

ISSN 0869-592X

Том 13, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2005



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 13 № 5 2005 Сентябрь–Октябрь

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. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,
И. А. Басов, Е. В. Бибилова, А. Б. Герман, Ю. Б. Гладенков,
А. И. Жамойда, В. А. Захаров (ответственный секретарь),
К. И. Кузнецова, 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: 119180 Москва, Старомонетный пер., 22,
Геологический институт РАН, комн. 2, тел. 951-21-64*

**Москва
Издательство “Наука”**

© Российская академия наук, 2005 г.
© Редакция журнала “Стратиграфия.
Геологическая корреляция”
(составитель), 2005 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 13, номер 5, 2005

Геохронология архея Западной Карелии <i>Е. В. Бибикова, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Т. И. Кирнозова</i>	3
Минералогическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование верхневендских аргиллитов Московской синеклизы <i>И. М. Горохов, С. Б. Фелицын, Т. Л. Турченко, Н. Н. Мельников, Э. П. Кутявин</i>	21
Этапность эволюции организмов и природа биостратиграфических границ на примере филогенеза пермских брахиопод трибы <i>Notridonini</i> <i>С. С. Лазарев</i>	42
Новые данные о возрасте подошвы рязанского яруса <i>В. В. Митта</i>	51
Мелководные фораминиферы и микрофагии в разрезах дания–лютета района Болу (Северо-Западная Турция) <i>Н. Озген-Эрдем, М. Акязи, К. Туноглу</i>	60
Возраст границ и положение в магнитохронологической шкале русциния и нижнего виллафранка <i>Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер, А. С. Тесаков</i>	78

Критика и дискуссии

О природе Международной стратиграфической шкалы и волжском ярусе (по поводу статьи В.А. Прозоровского “К проблеме волжского яруса”) <i>В. А. Захаров, М. А. Rogov</i>	96
Ответ на статью Ю.А. Склярова “О галактическом варианте геохронологической шкалы” <i>А. А. Баренбаум</i>	102

Персоналии

Дагмара Максимилиановна Раузер-Черноусова (к 110-летию со дня рождения)	107
Кирилл Владимирович Симаков (1935–2004)	110

Contents

Vol. 13, No. 5, 2005

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

The Archean Geochronology of Western Karelia <i>E. V. Bibikova, A. V. Samsonov, A. Yu. Petrova, and T. I. Kirnozova</i>	3
Mineralogy, Geochemistry and Isotopic Geochronology of Upper Vendian Shales from the Moscow Syncline <i>I. M. Gorokhov, S. B. Felitsyn, T. L. Turchenko, N. N. Mel'nikov, and E. P. Kutyavin</i>	21
Stages in Evolution of Organisms and Nature of Biostratigraphic Boundaries: Inferences from Phylogeny of Permian Brachiopod Tribe Horridoniini <i>S. S. Lazarev</i>	42
New Data on the Age of the Ryazanian Stage Lower Boundary <i>V. V. Mitta</i>	51
Shallow-Water Foraminiferal Assemblages and Microfacies of the Danian–Lutetian Sequences in the Bolu Region (Northwestern Turkey) <i>N. Ozgen-Erdem, M. Akyazi, and C. Tunoglu</i>	60
Ruscinian and Lower Villafranchian: Age of Boundaries and Position in Magnetostratigraphical Scale <i>E. A. Vangengeim, M. A. Pevzner, and A. S. Tesakov</i>	78

Criticism and Discussion

Nature of the International Stratigraphic Scale and the Volgian Stage (Comments to Paper by V. A. Prozorovsky "To the Problem of the Volgian Stage") <i>V. A. Zakharov and M. A. Rogov</i>	96
"On the Galactic Version of Geochronological Scale" by Yu. A. Sklyarov: Reply <i>A. A. Barenbaum</i>	102

Personalia

Dagmara Maksimilianovna Rauser-Chernousova (110th anniversary of her birthday)	107
Simakov Kirill Vladimirovich (1935–2004)	110

Сдано в набор 27.05.2005 г.	Подписано к печати 26.07.2005 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Цифровая печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отт. 3.4 тыс.	Уч.-изд. л. 14.0	Бум. л. 7.0
	Тираж 234 экз.	Зак. 688		

Учредитель: Российская академия наук

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

УДК 550.93:551.71(470.22)

ГЕОХРОНОЛОГИЯ АРХЕЯ ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

© 2005 г. Е. В. Бибикова*, А. В. Самсонов**, А. Ю. Петрова*, Т. И. Кирнозова*

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

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

Поступила в редакцию 06.12.2004 г., получена после доработки 24.02.2005 г.

В статье обсуждаются результаты изотопно-геохронологического изучения различных породных комплексов западной части Карельского кратона (U-Pb, Sm-Nd изотопные системы). U-Pb изотопное исследование цирконов показало, что формирование пород протекало в достаточно узком временном интервале позднего архея, между 2.82 и 2.7 млрд. лет. Наиболее раннее событие – формирование вулканитов Костомукшской структуры произошло 2800–2790 млн. лет назад. Кислые вулканиты Большозерской структуры моложе на 70 млн. лет, что свидетельствует о значимом разрыве во времени между процессами вулканизма в пределах этих двух зеленокаменных структур. Гранитоиды восточного обрамления Костомукшской структуры синхронны по времени формирования кислым вулканитам зеленокаменного пояса – 2790 ± 12 млн. лет, и являются их комагматами. Результаты изотопно-геохронологического изучения Вокнаволоцкого и Войницкого доменов показали, что наиболее ранняя ассоциация слагающих их пород по геохимическим и возрастным показателям аналогична породам Костомукшской структуры и ее восточного обрамления. Трондjemиты Войницкого домена имеют возраст 2786 ± 7 млн. лет. Возраст 2744 ± 9 млн. лет получен для эндербито-гнейса Вокнаволоцкого домена. Завершается архейская эволюция Западно-Карельского региона массовым внедрением поздне- и посттектонических магнезиальных монцодиоритов (санукитоидов) – 2716 ± 15 млн. лет, субщелочных и щелочных гранитов и лампрофировых даек 2694 ± 10 млн. лет.

Ключевые слова. Изотопная геохронология, U-Pb метод, циркон, зеленокаменные пояса, гранитоиды, санукитоиды.

ВВЕДЕНИЕ

Вскрытая в Карелии последовательность супракrustальных образований традиционно рассматривается как основа для разработки Общей хроностратиграфической шкалы нижнего докембрия России (Решение Всесоюзн..., 1979; Решение Всерос..., 2001; Семихатов и др., 1991). Стратиграфическая полнота и современное состояние изученности верхней части этой последовательности позволяет считать ее разрез гипостратотипом нижнего протерозоя (карелия), а развитые в центральной и западной Карелии хаутоваарская и гимольская серии на III Всероссийском совещании “Общие вопросы расчленения докембрия” были избраны как типовые подразделения соответственно среднелопийской (3000–2800 млн. лет) и верхнелопийской (2800–2500 млн. лет) эратем верхнеархейской (лопийской) эонотемы (Решение Всерос..., 2001). При этом в Решениях названного совещания было подчеркнуто, что одной из главных очередных задач совершенствования Общей хроностратиграфической шкалы нижнего докембрия нашей страны являются прецизионное U-Pb датирование и изотопно-геохимическое изучение архейских и нижнепротерозойских образований, особенно развитых в стратотипических местнос-

тях подразделений, выделенных в упомянутой шкале.

В предлагаемой статье приводятся новые U-Pb датировки циркона из позднеархейских комплексов Западной Карелии, полученные традиционным методом и на ионном микрозонде, а также данные о Sm-Nd систематике этих комплексов. Изложению результатов оригинальных исследований предпослан краткий обзор геологического строения изученных образований, которые входят в состав гранит-зеленокаменной области (ГЗО) Западной Карелии.

Карельская ГЗО представлена обширными гранито-гнейсовыми ареалами и расположенными среди них узкими зонами развития осадочно-вулканогенных толщ зеленокаменных поясов (Вулканизм архейских..., 1981; Кратц и др., 1985, Lobach-Zhuchenko et al., 1993 и др.). Основываясь на результатах оценки возраста коры, определенной главным образом Sm-Nd изотопным методом по породе в целом, Лобач-Жученко и др. (2000 б) разделили территорию Карелии на три сегмента – Западную Карелию (возраст около 3000 млн. лет), Центральную Карелию (около 2850 млн. лет) и

наиболее древнюю, Юго-Восточную Карелию (древнее 3200 млн. лет).

При реконструкции истории формирования ГЗО Западной Карелии определяющую роль играет расшифровка истории становления разновозрастных гранито-гнейсовых комплексов и их соотношений с супракрустальными породами зеленокаменных поясов. Ясно, что решение этих вопросов требует не только структурно-геологических, но и детальных изотопно-геохронологических и изотопно-геохимических исследований.

Отличительной особенностью Западного сегмента Карельской ГЗО является латеральная неоднородность состава и соотношений гранито-гнейсового и зеленокаменного комплексов. С учетом этих неоднородностей здесь выделяются четыре крупных структурно-вещественных домена: Костомукшский и Большеозерский (Ледмозерский) гранит-зеленокаменные домены и Вокнаволоцкий и Войницкий гранитогнейсовые домены.

Несмотря на многолетние исследования, возраст и соотношения супракрустальных пород, гнейсов и гранитоидов в этих доменах в литературе трактуются неоднозначно. Приводимые ниже результаты наших исследований вносят определенный вклад в решение этих вопросов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Костомукшский ТТГ зеленокаменный домен отвечает западной ветви выделенного ранее Костомукшско-Гимольского зеленокаменного пояса (рис. 1). Геологическое строение этого домена определяется сочетанием тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гранитоидов и расположенных между ними различных по размеру фрагментов супракрустальных толщ.

Наиболее крупный фрагмент – Костомукшская структура – представляет собой ассиметричную синформу, в строении которой выделяются две крупные литостратиграфические единицы: существенно вулканогенная контокская и вулканогенно-осадочная гимольская серии. Контокская серия слагает западный борт структуры и включает две толщи. Главной составляющей этой серии являются вулканы ранней базальт-коматиитовой толщи, формирование которой по петрологическим и изотопно-геохимическим данным ($\epsilon Nd(T) = +2.7 \pm 0.3$) происходило 2843 ± 39 млн. лет назад, в обстановке, близкой к обстановкам современных океанических плато вдали от древней сиалической коры (Puchtel et al., 1998). Более поздние кислые вулканы контоксской серии локализованы в узкой протяженной полосе и представлены да-

цитами и риолитами лавовой, туфогенной и субвулканической (жерловой) фаций; кроме того, маломощные субвулканические тела кислого состава часто фиксируются в базальт-коматиитовой толще. Широкие вариации геохимических и изотопных характеристик кислых вулканитов связываются с их образованием за счет смешения расплавов, образовавшихся при плавлении метабазитового и древнего корового источников (Samsonov et al., 1998). Гимольская серия представлена железистыми кварцитами и вулканогенно-осадочными породами, минимальный возрастной предел которых (2.7 млрд. лет) определяется U-Pb возрастом цирконов секущих гранит-порфиров и микроклиновых гранитов (Лобач-Жученко и др., 2000а). Изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что формирование вулканогенных пород серии происходило при ведущей роли деплетированного мантийного источника с небольшим вкладом древней коровой компоненты (ϵNd = от +1.2 до +1.5). Возрастные соотношения супракрустальных пород контоксской и гимольской серий и характер их контакта интерпретируются разными исследователями как стратиграфические или тектонические (Puchtel et al., 1997, 1998). Данные, полученные в последнее время в Костомукшской структуре, свидетельствуют в пользу первой точки зрения (Решения Всероссий..., 2001).

Синтектонические ТТГ гранитоиды западного и восточного обрамления Костомукшской структуры различаются как по геолого-структурным, так и по изотопно-геохимическим характеристикам. В восточном обрамлении структуры ТТГ гнейсы имеют отчетливо выраженный купольный структурный план и содержат многочисленные включения супракрустальных пород, сопоставимых по составу с породами контоксской и гимольской серий. Гнейсы отвечают по составу тоналитам, имеют умеренно фракционированные спектры тяжелых РЗЭ, повышенные содержания Yb и Y, устойчиво отрицательные аномалии Sr и Eu и отрицательное значение $\epsilon Nd = -0.3$. По всем геохимическим характеристикам восточные тоналиты близки к дацитами гимольской серии и, возможно, являются комагматами последних. В западном обрамлении представлены синкинематические однородные по составу средне-крупнозернистые лейкократовые плагиогнейсы, практически лишенные включений супракрустальных пород. По составу это высокоглиноземистые тоналиты и трондьемиты с геохимическими характеристиками, типичными для адакитовых серий: сильно фракционированные спектры легких и тяжелых РЗЭ при низких уровнях ТРЗЭ и Y, слабо проявленные аномалии Sr, Eu и Ti при отчетливых резко отрицательных аномалиях Nb и Ta (Самсонов и др., 2004). Изотопный состав Nd (ϵNd = от +2.4

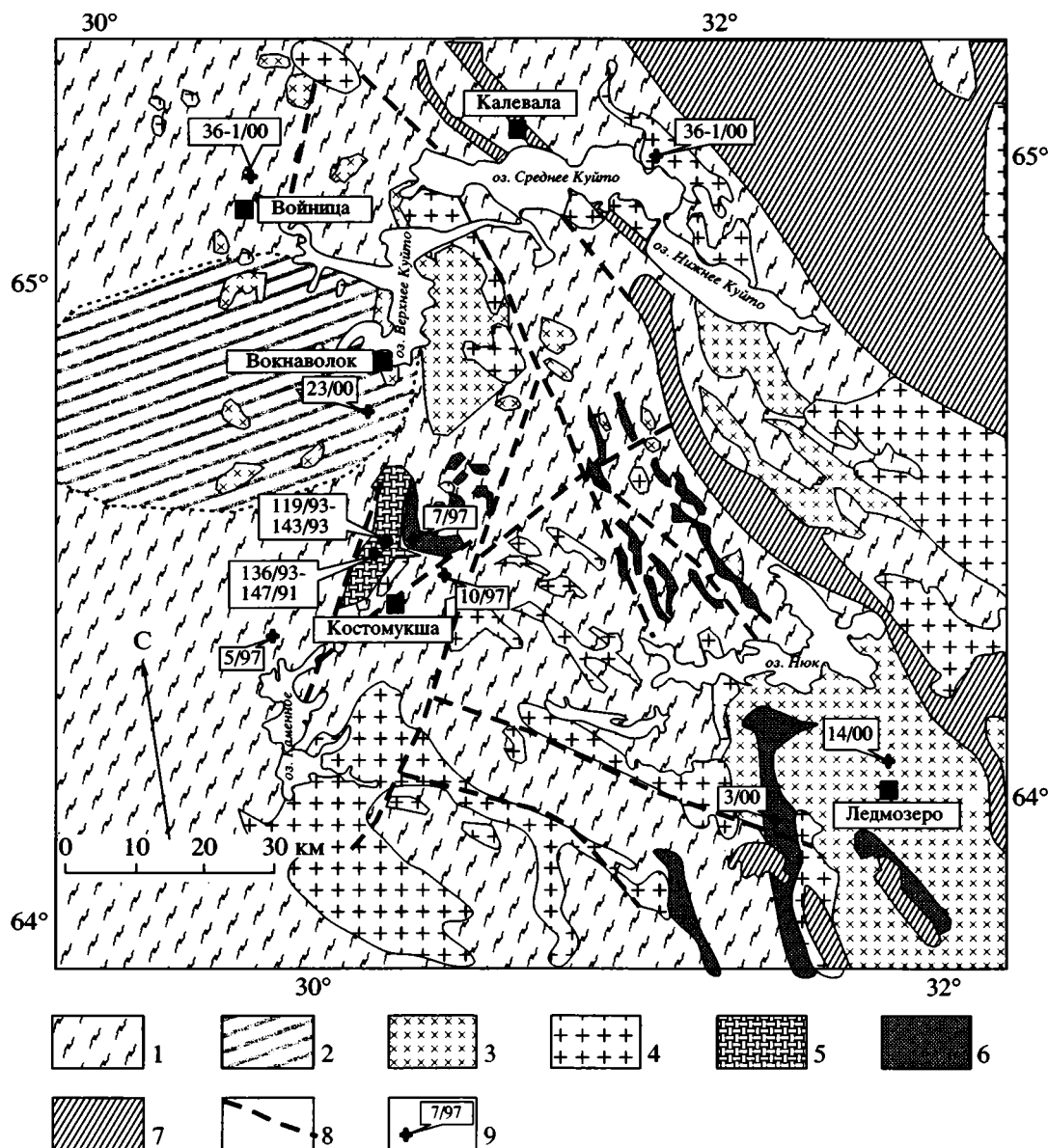


Рис. 1. Схема геологического строения Западной части Карельской ГЗО (составлена на основе геологической карты Балтийского щита масштаба 1 : 2000000 (Geological map..., 2001).

1–4 – породы гранитогнейсового комплекса: 1 – ранние ТТГ гнейсы, главным образом Войницкого домена; 2 – гнейсы Вокнаволоокского домена; 3 – позднектонические диорит-гранодиоритовые (санукитоидные) массивы; 4 – позднектонические граниты и пегматиты; 5–6 – супракrustальные комплексы Костомукшско-Гимольского зеленокаменного пояса: 5 – существенно вулканогенные; 6 – вулканогенно-осадочные; 7 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 8 – крупные разломы; 9 – места отбора и номера геохронологических проб.

до +1.8) указывает на генерацию первичных для этих пород расплавов за счет деплетированного мафического источника лишь с небольшим вкладом коровой компоненты вблизи Костомукшской структуры.

Позднектонические гранитоиды в Костомукшском районе имеют ограниченное распространение и представлены диорит-гранодиоритовыми массивами санукитоидной серии, среди супракrustальных толщ Костомукшской структуры

(Самсонов и др., 2004; Bibikova et al., 2005) и субщелочными и щелочными гранитами в ее обрамлении.

Ледмозерский гранит-зеленокаменный домен отвечает восточной ветви Костомукшско-Гимольского зеленокаменного пояса, которая трассируется цепочкой узких протяженных рифтообразных зеленокаменных структур со своей спецификой строения и состава вулканогенно-осадочных толщ и гранитоидов обрамления. Наиболее крупная Хе-

дозерско-Большеозерская структура (рис. 1) протягивается в субмеридианальном направлении на протяжении 25 км и представляет собой узкую сжатую синклираль (Миллер, 1988, Милькевич и Мыскова, 1998). В составе структуры выделяется две толщи. Нижняя толща представлена биотит-гранат-ставролитовыми сланцами, образовавшимися за счет терригенно-осадочного материала, с редкими линзами железистых кварцитов. Выше залегает контрастная по составу толща метавулканитов андезитового и риолитового состава.

В обрамлении Хедозерско-Большеозерской структуры резко преобладают однородные огнейсованные, двуполевошпатовые гранитоиды монзонитового ряда, возможно, слагающие несколько крупных плутонов. В гранитоидах отмечаются фрагменты сильно микроклинизированных гнейсов, которые могут представлять собой останцы как супракрустальных пород, так и более ранних ТТГ гнейсов. По составу эти гранитоиды варьируют от кварцевых монзонитов до гранодиоритов и обладают ярко выраженной геохимической спецификой, аналогичной санукитоидам Костомукшского района (Самсонов и др., 2001).

Вокнаволоцкий гранито-гнейсовый домен выделяется по геологическим и геофизическим данным севернее Костомукшской структуры. Преобладающими по объему породами вокнаволоцкого домена являются синтектонические гранитоиды, содержащие различные по размерам включения супракрустальных пород, преимущественно амфиболитов, количество которых увеличивается к северу, около поселка Вокнаволоку. Позднетектонические санукитоиды, граниты и лампрофиры развиты локально. Несмотря на традиционное описание Вокнаволоцкого домена как гранулитового с выделением на картах обширных полей распространения двупироксеновых гнейсов, сланцев и эндербитов, при петрографических исследованиях отмечается резкое преобладание беспироксеновых метаморфических ассоциаций (Самсонов и др., 2001). Вопросы геолого-структурной и возрастной позиции Вокнаволоцкого домена в структуре Западно-Карельского блока, а также происхождения протолита слагающих его пород и направленность их метаморфических преобразований являются предметом дискуссий. Свириденко (1974) рассматривает пироксеновые ассоциации в породах Вокнаволоцкого домена как реликты обширного гранулитового блока, представлявшего наиболее древнее образование региона. По данным Кожевникова (2000) пироксеновые ассоциации формировались на прогрессивной стадии метаморфизма, в позднем архее. Результаты изучения Вокнаволоцкого домена показывают, что наиболее ранняя ассо-

циация слагающих его пород (амфиболиты и гнейсы) по петрографическим и геохимическим характеристикам аналогичны породам Костомукшской структуры и ее восточного гнейсового обрамления. Отличительной чертой этого комплекса, определяющей специфику его строения, состава и метаморфизма, является присутствие эндербитоподобных гранитоидов и мигматитов, образовавшихся при малоглубинном, мокром плавлении метабазитового субстрата (Самсонов и др., 2001).

Войницкий гранито-гнейсовый домен выделяется в самой северной части западно-Карельского сегмента и сложен разнообразными по составу син- и позднектоническими гранитоидами. Синтектонические ТТГ гранитоиды являются доминирующим типом пород в западной части Войницкого домена и представлены двумя структурно-вещественными и геохимическими типами пород, аналогичными ТТГ гранитоидам обрамления Костомукшской структуры (Самсонов и др., 2001). Позднетектонические гранитоиды и лампрофиры занимают господствующее положение в восточной части Войницкого домена и представлены редкими маломощными жилами или небольшими массивами в западной части среди преобладающих ТТГ гнейсов. Это двуполевошпатовые, биотитовые или биотит-мусковитовые граниты, со слабо проявленными гнейсовыми текстурами и гранобластовыми, иногда с реликтами порфировых, структурами. Лампрофиры редки и слагают жильные тела мощностью от десятка сантиметров до двадцати метров среди массива крупнозернистых гранитов (Самсонов и др., 2001).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами проведено U-Pb изотонное датирование по акцессорным цирконам и Sm-Nd изотонное исследование различных магматических пород Западной Карелии. Места отбора изученных образцов показаны на рис. 1. Содержание главных и редких элементов и Sm-Nd изотопные данные для датированных образцов приведены в таблицах 1 и 2.

Акцессорные цирконы выделялись из проб весом 10–15 кг по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в бромформе в Лаборатории минералогического анализа Института литосферы РАН. Подготовка навесок монофракций цирконов для изотопного анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов проводилось в проходящем и отраженном свете в воздушной и спиртовой среде. Внутреннее

Таблица 1. Химические составы архейских пород западной части Карельского кратона

Структура	Костомукшская структура						
Серия/группа пород	Контокская серия, риолиты и дациты						
Порода	туфы и туффиты			жерловая фация		дайки в коматиитах	
Образец	91147	136/93	4/97	138/93	25/97	141/93	41/94
SiO ₂	72.20	79.14	68.96	71.20	66.98	77.88	65.26
TiO ₂	0.42	0.28	0.35	0.47	0.34	0.11	0.48
Al ₂ O ₃	16.00	12.19	14.69	16.39	13.05	12.77	16.59
Fe ₂ O ₃	1.38	1.61	2.92	1.51	3.40	1.76	2.84
MnO	0.11	0.11	0.14	0.12	0.17	0.12	0.14
MgO	1.01	0.33	1.40	0.56	2.34	0.77	5.12
CaO	2.37	1.77	2.46	2.91	4.23	1.53	2.67
Na ₂ O	3.40	3.14	1.56	4.08	0.29	0.00	6.74
K ₂ O	2.61	1.36	7.42	2.61	9.11	5.00	0.07
P ₂ O ₅	0.13	0.07	0.09	0.14	0.09	0.04	0.09
Mg [#]	0.59	0.29	0.49	0.43	0.58	0.46	0.78
Na ₂ O/K ₂ O	1.30	2.32	0.21	1.56	0.03	0.00	95.14
Na ₂ O + K ₂ O	6.01	4.50	8.98	6.70	9.40	5.00	6.81
Li	15.4	10.9	22.6	9.05	0.964	н/о	н/о
Sc	5.01	3.38	5.22	6.58	3.75	н/о	н/о
V	40.3	12.7	21	29.4	н/о	н/о	н/о
Cr	18.3	15.7	25.1	35.1	20.9	н/о	н/о
Co	3.18	8.29	5.05	2.9	3.9	н/о	н/о
Ni	7.8	12.9	16	13.9	13.5	н/о	н/о
Cu	8.08	19.6	15.7	15.5	13.4	н/о	н/о
Zn	36.2	20.5	31.2	38.5	43	н/о	н/о
Ga	17.8	13.3	17	19.4	16.7	н/о	н/о
Rb	58.9	30.2	94	60	106	н/о	н/о
Sr	195	151	95	209	22.3	н/о	н/о
Y	9.63	6.63	6.34	8.33	5.29	н/о	н/о
Zr	128	127	143	184	103	н/о	н/о
Nb	5.82	4.45	4.09	7.01	3.17	н/о	н/о
Cs	1.59	0.918	1.74	0.997	0.655	н/о	н/о
Ba	419	346	675	621	637	н/о	н/о
La	9.89	10.8	21.3	18.8	15.6	27.5	19.1
Ce	22.4	15.6	38.4	27.1	26.2	57.6	40.8
Pr	2.52	2.46	3.95	4.27	2.85	н/о	4.45
Nd	9.53	8.19	13	14.6	10.1	20	15.7
Sm	2.17	1.51	2.2	2.24	1.59	3.29	2.64
Eu	0.64	0.431	0.617	0.709	0.571	1.76	0.78
Gd	1.8	1.28	1.96	2.09	1.35	2.55	2.11
Tb	0.29	0.185	0.227	0.277	0.178	н/о	0.27
Dy	1.67	1.11	0.985	1.58	0.907	1.88	1.38
Ho	0.36	0.208	0.203	0.3	0.186	н/о	0.25
Er	0.86	0.675	0.546	0.833	0.52	0.961	0.68
Tm	0.14	0.101	0.073	0.111	0.0649	н/о	0.09
Yb	0.95	0.732	0.479	0.807	0.411	1.03	0.59
Lu	0.14	0.11	0.062	0.099	0.0506	н/о	0.08
Hf	3.31	3	3.26	4.5	2.57	н/о	н/о
Ta	1.05	0.355	0.352	0.476	0.284	н/о	н/о
Pb	11.7	5.77	10.5	5.5	6.07	н/о	н/о
Th	7.47	5.84	4.74	8.63	2.9	н/о	н/о
U	1.89	0.438	1.1	0.253	0.659	н/о	н/о
Th/U	3.95	13.3	4.31	34.1	4.40	н/о	н/о
(La/Yb) _N	7.03	9.96	30.0	15.7	25.6	18.02	21.85
(La/Sm) _N	2.87	4.50	6.10	5.28	6.18	5.26	4.56
(Gd/Yb) _N	1.53	1.41	3.31	2.09	2.65	2.00	2.89
Eu/Eu*	0.99	0.95	0.91	1.00	1.19	1.86	1.01

Таблица 1. Продолжение

Структура				Костомукшская структура		
Серия/группа пород	Гимольская серия, дациты	Синтектонические ТТГ, гранитоиды обрамления		Позднетектонические санукитоиды, массив Таловейс		
Порода	туффит	тоналит	трондьемит	диорит	трондьемит	гранодиорит
Образец	7/97	10/97	5/97	119А/93	143/93	145/93
SiO ₂	63.70	66.40	69.50	59.94	69.25	71.28
TiO ₂	0.66	0.62	0.47	0.66	0.38	0.35
Al ₂ O ₃	16.20	15.90	15.80	16.57	15.03	14.62
Fe ₂ O ₃	6.89	4.56	3.18	7.18	3.71	3.77
MnO	0.14	0.14	0.13	0.14	0.12	0.13
MgO	3.24	1.57	1.16	3.41	1.51	1.46
CaO	3.16	4.59	3.75	5.66	2.84	2.17
Na ₂ O	2.66	3.62	3.74	3.87	5.42	3.30
K ₂ O	1.74	1.70	1.57	2.26	1.59	2.79
P ₂ O ₅	0.15	0.17	0.10	0.31	0.15	0.12
Mg [#]	0.48	0.41	0.42	0.48	0.45	0.43
Na ₂ O/K ₂ O	1.53	2.13	2.38	1.71	3.40	1.18
Na ₂ O + K ₂ O	4.40	5.32	5.31	6.13	7.02	6.09
Li	28	38.2	18.9	43.68	26.89	18.85
Sc	14.1	8.09	4.26	13.88	7.04	8.06
V	95.4			139.01	61.20	62.34
Cr	125	20.8	20.7	38.61	42.29	40.81
Co	21	8.39	6.83	15.94	7.48	7.72
Ni	81.4	11.9	17.1	26.21	26.20	27.31
Cu	19.1	5.02	2.19	30.04	5.39	5.23
Zn	70.3	74	50.1	72.16	25.38	107.43
Ga	17.6	19.3	18.3	22.04	20.26	19.15
Rb	71	103	73.7	60.47	68.59	70.31
Sr	325	189	282	768.8	516.9	371.86
Y	13	17.8	5.26	15.70	8.92	9.58
Zr	125	179	162	163.1	132.4	138.4
Nb	4.06	11.8	4.04	4.05	5.30	5.47
Cs	9.49	8.66	2.49	8.26	5.26	1.35
Ba	271	184	432	991.7	825.1	1208
La	25.3	26.7	29.3	43.70	35.33	36.09
Ce	53	53.6	52.7	89.21	67.59	65.54
Pr	6.33	5.64	5.31	10.43	7.45	7.13
Nd	26.6	20.1	17.5	40.08	26.62	26.11
Sm	4.9	3.94	2.68	6.65	3.93	3.94
Eu	1.35	0.817	0.598	1.45	0.87	0.84
Gd	4.06	3.79	2.12	4.43	2.37	2.56
Tb	0.567	0.597	0.246	0.58	0.30	0.33
Dy	2.67	3.04	1.07	2.90	1.48	1.62
Ho	0.535	0.632	0.203	0.55	0.28	0.30
Er	1.42	1.87	0.599	1.48	0.79	0.83
Tm	0.21	0.261	0.0721	0.22	0.12	0.13
Yb	1.44	1.78	0.476	1.33	0.77	0.83
Lu	0.199	0.23	0.0619	0.20	0.12	0.13
Hf	3.25	4.18	4.08	4.38	3.69	4.01
Ta	0.27	1.59	0.198	0.30	0.58	0.76
Pb	12.9	11.4	6.52	21.02	7.89	147.06
Th	4.15	8.64	7.65	7.90	15.61	15.41
U	1.19	3.67	0.939	2.22	3.23	5.98
Th/U	3.49	2.35	8.15	3.56	4.83	2.58
(La/Yb) _N	11.86	10.12	41.55	24.08	32.61	29.46
(La/Sm) _N	3.25	4.27	6.88	4.31	5.65	5.77
(Gd/Yb) _N	2.28	1.72	3.60	2.72	2.58	2.51
Eu/Eu*	0.93	0.65	0.77	0.90	0.92	0.81

