina elongata* (Leup.), *T. alpina* (Leup.), *T. gigantea* Gorb. et Manz., *T. molesta* Gorb., *T. burlini* Gorb., *Discorbis crimicus* Schok., *Siphoninella antiqua* Gorb., *Epistomina* cf. *ornota* (Roem.), *E. caracolla caracolla* (Roem.), *Protopeneroplis ultragranulatus* (Gorb.), *Pseudolamarkina* sp., *Conorotalites ex gr. bartensteni* (Bett.), *Ticinella roberti* Gand.; остракод: *Bairdia* sp. nov., *B. sp. nov. 1*, *Tethysia chabrensis* Donze, *Cytherelloidea mandelstami* blanda Neale, *C. flexuosa* Neale, *Acrocythere aspera* Donze, *A. cf. aspera* Donze, *A. alexandrae* Neale et Kolp., *Cytherella* cf. *krimensis* Neale et Kolp., *C. lubimovae* Neale, ?*Mandocythere* (*Costacythere*) *frankei* (Trieb.), ?*Orthonotacythere* sp. nov., ?*O.* sp. nov. 1, *Phodeucythere eocretacea* Neale et Kolp., *Eucytherura ardescae* Donze, ?*Cytherura* sp. nov., ?*Clitrocytheridea paralubrica* Neale et Kolp., *Palaeocytheridella teres* Neale, *Macrocypris* sp. B Neale, ?*Neocythere* sp. и других. Мощность 16.6 м.

19. Пачка светло-зеленовато-серых глин (преобладают) с сантиметровыми прослоями светло-коричневых плотных детритовых известняков. В последних — многочисленные следы ползания червей. Встречены фораминиферы: *Reophax* sp., *Ammobaculites inconstans* Bart. et Brand, *A. sp.*, *Melathrokerion spirialis* Gorb., *Charentia evoluta* (Gorb.), *C. sp.*, *Stomatostoecha compressa* Gorb., *Trochommina* sp., *Istriloculina* sp. 2, *Lenticulina* cf. *ambanjabensis* Esp. et Sig., *L. neocomiana* Rom., *L. macra* Gorb., *L. ex gr. gutata* (ten Dam), *Spirilliina kubleri* Mjatl., *Globospirillina neocomina* (Moull.), *Discorbis crimicus* Schok., *Epistomina caracolla caracolla* (Roem.), остракоды: *Bairdia* sp. nov., *Acrocythere aspera* Donze, *A. cf. aspera* Donze, *A. alexandrae* Neale et Kolp., *Tethysia chabrensis* Donze, *Cytherelloidea mandelstami* blanda Neale, *Cytherelloidea* sp. 2, *Cytherella krimensis* Neale, *Cythereis* aff. *senckenbergi* Trieb., *Prodeucythere eocretacea* Neale et Kolp., *Pontocypris* aff. *arcuata* Lub., *Schuleridea juddi* Neale, ?*Orthonotacythere* sp. nov. 1, *Procytherura* sp., ?*Bythocypris* sp. и другие. Мощность 8 м.

20. Пачка переслаивания зеленовато-серых оскольчатых глин (преобладают, по 2–3 м) и светло-коричневых плотных детритовых известняков (по 0.3–0.5 м, в основном в средней части пачки). Вблизи кровли присутствуют прослои (0.1–0.2 м) темно-серых и темно-зеленых параллельнослоистых мергелей, в которых найдены аммониты *Haploceras* cf. *carachtheis* (Zeus.), *Haploceras* sp.; аптихи *Punctaptychus* cf. *punctatus* (Voldt), *P. cf. malbosi* (Pict.), *P. cf. imbricatus* (Meyer); фораминиферы: *Ammobaculites* sp., *Stomatostoecha enisalensis* Gorb., *Rectocyclammina* sp., *Feurtillia frequensis* Maync, *Pseudocy-*



clammina lituus (Yok.), Textularia crimica (Gorb.), Trochommina sp., Dorothisia sp., Sigmolilina sp., Nodosaria sceptrum Reuss, Pseudonodosaria mutabilis (Reuss), Lenticulina neocomina Rom., L. macra Gorb., L. sp. 1, Astaculus cf. favoritus Gorb., Astaculus calliopsis (Reuss), A. planiusculus (Reuss), A. laudatus (Hoff.), A. proprius K. Kuzn., Saracenaria latruncula (Chal.), Spirillina kubleri Mjatl., Miliospirella cf. caucasica Ant., Trocholina alpina (Leup.), T. gigantea Gorb. et Manz., T. molesta Gorb., Discorbis crimicus Schok., Epistomina cf. ornata (Roem.), Protopenoplis ultragranulatus (Gorb.), остракоды: Bairdia sp. nov., B. sp. nov. 1, Acrocythere aspera Donze, Cytherella krimensis Neale, C. lubimovae Neale, Cytherelloidea mandelstami blanda Neale, C. mandelstami mandelstami Neale, C. flexuosa Neale, Cythereis aff. senckenbergi Trieb., "Cytherura" sp. nov., Eucytherura ardescae Donze, "Orthonotacythere" sp. nov. 1, Protocythere revili Donze, Procytheropteron barkeri And., Pontocypris cuneata Neale, Macrocypris sp., ?Neocythere sp. и другие. Мощность 17 м.

21. Пачка зеленовато-серых оскольчатых глин (преобладают) с редкими прослоями (0.1–0.15 м) кремовых детритовых известняков. В средней части пачки выделяется мощный (0.8 м) прослой известняка с многочисленной окатанной галькой известняков на плоскостях напластования. Встречены остракоды: Bairdia sp. nov., B. sp. nov. 2, Eucytherura ardescae Donze, Cytherella krimensis Neale, Protocythere revili Donze, Raymoorea peculiaris (Donze), ?Rhinocypris jurassica (Mand.), ?Clitocytheridea paralubrica Neale et Kolp. и другие. Мощность 10 м.

22. Пачка голубовато-серых пластинчатых глин (преобладают) с прослоями (по 0.5–0.6 м) темно-коричневых, массивных детритовых известняков. Определены фораминиферы: Reophax sp., Ammobaculites sp. 1, Haplophragmoides cf. vocantianus Moull., H. sp., Stomatostoecha enisalis Gorb., S. compressa Gorb., Everticyclammina sp., Pseudocyclammina sp., Trochommina sp., Nodosaria paupercula Reuss, N. sp., Lenticulina nimbifera Esp. et Sig., L. sp. 2, Astaculus laudatus (Hoff.), A. sp., Spirillina kubleri Mjatl., Trocholina alpina (Leup.), T. gigantea Gorb. et Manz., T. molesta Gorb. Мощность 13 м.

23. Пачка переслаивания желтовато-серых оскольчатых глин (1.0–1.5 м) и желтовато-серых плитчатых мергелей (0.5–0.8 м). В пачке насчитывается шесть прослоев мергелей. В нижней части мергели песчаные, тонкоплитчатые, в верхней – известковые, более грубоплитчатые. В мергелях по всей пачке распространены аммониты, аптихи, редкие брахиоподы, фораминиферы, остракоды, многочисленные ходы червей разнообразной формы. В первом снизу прослое мергелей найдены аммониты Ptychophylloceras sp., в третьем – аммониты Delphinella sp., Biasaloceras liebige (Opp.), в четвертом – аммониты Delphinella crimense (Burck.), Retowskiceras sp., Pseudosubplanites sp., Holcophylloceras tauricum (Ret.), Protetragonites tauricus (Kulj.-Vor.), Ptychophylloceras sp., в пятом – аммониты Pseudosubplanites ponticus (Ret.), P. lorioli (Zitt.), P. combesi Le Hég., Haploceras carachtheis (Zusc.), Ptychophylloceras semisulcatum (d'Orb.), Protetragonites tauricus (Kulj.-Vor.), Biasaloceras sp., брахиоподы Tonasirhynchia janini Lobatsch. et Smirn., в шестом – аммониты Pseudosubplanites grandis (Maz.), P. lorioli (Zitt.), Delphinella cf. crimense (Burck.), Ptychophylloceras semisulcatum (d'Orb.), аптихи Punctptychus imbricatus (Meyer). В осыпи пачки 23 найдены аммониты Delphinella sp., Retowskiceras sp., Timovella sp., Biasaloceras sp., Spiticeras sp., аптихи Punctptychus cinctus Trauth. Для нижней части пачки

характерны следующие виды фораминифер: Reophax gigantius A.-V., Haplophragmoides sp., Ammobaculites cf. eocretaceus Bart. et Brand, A. inconstans gracilis Bart. et Brand, A. sp. 1, Melathrokerion sp., Charentia sp., Stomatostoecha rotunda Gorb., Textularia crimica (Gorb.), Dorothisia pseudocostata (Ant.), D. sp. 1, D. sp. 2, Pseudonodosaria humilis (Roem.), P. diversa Reuss, P. sp., Frondicularia cuspidata Pathy, Lenticulina ex gr. gutata (ten Dam), L. cf. postuhli K. Kuzn., Astaculus cf. favoritus Gorb., A. planiusculus (Reuss), A. proprius K. Kuzn., A. sp., Planularia madagascariensis Esp. et Sig., Saracenaria latruncula (Chal.), S. inflata Pathy, Dentalina marginulina Reuss, D. p., Spirillina kubleri Mjatl., S. sp., Globospirillina caucasica (Hoff.), Trocholina elongata (Leup.), T. molesta Gorb., Epistomina caracolla caracolla (Roem.), Conorotalites ex gr. bartensteni (Bett.).

В верхней части ассоциация фораминифер частично унаследована из нижележащих отложений (Haplophragmoides sp. 1, Triplasia sp., Charentia evoluta (Gorb.), Pseudocyclammina sp., Textularia sp., Sigmolilina sp., Nodosaria sceptrum Reuss, Astaculus calliopsis (Reuss), A. planiusculus (Reuss), Planularia madagascariensis Esp. et Sig., Dentalina nana Reuss, Globospirillina neocomiana (Moull.), Trocholina alpina (Leup.), T. gigantea Gorb. et Manz., T. molesta Gorb., T. burlini Gorb., Discorbis crimicus Schok., отмечается резкое увеличение экземпляров Textularia crimica (Gorb.), и впервые фиксируются Belorussiella taurica Gorb., Lingulina trilobitomorpha Pathy, Citharina paucicostata (Reuss), Nautiloculina oolitica Moch. В пачке найдены остракоды: Bairdia sp. nov., B. sp. nov. 2, Acrocythere aspera Donze, A. alexandrae Neale et Kolp., Pontocyprilla superba Neale, P. elongata Kub., Tethysia chabrensis Donze, Cytherella krimensis Neale, "Cytherura" sp. nov., Eucytherura ardescae Donze, Protocythere revili Donze, Mandocythere foveata Tes. et Rach., Phodeucythere eocretacea Neale et Kolp., Pontocypris aff. arcuata Lub., Palaeocytherida baculumbajula (Mand.), ?Neocythere sp. и другие. Мощность 13 м.

Общая мощность двужорной свиты по всем изученным разрезам – 360 м. Очевидно, что она не полная, так как определена не в единой последовательности. Свита по литологическим признакам разделяется на две части. Для нижней (разрезы 1, 2, 3) характерен преимущественно глинистый состав, прослои песчаников и большое количество сидеритовых стяжений. Для верхней (разрез 4) свойственно тонкое флишоидное переслаивание глин и известняков, а в самой верхней части – присутствие пачки "феодосийских мергелей" (пачка 23 разреза 4). Эта пачка прослеживается от мыса Святого Ильи вдоль берега Двужорной бухты на протяжении около 2 км, далее она уходит к северу и не обнажается. Однако эта же пачка, сохраняющая свои литологические и фаунистические особенности, вновь обнажается в разрезах берриаса в западной части района в окрестностях пос. Южное и Наниково, что позволяет рассматривать ее как маркирующую.

АНАЛИЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФАУНЫ

Аммониты

В первой пачке разреза 1 найден чрезвычайно интересный комплекс аммонитов. Вид Euvirgalithasoceras tantalus (Herbich) (фототабл. I, фиг. 3) из-

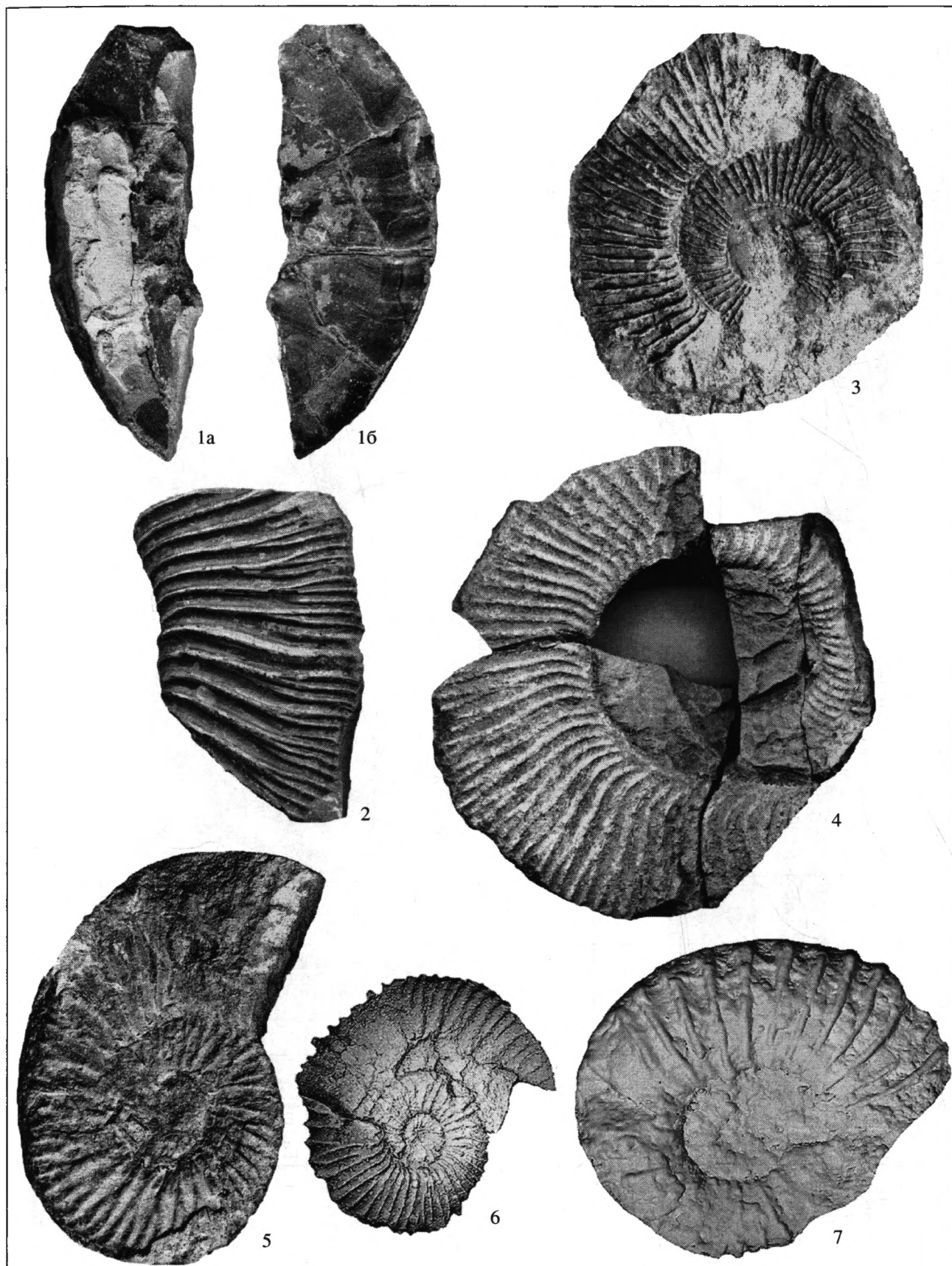


Фототаблица I. Аммониты верхнего кимериджа и нижнего титона Восточного Крыма.

1 – ?*Lingulaticeras efimovi* (Rogov), экз. № 6/378 (×2) сбоку; окрестности пос. Орджоникидзе, Двукорная бухта (разрез 1, пачка 2); нижний титон, слой с ?*Lingulaticeras efimovi*; 2 – *Lingulaticeras cf. procurvum* (Ziegler), экз. № 5/378 (×2) сбоку; окрестности пос. Орджоникидзе, Двукорная бухта (разрез 1, пачка 1); верхний кимеридж, слой с *Euvirgalithascoceras cf. tantalus*; 3 – *Euvirgalithascoceras cf. tantalus* (Herbich), экз. № 4/378 (×1): а, б – сбоку, в – с вентральной стороны; местонахождение и возраст те же.

Таблица 2. Схема зонального расчленения пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма и ее сопоставление со схемой Субсредиземноморской провинции

Зоны Субсредиземноморской провинции (Geyssant, 1997; Hoedemaeker, Rawson, 2000)			Зоны, слои с аммонитами Восточного Крыма (предлагаемая схема)		Зоны, слои с фораминиферами Восточного Крыма (предлагаемая схема)	Слои с остракодами Восточного Крыма (предлагаемая схема)
Берриас	Occitanica		Occitanica		Слои с <i>Textularia crimica</i> - <i>Belorussiella taurica</i>	Слои с <i>Raymoorea peculiaris</i> - <i>Eucytherura ardescae</i>
	Jacobi	Grandis	Jacobi	Grandis	<i>Fronicularia cuspidata</i> - <i>Saracenaria inflanta</i> <i>Protopeneroplis ultragranulatus</i> - <i>Siphoninella antiqua</i>	
		Jacobi		Jacobi		
Титон	Durangites		?		<i>Anchispirocyclina lusitanica</i> - <i>Melathrokerion spirialis</i>	Слои с <i>Cytherelloidea tortuosa</i> - <i>Palaeocytheridea grossi</i>
	Microcanthum		Слои с <i>Paraulacosphinctes transitorius</i>			
			?			
			Слои с <i>Oloriziceras schneidi</i>			
	Ponti		?		<i>Epistomina ventriosa</i> - <i>Melathrokerion eospirialis</i>	
	Fallauxi					
	Semiforme					
	Palatinus					
	Vimineus					
	Mucronatum					
Hybonotum		Слои с ? <i>Lingulaticeras efimovi</i>				
Кимеридж	Beckeri		Слои с <i>Euvirgalithaceras</i> cf. <i>tantalus</i>			



вестен из подзоны *Setatum* зоны *Beckeri* верхнего кимериджа Германии (Schweigert, 1994). Представители рода *Subplanites* (фототабл. II, фиг. 2) характерны для верхов кимериджа – низов титона (зоны *Hybonotum*). Стратиграфическое положение *Pseudowaagenia gemmellariana* Olóriz (фототабл. II, фиг. 1) точно не установлено. Голотип происходит с неизвестного уровня верхов нижнего – низов верхнего кимериджа (Olóriz, 2002). Интервал распространения близких видов *P. haynaldi* (Herbich) и *P. sesquinosum* (Fontannes) довольно широкий – от верхов оксфорда до низов титона. *Lingulaticeras* cf. *procurvum* (Ziegler), определенный из первой пачки (фототабл. I, фиг. 2), характерен для подзоны *Subeumela* зоны *Beckeri* Южной Германии (Ziegler, 1958; Schlegelmilch, 1994). Представители рода *Lingulaticeras* до сих пор не были известны в Крыму. В целом комплекс аммонитов из первой пачки, по мнению М.А. Рогова, характеризует верхний кимеридж (зону *Beckeri*) (табл. 2).