Таблица 1. Окончание

Структура	Большеозерская структура		Вокнаволокс- кий блок	Войницкий блок		
Серия/группа пород	Вулканогенно- осадочная толща	Санукитоиды обрамления	Синтектоничес- кие гранитоиды	Синтектоничес- кие гранитоиды	Позднетектонические гранитоиды и лампрофиры	
Порода	риолит	Qz-диорит	эндербит	трондьемит	гранодиорит	лампрофир
Образец	3-1/00	14/00	23/00	36-1/00	24-1/02	39-1/00
SiO ₂	77.31	63.69	68.04	73.67	63.76	60.85
TiO ₂	0.17	0.65	0.60	0.25	0.85	1.33
Al ₂ O ₃	14.08	16.68	15.91	15.04	16.57	15.95
Fe ₂ O ₃	1.39	5.33	4.24	1.82	5.71	7.45
MnO	0.11	0.13	0.12	0.11	0.15	0.13
MgO	0.52	2.12	1.45	0.58	2.33	2.03
CaO	1.27	3.91	4.83	2.89	4.74	4.11
Na ₂ O	1.98	3.25	3.79	4.15	3.15	3.66
K ₂ O	3.11	3.97	0.86	1.40	2.51	3.95
P ₂ O ₅	0.05	0.28	0.14	0.09	0.22	0.53
Mg [#]	0.43	0.44	0.40	0.39	0.45	0.35
Na ₂ O/K ₂ O	0.64	0.82	4.40	2.97	1.25	0.93
Na ₂ O + K ₂ O	5.09	7.22	4.65	5.55	5.66	7.61
Li	59.57	26.97	18.53	20.80	32.12	60.81
Sc	3.34	15.90	8.62	3.97	8.81	15.18
V	8.37	115.7	46.58	16.93	87.85	125.8
Cr	31.99	59.39	33.15	30.81	22.52	62.17
Co	2.50	16.52	10.78	5.11	14.62	17.97
Ni	23.51	29.38	31.22	19.24	27.88	25.79
Cu	1.52	14.12	6.27	10.74	13.97	14.95
Zn	24.20	98.08	60.69	47.66	59.67	140.8
Ga	22.06	27.06	19.31	22.79	21.41	31.02
Rb	148.3	119.3	18.79	52.33	76.00	214.7
Sr	65.69	1030	365.5	417.3	368.4	747.8
Y	22.55	22.39	11.51	3.28	11.31	30.91
Zr	159.2	304.3	253.9	219.7	241.0	803.2
Nb	15.94	9.05	4.86	3.12	5.37	32.66
Cs	5.21	1.66	0.09	1.20	1.75	2.87
Ba	451.5	2110	515.5	459.5	582.4	1423
La	54.99	63.11	17.28	19.83	29.48	174.7
Ce	101.86	125.4	34.24	35.40	62.67	321.4
Pr	11.74	13.69	4.38	3.83	6.69	32.89
Nd	40.32	52.72	16.16	13.53	24.34	121.9
Sm	5.79	8.01	3.00	1.87	4.07	19.01
Eu	0.56	2.34	0.95	0.72	1.08	3.29
Gd	4.79	6.44	2.72	1.19	3.06	12.61
Tb	0.68	0.77	0.37	0.16	0.43	1.52
Dy	3.20	3.67	1.92	0.52	2.27	6.35
Ho	0.63	0.68	0.37	0.08	0.43	1.02
Er	1.92	1.78	0.84	0.17	1.12	2.45
Tm	0.28	0.25	0.12	0.02	0.16	0.29
Yb	1.83	1.50	0.73	0.18	0.95	1.97
Lu	0.28	0.19	0.09	0.03	0.14	0.28
Hf	5.42	7.55	5.45	5.50	5.58	17.09
Ta	1.17	0.59	0.19	0.22	0.54	2.04
Pb	11.43	19.68	3.96	9.22	19.53	14.23
Th	17.00	9.33	0.36	7.89	7.69	19.98
U	3.69	1.59	0.13	0.40	1.02	1.27
Th/U	4.60	5.87	2.70	19.75	7.55	15.79
(La/Yb) _N	20.23	28.33	16.02	74.66	20.87	59.95
(La/Sm) _N	5.98	4.96	3.63	6.69	4.56	5.79
(Gd/Yb) _N	2.11	3.46	3.02	5.36	2.59	5.18
Eu/Eu*	0.33	1.00	1.02	1.48	0.93	0.65

Примечание. Оксиды даны в мас. % и пересчитаны на сухой остаток; элементы – в мкг/г; н/о – элемент не определялся.

Таблица 2. Sm–Nd изотопные данные для супракрустальных пород и гранитоидов Костомукшской структуры

Серия/группа пород	Контокская серия, риолиты и дациты						
Порода	туфы и туффиты			жерловая фация		дайки в коматиитах	
Образец	147/91	136/93	4/97	138/93	25/97	141/93	41/94
Nd, мкг/г	10.6	8.89	10.5	15.3	9.49	20.7	15.3
Sm, мкг/г	2.15	1.55	1.70	2.61	1.52	3.34	2.67
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.12271	0.10522	0.09791	0.10299	0.09699	0.09734	0.10558
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.510957	0.510804	0.510810	0.510819	0.510863	0.510793	0.510971
T (млн. лет)*	2800	2800	2800	2800	2800	2800	2800
ϵNd_T	–6.21	–2.58	0.21	–1.47	1.59	–0.11	0.39
$T_{(\text{DM})}^{**}$	3.65	3.28	3.07	3.19	2.97	3.07	3.06

Серия/группа пород	Гимольская серия, дациты	Синтектонические ТТГ, гранитоиды обрамления		Позднетектонические санукитоиды, массив Таловейс	
Порода	туффит	тоналит	трондьемит	диорит	трондьемит
Образец	7/97	10/97	5/97	119А/93	143/93
Nd, мкг/г	25.9	18.0	17.2	6.63	3.89
Sm, мкг/г	4.85	3.51	2.38	40.2	26.5
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.11325	0.11735	0.08378	0.09980	0.08883
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.511176	0.511161	0.510684	0.510877	0.510765
T (млн. лет)*	2800	2800	2744	2716	2716
ϵNd_T	1.58	–0.18	1.78	–0.48	1.18
$T_{(\text{DM})}^{**}$	2.98	3.13	2.88	3.03	2.90

* U–Pb возраст по цирконам.

** Модельный возраст по отношению к деплетированной мантии с возрастом 4.56 млрд. лет и современными параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ (Goldstein, Jacobsen, 1988).

строение некоторых цирконов было изучено методом катодолюминесценции.

U–Pb изотопное исследование цирконов было проведено классическим методом в изотопной лаборатории ГЕОХИ РАН по принятой в лаборатории методике. Кроме того, часть цирконов анализировалась точечным методом на ионном микрозонде NORDSIM в Шведском музее естественной истории, в Стокгольме. Разложение микронаветок цирконов при классическом методе исследования (0.5–3 мг) и химическое выделение урана и свинца для изотопного анализа выполнялось по методу Т. Кроу (Krogh, 1973). Концентрации урана и свинца определены методом изотопного разбавления с применением смешанного $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$ трассера. Холостое загрязнение полного анализа не превышало 0.1–0.2 нг Pb. Изотопный состав свинца измерен на одноколлекторном твердофазном масс-спектрометре CAMECA TSN 206А. Поправка на примесь обыкновенного свинца введена на возраст по модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). Регрессия изотопных данных

проведена по программе Людвиг (Ludwig, 1999), использованы современные величины констант распада (Steiger, Jaeger, 1976). Ошибки в U–Pb изотопных отношениях составили 0.5%. Для повышения степени конкордантности изотопных возрастов некоторые наиболее нарушенные фазы цирконов были подвергнуты предварительному селективному кислотному растворению (CP) (Mattison, 1994). Согласно этой методике предварительная обработка цирконов проводилась в концентрированной HF в термостате при температуре 150°C. Образцы подвергались такой обработке в течение 8 ч. После охлаждения раствор декантировался, а кристаллический остаток двукратно обрабатывали 3.1 N раствором соляной кислоты при температуре 180 и 200°C в течение 10 ч. Раствор HCl декантировался, остаток дважды промывался концентрированной HNO₃, после чего кристаллический остаток циркона разлагался по обычной методике.

Для нескольких проб цирконов U–Th–Pb изотопное исследование было проведено в Изотоп-

ной лаборатории Шведского музея Естественной истории в Стокгольме на масс-спектрометре вторичных ионов CAMECA 1270, NORDSIM, под руководством М. Вайтхауза. Исследуемые цирконы вместе с цирконом-стандартом были запечатаны в таблетку эпоксидной смолы и приполированы до вскрытия центральных частей кристаллов. Строение цирконов предварительно изучалось методом катодолюминесценции. Перед анализом на таблетку было напылено золото. Первичный ионный пучок состоял из O_2^- , который первоначально воздействовал на эллипсоидную область кристалла размером 25×40 мкм. Анализ вторичных ионов осуществлялся при разрешении прибора в 5600, что позволяло надежно разделять все необходимые атомные массы. Более подробное изложение методики анализа можно найти в публикациях (Whitehouse et al., 1997, 1999). Точность измерения изотопного состава свинца 0.1–0.3%, точность измерения U-Pb изотопных отношений 1–3% (1σ). Результаты исследования приведены в таблицах 3 и 4.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Костомукшский ТТГ-зеленокаменный домен.

Классическим U-Pb методом были изучены и датированы цирконы из кислых вулканитов контоксской свиты – риолита (обр. 138/93) и туфа (обр. 136/93). Преобладают умеренно-удлиненные призматические зерна со сглаженными контурами, в которых заметна внутренняя магматическая зональность. Среди цирконов из туфа некоторые зерна содержат внутренние ядра. Результаты исследования представлены в табл. 3. Цирконы содержат типичные для этого минерала из подобных пород концентрации урана, однако рассчитанные для них изотопные возрасты дискордантны, что хорошо видно на графике (рис 2 А). Получить растяжку на диаграмме для исследованных фракций циркона из риолита (обр. 138/93) не удалось; при совместной обработке данных для риолита и туфа получен возраст 2790 ± 21 млн. лет. Высокая величина СКВО при совместном расчете данных для обеих проб, по-видимому, связана с некоторой неоднородностью циркона в туфе. Три зерна циркона из дацита (обр. 147/91) были проанализированы на ионном микрозонде (табл. 4, рис 3 А). Фотография типичного зерна циркона в проходящем и отраженном свете приведена на рис. 4 А. Полученное значение возраста составило 2791 ± 23 млн. лет. Достаточно высокая ошибка в возрасте связана с малой статистической представительностью анализов. Таким образом, возрасты, полученные для цирконов из вулканитов кислого состава контоксской серии Костомукшской структуры, составили 2790 ± 20 млн. лет. Аналогичное

значение возраста, 2795 ± 10 млн. лет, было получено ранее Лобач-Жученко и др. (2000 а).

Нами проведено изотопное датирование гранитоидов как в западном, так и в восточном обрамлении Костомукшской структуры. U-Pb датирование цирконов из тоналита восточного обрамления структуры (обр. 10/97) было выполнено, как классическим методом, так и точечным на ионном микрозонде. Фотографии цирконов и их катодолюминесцентное изображение приведены на рис. 4 В, Г. Цирконы имеют призматическое строение и тонкую магматическую зональность. Однако в некоторых зернах на катодолюминесцентных снимках видно присутствие внутренних ядер (рис. 4 В). Результаты классического исследования приведены в табл. 3. Цирконы содержат 300–400 мкг/г урана и имеют дискордантные изотопные возрасты. Применение метода селективного кислотного растворения к одной из фракций цирконов позволило получить для нее практически конкордантные изотопные возрасты, и возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2779 ± 11 млн. лет (рис. 2 Б). Результаты U-Pb изотопного датирования различных зон цирконов на ионном микрозонде приведены в табл. 4 и на рис. 5 А. По результатам изотопного датирования цирконов возраст их составил 2788 ± 13 млн. лет. Некоторая разница в возрасте между предполагаемыми ядрами и магматическими зональными кристаллами видна на рис. 5 Б-В, где приведены значения средневзвешенных возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2σ). Они составили 2798 ± 4 млн. лет для ядерных зон цирконов и 2782 ± 5 млн. лет для зональных, магматических областей кристаллов. Различие в возрасте выходит за пределы экспериментальной погрешности и указывает на присутствие в ядрах цирконов более древнего вещества.

Для циркона из туфа гимольской серии (обр. 7/97) классическим методом получен возраст 2787 ± 7.6 млн. лет (табл. 3, рис. 2 В), данное значение очень близко к возрасту тоналита и показывает, что формирование этих близких по петрогеохимическим характеристикам пород происходило практически одновременно. Фотография циркона из туфа приведена на графике. Наряду с хорошо оформленными призматическими зернами с магматической внутренней зональностью в популяциях цирконов из туфа оптическими и изотопными методами также устанавливается присутствие ядер, что указывает на вероятный вклад древней коровой компоненты при формировании этих магматических пород.

В западном обрамлении структуры был проанализирован классическим методом циркон из трондjemита (обр. 5/97). Циркон представлен короткопризматическими хорошо оформленными кристаллами. Характерно достаточно высокое

Таблица 3. U-Pb изотопные данные для гранитоидов и вулканитов Карелии

№ фракции	Размер, мкм, морфологические особенности фракции	Навеска, г	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, млн лет
5/97, тоналит									
1	+75	0.0013	428.8	223.3	0.1	4520	0.4659	12.2070	2742.2 ± 2
2	-75	0.0012	529.6	280.7	0.1	4900	0.4745	12.3745	2734.7 ± 2
3	короткопризм.	0.0012	335.3	175.3	0.1	2290	0.4598	12.0059	2736.6 ± 2.4
4	длиннопризм.	0.0008	335.4	172.0	0.1	4100	0.4588	11.9389	2730.9 ± 2
5	С.Р.				0.12	1750	0.4594	11.9522	2745 ± 5
7/97, туф-фит									
1	-125 + 100	0.0014	126.7	79.89	0.2	4600	0.5212	13.8389	2764.1 ± 0.9
2	-100 + 90	0.0017	148.8	88.57	0.2	4210	0.5139	13.6493	2764.9 ± 0.8
3	-90 + 75	0.0013	153.7	94.16	0.2	12000	0.5059	13.2792	2745.5 ± 0.9
4	-75 + 60	0.001	153.5	94.54	0.21	3250	0.5046	13.2267	2743.0 ± 1.1
10/97, тоналит									
1	+75	0.0022	413.5	214.5	0.07	21400	0.4771	12.4463	2735.1 ± 1.9
2	-75	0.0014	353.6	184.2	0.085	6640	0.4741	12.3191	2728.9 ± 1.9
3	короткопризм.	0.0011	387.1	210.4	0.074	7000	0.4988	13.1036	2746.7 ± 1.9
4	длиннопризм.	0.001	243.9	126.7	0.092	13150	0.4892	12.8457	2746.1 ± 1.9
5	+75 С.Р.				0.09	1260	0.5365	14.3677	2778.2 ± 0.9
14/00, монзонит									
1	+125	0.0018	164.5	91.44	0.14	7350	0.4865	12.4890	2702.3 ± 1.9
2	-125 + 100	0.0019	177.8	96.85	0.14	7450	0.4794	12.2511	2701.2 ± 1.9
3	-100 + 75	0.0014	219.3	117.3	0.15	4720	0.4621	11.8144	2702.1 ± 2
4	-75	0.0016	286.6	94.04	0.15	2625	0.2831	7.1504	2681.7 ± 2.3
36-100/00, гранит									
1	+100	0.001	351.4	189.9	0.1	3125	0.4839	12.8049	2758.6 ± 2.1
2	-100 + 75	0.0014	317.0	171.9	0.095	2670	0.4870	12.8742	2757.0 ± 2.2
3	-75 + 60	0.001	298.7	162.6	0.094	5590	0.4904	13.0712	2770.7 ± 1.9
4	-60	0.0005	269.6	143.5	0.1	1640	0.4721	12.3122	2734.6 ± 2
№ фракции	Размер, мкм, морфологические особенности фракции	Навеска, г	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, млн лет	Rho
39-1/00									
1	+100	0.002	184.1	107.1	3050	0.4726	12.004	2691.2 ± 2.2	0.87
2	+75	0.0018	225.0	141.1	5240	0.4902	12.4601	2692.3 ± 2	0.89
3	+60	0.0029	216.7	132.9	9000	0.4828	12.269	2692 ± 2	0.59
138/93, риолит (диатрема)									
1	-100 + 75	0.0015	331.1	190.6	8130	0.5004	13.350	2772 ± 2	0.89
2	-75 + 60	0.0029	355.8	207.5	5180	0.5014	13.395	2774.2 ± 2.1	0.88
3	-60	0.0016	406.0	234.4	8000	0.4954	13.198	2770 ± 2	0.90
136/93, риолит (туф-лава)									
1	+100	0.0010	256.4	148.6	916	0.4856	13.011	2778 ± 5.9	0.71
2	-007 св	0.0004	230.0	129.7	1520	0.4841	12.931	2774.2 ± 3.9	0.76
3	-007 т	0.00055	249.6	135.4	3760	0.4725	12.539	2763 ± 2.3	0.86
4	смесь	0.0002	223.8	117.2	3100	0.4660	12.292	2753.4 ± 2.5	0.85
23/00, чарнокит									
1	+75, прозр.	0.0005	131.4	75.82	1820	0.5049	12.9779	2711 ± 2.6	0.79
2	+75	0.0013	204.2	115.8	1800	0.4997	12.7712	2701.3 ± 3	0.79
3	+100a	0.0013	67.49	111.9	6000	0.5305	13.8160	2732.4 ± 2	0.89
4	+60	0.0014	212.28	126.5	5290	0.5259	13.740	2737 ± 2	0.90
3/00, риолит									
1	+75	0.0017	456.7	122.2	2140	0.2348	5.1006	2429.3 ± 2.7	0.83
2	-60	0.0016	626.4	227.4	2020	0.3328	7.9761	2594.8 ± 2.6	0.84
3	С.Р.	0.001	15.02	9.78	293.6	0.5198	13.5034	2728.3 ± 4.6	0.74

Таблица 4. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов Западной Карелии на ионном микрозонде NORDSIM

Образец, точка	Concentration, ppm			Th/U	²⁰⁶ Pb (%), обыкновен- ного	Isotopic ratios ± 1σ			Возраст, Ма ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± ± 1σ	Дискор- дантность (%)
	U	Th	Pb			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
Дациит, 147/91										
147-02a	215	159	160	0.74	0.22	0.534 ± 9	14.29 ± 20	0.1942 ± 9	2778 ± 5	-0.9
147-03a	158	70	111	0.44	0.03	0.535 ± 9	14.32 ± 20	0.1942 ± 10	2778 ± 7	-0.8
147-04a	170	117	123	0.69	0.09	0.526 ± 9	14.14 ± 20	0.1948 ± 12	2783 ± 8	-2.5
147-05a	313	219	209	0.70	1.37	0.497 ± 9	12.95 ± 20	0.1890 ± 15	2733 ± 9	-5.9
Тоналит, 10/97										
10-1	80	31	54	0.38	0.21	0.519 ± 12	13.75 ± 33	0.1922 ± 13	2761 ± 11	-3
10-3	214	37	136	0.17	0.2	0.516 ± 12	13.75 ± 32	0.1933 ± 9	2770 ± 8	-4
10-4	190	63	123	0.33	0.25	0.506 ± 11	13.66 ± 32	0.1957 ± 11	2791 ± 9	-7
10-5	146	69	99	0.47	0.24	0.512 ± 12	13.69 ± 32	0.1939 ± 9	2776 ± 8	-5
10-6	244	107	174	0.44	0.07	0.545 ± 13	14.69 ± 34	0.1955 ± 7	2789 ± 6	0.7
10-7	253	93	172	0.37	0.07	0.525 ± 12	14.11 ± 32	0.1947 ± 7	2782 ± 6	-3
10-8	360	107	229	0.30	0.12	0.501 ± 11	13.58 ± 31	0.1967 ± 7	2799 ± 6	-8
10-9	394	240	279	0.61	0.19	0.522 ± 12	14.10 ± 32	0.1959 ± 7	2792 ± 5	-4
10-10	191	74	128	0.39	0.11	0.517 ± 12	14.13 ± 33	0.1984 ± 8	2813 ± 7	-6
10-11	214	68	142	0.32	0.13	0.523 ± 12	14.05 ± 33	0.1950 ± 8	2785 ± 6	-3
10-12	376	144	271	0.38	0.00	0.554 ± 12	15.02 ± 34	0.1966 ± 5	2798 ± 4	2
10-13	359	140	252	0.39	0.46	0.538 ± 12	14.44 ± 33	0.1947 ± 8	2783 ± 6	-0.4
10-14	291	101	212	0.35	0.06	0.563 ± 13	15.21 ± 34	0.1960 ± 6	2793 ± 5	4
10-15	845	231	565	0.27	0.07	0.528 ± 12	14.17 ± 32	0.1946 ± 5	2781 ± 4	-2
10-16	143	67	103	0.47	0.15	0.544 ± 13	14.75 ± 35	0.1965 ± 11	2798 ± 9	0.2
Трондъемит, 36-1/00										
36-02a	96	46	68	0.46	0.03	0.532 ± 8	14.47 ± 20	0.1975 ± 9	2805 ± 7.9	-2
36-06a	398	247	275	0.56	4.0	0.510 ± 9	13.69 ± 21	0.1947 ± 12	2782 ± 11	-5.5
36-07a	116	30	75	0.26	1.4	0.503 ± 8	13.68 ± 20	0.1974 ± 9	2804 ± 8.3	-7
36-19a	394	262	296	0.67	0.1	0.544 ± 8	14.64 ± 20	0.1953 ± 7	2787 ± 3.5	0.5
36-22a	38	13	26	0.33	0.05	0.524 ± 8	13.79 ± 25	0.1910 ± 20	2750 ± 11.4	-1.6
36-23a	400	303	291	0.75	1.4	0.520 ± 8	13.96 ± 20	0.1948 ± 9	2782 ± 7.3	-0.5
36-24a	597	218	378	0.36	0.46	0.493 ± 8	12.19 ± 20	0.1794 ± 9	2647 ± 4.0	-2.9
36-25a	92	46	56	0.50	4.7	0.4616 ± 8	12.51 ± 25	0.1966 ± 20	2798.5 ± 17	-10.4
Гранодиорит, 24-1/00										
24-1	42		26		0.15	0.527 ± 12	13.53 ± 25	0.1863 ± 15	2709.4 ± 13.7	0.9
24-2	286	271	220	0.95	1.57	0.520 ± 10	13.42 ± 23	0.1871 ± 9	2717.4 ± 8.0	-0.8
24-3	261	231	203	0.88	0.3	0.535 ± 10	13.87 ± 23	0.1879 ± 9	2723.9 ± 6.7	1.8
24-5	120	56	87	0.46	0.11	0.551 ± 10	14.12 ± 23	0.1860 ± 9	2706.7 ± 9.2	5.6
24-6	131	126	100	0.89	1.29	0.499 ± 10	12.76 ± 23	0.1854 ± 9	2701.6 ± 9.4	-4.1
24-7	169	155	115	0.91	5.37	0.470 ± 11	12.26 ± 27	0.1892 ± 15	2735 ± 12.3	-11.1

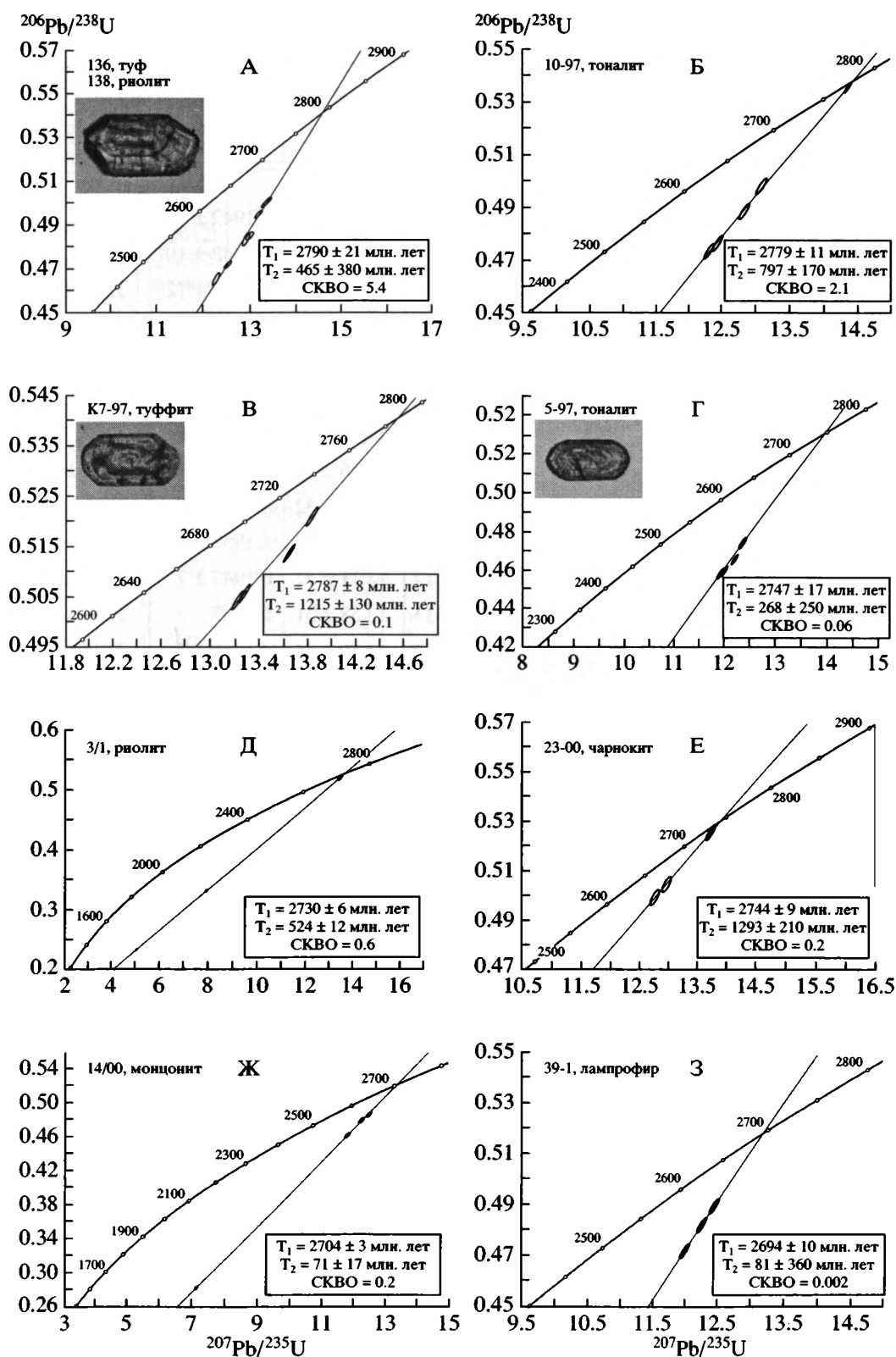


Рис. 2. Изохронные диаграммы с конкордией (U-Pb классический метод исследования) для цирконов.

А – из риолита (обр. 138/93) и туфа (обр. 136/93); Б – из тоналита (обр. 10/97); В – из туффита (обр. 7-97); Г – из трондземита (обр. 5/97); Д – из риолита (обр. 3-1/00); Е – из чарнокита (обр. 23/00); Ж – из монзонита (обр. 14/00); З – из лампрофира (обр. 39-1/00).

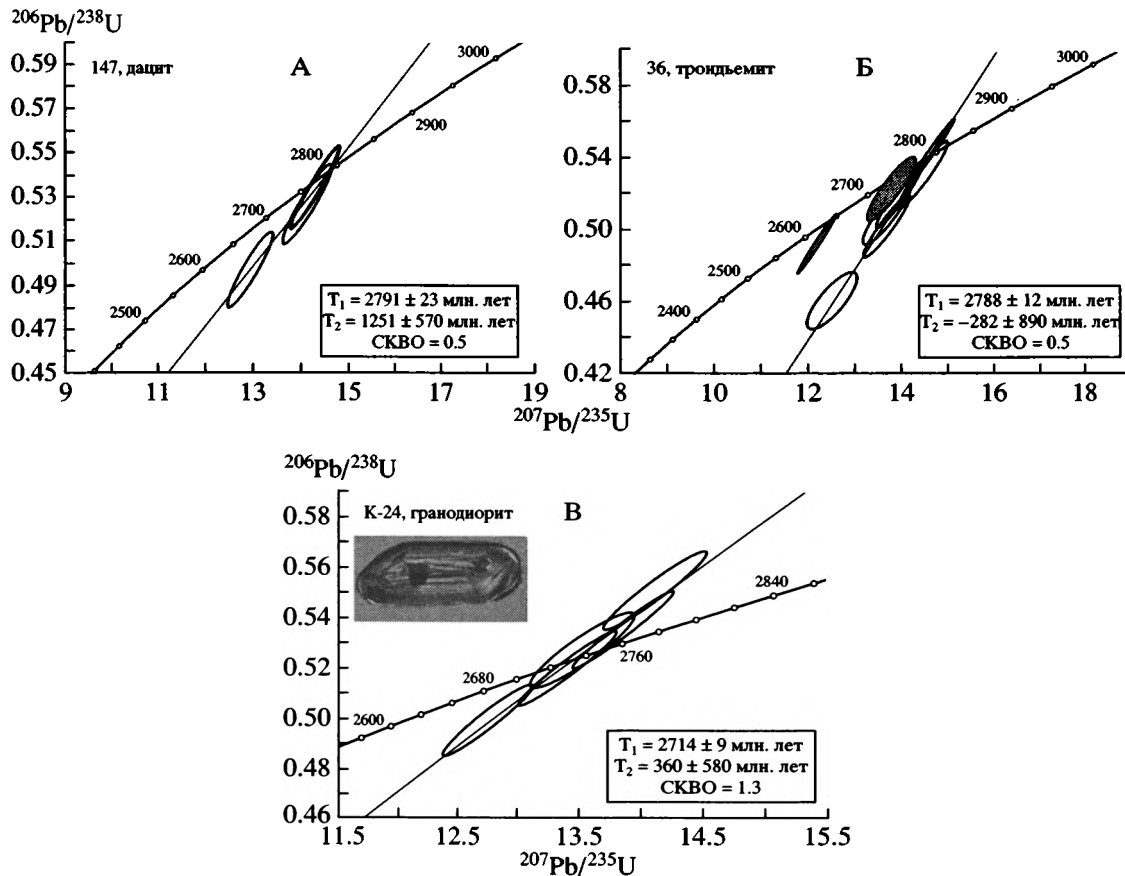


Рис. 3. Изохронные диаграммы с конкордией для цирконов (ионный микрозонд).

А – из дацита (обр. 147/91); Б – из тронджемита (обр. 36-1/00); В – из гранодиорита (обр. 24-1/00); из тоналита (обр. 10/97).

содержание урана в цирконах, что определило значительную дискордантность изотопных возрастов. Возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2747 ± 17 млн. лет (рис. 2 Г). Согласно этим данным, тронджемит из западного обрамления значительно моложе тоналита из восточного обрамления.

После перерыва, фиксируемого деформацией и складчатостью, в Костомукшском районе происходило внедрение диорит-гранодиоритовых интрузий санукитоидной серии, комагматических им андезитовых даек и позднее – посткинематических интрузий калиевых гранитов. Поскольку эти данные были нами обсуждены ранее (Самсонов и др., 2004, Bibikova et al., 2005), мы приводим здесь лишь результаты анализа цирконов на ионном микрозонде (табл. 4) и диаграммы для трех проб санукитоидов массива Таловейс (рис. 6, А–В). Полученные возрастные значения составили 2707 ± 9 , 2718 ± 6 и 2712 ± 9 млн. лет. Фотографии цирконов приведены на рис 4 Д–З. В некоторых кристаллах циркона из гранодиорита (обр. 145) были установлены ядра, имеющие возраст до 2.8 млрд. лет.

По данным А.В. Самсонова и его соавторов (Samsonov et al., 1997), исходными расплавами для дифференцированных диорит-тоналит-гранодиоритовых санукитоидных массивов, внедрение которых происходило в осевой части западной полосы Костомукшской структуры, служили расплавы, образовавшиеся при “мокром” плавлении мантийного субстрата, обогащенного Ba, Sr и LREE. По-видимому, в это время завершилась тектономагматическая активность в Костомукшском районе, который к концу позднего архея отвечал уже сформированному стабильному континентальному блоку.

Ледмозерский гранит-зеленокаменный домен. Нами были датированы риолиты (обр. 3/1) Большеозерской структуры. Это – высоко кремнистые, существенно калиевые породы, заметно обогащенные Rb, Nb, Ta, Th и U с повышенными содержаниями РЗЭ при сильно фракционированных легких и умеренно фракционированных тяжелых лантаноидах и резко отрицательной аномалии Eu. Все эти характеристики свидетельствуют о внутрикоровой генерации риолитовых

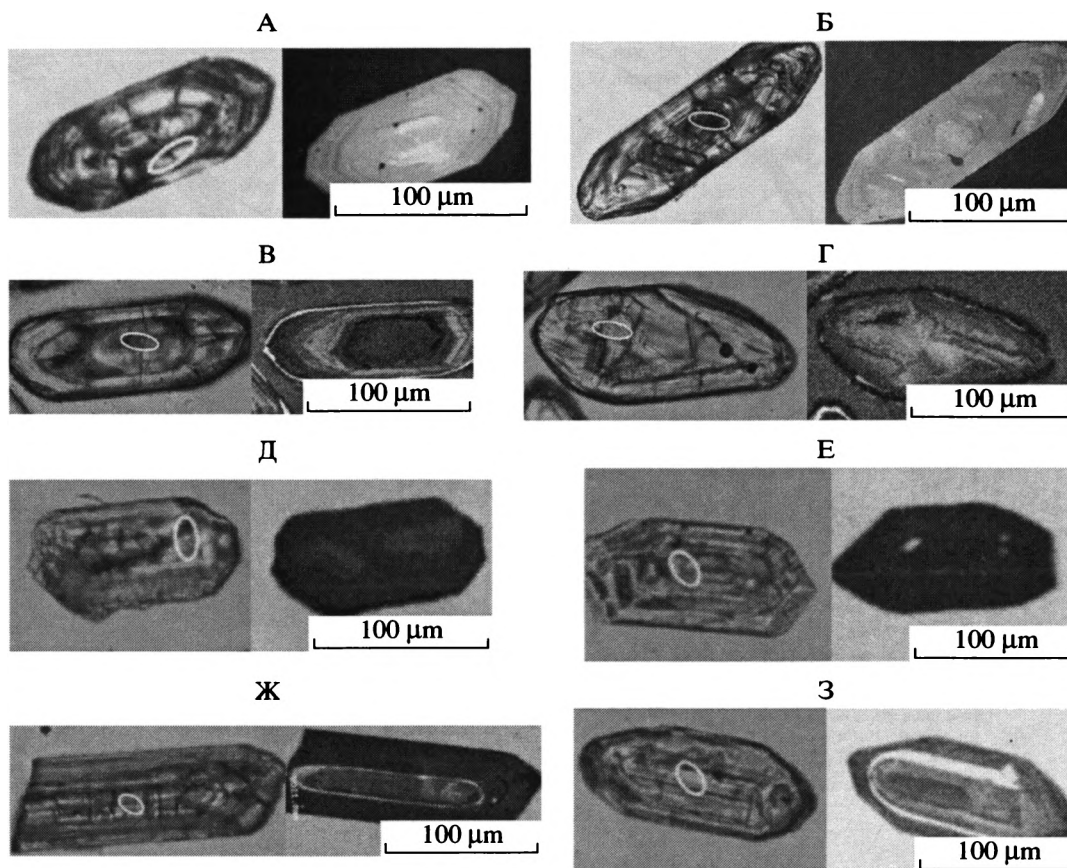


Рис. 4. Фотографии и катодолуминесценция цирконов, датированных на ионном микрозонде.

Цирконы из: А – дацита (обр. 91147) (проходящий и отраженный свет), Б – (обр. 36-1/00), трондземита (проходящий и отраженный свет), В, Г – тоналита (обр. 10/97), (проходящий свет и катодолуминесценция), Д – (обр. 119/93), трондземита, Е – (обр. 143/93), гранодиорита, Ж, З – (обр. 145/93), гранодиорита (проходящий свет и катодолуминесценция).

расплавов на небольших (до 25 км) глубинах в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом (Самсонов и др., 2001). Результаты U-Pb изотопного исследования приведены в таблице 3. Возраст цирконов по верхнему пересечению дискордии с конкордией (рис. 2 Д) составил 2730 ± 6 млн. лет. Полученные данные свидетельствуют о значимом (70 млн. лет) разрыве во времени между кислым вулканизмом Костомукшской и Большеозерской структур.

Были датированы U-Pb классическим методом цирконы из монцодиорита Большеозерской структуры, по геохимическим данным относимого к санукитоидам (табл. 3, рис. 2 Ж). Полученное значение возраста 2704 ± 3 млн. лет, демонстрирует синхронность формирования этих пород и санукитов Костомукшской структуры.

Вокнаволоцкий гранито-гнейсовый домен. Для типичного эндрбитоподобного гранитоида (обр. 23) было проведено минералогическое изучение и U-Pb изотопное датирование цирконов. По морфологическим и оптическим характерис-

тикам цирконы однородны и представлены водяно-прозрачными призматическими кристаллами; ядра более ранней генерации не обнаружены. Это предполагает отсутствие вклада древней коровой компоненты в источник магмогенерации гранитоидов. Еще одним свидетельством в пользу такого предположения служит высокое содержание циркония в породе (250 г/т), что указывает на мокрые условия их образования (Watson, Harrison, 1983). Зональность в цирконах практически не проявлена. Ребра и грани кристаллов ровные, блестящие, не несут следов растворения или коррозии. Это позволяет предполагать кристаллизацию гранитоидов на спаде структурно-метаморфической переработки. Цирконы были проанализированы классическим методом (табл. 3). Четыре размерные фракции цирконов эндрбитоподобного гранитоида (образец 23) располагаются вдоль дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст 2744 ± 9 млн. лет (рис. 2 Е). Учитывая субконкордантное положение двух точек, полученное значение возраста яв-

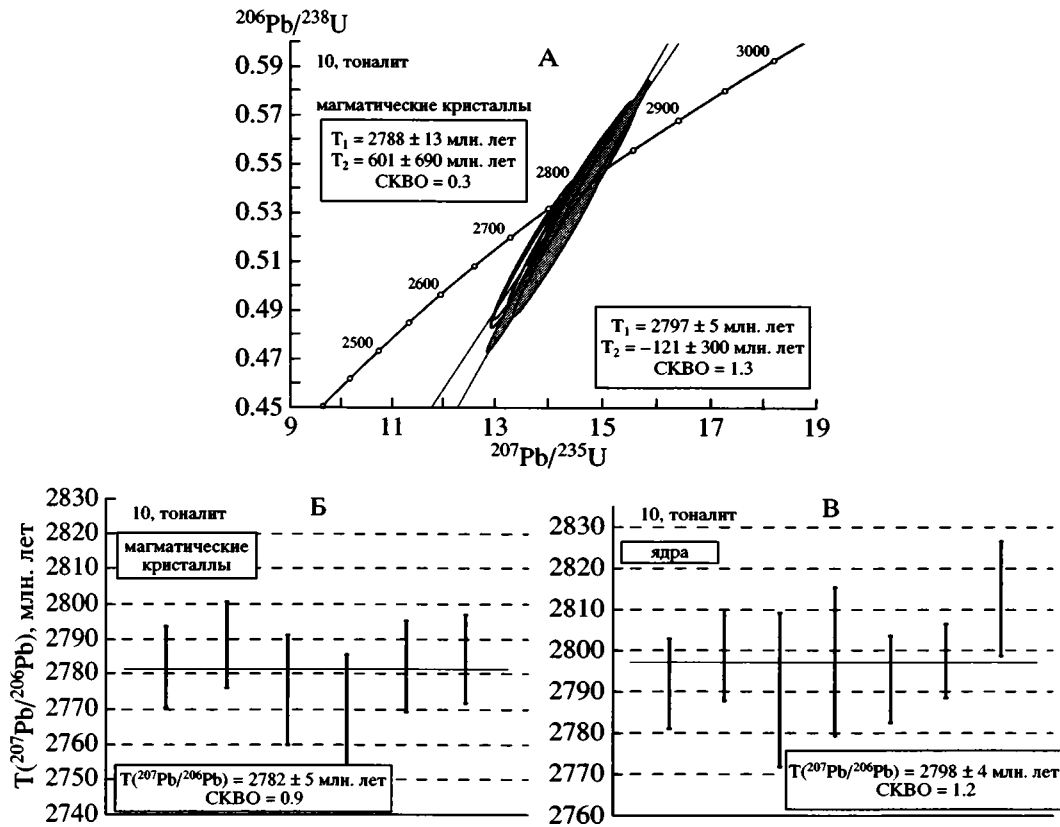


Рис. 5. Диаграмма с конкордией (А) и средневзвешенные значения возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для магматических зон циркона (Б) и ядер цирконов (В) из тоналита (обр. 10/97).

ляется надежной оценкой времени внедрения гранитоидов Вокнаволоцкого домена.

Войницкий гранито-гнейсовый домен. В Войничском домене, расположенном непосредственно севернее Вокнаволоцкого, были изучены цирконы из синтетектонического трондjemита (обр. 36-1/00), позднектонического гранодиорита (обр. 24-1/00) и лампрофира (обр. 39-1/00). Основной объем популяции цирконов в трондjemите представлен призматическими кристаллами магматического генезиса, ребра и грани которых несут следы растворения и редкие тонкие каймы обрастания (рис. 4 Б). Около 10% зерен содержат видимые при микроскопическом и катодолюминесцентном исследовании ядра, которые составляют от 5 до 20 объемных процентов кристалла-хозяина и несут на своей поверхности следы растворения и обрастания посторонними минеральными фазами. U-Pb изотопное исследование цирконов было проведено, как классическим методом (табл. 3), так и на ионном микрозонде (табл. 4). Результаты классического метода исследования дали сильно дискордантные изотопные возрасты, что не позволило рассчитать время кристаллизации цирконов на диаграмме с конкордией. По результатам U-Pb изотопного изучения цирконов на ионном

микрозонде (рис. 3 Б), по верхнему пересечению дискордии с конкордией получен возраст в 2788 ± 12 млн. лет. Возраст ядер из-за высокого содержания в них обыкновенного свинца определить не удалось.

Циркон в гранитоиде (обр. 24-1/00) представлен двумя разновидностями – умеренно удлиненными зернами с магматической зональностью и длинно-призматическими с удлинением до 5 : 1. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов на ионном микрозонде приведены в таблице 4 и на рис. 3 В. На диаграмме помещена также катодолюминесценция одного из кристаллов циркона, демонстрирующая зональное строение кристалла. Изотопный возраст составил 2714 ± 9 млн. лет. Близкий возраст в 2725 ± 5 млн. лет был получен нами ранее для цирконов из кварцевых диоритов массива Тавааярви, расположенного к северо-востоку (Бибикова и др., 1997).

Результаты изучения цирконов из дайки лампрофира (образец 39-1/00) представлены в таблице 3. На диаграмме с конкордией (рис. 2 З) фигуративные точки определяют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 2694 ± 10 млн. лет, который интерпретируется как время внедрения этих пород, по-ви-

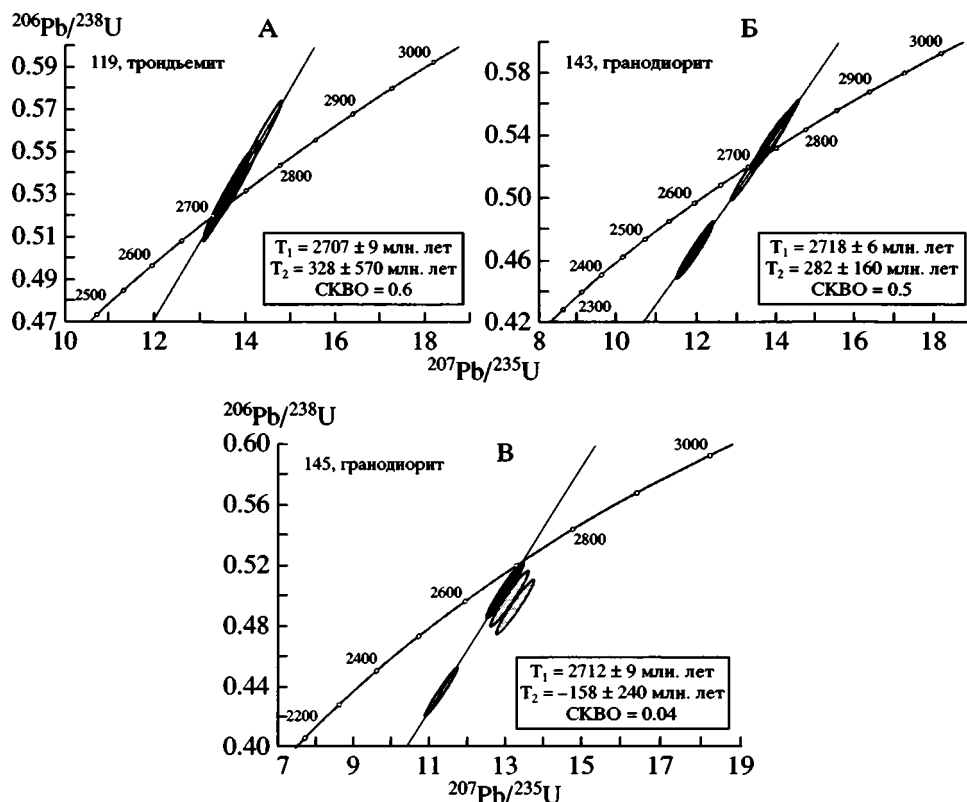


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов массива Таловейс (результаты исследования на ионном микрозонде) А – тронджемита, (обр. 119/93); Б – гранодиорита (обр. 143/93); В – гранодиорита (обр. 145/93).

димому, завершившее архейскую магматическую активность в пределах Западно-Карельского блока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

U-Pb изотопное исследование цирконов из различных пород Западной Карелии показало, что формирование этих пород протекало в достаточно узком временном интервале позднего архея, между 2.82 и 2.7 млрд. лет. Изотопное датирование ядер цирконов из наиболее древних пород этого региона не выявило присутствия вещества существенно древнее 2.8 млрд. лет. Установить возможное присутствие в Западной Карелии коры более древнего возраста мы попытались путем изучения Sm-Nd изотопной системы в породах в целом, поскольку величина $\epsilon\text{Nd}(T)$ пород в целом позволяет оценить усредненный возраст источника породы. Результаты изучения Sm-Nd изотопной системы в датированных нами породах приведены в таблице 2. По результатам проведенного исследования четко устанавливается вовлечение древнего корового вещества в магматический источник кислых вулканитов контоксской серии Костомукшской структуры. Величина $\epsilon\text{Nd}(T)$ в этих породах достигает высоких отрица-

тельных значений, вплоть до -6.2 . ($\epsilon\text{Nd}(T)$ = от -6.2 до $+1.6$). Меньшая, но ощутимая примесь древнего корового вещества присутствует и в большинстве интрузивных пород этой структуры ($\epsilon\text{Nd}(T)$ = от -0.3 до $+0.2$).

Результаты изучения пород Вокнаволоцкого и Войницкого доменов показывают, что наиболее ранняя ассоциация пород (амфиболиты и гнейсы) по петрографическим и геохимическим характеристикам аналогичны породам Костомукшской структуры и ее восточного гнейсового обрамления. Отличительной чертой этого комплекса, определяющей специфику его строения, состава и метаморфизма, является присутствие эндробитоподобных гранитоидов и мигматитов с возрастом 2744 ± 9 млн. лет, образовавшихся при малоглубинном, мокром плавлении метабазитового субстрата, что могло быть связано с локальной термальной аномалией вследствие подъема астеносферы (Самсонов и др., 2001).

Опираясь на полученные возрастные реперы для различных породных ассоциаций в пределах Западной Карелии, формирование и эволюция этого блока Карельского региона представляется следующим образом:

1. Наиболее ранним событием согласно изотопно-геохронологическим данным было формирование супракрустальных толщ Костомукшского ТТГ-зеленокаменного домена. Накопление вулканитов ранней базальт-коматиитовой толщи происходило 2843 ± 39 млн. лет назад в обстановке типа современных океанических плато вдали от древней сиалической коры (Puchtel et al., 1998). Формирование вулканитов кислого состава имело место 2800–2790 млн. лет назад. Вулканиты имеют широкие вариации геохимических и изотопных характеристик (ϵNd = от -6.1 до $+1.6$) и, возможно, образовались при смешении расплавов, формировавшихся при плавлении метабазитового и древнего, корового источников (Samsonov et al., 1998). Кислые вулканиты Большозерской структуры заметно моложе. Процессы вулканизма в зеленокаменном поясе протекали 2730 ± 6 млн. лет, что свидетельствует о значимом разрыве во времени между процессами вулканизма в этих двух зеленокаменных поясах.

2. Гранитоиды восточного обрамления Костомукшского зеленокаменного пояса синхронны по времени формирования кислым вулканитам пояса 2790 ± 20 млн. лет, и, скорее всего, являются их комаматами. Изученные нами гранитоиды западного обрамления оказались значительно моложе – 2747 ± 17 млн. лет, хотя сильная дискордантность фигуративных точек проанализированных цирконов оставляет вопрос о возрасте этих гранитоидов открытым.

3. Результаты изотопно-геохронологического изучения Вокнаволоцкого и Войницкого доменов показали, что наиболее ранняя ассоциация слагающих их пород по геохимическим и возрастным показателям аналогична породам Костомукшской структуры и ее восточного обрамления. Так, тронджемиты этого домена имеют возраст 2786 ± 12 млн. лет. Возраст 2744 ± 9 млн. лет получен нами для типичного эндербитогнейса Вокнаволоцкого домена.

4. Завершается архейская эволюция Западно-Карельского региона массовым внедрением поздне- и посттектонических магнезиальных монцодиоритов (санукитоидов), субщелочных и щелочных гранитов и лампрофировых даек. Позднетектонические гранитоиды широко развиты в Костомукшском домене, где они представлены диорит-гранодиоритовыми массивами санукитоидной серии возрастом около 2715 млн. лет среди супракрустальных толщ Костомукшской и Большозерской структур и субщелочными и щелочными гранитами в их обрамлении. Лампрофиры имеют наиболее молодой возраст 2694 ± 10 млн. лет, и, по-видимому, завершили архейскую магматическую активность в пределах Западно-Карельского блока.

5. В палеопротерозое все породы Западной Карелии испытывали воздействие метаморфизма, температурные параметры которого не превышали 700°C , что следует из архейских возрастов сфенов во всех изученных породах, U-Pb изотопная система которых переуравновешивается при этой температуре (Бибикова и др., 1999).

Данное исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 03-05-65051 и 02-05-64989, Программы №7 ОНЗ РАН “Изотопная геология: геохронология, источники вещества”, программы № 5 ОНЗ, проект 875 и является публикацией 85а исследования, выполненного по проекту NORDSIM, Стокгольм, Швеция.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Библикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И. U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита Северной Карелии // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154–1160.
- Библикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 250 с.
- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. 222 с.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Горохов И.М. и др. Проблемы датирования и корреляции эпох вулканизма и осадкообразования восточной части Балтийского щита // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования М.: Наука, 1985. С. 109–115.
- Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000 а. Т. 8. № 4. С. 3–10.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны в Карелии: геологические и изотопные геохимические данные // Геотектоника 2000 б. № 6. С. 26–42.
- Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Милькевич Р.И., Мыскова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса). Литология и полезн. ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
- Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 147–153.
- Решение Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 101–106.

- 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 / Ред. Берзин Р.Г., Липилин А.В., Минц М.В. и др. Глубинное строение земной коры по профилю 4В (Кемь-Калевала). Петрозаводск: Карельский НЦ 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. № 5. С. 437–458.
- Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 155 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов В.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. NORDSIM U-Th-Pb isotopic study of zircons from sanukitoids of the Karelian craton, Baltic Shield // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
- Koistinen T., Stephens M.B., Bogachev V. et al. Geological map of the Fennoscandian shield, Scale 1: 2000000, The Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of the Russian Federation. 2001.
- Krogh T. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A. et al. Archaean rocks from south-eastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precamb. Res. 1993. V. 62. P. 375–397.
- Ludwig K.R. ISOPLOT / EX (version 2.00). A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication № 1a, 1999. 46 p.
- Mattison J.M. A study of complex discordance in zircon using stepwise dissolution technique // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
- Puchtel I.S., Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Zhuravlev D.Z. The Karelian granite-greenstone terrain in Russia. Eds: de Wit M., Ashwal L.D. Greenstone Belts. Oxford Science Publications. 1997. P. 699–706.
- 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.
- 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 for the 9 European Union of Geosciences Conference, France, Strasbourg, 1997. P. 363.
- Samsonov A.V., Puchtel I.S., Shchipansky A.A., et al. Tectonic settings of felsic magmatic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, western Karelia: petrological and geochronological constraints. SVEKALAPKO EUROPROBE project workshop. Abstracts. Repino, Russia, 1998. P. 55.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. P. 359–362.
- Watson B.E., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64, P. 295–304.
- Whitehouse M., Claesson S., Sunde T., Vestin J. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and correlation of Archaean gneisses from the Lewisian Complex of Gruinard Bay, northwestern Scotland // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 4429–4438.
- Whitehouse M.J., Kamber B.S., Moorbath S. Age significance of U-Th-Pb zircon data from early Archaean rocks of west Greenland – a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // Chemical Geology. 1999. V. 160. P. 201–224.

Рецензенты

В.А. Глебовицкий, М.А. Семихатов

УДК 550.93:(551.72:552.52)(470.316+470.31)

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ, ГЕОХИМИЧЕСКОЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ АРГИЛЛИТОВ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

© 2005 г. И. М. Горохов, С. Б. Фелицын, Т. Л. Турченко, Н. Н. Мельников, Э. П. Кутявин

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 28.11.2003 г., получена после доработки 14.09.2004 г.

Образцы верхневендских аргиллитов редкинской серии, содержащих отпечатки бесскелетных организмов эдиакарской фауны, отобраны из керна скважин Медведево-1 (Нижегородская область) и Гаврилов-Ям-2 (Ярославская область) и исследованы методами рентгеновской дифрактометрии, просвечивающей электронной микроскопии и Rb-Sr и Sm-Nd изотопными методами. Установлено, что глинистый материал аргиллитов включает две генерации иллита. Иллит первой генерации в крупнозернистых глинистых субфракциях (0.6–2 и 0.4–0.6 мкм) – детритовый, тогда как в мелкозернистых субфракциях (0.1–0.2 и <0.1 мкм) преобладает аутигенный иллит второй генерации, образованный в ходе диагенеза вендских отложений. Модельный Rb-Sr возраст последнего – 573–580 млн. лет завышен по сравнению с предполагаемым временем диагенеза погружения осадков, вероятно, из-за присутствия неконтролируемого количества детритовой составляющей даже в самой мелкозернистой глинистой субфракции (<0.1 мкм). Rb-Sr датировки детритового иллита первой генерации в изученных аргиллитах позволяют предполагать, что минимальный возраст пород, в результате эрозии которых возник материал верхневендских осадков в центре и на юго-востоке Московской синеклизы, составлял 630–760 млн. лет. Рассмотрение в качестве возможных источников кластического материала 1) коры глубокого химического выветривания пород дорифейского кристаллического фундамента, 2) смеси вещества коры выветривания древних пород фундамента и выветрелого молодого вулканогенного материала вендского возраста и 3) выветрелого материала рифейских платформенных отложений приводит к выводу о том, что вещество рифейских осадочных пород принимало активное участие в процессе поздневендского осадконакопления.

Ключевые слова. Рифей, венд, аргиллиты, тонкозернистые глинистые фракции, иллит, выветривание, диагенез, Rb-Sr возраст, Sm-Nd модельный возраст, Восточно-Европейская платформа, Московская синеклиза.

ВВЕДЕНИЕ

Датирование диагенетических событий в осадочных породах – трудновыполнимая задача, поскольку эти породы содержат компоненты различного происхождения, которые не были изотопно уравновешены ни в один из моментов своей геологической истории (Горохов, 1985; Faure, 1986; Clauer, Chaudhuri, 1995). По той же причине непросто оценить и возраст источников сноса, хотя в случаях, когда кластический материал имеет магматическое или метаморфическое происхождение, определенные перспективы открывают Sm-Nd систематика валовых проб изучаемых осадочных пород и U-Pb изучение детритовых цирконов (Ковач и др., 1999; Lahtinen et al., 2002; Dickinson, Gehrels, 2003; Van Schmus et al., 2003). Поэтому любое изотопное изучение силикокластических отложений, претендующее на оценку возраста различных этапов литогенеза, должно предусма-

тривать отделение диагенетических минералов от детритовых.

Многочисленными работами показано, что глинистые минералы кластических осадочных пород являются подходящим материалом для Rb-Sr и K-Ar датирования процессов литогенеза (Aronson, Hower, 1976; Clauer, 1979; Hunziker, 1979; Горохов, Семихатов, 1984; Clauer et al., 1993; Gorkhov et al., 1994; Clauer, Chaudhuri, 1995; Горохов и др., 1997). Однако даже в случае использования для этой цели тонкозернистых глинистых фракций могут возникать осложнения, связанные с наличием в их составе детритовых компонентов, а также с минералогической и изотопной гетерогенностью аутигенного материала.

Для преодоления этих трудностей наилучшие перспективы открывает подход, основанный на комплексном изучении разноразмерных тонкозернистых субфракций одного и того же образца (Aronson, Hower, 1976; Morton, 1985; Reuter, 1987;

Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1997; Grathoff et al., 1998, 2001). В сериях таких субфракций Rb-Sr и K-Ar возрастные значения, как правило, понижаются с уменьшением величины минеральных зерен, и применение упомянутого подхода позволяет обнаружить в конкретном глинистом веществе по меньшей мере два разновозрастных компонента. Детальное минералогическое, электронно-микроскопическое и в ряде случаев геохимическое изучение выделенного материала дает ключ к расшифровке детритовой или аутигенной природы этих компонентов.

Целью настоящей работы было дальнейшее исследование возможностей Rb-Sr метода для датирования процессов диагенеза и оценки возраста кластической составляющей глинистых осадочных пород. Для изучения были выбраны верхневендские аргиллиты редкинской серии Московской синеклизы, положение которых в разрезе верхнего протерозоя Восточно-Европейской платформы надежно установлено с помощью лито- и биостратиграфических методов.

ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Вендские отложения Восточно-Европейской платформы трансгрессивно и с глубоким размывом залегают на разновозрастных образованиях (от архейских и нижнепротерозойских кристаллических пород фундамента до рифейских толщ в протяженных грабенообразных прогибах – авлакогенах) и перекрываются также разновозрастными фанерозойскими осадочными породами. В центральных и восточных районах платформы глубина залегания вендских пород составляет 1–2.5 км (Вендская система, 1985).

Московская синеклиза, представляющая собой крупнейшую отрицательную структуру платформы, включает обширные поля распространения верхневендских отложений, в которых в большом количестве найдены отпечатки бесскелетных организмов эдиакарской фауны (Соколов, 1974; Келлер, Федонкин, 1976; Федонкин, 1981; Martin et al., 2000). В центральной части синеклизы в основании вендской части разреза залегает редкинская серия, в которой выделены (снизу вверх) плетневская, гаврилов-ямская и непейцинская свиты (Кузьменко, Бурзин, 1996; Виноградов и др., 2002). Базальная плетневская свита сложена гравелитами и песчаниками. Гаврилов-ямская свита трансгрессивно и несогласно залегает на различных пачках плетневской свиты, а также на разновозрастных толщах рифея и породах фундамента. Большая часть свиты представлена аргиллитами с пачками и тонкими прослоями алевролитов и песчаников. Для вышележащей непейцинской свиты характерно переслаивание алевролитов и аргиллитов. По палеонтологическим данным гаврилов-ямская и не-

пейцинская свиты относятся к редкинскому биостратиграфическому горизонту или региональному ярусу (Бурзин, 1998). На породах непейцинской свиты с размывом залегают отложения поваровской серии.

Наиболее точное и надежное значение изотопного возраста для пород редкинского горизонта – 555.3 ± 0.3 млн. лет получено U-Pb методом по цирконам из вулканического пепла усть-пинжской свиты на Зимнем берегу Белого моря (Martin et al., 2000). В свете этих данных прежние K-Ar датировки (Гаррис и др., 1964) по минералогически не изученным глауконитам из скважины Калуга-37 (580–591 млн. лет согласно современным константам, см. Steiger, Jäger, 1977) кажутся завышенными по отношению ко времени седиментации. Недавно В.И. Виноградов и др. (2002, 2003) опубликовали результаты Rb-Sr и K-Ar анализов валовых проб аргиллитов и алевролитов редкинской серии из скважин в районе г. Гаврилов-Ям. Полученные датировки в интервале 590–690 млн. лет и около 390 млн. лет назад они интерпретировали как отвечающие времени эпигенетической переработки материала исследованных пород, отметив при этом, что древние значения находятся “в явном противоречии с существующими геохронологическими и стратиграфическими построениями”.

Образцы аргиллитов редкинской серии для Rb-Sr и Sm-Nd изучения были отобраны из керна скважин Медведево-1 (Семеновский район Нижегородской области, в 2 км к северо-востоку от дер. Одинцы) и Гаврилов-Ям-2 (Гаврилов-Ямский район Ярославской области, в 6 км к юго-востоку от г. Гаврилов-Ям) (рис. 1). Разрез скважин района Гаврилов-Ям рассматривается в качестве опорного для верхнего венда центральной части Московской синеклизы. Общая мощность верхневендских осадочных пород в упомянутых районах составляет соответственно 190 и 700 м, а мощность редкинской серии – 90 и 300 м. Различия в мощностях связаны с расположением разрезов в пределах Московской синеклизы: скв. Гаврилов-Ям-2 находится в центральной ее части, тогда как скв. Медведево-1 расположена в непосредственной близости от юго-восточной границы верхневендских отложений Русской плиты.

Обр. 931-Б и 931-П представляют гаврилов-ямскую свиту в интервале глубин 1840–1853 м скв. Медведево-1. Обр. 936-Б и 936-И отобраны из той же свиты на глубине 2530–2550 м в скв. Гаврилов-Ям-2. В разрезе последней скважины обр. GY-2 (глубина 2582–2592 м) характеризует аргиллиты плетневской свиты. Образец GY-3 (глубина 2532–2549 м) представляет собой сложную пробу, составленную из шести единичных образцов аргиллитов нижней части гаврилов-ямской свиты и соответствует уровню отбора обр. 936-Б

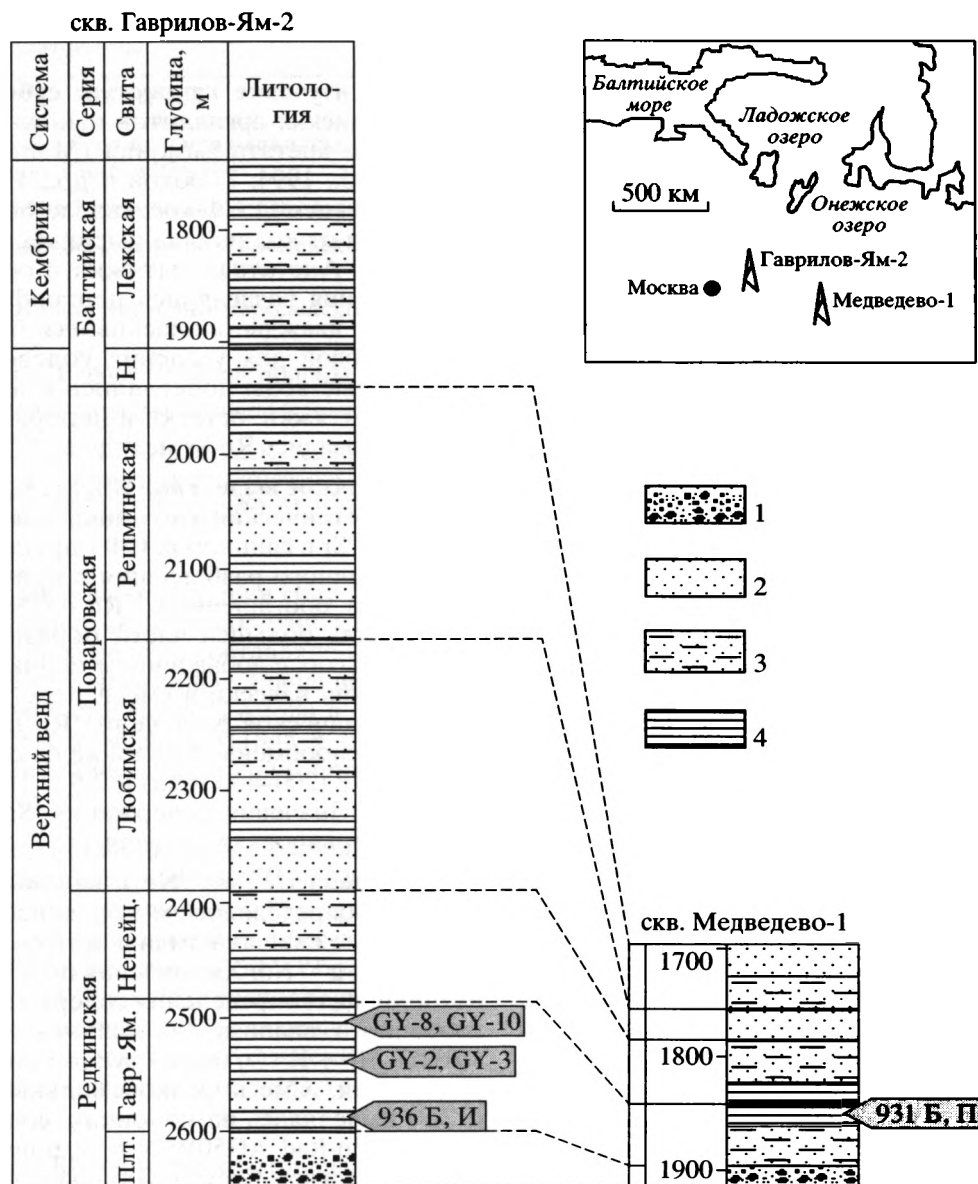


Рис. 1. Стратиграфическое положение изученных образцов аргиллитов в разрезах вендских отложений Московской синеклизы.

Сокращения: Плт – плетневская свита, Гавр.-Ям. – гаврилов-ямская свита, Непейц. – непейцинская свита, Н. – некра-совская свита.

1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты.

и 936-И. Образцы GY-8 (глубина 2411–2424 м) и GY-10 (глубина 2410–2412 м) отобраны из выше-лежащих горизонтов той же свиты.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ валовых проб силикокластических пород. Концентрации Mg и Ca определялись обычными методами силикатного анализа. Содержания малых, редких и рассеянных элементов в валовых пробах терригенных осадочных пород определялись с помощью инструментального

нейтронно-активационного анализа (ИНАА) в ИГГД РАН и на кафедре ядерной геофизики Санкт-Петербургского Государственного университета. Навески от 0.2 до 55 мг, помещенные в кварцевые ампулы, облучались потоком тепловых нейтронов в течение 24 ч при плотности потока $0.7\text{--}1.2 \times 10^{18}$ нейтрон $\text{м}^2 \text{сек}^{-1}$ в исследовательских каналах реактора ВВР-М ПИЯФ РАН в г. Гатчина. Измерения γ -активности проводились с Ge(Li)- и Ge-детекторами через 7 и 30 дней после активации. Средняя погрешность определения Co, Sc, La и Th – менее $\pm 6\%$ (Здесь и далее погреш-

ности, если не указано иное, отвечают двум стандартным отклонениям – 2σ).

Содержание Sr в валовых пробах определялось методом энерго-дисперсионного рентген-флуоресцентного анализа (ЭРФА) в Опытном-методической экспедиции ПГО “Севзапгеология”, Санкт-Петербург. Характеристическое излучение возбуждалось радионуклидным источником ^{109}Cd (22.1 кэВ) и регистрировалось Si(Li)-полупроводниковым детектором. Для определения содержания Sr использовалась K_{α} линия 14.16 кэВ. Подробности методики приведены в работе А.А. Кольцова и др. (1990). Погрешность определения в интервале концентраций 50–499 мкг/г не превышала $\pm 5\%$.

Выделение глинистых субфракций. Масса каждого образца составляла около 100 г. После удаления следов поверхностного выветривания образцы аргиллитов тщательно измельчались с помощью ручного пресса и многократного отсеивания фракции <0.25 мм. Из этого материала путем обычного седиментационного анализа в дистиллированной воде выделялась фракция с размером частиц <2 мкм. Далее эта фракция разделялась с помощью центрифугирования на гранулометрические субфракции (СФ) с номинальными эквивалентными сферическими диаметрами частиц 0.6–2, 0.4–0.6, 0.3–0.4, 0.2–0.3, 0.1–0.2 и <0.1 мкм (Turchenko et al., 1993). Время центрифугирования определялось законом Стокса.

Рентгеноструктурное изучение глинистых субфракций. Рентгеноструктурный анализ выполнялся на дифрактометре ДРОН 2.0 (фильтрованное CuK_{α} -излучение, $V = 30$ кВ и $I = 20$ мА). Скорость развертки составляла $1^{\circ}20'/\text{мин}$ в интервале 55° – $4^{\circ}20'$. Толщина слоя препарата выдерживалась приблизительно постоянной для всех субфракций. Рентгеновские дифрактограммы ориентированных препаратов использовались для определения минерального состава глинистого вещества и индекса кристалличности иллитов. Этот индекс – I_k (Kubler, 1966) представляет собой ширину 10 \AA (001)-пики иллитов в угловых градусах (Kisch, 1980), измеренную на его полувысоте. Для аутигенных иллитов зоны диагенеза характерны широкие, а для детритовых, образованных при более высокой температуре, – узкие (001)-пики.

Электронно-микроскопическое изучение глинистых субфракций. Размеры и морфология глинистых частиц изучались с помощью просвечивающего электронного микроскопа JEM-100B в аналитическом центре МЕХАНОБР (Санкт-Петербург). Суспензии исследуемых СФ после ультразвуковой обработки помещались на углеродную подложку и высушивались. Использовались 17000–100000-кратные увеличения. Эквивалентный диаметр каждой частицы в плоскости АВ устанавливался как полусумма двух взаимно перпендикулярных ее диаметров. Количество изме-

ренных частиц в каждой СФ колебалось от 400 до 800.

Rb-Sr изучение глинистых субфракций. Все СФ редкинских аргиллитов выщелачивались 1N раствором ацетата аммония (Morton, 1985; Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1997). Навеска выщелачиваемой СФ составляла 60–100 мг в зависимости от количества имеющегося 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 и необработанные СФ анализировались Rb-Sr методом.

Химическое выделение Rb, Sr, Sm и Nd и масс-спектрометрический изотопный анализ. Отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в глинистых СФ определялось методом изотопного разбавления с применением индикаторов, обогащенных ^{87}Rb и ^{84}Sr . Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для большей части образцов определялось в опытах с добавлением индикатора. После растворения навески в смеси перегнанных HF и H_2SO_4 химическое разделение Rb и Sr выполнялось на ионообменной колонке со смолой Dowex AG50W $\times 8$ (200–400 меш) и 2.5 N HCl в качестве элюента. Значения содержания Sr в холостых опытах варьировали в интервале 3–5 нг.

Отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в валовых пробах аргиллитов определялось методом изотопного разбавления со смешанным индикатором, обогащенным ^{149}Sm и ^{146}Nd . Химическая подготовка образцов пород для определения содержаний Sm и Nd и изотопного анализа Nd включала разложение смесью HF + HNO_3 и две ступени ионообменного разделения. Смесью редкоземельных элементов (РЗЭ) выделялась на колонках, содержащих катионит Bio-Rad AG50W $\times 8$, с применением 4N HCl в качестве элюента. Для выделения Sm и Nd из смеси РЗЭ использовался метод экстракционной хроматографии на жидком катионообменном экстрагенте – ди-(2-этилгексил)фосфорной кислоте, нанесенном на порошкообразный тефлон. Примесь Sm во фракции Nd, выраженная в виде отношения Sm/Nd, не превышала 10^{-5} . Холостые опыты показывали уровень лабораторных загрязнений 0.05 нг для Sm и 0.1 нг для Nd.

Изотопный состав Sr, Sm и Nd измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 с Re-лентами ионного источника в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Нормализация изотопного состава Sr проводилась относительно $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, изотопного состава Nd – относительно $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.24157$. Правильность изотопного анализа оценивалась по результатам измерения изотопного состава Sr и Nd в межлабораторных стандартных образцах. Нормализованное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в

Таблица 1. Средние содержания щелочноземельных элементов в силикокластических отложениях Восточно-Европейской платформы

Материал	MgO, вес. %	CaO, вес. %	Sr, мкг/г	Ссылка
Скв. Гаврилов-Ям-2, отложения редкинской серии, уровень обр. 936-Б и 936-И	1.61	0.36	63	Фелицын, 2002
Скв. Гаврилов-Ям-2, отложения верхнего венда	1.91	0.60	103*	Фелицын, 2002
Вендские отложения Восточно-Европейской платформы	2.1	0.64	100**	Сочава и др., 1994
Вендские отложения Восточно-Европейской платформы	2.23	0.74	—	Ронов и др., 1990
Глины Восточно-Европейской платформы	3.10	6.11	—	Мигдисов и др., 1994
Позднеархейские глинистые сланцы (стандартная составная проба – PAAS)	2.2	1.3	200	Taylor, McLennan, 1988

Примечание. * Близкие значения среднего содержания Sr (107 и 91 мкг/г) для валовых проб верхневендских пород из керна скважин района г. Гаврилов-Ям получены методом изотопного разбавления (Felitsyn et al., 1998; Виноградов и др., 2002); ** Фелицын, 2002.

стандартном карбонате стронция Национального института стандартов и технологий США NIST SRM 987 в период работы составляло $0.710252 \pm \pm 0.000020$. Нормализованные значения отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандартах La Jolla и BCR-1 составляли соответственно 0.511845 ± 0.000007 и 0.512607 ± 0.000006 . Указанные погрешности здесь отвечают $2\sigma_{\text{средн}}$.

Изотопный состав Rb определялся на одноколлекторном масс-спектрометре МИ 1320 с радиусом 20 см, углом отклонения 90° и трехленточным ионным источником с Re-лентами. Средние содержания Rb и Sr в стандартном образце полевого шпата NIST 70a в ходе выполнения настоящей работы составляли соответственно 522 и 65.6 мкг/г. Точность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в образцах оценивалась как $\pm 1\%$, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \pm 0.1\%$.

Содержания Rb и Sr в тонкозернистых СФ вычислялись по отношению к массе образца перед выщелачиванием. Таким образом, суммы $\text{Rb}_{(\text{в})} + \text{Rb}_{(\text{о})}$ и $\text{Sr}_{(\text{в})} + \text{Sr}_{(\text{о})}$ должны равняться соответственно концентрациям $\text{Rb}_{(\text{но})}$ и $\text{Sr}_{(\text{но})}$. Индексы (в), (о) и (но) здесь обозначают ацетатную вытяжку, остаток от выщелачивания и необработанную СФ. Баланс материала по Rb и Sr для изученных образцов, как правило, был значительно лучшим, чем $\pm 5\%$, свидетельствуя об аналитической корректности процедуры выщелачивания.

Вычисление параметров “внутренних изохрон” по точкам, представляющим ацетатные вытяжки, остатки от выщелачивания и необработанный материал субфракций, осуществлялось методом Макинтайра (McIntyre et al., 1966) со статистической обработкой погрешностей согласно Уильямсону (Williamson, 1968). Для вычисления возраста использовалось значение константы распада $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$.

Представление изотопного состава Nd в виде $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ основано на современных значениях отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для хондритового однородного резервуара (CHUR), равных соответственно 0.19670 и 0.512638, и константе распада $\lambda^{147}\text{Sm} - 0.654 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$. При вычислении $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ возраст отложений редкинской серии с учетом геохронологических данных для нижележащих вулканических туфов волинского комплекса (Compston et al., 1995) и пеплов усть-пинезской свиты Мезенской впадины (Martin et al., 2000) принят равным 550 млн. лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Химический состав и Sm-Nd изотопная систематика валовых проб аргиллитов. Содержания некоторых главных и рассеянных элементов в аргиллитах редкинской серии из скв. Гаврилов-Ям-2 приведены в табл. 1 и 2. В нижней части серии на ряде стратиграфических уровней встречаются аргиллиты, обогащенные совместимыми и обедненные несовместимыми элементами по сравнению с выше- и нижележащими отложениями (табл. 2). Повышенные содержания Co и Sc и пониженные – La и Th в глинистых сланцах могут служить указанием на присутствие мафических вулканитов в питающей провинции (Taylor, McLennan,

Таблица 2. Средние содержания рассеянных элементов (мкг/г) в вендских отложениях скв. Гаврилов-Ям-2 (Фелицын, 2002)

Уровень опробования	Sc, мкг/г	Co, мкг/г	La, мкг/г	Th, мкг/г
Редкинская серия в целом	15.6	14.1	42.3	13.7
Интервал глубин 2497–2558 м	20.8	33.5	31.2	10.8

Таблица 3. Sm-Nd характеристики валовых проб аргиллитов скв. Гаврилов-Ям-2

Образец	Глубина, м	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
GY-10	2410–2412	4.23	21.77	0.11786	0.511890 ± 11	–14.8	–9.1
GY-8	2411–2424	6.84	39.11	0.10612	0.511836 ± 8	–15.6	–9.0
GY-3	2532–2549	7.70	41.66	0.11176	0.511663 ± 13	–20.0	–13.2
GY-2	2582–2592	6.29	36.11	0.10562	0.511505 ± 5	–22.1	–15.7

Таблица 4. Минералогические характеристики глинистых субфракций

Субфракция, мкм	Доля хлорита в субфракции, %	Доля иллита в субфракции, %	Индекс кристалличности иллита, $I_k^\circ \Delta 2\theta$	I_{002}/I_{001} для иллита
Скв. Медведево-1, обр. 931-Б				
0.6–2	15	85	0.35	0.20
0.4–0.6	10	90	0.40	0.20
0.3–0.4	10	90	0.40	0.16
0.2–0.3	5	95	0.50	0.18
0.1–0.2	<5	>95	1.50	0.14
<0.1	<5	>95	1.60	0.13
Скв. Медведево-1, обр. 931-П				
0.6–2	20	80	0.40	0.20
0.4–0.6	15	85	0.35	0.20
0.3–0.4	20	80	0.40	0.16
0.2–0.3	15	85	0.78	0.20
0.1–0.2	5	95	0.94	0.13
<0.1	<5	>95	1.48	0.13
Скв. Гаврилов-Ям-2, обр. 936-Б				
0.6–2	15	85	0.38	–
0.4–0.6	10	90	0.52	–
0.3–0.4	10	90	0.68	–
0.2–0.3	5	95	1.48	0.18
0.1–0.2	–	100	1.60	0.22
Скв. Гаврилов-Ям-2, обр. 936-И				
0.2–0.3	10	90	1.44	0.20
0.1–0.2	<5	>95	1.50	0.30
<0.1	<5	>95	1.50	0.25

1985). Результаты Sm-Nd анализа обр. GY-2, GY-3, GY-8 и GY-10 приведены в табл. 3.

Минералогия глинистых субфракций. Минеральный состав СФ изученных аргиллитов довольно сходен в образцах обеих скважин (табл. 4). Типичный набор дифрактограмм представлен на рис. 2. Самые крупнозернистые СФ с номинальным размером частиц 0.6–2 мкм включают примеси кварца и полевого шпата. Все СФ содержат значительную долю диоктаэдрического, богатого калием и алюминием слюдоподобного минерала с некоторым количеством разбухающих слоев, который, по терминологии Я. Шродона и

Д.Д. Эберла (Śröder, Eberl, 1984), может быть определен как “иллитовый материал”. Ниже для удобства изложения мы будем использовать для него термин “иллит”, хотя мелкозернистые СФ (<0.2 мкм), наряду с собственно иллитом, содержат до 20% смешанослойного иллит-сметита. Помимо иллита глинистое вещество включает хлорит, но его доля падает по мере уменьшения размера частиц от 15–20 до 0–5%. В результате мелкозернистые субфракции с номинальным размером частиц <0.2 мкм почти целиком составлены иллитовым материалом. Интенсивность пиков (001) и (002) иллита может быть использова-

на для приближенной оценки химического состава иллита (Esquevin, 1969). Отношение J_{002}/J_{001} для образцов скв. Медведево-1 падает с уменьшением размера частиц (см. табл. 4), что свидетельствует об увеличении доли Fe и Mg и соответственно уменьшении доли Al в октаэдрических слоях иллита, содержащегося в мелкозернистых СФ (Srodoń, Eberl, 1984). Для аргиллитов скв. Гаврилов-Ям-2 такая тенденция не устанавливается отчасти потому, что здесь отсутствуют данные для крупнозернистых СФ, однако мелкозернистые СФ этих образцов включают больше Al по сравнению с аналогичными СФ аргиллитов скв. Медведево-1.

Значения индекса кристалличности I_k иллита в крупнозернистых СФ обеих скважин меньше, чем 0.42° (табл. 4), и лежат в пределах, характерных для зоны анхиметаморфизма (глубинного катагенеза) (Srodoń, Eberl, 1984; Япаскурт, 1999). По мере уменьшения размеров частиц эти значения возрастают во всех образцах до 1.48 – 1.60° , указывая на то, что иллит мелкозернистых СФ образовался в процессе диагенеза. Существование в аргиллитах двух и более генераций иллита, образованных в разных температурных условиях, отмечено многими исследователями (Morton, 1985; Gorokhov et al., 1994, 2001; Горохов и др., 1997; Grathoff et al., 1998, 2001; Lanson et al., 1998; Kirsimäe et al., 1999; Kirsimäe, Jørgensen, 2000) и, вероятно, может рассматриваться как рядовая ситуация.

Размеры и морфология глинистых частиц. Распределение глинистых частиц по размерам представлено на гистограммах (рис. 3). Для всех гистограмм характерна асимметрия, отражающая присутствие в каждой из исследованных СФ частиц, эквивалентные диаметры которых превышают пределы, определяемые номинальным размером СФ. Этот эффект, возможно, связан с образованием агрегатов глинистых частиц. В целом электронно-микроскопическое изучение демонстрирует корректность методики разделения глинистых СФ, по крайней мере в том, что касается последовательности средних значений эквивалентных диаметров частиц в СФ. Однако диапазоны этих размеров превышают их номинальные параметры, и наблюдается некоторое смещение средних значений размеров частиц в сторону увеличения по сравнению с номинальными.

Морфология глинистых частиц в крупнозернистых и мелкозернистых СФ заметно различается. Частицы крупнозернистых (0.6 – 2 мкм) СФ имеют типичную для детритовых глинистых минералов (Clauer et al., 1990; Bros et al., 1992; Gorokhov et al., 1994; Clauer, Chaudhuri, 1995) изометричную неправильную форму и неровные края (фототаблица, а). Мелкозернистые СФ содержат узкие планкообразные микрокристаллы с прямолинейными краями, иногда с неправильными, ча-

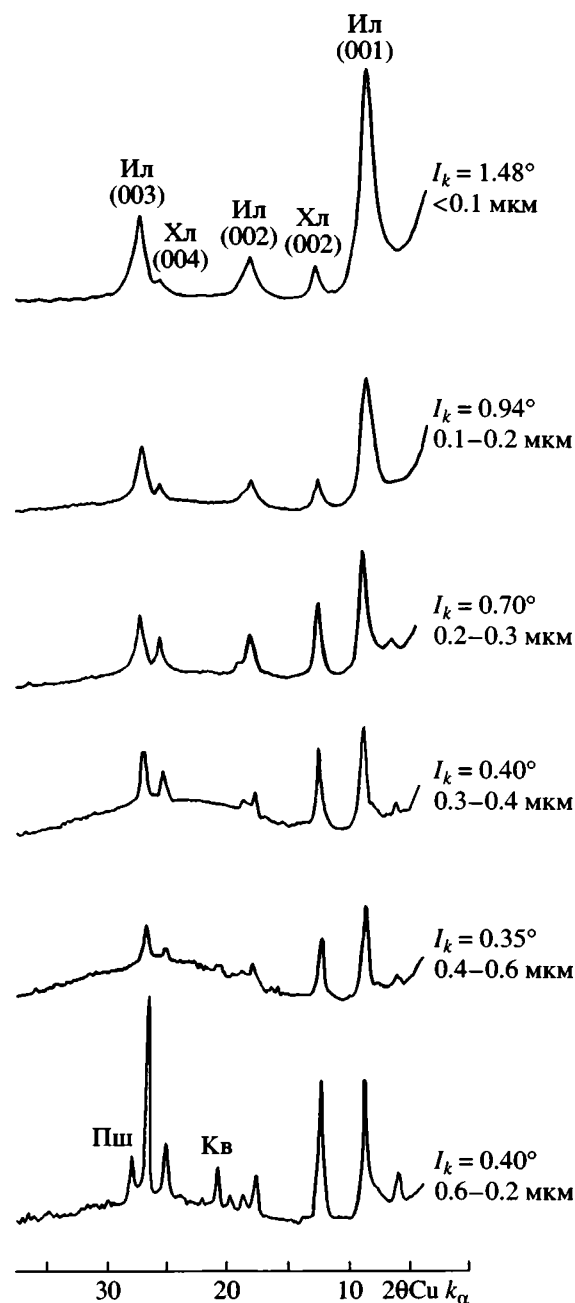
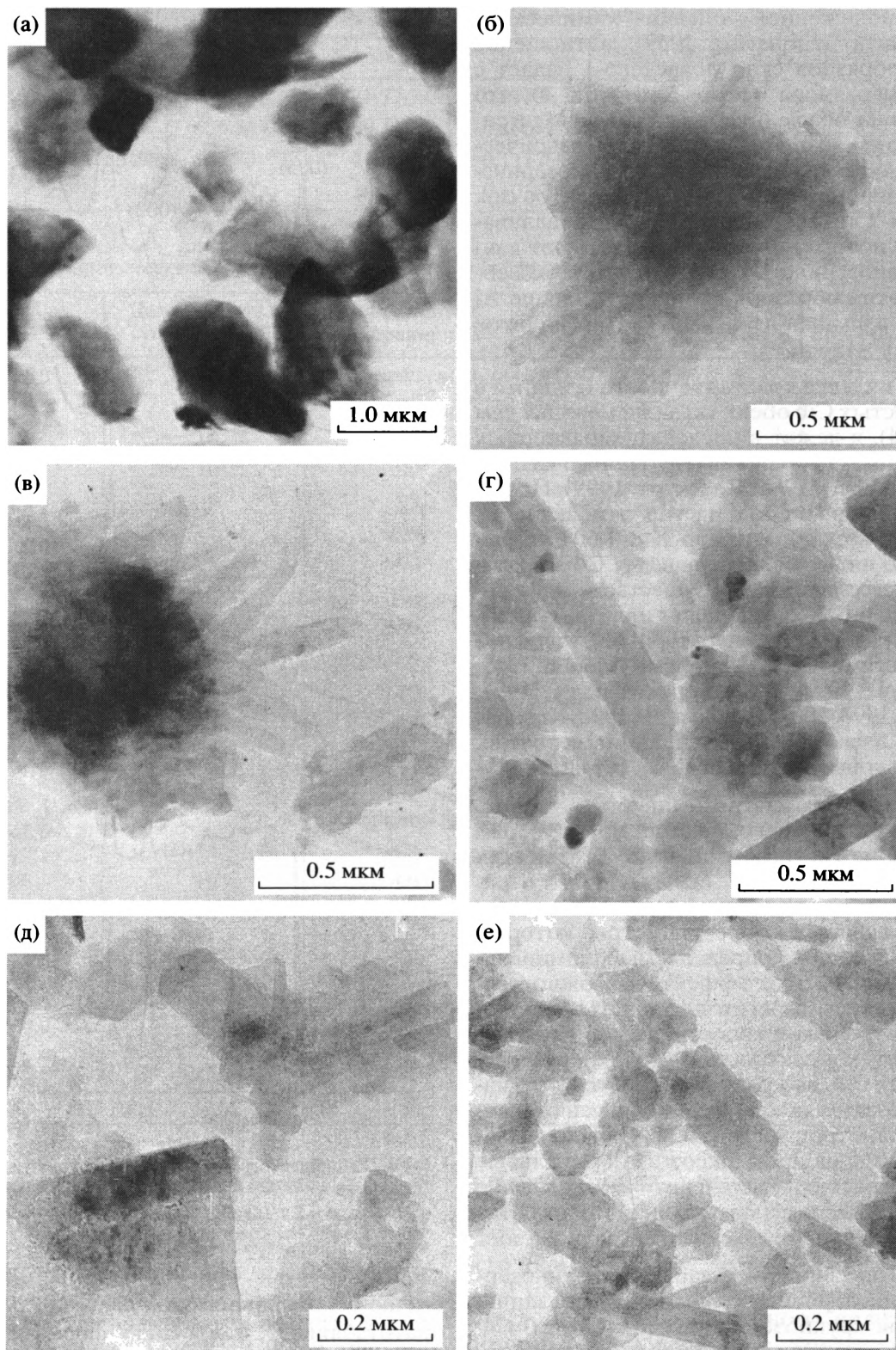


Рис. 2. Дифрактограммы размерных тонкозернистых субфракций обр. 931-П.