Из второй пачки определены *?Lingulaticeras efimovi* (Rogov) (фототабл. I, фиг. 1) и *Phylloceras consanguineum* Gemmellaro. Вид *P. consanguineum* встречается в интервале кимеридж – низы титона. Вид *?Lingulaticeras efimovi* гораздо более важен для определения возраста. Он широко распространен на Русской платформе, где М.А. Роговым выделен фаунистический горизонт *efimovi*, сопоставляемый с зонами *Klimovi* и частично *Sokolovi* нижне-волжского подъяруса этого региона и с зоной *Hybonotum* нижнего титона Субсредиземноморской провинции (Рогов, 2004).

Таким образом, в разрезе 1 по аммонитам намечена граница между кимериджем и титоном. Присутствие верхнего кимериджа в Горном Крыму до настоящего времени оспаривалось (Пермяков и др., 1991б).

В верхней части разреза 2 Двукорной бухты найден *Oloriziceras schneidi* Tavera (фототабл. II, фиг. 3). Этот вид описан Ж. Таверой (Tavera, 1985) из зоны *Simplisphinctes* верхнего титона Испании.

В разрезе 3 у пос. Южное нами впервые определен *Paraulacosphinctes transitorius* (Oppel) (фототабл. II, фиг. 4) – вид, в испанских разрезах рассматривавшийся в качестве зонального вида-индекса верхнего титона (Tavera et al., 1986), а

позднее – в качестве вида-индекса верхней подзоны зоны *Microcanthum* (Geysant, 1997).

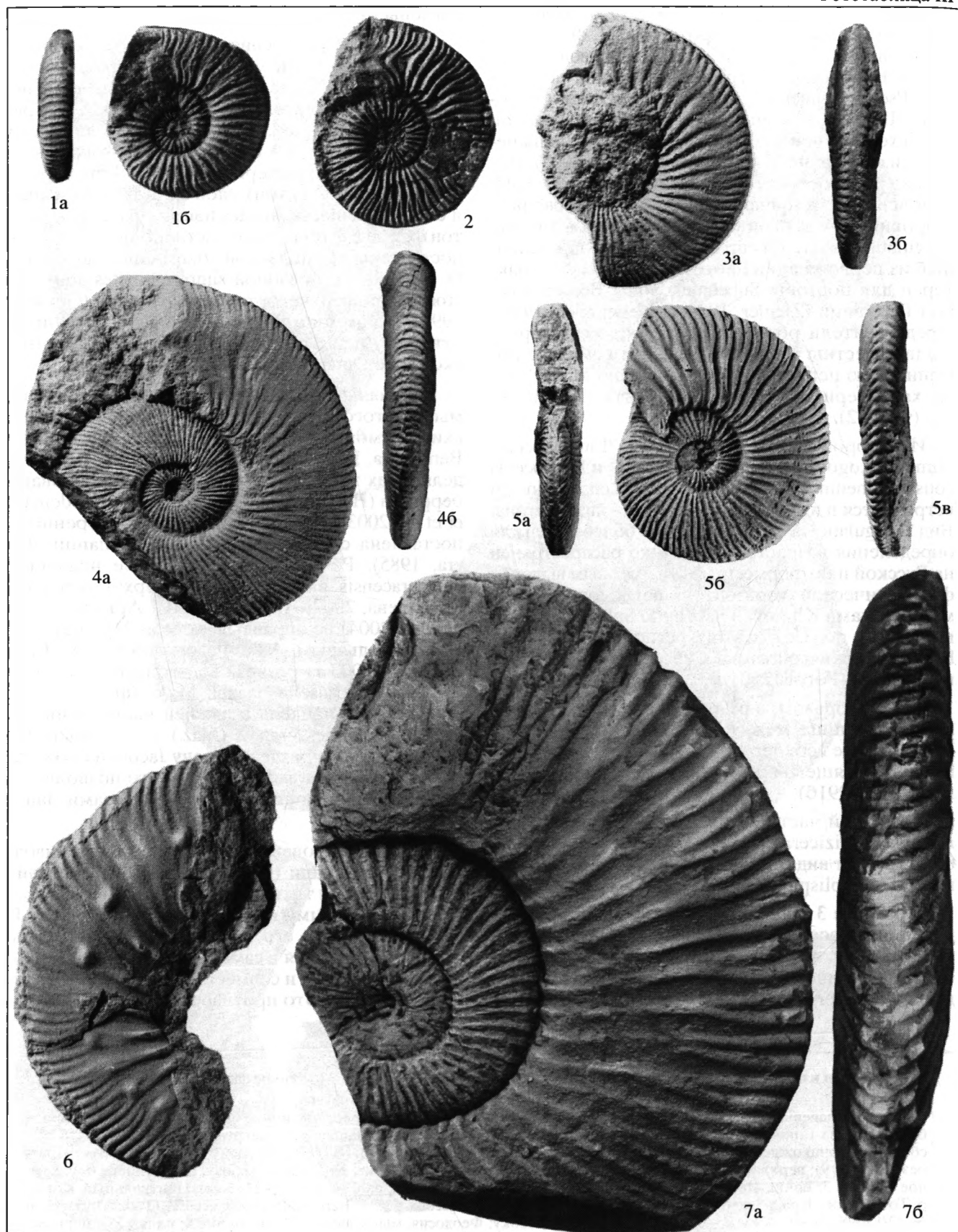
Впервые в феодосийском разрезе по комплексу аммонитов нами установлены верхний кимеридж и титон. Так как аммониты определены не в единой последовательности, а в нескольких разрозненных разрезах, можно выделить лишь слои с фауной (табл. 2) – слои с *Euvirgalithacoceras* cf. *tantalus* (верхний кимеридж), слои с *?Lingulaticeras efimovi* (нижний титон), слои с *Oloriziceras schneidi* и слои с *Paraulacosphinctes transitorius* (верхний титон). Слои с *P. transitorius* частично могут быть сопоставлены с подзоной *transitorius*, а слои с *O. schneidi* – с подзоной *simplisphinctes* зоны *Microcanthum* верхнего титона Испании (Geysant, 1997). По аммонитам не обоснованы уровни, соответствующие среднему титону и верхнетитонской зоне *Durangites* Испании.

Верхняя часть Двукорной свиты (разрез 4, мыс Святого Ильи) содержит комплекс берриасских аммонитов *Pseudosubplanites*, *Delphinella*, *Berriasella*, *Retowskiceras* (фототаблица III), определяющих зону *Jacobi*, помещаемую в основании берриаса (Hoedemaeker, Rawson, 2000; Hoedemaeker et al., 2003). Эта зона может быть уверенно сопоставлена с одноименной зоной Испании (Tavera, 1985). Разделение зоны на две подзоны – *chomeracensis* (внизу) и *grandis* (вверху) (Аркадьев, Савельева, 2002; Аркадьев, 2003; Аркадьев, Богданова, 2004) не оправдывает себя. При изучении В.В. Аркадьевым, А.А. Федоровой и Ю.Н. Савельевой в 2003 г. разреза зоны *Jacobi* в бассейне р. Тонас *Berriasella jacobi* Maz. (фототабл. II, фиг. 5) была найдена в нижней части разреза, а *Pseudosubplanites grandis* (Maz.) – в верхней. Поэтому логичнее разделить зону *Jacobi* на подзоны *jacobi* (внизу) и *grandis* (вверху), что позволит более надежно сопоставлять ее с разрезами Западной Европы.

Наши исследования не подтверждают выводы И.В. Кванталиани (1989), изучавшего пограничные отложения титона – берриаса у пос. Южное в Восточном Крыму и выделившего здесь зону *Jacobi-grandis*. По его данным, *Pseudosubplanites grandis* встречается в самых низах разреза зоны, а *Berriasella jacobi* – и совместно с *P. grandis*, и выше. Возможно, что это противоречие связано с неод-

Фототаблица II. Аммониты верхнего кимериджа, титона и зоны *Jacobi* (подзоны *Jacobi*) берриаса Восточного Крыма.

1 – *Pseudowaagenia gemmellariana* Olóriz, экз. № 1/378 (×1), а, б – сбоку; окрестности пос. Орджоникидзе, Двукорная бухта (разрез 1, пачка 1); верхний кимеридж, слои с *Euvirgalithacoceras* cf. *tantalus*; 2 – *Subplanites* sp., экз. № 2/378 (×1) сбоку; местонахождение и возраст те же; 3 – *Oloriziceras schneidi* Tavera, экз. № 1/376 (×1) сбоку; Двукорная бухта (разрез 2, пачка 9); верхний титон; 4 – *Paraulacosphinctes transitorius* (Oppel), экз. № 3/378 (×1) сбоку; окрестности пос. Южное (разрез 3, пачка 16); верхний титон; 5 – *Berriasella jacobi* Mazenot, экз. № 4/378 (×2) сбоку; Центральный Крым, р. Тонас, пос. Красноселовка; берриас, зона *Jacobi*, подзона *Jacobi*; 6, 7 – *Berriasella chomeracensis* (Toucas), 6 – экз. № 22/13098 (×4.0) сбоку; 7 – экз. № 23/13098 (×1.5) сбоку; Феодосия, мыс Святого Ильи (разрез 4, пачка 18); берриас, зона *Jacobi*, подзона *Jacobi*.



нозначностью определений обоих видов, монографически описанных лишь недавно (Глушков, 1997; Аркадьев, Богданова, 2004; Bogdanova, Arkadiev, 2005).

Белемниты

В осыпи разреза 2 найден белемнит *Pseudoduvallia tithonica* (Oppel). В Западной Европе этот вид известен из титона Штрамберка и Альп (Oppel, 1865; Zittel, 1868). Позже он был описан из Феодосийского разреза Крыма (Retowski, 1893), но без точной привязки к слою. Г.Я. Крымгольц, описавший этот вид по находке из Старого Крыма (1932), называет его типичным для титона Штрамберка, Альп, Крыма.

Двустворки

В разрезе 1 в пачке 1 вместе с верхнекимериджскими аммонитами найдены двустворки *Bositra somaliensis* (Cox), а в пачке 2 вместе с нижнетитонскими аммонитами – двустворки *Aulacomia problematica* (Furlani). Последняя форма найдена также в разрезе 3 в пачке 13. Оба вида описаны Л.Ф. Романовым (1976) из конгазской свиты Днестровско-Прутского междуречья, которая по находкам редких аммоноидей отнесена к верхнему кимериджу и, возможно, нижнему титону. За пределами Днестровско-Прутского междуречья *Bositra somaliensis* известна из кимериджа Сомали, а *Aulacomia problematica* – из кимериджа Сомали, Турции, Мексики, кимериджа – титона Югославии, кимериджа (титона?) Крыма.

В подзоне *Jacobi* (в пачке 18 разреза 4) обнаружена двустворка *Amusium sokolovi* Ret., описанная О. Ретовским (Retowski, 1893) из Феодосийского разреза. Вид известен только из берриаса.

Брахиоподы

Представители этой группы фауны редко встречаются в разрезе двукорной свиты, только в ее берриасской части. Единственный вид *Tonaspithynchia janini* Lobatsch. et Smirn. обнаружен нами в подзоне *grandis* (в пачке “феодосийских мергелей”) и в 60 метрах ниже в подзоне *Jacobi* (в пачке 18 разреза 4). Ранее вид описан из зоны *Ponticus-grandis* (=подзоны *grandis*) берриаса Крыма

(Лобачева, Смирнова, 1994). Нахождение его в нижележащей подзоне *Jacobi* отмечается впервые.

Фораминиферы

Детальное изучение четырех разрезов двукорной свиты в Восточном Крыму позволило А.А. Федоровой выделить 5 сменяющих друг друга комплексов фораминифер (рис. 6, таблица 2).

Нижний комплекс (разрезы 1, 2, пачки 1–7), по Кузнецовой и Горбачик (1985), характерен для нижнего и среднего титона, однако некоторые из его видов встречаются и в кимеридже. Основные виды комплекса: *Reophax giganties*, *Haplophragmoides chapmani*, *Melathrokerion eospiralis*, *Textularia notchia*, *T. densa*, *Epistomina ventriosa*, *Lenticulina undorica*, *L. dilecta*, *L. attenuata*, *Spirillina kublieri*, *S. helvetica*. Наиболее характерными являются несколько видов. *T. densa* описана из отложений, отнесенных к титону, Восточного Крыма (Гофман, 1961). *E. ventriosa* (фототаблица IV, фиг. 1) известна из кимериджских отложений Мадагаскара (Espitali, Sigal, 1963), где интервал ее распространения ограничивается нижним кимериджем – началом берриаса. Данные виды являются видами-индексами зоны *Epistomina ventriosa*-*Textularia densa* (Кузнецова, 1983). *Melathrokerion eospiralis* (фототаблица IV, фиг. 5, 6, 7) описан из титонских отложений Восточного Крыма (район Феодосии и бассейн р. Тонас) (Кузнецова, Горбачик, 1985). Широкое распространение *M. eospiralis* в этом интервале изученного авторами разреза наряду с массовой встречаемостью позволяют рассматривать его как один из видов-индексов слоев с *Epistomina ventriosa*-*Melathrokerion eospiralis*. Данных для отделения верхнего кимериджа от нижнего титона по фораминиферам не достаточно, скорее, для этого интервала характерен единый комплекс.

В пачках 8–10 разреза Двукорной бухты и пос. Южное появляются формы, характерные для верхнетитонских отложений Крыма: *Anchispirocyclina lusitanica* (фототаблица IV, фиг. 11, 12, 13), *Melathrokerion spiralis* (фототаблица IV, фиг. 8, 9, 10.) (виды-индексы зоны *Anchispirocyclina lusitanica*-*Melathrokerion spiralis* (Кузнецова, 1983)), *Ammobaculites tauricus*, *Charentia evoluta*, *Pseudocyclamina spharaedalis*, *Pseudocyclamina lituus*, *Lenticuli-*

Фототаблица III. Аммониты зоны *Jacobi* (подзоны *grandis*) берриаса Центрального и Восточного Крыма.

1, 2 – *Pseudosubplanites lorioli* (Zittel). 1 – экз. № 28/13077 (×1): а – с ventральной стороны, б – сбоку; Феодосия, мыс Святого Ильи (разрез 4, пачка 23); 2 – экз. № 26/13077 (×1) сбоку; Центральный Крым, р. Тонас; 3 – *Delphinella janus* (Retowski), экз. № 32/13055 (×1): а – сбоку, б – с ventральной стороны; Феодосия, мыс Святого Ильи (разрез 4, пачка 23); 4 – *Delphinella crimense* (Burckhardt), экз. № 4/13055 (×1): а – сбоку, б – с ventральной стороны; окрестности г. Феодосии, Баракольская долина; 5 – *Delphinella obtusenedosa* (Retowski), экз. № 13/13055 (×1): а – с устья, б – сбоку, в – с ventральной стороны; Феодосия, мыс Святого Ильи (разрез 4, пачка 23); 6 – *Delphinella subchaperi* (Retowski), экз. № 1/13055 (×1) сбоку; окрестности пос. Южное; 7 – *Pseudosubplanites grandis* (Mazenot), экз. № 18/13077 (×1): а – сбоку, б – с ventральной стороны; Феодосия, мыс Святого Ильи (разрез 4, пачка 23). Все экземпляры – берриас, зона *Jacobi*, подзона *grandis*.

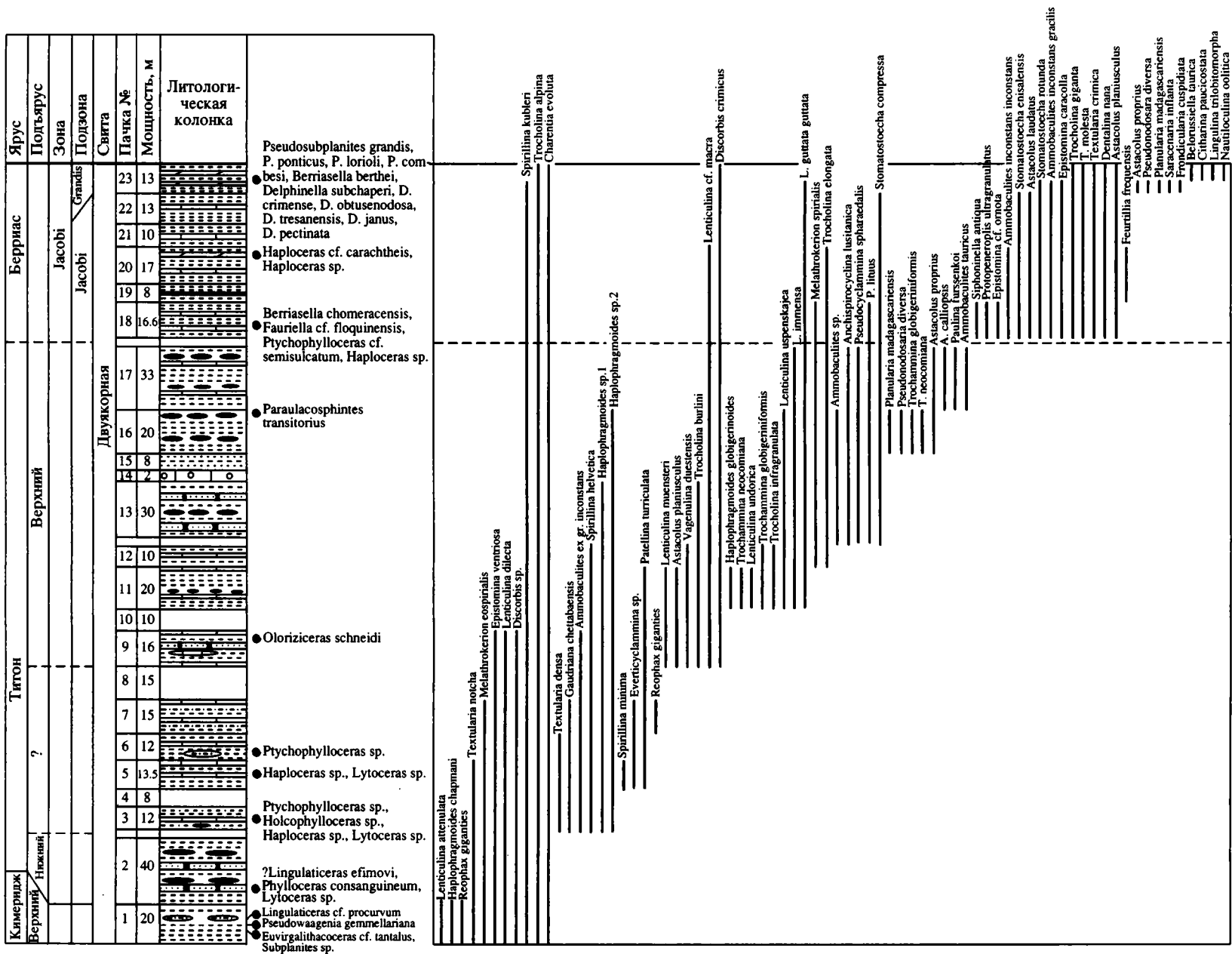


Рис. 6. Распространение аммонитов и наиболее важных видов фораминифер в сводном разрезе двукорной свиты Восточного Крыма. Усл. обозначения см. на рис. 2.