Ил – иллит; Кв – кварц; Пш – полевошпат; Хл – хлорит. I_k – индекс кристалличности иллита.

стично обломанными окончаниями узких граней (фототаблица, г, д, е). Такая форма кристаллов определяется возможностью их свободного роста в условиях высокой пористости и водонасыщенности соответствующих осадочных горизонтов (Дриц, Коссовская, 1990) и характерна для диагенетического иллита (Clauer et al., 1993; Gorokhov et al., 1994; Clauer, Chaudhuri, 1995; Zwingmann et al.,



Микрофотографии минеральных частиц в различных размерных субфракциях обр. 931-П, полученные методом просвечивающей электронной микроскопии. Субфракции: а – 0.6–2 мкм, б – 0.4–0.6 мкм, в – 0.3–0.4 мкм, г – 0.2–0.3 мкм, д – 0.1–0.2 мкм, е – <0.1 мкм.

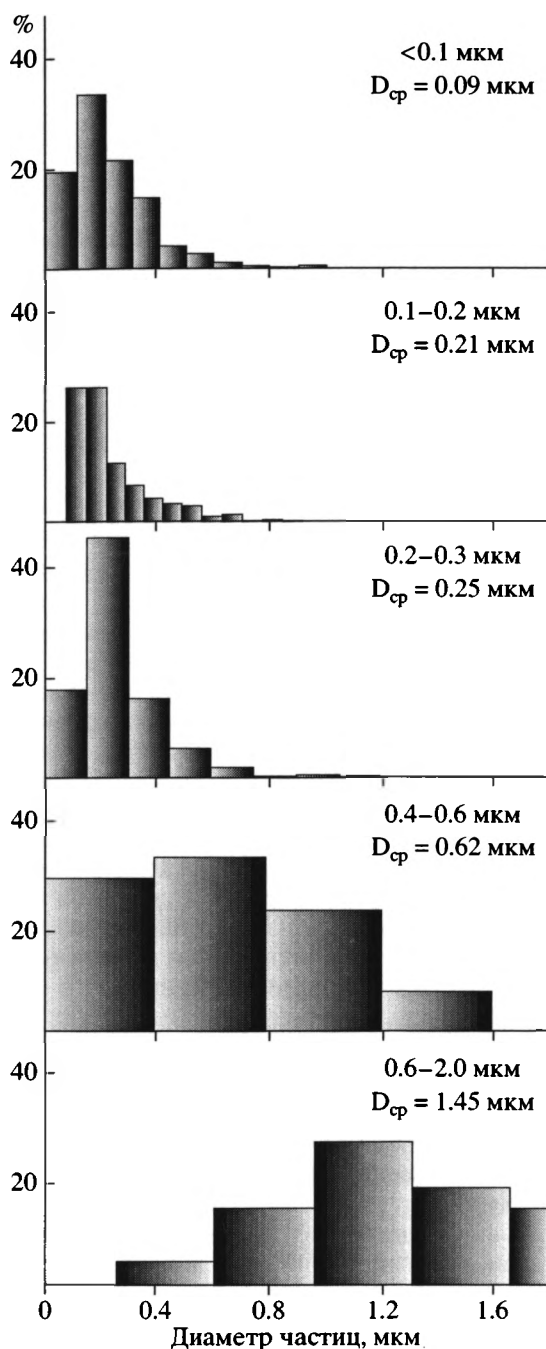


Рис. 3. Гистограммы, показывающие распределение частиц по размерам в тонкозернистых субфракциях верхневендских аргиллитов.

$D_{ср}$ – средний эффективный диаметр глинистых частиц.

1999). В промежуточных (0.4–0.6 и 0.3–0.4 мкм) СФ встречаются обе морфологические разновидности. При высоком увеличении на гранях ксеноморфных зерен этих СФ видны многочисленные планкообразные прорастания (фототаблица, б, в). Таким образом, данные просвечивающей элект-

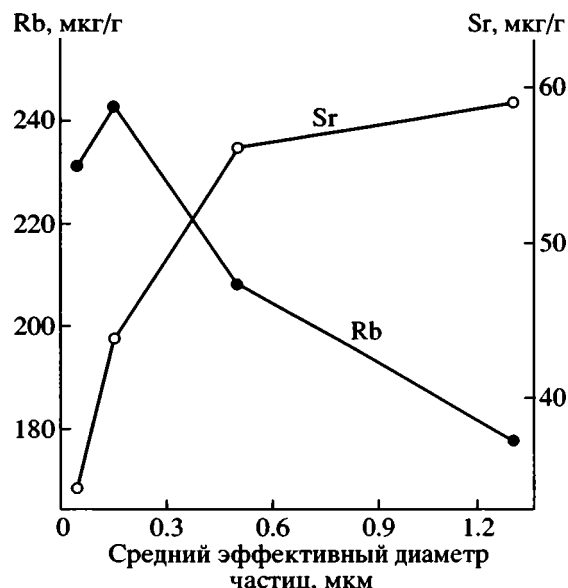


Рис. 4. Содержания Rb и Sr в остатках от выщелачивания обр. 931-П в зависимости от размера частиц в субфракции.

тронной микроскопии также указывают на наличие в исследуемых аргиллитах по меньшей мере двух генераций иллита.

Rb-Sr данные. Малое количество выделенного вещества, особенно для мелкозернистых СФ, ограничивало возможность изучения Rb-Sr систематики глинистого материала. Поэтому анализировались крупнозернистые (0.6–2 и 0.4–0.6 мкм) СФ, и только для обр. 931-П скв. Медведово-1 Rb-Sr данные были получены также и для мелкозернистых (0.1–0.2 и <0.1 мкм) СФ.

Доля выщелачиваемого Sr растет с уменьшением размера частиц в субфракциях (табл. 5). По мере того как размер частиц в СФ обр. 931-П уменьшается от 0.6–2 до <0.1 мкм, содержание Sr в остатках от выщелачивания плавно падает от 59.0 мкг/г до 34.1 мкг/г (рис. 4). Напротив, содержание Rb в этом ряду увеличивается от 178 мкг/г в СФ 0.6–2 мкм до 243 мкг/г в СФ 0.1–0.2 мкм, хотя затем несколько уменьшается в СФ <0.1 мкм до 231 мкг/г (рис. 5).

Фигуративные точки остатков от выщелачивания для обр. 931-П на графике в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образуют линейную последовательность (рис. 5,а). Линейное расположение точек этих остатков сохраняется (за исключением СФ 0.6–2 мкм) и в координатах $1/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 5,б). Эти особенности СФ могут рассматриваться как подтверждение существования в обр. 931-П двух генераций иллита. Превышающий погрешность эксперимента разброс точек относительно прямых линий на рис. 5, вероятно, связан с

Таблица 5. Rb-Sr аналитические данные для глинистых субфракций

Субфракция, мкм	Препарат*	Доля, переходящая в вытяжку, %		Rb**,мкг/г	Sr**,мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Модельный Rb-Sr возраст, млн. лет	
		Rb	Sr					R ₁ *** 0.708	R ₁ *** 0.710
Скв. Медведево-1, обр. 931-Б									
0.6–2	НО	0.4	12.7	195	56.1	10.16	0.81230	693	681
	В			0.74	7.15	0.300	0.71105		
	О			200	49.1	11.95	0.82619		
0.4–0.6	НО	0.5	18.5	204	58.8	10.17	0.80900	691	680
	В			0.92	10.9	0.246	0.71265		
	О			204	47.3	12.63	0.83255		
Скв. Медведево-1, обр. 931-П									
0.6–2	НО	0.3	14.4	179	68.6	7.618	0.79306	778	762
	В			0.55	9.89	0.160	0.71186		
	О			178	59.0	8.807	0.80586		
0.4–0.6	НО	0.6	17.5	212	72.3	8.574	0.79510	718	705
	В			1.35	12.6	0.309	0.71230		
	О			208	56.1	10.87	0.81930		
0.1–0.2	НО	0.6	47.9	237	84.8	8.143	0.77965	589	581
	В			1.54	40.7	0.109	0.71170		
	О			242	43.7	16.26	0.84464		
< 0.1	НО	1.6	60.8	237	86.8	7.948	0.77449	580	573
	В			3.84	52.8	0.211	0.71133		
	О			231	34.1	19.93	0.87276		
Скв. Гаврилов-Ям-2, обр. 936-Б									
0.6–2	НО	0.4	4.4	171	62.3	8.012	0.79415	763	745
	В			0.72	2.72	0.769	0.71759		
	О			167	59.8	8.148	0.79670		
0.4–0.6	НО	0.6	8.8	218	59.6	10.70	0.81347	696	685
	В			1.29	5.28	0.706	0.71667		
	О			216	52.9	11.95	0.82672		
Скв. Гаврилов-Ям-2, обр. 936-И									
0.6–2	НО	0.6	6.8	177	58.5	8.862	0.80005	728	712
	В			1.08	4.01	0.782	0.72434		
	О			176	54.3	9.457	0.80536		
0.4–0.6	НО	1.2	10.7	222	47.8	13.60	0.83137	632	622
	В			2.67	5.10	1.518	0.72294		
	О			218	42.7	15.01	0.84321		

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; *** R_i – принятое значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

присутствием в изученных СФ хлорита, нарушающего систематику двухкомпонентного смешения.

Значения Rb-Sr возраста, отвечающие наклонам “внутренних изохрон”, уменьшаются в обр. 931-П от 762–707 млн. лет для крупнозер-

нистых (0.6–2 и 0.4–0.6 мкм) СФ до 582–574 млн. лет для мелкозернистых (0.1–0.2 и <0.1 мкм) (табл. 6). В других изученных образцах Rb-Sr датировки крупнозернистых субфракций варьируют в интервалах 656–746 млн. лет (СФ 0.6–

2 мкм) и 627–683 млн. лет (СФ 0.4–0.6 мкм) (табл. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохронологический смысл Rb-Sr датировок мелкозернистых (0.1–0.2 и <0.1 мкм) глинистых субфракций. Высокие значения индекса кристалличности иллита и планкообразная форма частиц в самой мелкозернистой (<0.1 мкм) СФ свидетельствуют об аутигенной природе этого минерала. Опыт геохронологических исследований кластических осадочных пород в других регионах показывает (Morton, 1985; Reuter, 1987; Clauer et al., 1993; Gorokhov et al., 1994; Clauer, Chaudhuri, 1995; Горохов и др., 1997), что в большинстве случаев изотопный возраст такого иллита отражает время диагенеза глинистых осадков.

Лабораторное выщелачивание глинистых СФ приводит к отделению растворимых фаз от нерастворимых слоистых силикатов. Изотопный состав Sr в вытяжках является интегральным отражением его состава в растворимых несиликатных минеральных фазах и в специфических для глинистого материала положениях – в обмениваемых межслоевых позициях и на базальных поверхностях. Во многих случаях (Toyoda, Masuda, 1991; Ohr et al., 1991, 1994; Clauer et al., 1993; Schaltegger et al., 1994) вещество, выщелачиваемое из силикокластических пород, представляет именно ассоциированные растворимые минералы (карбонаты и фосфаты кальция). Это означает, что в ходе диагенеза Rb и Sr распределяются между аутигенными – силикатными и несиликатными минералами, которые способны в дальнейшем оставаться замкнутыми геохимическими системами.

Когда такой механизм осуществляется в реальных условиях, Rb-Sr датировки пелитов, вычисленные по трехточечным внутренним изохронам (необработанная субфракция – кислотная вытяжка – остаток от выщелачивания), являются эквивалентами возрастных значений, получаемых по минеральным изохронам для аутигенных карбонатов (фосфатов) и иллита (смешанослойного иллит-сметита). В других случаях их можно рассматривать лишь в качестве “модельных”, вычисленных в предположении, что величины первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среде образования глинистых минералов были близки к значениям, определяемым пересечением соответствующих трехточечных линий в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с осью ординат.

Выбор между упомянутыми вариантами может быть основан на рассмотрении зависимости первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, вычисленных для разноразмерных субфракций одного и того же образца на основе построения “внутренних изо-

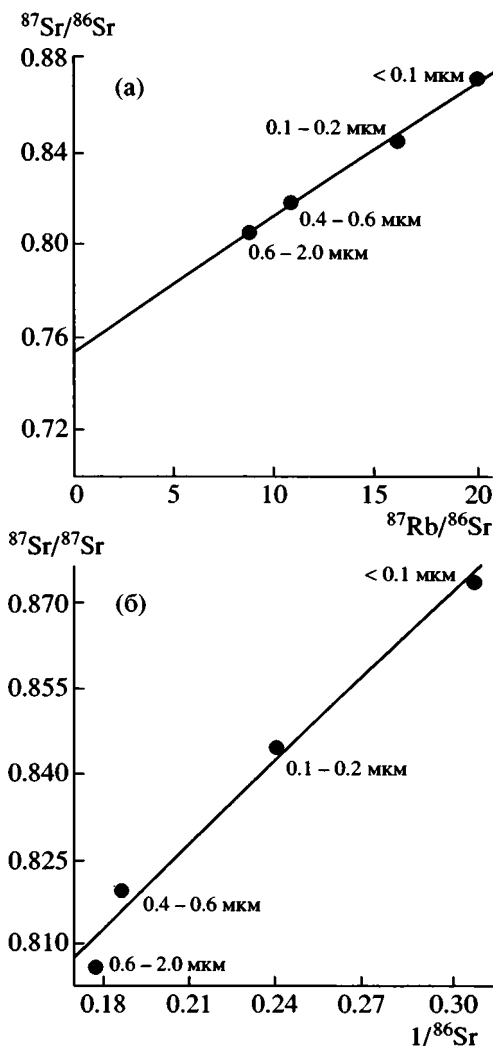


Рис. 5. Зависимости отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (а) и $1/^{86}\text{Sr}$ (б) в остатках от выщелачивания разноразмерных субфракций обр. 931-П.

хрон”, от эффективного диаметра исследованных частиц. Альтернативой служит представление Rb-Sr данных для ацетатных вытяжек в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Монотонный характер зависимости в первом случае и линейное расположение фигуративных точек во втором свидетельствуют о том, что разноразмерные субфракции содержат смесь растворимых фаз различного происхождения. Отсюда с большой вероятностью следует, что составы вытяжек определяются составами реально существующих растворимых карбонатных и/или фосфатных аутигенных минералов. Если эти минералы когенетичны с соответствующими генерациями глинистых минералов, последние, по-видимому, могут быть датированы с помощью внутренних изохрон. Такие ситуации наблюдались для некоторых верхнепротерозойских и палеозойских аргиллитов (Gorokhov et al., 1994, 2001).

Таблица 6. Статистические параметры Rb-Sr внутренних изохрон для размерных субфракций аргиллитов редкинской серии

Размерная субфракция, мкм	Образец	Rb-Sr возраст, млн. лет	Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	СКВО*
0.6–2	931-Б	705 ± 8	0.7081 ± 0.0007	17.8
	931-П	762 ± 10	0.7101 ± 0.0007	0.1
	936-Б	746 ± 11	0.7094 ± 0.0008	1.8
	936-И	656 ± 9	0.7170 ± 0.0008	0.1
	931-Б + 931-П	729 ± 6	0.7095 ± 0.0005	67.7
	936-Б + 936-И	698 ± 7	0.7133 ± 0.0006	51.0
0.4–0.6	931-Б	679 ± 8	0.7103 ± 0.0007	0.1
	931-П	707 ± 9	0.7091 ± 0.0007	1.4
	936-Б	683 ± 8	0.7098 ± 0.0008	1.2
	936-И	627 ± 7	0.7094 ± 0.0008	0.5
	931-Б + 931-П	692 ± 6	0.7098 ± 0.0005	6.5
	936-Б + 936-И	652 ± 6	0.7097 ± 0.0006	54.6
0.1–0.2	931-П	582 ± 7	0.7110 ± 0.0007	7.5
<0.1	931-П	574 ± 7	0.7096 ± 0.0007	0.1

Примечание. * СКВО – средний квадрат взвешенных отклонений (McIntyre et al., 1966).

Однако из данных таблицы 6, в которой приведены статистические параметры внутренних изохрон для СФ исследованных редкинских аргиллитов, следует, что для единственного образца (931-П), где имеются Rb-Sr данные по более чем двум СФ, вычисленные значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не коррелированы с размером частиц в проанализированных СФ. Поскольку минералогические, электронно-микроскопические и изотопно-геохимические данные определенно свидетельствуют о существовании в изученных аргиллитах по меньшей мере двух генераций иллитов, это означает, что изотопный состав обмениваемого Sr для иллитов разных генераций близок или идентичен. В такой ситуации, конечно, он в лучшем случае может рассматриваться как характеристика среды образования только одной из существующих генераций.

Изучение химического состава отложений Восточно-Европейской платформы (Ронов и др., 1990; Сочава и др., 1992; Фелицын, 2002) позволило установить важную геохимическую особенность вендских глинистых пород – экстремально низкое содержание Са. При этом стратиграфический уровень, из которого взяты обр. 936-Б и 936-И, выделяется даже на фоне общего невысокого содержания Са, Mg и Sr в вендских осадках платформы (табл. 1). Данные таблицы показывают, что концентрации Са и Sr в аргиллитах верхней части редкинской серии скв. Гаврилов-Ям-2 в несколько раз меньше, чем в стандартной составной пробе постарейских глинистых сланцев (РААС). Столь низкие содержания этих элементов подра-

зумевают, что в составе изученных аргиллитов отсутствуют (или присутствуют, но в очень незначительных количествах) карбонатные и фосфатные акцессорные минералы, являющиеся носителями растворимого Sr. Идентичность изотопного состава выщелачиваемого Sr свидетельствует тогда о том, что последний содержится в породах лишь в позициях, характерных для глинистого материала, – в обмениваемых межслоевых положениях и на базальных поверхностях, и/или об образовании Са-содержащих акцессорных минералов только на какой-либо одной стадии литогенеза. В такой ситуации корректность использования метода внутренних изохрон для всех СФ, независимо от их размера, может быть поставлена под сомнение, и для оценки возраста и геохронологического смысла полученных датировок требуется иная аксиоматика.

Прежде всего следует оценить возможность использования датировок в табл. 6 в качестве “модельных”. Поскольку взаимодействие вода-порода обычно ведет к повышению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в диагенетическом флюиде, очевидно, что нижним его пределом является величина указанного отношения в среде седиментации. Эта величина для поздневендской океанической воды составляет около 0.708 (Melezhik et al., 2001) и не слишком отличается от значений первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в СФ аргиллитов, полученных методом “внутренних изохрон”. Поэтому Rb-Sr данные для ацетатных вытяжек могут в первом приближении рассматриваться как характеристика среды образования аутигенных глинистых ми-

нералов, а датировки в табл. 6 – как модельные. Другой способ оценки модельных возрастов СФ, основанный на заданных значениях первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, продемонстрирован в табл. 5. Все эти датировки для мелкозернистых СФ обр. 931-П лежат в интервале 573–589 млн. лет.

Несомненным геохронологическим репером для редкинского горизонта является недавно опубликованная М.У. Мартином и его коллегами (Martin et al., 2000) U-Pb датировка циркона из вулканического пепла верхней части усть-пинежской свиты на Зимнем берегу Белого моря – 555.3 ± 0.3 млн. лет, которая определяет возраст отложения соответствующих осадков. Если, как следует из данных рентгеноструктурного и электронно-микроскопического изучения, предполагать диагенетическое происхождение иллита в <0.1 и $0.1\text{--}0.2$ мкм СФ обр. 931-П, величины Rb-Sr возраста для них и особенно для наиболее мелкозернистой <0.1 мкм СФ должны быть близкими или несколько меньшими, чем 555 млн. лет. Причинами завышения этих датировок могут быть: 1) заниженная оценка первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и/или 2) примесь в указанных СФ более древнего иллитового материала. Мету отклонения вычисленной величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от той, которая приводила бы к приемлемому значению Rb-Sr возраста самой мелкозернистой СФ (<0.1 мкм), можно вычислить в предположении, что возраст диагенеза редкинских аргиллитов района скв. Медведево-1 лишь незначительно отличается от времени отложения осадков. Используя для вычислений значение 550 млн. лет и Rb-Sr данные для остатка от выщелачивания этой СФ (табл. 5), получаем величину первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равную 0.717. С другой стороны, доля древнего (детритового) иллита, примесь которого могла бы увеличить полученное для СФ <0.1 мкм значение Rb-Sr возраста на 23–30 млн. лет, с учетом реальных концентраций Rb и Sr в крупнозернистых и мелкозернистых СФ составляет 20–25%. Оба варианта интерпретации кажутся возможными, учитывая в значительной степени произвольный выбор первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при вычислении модельных возрастов для разноразмерных СФ обр. 931-П, а также наличие в рассматриваемых СФ некоторого количества частиц, размеры которых значительно превышают оцененные по закону Стокса (рис. 3) и которые поэтому, по крайней мере частично, сложены детритовым иллитом.

Таким образом, из полученных данных следует, что выделение из аргиллитов самых тонкозернистых СФ и их Rb-Sr анализ еще не гарантируют неопровержимого получения датировок, отвечающих возрасту диагенеза погружения. К такому заключению приводят и результаты некоторых других исследователей (Hofmann et al., 1974; Bonhomme,

1987; Dong et al., 1995; Sears et al., 1995). Поэтому интерпретация изотопных датировок, полученных по тонкозернистым СФ (даже таким, как <0.1 мкм), должна производиться с учетом возможной неоднородности этого глинистого материала. Повышению достоверности вычисленных возрастных значений и приближению их к реальным событиям геологической истории осадочного материала могут способствовать, с одной стороны, совершенствование методики разделения глинистых СФ, а с другой – поиск способов учета гетерогенности глинистого материала в реально выделенных СФ. В обоих случаях идеалом, к которому следует стремиться, представляется работа с моногенерациями иллита.

Геохронологический смысл Rb-Sr датировок крупнозернистых (0.6–2 и 0.4–0.6 мкм) глинистых субфракций. Неправильная форма глинистых частиц в сочетании с низкими величинами индекса кристалличности иллита в крупнозернистых СФ обр. 931-П дает основание считать последние детритовыми. В этом случае полученные датировки 707–762 млн. лет (табл. 6) следует рассматривать как минимальный возраст источника сноса осадочного материала редкинских аргиллитов, вскрытых скважиной Медведево-1. Близкие значения изотопных датировок для крупнозернистых глинистых СФ показали обр. 931-Б из той же скважины (679–705 млн. лет), а также редкинские аргиллиты обр. 936-Б (683–746 млн. лет) и 936-И (627–656 млн. лет) скв. Гаврилов-Ям-2 (табл. 6). Поскольку рентгеновские характеристики глинистого материала этих СФ, подобно характеристикам обр. 931-П, свидетельствуют об его высокотемпературном происхождении, можно полагать, что минимальный возраст пород, в результате эрозии которых возник материал верхневендских аргиллитов в центре и на юго-востоке Московской синеклизы, составлял 630–760 млн. лет.

Проблема поиска исходного материала, за счет которого образовались исследованные породы, складывается из двух составляющих. Прежде всего требуется найти породы, которые по своему возрасту, химическому составу и палеогеографическому положению могли бы выступать в качестве источника сноса для отложений редкинской серии. Затем необходимо представить себе возможные пути и механизмы гипергенной трансформации такого исходного материала с образованием конкретных ассоциаций глинистых минералов в редкинских аргиллитах.

В период поздневендского осадконакопления на территории Восточно-Европейской платформы в качестве источника кластического материала с возрастом 630–760 млн. лет могут рассматриваться: 1) кора глубокого химического выветривания пород дорифейского кристаллического фундамента; 2) смесь вещества коры выветрива-

ния древних пород фундамента и выветрелого молодого вулканогенного материала вендского возраста; 3) выветрелый материал рифейских платформенных отложений.

Вендский период образования кор выветривания имел планетарный характер (Акульшина, 1985) и фиксируется уровнями зрелого глинистого вещества на всех древних платформах. Согласно палеотектоническим реконструкциям (Torsvik et al., 1996), в позднем венде плита Балтика располагалась в области умеренно низких широт. Размыв кор выветривания доредкинских возрастов отмечен при формировании терригенных осадков редкинских горизонтов как на юго-западе Восточно-Европейской платформы (Коренчук, 1993), так и в ее центральной части (Вендская система, 1985).

Изучение эволюции вендского осадконакопления на Восточно-Европейской платформе с использованием литологических, минералогических и геохимических методов (Сочава и др., 1992) привело авторов к заключению о преобладании внутриплатформенных источников сноса при формировании редкинской серии и ее стратиграфических аналогов в различных частях платформы. Для разрезов центральной части Московской синеклизы (Гаврилов-Ям) и ее юго-восточной периферии (Медведево-1) наиболее вероятным источником дорифейского кластического материала являлись породы Воронежского кратона и Волго-Камского массива. Геохронологические исследования показали, что возраст этих образований составляет 2.1–3.2 млрд. лет (Зеленокаменные пояса ..., 1988; Артеменко, 1995).

Изотопный состав Nd валовых проб аргиллитов редкинской серии скв. Гаврилов-Ям-2 (табл. 3) также свидетельствует в пользу значительного вклада пород фундамента в материал вендских терригенных отложений в центральной части Московской синеклизы. Оценка Sm-Nd модельного возраста – T_{DM} составляет 2.1 млрд. лет для аргиллитов базальной плетневской свиты (обр. GY-2) и 1.9 млрд. лет для нижней части гаврилов-ямской свиты (обр. GY-3). Для вышележащей части гаврилов-ямской свиты T_{DM} составляют 1.6–1.7 млрд. лет (обр. GY-8 и GY-10). При допущении отсутствия фракционирования Sm и Nd в процессах седиментации и диагенеза (Taylor, McLennan, 1985) полученные данные позволяют рассматривать породы кристаллического фундамента в качестве вероятного источника кластического материала в эпиплатформенном бассейне редкинских времен. Однако в этом случае численные величины изотопных датировок 630–760 млн. лет для крупнозернистых СФ исследованных аргиллитов определяют необходимость значительной потери радиогенного ^{87}Sr слюдыстыми минералами в ходе образования коры выветривания на ар-

хейских и нижнепротерозойских кристаллических породах и последующей ее денудации.

Совершенно очевидно, что упомянутое выше экстремально низкое содержание Са, наряду с широким развитием каолинита в вендских глинистых осадках Восточно-Европейской платформы (Бойко и др., 1984; Мельников и др., 1990), можно рассматривать как свидетельство чрезвычайно интенсивного химического выветривания на территории платформы в поздневендское время. При этом несмотря на то, что концентрации Са и Sr в изученных аргиллитах значительно ниже, чем в стандартных составных пробах постархейских глинистых сланцев (PAAS), величины отношения Са/Sr в аргиллитах из средней-верхней частей гаврилов-ямской свиты, верхнего венда в целом и PAAS практически одинаковы и составляют 43, 46 и 46 соответственно (табл. 1). Близость отношений Са/Sr в этих различных материалах позволяет предполагать согласованную потерю упомянутых элементов тонкозернистыми терригенными осадками в гипергенных условиях, что определяется сходством геохимических свойств Са и Sr, а потому и их одновременной мобилизацией при выветривании. При этом на стадии выветривания довендских пород вполне вероятно и потеря радиогенного ^{87}Sr . Такое предположение кажется весьма правдоподобным, поскольку в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ фигуративные точки выветрелых образцов пород и минералов всегда лежат ниже “изохрон сравнения”, отвечающих возрасту исходных пород, иначе говоря, выветривание во всех случаях приводит к понижению кажущегося возраста образцов (Семихатов, Горохов, 1984).

В этой связи напомним, что Rb-Sr датировки в интервале 630–760 млн. лет характерны не только для слюдястых минералов в крупнозернистых СФ, но и для валовых проб глинистых осадочных пород редкинской серии. Опубликованные данные для пород из скважин района г. Гаврилов-Ям (Felitsyn et al., 1998; Виноградов и др., 2002) позволяют вычислить для образцов породы в целом из нижней части гаврилов-ямской свиты значения модельного Rb-Sr возраста (при разумных значениях первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708–0.710$) в диапазоне от 640 до 780 млн. лет. Вопрос о том, могло ли химическое выветривание на территории Восточно-Европейской платформы в вендское время привести к столь значительной трансформации Rb-Sr систем в выветрелом материале, остается открытым. В ряде изученных кор выветривания разных континентов понижение кажущегося Rb-Sr возраста пород и минералов относительно их исходного возраста не превышает 20–30% (Семихатов, Горохов, 1984). Однако беспрецедентно широкомасштабный и интенсивный характер континентального выветривания в рассматриваемом возрастном интервале не поз-

воляет полностью исключить его, по крайней мере, при обсуждении возможных вариантов интерпретации опубликованных возрастных данных для валовых проб аргиллитов гаврилов-ямской свиты.

Требования к степени нарушения Rb-Sr систем в выветрелом древнем материале снижаются, если рассматривать осадки редкинской серии как смесь вещества коры выветривания древних пород фундамента и молодого вулканогенного материала вендского возраста. Вулканогенный материал мог поступать в поздневендский бассейн осадконакопления в результате размыва вулканитов основного состава на обрамлении Восточно-Европейской платформы. Горизонты вулканического пепла андезитового и андезит-дацитового состава повсеместно присутствуют в отложениях усть-пинезской свиты редкинской серии в Юго-Восточном Беломорье, Мезенской впадине и в гаврилов-ямской свите той же серии в центральной части Московской синеклизы (Вендская система, 1985; Борхвардт, Фелицын, 1992). Распределение мощностей прослоев вулканического пепла свидетельствует о расположении области активного эксплозивного вулканизма на северо-востоке (в современных координатах) Восточно-Европейской платформы (Аксенов, Волкова, 1969). Вулканогенные формации составляют более половины площади выходов на дневную поверхность верхне-девонских отложений в пределах Полярного Урала, Большеземельской тундры и Пай-Хоя, а Печорская гряда трассирует познедевонскую зону субдукции (Оловянишников, 1998).

Геохимические особенности терригенных отложений редкинской серии также свидетельствуют о присутствии продуктов размыва вулканитов основного состава. Отношение Th/Co в гаврилов-ямских аргиллитах составляет 0.32 (табл. 2), тогда как в стандартных составных пробах постаршейских сланцев (PAAS) оно варьирует в диапазоне 0.53–0.63 (Taylor, McLennan, 1985). Для тех же гаврилов-ямских аргиллитов отношение La/Sc равно 1.5, что существенно меньше, чем в упомянутых стандартных пробах (2.4–4.0). Подобное относительное обогащение тонкозернистых терригенных пород совместимыми элементами обычно рассматривается как свидетельство присутствия в области сноса вулканитов основного состава (Taylor, McLennan, 1985). Таким образом, предположение о присутствии пород с возрастом менее 600 млн. лет в областях сноса в период накопления отложений гаврилов-ямской свиты на территории Московской синеклизы кажется достаточно обоснованным.

С учетом этих данных Rb-Sr и K-Ar датировки валовых проб пород гаврилов-ямской свиты (Felitsyn et al., 1998; Виноградов и др., 2002, 2003) можно было бы рассматривать как средневзвешенный

возраст пород, эродированных в редкинское время, т.е. результат смешения двух разновозрастных источников сноса: пород кристаллического фундамента платформы с интегральным возрастом около 2.5 млрд. лет и вендских ювенильных вулканитов. В связи с этим следует отметить, что значения Rb-Sr модельного возраста трех валовых проб плетневской свиты из скважин района г. Гаврилов-Ям (Felitsyn et al., 1998; Виноградов и др., 2002), непосредственно залегающей на коре выветривания пород кристаллического фундамента, при тех же предполагаемых значениях первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708\text{--}0.710$ оказываются значительно более древними, чем гаврилов-ямские, и варьируют в интервале 950–1120 млн. лет. Уменьшение кажущегося Rb-Sr возраста валовых проб осадочных пород от плетневской свиты к гаврилов-ямской наряду с упомянутым выше понижением Sm-Nd модельного возраста – T_{DM} для аргиллитов этих свит от 2.1 до 1.9 млрд. лет (обр. GY-2 и GY-3, табл. 3) в этом случае логично интерпретировалось бы как рост на протяжении вендского времени доли молодого вулканогенного материала в кластической составляющей верхневендских отложений.

Наконец, рассмотрим предположение, согласно которому источником сноса в период поздневендского осадконакопления на территории Восточно-Европейской платформы был выветрелый материал рифейских платформенных отложений. Анализ этого предположения опирается на данные изучения элементного состава вендских аргиллитов из опорных разрезов в различных районах Восточно-Европейской платформы (Фелицын, 2002) и успехи, достигнутые в последние годы в области применения геохимических методов для разграничения рециклинга (многократного переотложения) и отложения осадочного материала “первого цикла” (Veizer, 1984; Veizer, Jansen, 1985; Cox, Lowe, 1995; Маслов, Гареев, 2002).

Обломочные породы первого цикла, образованные в результате разрушения континентальной коры с высокой долей гранитоидов, содержат значительные количества полевых шпатов. Последние являются главными концентраторами калия, и потому отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в породах первого цикла обычно выше, чем 0.4. Длительный же рециклинг способствует обогащению кластических осадков механически и химически зрелыми компонентами. В глинистых породах таким компонентом служит иллит. Переотложенным тонкозернистым терригенным отложениям свойственны следующие особенности (Cox, Lowe, 1995): 1) отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ не превышает 0.3; 2) осадочный материал в ходе многократного переотложения обедняется растворимыми элементами, такими как U и Sr, и обогащается малорастворимыми, например Th; 3) отношение легких

редкоземельных элементов к тяжелым постепенно увеличивается.

Отложение материала первого цикла при образовании рифейских осадочных комплексов не вызывало сомнения уже на первых этапах изучения рифея – "...преимущественно аркозовый состав пород рифейских свит объясняется тем, что все эти отложения произошли за счет размыва гранитизированных образований глубокого докембрия кристаллического основания платформы" (Шатский, 1963, с. 608). Высокая концентрация K_2O (6.3%) в рифейских глинистых породах Восточно-Европейской платформы несомненно обусловлена тем, что они содержат около 7% терригенного калиевого полевого шпата (Ронов и др., 1990) – максимальное количество для осадочного чехла платформы. Соответственно отношение K_2O/Al_2O_3 в рифейских аргиллитах составляет 0.41–0.43 (Ронов и др., 1990; Фелицын, 2002).

Результаты, полученные С.Б. Фелицыным (2002), свидетельствуют о том, что величины K_2O/Al_2O_3 в вендских и кембрийских аргиллитах Восточно-Европейской платформы значительно меньше, чем в рифейских: редкинская серия – 0.21, поваровская – 0.22, балтийская – 0.22–0.24. Низкое содержание Sr в редкинских тонкозернистых терригенных отложениях (табл. 1) уже обсуждалось выше. Концентрация U в вендских аргиллитах (2.4 мкг/г) также много меньше, чем в рифейских (3.9 мкг/г) и стандартных составных пробах постархейских глинистых сланцев – PAAS (3.1–3.2 мкг/г), что определяет повышенные отношения Th/U (около 5.5) по сравнению с PAAS (3.4–3.7). Хондрит-нормированное отношение La/Yb в венд-кембрийских глинистых осадках прогрессивно увеличивается вверх по разрезу от 7.0–8.5 в основании редкинской серии до 10.0–12.0 в аргиллитах балтийской серии и глинах нижнего кембрия. Важно, что отношение Eu/Eu^* (0.64) остается постоянным по всему разрезу и показывает, что этот тренд не связан со сменой источников сноса основного состава кислыми (Cox, Lowe, 1995).

Таким образом, геохимические особенности вендских аргиллитов определенно указывают на значительную роль рециклинга в процессе вендского седиментогенеза. Предположению о присутствии рифейских осадков в областях сноса во время вендского осадконакопления не противоречат и упомянутые выше результаты изучения аргиллитов венда Восточно-Европейской платформы (Сочава и др., 1992), поскольку незрелый рифейский кластический материал "первого цикла" мало отличается по своему составу от эродированного фундамента платформы. Что же касается историко-геологических представлений, то наличие рифейских осадочных пород в областях, питающих верхневендский бассейн осадконакоп-

ления, до настоящего времени считалось маловероятным. Тем не менее, основываясь на ряде недавних публикаций (Аксенов, 1998; Леонов, 2001; Хераскова и др., 2002), можно предложить по меньшей мере два сценария, предполагающие активное участие рифейских пород в процессе поздненвендского осадконакопления.

В основу первого из них положено распространенное представление, согласно которому в географических пределах Московской синеклизы накопление осадочных отложений на протяжении всего рифейского зона происходило преимущественно в крупных палеорифтовых системах – авлакогенах, и заключение Е.М. Аксенова (1998) о смене направления движения обломочного материала в этом регионе на рубеже рифей–венд. В рифее на фоне высокого стояния платформы источником кластического материала являлись эродлируемые выступы кристаллического фундамента. Радиальная ориентировка рифейских авлакогенов относительно центра платформы определила направление выноса обломочного материала по этим отрицательным структурам в перикратонные впадины на обрамлении платформы. На вендском же этапе развития Восточно-Европейской платформы слабодифференцированные отрицательные движения привели к образованию внутриконтинентальных синеклиз и впадин, обширной трансгрессии и смене направления движения кластического материала. Последний в это время начал поступать со стороны орогенов, обрамлявших платформу (Сочава и др. 1992), формируя аллохтонные молассы и молассоиды (Беккер, 1988). Очевидно, что при этом в бассейны осадконакопления попадали продукты размыва не только вулканогенных комплексов, но и рифейских отложений, оказавшихся в области сноса в результате орогенных процессов на обрамлении платформы.

В рамках такого сценария не исключена эрозия и транспортировка в поздненвендские бассейны также и кластического материала, отложенного в рифее в авлакогенах и оказавшегося впоследствии в области сноса. Хотя в авлакогенах западной и центральной частей Восточно-Европейской платформы терригенные образования предположительно нижневендского возраста трансгрессивно залегают на верхнерифейских осадочных формациях (Милановский, 1983), отсутствие верхнерифейских отложений в некоторых других линейных впадинах сходного генезиса указывает на такую возможность. В частности, для исследованных в настоящей работе районов Московской синеклизы источниками сноса в вендское время могли бы быть рифейские осадочные породы, выполняющие Солигалич-Яренский и Пачелмский авлакогены. В этом варианте интерпретации более древний модельный возраст кластического материала плетневской свиты по

сравнению с гаврилов-ямским должен рассматриваться как результат примешивания в начале вендского периода образования кор выветривания относительно небольшой доли выветрелого материала древнего фундамента к веществу рифейских терригенных осадочных пород.

Второй сценарий основан на альтернативной точке зрения, согласно которой в пределах Московской синеклизы отложения рифея некогда занимали гораздо большие площади, однако были размывы и сохранились лишь в грабенах-авлакогенах, возникших только в позднем рифее – венде в период байкальских орогенических движений (Клевцова, 1971; Хераскова и др., 2002). Действительно, как отмечает Ю.Г. Леонов (2001), синрифтовое заполнение впадин не всегда можно отличить от консервации останцов более древних пород, ранее залегавших плащеобразно, но уничтоженных эрозией за пределами рифтовых впадин. Точка зрения о плащеобразном залегании рифейских осадочных пород в изучаемом регионе заслуживает внимания еще и потому, что предполагает соизмеримость длительностей формирования авлакогенов Восточно-Европейской платформы и более молодых рифтов (20–35 млн. лет). В рамках упомянутого сценария формирование поздневендских отложений за счет выветривания и эрозии материала рифейских осадочных пород представляется вполне очевидным.

Теперь, составив представление о возможных исходных материалах редкинских отложений, кратко рассмотрим условия, которые могли способствовать формированию в этих породах конкретных ассоциаций глинистых минералов, включающих высокотемпературный иллит. Развитие тех или иных ассоциаций вторичных минералов кор выветривания – смектита, каолинита, иллита, смешанослойных, карбонатов, фосфатов и др. – определяется климатом и составом субстрата. Климатические условия во многом контролируют как гранулометрический и минеральный состав кор выветривания, так и массу материала, поступающего в пути миграции. Например, количество новообразованных глинистых минералов в элювии растет от 1–5% его массы в умеренной гумидной зоне до 5–10, а иногда 25% в субтропической семиаридной и до 90 и даже 99% в тропической гумидной зонах (Лисицына, 1975). С учетом палеогеографического положения плиты Балтика в позднем венде (Torsvik et al., 1996), объем глинистого материала, возникшего в результате выветривания древних пород, мог быть достаточно большим.

Однако немаловажен и состав выветриваемого субстрата. В частности, прямое отношение к предмету обсуждения имеет то обстоятельство, что обломочные деградированные иллиты, по видимому, не могут возникать при выветривании

высокотемпературных слюд магматических и метаморфических пород (Дриц, Коссовская, 1991). Это дает дополнительные основания для исключения из числа предполагаемых источников глинистого материала исследованных аргиллитов как древних пород кристаллического фундамента, так и основных вулканитов вендского возраста. В итоге наиболее вероятным источником иллита в крупнозернистых СФ верхневендских отложений центральной и восточной частей Московской синеклизы остаются рифейские осадочные породы. Низкие значения индекса кристалличности детритовых иллитов в редкинских аргиллитах свидетельствуют о том, что рифейские осадочные породы, эродированный материал которых сейчас слагает верхневендские отложения, были преобразованы в условиях глубинного катагенеза не позднее чем 630–760 млн. лет назад.

К этому надо добавить, что детритовый глинистый материал, кажущийся возраст которого отвечает верхнему рифею, свойствен венд-кембрийским осадкам не только в изученных районах Московской синеклизы, но и в других частях Восточно-Европейской платформы. Модельные Rb-Sr возрасты глинистых фракций и K-Ag датировки по валовым пробам, варьирующие в интервале 502–759 млн. лет, опубликованы для верхневендских аргиллитов нагорянской свиты в Подольском Приднестровье (Бойко и др., 1984; Мельников и др., 1990). Rb-Sr и K-Ag датировки в интервале 500–860 млн. лет получены для различных фракций нижнекембрийских “синих глин” лонтоваского горизонта Северной Эстонии (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1995; Kirsimäe et al., 1999; Clauer et al., 2003). Можно полагать поэтому, что в позднем венде (и, возможно, в раннем кембрии) осадочный материал на значительной площади Восточно-Европейской платформы был довольно однородным и происходил из близких по возрасту источников.

В заключение следует заметить, что результаты настоящей работы не подтверждают вывод В.И. Виноградова и др. (2002, 2003) об эпигенетической переработке редкинских отложений в районе г. Гаврилов-Ям 590–690 млн. лет назад. Кажется вполне очевидным, что полученные этими авторами Rb-Sr и K-Ag датировки валовых проб аргиллитов и алевролитов гаврилов-ямской свиты в интервале 590–870 млн. лет отражают лишь наличие унаследованного кластического материала в этих породах и не связаны с какими-либо постседиментационными процессами в верхневендских отложениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение тонкозернистых субфракций верхневендских аргиллитов Московской синеклизы с

помощью просвечивающей электронной микроскопии показало, что методика седиментационного разделения глинистого материала по размерам, основанная на центрифугировании, обеспечивает получение субфракций с последовательно уменьшающимися средними значениями эквивалентных диаметров частиц. Однако в пределах каждой субфракции реальные диапазоны этих диаметров шире номинальных, и наблюдается некоторое смещение средних значений размеров частиц в сторону увеличения по сравнению с номинальными.

С помощью электронно-микроскопического, рентгено-структурного и изотопно-геохимического исследования выделенных субфракций установлено, что глинистый материал аргиллитов включает две генерации иллита. Иллит первой генерации в крупнозернистых субфракциях (0.6–2 и 0.4–0.6 мкм) – детритовый, тогда как иллит второй генерации, преобладающий в мелкозернистых субфракциях (0.1–0.2 и <0.1 мкм), – аутигенный и образовался в ходе диагенеза верхневендских отложений. Вследствие экстремально низких содержаний Са и Sr в аргиллитах изученного стратиграфического уровня, препятствовавших образованию диагенетических карбонатных и фосфатных минералов, построение “внутренних изохрон” для глинистых субфракций не обеспечивает получение надежных и достаточно точных значений их Rb-Sr возраста. Модельный Rb-Sr возраст иллита второй генерации завышен по сравнению с предполагаемым временем диагенеза погружения, возможно, из-за присутствия неконтролируемого количества детритовой составляющей даже в самой мелкозернистой глинистой субфракции (<0.1 мкм).

Rb-Sr датировки детритового иллита первой генерации в изученных аргиллитах позволяют предполагать, что минимальный возраст пород, в результате эрозии которых возник материал верхневендских осадков в центре и на юго-востоке Московской синеклизы, составлял 630–760 млн. лет. Рассмотрение в качестве возможных альтернативных источников кластического материала 1) коры глубокого химического выветривания пород дорифейского кристаллического фундамента, 2) смеси вещества коры выветривания древних пород фундамента с выветрелым молодым вулканогенным материалом вендского возраста и 3) выветрелого материала рифейских платформенных отложений приводит к выводу о том, что материал рифейских осадочных пород, по-видимому, принимал активное участие в процессе поздневендского осадконакопления.

Авторы благодарят А.В. Сочаву, отобравшего образцы аргиллитов для Rb-Sr изучения, А.А. Кольцова, выполнившего анализ валовых проб аргиллитов нейтронно-активационным и энерго-дис-

персионным рентген-флуоресцентным методами, и Ю.В. Амелина, предоставившего результаты изучения пород скв. Гаврилов-Ям-2 Sm-Nd методом. Авторы признательны также А.В. Баскакову за помощь при химической подготовке образцов для Rb-Sr анализа, Г.В. Котову за получение электронных микрофотографий глинистых частиц и Т.С. Зайцевой и А.Б. Кузнецову за содействие в оформлении рисунков.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований ОНЗ РАН по программе “Изотопная геология: геохронология и источники вещества”, а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 02-05-64210 и 03-05-64062).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб: ИГТД РАН, 1998. 52 с.
- Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 3. С. 635–638.
- Акулишина Е.П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск: Наука, 1985. 244 с.
- Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. Киев: Наукова думка, 1995. № 21. С. 129–153.
- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Бойко А.К., Котлярский П.М., Великанов В.А. и др. О возрастном соотношении каниловской и могилев-подольской серий венда в Приднестровье // Геол. журнал. 1984. № 2. С. 124–129.
- 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. Палеобиогеография позднего венда Русской платформы // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 136–146.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование / Ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. 239 с.
- Виноградов В.И., Буякайте М.И., Муравьев В.И. и др. Изотопные свидетельства палеозойского этапа эпигенетической переработки вендских отложений Русской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 5. С. 525–534.
- Виноградов В.И., Головин Д.И., Буякайте М.И., Бурзин М.Б. Этапы эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений центральной части Русской платформы (по данным Rb-Sr и K-Ar изотопно-геохронологических исследований) // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 2. С. 209–214.

- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. Международн. геол. конгресс. 22-я сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М.: Наука, 1964. С. 431–455.
- Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985. 153 с.
- Горохов И.М., Семихатов М.А. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщ. 2. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 2. С. 87–109.
- Горохов И.М., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л. Изотопные датировки нижнекембрийских глин Эстонии и их интерпретация // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 54–65.
- 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.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 177 с.
- Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов)/Ред. Лобач-Жученко С.Б. Л.: Наука, 1988. 212 с.
- Келлер Б.М., Федонкин М.А. Новые находки окаменелостей в валдайской серии докембрия по р. Сюзьме // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 38–44.
- Клевцова А.А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1971. № 7. С. 3–13.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 3–17.
- Кольцов А.А., Макеев К.В., Чуков А.В. Рентгенорадиометрическое определение марганца, железа, меди, цинка, мышьяка, рубидия, стронция, иттрия, циркония, ниобия, молибдена, вольфрама, свинца, висмута и урана в горных породах и рудах. Инструкция № 311-ЯФ. М.: НСАМ ВИМС, 1990. 16 с.
- Коренчук Л.В. Ранневендский (волынский) этап // Геологическая история территории Украины. Докембрий. Киев: Наукова думка, 1993. С. 140–144.
- Кузьменко Ю.Т., Бурзин М.Б. Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка. М.: ИГиРГИ, 1996. 46 с.
- Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
- Лисицына Н.А. Поступление осадочного материала в океаны из кор выветривания различных климатических зон // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 67–74.
- Маслов А.В., Гареев Э.З. Рециклинг или привнос “first-cycle” материала: предварительные данные по типовому разрезу рифея // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Матер. 5 Уральск. региональн. литол. совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 137–143.
- 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.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
- Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 163 с.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хане К. К вопросу о распространности и вещественном составе глин осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1990. № 4. С. 467–482.
- Семихатов М.А., Горохов И.М. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение 1. Поведение Rb и Sr в ходе выветривания, переноса и седиментации // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 1. С. 3–26.
- Соколов Б.С. Венд Русской платформы; его границы расчленения и стратиграфические аналоги // Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М.: ГИН АН СССР, 1974. С. 3–10.
- Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.
- Федонкин М.А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. 98 с.
- Фелицын С.Б. Вендский фосфогенез на Восточно-Европейской платформе и геохимические фации фосфоритообразования в позднем докембрии – кембрии. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб: ИГГД РАН, 2002.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Воронцов А.К. и др. Условия осадконакопления в рифее и раннем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 1. С. 77–92.
- Шатский Н.С. Рифейская эра и байкальская складчатость // Н.С. Шатский. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 600–619.
- Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Aronson J.L., Hower J. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. 2. Radiogenic argon evidence // Geol. Soc. Amer. Bull. 1976. V. 87. № 5. P. 738–744.
- 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.
- Bros R., Stille P., Gauthier-Lafaye F., et al. Sm-Nd isotopic dating of Proterozoic clay material: An example from the Francavillan sedimentary series, Gabon // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. № 1/2. P. 207–218.

- Clauer N. A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks // *Lectures in Isotope Geology* / Eds Jäger E. and Hunziker J.C. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1979. P. 30–51. Русский перевод / Ред. Йегер Э., Хунцикер Й. Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 40–62.
- Clauer N., Chaudhuri S. Clays in Crustal Environments. Isotope Dating and Tracing. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. 359 p.
- Clauer N., Chaudhuri S., Kralik M., Bonnot-Courtois C. Effects of experimental leaching on Rb-Sr and K-Ar isotopic systems and REE contents of diagenetic illite // *Chem. Geol.* 1993. V. 103. № 1/4. P. 1–16.
- Clauer N., Zwingmann H., Gorokhov I.M. Postdepositional evolution of platform claystones based on a simulation of thermally induced diffusion of radiogenic ^{40}Ar from diagenetic illite // *J. Sediment. Research.* 2003. V. 73. № 1. P. 58–63.
- Clauer N., O'Neil J.R., Bonnot-Courtois C., Holtzapffel T. Morphological, chemical, and isotopic evidence for an early diagenetic evolution of detrital smectite in marine sediments // *Clays Clay Miner.* 1990. V. 38. № 1. P. 33–46.
- Compston W., Sambridge M. S., Reinfrank R. F., et al. Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland // *J. Geol. Soc. London.* 1995. V. 152. P. 599–611.
- Cox R., Lowe D. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // *J. Sediment. Res.* 1995. V. 65 A. P. 1–12.
- Dickinson W.R., Gehrels G.E. U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications // *Sediment. Geol.* 2003. V. 163. № 1/2. P. 29–66.
- Dong H., Hall C.M., Peacor D.R., Halliday A.N. Mechanisms of argon retention in clays revealed by laser ^{40}Ar - ^{39}Ar dating // *Science.* 1995. V. 267. № 5196. P. 355–359.
- Esquevin J. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité // *Bull. Centre Rech. Pau-SPNA.* 1969. V. 3. № 1. P. 147–153.
- Faure G. Principles of Isotope Geology, 2nd ed. New York: Wiley and Sons, 1986. 589 pp. Русский перевод: Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Felitsyn S.B., Vidal G., Moczydlowska M. Trace elements and Sr and C isotopic signatures in late Neoproterozoic and earliest Cambrian sedimentary organic matter from siliciclastic successions in the East European Platform // *Geol. Mag.* 1998. V. 135. № 4. P. 537–551.
- 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., Siedlecka A., Roberts D. et al. Rb-Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, North Norway // *Geol. Mag.* 2001. V. 138. № 5. P. 541–562.
- Grathoff G.H., Moore D.M., Hay R.L., Wenner K. Illite polytype quantification and K/Ar dating of Paleozoic shales: A technique to quantify diagenetic and detrital illite // *Shales and Mudstones II. Petrography, Petrophysics, Geochemistry and Economic Geology* (Eds Schieber J., Zimmerle W., Sethi P.). Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagbuchshandlung, 1998. P. 161–175.
- Grathoff G.H., Moore D.M., Hay R.L., Wenner K. Origin of illite in the lower Paleozoic of the Illinois basin: Evidence for brine migration // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2001. V. 113. № 8. P. 1092–1104.
- Hofmann A.W., Mahoney J.W., Giletti B.J. 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.
- Hunziker J.C. Potassium-argon dating // *Lectures in Isotope Geology* / Eds Jäger E., Hunziker J.C. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1979. P. 53–76. Русский перевод / Ред. Йегер Э., Хунцикер Й. Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 62–89.
- Kirsimäe K., Jørgensen P. Mineralogical and Rb-Sr isotope studies of low-temperature diagenesis of Lower Cambrian clays of the Baltic paleobasin of North Estonia // *Clays Clay Minerals.* 2000. V. 48. № 1. P. 95–105.
- Kirsimäe K., Jørgensen P., Kalm V. Low-temperature diagenetic illite-smectite in Lower Cambrian clays in North Estonia // *Clay Minerals.* 1999. V. 34. № 1. P. 151–163.
- Kisch H.J. Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jamtland 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 // *Colloque sur les étages tectoniques*, Univ. Neuchâtel. Ed. Schaer J.-P. A la Baconnière, Neuchâtel, 1966. P. 105–122.
- Lahtinen R., Hihma H., Kousa J. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data // *Precamb. Res.* 2002. V. 116. № 1/2. P. 81–109.
- Lanson B., Velde B., Meunier A. Late-stage diagenesis of illitic clay minerals as seen by decomposition of X-ray diffraction patterns: contrasted behaviors of sedimentary basins with different burial histories // *Clays Clay Minerals.* 1998. V. 46. № 1. P. 69–78.
- Martin M.W., Grazdankin D.V., Bowring S.A., et al. Age of Neoproterozoic Bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for Metazoa evolution. *Science.* 2000. V. 288. № 5467. P. 841–845.
- 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.
- Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for 'blind dating' // *Terra Nova.* 2001. V. 13. № 1. P. 1–11.
- Morton J.P. Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985. V. 96. № 8. P. 1043–1049.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R. Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 105. № 1/3. P. 110–126.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R. Mobility and fractionation of rare earth elements in argillaceous sediments: Implications for dating diagenesis and low-grade metamorphism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 1. P. 289–312.
- Reuter A. Implications of K-Ar ages of whole-rocks and grain-size fractions of metapelites and intercalated metatuffs

- within an anchizonal terrane // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 97. № 1. P. 105–115.
- Schaltegger U., Stille P., Rais N., et al. Neodymium and strontium dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 5. P. 1471–1481.
- Sears S.K., Hesse F.R., Vali H., et al. An alternative approach to differentiate between detrital and diagenetic illite material // *Euroclay'95, Clays and Clay Materials Sciences*, Leuven, August 20–24, 1995. Book of Abstracts. Posters. 1995. P. 382–383.
- Šrodoň J., Eberl D.D. Illite // *Micas*. Ed. Bailey S.W. Reviews in Mineralogy. 1984. V. 13. P. 495–544.
- Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.
- Taylor S.R., McLennan A.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p. Русский перевод: Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. *Континентальная кора, ее состав и эволюция*. М.: Мир, 1988. 381 с.
- Torsvik T.N., Smethurst M.A., Meert J.G., et al. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – a tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.* 1996. V. 40. № 3/4. P. 229–258.
- Toyoda K., Masuda A. Chemical leaching of pelagic sediments: Identification of the carrier of Ce anomaly // *Geochemical Journ.* 1991. V. 25. № 2. P. 95–119.
- Turchenko T.L., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Kotov G.V. Fine fractions of argillites for the Rb-Sr dating: separation, XRD and TEM studies // 1st Internat. Symposium on Applied Isotope Geochemistry, 29 Aug. – 3 Sept. 1993. Program and Abstracts. 1993. IFE/KR/E-93/007.
- Van Schmus W.R., de Brito Neves B.B., Williams I.S., et al. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages // *Precamb. Res.* 2003. V. 127. № 4. P. 287–327.
- Veizer J. Recycling on the evolving Earth: geochemical record in sediments // *Proc. 27th Int. Geol. Congress.* 1984. V. 11. Utrecht. VNU Sci. Press. P. 325–345.
- Veizer J., Jansen L. Basement and sedimentary recycling-2: time dimension to global tectonics // *J. Geol.* 1985. V. 93. № 6. P. 625–643.
- Williamson J.H. Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Phys.* 1968. V. 46. № 16. P. 1845–1847.
- Zwingmann H., Clauer N., Gaypp R. Structure-related geochemical (REE) and isotopic (K-Ar, Rb-Sr, $\delta^{18}O$) characteristics of clay minerals from Rotliegend sandstone reservoirs (Permian, northern Germany) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. № 18. P. 2805–2823.

Рецензенты А.Г. Рублев,
В.Г. Оловянишников, М.А. Семихатов

УДК 564.822: 551.736

ЭТАПНОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЗМОВ И ПРИРОДА БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ НА ПРИМЕРЕ ФИЛОГЕНЕЗА ПЕРМСКИХ БРАХИОПОД ТРИБЫ *Horridoniini*

© 2005 г. С. С. Лазарев

Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.12.2003 г.

Этапность реконструированного филогенеза трибы *Horridoniini*, распространенной в бореальных бассейнах перми, – перспективная основа для широких межрегиональных корреляций, но вместе с тем эта же этапность оказывается бесполезной в качестве хроностратиграфического маркера. Такая казалась бы парадоксальная противоречивость имеет непосредственное отношение к методологии стратиграфии – к сущности биостратиграфической границы. Точка и линия – понятия идеальные (математические) – служат основой для анализа количественных временных отношений в физике. В традиционной стратиграфии, наоборот, основой временных отношений служат реальные (материальные) референты – качественные признаки, приуроченные всегда к интервалам. Эта онтологическая проблема – что должно быть первичным в стратиграфии (точка, линия, либо интервал, объем) – обсуждается на примере корреляционных возможностей выявленной недавно филетической последовательности родов трибы *Horridoniini*.

Ключевые слова. Пермь, брахиоподы, корреляция, стратиграфическая граница, изохронность, хроностратиграфия.