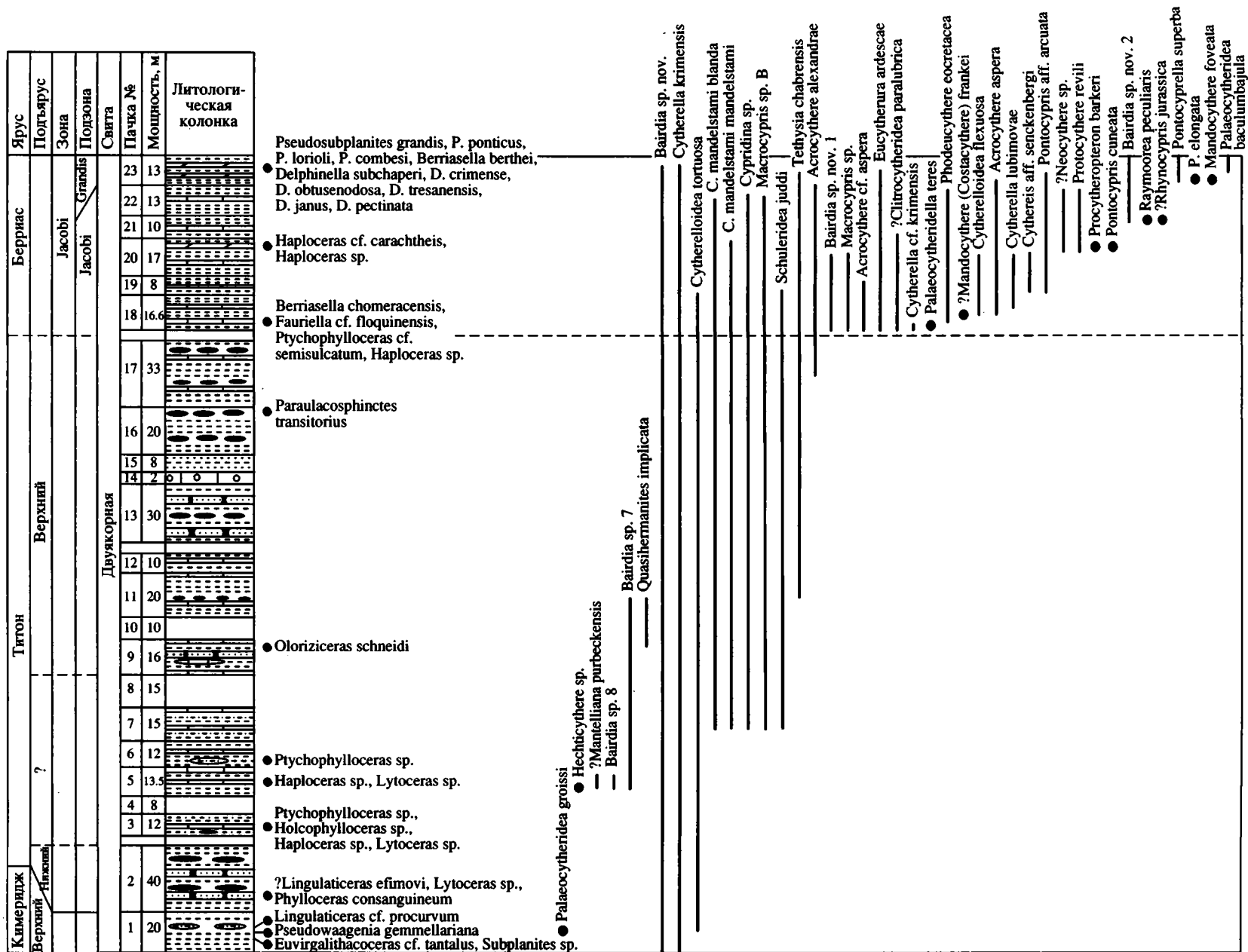
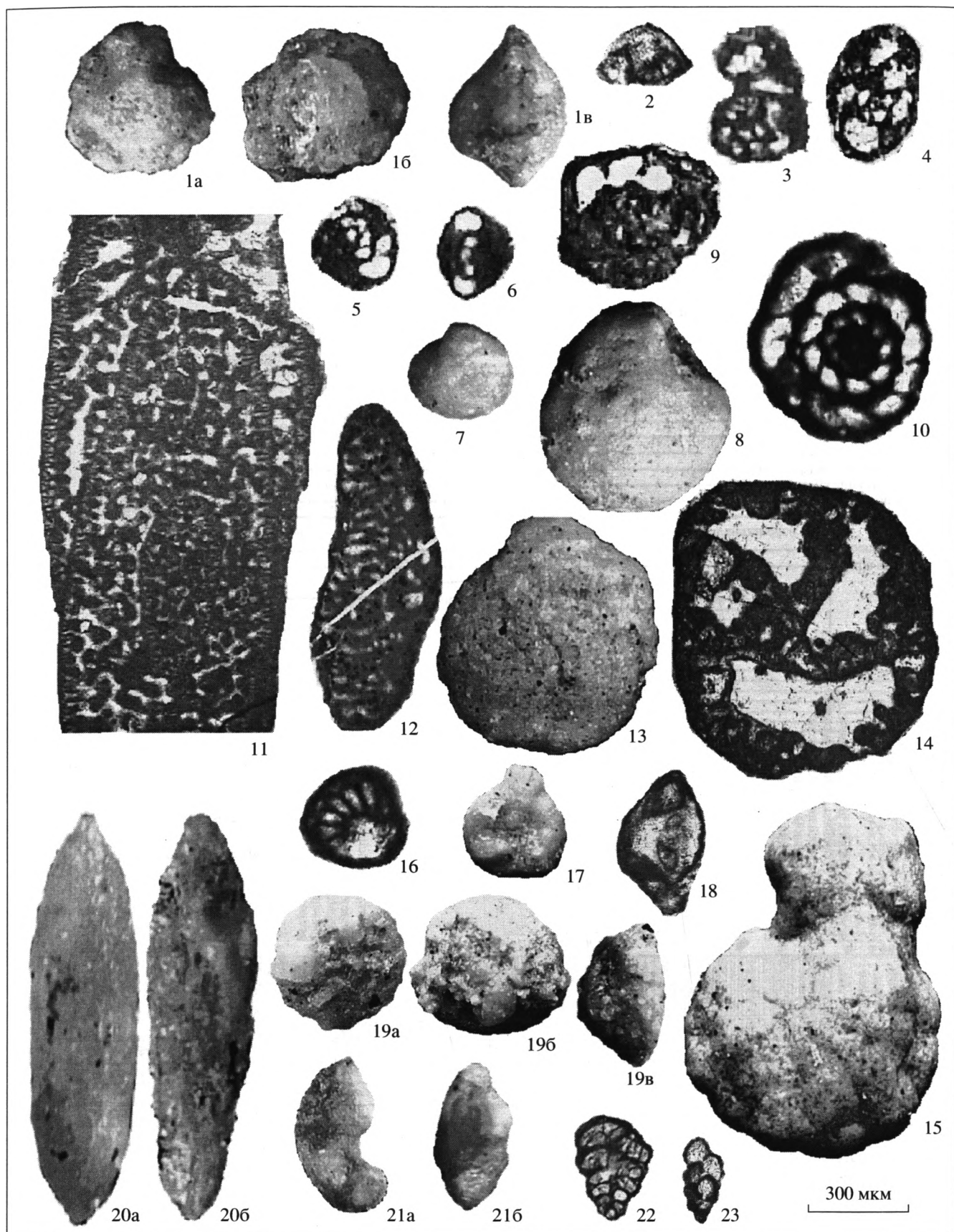


Рис. 7. Распространение аммонитов и наиболее важных видов остракод в сводном разрезе двукорной свиты Восточного Крыма. Усл. обозначения см. на рис. 2.



na uspenskajea, L. immense, Astacolus planiusculus, A. laudatus, Planularia madagascariensis, Pseudonodosaria diversa, Trochammina globigeriniformis, T. neocomina, Trocholina alpina, T. elongata, T. infragranulata.

Пачки 11–15 разреза 2 Двукорной бухты содержат комплекс фораминифер: Stomatostoecha enisalensis, Stomatostoecha compressa, Charentia evoluta, Feurtillina frequens, Pseudocyclammina lituus, Trocholina alpina, T. elongata, T. molesta, Lenticulina ex gr. nodosa, L. vestulae, Astacolus laudatus, распространенный в верхнем титоне – нижней части берриаса (Кузнецова, Горбачик, 1985; Горбачик, Кузнецова, 1994).

В разрезе 4 на мысе Святого Ильи данный комплекс представлен более широко. Кроме перечисленных, здесь присутствуют виды, характерные для берриаса: Lenticulina macra, L. cf. gutata, Pseudonodosaria mutabilis, Pseudonodosaria diversa, Trocholina giganta, Epistomina caracolla caracolla, E. cf. ornata, Protopeneroplus ultragranulatus, Siphoninella antiqua. Два последних являются видами-индексами зоны нижней части берриаса Protopeneroplus ultragranulatus-Siphoninella antiqua (Кузнецова, Горбачик, 1985). Вид P. ultragranulatus (фототаблица IV, фиг. 18, 19) был описан из нижней части берриаса (Горбачик, 1971), S. antiqua (фототаблица IV, фиг. 16, 17) – из берриаса (Горбачик, 1966) Восточного Крыма. Редко эти виды встречаются в отложениях верхнего титона. P. ultragranulatus считается старшим синонимом вида Protopeneroplus trochangulata Septfontaine, 1974 (Кузнецова, Горбачик, 1985), известного из нижней части берриаса Франции, Италии, Ирана. В разрезе 4 на мысе Святого Ильи А.А. Федоровой выделяется зона Protopeneroplus ultragranulatus-Siphoninella antiqua по появлению зональных видов и исчезновению Anchispirocyclus lusitanica (Egger) – вида-индекса нижележащей зоны. Зона меньшего объема, чем одноименная зона у Т.Н. Горбачик. Она соответствует нижней части аммонитовой подзоны jacobii.

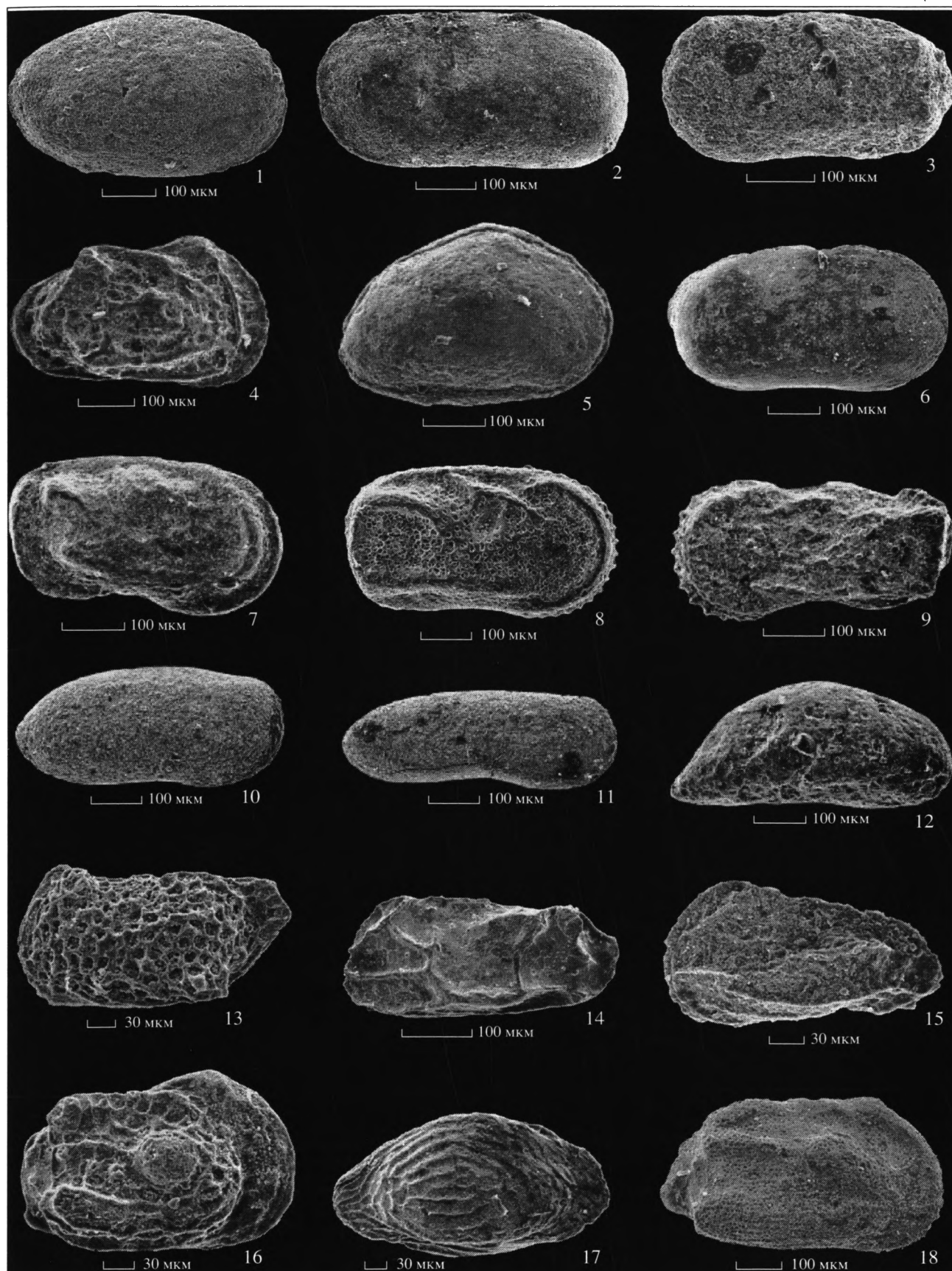
Выше выделяется комплекс с Dorothia pseudocostata, Pseudonodosaria diversa, Frondicularia cuspidata, Saracenaria latruncula, S. inflanta, Lenticulina cf. postuhlii, Astacolus planiusculus, A. proprius, Planularia madagascariensis, Dentalina marginulina. Виды Frondicularia cuspidata (фототаблица IV, фиг. 20) и Saracenaria inflanta (фототаблица IV, фиг. 21) известны в Крыму из верхней части берриаса – валанжина (Кузнецова, Горбачик, 1985). В разрезе мыса Святого Ильи в значительном количестве они встречаются на уровне верхней части подзоны jacobii – нижней части подзоны grandis, что позволяет выделить фораминиферовую зону Frondicularia cuspidata-Saracenaria inflanta.

Завершает разрез комплекс с Ammobaculites ex gr. inconstans, Textularia crimica, Belorussiella taurica, Nautiloculina oolitica, Astacolus planiusculus, Lingulina trilobitomorpha, Istriloculina fabaria. Textularia crimica (фототаблица IV, фиг. 22) известна в единичных экземплярах в титонских отложениях Крыма. Этот вид характерен для верхней части берриаса – валанжина Крыма. Он является одним из видов-индексов подзоны Paleotextularia (=Textularia) crimica-Tripisasia emslandensis, соответствующей аммонитовой зоне Boissieri (Кузнецова, Горбачик, 1985). Belorussiella taurica (фототаблица IV, фиг. 23) характерна для берриаса Швейцарии, Польши, Крыма, бассейна Каспийского моря (Кузнецова, Горбачик, 1985; Горбачик, Кузнецова, 1994; Федорова, Смирнов, 2004). Оба вида описаны из берриасских отложений Восточного Крыма (Горбачик, 1971). Большое количество экземпляров T. crimica и нахождение B. taurica позволяют нам в отложениях верхней части подзоны grandis выделить слои с Textularia crimica-Belorussiella taurica. Данный биостратон продолжает свое распространение и выше и сопоставляется с зонами Occitanica и Boissieri, судя по материалам из разрезов Центрального Крыма (Федорова, 2000).

В целом комплексы фораминифер, выделенные А.А. Федоровой, схожи с таковыми, установленными из разреза мыса Святого Ильи ранее

Фототаблица IV. Некоторые характерные виды фораминифер титона – берриаса Восточного Крыма.

1а, б, в – Epistomina ventriosa Espitalie et Sigal, экз. № 24-Ф/40-1-1; 2 – Protopeneroplus striata Weynschenk; шлиф № 23-Ф/300-5; пачка 6; 3 – Everticyclammina sp., шлиф № 23-Ф/300-3; пачка 4; 4 – Everticyclammina sp., шлиф № 23-Ф/300-6; пачка 7; 5 – Melathrokerion eospiralis Gorbachik, шлиф № 23-Ф/300-6; пачка 7; 6 – M. eospiralis Gorbachik, шлиф № 23-Ф/300-6; пачка 7; 7 – M. eospiralis Gorbachik; экз. № 24-Ф/40-1-1; 8 – M. spiralis (Gorbachik); шлиф № 23-Ф/220-6; 9 – M. spiralis (Gorbachik); шлиф № 23-Ф/220-6; 10 – M. spiralis (Gorbachik); экз. № 24-Ф/20-1-1; 11 – Anchispirocyclus lusitanica (Egger); шлиф № 23-Ф/201-6; 12 – A. lusitanica (Egger); шлиф № 23-Ф/201-4; 13 – A. lusitanica (Egger); экз. № 24-Ф/20-1-1; пос. Южное (разрез 3, пачка 13); верхний титон; 14 – Pseudocyclammina lituus (Yokoyama); шлиф № 23-Ф/201-4; 15 – Charentia evoluta (Gorbachik); экз. № 24-Ф/1-4-1; пачка 18; 16 – Siphoninella antiqua Gorbachik; шлиф № 23-Ф/15-12; пачка 18; 17 – S. antiqua Gorbachik; экз. № 24-Ф/1-4-1; пачка 18; 18 – Protopeneroplus ultragranulatus (Gorbachik); шлиф № 23-Ф/15-11; пачка 19; 19а, б, в – P. ultragranulatus (Gorbachik); экз. № 24-Ф/1-7-1; пачка 21; 20а, б – Frondicularia cf. cuspidata Pathy; а – экз. № 24-Ф/1-10-14а, б – экз. № 24-Ф/1-10-14б; пачка 23; 21а, б – Saracenaria cf. inflanta Pathy; экз. № 24-Ф/1-10-14; пачка 23; 22 – Textularia crimica (Gorbachik); шлиф № 23-Ф/15-0; пачка 23; 23 – Belorussiella taurica Gorbachik; шлиф № 23-Ф/15-1; пачка 23. 1–7 – Двукорная бухта; 1а, б, в, 7 – разрез 1, пачка 2, нижний титон; 2–6 – разрез 2, титон; 8–10 – пос. Южное (разрез 3, пачка 17), верхний титон. 11–12, 14 – Феодосия, мыс Святого Ильи (разрез 4, нижний слой известняков); верхний титон. 15–23 – Феодосия, мыс Святого Ильи, разрез 4, берриас. Для всех экземпляров: а – вид со спинной стороны (сбоку), б – с брюшной стороны, в – с периферического края.



(Кузнецова, Горбачик, 1985). Из 130 видов, приведенных К.И. Кузнецовой и Т.Н. Горбачик, и примерно 100 видов, определенных А.А. Федоровой, общими являются 60. Различие состоит в зональном делении и объеме выделенных биостратонов. К.И. Кузнецова и Т.Н. Горбачик установили в Феодосийском разрезе 6 зон и слоев. А.А. Федорова расчленяет разрез на 5 биостратонов. Выделенные ею слои с *Epistomina ventriosa*-*Melathrokerion eospiralis* соответствуют объему зоны *Astacolum laudatus*-*Epistomina omnino reticulata* и слоев с *Epistomina ventriosa*-*Textularia densa* (Кузнецова, Горбачик, 1985) и опускаются до верхнего кимериджа, ранее палеонтологически не охарактеризованного. Объем зоны *Anchispirocyclina lusitana*-*Melathrokerion spiralis* совпадает. Зона *Protopeneroplis ultragranulatus*-*Siphoninella antiqua* и зона *Fronicularia cuspidata*-*Saracenaria inflanta* А.А. Федоровой соответствуют зоне *Protopeneroplis ultragranulatus*-*Siphoninella antiqua*, выделенной Горбачик (Кузнецова, Горбачик, 1985). Слои с *Textularia crimica*-*Belorussiella taurica*, выделенные А.А. Федоровой, примерно совпадают с зоной *Quadratina tunassica*-*Siphoninella antiqua* и слоями с *Conorboides hofkeri*-*Conorbina heteromorpha* (Кузнецова, Горбачик, 1985).