Почему аммоноидеи стали существенно более полезной группой для детальных межрегиональных корреляций по сравнению, например, с брахиоподами – группой, которая в другом отношении, а именно по степени обилия в разрезах позднего палеозоя, существенно превосходит аммоноидей? Сразу необходима оговорка: максимальная детальность (одновременность) в стратиграфических корреляциях не может совпадать с изохронной линией, как это имеет место в моделях физического времени, но она всегда ограничена некоторым стратиграфическим интервалом (для палеозоя – зоной или частью зоны), что уже обсуждалось ранее (Лазарев, 2003). Считается, что секрет более успешных корреляций по аммоноидеям, чем по брахиоподам, кроется в различном образе их жизни – нектонном и бентосном. Это справедливо, но только в смысле больших пространственных возможностей расселения аммоноидей. Что касается их преимущества в смысле детальности межрегиональных корреляций, то это объясняется, по-моему, другим, а именно возможностью использования того, что В.Е. Руженцев называл принципом основного звена у аммоноидей: изменение лопастных линий – удобный и универсальный самописец, позволяющий различать эволюционные направления (таксоны семейственного ранга) и их этапность (роды), а тем самым позволяет относительно легко реконструировать филогенезы – основу детальных межре-

гиональных корреляций. Аналогичный подход я попытался использовать применительно к реконструированной эволюции трибы *Horridoniini*: две подтрибы здесь – два эволюционных тренда, а роды в каждой из подтриб – этапы эволюции как основа межрегиональных корреляций. Брахиоподы, как и многие другие группы, лишены универсального “самописца эволюции”, свойственного большинству аммоноидей, так что для каждого таксона семейственного ранга приходится каждый раз искать свой специфический “самописец”, который если и подходит для нескольких семейств, то обладает всякий раз своей специфичностью. И все же работа по выявлению таких “самописцев геологического времени” среди, например, брахиопод очень важна, учитывая их обилие и более равномерное распределение по разрезам. Все дело, однако, в том, что детальные филогенетические реконструкции позднепалеозойских брахиопод, сравнимые с таковыми аммоноидей, почти неизвестны. Здесь и далее имеются в виду не кладистические реконструкции и не “реконструкции” как нечто производное от системы, а реконструкции, основанные на анализе распределения ископаемых в геологической летописи.

Палеонтологическая составляющая статьи основана на ранее детально ревизованной группе брахиопод отряда *Productida* (триба *Horridoniini*) – ее морфологии, филогенезе и системе (Лазарев, 2005а,б). Существенно повысился стратиграфи-

ческий потенциал группы, но именно это обстоятельство оказалось удобным поводом для обсуждения методологической проблемы, связанной с конструированием Международной стратиграфической шкалы (МСШ). Дело в том, что в рамках хроностратиграфии с ее центральным понятием “изохронность” работа по реконструкции филогенезов без наблюдаемой смыкаемости этапов эволюции и невозможности проследить “изохронную” линию становится чем-то весьма второстепенным, и конечно же, не имеющим отношения к конструированию МСШ.

О КОНСТРУИРОВАНИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ: ПРИОРИТЕТ ИНТЕРВАЛОВ (СТРАТОНОВ) ИЛИ ПРИОРИТЕТ ГРАНИЦ (ЛИНИЙ)?

Речь в подзаголовке идет о приоритете как понятии содержательном (что первично, а что вторично), но от решения этой содержательной проблемы зависит и судьба приоритета формального (номенклатура стратонов). Антиномичность подзаголовка, как я попытаюсь показать, не аналогична проблеме первичности курицы или яйца.

В классический период при формировании стратиграфических шкал основное внимание уделялось стратиграфическим интервалам, а точнее – классификации стратиграфических интервалов; соответственно границы стратонов представляли собой следствие классификационных процедур. Показательный пример – история становления кембрийской и силурийской систем в XIX веке (Леонов, 1973) – драматическая борьба разных классификационных подходов А. Седжвика (автора кембрийской системы) и Р. Мурчисона (автора силурийской системы). Первоначально граница кембрия и силура была принята обоими исследователями в основании лландейло (между “сланцевыми” породами северного Уэльса и плитняками лландейло). Позже началась непримиримая борьба двух выдающихся геологов, причем в основе разногласий было различие в оценке классификационного значения разных признаков: петрографических и тектонических (Седжвик) и палеонтологических (Мурчисон). В результате Седжвик (сторонник вернеровской школы) поднял исходно принятую границу систем до середины лландейло (трансгрессивное и несогласное залегание верхнего лландейло на нижнем); наоборот, Мурчисон по самому факту присутствия ископаемых в породах опустил эту границу до основания современного среднего кембрия.

Сейчас оба эти варианта границ систем кажутся слишком устаревшими и наивными в классификационном отношении. С тех пор шкала нижнего палеозоя существенно изменялась и детализировалась, причем в основе этих изменений находилось прежде всего совершенствование па-

леонтологического метода. Однако нет никакой уверенности в том, что нынешние стратиграфические классификации не будут выглядеть столь же устаревшими через 100–200 лет, и это стоило бы иметь в виду сторонникам фиксации ярусных границ в МСШ к 2008 г. (по существу, консервации иерархической структуры МСШ до уровня ярусов).

Отметим еще одно очень важное обстоятельство: современным стратиграфам должно казаться очень странным, что при столь сильных изменениях границ систем ни Седжвик, ни Мурчисон не помышляли о том, чтобы изменить названия “кембрий” и “силур”. Для меня это не только не удивительно, но и нормально: ведь содержательные и исторические по природе классификации не могут не меняться, а потому если после каждой содержательной ревизии отбрасывать старые названия классификационных единиц, то номенклатурный хаос в перспективе неизбежен. Это раньше поняли биологи, у которых число таксонов на несколько порядков превышает число стратонов у геологов, а потому и кодексы у них стали касаться исключительно номенклатуры (Лазарев, 1999). Вероятно, последний раз, когда очень существенное изменение классификационной схемы в стратиграфии не повлекло за собой отбрасывание старых названий, было в 1960 г.: в объем двух ранее существовавших систем (кембрия и силура) была вставлена еще одна система – ордовик (за счет деления силура на две части), но название “силур” осталось.

То, что подобные ситуации стали сейчас невозможными (неправильными), объясняется внедрением нового мышления – хроностратиграфии, в центре внимания которой находится не интервал (стратон), а изохронная линия (понятие физическое), которую надлежит тянуть от выбранной стратиграфическим сообществом точки как момента физического времени. Теперь уже не граница следует из различий классификационных признаков в двух смежных интервалах (стратонах), а наоборот, объем стратонов определяется как стандарт между двумя зафиксированными в породе точками (“золотыми гвоздями”): “A stage is defined by its boundary stratotypes...” (Murphy, Salvador, 1999, с. 266). Все это стало результатом понятного стремления к жесткой стабилизации шкалы, которая достижима только после внедрения стандартов по образцу и подобию физических стандартов (метр, секунда и т. д.). Это ведет к трансформации шкалы-классификации в шкалу-линейку физического времени. Понятно поэтому, что идеологи хроностратиграфии стали говорить о необходимости только “стратотипов” границ (точек) и о ненужности интервальных стратотипов: “Boundary-stratotypes instead of Unit-stratotypes” (Remane et al., 1997, p. 3). Но ведь только интервалы (и только они) могут быть основой для

номенклатурной стабильности, которая необходима, если допустить, что МСШ в дальнейшем будет развиваться (реконструироваться). Современная логика конструирования МСШ ведет к тому, что шкала (по крайней мере, на уровне ярусов) к 2008 г. превратится в систему стандартов, отличную от измерительной линейки только тем, что число лет у разных ярусов (делений шкалы) будет разным.

СТРУКТУРА ФИЛОГЕНЕЗА ТРИБЫ Horridoniini КАК ОСНОВА ЕЕ ТАКСОНОМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И КАК ОСНОВА МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ БОРЕАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ ПЕРМИ

Разумеется, речь здесь не идет о том, что на основе филогенеза только одной трибы возможно создание корреляционных схем для различных бассейнов бореальной перми. Это невозможно потому, что даже в тех регионах, где эта группа представлена, она, во-первых, распространена спорадически (не по всему разрезу), а во-вторых, те морфологические особенности, которые положены в основу реконструкции филогенеза, далеко не всегда наблюдаемы по условиям сохранности. Поэтому реконструированный филогенез трибы Horridoniini позволяет, как это будет показано, внести некоторые уточнения в межрегиональные корреляции, но вместе с тем открывает перспективы (при накоплении данных) более широких корреляционных возможностей. В любом случае, такой эволюционный подход предпочтительней для детальных корреляций, сравнимых потенциально с корреляциями по аммоноидеям, чем использование списочного состава комплекса многих групп брахиопод, филогенез которых на уровне родов не известен.

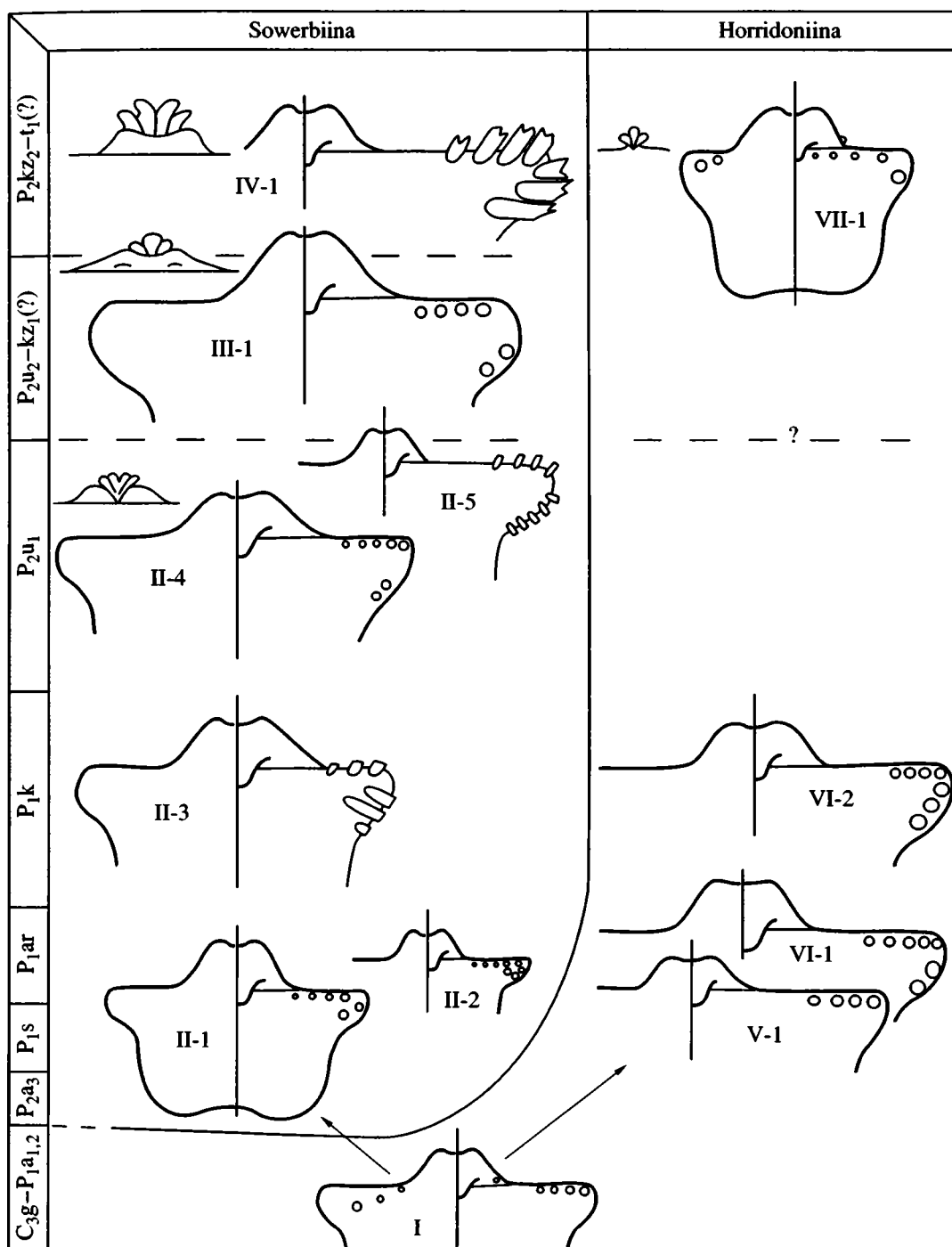
Проблемам морфологии, происхождения, эволюции и системы трибы Horridoniini были ранее посвящены две статьи (Лазарев, 2005а,б). Поэтому морфологические и эволюционные аспекты группы здесь рассматриваются (повторяются) только в тезисной форме, причем в качестве основного звена принята эволюция опорных игл на ушках спинной створки. Другие признаки – зигидий, вентральные иглы, размер раковин – имеют обычно подчиненное значение, но все же их изменение во времени отражено на рисунке. Совсем не затрагивается здесь интересный функциональный аспект проблемы развития опорных игл на ушках спинной створки, анализ которого послужил ранее основой для выделения нового экологического типа брахиопод (Лазарев, 2005а).

На рисунке схематически (но в масштабе) показан описанный ниже тренд этого ключевого ароморфоза (признака) и намечена его этапность. Две подтрибы соответствуют здесь двум

различающимся направлениям в эволюции трибы, причем роды в обеих подтрибах рассматриваются как этапы в их эволюции (римские цифры), а виды (арабские цифры) рассматриваются либо как более мелкие этапы (стадии) в эволюции родов, либо как палеогеографические викарианты этапов эволюции (разные виды одного рода в разных регионах). Наиболее детально этапность и стадийность в эволюции ключевого ароморфоза выявлена для подтрибы Sowerbiina (II–IV). Она состоит в общей тенденции увеличения как толщины, так и числа опорных дорсальных игл, хотя эти два параметра обычно не сходятся вместе. Чтобы лучше различить определенные повторы (цикличность) в эволюции ключевого ароморфоза, использован также другой признак – появление в поздней перми зигидия, т.е. воротничка в основании замочного отростка, развивавшегося на границе целомической и мантийной полостей в макушечной части раковины (III-1, IV-1 слева, вверху).

Обсудим сначала эволюцию подтрибы Sowerbiina, более детально и равномерно задокументированную в геологической летописи. Еще до этой ревизии видовые названия *timanica*, *granulifera* и *borealis* использовались в стратиграфических обоснованиях: хотя два последних названия остаются совершенно неопределенными по смыслу, в целом вид *timanica* справедливо считался более ранним видом, хотя его распространение указывалось вплоть до начала шешминского времени. Два других названия были исходно основаны на материале, который невозможно идентифицировать сколько-нибудь определенно: мы знаем только то, что название “*granulifera*” основано на брюшной створке незрелого экземпляра, который по хорошо развитой грануляции, скорее всего, принадлежит подтрибе Sowerbiina; а название “*borealis*” нельзя с уверенностью отнести сейчас даже к представителям какой-либо из подтриб. Вот почему эти названия здесь не используются. До сих пор названия *S. timanica* и *S. granulifera* использовались иногда в “конъюнктурном” смысле: не названия употребляли для обоснования возраста, а возраст определял, какое название и где лучше употребить. Особенно “впечатляюще” такой “стратиграфический подход” выглядит на стратиграфических схемах, где эти видовые названия фигурируют в качестве зональных (Чувашов, Черных, 2000).

Вид *S. timanica* теперь ограничен позднеасельским – артинским интервалом (II-1). Уже в позднеартинское время существует один неописанный пока вид (с появлением иглы третьего ряда – II-2); еще позже, в кунгурский (досоликамский) век появился вид *S. kozhimensis* (две-три толстые дорсальные иглы – II-3), а затем еще два неописанных пока (?) соликамских вида (II-4, II-5). Один из них с немногочисленными и тонкими



Этапность филогенеза двух подтриб трибы Horridoniini, схема эволюции, составленная преимущественно по ключевому ароморфозу (дорсальные иглы).

Слева от плоскости симметрии (вертикальная линия) брюшные створки, справа – спинные; I – гипотетический род, исходный и самый древний род трибы; II – род Sowerbiina: II-1 – *S. timanica* Stuck.; II-2 – неописанный вид из верхнеартинских отложений Северного Тимана (Калашников, 1993, табл. 27, фиг. 7); II-3 – *S. kozhimensis* sp. nov.; II-4 – неописанный вид из табъюской свиты (р. Табъю) северо-восточного Пай-Хоя и из нижней части старостинской свиты Шпицбергена; II-5 – неописанный вид из спириферового известняка Шпицбергена (Flowers Tal) (Wiman, 1914, табл. 18, фиг. 2), слева – замочный отросток пока еще без зигидия; III – новый род Sowburia: III-1 – *S. kaninensis* sp. nov., слева – замочный отросток с зигидием (этому этапу соответствует вид *S. texana* (King) из роадских отложений Техаса; IV – род Burovia: IV-1 – *B. selanderensis* Ustritsky; V – новый род Vigdalia: V-1 – *V. burgaliensis* sp. nov. из желтинской пачки северо-востока России (этому этапу эволюции соответствует вид, описанный как *H. granulifera* Toulou (Nelson, Johnson, 1968, табл. 92, фиг. 1); VI – новый род Kamellia: VI-1 – *K. pikvikensis* sp. nov. из желтинской пачки северо-востока России; VI-2 – неописанный вид из (?) кунгурских отложений северо-востока России (обр. 307, ручей Кривой, бассейн р. Омолона, верхняя часть джигдалинского горизонта); VII – род Horridonia, VII-1 – *H. horrida* (Sow.).

дорсальными иглами (II-4) можно будет описать при наличии материала из средней части табъюс-кой свиты (аналог соликамского горизонта); возможно, сюда будут отнесены находки совербии из нижней части старостинской свиты Шпицбергена (? аналог кожмрудницкой свиты бассейна р. Печоры). Второй вид (II-5), более редкий и морфологически более продвинутый (пять тонких дорсальных игл второго ряда), вероятно, приурочен к более верхним слоям старостинской свиты Шпицбергена – материал из Долины Цветов (Flowers Tal), изображенный Виманом (Wiman, 1914, табл. 18, фиг. 2).

Следующий эволюционный рубеж более существенный и отвечает появлению нового (Лазарев, 2005б) рода *Sowburia*, который является переходным между родами *Sowerbina* и *Burovia*, т.е. совмещает в себе черты обоих родов (III-1). И все же его нижняя граница эволюционно более значима: появление зигиды как структуры для обособления целомической и мантийной полостей в макушечной части раковины. Дорсальные иглы здесь вновь становятся единичными (одна-две, быть может, редко – три иглы), но зато толстыми (III-1). По всей вероятности, этот этап (материал из “совербиновых слоев” п-ова Канин) отвечает интервалу шешминского и/или началу казанского времени. Для такого предположения имеются следующие основания: во-первых, здесь была найдена брюшная створка, очень похожая на *Tetakea* (Степанов и др., 1975); во-вторых, в вышележащих “слоях с *Canocrinella*” (материал Т.А. Грунт) известны также и спинные створки, позволяющие более уверенно говорить о присутствии здесь рода *Tetakea* (в этом материале различия родов *Canocrinella* и *Tetakea* довольно неопределенны). Это наводит на мысль, что соответствующие слои близки по возрасту тем слоям из нижнеказанских отложений в Кировской области, где были найдены аммоноидеи *Sverdrupites* (там тоже присутствуют настоящие *Tetakea*, которые неизвестны из стратотипического района казанских отложений). Более вероятно, что стратиграфический интервал генозоны *Sverdrupites* отвечает не всему объему казанского яруса, а только его нижней части (быть может, небольшой) плюс шешминскому горизонту.

Стратиграфический уровень, на котором род *Sowburia* трансформировался в род *Burovia*, остается пока неопределенным, однако морфологическая граница этих родов гораздо менее существенна, чем таковая между родами *Sowerbina* и *Sowburia*. Это дает некоторое основание предполагать, что заключительный этап эволюции подтрибы, соответствующий верхней части подсвиты Хувтинден (*Hovtinden*), а именно подразделения 8–10 (Nakamura и др., 1992, рис. 1, 2), но не самым верхам этой подсвиты, мог не захватывать интервал выше границы гиперзон Киама и Илла-

варра (выше уржумского яруса). Я вовсе не пытаюсь оспаривать факт наличия в Гренландии и на Шпицбергене биостратиграфически охарактеризованных отложений позднеатарского возраста: слои с *Neogeoceras* и *Cyclobus* в Гренландии и слои с *Haydenella* на Шпицбергене. Последние, однако, по данным японско-норвежской группы геологов (Nakamura и др. 1992, рис. 1, 2), все же лежат чуть выше слоев с *Burovia maunsi* (Dunbar) и выше слоев с *Pleurohorridonia scoresbyensis* Dunbar. Если же будет более строго доказано, что сами слои с *Burovia* в Гренландии и на Шпицбергене имеют позднеатарский возраст, то тогда очень вероятно, что эволюционный рубеж между родами *Sowburia* и *Burovia* будет соответствовать границе между нижне- и верхнеатарским подъярусами, поскольку этот биостратиграфический рубеж резко выражен по другим группам организмов.

Эволюция подтрибы *Horridoniina* менее равномерно представлена в геологической летописи (V–VII), но зато выявленная на северо-востоке России филетическая смена родов *Vigdalia* (V) *Kamellia* (VI) внутри джелтинской пачки (лона *Jakutoproductus burgaliensis*) – аналогов верхнеартинских отложений – позволяет уточнить возраст той части формации Ассистанс в Канаде, где с уверенностью определяется род *Vigdalia* (VI), изображенный как *H. granulifera* (Nelson, Johnson, 1968, табл. 92, фиг. 1).

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ: АНАЛИЗ ЭВОЛЮЦИОННОЙ СМЕНЫ ПРИЗНАКОВ ИЛИ РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗОХРОННЫХ ЛИНИЙ, КОТОРЫЕ ПРОТЯГИВАЮТСЯ ОТ ВЫБРАННЫХ ТОЧЕК-МОМЕНТОВ ("ЗОЛОТЫХ ГВОЗДЕЙ")?

Антиномия подзаголовка нуждается в объяснении, ибо стратиграфы, которые работают по принятой методике фиксации ярусных границ (стандартных точек) волей-неволей соглашаются и с концепцией хроностратиграфии как основой этой методики (основой второй части антиномии). Методологическая несостоятельность фиксации “золотых гвоздей” маскируется содержательной и полезной частью работы, которая предшествует выбору маркера физического времени. Сама фиксация точки как момента физического времени принципиально меняет понятие “стратиграфическая граница”: по существу, она становится уже не классификационной линией демаркации, каковой всегда была граница стратиграфическая, а изохронной в идеале (воображаемой) линией физического времени – линией геометрической (математической), идеальной и непригодной в качестве границы историко-геологической. Любая историческая по природе граница есть всегда граница классификационная и как таковая она не

может стать постоянным стандартом подобно метру или секунде. Нужно отдать должное идеологам хроностратиграфии, которые достаточно ясно высказались по этому поводу. С их логикой нельзя не согласиться: ведь на постоянство стратиграфических признаков нет никакой надежды, а вот “правильно выбранный стратотип границы (GSSP) даст реальную точку в породе, а не абстрактную концепцию – все другие методы могут оказаться диахронными” (Cowie et al., 1986, с. 5). И действительно, о физической изохронности нельзя говорить при использовании любых стратиграфических методов. По существу, “реальная точка” (после того как она выбрана) говорит всем стратиграфическим методам “good bye”, поскольку смысл такого стратотипа “не может быть сравним с голотипом в Зоологической номенклатуре; он соответствует лучше стандарту измерения в физике” (Remane et al., 1997, с. 3). Сказано предельно четко: стратиграфические признаки всегда связаны с “абстрактными” (непостоянными) концепциями, а точка в породе становится основой стандартизации как момента физического времени.

Но каким образом мы перейдем теперь от реальной точки в породе к столь же реальной линии в породе (границе)? Сделать это можно только используя стратиграфические методы (все те же “абстрактные” концепции), которые по определению, не гарантируют нам физической изохронности. Иными словами: физическая изохронность – это понятие метрическое (количественное) и как таковое имеет отношение к стабильности и стандарту, а вот любые стратиграфические методы основаны на гипотезах, классификациях и как таковые есть понятия топологические (качественные), изменчивые и не поддающиеся стандартизации. Осознание этого стратиграфическим сообществом означало бы, во-первых, что корреляционным потенциалом обладает не разрез (как принято сейчас говорить), а выбранные нами стратиграфические признаки, т.е. сам по себе выбор точки-границы никак не поможет решить нам проблемы корреляции; во-вторых, дорогостоящие работы по выбору стандартных точек не приведут к желаемой стабильности (стандартизации), если только не будет остановлена работа стратиграфического сообщества; в-третьих, что обещанное к 2008 г. “светлое будущее” МСШ столь же нереально, как нереально окончательное решение любой содержательной проблемы.

Продланная работа по реконструкции филогенеза *Horridonini* открывает хорошие перспективы для биостратиграфических корреляций, но бесполезна для работы по методике “золотого гвоздя” или для прослеживания “изохронных” линий. Например, уже сейчас я могу утверждать, что “совербиновые слои” на п-ове Канин моложе кожимской свиты и, по всей вероятности, соли-

камских отложений и что, например, формация Ассистанс (Assistance) в Канадском Арктическом архипелаге, а точнее, та ее часть, откуда был найден и изображен вид “*H. granulifera*” (Nelson, Johnson, 1968, с. 726, табл. 92, фиг. 1–6), относится не к уфимскому (роадскому) ярусу, как это считается (Котляр, 1997), но, скорее всего, не выше артинского яруса. Дело в том, что эта канадская форма оказалась очень близкой к типовому виду нового рода *Vigdalia*, который в разрезах северо-востока России не доживает до конца артинского века и сменяется там филетически смежным родом *Karnellia*. Весьма маловероятно, что род *Vigdalia* может рассматриваться на территории Канады как род персистентный, и здесь мне более близка точка зрения В.Г. Ганелина, который по другим причинам не согласен с тем, что формация Ассистанс везде имеет уфимский возраст.

О смыкаемости смежных этапов и стадий эволюции хорридонии, которая наблюдалась бы в едином разрезе, говорить невозможно. Но я не исключаю, что в будущем могут быть найдены разрезы, демонстрирующие смыкаемость филетически смежных этапов эволюции с точностью до одного слоя или (для любителей точности) – с точностью до размера ископаемого. Однако даже если будет найден такой разрез, в котором, например, раковина рода *Sowburia* будет “лежать” непосредственно на своем предке – представителе рода *Sowerbina*, то это никак не облегчит нам корреляцию по реконструированному эволюционному феномену. Это хорошо понимали эволюционисты О. Шиндевольф и В.Е. Руженцев, но это недоступно пониманию сторонников хроностратиграфии, поскольку они следуют концепции физического времени (времени-метрики).

Научная терминология иногда несет мистический заряд: слово-символ (термин) и смысл термина для некоторых людей слиты воедино навсегда и везде. В аналогичной ситуации представители религиозной секты имяславцев настаивали на том, что имя Бога есть сам Бог. Это в какой-то мере относится к термину “стратиграфическая шкала”: ведь слово “шкала” связано с понятием измерения, а единица измерения должна быть величиной стандартной. То же самое можно сказать о слове “относительное” применительно ко времени: много было написано, что геологам пора идти в ногу с достижениями физиков и использовать не абсолютное время Ньютона, а относительное время Эйнштейна. Каким образом сделать это, никто не объяснил, но главное – в геохронологии понятие относительности (ниже-выше, раньше-позже) совсем не то понятие относительности, которое прославило великого Эйнштейна.

Одни и те же слова и термины в разных областях культуры неизбежно имеют разное значение,

и мы можем понять их только в контексте (Налимов, 1979). Это особенно относится и к самому слову “время”: мы привыкли к секундам, часам, годам. “Время – это то, что показывают часы”, – говорил Эйнштейн, возможно, и с долей иронии. Впрочем, если иметь в виду только физическое время, то это правильно. Ведь сама сущность времени как ипостаси материального эволюировала в системе “материя – пространство – время”. В момент Большого взрыва вместе с первыми примитивными формами материального возникло примитивное, допроцессуальное время – время исходное, унаследовавшее от вечности монотонность (непроцессуальность). До недавнего времени физика использовала исключительно это время (t) – время метрическое. Этот лик времени соответствует только первичным, непроцессуальным формам материального (физические процессы); он вечен в масштабе Вселенной, а потому идеально предсказуем (Лазарев, 2004) и соответствует формулировке Пифагора “всё есть число”. Именно его идеологи хроностратиграфии уже почти внедрились в геологию, которой, как и всем историческим наукам, соответствует другой, эволюционно продвинутый лик времени – время процессуальное, сложное, неоднородное, иерархическое. Хроностратиграфия стратегически нацелена на время физическое, т.е. на идеальное и монотонное “тик-таканье”, на время-часы, но не на время бытия и не на время геологических процессов. В идеально равномерном физическом времени, будь то абсолютное время Ньютона, или относительное время Эйнштейна, основу времени составляет точка-момент, разделяющая прошлое и будущее, не относящаяся ни к тому, ни к другому и монотонно скользящая по оси времени. Прошлое и будущее на оси времени – точки (либо интервалы) – находятся ниже, либо выше момента “теперь” (или же любой другой выбранной точки). Физика не занимается сутью конкретных материальных объектов, а только их количественными соотношениями; точки и линии в ней – понятия идеальные не только потому, что эти понятия геометрические (математические), но также потому, что они не имеют материальных референтов. Наоборот, любую историческую науку интересуют прежде всего материальные референты, а они всегда приурочены к объемам (интервалам), но не к точкам и линиям: точки и линии здесь суть производные от интервалов (объемов).

Когда я соотношу свиты разных регионов друг с другом и с подразделениями общей шкалы, я не имею в виду какие-либо интервалы, выраженные в годах, сотнях тысяч или миллионах лет, но я имею в виду соотношения классификационных категорий по принципу “ниже–выше” и “меньше–больше”. Например, желтинскую пачку как этап осадконакопления я соотношу с иначе выражен-

ным другим этапом осадконакопления в Канаде (формация Ассистанс), или точнее: я соотношу ее с той частью формации Ассистанс, которая обладает тем же классификационным признаком (род *Vigdalia* как этап эволюции подтрибы). Далее я говорю, что формация Ассистанс в этой своей части не может быть выше аналогов артинских отложений, поскольку на северо-востоке России отложения с таким же признаком (род *Vigdalia*) составляют часть желтинской пачки (лона *J. burgaliensis*), возраст которой еще до меня и по другим причинам определен как позднеартинский. В данном случае, говоря об артинском возрасте части формации Ассистанс, я принимаю ту классификацию (основанную на других признаках), согласно которой лона *J. burgaliensis* на Колымско-Омолонском массиве находится в интервале позднеартинского времени, но не выше.