Устанавливается большое сходство выявленных комплексов фораминифер с таковыми из пограничных отложений юры и мела Франции (Le Hégat, Remane, 1973; Pelissie et al., 1984; Bassoullet, 1997), Италии (Septfontaine, 1974; Azema et al., 1973), Марокко (Hottinger, 1967), Сирии, Турции, Ирана (Кузнецова, Горбачик, 1985; Горбачик, Кузнецова, 1994; Горбачик, Мохамед, 1997; 1999;), Кавказа (Практическое руководство..., 1991), северной части Каспийского моря (Федорова, 2004). Верхнеюрская часть разреза Восточного Крыма характеризуется наличием 27 общих с этими районами видов, берриасская – 18. Корреляция на более детальном зональном уровне по фораминиферам затруднительна.

К сожалению, во Франции в стратотипе берриаса зона *Jacobi-Grandis* фораминиферами не оха-

рактеризована (Busnardo et al., 1965), что может быть связано с неполнотой исследованного материала, так как пробы на фораминиферы были отобраны только из прослоев мергелей, а из известняков нет. В зонах *Ossitanica* и *Voissieri* фораминиферы представлены, в основном, транзитными формами. Общий список фораминифер включает 27 видов, причем только 8 из них имеют точные определения.

Остракоды

В изученных разрезах выделяются два комплекса остракод (рис. 7, табл. 2). Первый (нижний) комплекс характерен для разрезов 1–3 (пачки 1–17). В нем сравнительно небольшое разнообразие остракод (27 видов), часть из которых является новыми. Большинство видов комплекса распространено по всему разрезу, т.е. характеризуют верхний кимеридж – берриас. Тем не менее, здесь присутствуют отдельные виды, не встреченные выше. В нижней части разреза определен *Palaeocytheridea groissi*, установленный в титоне Германии (Schudack, 1997). Выше найдены *Mantelliana purbeckensis*, известная из верхнеюрских – нижнемеловых отложений Забайкалья (Неуструева и др., 1999) и нижнего пурбека Франции (Colin, Oertli, 1985), и *Quasihermanites implicata* (фототаблица V, фиг. 4), ранее определенный из берриаса – нижнего валанжина Франции. Многие виды комплекса, продолжающие свое существование в берриасе, установлены ранее в других регионах: *Cytherella krimensis* (фототаблица V, фиг. 1), *Cytherelloidea mandelstami mandelstami*, *C. mandelstami blanda*, *Macrocypris* sp. B – в берриасе Центрального Крыма (Нил, 1966), *Cytherelloidea tortuosa* (фототаблица V, фиг. 3) – в средневолжском подъярусе Волго-Уральской области (Любимова, 1955), *Schuleridea juddi* (фототаблица V, фиг. 5) – в берриасе Йоркшира (Neale, 1962) и рязанском горизонте Голландии (Witte, Lissenberg, 1994), *Acrocythere alexandrae* – в берриасе Северного Кавказа (Колпенская и др., 2000). Таким образом, ос-

Фототаблица V. Некоторые характерные виды остракод титона – берриаса Восточного Крыма.

1 – *Cytherella krimensis* Neale, экз. № 310-158, правая створка самки снаружи; разрез 2, пачка 5; титон; 2 – *Cytherelloidea ex gr. tortuosa* (Lubimova), экз. № 310-176, левая створка самки снаружи; разрез 2, пачка 11; верхний титон; 3 – *Cytherelloidea tortuosa* (Lubimova), экз. № 310-173, левая створка самки снаружи; разрез 2, пачка 11; верхний титон; 4 – *Quasihermanites implicata* Donze, экз. № 310-169, правая створка снаружи; разрез 2, пачка 9; верхний титон; 5 – *Schuleridea juddi* Neale, экз. № 310-165, целая раковина с правой стороны; разрез 2, пачка 7; титон; 6 – *Cytherella lubimovae* Neale, экз. № 310-98, правая створка снаружи; 7 – *Cytherelloidea mandelstami blanda* Neale, экз. № 310-88, правая створка самца (?) снаружи; 8 – *C. mandelstami mandelstami* Neale, экз. № 310-114, правая створка самки снаружи; 9 – *C. flexuosa* Neale, экз. № 310-99, левая створка самца снаружи; 10 – *Pontocyprilla superba* Neale, экз. № 310-127, правая створка снаружи; 11 – *P. elongata* Kubiawich, экз. № 310-128, правая створка снаружи; 12 – *Macrocypris* sp. B Neale, экз. № 310-6, правая створка снаружи; 13 – *Eucytherura ardescae* Donze, экз. № 310-24, левая створка снаружи; 14 – *Raymoorea peculiaris* (Donze), экз. № 310-115, левая створка снаружи; пачка 21; 15 – *Acrocythere alexandrae* Neale et Kolpenskaja, экз. № 310-136, правая створка снаружи; 16 – *Procythere revile* Donze, экз. № 310-81, правая створка снаружи; 17 – *Procytheropteron barkeri* Anderson, экз. № 310-60, правая створка снаружи; 18 – *Mandocythere foveata* Tesakova et Rachenskaja, экз. № 310-134, правая створка самки снаружи. 1–5 – Двукорная бухта. 6–18 – Феодосия, мыс Святого Ильи, берриас, разрез 4; 6–9, 16 – пачка 20; 10–11, 15, 18 – пачка 23; 12–13, 17 – пачка 18.

тракоды первого комплекса не дают четкого указания на возраст. В этой части разреза Е.М. Тесакова и Ю.Н. Савельева выделяют слои с *Cytherelloidea tortuosa*-*Palaeocytheridea grossi*.

Второй комплекс, резко отличный от первого, выделен в разрезе 4 на мысе Святого Ильи. Наряду с 10 видами, унаследованными из нижнего комплекса, появляется большое количество новых. Здесь установлено более 80 видов, из них 35 известны из берриаса Англии, Франции, Центрального Крыма и Кавказа. *Acrocythere alexandrae* (фототаблица V, фиг. 15), *?Clitocytheridea paralubrica*, *Cytherella cf. krimensis*, *Phodeucythere eucretacea* указаны из берриаса Северного Кавказа (Колпенская и др., 2000), *?Mandocythere (Costacythere) franki*, *Pontocyprella superba* (фототаблица V, фиг. 10) – из нижнего готерива, *Macrocythere sp. B* – из среднего готерива Йоркшира (Neale, 1960), *Acrocythere aspera* – из нижнего валанжина Польши и Франции (Kubiatowich, 1983; Babinot et al., 1985), *Eucytherura ardescae* (фототаблица V, фиг. 13) – из нижнего валанжина Франции (Donze, 1965), *Palaeocytheridella teres*, *Cythereis aff. senckenbergi* – из берриаса Йоркшира (Neale, 1962), *Cytherella lubimovae* (фототаблица V, фиг. 6), *Cytherelloidea flexuosa* (фототаблица V, фиг. 9), *?Neocythere sp.*, *Pontocypis cuneata*, *Mandocythere foveata* (фототаблица V, фиг. 18) – из берриаса Центрального Крыма (Нил, 1966; Тесакова, Раченская, 19966), *Pontocypis aff. arguata* – из нижневолжского подъяруса Волго-Уральской области (Любимова, 1955), *Protocythere revili* (фототаблица V, фиг. 16) – из нижней части берриаса Франции (Babinot et al., 1985), *Raimoorea peculiaris* (фототаблица V, фиг. 14) – из берриаса и нижнего валанжина Англии и Франции (Neale, 1967; Babinot et al., 1985), *Protocytheropteron barkeri* (фототаблица V, фиг. 17) – из верхнего кимериджа – нижнего портланда Голландии (Witte, Lissenberg, 1994), *?Rhincocypris jurassica* – из нижнего пурбека Франции (Colin, Oertli, 1985), *Pontocyprella elongata* (фототаблица V, фиг. 11) – из нижнего – среднего валанжина Польши (Kubiatowich, 1983) и *Palaeocytheridea baculum-bajula* из верхнего кимериджа Волго-Уральской области (Любимова, 1955). Для этой части разреза Е.М. Тесакова и Ю.Н. Савельева предлагают выделить слои с *Raimoorea peculiaris*-*Eucytherura ardescae*-*Protocythere revili*, соответствующие аммонитовой зоне *jacobi*. Второй комплекс имеет явно берриасский облик.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Полученный материал позволяет восстановить условия накопления верхнекимериджских – берриасских отложений Восточного Крыма. Для них характерны флишевая слоистость (с преобладанием глин над известняками), почти полное от-

сутствие бентосной макрофауны. Фаунистические остатки представлены в основном редкими нектонными формами (аммониты, белемниты, аптихи), а также многочисленными бентосными фораминиферами и остракодами. Большая часть (до 90%) извлеченных из проб фораминифер и остракод несет следы окатанности и переноса. Кроме того, в нижней части разреза найдены псевдопланктонные двустворки рода *Bositra*. Известняки комковатые, оолитовые (типа грейнстоун), обломочные. Центральная часть оолитов сложена обломками фораминифер, остракод, угловатыми и неокатанными зернами кварца. Часто наблюдается развитие оолитов по обломкам известняков. Обломочные (конгломератовидные) известняки включают обломки мелкокристаллических известняков до нескольких сантиметров в поперечнике. Глины двукорной свиты каолинист-гидрослюдистые, часто тонко параллельнослоистые. В отложениях встречаются текстуры подводно-оползневых деформаций.

Все перечисленные признаки говорят о накоплении отложений ниже волнового базиса, т.е. на глубинах ниже шельфовых. Глубины образования подобных осадков, по данным различных исследователей (Мурдмаа, 1979; Кузнецов, 2003), колеблются от 300–400 м до 1–3 км.

Конгломератовидные известняки двукорной свиты, очевидно, можно рассматривать как результат переотложения накопившегося на шельфе карбонатного материала на континентальном склоне за счет действия потоков. Склоновый характер осадконакопления подтверждают текстуры подводно-оползневых деформаций, окатанность большинства раковин фораминифер и остракод.

Сделанная авторами интерпретация глубоководных условий образования титонских – берриасских осадков Восточного Крыма хорошо увязывается с общей палеогеографической обстановкой этого времени. В поздней юре – раннем мелу резко сократились размеры эпиконтинентальных шельфовых морей с карбонатной седиментацией на Скифской и Туранской плитах (Кузнецов, 2003). Глубоководные осадки двукорной свиты формировались, очевидно, на континентальном склоне, на глубине несколько сотен метров или больше, рядом с узким шельфом на краю Скифской плиты. Для этой части Тетиса были характерны высокие температуры (22–24°C), нормальная соленость и развитие средиземноморской фауны с относительно небольшим количеством эндемиков (Барабошкин, 2003). На севере бассейн был отделен низменной сушей от моря, располагавшегося на Русской плите.

ВЫВОДЫ

В результате исследований авторов уточнены литологическая и биостратиграфическая характеристики разреза двукорной свиты в Восточном Крыму, длительное время вызывавшего споры у исследователей в связи с обоснованием границы юры и мела в этом районе Тетической области. Непрерывного разреза юрско-меловых отложений в окрестностях Феодосии не установлено и граница не зафиксирована. Авторами изучены четыре разреза, представляющие собой части юрско-меловой последовательности. Впервые проведено комплексное изучение фауны из Феодосийского разреза – аммонитов, белемнитов, аптихов, двустворок, брахиопод, фораминифер и остракод.

По находкам аммонитов впервые обосновано присутствие верхнекимериджских отложений, не выделявшихся в более ранних стратиграфических схемах юрских отложений Горного Крыма (Пермяков и др., 1991б). В непрерывном разрезе намечена граница кимериджа и титона. По аммонитам охарактеризованы следующие биостратиграфические подразделения: в верхнем кимеридже – слои с *Euvirgalithacoceras* cf. *tantalus*, в нижнем титоне – слои с *Lingulaticeras* *efimovi*, в верхнем титоне – слои с *Oloriziceras* *schneidi* и слои с *Paraulacosphinctes* *transitorius*, в берриасе – зона *Jacobi*. Последняя на основании распределения аммонитов в разрезе на мысе Святого Ильи разделена на две подзоны: *jacobi* и *grandis*. Стратиграфический уровень, соответствующий верхнетитонской аммонитовой зоне *Durangites* Западной Европы, в Феодосийском разрезе не зафиксирован. Уточненный возраст двукорной свиты – верхний кимеридж – берриас.

Определение в Феодосийском разрезе представителей рода *Lingulaticeras* позволяет предположить связь раннетитонского морского бассейна Горного Крыма с Русской плитой, откуда ранее были описаны виды этого рода (Рогов, 2002).

По фораминиферам в разрезе выделены 5 биостратиграфических подразделений (зоны и слои с фауной): в верхнем кимеридже и титоне – слои с *Epistomina* *ventriosa*-*Melathrokerion* *eospirialis*, зона *Anchispirocyclina* *lusitanica*-*Melathrokerion* *spirialis*, в берриасе – зоны *Protopeneroplis* *ultragranulatus*-*Siphoninella* *antiqua*, *Fronicularia* *cuspidata*-*Saracparia* *inflanta*, слои с *Textularia* *crimica*, частично отличающихся по объемам от зон и слоев, установленным ранее в Феодосийском разрезе К.И. Кузнецовой и Т.Н. Горбачик (1985).

Впервые проведенное изучение остракод из Феодосийского разреза показало их большое разнообразие (более 100 видов, из которых несколько десятков являются новыми). Верхнеюрский комплекс остракод существенно отличается от берриасского. По остракодам в верхнекимеридж-

ской – титонской части разреза выделены слои с *Cytherelloidea* *tortuosa*-*Palaeocytheridea* *grossi*, в берриасской – слои с *Raymoorea* *peculiaris*-*Eucytherura* *ardescae*-*Protocythere* *revili*.

Из-за отсутствия непрерывного разреза и бедности находок аммонитов (кроме зоны *Jacobi*) трудно говорить о сопоставлении границ подразделений, выделяемых по микрофауне и по аммонитам. Только в разрезе на мысе Святого Ильи наблюдается несовпадение аммонитовых подзон *jacobi* и *grandis* с зонами и слоями по фораминиферам.

Анализ общего распространения фауны в Феодосийском разрезе выявил закономерное изменение ее облика. Нижняя часть разреза двукорной свиты характеризуется присутствием верхнекимериджских и титонских аммонитов родов *Euvirgalithacoceras*, *Lingulaticeras*, *Pseudowaagenia*, *Subplanites*, *Oloriziceras*, *Paraulacosphinctes*, позднеюрских двустворок родов *Bositra*, *Aulacomia*. В верхней части появляется богатый типично берриасский комплекс аммонитов (*Pseudosubplanites*, *Berriasella*, *Delphinella*, *Fauriella*, *Retowskiceras*, *Spiticeras*). Фораминиферы не дают такого четкого возрастного разграничения, так как среди них много форм, встречающихся в кимеридже – титоне – берриасе. Анализ остракод позволяет, хоть и приближенно, при большом количестве широко распространенных форм, отделить верхнеюрский комплекс от берриасского. Крайне интересно появление в берриасской части разреза большого количества новых видов остракод, не известных ниже. Все эти данные свидетельствуют в пользу проведения границы между юрой и мелом в Тетической области в основании зоны *Jacobi*, как это и принято в настоящее время (Hoedemaeker et al., 2003).

Отложения двукорной свиты рассматриваются авторами как глубокоководные, накаливавшиеся на континентальном склоне рядом с узким шельфом на краю Скифской плиты.

Исследования авторов поддержаны грантом Министерства образования Российской Федерации (№ Е02-9.0-111) и грантом РФФИ (№ 03-05-64297).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аркадьев В.В. Зона *Berriasella jacobi*-*Pseudosubplanites grandis* берриаса Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 6. С. 29–35.
- Аркадьев В.В. Новые находки позднетитонских аммонитов в Восточном Крыму // Второе всероссийское совещание “Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”. Тез. докл. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004а. С. 16.
- Аркадьев В.В. Первая находка позднетитонского аммонита в Феодосийском разрезе Восточного Крыма // Палеонтол. журн. 2004б. № 3. С. 39–45.

- Аркадьев В.В., Савельева Ю.Н. Зона *jacobi* – *grandis* берриаса Горного Крыма // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии. Тез. докл. XLVIII сессии Палеонтол. об-ва. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. С. 11–13.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н. Род *Berriasella* (Ammonoidea) и зональное расчленение берриаса Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 54–67.
- Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесаква Е.М. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Второе всероссийское совещание “Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”. Тез. докл. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. С. 17.
- Барбошкин Е.Ю. Раннемеловые проливы Русской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 35–48.
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестн. ЛГУ. 1981. № 6. Вып. 1. С. 5–14.
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С. 28–35.
- Богданова Т.Н., Калачева Е.Д., Сей И.И. О присутствии зоны *Timonella occitanica* (нижний мел, берриас) в Феодосийском разрезе Восточного Крыма // Регион. геол. и металлоген. 1999. № 9. С. 27–32.
- Волошина А.М. О находке сложно построенных *Litolidae* (Foraminifera) в верхнеюрских – нижнемеловых отложениях Восточного Крыма // Палеонт. сб. Львов. геол. об-ва. Львовск. гос. ун-т. 1974. № 10. Вып. 1. С. 17–23.
- Волошина А.М. Два новых вида рода *Pseudocyclammina* (Foraminifera) из берриасских отложений Тамбовской скважины (Восточный Крым) // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1976. № 4. С. 295–298.
- Волошина А.М. Микрофауна и ярусное деление верхнеюрских и нижнемеловых отложений в двух скважинах Восточного Крыма // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1977. Вып. 3. С. 195–298.
- Глушков А.Ю. О первой находке вида-индекса нижней зоны берриасского яруса в Крыму // Вестн. СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 1. № 7. С. 90–93.
- Горбачик Т.Н. Первая находка фораминифер рода *Siphoninella* в валанжине Крыма // Палеонтол. журн. 1966. № 3. С. 133–136.
- Горбачик Т.Н. О раннемеловых фораминиферах Крыма // Вопр. микропалеонтологии. Вып. 14. 1971. С. 125–139.
- Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Сравнение титонских фораминифер Крыма и Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 2. С. 51–63.
- Горбачик Т.Н., Мохамед Г.К. Новые виды литуолид (фораминиферы) из титонских и берриасских отложений Крыма // Палеонтол. журнал. 1997. № 4. С. 3–9.
- Горбачик Т.Н., Мохамед Г.К. Литуолиды (фораминиферы) титона – берриаса Крыма. Морфология, значение для стратиграфии и палеобиографии // Проблемы стратиграфии и палеонтологии мезозоя. СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 165–186.
- Гофман Е.А. Некоторые данные к фауне юрских фораминифер юго-восточного Крыма // Вестн. МГУ. Сер. биол.-почв., геол. и геогр. 1956. № 1. С. 135–137.
- Гофман Е.А. Некоторые виды юрских фораминифер Юго-Восточного Крыма // Геол. журн. 1961. Т. 21. Вып. 2. С. 97–101.
- Друщиц В.В., Янин Б.Т., Горбачик Т.Н. и др. Берриасский и валанжинский бассейны Крыма и их население // Бюл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. 1968. Т. 73. Вып. 2. С. 158.
- Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю. и др. Структурная геология Крыма. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 152 с.
- Кванталиани И.В. Раннемеловые аммонитиды Крыма и Кавказа и их биостратиграфическое значение // Тр. Геол. ин-та АН ГССР. 1989. Вып. 98. Нов. сер. 228 с.
- Кванталиани И.В., Лысенко Н.И. К вопросу зонального расчленения берриаса Крыма // Сообщ. АН Груз. ССР. 1979. Т. 94. № 3. С. 629–632.
- Колпенская Н.Н., Никифорова Е.В., Сочеванова О.А. и др. Берриас Северного Кавказа (Урухский разрез) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазовых бассейнов России. СПб.: ВНИГРИ, 2000. Вып. 2. 273 с.
- Крымголец Г.Я. Юрские белемниты Крыма и Кавказа // Тр. Главн. Геол.-развед. управл. М.–Л.: Геологическое изд-во Главного геологического-разведочного управления, 1932. Вып. 76. 52 с.
- Кузнецов В.Г. Эволюция карбоната накопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
- Кузнецова К.И. Развитие и распределение фораминифер в поздней юре Крыма // Вопросы микропалеонтологии. 1983. Вып. 26. С. 25–36.
- Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 136 с.
- Лобачева С.В., Смирнова Т.Н. Новый род брахиопод семейства *Ochotrhynchidae* из нижнемеловых отложений Крыма // Палеонтол. журн. 1994. № 3. С. 131–135.
- Любимова П.С. Остракоды мезозойских отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 84. С. 3–190.
- Милеев В.С., Барбошкин Е.Ю., Розанов С.Б. и др. Положение палеовулкана Карадаг в структуре Горного Крыма / Ред. Морозова А.Л., Гниобкин В.Ф. Карадаг. История, геология, ботаника, зоология (Сб. науч. тр., посвященный 90-летию Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского и 25-летию Карадагского природного заповедника). Кн. 1. Симферополь: Сонат, 2004. С. 68–93.
- Муратов М.В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор // Тр. МГРИ. 1937. Т. 7. С. 21–122.
- Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 208 с.

- Мурдма И.О.* Условия накопления осадочных формаций // Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. С. 167–185.
- Неуструева И.Ю., Николаева И.А., Андреев Ю.Н. и др.* Надсемейство Cypridae Baird, 1845 // Практическое руководство по микрофауне. Т. 7. Остракоды мезозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. С. 31–42.
- Нил Дж. В.* Остракоды из нижнего валанжина Центрального Крыма // Палеонтол. журн. 1966. № 1. С. 87–100.
- Пермяков В.В., Борисенко Л.С., Ванина М.В. и др.* Юрская система // Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984. С. 42–58.
- Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П.* Фауна титона из опорных разрезов Юго-западного Крыма // Палеонтологические и биостратиграфические исследования на территории Украины / Ред. Вялов О.С. Киев: Наукова думка, 1991а. С. 84–87.
- Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П.* Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма // Киев: Инст. геол. наук АН УССР. Препр. 91–12, 1991б. 38 с.
- Плотникова Л.Ф.* Некоторые новые и малоизвестные виды Gaudryina из меловых отложений юга УССР // Палеонт. сб. Львов. геол. об-ва. Львов: Львовск. гос. ун-т, 1975. № 13. С. 11–16.
- Плотникова Л.Ф.* GaudryadHELLA – новый род в семействе AтахорфaгmIIDae (Foraminifera) // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1976. № 2. С. 115–117.
- Плотникова Л.Ф.* О роде Belorussiella (Foraminifera) // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1978. № 5. С. 401–403.
- Плотникова Л.Ф.* Тритахии и родственные им формы в меловых отложениях Крыма и Причерноморья // Палеонот. сб. Львов. геол. об-ва. Львов: Львовск. гос. ун-т, 1979. Т. 16. С. 12–19.
- Плотникова Л.Ф., Черепанова Е.П., Парышев А.В. и др.* Новые данные о берриасских отложениях северного склона Долгоруковской Яйлы (Крымские горы) // Тектоника и стратиграфия. Киев: Наукова думка, 1976. С. 81–85.
- Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя / Ред. Соколов Б.С. Л.: Недра, 1991. 375 с.
- Раченская Л.П.* Семейства Bairdiidae и Cytherellidae (остракоды) как индикаторы условий, существовавших в берриасском и валанжинском бассейнах Крыма // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1968а. № 5. С. 104–106.
- Раченская Л.П.* Онтогенетическое развитие некоторых нижнемеловых остракод Крыма // Моск. гор. конф. молодых ученых-геологов, посвященная 50-летию ВЛКСМ. Тез. докл. 1968б. Вып. 1. Секция геология и полезн. ископ. С. 6–7.
- Раченская Л.П.* Проявление полового диморфизма на раковинах рода Bairdia // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969а. № 4. С. 150–151.
- Раченская Л.П.* Остракоды берриаса и валанжина Крыма, их морфологические особенности и стратиграфическое значение // IV науч. отчетн. конф. геол. факультета. Тез. докл. М.: МГУ, 1969б. С. 166–169.
- Раченская Л.П.* Остракоды берриаса и валанжина Крыма // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1970. 30 с.
- Рогов М.А.* Стратиграфия нижневолжских отложений Русской плиты и их корреляция с титоном // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 4. С. 35–51.
- Рогов М.А.* Корреляция нижневолжского и зоны рапдег средневолжского подъяруса с титоном по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 41–66.
- Романов Л.Ф.* Мезозойские пестроцветы Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: Штиинца, 1976. 208 с.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т.* Сравнительная стратиграфия и фауна пограничных слоев юры и мела Восточной Европы // Геология и нефтегазоносность Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ, 1974. Вып. 152. С. 194–214.
- Соколов В.Д.* Материалы для геологии Крыма. Крымский титон // Изв. Моск. об-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии. 1886. Т. XIV. С. 1–43.
- Тесакова Е.М., Раченская Л.П.* Новые остракоды (Crustacea, Ostracoda) рода Costacythere Grunzel из берриаса Центрального Крыма // Палеонтол. журн. 1996а. № 3. С. 62–68.
- Тесакова Е.М., Раченская Л.П.* Новые остракоды (Crustacea, Ostracoda) родов Bairdia M'Coy, Neocythere Mertens, Macrodentina Martin, Hechticythere Grunzel, Cypridea Bosquet из берриаса Центрального Крыма // Палеонтол. журн. 1996б. № 4. С. 48–54.
- Тесакова Е.М., Савельева Ю.Н., Аркадьев В.В.* Остракоды титона и берриаса Восточного Крыма // Тез. науч. конференции "Ломоносовские чтения 2004 года". Секция "Геология". М.: МГУ, 2004. С. 27.
- Федорова А.А.* Стратиграфическое значение фораминифер из пограничных карбонатных отложений юры и мела Байдарской долины (Юго-Западный Крым) // Науч. записки кафедры Исторической геологии. СПб.: СПбГУ, 2000. Т. 1. С. 27–37.
- Федорова А.А.* Опорные разрезы пограничных отложений юры и мела Крыма, как основа для детализации расчленения и корреляции продуктивных толщ Каспийского шельфа // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России. СПб.: Недра, 2004. С. 61–80.
- Федорова А.А., Смирнов М.В.* Биостратиграфия продуктивных на УВ пограничных отложений верхней юры и нижнего мела Каспийского шельфа // Настоящее и будущее сырьевой базы морской нефтегазовой промышленности России. Тез. докл. СПб.: ВНИГРИ, 2004. С. 70–72.
- Химишашвили Н.Г.* Позднеюрская фауна моллюсков Крымско-Кавказской области. Тбилиси: Мецниереба, 1967. 172 с.
- Юдин В.В.* Геология Крыма на основе геодинамики. 2000. Сыктывкар: Коми науч. центр УрО РАН. 43 с.
- Allemann F., Grun W., Wiedmann J.* The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary // Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé. Lyon, Neuchâtel, septembre 1973 // Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 1975. V. 86. P. 14–22.

- Azema J., Chabrier G., Fourcade E. et al. Nouvelles donnees micropaleontologiques, stratigraphiques et paleographiques sur le portlandien et le neocomien de sardaigne // Rev. Micropaleontol. 1973. V. 20. № 3. P. 125–139.
- Bassoullet J.P. Foraminifères // Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Europeen et mediterraneen // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. Mem. 17. P. 293–304.
- Babinot J.-F., Damotte R., Donze P. et al. Cretace inferieur // Atlas des Ostracodes de France / Ed. Oertli H.J. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. Mem. 9. 1985. S. 163–210.
- Bogdanova T.N., Arkadiev V.V. Revision of species of the ammonite genus Pseudosubplanites from the Berriasian of the Crimean mountains // Cretaceous Res. 2005. V. 26. P. 488–506.
- Busnardo R., Le Hegarat G., Magné J. Le stratotype du Berriasien // Colloque sur le Cretace inferieur (Lyon, 1963). 1965. Mem. Bur. Rech. Géol. Min. V. 34. P. 5–33.
- Colin J.-P., Oertli H.J. Purbeckien // Atlas des Ostracodes de France / Ed. Oertli H.J. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. Mem. 9. 1985. S. 147–161.
- Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé. Lyon, Neuchatel, septembre 1973 // Mem. Bur. Rech. Géol. Min. 1975. V. 86. 383 p.
- Donze P. Espèces nouvelles d'ostracodes des couches de base du Valanginien de Berrias (Ardèche) // Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon. 1965. N.S. № 12. P. 87–107.
- Druschits V.V. The Berriasian of the Crimea and its stratigraphical relations / Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé. Lyon, Neuchatel, septembre 1973 // Mem. Bur. Rech. Géol. Min. 1975. № 86. P. 337–341.
- Espitalie J., Sigal J. Contribution a l'étude des Foraminifères du Jurassique superieur et du Neocomien du Bassin de Majunga (Madagascar) // Ann. Geol. Madagascar. 1963. № 32. P. 1–100.
- Geyssant J. Tithonien // Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Europeen et Mediterranéen // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. Mem. 17. P. 97–102.
- Hoedemaeker P.J., Bulot L. Preliminary ammonite zonation for the lower cretaceous of the mediterranean region // Géol. Alpine. 1990. V. 66. P. 123–127.
- Hoedemaeker P.J., Rawson P.F. Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000) // Cretaceous Res. 2000. V. 21. P. 857–860.
- Hoedemaeker P.J., Reboulet S., Aguirre-Urreta M.B. et al. Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Lyon, 11 July 2002) // Cretaceous Res. 2003. V. 24. P. 89–94.
- Hottinger L. Foraminifères imperfores du Mesozoique Marocain // Notes Mem. Serv. Geol. Maroc. 1967. № 209. 168 p.
- Kilian W. Letaea geognostica. Das Mesozoicum. Kreide. Stuttgart. 1907–1913. Bd 3. 398 s.
- Kubiatowicz W. Upper Jurassic and Neocomian ostracodes from Central Poland // Acta geol. polonica. V. 33. № 1–4. 1983. 92 p.
- Le Hégarat G. Le Berriasien du Sud-East de la France // Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. 1973. V. 43/1. Lyon. 309 p.
- Le Hégarat G., Remane J. Tithonique superieur et Berriasian du la bordure cevenole // Geobios. 1973. № 1. P. 7–70.
- Neale J.W. Marine Lower Cretaceous Ostracoda from Yorkshire, England // Micropaleontology. 1960. V. 6. № 2. S. 203–224.
- Neale J.W. Ostracoda from the type Speeton clay (Lower Cretaceous) of Yorkshire // Micropaleontology. 1962. V. 8. № 4. S. 425–486.
- Neale J.W. Ostracodes from the Type Berriasien (Cretaceous) of Berrias (Ardèche, France) and Their Significance // Essaye Paleontol. Stratigr. Univ. Kansas. 1967. № 3. S. 539–569.
- Olóriz F. Pseudowaagenia gemmellariana n.sp. // Eds Pavia G., Cresta S. Revision of Jurassic ammonites of the Gemmellaro collections. Quad. Museo G.G. Gemmellaro, Palermo. 2002. V. 6. P. 350–352.
- Oppel A. Die tithonische Etage // Z. Deutsch. geol. Ges. 1865. Bd XVII. S. 535–558.
- Pelissie T., Peybernes B. et Rey J. Foraminifères benthiques du Jurassique SW France // Labor. Geol. Sediment. et Paleontol., Université Paul-Sabatier, June 7, 1984. P. 479 – 489.
- Retowski O. Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia // Bull. Soc. Natur. de Moscow. 1893. Nov. ser. Bd. 7. № 2–3. S. 1–95.
- Schudack U. Paleocytheridea groissi n. sp. (Ostracoda) aus den Mornheimer Schichten (Tithonium) von Oberhartheim bei Vohburg (Donau) // Geol. Bl. NO-Bayern. 1997. Bd. 47. Heft 1–4. S. 17–24.
- Schlegelmilch R. Die Ammoniten des suddeutschen Malms: ein Bestimmungsbuch für Geowissenschaftler und Fossilien-sammler. Stuttgart–Jena–New York: G. Fisher Verlag, 1994. 297 s.
- Schweigert G. Über einige bemerkenswerte Ammoniten im Oberkimmeridgium der Schwäbischen Alb (Südwestdeutschland) // Stuttg. Beitr. Naturk. Ser. B. 1994. № 203. 15 s.
- Septfontaine M. Presence de Protopenneroplis trochangulata sp.nov. (Foraminifera) dans le Cretace inferieur du Jura meridional et revision de Protopenneroplis Weynschenk, 1950 // Eclogae geol. helv. V. 67/3. 1974. P. 605–628.
- Tavera J.M. Los ammonites del tithonico superior - berriassense de la zona Subbetica (Cordilleras Beticas). Tesis Doctoral. Granada: Univ. Granada. 1985. 381 p.
- Tavera J.M., Olóriz F., Company M., Checa A. Mediterranean ammonites and the Jurassic-Cretaceous boundary in Southern Spain (Subbetic Zone) // Acta Geol. Hungarica. 1986. V. 29. № 1–2. P. 151–159.
- Verneuil M. de. Mémoire geologique sur la Crimée // Mem. Soc. Geol. France. 1838. Ser. I. T. 3. Pt. 1. P. 1–36.
- Witte L., Lissenberg Th. Ostracods from Callovian to Ryazanian strata (Upper Jurassic) in the Central North Sea Graben (Netherlands offshore) // Meded. Rijks Geol. Dienst. 1994. № 51. 69 p.
- Zakharov V.A., Bown P., Rawson P.F. The Berriasian Stage and the Jurassic-Cretaceous boundary // Bull. Inst. Royal Sc. Nat. Belgique. Sc. d. l. Terre. 1996. V. 66. P. 7–10.
- Ziegler B. Monographie der ammonitengattung Glochiceras im epicontinentalen Weissjura Mitteleuropas // Palaeontographica. Abt. A. Bd. 110. Lief. 4–6. 1958. S. 93–164.
- Zittel K.A. Die Cephalopoden der Stramberger Schichten // Paläontol. Mitt. Museum Kon. Bayer Staates. Stuttgart. 1868. Bd. 2. Abt. 1. 118 s.

Рецензенты В.В. Митта, М.А. Рогов

УДК 551.794:551.796(268.53)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА ПО ФАУНИСТИЧЕСКИМ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2006 г. О. Д. Найдина

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 27.04.2005 г., получена после доработки 17.10.2005 г.

В голоценовых осадках шельфа восточной части моря Лаптевых по впервые обнаруженным остаткам моллюсков, фораминифер, остракод, спор и пыльцы предложены палеогеографические реконструкции. На основе количественного анализа трех комплексов остракод произведено восстановление палеообстановки по мере развития последлениковой (голоценовой) трансгрессии. По смене комплексов остракод в AMS ^{14}C -датированных осадках колонки центральной части восточного шельфа моря Лаптевых в палеодолине р. Яна намечены три фазы голоценовой трансгрессии. В первую фазу (11.3–11.1 тыс. лет назад) – развивалась прибрежная распресненная обстановка. Во время переходной фазы (11.1–10.3 тыс. лет назад) появляются мелководно-морские таксоны. Третья фаза начиналась 10.3 тыс. лет назад – установились современные морские условия. Совокупность пыльцы и спор, обнаруженных в осадках колонки, свидетельствует о том, что в раннем голоцене в растительном покрове существовавшей здесь суши доминировали тундровые сообщества в условиях климата не более теплом, чем современный. В последующее время между 9.3 и 8.0 тыс. лет назад происходило возрастание влажности и потепление, когда лесотундровая растительность устанавливалась в наиболее благоприятных местообитаниях региона.

Ключевые слова. Климат голоцена, Сибирская Арктика, шельфовые осадки, остракоды, пыльцевые спектры.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в связи с прогнозированием климата Арктики проводится интенсивное комплексное, в том числе микропалеонтологическое и палинологическое изучение осадков и природной среды моря Лаптевых. Климатические изменения в голоцене происходили в относительно короткие интервалы времени – от десятилетий до тысяч лет. Особенностью голоцена является глобальное потепление. Континентальные районы средних и высоких широт в большей степени подвержены влиянию потепления климата по сравнению с другими регионами. Арктика является одним из наиболее быстро реагирующих на изменения климата элементом глобальной природной среды. Поэтому моря Сибирского шельфа, особенно такое как море Лаптевых, а также прилегающие районы суши представляют огромный интерес, так как они связывают полярные окраины Сибири с Северным Ледовитым океаном и системой циркуляции Мирового океана. Гидродинамика моря определяется суровым ледовым режимом, системой течений и мощным притоком пресных вод в результате стока сибирских рек. Такие реки, как Лена и Яна, вносят большое количество взвешенных частиц (Lisitsyn et al., 2000), в том

числе и пыльцу растений, которые аккумулируются в шельфовой зоне.

Море Лаптевых вместе с дельтами и эстуариями сибирских рек, побережьем, с одной стороны, и глубокий Арктический бассейн, с другой – выступают важным звеном природного комплекса Арктики. Регион моря Лаптевых является одним из интереснейших и уникальных районов Арктики. Здесь наблюдаются следующие природные явления (Данилов и др., 1994):

- в море формируется наибольшее количество морского льда, и поэтому его называют “фабрикой льда” Северного Ледовитого океана;

- из всех шельфовых морей Сибири именно в море Лаптевых атлантические воды отдают большую часть своего тепла;

- действие пресного стока в море прослеживается вплоть до Северного полюса;

- акватория моря является зоной соприкосновения барических и термических условий запада и востока;

- море одинаково удалено от Тихого и Атлантического океанов, что приводит к сосуществованию в одном бассейне биологических видов тихоокеанской и атлантической провинций;

– на огромном мелководье моря исчезают острова – примерами являются сложенные ледовым комплексом и уничтоженные термоабразией острова Васильевский и Семеновский (Арз, 1983).

Эти и многие другие обстоятельства явились основанием для организации комплексных исследований взаимодействия природных процессов систем *суша–река–шельф–океан*.

Во время последнего оледенения, когда уровень Мирового океана понижался, значительные участки акватории моря Лаптевых обнажались и были свободны от покровных ледников (Романовский и др., 1997a; Alekseev, 1997; Bauch et al., 1999). Последующее быстрое повышение уровня моря в позднем плейстоцене–голоцене привело к затоплению шельфа. Детальная реконструкция этих событий стала возможной в последние годы (Kassens et al., 1998). В морских осадках изменения, вызванные повышением уровня моря, вариациями объема речного стока и параметров водных масс, находят выражение в смене вверх по разрезу комплексов ископаемых организмов, таких как моллюски, остракоды и фораминиферы, среди которых остракоды являются наиболее чувствительными к изменению среды обитания: глубине и солености. Анализ комплексов остракод позволяет реконструировать обстановки осадконакопления с большой степенью детальности. Учитывая важность этой группы для палеореконструкций, было проведено комплексное изучение современных и ископаемых остракод моря Лаптевых, сведения о которых до сих пор оставались крайне скудными (Степанова, 2004; Stepanova et al., 2003; 2004; Taldenkova et al., 2005).

При всестороннем исследовании природной среды моря Лаптевых и прилегающей части Сибири используются данные палинологического анализа, как одного из ведущих методов палеоклиматических реконструкций. Изучение современных пыльцевых дождей, происходящих над океанами показало, что пыльца отражает интегрированное представление о растительности прилегающего континента в региональном и субконтинентальном масштабах и поэтому дает представление о климате обширных регионов (Sanchez-Goni et al., 2004). В восточном секторе Сибирской Арктики для системы суша–шельф моря Лаптевых тесное соединение осуществляется посредством рек – особенно Лены и Яны. Поэтому в формировании пыльцевых морских спектров из восточной части моря огромная роль принадлежит подводному стоку рек. Как показали наши исследования, спорово-пыльцевые данные, полученные по пробам прибрежных морских осадков, доставляют надежную информацию о вызванных действием климатических факторов изменениях

растительного покрова прилегающей к морю Лаптевых суши (Naidina, Bauch, 1999; 2001; Найдина и др., 2000, 2002).

Согласно геоботаническому районированию, восточная часть Сибири, прилегающая к морю Лаптевых, и Новосибирские острова относятся к зонам арктических пустынь и тундр, где развитие растительности сдерживалось суровыми климатическими условиями. Спорово-пыльцевой анализ современных и верхнеголоценовых осадков моря Лаптевых (Naidina, Bauch, 1999; 2001; Найдина и др., 2000) показал, что пыльцевые спектры достаточно полно отражают состав растительности прилегающей суши и могут использоваться для палеоклиматических реконструкций.

В данной статье излагаются результаты комплексного микропалеонтологического (фаунистического и палинологического) изучения морских осадков AMS¹⁴C-датированной колонки из центральной части восточного шельфа моря (с наидревнейшими датировками основания колонки 11.3–11.1 тыс. лет назад), в которых совместно содержатся остатки морских организмов и достаточно разнообразные спорово-пыльцевые спектры наземной растительности. Это позволило уточнить ранее существовавшие представления о развитии и климатических условиях голоценовой трансгрессии.

ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Море Лаптевых – окраинное море Северного Ледовитого океана, ограниченное Таймырским полуостровом на западе и Новосибирскими островами на востоке (рис. 1). Акватория моря составляет 662 тыс. км². В южной, большей части моря преобладают шельфовые глубины. На шельфе четко выделяются пять основных палеодолин рек – Хатанги, Анабара, Оленека, Лены и Яны. Начиная с последнего глобального повышения уровня моря, эти долины были основными центрами седиментации (Bauch et al., 1999; Mueller-Lurp et al., 2000).

Высокоширотное положение, большая удаленность от Атлантического и Тихого океанов, близость азиатского материка и наличие полярных льдов делают море Лаптевых одним из самых суровых среди морей Российской Арктики. Его климат может быть охарактеризован как континентальный с заметно выраженными морскими чертами. Континентальность климата отчетливо проявляется в больших годовых колебаниях температуры воздуха, но сглаженных по сравнению с суши.

Важным компонентом баланса объема воды моря Лаптевых является речной сток и в первую очередь Лены. Сток Лены значительно превышает сток всех остальных рек, составляя 70% стока пресных вод на востоке моря. Отмечается, что аномалии солёности вызваны именно континентальным стоком (Bauch et al., 1999). В среднем солёность придонных и поверхностных вод ниже на востоке моря Лаптевых (Дмитренко и др., 2001а).

Температура воды отражает распределение солёности. Температура придонного слоя воды в течение года близка к минус 1.5° – минус 2°С (Романовский, 1997б). В среднем температура придонного слоя изменяется в пределах –0.8°...–1.8°С (Дмитренко и др., 2001б). Летом в прибрежных районах она может повышаться, обычно изменяясь в диапазоне от 0° до +4°С (Гуков, 1999).

Атлантические воды относятся к ключевым климатообразующим факторам региона. Они проникают в море Лаптевых с запада и расположены на глубинах, превышающих 80–100 м, где температура поднимается до 0.6°–1°С. Последние океанологические исследования (Дмитренко и др., 2001б) показали, что в определенные моменты времени система придонных течений приводит к проникновению атлантических вод даже на шельф на глубины 20–40 м.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЗВИТИИ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ В РЕГИОНЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

В период послеледниковой трансгрессии начинается поэтапное затопление современного шельфа. Трансгрессирующее море явилось фактором устойчивой эрозии и перераспределения осадков.

Согласно имеющимся данным о ходе развития голоценовой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых (Полякова, 1997; Bauch et al., 2001б) уровень моря достиг современных изобат –40 и –50 м, вероятно, около 10–11 тыс. лет назад. С этого времени здесь началось осадконакопление. Самые значительные изменения в сторону становления нормально-морских условий на шельфе моря Лаптевых наступают 9.5 тыс. лет назад, что подтверждается увеличением значений $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества и концентрации морских биомаркеров (Mueller-Lupp et al., 2000; Stein, Fahl, 2000). Трансгрессия проходила крайне неравномерно. Было показано, что затопление глубин –50, –43, и –31 м произошло соответственно 11.1, 9.8 и 8.9 тыс. лет назад. Скорость поднятия уровня моря в эти временные промежутки составляла соответственно 5.4, 13.3, 7.9 мм/год. На внешнем шельфе моря Лаптевых отмечается снижение скорости седиментации около 9 тыс. лет назад. Прибли-

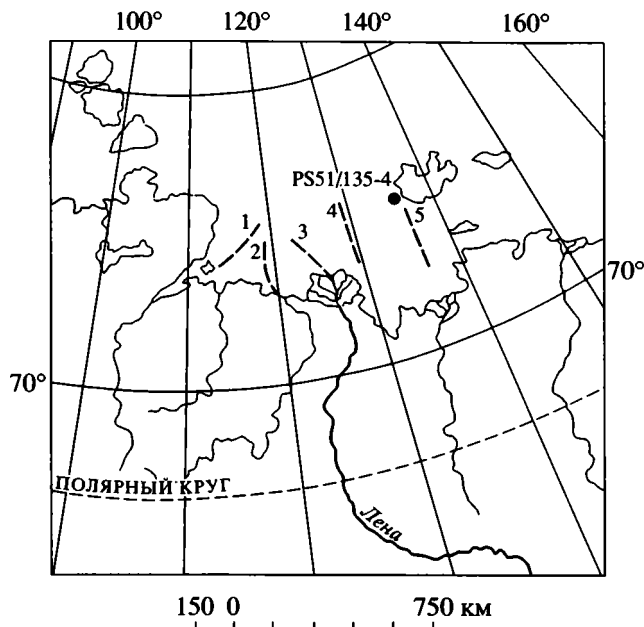


Рис. 1. Подводные продолжения речных долин в море Лаптевых.

1 – Анабар-Хатанга; 2 – Оленок; 3 – Западная Лена; 4 – Восточная Лена; 5 – Яна (Churun, Timokhov, 1995, fig. 1).

PS51/135-4 – изученная колонка.

зительно 6 тыс. лет назад уровень моря продолжал повышаться и приблизился к современным отметкам, что сопровождалось снижением скорости осадконакопления на внешнем и среднем шельфе. В позднем голоцене ситуация оставалась достаточно стабильной (Bauch et al., 1999, 2001б).

А.Ю. Гуков (1999) предполагает, что устье р. Яна сформировалось примерно 11.5 тыс. лет назад и располагалось примерно на 300 км севернее нынешнего его расположения. С постепенной стабилизацией уровня моря начинается формирование современной дельты реки Лены (Андреева и др., 1982; Romanovskii et al., 2000; Schwamborn et al., 2002).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

В качестве исходного материала для фаунистических и палинологических исследований использован керн колонки, специально отобранной для микропалеонтологических исследований российской-германской экспедицией TRANSDRIFT в рамках проекта “Система моря Лаптевых”. Колонка PS51/135-4 отбиралась с помощью большого коробчатого пробоотборника. Отобранные пробы подвергались замораживанию и высушиванию в вакууме. Затем образцы были взвешены на электронных весах. Предварительное литоло-

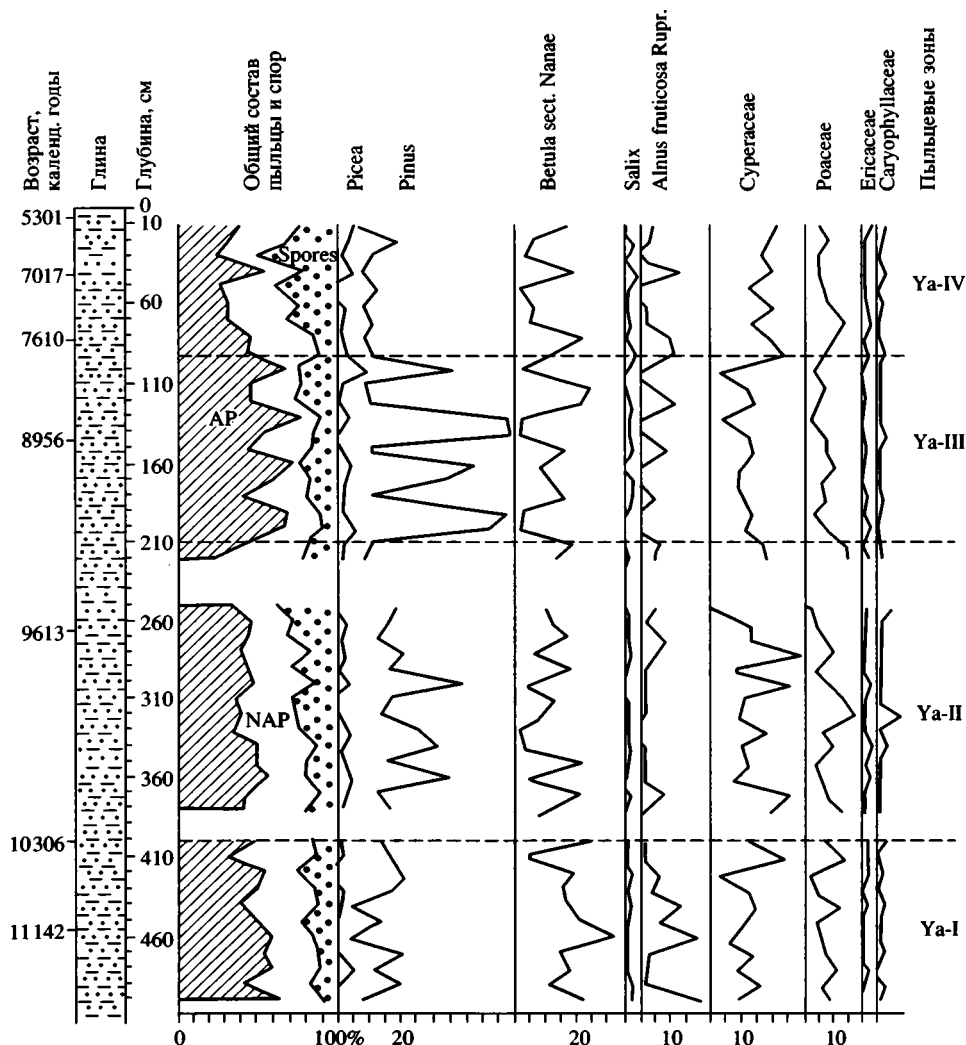


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма первой половины голоцена, составленная по разрезу колонки PS51/135-4.

Кривые содержания пыльцы показательных таксонов и общий состав пыльцы деревьев и кустарников (AP), трав и кустарничков (NAP) и споровых растений.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Фаунистические и палинологические комплексы

Остракоды. Наиболее древний комплекс, состоящий из 6 видов (инт. 514–460 см, возраст 11.3–11.1 тыс. лет назад) практически полностью состоит из мелководных неритических видов, обитающих в прибрежных распыленных обстановках (рис. 2): *Heterocyprideis sorbyana* (Jones) (до 10%), *Paracyprideis pseudopunctillata* Swain (40–60%), *Cytheromorpha macchesneyi* (Brady et Crosskey) (10–30%) и *Roundstonia globulifera* (Brady) (до 18%). В вышележащем, переходном комплексе, содержащем 8 видов, (инт. 460–120 см, возраст 11.1–10.3 тыс. лет назад). Эти виды замещаются нормально морскими видами, такими как *Semicytherura complanata* (Brady, Crosskey et Robertson) (до 10%), *Cytheropteron elaei* Cronin (до 12%).

Высокое процентное содержание ювенильных створок и целых раковин (до 60%) является результатом относительно спокойной седиментационной обстановки и высокой скорости осадконакопления. В самом таксономически разнообразном верхнем комплексе, насчитывающем 11 видов (инт. 120–0 см, возраст с 10.3 тыс. лет назад до современности), появляются некоторые морские виды, не встреченные ниже *Cluthia cluthae* (Brady, Crosskey et Robertson) – до 10%, *Jonesia acuminata* (Sars) – до 10%. (Степанова, 2004, рис. 3).

Моллюски. В изученной колонке определено 14 таксонов, из которых только половина – видовые определения. Нижний комплекс моллюсков (инт. 562–460 см) таксономически очень беден и состоит из всего двух видов типично арктического рода *Portlandia* и единственной гастроподы, ко-

торая переносит прибрежные опресненные обстановки и обитает на глубинах до 10 м. Переходный комплекс (инт. 460–120 см) представлен в основном видами рода *Portlandia* и типично североморского рода *Masoma*. Верхний комплекс (инт. 120–0 см) наиболее таксономически разнообразный, в нем преобладают различные виды рода *Masoma* (Taldenkova et al., 2005).

Фораминиферы. Среди фораминифер обнаружено 25 таксонов – преобладают различные элфииды. Изменения таксономического состава наблюдаются только между нижней частью разреза (нижние 50 см) и остальной его частью и выражены слабо (Taldenkova et al., 2005).

Интересным фактом является присутствие в осадках колонки, которые накапливались ранее 10 тыс. лет назад, большого количества раковин планктонных фораминифер (до 50% от общего количества раковин), тогда как в вышележащих отложениях они чрезвычайно редки. Описаны (Taldenkova et al., 2005) находки многочисленных раковин планктонных фораминифер в современных осадках прибрежной зоны к северо-западу от дельты Лены. Предполагается, что эти находки представляют собой танатоценоз, сформировавшийся в месте, где атлантические воды встречаются с речными. Возможно, что присутствие планктонных фораминифер в основании колонки может являться также следствием переотложения их из более древних морских осадков, но чрезвычайно хорошая сохранность позволяет предположить возможный периодический привнос атлантическими водами в начале трансгрессии (Taldenkova et al., 2005).

Споры и пыльца. Таксономическое разнообразие пыльцы и спор, обнаруженное в морских осадках, типично для тундровой растительности высоких широт. Спорово-пыльцевые спектры содержат пыльцу древесных (AP), травянистых (NAP) и споровых (SP) растений. Всего было обнаружено 37 таксонов. Вариации соотношений таксонов позволили выделить четыре пыльцевые зоны (PZ), названные по месторасположению колонки в палеодолине Яны (Ya) (рис. 3).

PZ Ya-1 (инт. 500–400 см, возраст 11.3–10.3 тыс. лет) характеризуется преобладанием пыльцы гипарктических деревьев и кустарников – AP до 58%, более половины ее количества составляет пыльца кустарниковых видов берез *Betula sect. Nanae* и ольховника *Alnus fruticosa* Rupr. Максимум пыльцы *Alnus fruticosa* Rupr. (>20%) зарегистрирован в основании колонки на глубине 500 см с наиболее древней датировкой в 11.3 тыс. лет. Среди хвойных преобладает пыльца *Pinus* (4–21%). В группе NAP (до 48%) чаще других встречается пыльца *Superaceae* (до 24%) и *Roaceae* (до 14%). Почти во всех образцах отмечены единичные зерна *Ericaceae*

ae, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae*, включая *Artemisia*, *Rosaceae*. Спорадически встречаются зерна *Rumex*, *Thalictrum*, *Plantago*, *Saxifraga* и очень редко – пыльца *Valeriana*, *Epilobium*. Споровые представлены *Sphagnum* и (1–8%) и гипновыми мхами *Bryales* (0.8–12%). Максимум спор *Sphagnum* (до 8%) отмечен на глубине 400 см с возрастом осадков 10.3 тыс. лет назад. Споры холодолюбивых плаунков *Selaginella rupestris* (L.) Spring встречены почти во всех образцах.

PZ Y-2 (инт. 400–210 см, возраст 10.3–9.6 тыс. лет и моложе ~9.3 тыс. лет) характеризуется примерно одинаковым количеством пыльцы AP и NAP, а также более высоким, чем в PZ Ya-1, содержанием спор (8–39%). Осадки отличаются уменьшением содержания пыльцы AP (до 47%) за счет сокращения пыльцы *Betula sect. Nanae* (до 16%) и особенно *Alnus fruticosa* Rupr. (до 7%). Среди хвойных увеличивается количество пыльцы *Pinus* (до 39%) и *Picea* (до 4%). Среди NAP (до 44%) больше *Superaceae* (0.7–28%) и *Roaceae* (2–17%). Максимум пыльцы *Roaceae* отмечен на глубине 320 см. На этой же глубине зарегистрирован пик пыльцы *Caryophyllaceae* (до 8%). Постоянно встречаются единичные зерна *Ericaceae*, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae*, *Rosaceae*. Отмечены единичные зерна *Rumex*, *Thalictrum*, *Plantago*, *Saxifraga*. Среди споровых присутствуют споры *Bryales* (до 28%), *Sphagnum* (до 6%), *Polypodiaceae* (до 9%). Количество спор холодолюбивых *Selaginella rupestris* (L.) Spring достигает 8%. По сравнению с более древними осадками, образцы из этого интервала не богаты пыльцой, а в трех образцах много слипшихся черных пластинок неопределенной органики (сульфиды?). Принимая во внимание, что в этом интервале отмечаются слои с минимальным для всего разреза содержанием пыльцы, можно предположить о сильном влиянии на накопление пыльцы придонных течений, вызванных вторжением в бассейн моря Лаптевых океанических вод.

PZ Ya-3 (инт. 210–90 см, возраст 9.3–8.9 тыс. лет и моложе до ~8.0 тыс. лет) отличается возрастанием содержания пыльцы хвойных. Среди AP (до 61%) в значительно большем количестве, чем в спектрах из предыдущего интервала, присутствует пыльца *Pinus* (до 53% в пробах с глубины 130–140 см, возраст несколько моложе 8.9 тыс. лет. Максимум пыльцы *Picea* (до 8%) отмечен на глубине 100 см. Единичные зерна пыльцы *Abies* встречены в осадках этого интервала. Количество пыльцы *Betula sect. Nanae* изменяется от 1 до 23%. Пыльца *Alnus fruticosa* Rupr. обнаружена лишь в четырех образцах. В группе NAP (до 39%) пыльцы *Superaceae* (2–20%) несколько меньше, чем в предыдущем интервале, а *Roaceae* – от 1 до 8%. Уменьшается содержание пыльцы *Ericaceae* и представителей тундрового разнотравья, таких

как Caryophyllaceae, Asteraceae, Rosaceae, Ranunculaceae. Пыльца *Rumex* единично встречается почти во всех образцах. Среди спор (до 25%) преобладает *Bryales* (4–19%). Изредка встречаются споры холодолюбивых плаунов *Selaginella rupestris* (L.) Spring.

Для PZ Ya-3 характерно отчетливое чередование спектров насыщенных пылью хвойных (пики пыльца *Pinus* на глубине 130–140 см, возраст моложе 8.9 тыс. лет) и спектров с преобладанием пыльца *Betula* sect. *Nanae*. Много переотложенной и деформированной пыльца хвойных, что, вероятно, связано с условиями фоссилизации.

PZ Ya-4 (инт. 90–12 см, возраст 7.6–5.3 тыс. лет) характеризуется типичным для спектров из тундровой зоны почти равным соотношением AP (18–49%), NAP (21–42%) и споровых растений (10–51%). Среди AP сокращается доля пыльца *Pinus* (6–19%) за счет количества пыльца *Betula* sect. *Nanae* (1–22%), *Alnus fruticosa* Rupr. (1–11%) и *Salix* (до 3%). В слое осадков с глубины 80 см, возраст 7.6 тыс. лет назад, возрастание содержания пыльца *Betula* sect. *Nanae* и *Cyperaceae* указывает на увлажнение. Выделенный максимум пыльца *Alnus fruticosa* Rupr. на глубине 40 см, возраст 7.0 тыс. лет назад свидетельствует о некотором потеплении, а малое количество *Cyperaceae* и мхов указывает на некоторую аридизацию климатических условий. В слое, соответствующего возрасту в 5.3 тыс. лет среди AP (до 43%) преобладает пыльца *Betula* sect. *Nanae*, а в группе NAP (34%), *Cyperaceae* (до 19%), что свидетельствует о некотором увлажнении. Почти во всех пробах есть единичные пыльцевые зерна *Picea*. В группе NAP чаще других встречаются *Cyperaceae* (5–22%) и *Rosaceae* (3–12%). Единично присутствуют представители *Ericaceae*, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae*, *Rosaceae*, а также пыльца *Rumex*, *Thalictrum*, *Epilobium*. Среди спор преобладает гипновый мох *Bryales* (2–7%), который дает два пика на глубинах 50 и 30 см, что свидетельствует о резком заболачивании участков прилегающей к морю суши.

ШЕЛЬФ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В КОНЦЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И В ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

Выделены три комплекса остракод и моллюсков: первый, наиболее древний комплекс внутреннего шельфа (солонатоводный), переходный комплекс и комплекс среднего шельфа (морской) (рис. 2). Они сменяют друг друга вверх по разрезу, отражая постепенное затопление шельфа во время голоценовой трансгрессии.

Полученные данные по распространению остракод, моллюсков и фораминифер по ко-

лонке (Степанова, 2004; Stepanova et al., 2004; Taldenkova et al., 2005) позволили сделать следующие выводы, которые дополнили имеющиеся сведения о ходе голоценовой трансгрессии в этом регионе (Bauch et al., 2001 a,b; Mueller-Lupp et al., 2000).

В изученном разрезе колонки с глубины 51 м нижний голоцен (11.3–8.2 тыс. лет назад) имеет наибольшую мощность и представлен наиболее подробно. Почти сразу после затопления современной 50-метровой изобаты палеодолина Яны была заселена таксономически бедным бентосным сообществом, представленным видами, толерантными к пониженной солености и поступлению обильного терригенного органического материала за счет речного стока и береговой эрозии. В это время палеодолину заселяли солонатоводные и эвригалинные организмы. Среди солонатоводных остракод встречаются *Cetheromorpha machesneyi* (Brady, Crosskey) и *Heterocyprideis sorbyana* (Jones). Эвригалинные остракоды представлены единственным видом *Paracyprideis pseudopunctillata* Swain. Только такие виды могли существовать в эстуароподобных частях палеодолины с глубинами 5–10 м или даже меньше. Придонная соленость, по-видимому, составляла 18–20‰. Согласно результатам изучения комплексов диатомовых из разреза этой колонки, поверхностная соленость составляла менее 7–9‰ (Polyakova et al., 2005). Высокая скорость поднятия уровня моря сопровождалась высоким темпом седиментации – до 500 см/тыс. лет в палеодолине Яны. Прибрежные солонатоводные комплексы остракод и моллюсков существовали в течение очень короткого интервала времени – от 11.3 до 11.1 тыс. лет назад.

Вверх по разрезу наблюдается появление нескольких мелководных морских видов и постепенное исчезновение солонатоводных таксонов, что свидетельствует о постепенном затоплении шельфа, приведшему к увеличению глубины и солености моря. Переходный комплекс остракод с преобладанием эвригалинных и солонатоводных видов сходен с современным комплексом внутреннего шельфа этого района моря. Отмечено накопление большого количества панцирей пресноводных диатомовых в течение достаточно короткого интервала 11.1–10.7 тыс. лет назад (Polyakova et al., 2005). Предположено, что пики численности микрофоссилий могут свидетельствовать о высокой поверхностной продуктивности за счет активного поступления питательных веществ и снижения, по сравнению с начальным периодом трансгрессии, приноса осадочного материала. В начале же трансгрессии наблюдавшиеся огромные скорости седиментации были связаны с быстрым подъемом уровня моря и активной термоабразией берегов и дна. Значительное влияние

пресноводного стока на водную массу среднего шельфа восточной части моря в это время также подтверждается изотопным составом органического углерода (Mueller-Lupp et al., 2000) и отмеченным максимумом в поступлении терригенного органического вещества на континентальный склон с 10 до 9.6 тыс. лет назад (Stein, Fahl, 2000). Примерно к 9.5–8 тыс. лет назад морские условия установились на континентальной окраине моря Лаптевых (Boucsein et al., 2000). В термокарстовых озерах на водоразделах переход к морским условиям произошел 9.8 тыс. лет назад (Bauch et al., 2001b, Romanovskii et al., 2004). Таксономический состав бентосных комплексов свидетельствует о том, что в изученных районах глубина моря достигала 20–25 м к 10.3 тыс. лет назад, а средняя донная соленость – 26–28‰.

Судя по составу комплексов моллюсков и остракод (Taldenkova et al., 2005), представленных мелководными нормально морскими видами, около 10.3 тыс. лет назад произошел резкий переход к условиям, аналогичным современным. Среди морских видов остракод встречаются *Rabulimys serpentinialis* (Brady), *Cytheropteron elaei* Cronin, *Semicytherura complanata* (Brady, Crosskey, Robertson), *Acanthocythereis dunelmensis* (Norman), *Cytheropteron suzdalskyi* Lev, *Cluthia cluthae* (Brady, Crosskey, Robertson), *Jonesia acuminata* (Sars), *Palmenella limicola* (Norman) (рис. 2).

Дальнейшая миграция береговой линии на юг привела к снижению скоростей седиментации примерно до 15 см/тыс. лет. Высокое таксономическое разнообразие всех изученных групп организмов, исчезновение солонатоводных таксонов и большей части эвригалинных свидетельствует о том, что соленость придонных вод достигала современных значений в 30–32‰. В начале этой стадии высокая численность остракод, наряду с полным отсутствием ювенильных экземпляров, свидетельствует об усилении придонной гидродинамики и снижении темпа осадконакопления (рис. 2). В это же время отмечен скачок в содержании песчаной фракции от 3–4 до 10–12%. Это может быть связано с активной эрозией ставших подводными возвышенностями бывших островов. В настоящее время в подводной долине Яны наблюдаются сильные придонные течения (Дмитренко и др., 2001а). Поэтому резкое увеличение песчаной фракции может быть связано с действием донных течений и установлением условий, сходных с ныне существующими.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И В ПЕРВУЮ ПОЛОВИНУ ГОЛОЦЕНА

Изменения климата и растительности суши в связи с трансгрессиями и регрессиями палеобассейнов отмечались многими исследователями (Кожевников и др., 1982; Беньямовский, Найдина, 1992; Найдина, 1989; 1995, Naidina, 1999). Стадии расширения и сокращения акватории моря Лаптевых в голоцене определялись, в основном, действием климатического фактора, в резкой форме воздействовавшем на растительность прилегающей суши. Поэтому возникает необходимость проследить изменения климата и растительности, с одной стороны, и эволюции палеобассейна – с другой.

Информация об изменении климата и растительности в первую половину голоцена на севере Центральной Сибири, по данным изучения датированных континентальных разрезов, в последнее время детально дополнена (Siegert et al., 1999; Schirmer et al., 2002). На основе палинологического изучения AMS¹⁴C-датированного разреза морских осадков реконструкция палеогеографических условий восточной части региона моря Лаптевых произведена впервые. Прослеживается общая тенденция развития климата и растительного покрова арктического побережья на протяжении раннего и среднего голоцена. Начиная с 11.3 тыс. лет назад и почти до 5.3 тыс. лет назад климат и растительность претерпевали несколько кратковременных смен, связанных прежде всего с изменением влажности.

Самыми дробными климатостратиграфическими единицами палинологии являются фазы и подфазы, характеризующие зональные и формационные особенности реконструируемых палеофитоценозов. Они соответствуют выделяемым на спорово-пыльцевых диаграммах палинозомам и субпалинозомам, представляющим собой один или группу палиноспектров, отличающихся от других составом и процентным содержанием пыльцы и спор (Болиховская, 2002).

Так как выделенным на спорово-пыльцевой диаграмме палинозомам соответствуют фазы в развитии растительности, то намечены палеоклиматические реконструкции. Динамика климата и растительности в первую половину голоцена восточной части региона моря Лаптевых представляется следующим образом.

В начале голоцена от 11.3 и почти до 10.3 тыс. лет назад на прилегающей к морю суше преобладала тундровая мохово-кустарничковая с карликовой березкой и осоково-разнотравная растительность. Состав флоры типичен для современной арктической тундры. Климатические условия

были близки к современным. Отмечалось несколько кратковременных потеплений и похолоданий (~100 лет). Так в самом начале голоцена приблизительно 11.3 тыс. лет назад климат был, вероятно, теплее современного, о чем свидетельствует развитие ольшанников. Кустарниковая ольха, доминирующая в ольшанниках, характерна для растительности южных районов типичной тундры с менее суровыми климатическими условиями.

Позже, от 10.3 тыс. лет назад и почти до 9.0 тыс. лет назад климат становился более влажным, так как в составе растительности на водоразделах развивалась сосново-березовое редколесье с покровом из вересковых, а в понижениях рельефа и по долинам ручьев – заболоченные ерники с водно-болотными осоковыми группировками. Наряду с направленным увлажнением и, вероятно, смягчением климата, происходили более короткие климатические колебания. Так, злаково-разнотравная тундровая растительность в первую половину этого временного интервала свидетельствует о развитии более холодных и засушливых условий; 9.6 тыс. лет назад происходило заболачивание и развивались осоково-моховые тундры.

Начиная приблизительно с 9.3 тыс. лет назад и почти до 8.0 тыс. лет назад климат становился теплее и более влажным. Возобновлялось наступление моря, потепление достигает своего оптимума – климат становится мягче современного (Alekseev, 1997). Тундра замещалась лесотундрой, подходившей к побережью моря. В составе растительности стали преобладать разреженные лесотундровые формации сосны и, вероятно, лиственницы с подлеском из кустарниковой березы и ольхи. Фрагменты хвои лиственницы и ее устьица, обнаруженные в осадках приустьевой части долины Лены, свидетельствуют о том, что лиственница действительно росла в это время (Pisarcic et al., 2001). В это же время, около 9.0 тыс. лет назад отмечается смещение к северу линии леса в пределах нижних участков района дельты Лены (Laing et al., 1999). По палинологическим данным из морских осадков отмечаются очень четкие и частые смены типов растительности, когда за относительно короткие интервалы времени (~200 лет) растительность мохово-кустарничковых тундр с карликовой березкой и осоково-разнотравными группировками сменялась растительностью сосновых и, возможно, лиственничных, лесотундр. В подлеске преобладали кустарниковые береза и ольха, а в наземном покрове – вересковые и мхи. В период с 8.9 тыс. лет назад господствовали кустарниковые тундры в условиях сурового климата, а в 8.5 тыс. лет назад отмечается максимум развития светлехвойной лесотундры, что свидетельствует о потеплении и значительном увлаж-

нении¹. СЭМ-анализ пыльцы *Pinus* подтвердил, что в составе хвойных было больше пыльцы индикатора потепления – *Pinus sylvestris* L., нежели зерен *Pinus pumila* (Pall.) Regel, обычно встречающегося в высокогорьях.

В интервал времени 7.6 тыс. лет назад – 5.3 тыс. лет назад климат характеризуется чередой кратковременных изменений. Несколько раз влажные условия сменяются засушливыми. Исчезают светлехвойные редколесья, что свидетельствует о похолодании. Восстанавливается кустарниковая растительность, чередующаяся с сильно заболоченными тундрами и осоковыми болотами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное послойное комплексное изучение морского разреза по разным группам морских организмов (моллюски, остракоды, фораминиферы) и наземных микрофоссилий (пыльца и споры растений) позволило заметно детализировать палеогеографические реконструкции. Все перечисленные группы микрофоссилий являются самостоятельными объектами исследований с обширной специализированной литературой.

По условиям обитания перечисленные морские микрофоссилии относятся к бентосу. Распространение их в море Лаптевых контролировалось комплексом общих важнейших факторов – температура, соленость, гидродинамика, газовый режим, глубина моря. Пыльца и споры растений являются показателями ландшафтных и климатических условий, господствовавших на прилегающей к морю суше.

Основываясь на изучении ископаемых остракод, моллюсков и фораминифер, выявлены три фазы трансгрессии:

1. 11.3–11.1 тыс. лет назад прибрежные распресненные условия, глубины менее 10 м, пониженная и сезонно-варьирующая соленость придонных вод (в среднем 18–20‰), высокие скорости седиментации (до 500 см/тыс. лет) и активное поступление терригенного растительного детрита в результате шельфово-береговой эрозии и континентального стока.

2. 11.1–10.3 тыс. лет назад – мелководные условия, значительное влияние континентального стока, глубина воды около 20–25 м, средняя соленость придонных вод 26–28‰, уменьшающиеся, но все еще высокие скорости осадконакопления (~100 см/тыс. лет).

¹ Характерной чертой спорово-пыльцевых спектров современной растительности Центральной Якутии является постоянное присутствие в большом количестве пыльцы *Pinus sylvestris* L., что соответствует ареалу распространения этого дерева (Львова, Григорьева, 2002).

3. С 10.3 тыс. лет назад устанавливаются условия, аналогичные современным, с соленостью придонных вод 30–32‰ и низкой скоростью седиментации – 15 см/тыс. лет назад (в палеодолине Яны очень низкие скорости осадконакопления, начиная с 5 тыс. лет назад), и сильными придонными течениями.

По палинологическим данным трансгрессии моря предшествовал континентальный этап развития (до 10.3 тыс. лет назад) с преобладанием тундровой растительности в условиях климата, близкого к современному. Затем, до 9.6 тыс. лет назад, развивалась начальная стадия трансгрессии, о чем свидетельствует возрастание роли древесных в составе растительности. О том, что трансгрессия развивалась неравномерно свидетельствуют весьма нестабильные гидродинамические условия, вызванные интенсивным речным стоком и специфичным осадконакоплением в зоне смешивания речных и морских вод. Возрастание количества древесной пылицы в морских осадках совпадает с увеличением значений $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества и концентрации морских биомаркеров (Mueller-Lupp et al., 2000; Stein, Fahl, 2000).

К 8.9–8.0 тыс. лет назад, по данным спорово-пыльцевого анализа, трансгрессия расширяется. В это время происходит затопление глубины моря – 31 м. Скорость поднятия уровня моря составляла 7.9 мм/год (Bauch et al., 1999; 2001b). Безлесные пространства на прилегающей к морю суше сменяются лесотундровой растительностью. Преобладают группировки светлохвойной лесотундры с участием лиственницы. Подобный состав дендрофлоры свидетельствует об умеренно-холодном и влажном климате. Во время максимальной стадии трансгрессии около 8.9 тыс. лет назад она распространилась по долинам рек на юг. Развивается лесотундровая, а местами и светлохвойная лесная растительность. В это время произошло, вероятно, максимальное потепление и увеличилась влажность. Возрастание в это время приноса на шельф пылицы древесных может быть истолковано, как следствие происшедшего после 9.0 тыс. лет назад сдвига к северу линии леса (Laing et al., 1999; MacDonald et al., 2000). Затем произошло сокращение морских условий. С регрессией было связано уменьшение влажности и похолодание, что привело к развитию перигляциальной кустарничково-травяной растительности. С последующим расширением трансгрессии климат оставался холодным, а влажность возрастала. Развивались тундровые ландшафты. Кустарниковые фазы развития растительности многократно чередовались с периодами заболачивания. Максимум развития осоковых и мхов свидетельствует о заболачивании обширных участков прилегающей к морю суши. Частые смены

растительности свидетельствуют о перемещении береговой линии во время расширения и сокращения акватории моря.

По данным спорово-пыльцевого анализа установлены климатически обусловленные смены растительности на прилегающей к морю Лаптевых суше и зарегистрированы флуктуации климата. Исследования показали, что по чередованию спорово-пыльцевых комплексов можно наметить перемещение, пульсацию береговой линии.

Совместное применение палинологического и микрофаунистического методов позволяет получить разносторонний фактический материал и доставляет богатую информацию к размышлению об изменявшихся в прошлом природных условиях региона моря Лаптевых.

Настоящие исследования были поддержаны в рамках стипендиальной программы Российско-германской лаборатории морских и полярных исследований им. О.Ю. Шмидта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева С.М., Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Никольская М.В. Оледенения, морские трансгрессии и климат в позднем плейстоцене и голоцене. Антропоген Таймыра / Ред. Кинд Н.В., Леонова Б.Н. М.: Наука, 1982. С. 157–165.
- Арз Ф.Э. Роль термоабразии в развитии криолитозоны арктического шельфа Евразии в поздне- и послеледниковое время // Проблемы геоэкологии. М.: Наука, 1983. С. 195–200.
- Беньямовский В.Н., Найдина О.Д. Фаунистические и палинологические комплексы ачкагыла междуречья Урала и Уила (Восточный Прикаспий) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1992. № 9. С. 20–27.
- Болховская Н.С. Некоторые вопросы детальной климатостратиграфии и корреляции плейстоценовых отложений в свете палинологических данных // Методические аспекты палинологии. М.: ИГиРГИ, 2002. С. 21–23.
- Гуков А.Ю. Экосистема Сибирской тундры. М.: Научный мир, 1999. 334 с.
- Данилов А.И., Иванов В.В., Пряжиков С.М., Тимохов Л.А. Природный комплекс региона морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Научные результаты экспедиции ЛАПЭКС-93. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. С. 32–45.
- Дмитренко И.А., Хьюлеман Й., Кириллов С.А. и др. Роль баротропных изменений уровня моря в формировании режима течений в западной части моря Лаптевых // Океанология. 2001а. Т. 37. № 1. С. 1–8.
- Дмитренко И.А., Хьюлеман Й., Кассенс Х. и др. Термический режим придонного слоя моря Лаптевых и процессы, его определяющие // Криосфера Земли. 2001б. Т. 5. № 3. С. 40–55.
- Кожевников А.В., Найдина О.Д., Семенов В.М., Хомяк С.В. О характере растительности и климата Южного Беломорья во время онежской бореальной трансгрессии // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1982. № 4. С. 3547.

- Львова Е.М., Григорьева А.И. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры современной растительности // Методические аспекты палинологии. М.: ИГиРГИ, 2002. С. 126–127.
- Найдина О.Д. Спорово-пыльцевые комплексы отложений онежской boreальной трансгрессии в Южном Беломорье // Палинологические таксоны в стратиграфии. Ч. 2. Саратов: СГУ, 1989. С. 114–121.
- Найдина О.Д. Растительность и климатические условия акчагыла (поздний плиоцен) Северо-Каспийского региона // Палинология в России. Ч. 1. М.: ИО РАН, 1995. С. 43–49.
- Найдина О.Д., Баух Х.А., Кассенс Х. Первые свидетельства о распределении пыльцы и спор в поверхностных осадках моря Лаптевых и их значение для палеоклиматических реконструкций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Вып. 75 (1). С. 67–72.
- Найдина О.Д., Баух Х.А., Кассенс Х. Система суши-шельфа моря Лаптевых и климат голоцена Арктической Сибири по палинологическим данным // Методические аспекты палинологии. М.: ИГиРГИ, 2002. С. 163–165.
- Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 145 с.
- Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий на шельфе моря Лаптевых для позднелайстоцен-голоценовых эвстатических циклов // Криосфера Земли. 1997а. Т. 1. № 2. С. 42–49.
- Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Распространение субмаринной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 1997б. Т. 1. № 3. С. 9–18.
- Степанова А.Ю. Плейстоцен-голоценовые и современные остракоды моря Лаптевых и их значение для палеоэкологических реконструкций. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 2004. 24 с.
- Alekseev M.N. Paleogeography and geochronology in the Russian eastern Arctic during the second half of the Quaternary // Quaternary International. 1997. V. 41/42. P. 11–15.
- Bauch H.A., Kassens H., Erlenkeuser H. et al. Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // Boreas. 1999. V. 28. № 1. P. 194–204.
- Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D. et al. Composition and Flux of Holocene Sediments on the Eastern Laptev Sea Shelf, Arctic Siberia // Quaternary Res. 2001a. V. 55. № 3. P. 344–351.
- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001b. V. 31. P. 125–139.
- Boucsein B., Stein R. Particular organic matter in surface sediments of the Laptev Sea (Arctic Ocean): application of maceral analysis as organic carbon-source-indicator // Geology. 2000. V. 162. P. 573–586.
- Churun V.N., Timokhov L.A. Cold bottom water in the southern Laptev Sea // Rep. Polar Res. 1995. V. 176. P. 107–113.
- Kassens H., Dmitrenko I., Thiede J. et al. Russian and German scientists explore the Arctic's Laptev Sea and its climate system // EOS Transact. Amer. Geophys. Union. 1998. V. 79. № 317. P. 322–323.
- Laing T.E., Ruhland K.M., Smol J.P. Past environmental and climatic changes related to tree-line shifts inferred from fossil diatoms from a lake near the Lena River Delta, Siberia // Holocene. 1999. V. 9 (5). P. 547–557.
- Lisitsyn A.P., Shevchenko V.P., Burenkov V.I. Hydrooptics and suspended matter of Arctic seas // Atmos. Ocean. Opt. 2000. V. 13. № 1. P. 61–71.
- Mac Donald G.M., Velichko A.A., Kremenetski K.V. et al. Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia // Quaternary Res. 2000. V. 53. P. 302–311.
- Müller-Lupp T., Erlenkeuser H., Bauch H.A. et al. Input of terrestrial organic matter into the Laptev Sea during the Holocene – evidence from stable carbon isotopes // J. Earth Sci. 2000. V. 89. P. 563–568.
- Naidina O.D. Climastratigraphic interpretations of the Upper Pliocene palynological data of the Southeastern East-European Plain // The Pliocene: Time of Change / Eds Wrenn J.H., Suc J.-P., Leroy S.A.G. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. 1999. P. 179–184.
- Naidina O.D., Bauch H.A. Distribution of Pollen and Spores in Surface Sediments of the Laptev Sea // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / Eds Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I. et al. New York: Springer-Verlag, 1999. P. 577–585.
- Naidina O.D., Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // Global and Planet. Change. 2001. V. 31. P. 141–153.
- Pisarcic M.F.J., MacDonald G.M., Velichko A.A., Cwynar L.C. The late-glacial and post-glacial vegetation history of the northwestern limits of Beringia based on pollen, stomata and tree stump evidence // Quaternary Sci. Rev. 2001. V. 20. P. 235–245.
- Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // Global and Planet. Change. 2005. V. 48. P. 208–222.
- Romanovskii N.N., Gavrillov A.V., Tumskey V.E. et al. Environmental evolution in the Laptev Sea region during Late Pleistocene and Holocene // Polarforschung. 2000. № 68. P. 237–245.
- Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrillov A.V. et al. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands // Quaternary Sci. Rev. 2004. № 23. P. 1359–1369.
- Sanchez-Goni M.F. Terrestrial proxies in marine sediments: a key for understanding climatic, ecological and cultural changes // VIII Intern. Confer. on paleoceanography. Biarritz: 2004 Abstr. P. 21–22.
- Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002. V. 89. P. 97–118.
- Siegert C., Derevyagin A.Y., Shilova G.N. et al. Paleoclimatic Indicators from Permafrost Sequences in the Eastern Taymyr Lowland. Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / Eds Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I. et al. New York: Springer-Verlag, 1999. P. 477–499.
- Swamborn G., Rachold V., Grigoriev M. Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta // Quaternary International. 2002. V. 89. № 1. P. 119–134.

Stein R., Fahl K. Holocene accumulation of organic carbon at the Laptev Sea continental margin (Arctic Siberia): sources, pathways and sinks // *Geo-Marine Letters*. 2000. V. 20. P. 27–36.

Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Recent Ostracoda of the Laptev Sea (Arctic Siberia): taxonomic composition and some environmental implications // *Marine Micropaleontol.* 2003. V. 48. № 1–2. P. 23–48

Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Ostracod species of the genus *Cytheropteron* from Late Pleistocene, Holocene and Recent sediments of the Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Rev. Espanola Micropaleontol.* 2004. V. 36. № 1. P. 83–108.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E. et al. INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24.000–0 cal BP // *Radiocarbon*. 1998. V. 40. P. 1041–1083.

Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal and foraminiferal faunas // *Global and Planet. Change*. 2005. V. 48. P. 223–251.

Рецензенты

П.А. Никольский, М.А. Ахметьев

УДК (063): 551.762

О РАБОТЕ ПЕРВОГО ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ “ЮРСКАЯ СИСТЕМА РОССИИ: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ”

© 2006 г. В. А. Захаров*, Б. Н. Шурыгин**, О. С. Дзюба**, М. А. Рогов*

* Геологический институт РАН, Москва

** Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию 15.12.2005 г.

Ключевые слова. Юрская система, стратиграфия, палеогеография, совещание, Россия.

21–22 ноября 2005 г. в Геологическом институте РАН при поддержке инициативного проекта Российского фонда фундаментальных исследований № 03–05–64297 состоялось Первое Всероссийское совещание “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”. К началу работы совещания был опубликован сборник материалов, объемом 269 страниц, содержащий 84 статьи¹. В работе совещания участвовали 62 специалиста из 27 научных, учебных и производственных организаций: ГИН РАН, Институт геологии нефти и газа СО РАН, ПИН РАН, ГГМ им. В.И. Вернадского РАН, Московский государственный университет, СПбГУ, Ярославский государственный педагогический университет, Саратовский государственный университет, Томский государственный университет, Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Всероссийский геологический институт, Институт геологии и разработки горючих ископаемых, Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Государственное Унитарное предприятие “ХМАО НАЦ РН”, Научно-исследовательский институт естественных наук Саратовского государственного университета, ЦИК “ПФ КогалымНИПИнефть”, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Ундоровский палеонтологический музей, ФГУП НПО “Недра”, ФГУП “ЦНИИГеолнеруд” МПР России, ООО “ТюменНИИгипрогаз”, СибНИИ-ИНП, ОАО “НГК Славнефть”, ОАО “Сибнефте-геофизика”, Институт геофизики и геологии АН Молдовы. На совещании было заслушано 32 и представлено 23 стендовых доклада по разнообразным направлениям изучения юрской системы – стратиграфии, палеогеографии, седиментологии, палео-

биогеографии, палеоэкологии, нефтяной геологии, палеонтологии и др.

Ключевыми были вопросы, касающиеся зональной и инфразональной шкал бореальной юры, основы которых разрабатывались на разрезах Арктики и Субарктики. В.А. Захаровым с соавторами (ГИН РАН) вынесена на обсуждение обновленная версия бореального зонального стандарта юры. Наиболее существенные изменения внесены в аммонитовые зонации бата, келловей и волжского ярусов. Параллельные шкалы по аммонитам предложены для тоара и кимериджа. Для нижнеоксфордского подъяруса рекомендована английская последовательность. Три нижних яруса оставлены без изменений. В целом, новый вариант шкалы ориентирован на оптимальную панарктическую корреляцию. Среди параллельных шкал кардинально изменены шкалы по белемнитам, фораминиферам, остракодам и диноцистам (келловей и верхняя юра). Ю.С. Репиным (ВНИГРИ) предложен зональный аммонитовый арктический стандарт для средней юры, составленный на основе корреляции шкал по басс. р. Печоры, Земли Франца-Иосифа, северу Сибири, Северо-Восточной России, Северо-Восточной Гренландии и Североамериканской Арктики. Серия докладов базировалась на материалах по Русской плите. В.В. Митта (ПИН РАН) детализировал биостратиграфию бата и рекомендовал ввести новую зону *Paracadosceras keupri*, которую он коррелирует с восточно-гренландской шкалой по аммонитам. Д.Н. Киселевым и М.А. Роговым (ГИН РАН) была предложена новая схема параллельных фаунистических горизонтов для верхнего келловей и нижнего оксфорда Русской платформы, а также уточнено строение пограничных отложений средне- и верхневолжского подъярусов. Новые данные позволяют уверенно сопоставить подразделения верхнего келловей и нижнего оксфорда Русской плиты с английскими и доказывают отсутствие перерыва между средне- и

¹ Материалы Первого Всероссийского совещания “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” / В.А. Захаров, М.А. Рогов, О.С. Дзюба (ред.). М.: ГИН РАН, 2005. 269 с.

верхневолжским подъярусами. В.Б. Сельцер (СГУ) проанализировал инфразональные подразделения келловоя Саратовского Поволжья. Им отмечена разная степень обоснованности биостратонов в пределах стратиграфических интервалов. Так, на саратовских разрезах пока невозможно с уверенностью установить среднекелловейскую зону *согонатит*, в то же время детальность подразделения зоны *lamberti* превосходит нынешний западноевропейский уровень. Д.Б. Гуляевым (ФГУП НПЦ “Недра”) была предложена новая схема инфразонального расчленения верхнего бата–нижнего келловоя, основанная на детальном изучении разрезов и прослеживании филолиний, в первую очередь, кардиоцератид, космоцератид и макроцефалитид. Группой саратовских геологов и геофизиков (М.В. Пименов и др.; СГУ) получены новые данные о петромагнитной характеристике кимеридж-волжских отложений Русской плиты в лектостратотипе волжского яруса у д. Городищи. В докладе М.А. Рогова (ГИН РАН) с соавторами, посвященном биостратиграфии пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма, впервые дано комплексное обоснование выделения титонского яруса в Горном Крыму и предлагается новая схема зонального расчленения кимериджа и титона.

Проблемы палеобиогеографии, биогеографии и биофаций рассматривались как специально, так и наравне со стратиграфическими и седиментологическими. В обстоятельном докладе Б.Н. Шурыгина и Б.Л. Никитенко (ИГНГ СО РАН) дан детальный анализ биогеографической ситуации в Арктике в ранней и средней юре. На материалах по двустворкам и микрофауне исследована динамика экотонov на границе Арктической биогеографической области с Бореально-Атлантической и Бореально-Тихоокеанской. Б.Л. Никитенко показал высокий корреляционный потенциал 56 биостратонов по фораминиферам, установленных им в юрской системе Сибири, и 15 зон и слоев с остракодами в нижней и средней юре. Последовательности этих биостратонов прослеживаются на большой территории в пределах Арктики.

Блок докладов был посвящен юре Западной Сибири: стратиграфии, палеогеографии и условиям образования осадков. А.Л. Бейзель (ИГНГ СО РАН) стремился доказать, что существует инверсия в одновременно формировавшихся циклитах морского и континентального генезиса под влиянием берега как барьерной зоны. В.П. Девятов (СНИИГГиМС) по вековым временным срезам показал историю палеогеографии Западной и Восточной Сибири и изложил свои представления на связь ландшафтов суши и моря с тектоническим режимом. Палеогеографическим реконструкциям и условиям формирования различных осадочных тел в Западно-Сибирском бассейне

посвящены также доклады Л.Г. Вакуленко, А.Г. Мухер, С.В. Рыжковой, Г.Д. Ухловой и Л.С. Черновой. В докладе Л.Г. Вакуленко (ИГНГ СО РАН) рассмотрены условия формирования горизонта Ю₂ (батский ярус) в Юганском Приобье. Продуктивные нефтегазоносные пласты васюганской свиты (келловейский–оксфордский ярусы) юго-востока Западной Сибири были объектом исследования С.В. Рыжковой и Л.С. Черновой с коллегами (ИГНГ СО РАН). На серии палеогеографических карт А.Г. Мухер (ГУП “ХМАО НАЦ РН”) с соавторами продемонстрирована сложная история осадконакопления в центральных районах Западно-Сибирского бассейна в ранне-среднеюрскую эпохи, разнообразные формы погребенного рельефа и часто меняющиеся палеогеографические обстановки. Оживленную дискуссию вызвал доклад Г.Д. Ухловой и С.Н. Варламова (ОАО “Сибнефтегеофизика”) о генезисе и строении баженовской свиты и ее аномальных разрезов. Авторы придерживаются гипотезы, согласно которой генезис высокоуглеродистой баженовской свиты находится в тесной пространственно-генетической связи с формированием неокотских клиноформ и ачимовской толщи. А.А. Нежданов (ОАО “ТюменНИИгепрогаз”) рассмотрел дискуссионные вопросы стратиграфии нижних горизонтов юры. Циклиты нижней и средней юры по длительности эквивалентны ярусам МСШ. Устойчивость в пространстве глинистых горизонтов (например, тогурского) позволила скоррелировать разрезы, вскрытые скважинами СГ-7 и СГ-6. Подошва юры принимается по отметке 6012 м в скв. СГ-6. Ятринская и саранпаульская свиты, а также семейнская толща должны быть включены в нижнюю юру. Предполагается, что в течение юрского периода на территории Западной Сибири существовал вулканизм. П.А. Яном с соавторами (ИГНГ СО РАН) предложено черные аргиллиты нижнеवासюганского подгоризонта выделить в самостоятельную янскую пачку, широко прослеживающуюся на территории Западной Сибири. Формирование конденсированной глинистой пачки происходило на этапе высокого стояния уровня моря, что обеспечивает ей роль надежного корреляционного репера.

Палеонтология была представлена в 11 докладах. О.С. Дзюба (ИГНГ СО РАН) исследовала возможные генетические корни и степень однородности белемнитов семейства *Cylindroteuthidae* в конце средней юры. Рассмотрены особенности расселения цилиндротеутид в Арктике из возможных центров происхождения в экотонах Северной Атлантики и Северной Пацифики. Новым палеонтологическим данным, полученным при изучении юры Западной Сибири, были посвящены сообщения Л.К. Левчук (ИГНГ СО РАН) (фораминиферы), А.А. Горячевой (ИГНГ СО РАН)

(споры и пыльца) и О.С. Урман (ИГНГ СО РАН) (двустворчатые моллюски). В докладе А.Г. Пономаренко с соавторами (ПИН РАН) рассмотрены особенности фауны верхнеюрского местонахождения Каратау (Казахстан) и сделан вывод о сходстве энтомофауны этого древнего озера с морской Золенгофенской (Германия). Л.Ф. Романов (Институт геофизики и геологии АН Молдовы) обратил внимание на широкое географическое распространение своеобразных двустворчатых моллюсков родов: *Bositra*, *Aulacomia* и *Silberlinga*. Все эти роды отнесены к планктонным организмам. А.Г. Сенников с соавторами (ПИН РАН) рассказали об уникальном местонахождении в Московской области (Пески) остатков наземных и пресноводных довольно архаичных для батского века позвоночных: рыб, амфибий, рептилий и примитивных млекопитающих. Остатки животных были погребены в руслах подземных потоков в карстовых полостях и расселинах известняков каменноугольного возраста. Основная мысль доклада А.Н. Соловьева и А.В. Маркова (ПИН РАН) сводится к утверждению, что раннемеловые неправильные ежи токсастериды и холастериды с сомкнутой апикальной системой произошли от появившихся в байосе дизастеридных с разорванной апикальной системой. Е.В. Попов (СГУ) изучил новые материалы по химеровым рыбам (*Chondrichthyes*, *Holosephali*) из батских, келловейских и волжских отложений Центральной России и Поволжья. Комплексы Европейской России близки к разновозрастным Западной Европы, но более разнообразны на родовом уровне и включают эндемичные таксоны. В докладе Ю.М. Губина с соавторами (ПИН РАН) были приведены новые данные о фауне и флоре позднемелового возраста из местонахождения тетропод Тээтэ (Якутия). В докладе А.В. Гужова (ПИН РАН) были показаны возможности применения доминирующих видов гастропод для биостратиграфии келловей и верхней юры Центральной России. При этом учитывались достоинства гастропод разных размерных классов и роль дифференциации доминантов по площади, обус-

ловленная, видимо, климатической зональностью.

Истории исследований юрской системы были посвящены доклады В.А. Захарова (ГИН РАН), акцентировавшего внимание на вкладе российских палеонтологов: В.И. Бодылевского, Н.С. Воронец, И.И. Тучкова, В.Н. Сакса, М.С. Месежников, Н.И. Шульгиной и др. в разработку ярусной и зональной шкалы отложений бореального типа, и В.А. Прозоровского (СПбГУ), рассказавшего о работах по перитетической юре В.Ф. Пчелинцева, Г.Я. Крымгольца, Н.В. Безносова. Б.Т. Янин (МГУ) привел веские доводы в пользу приоритета работ М. Неймайра (1883) по палеозоогеографии юрского периода перед публикациями В. Улига (1911). Рекомендовано пересмотреть решение Международной рабочей группы “Друзья палеобиогеографии” о 1911 годе, как приоритетном рубеже для последующих публикаций по номенклатуре палеобиоохрем.

Участники Первого Всероссийского совещания по юрской системе России остались довольны его организацией и проведением и пришли к выводу о высокой эффективности мероприятия, которое подвело итог изучению геологии юрской системы на территории России и смежных регионов. Подчеркивалось, что в его работе принимал широкий круг специалистов. Среди участников совещания присутствовало немало молодых (до 30 лет) или относительно молодых (до 50 лет) геологов и палеонтологов. Совещание решило:

1. Продолжить традицию проведения подобных совещаний один раз в два года.
2. Обратиться с просьбой к ректору Ярославского государственного педагогического университета об организации и проведении Второго Всероссийского совещания “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” в 2007 г. и посвятить его 100-летию со дня рождения проф. Ярославского педагогического института А.Н. Иванова.
3. Тексты наиболее успешных докладов предложено опубликовать в журналах “Стратиграфия. Геологическая корреляция” и “Палеонтологический журнал”.

Сдано в набор 27.01.2006 г.

Подписано к печати 03.04.2006 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Цифровая печать

Усл. печ. л. 16.0

Усл. кр.-отт. 4.1 тыс.

Уч.-изд. л. 15.9

Бум. л. 8.0

Тираж 249 экз.

Зак. 1393

Учредитель: Российская академия наук

Издатель – Научно-производственное объединение «Издательство “Наука”», 117997 Москва, Профсоюзная, 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099 Москва, Шубинский пер., 6

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
- Агрохимия
- Азия и Африка сегодня
- Акустический журнал*
- Алгебра и анализ
- Астрономический вестник*
- Астрономический журнал*
- Биологические мембраны
- Биология внутренних вод
- Биология моря*
- Биоорганическая химия*
- Биофизика*
- Биохимия*
- Ботанический журнал
- Вестник РАН*
- Вестник древней истории
- Водные ресурсы*
- Вопросы истории естествознания и техники
- Вопросы ихтиологии*
- Вопросы философии
- Вопросы языкознания
- Восток
- Вулканология и сейсмология
- Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
- Генетика*
- Геология рудных месторождений*
- 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. Радиоз экология
- Радиотехника и электроника*
- Радиохимия*
- Расплавы
- Растительные ресурсы
- Российская археология
- Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
- Русская литература
- Русская речь
- Сенсорные системы
- Славяноведение
- Социологические исследования
- Стратиграфия. Геологическая корреляция*
- США. Канада. Экономика - политика - культура
- Теоретическая и математическая физика
- Теоретические основы химической технологии*
- Теория вероятностей и ее применение
- Теплофизика высоких температур*
- Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
- Успехи математических наук
- Успехи современной биологии
- Успехи физиологических наук
- Физика Земли*
- Физика и техника полупроводников*
- Физика и химия стекла*
- Физика металлов и металловедение*
- Физика плазмы*
- Физика твердого тела*
- Физиология растений*
- Физиология человека*
- Функциональный анализ и его применение
- Химическая физика
- Химия высоких энергий*
- Химия твердого топлива
- Цитология
- Человек
- Экология*
- Экономика и математические методы
- Электрохимия*
- Энергия, экономика, техника, экология
- Этнографическое обозрение
- Энтомологическое обозрение*
- Ядерная физика*

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