Род *Vigdalia* не найден и вряд ли когда-нибудь будет найден в стратотипе верхнеартинского подъяруса (саргинский горизонт). Поэтому нет абсолютной гарантии, что когда-нибудь вдруг не выявится ошибочность тех стратиграфических гипотез, которыми обоснован верхнеартинский возраст желтинской пачки. Это повлечет за собой изменение стратиграфического положения того этапа эволюции, который соответствует роду *Vigdalia*. От этого, однако, корреляционный потенциал рода *Vigdalia* не уменьшится.

Прошу заметить (и это очень важно!), что все мои рассуждения о межрегиональных корреляциях по ревизованному филогенезу трибы *Horridopini* не касались понятия изохронности в физическом смысле и по существу затрагивали только стратиграфические интервалы. Если когда-нибудь и удастся наблюдать смыкаемость двух филетически смежных родов в конкретном разрезе, то сам по себе этот ставший наблюдаемым факт никак не поможет нам в межрегиональных корреляциях, основанных на эволюционном феномене.

Работа по стратиграфическим корреляциям невозможна без использования принципа взаимозаменяемости признаков, а при использовании комплекса признаков классификационные процедуры неизбежны. Это в свою очередь означает, что работа по стратиграфическим корреляциям – процедура качественная (классификационная), но не метрическая. Но это вовсе не значит, что метрические (изотопные) методы в стратиграфии не нужны: во-первых, очень интересно знать соотношение длительностей тех интервалов, с которыми мы имеем дело; во-вторых, геохронометрические методы незаменимы там, где набор обычных стратиграфических признаков крайне беден (немые толщи). Однако для стратиграфии не так важны числа лет, которые дают физические (изотопные) методы, как соотношения чисел (больше–меньше, ниже–выше), что, собственно,

и “превращает” эти количественные методы в методы качественные (классификационные, сравнительные). Что же касается построения геохронометрических шкал, то это – отдельная (не стратиграфическая по сути) задача, решаемая принципиально другими методами (Лазарев, 2003).

Даже если когда-нибудь появятся очень точные и очень дешевые методы определения возраста пород в годах, это не приведет к отказу от классификационных (качественных) подразделений шкалы. Ведь не собираются антропологи отказываться от названий палеолит, неолит, олдувай и т.д., а культурологи – от названий модерн и постмодерн – классификационные подразделения, для которых точные даты в годах не важны. Дело в том, что природа времени в точных и неточных (исторических) науках принципиально различна: метрическое (количественное по сути) время в физике и событийно-иерархическое (качественное) – в исторических науках. Соответственно в физике основа для анализа времени – беспредметные (идеальные) точки и линии; и наоборот, только реальные (материальные) признаки, приуроченные всегда к интервалам (но не к линиям и точкам), служат основой анализа временных отношений в исторических науках.

Итак, предложенный сценарий эволюционной этапности хорридонии полезен для стратиграфических корреляций и будет еще более полезным при накоплении данных (нужны не столько раковины вообще, сколько ушки спинных створок). Вместе с тем, я уверен, что предложенный сценарий не есть нечто окончательное, он, как и любые наши содержательные представления, не может не меняться. Такая обреченность на нестабильность как раз и явилась основой для успешного внедрения хроностратиграфии в мышление стратиграфов. Результаты проведенной работы по реконструкции филогенеза хорридонии совершенно бесполезны в контексте хроностратиграфии, т.е. в контексте той позитивистской методологии, которая ориентирована на метрические стандарты. Физические методы определения абсолютного возраста пород весьма ценны для стратиграфии, но не имеют к ней непосредственного отношения, ибо онтология точных и исторических наук принципиально различна (Лазарев, 2004).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За кажущимся реализмом и прагматизмом хроностратиграфической парадигмы кроется крайняя степень идеализма: стремление перенести идеалы точной и абстрактной (математизированной) науки физики на качественную природу исторических (реальных) подразделений в стратиграфии. Объекты анализа пространственно-временных отношений в физике – абстрактные

(воображаемые) точки и линии, т.е. понятия, которые физики заимствуют у математики. Последняя есть наука об идеальном, реально несуществующем.

Действительно, в физике так называемые события приурочены к точкам, а их пространственно-временные отношения анализируются с помощью линий; в стратиграфии (как и в любой исторической науке) реальность не точкообразна. Событие здесь – это начало чего-то нового – того, что определяет лицо следующего этапа, а потому точки и линии здесь – границы классификационные и явно производные (вторичные) от тех качественных и реальных признаков, которые всегда приурочены к интервалам. Такого рода линия по сути своей не может в общем случае слиться с физически изохронной линией. Последняя – всегда идеальная (воображаемая) в отличие от реальной классификационной границы, историческая суть которой состоит в наступлении нового этапа дления (классификационной однородности). Чем больше мы будем иметь классификационных признаков (наподобие тех, которые получены в результате реконструкции филогенеза трибы *Horridonini*), тем увереннее мы сможем реконструировать соответствующие стратиграфические границы, которые вряд ли когда-либо станут окончательными, но зато всегда будут реальными и наблюдаемыми.

Совмещение границы изохронной, т.е. хроностратиграфической с границей стратиграфической (классификационной) возможно только в одной точке, да и то, если пренебречь определенной степенью точности (ведь любая сложность – след какого-либо перерыва физического времени). Что касается линии стратиграфической (корреляционной), которую приходится тянуть от выбранного “момента” времени, то надеяться на ее физическую изохронность, мягко говоря, не корректно. Любые стратиграфические методы корреляции не гарантируют изохронности. Именно в этом идеологи хроностратиграфии совершенно правы, но в этом же самом – причина невозможности совмещения границ физического и геологического времени. И в этом же – причина методологической несостоятельности хроностратиграфии.

Я очень благодарен рецензентам А.С. Алексеву, Г.В. Котляр и Г.Т. Ушатинской за редакционные замечания, что помогло мне сделать текст статьи более понятным.

Работа поддержана грантом РФФИ № 05-05-65234.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Калашиников Н.В. Брахиоподы перми Европейского Севера России. СПб.: Наука, 1993. 114 с.

Котляр Г.В. Опорные корреляционные уровни пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 35–50.

Лазарев С.С. Стратиграфический кодекс или кодекс стратиграфической номенклатуры? Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 102–110.

Лазарев С.С. Метод “золотого гвоздя” возможно ли совмещение времени геологического и физическое? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 113–118.

Лазарев С.С. Онтология точности и прогностичности // Вопросы философии. 2004. № 1. С. 126–140.

Лазарев С.С. Брахиоподы трибы *Horridoniini* (отряд *Productida*). 1. Происхождение. Морфогенез и функция дорсальных игл: новый экологический тип брахиопод // Палеонтологический журнал. 2005. № 1. С. 33–38.

Лазарев С.С. Брахиоподы трибы *Horridoniini* (отряд *Productida*). 2. Эволюция и система // Палеонтологический журнал. 2005. № 2. С. 42–50.

Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ. Т. 1, 1973. 530 с.

Налимов В.В. Вероятностная модель языка. М.: Наука, 1979. 303 с.

Степанов Д.Л., Куликов М.В., Султанаев А.А. Стратиграфия и брахиоподы верхнепермских отложений по о. Канин // Вестн. ЛГУ. 1975. № 6. С. 51–65.

Чувашов Б.И., Черных В.В. Кунгурский ярус общей стратиграфической шкалы пермской системы // ДАН. 2000. Т. 375. № 3. С. 370–374.

Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J. et al. Guidelines and Statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS) // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1986. № 83. P. 1–14.

Murphy M.A., Salvador A. International Stratigraphic Guide – An abridged version // Episodes. 1999. V. 22. № 4. P. 255–271.

Nakamura K., Tazawa J., Kumon F. Permian brachiopods of the Kapp Starostin Formation, west Spitsbergen // Investigations on the Upper Carboniferous - Upper Permian Successions of West Spitsbergen. Sapporo: Hokkaido Univ., 1992. P. 77–95.

Nelson S.J., Johnson Ch. E. Permo-Pennsylvanian Brachythyrid and Horridonid Brachiopods from the Yukon Territory, Canada // J. Paleontol. 1968. V. 42. № 3. P. 715–746.

Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W. et al. Guidelines for the Establishment of Global Chronostratigraphic Standards by the International Commission on Stratigraphy (IGS) // Permophylles. 1997. V. 26. P. 1–8.

Wiman C. Über die Karbonbrachiopoden Spitzbergen und Beeren Eilands // Nova Acta Reg. Soc. Scient. Upsaliensis. 1914. Ser. 4. V. 3. № 8. P. 1–92.

Рецензенты Г.Т. Ушатинская,
А.С. Алексеев, Г.В. Котляр

УДК 551.763.1:564.53(470.3)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОДОШВЫ РЯЗАНСКОГО ЯРУСА

© 2005 г. В. В. Митта

Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 13.12.2004г., получена после доработки 24.02.2005 г.

Нижнюю зону рязанского яруса на Русской платформе – зону *Riasanites rjasanensis*, характеризуют бореальные *Craspeditidae* и тетические *Neocomitidae*. *Craspeditidae* представлены родами *Nectoroceras*, *Praesurites* и *Pseudocraspedites*. Это позволяет сопоставлять комплекс зоны *rjasanensis* с таковыми зоны *kochi* и верхней подзоны зоны *sibiricus* Сибири. Нижней подзоне последней – *maupsi*, и зоне *chetae* Сибири могут соответствовать на Русской платформе слои с *Praetollia* и *Chetaites*, залегающие в кровле волжского яруса. *Neocomitidae* s.l. представлены родами *Riasanites*, *Subalpinites*, *Transcaspiites* и др. Находки *Dalmasiceras* ex gr. *djanelidzei* и *Malbosiceras nikolovi* допускают возможность сопоставления подошвы зоны *rjasanensis* с таковой зоны *jacobi* Западной Европы. Вероятно, зона *rjasanensis* соответствует большей части берриасского яруса, в интервале зон *jacobi* – *occitanica* – подзоны *paratimounum* зоны *boissieri*. Соответственно, волжский ярус в объеме всех трех подъярусов относится к юрской системе и должен быть восстановлен как ярус общей шкалы в Бореальной области, наряду с титонским для субсредиземноморских регионов.

Ключевые слова. Берриас, рязань, аммониты, биостратиграфия, Русская платформа.

ВВЕДЕНИЕ

Бореально-тетическая корреляция пограничных отложений юры и мела остается до сих пор одним из наиболее проблемных вопросов стратиграфии мезозоя. Имеющая долгую историю проблема обусловлена прежде всего резкой дифференциацией ориктокомплексов терминальных ярусов юры (волги и титона) и базальных – нижнего мела (берриаса и рязанского яруса), вызванной, в свою очередь, разобщенностью морских бассейнов этого интервала.

Волюнтаристическое решение Межведомственного стратиграфического комитета России об отнесении верхнего подъяруса волжского яруса к меловой системе и вывода этого яруса в целом из общей шкалы (Постановление..., 1997) имело одну бесспорно положительную сторону – оно привлекло внимание специалистов по стратиграфии юры к базальным отложениям меловой системы. Необоснованность этого решения сейчас очевидна (Митта, 2001; Захаров, 2003).

Настоящая публикация посвящена некоторым новым данным, полученным при изучении аммонитов из зоны *Riasanites rjasanensis* – нижней зоны рязанского яруса, в Московской области. Детальное изучение систематического состава и стратиграфического распространения аммонитов этого стратона затруднительно из-за сильной конденсированности отложений и редкости находок хорошей сохранности. Лишь длительные наблюдения и сборы могут привести в будущем к строго обос-

нованным филогенетическим (и, как следствие, корреляционным) построениям. Но и уже имеющиеся данные (недавно представленные на различных совещаниях – Митта, 2004а, 2004в, 2005;



Рис. 1. Схемы расположения карьера № 10 Лопатинского фосфоритного рудника: а – обзорная, б – детальная.

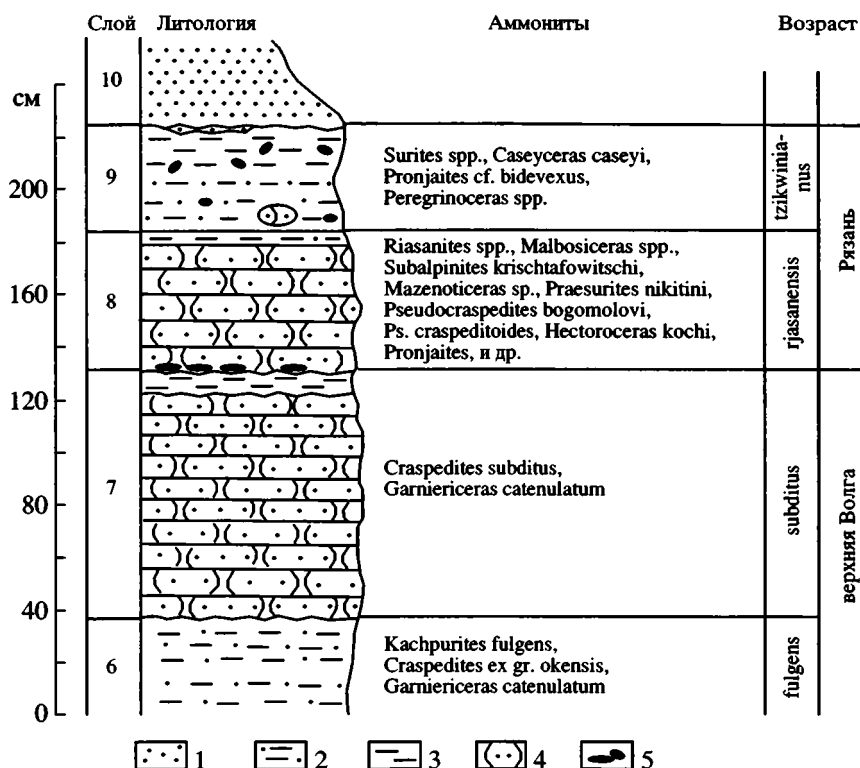


Рис. 2. Разрез верхневолжских и рязанских отложений в карьере № 10 Лопатинского фосфоритного рудника (по наблюдениям 2000 г.).

1 – песок; 2 – песок глинистый; 3 – глина; 4 – песчаник; 5 – стяжения фосфоритов.

Mitta, 2004), представляют интерес и открывают новые перспективы как для корреляции пограничных отложений юры и мела в целом, так и обосуждения положения границы этих систем в Бореальной области.

Целенаправленные полевые работы по данной теме начаты автором в 2000 г., хотя первые наблюдения и сборы датируются 1980 г. и производились попутно, при изучении средневолжских отложений. Основным районом исследований, затрагиваемых в этой заметке, является территория Лопатинского фосфоритного рудника, расположенного в юго-восточной части Московской области в окрестностях г. Воскресенск (рис. 1). Карьеры этого рудника, особенно многочисленные в 80-х годах прошлого столетия, вскрывали исключительно удобные для изучения и богато охарактеризованные аммонитами разрезы мезозоя, прежде всего среднего и верхнего подъярусов волжского яруса (Герасимов, Михайлов, 1966; Митта, 1988). К сожалению, к настоящему времени эти разрезы в большинстве своем затоплены или труднодоступны для изучения. Ниже приводится верхняя часть одного из разрезов, который можно было наблюдать совсем недавно.

РАЗРЕЗ ЕЛКИНО

В экскаваторной выемке карьера № 10 близ д. Елкино обнажались следующие слои (запись 2000 г., снизу вверх, рис. 2):

Волжский ярус, верхний подъярус, зона *Kachpurites fulgens*

Слой 6. Песок темно- и зеленовато-серый, глинистый, глауконитовый, с нередкими стяжениями рыхлого фосфатизированного песчаника, обычно содержащими ядра и раковины аммонитов, двустворок и пр. Встречаются многочисленные *Kachpurites fulgens* (Trautschold), несколько реже *Craspedites ex gr. okensis* (d'Orbigny), *Garniericeras catenulatum* (Fischer de Waldheim). Мощность (видимая) 0.5 м (по записи 1986 г. максимальная, от кровли зоны *Epivirgatites nikitini*, до 1.9 м).

Зона *Craspedites subditus*

Слой 7а. Песчаник темно- и зеленовато-серый, неяснослоистый, по плоскости наслонения обохренный красновато-коричневый, фосфатизированный, неравномерно сцементированный. По простиранию наблюдаются включения и линзы песка темно-серого глинистого. В верхней части ископаемые редки, ниже встречаются многочисленные бухии, лимы, реже аммониты: *Craspedites subditus* (Trautschold), *Garniericeras catenulatum* (Fischer de Waldheim). Мощность 0.85 м.

? Зона *Craspedites nodiger*

Слой 7б. Глина темно-серая, слабо песчанистая, по простиранию переходящая в песок глинистый. Мощность 0–0.1 м.

Рязанский ярус, зона *Riasanites rjasanensis*

Слой 8а. Стяжения фосфорита темно-коричневого, почти черного, очень крепкого с редкими фрагментами неопределимых до вида *Riasanites* sp., *Hectoroceras* sp., и др. Мощность 0–0.05 м.

Слой 8б. Песчаник желтовато-красновато-коричневый, разнозернистый, с железистыми оолитами, неяснослоистый; фосфатизированный, участками очень крепкий, участками рыхлый, содержащий стяжения фосфорита темного крепкого. Песчаник переполнен ископаемыми: двустворками, реже брахиоподами и гастроподами, встречаются псевдофрагмоконы и, крайне редко, ростры белемнитов. Аммониты наиболее часты в нижней трети, где наряду с очень частыми обломками (нередко окатанными) встречаются и целые раковины *Riasanites rjasanensis* (Nikitin), *R. swistowianus* (Nikitin), реже *Subalpinites krischtafowitschi* Mitta, *Malbosiceras* spp., *Mazenoticeras* sp., *Praesurites nikitini* (Gerasimov) em. Mitta, *Pseudocraspedites bogomolovi* Mitta, *Ps. craspeditoides* Girmounsky, и др. Мощность 0.35–0.55 м.

Слой 8в. Глина темная опесчаненная, коричневатая, по простиранию переходящая в песок сильно глинистый, разнозернистый. Найдены редкие *Pronjaites bidevexus* (Bogoslovsky). Мощность 0–0.1 м.

Зона *Surites tzikwinianus*

Слой 9а. Песок сильно глинистый, цементирующий переотложенные из зоны *rjasanensis* стяжения бурого крепкого песчанистого фосфорита с железистыми оолитами, с содержащимися в них редкими фрагментами *Riasanites* sp. В цементе слоя редкие *Pronjaites* cf. *bidevexus* (Bogoslovsky), *Surites* ex gr. *spasskensis* (Nikitin). Мощность 0.1–0.4 м.

Слой 9б. Глина желтовато-буровато-серая, участками и прослоями зеленоватая с включениями глауконита, сильно песчанистая, нередко слюдистая, по простиранию и линзующимися прослоями переходящая в слабо уплотненный глинистый песчаник и песок. В верхней части и в кровле иногда наблюдается 3–5 см “кора выветривания”, представленная неслоистым уплотненным глинистым песчаником с пятнистой, преимущественно серой окраской – включениями серого, зеленовато-серого, коричневого, желтовато-ржаво-красного, черного цвета. Встречены ядра двустворок, ростры белемнитов плохой сохранности, нечастые аммониты *Surites* spp., *Caseyceras casey* Sasonova, редкие *Peregrinoceras* spp. Мощность 0–0.4 м.

? Готеривский ярус

Слой 10. Пески светло-серые и серые неравномерно окрашенные, кварцевые, среднезернистые. Видимая мощность до кровли ступени карьера 0.10 м (они продолжаются и выше, в стенке вскрыши).

ОБСУЖДЕНИЕ

Наиболее примечательна по количеству и разнообразию аммонитов нижняя часть слоя 8б, судя по всему, очень сильно конденсированная. Именно из этого интервала происходит большинство находок аммонитов зоны *Riasanites rjasanensis* и только здесь встречаются две совершенно различные по происхождению группы аммонитов. С одной стороны, это потомки волжских *Craspeditidae* – бореального по происхождению семейства, возникшего впервые в среднерусском море (Митта, 1993) и широко распространенного в Бореальной области в поздневолжское и раннемеловое время. С другой стороны, здесь распространены и аммониты семейства *Neocomitidae* s.l. (включая подсемейство *Berriassellinae*), появившиеся в среднерусском бассейне в результате кратковременной инвазии с окраин океана Тетис. Следует сразу отметить, что аммониты встречаются спорадически. Их таксономический состав может различаться по латерали в разных частях карьера, и тем более, на разных карьерах рудника.

Изучение систематического состава *Craspeditidae* выявило наличие в зоне *rjasanensis* как представителей *Hectoroceras*, так и типичных *Praesurites* и *Pseudocraspedites*. Рассмотрим вкратце распространение этих таксонов.

Hectoroceras были описаны впервые из Восточной Гренландии (Spath, 1947). В настоящее время возрастной интервал представителей этого рода трактуется как раннеберриасский (имеется ввиду бореальный берриас). Установлено широкое распространение *Hectoroceras* в Бореальной области, в том числе на Севере Сибири (Шульгина, 1972). На Русской платформе (бассейн Оки в Рязанской области) несомненные *Hectoroceras* из зоны *rjasanensis* впервые были найдены группой М.С. Месежников (Кейси и др., 1977, табл. 1, фиг. 4; табл. 2, фиг. 6; Месежников и др., 1979, табл. 1, фиг. 5.7). Субъективным синонимом *Hectoroceras*, по-видимому, следует считать и *Schulginites*, также изображавшегося из зоны *rjasanensis* бассейна Оки (Месежников и др., 1983, табл. 6, фиг. 4). Собственно, находками представителей этого рода в бассейне Оки и обосновывается корреляция среднерусской (суббореальной) зоны *rjasanensis* с зоной *kochi* бореальной шкалы. Но только ли зоне *kochi* Сибири соответствует зона *rjasanensis* Русской платформы? Присутствие в разрезах Подмосковья типичных *Praesurites* (табл. I, фиг. 5, 6) и *Pseudocraspedites* (табл. I, фиг. 4, 7) позволяет уверенно расширить возрастной интервал среднерусской зоны по отношению к северосибирским стратонам (Митта, 2004б).

Типовой вид *Praesurites*, *P. elegans* Mesezhnikov et Alekseev установлен для зоны *Chetaites sibiricus* восточного склона Приполярного Урала (Месежников и др., 1983). Морфологические отличия

Фототаблица I

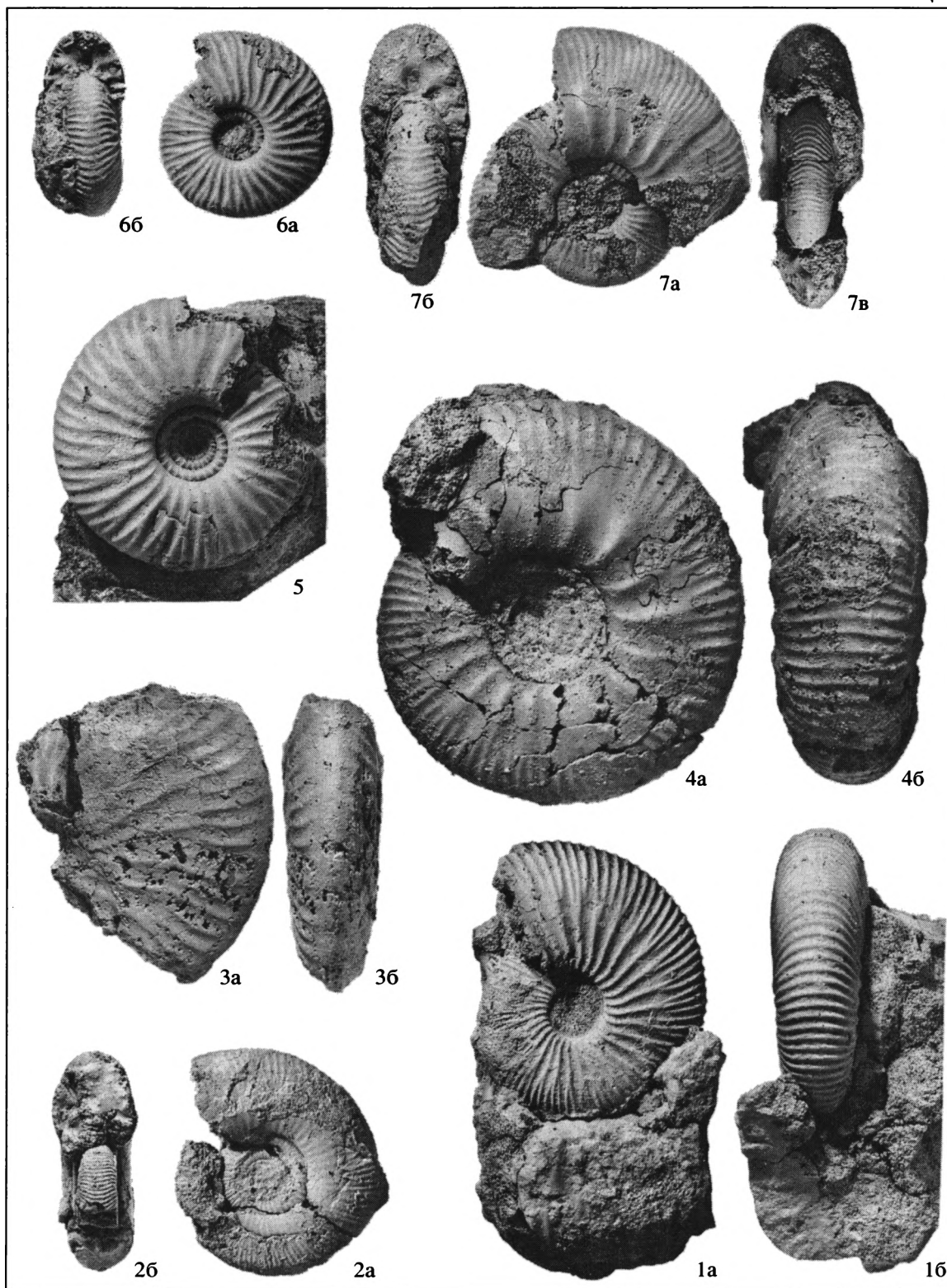


Таблица I. Аммониты пограничных отложений юры и мела Русской платформы бореального происхождения

1 – *Praetollia olivikorum* Mitta, голотип. ПИН, экз. № 3990/238; а – вид сбоку, б – с вентральной стороны. 2 – *Chetaites* cf./aff. *chetae* Schulgina. ГГМ, экз. № 231/163; а – вид сбоку, б – со стороны устья. 3 – *Hectoroceras* cf. *kochi* Spath. ПИН, экз. № 3990/233; а – вид сбоку, б – с вентральной стороны. 4 – *Pseudocraspedites craspeditoides* (Girmounsky). ПИН, экз. № 3990/244; а – вид сбоку, б – с вентральной стороны. 5.6 – *Praesurites nikitini* (Gerasimov) em. Mitta. 5 – ПИН, экз. № 3990/236, вид сбоку; 6 – ПИН, экз. № 3990/237, а – вид сбоку, б – со стороны устья. 7 – *Pseudocraspedites bogomolovi* Mitta. ПИН, экз. № 3990/243, а – вид сбоку, б – со стороны устья; в – с вентральной стороны. 1.2 – Костромская обл., берег р. Унжа между дер. Огарково и Ефимово; фосфоритовая плита в кровле волжского яруса; 3 – 7 – Московская обл., Лопатинский фосфоритный рудник; рязанский ярус, зона *gjasanensis*. Все изображенные экземпляры представлены фрагментами, приведены в натуральную величину.

среднерусского *P. nikitini* (Gerasimov) em. Mitta от этого вида настолько малы, что позволяют предполагать их географическую природу. *Pseudocraspedites anglicus* (типовой вид рода, де-юре моно-видового) также очень близок к среднерусским *Ps. bogomolovi* Mitta и *Ps. craspeditoides* (Girmounsky) и приурочен к средне-верхней части зоны *Hectoroceras kochi* (Кейси и др., 1988). Таким образом, мы можем предполагать, что среднерусская зона *gjasanensis* является эквивалентом верхней подзоны зоны *sibiricus* и по крайней мере двух нижних подзон зоны *kochi* (рис. 3).

Для более нижних стратонов сибирской шкалы – подзоны *Praetollia maupci* зоны *Chetaites sibiricus* и зоны *Chetaites chetae* также возможен эквивалент на Русской платформе. Представители *Praetollia* – *P. olivikorum* Mitta (табл. I, фиг. 1), впервые найдены в фосфоритовой плите в кровле волжского яруса на р. Унжа в Костромской области совместно с аммонитами зоны *Craspedites podiger*, но имеют отличную от последних сохранность (ядра без перламутра). Согласно С.Н. Алексееву (1984), *Praetollia* распространены на Севере Сибири в подзоне *maupci* зоны *sibiricus*.

Представители *Chetaites* известны из той же местности (селения Козлово-Коршунское и Огарково на Унже) и, судя по сохранности, из этой же фосфоритовой плиты – это “*Perisphinctes* aff. *Stschurovskii* Nik.” (Никитин, 1885, табл. 4, фиг. 17) и “*Craspedites* sp. nov. =? *Ammonites* aff. *Stschurovskii* Nik.” (Соколов, 1929, с. 21¹. А.Д. Архангельский (1909, с. 21) указывает, со ссылкой на определение А.Н. Розанова, на присутствие в “неокомских фосфоритах” по всей вероятности хетайтов – “*Perisphinctes* cf. *Stschurovskii* Nik.”, в обнажении на Волге между Кинешмой и Наволоками.

Исходя из изложенного, мы имеем на Русской платформе аммонитовые фауны, весьма и весьма близкие к таковым “классического” бореального типа (так называемого “бореального берриаса”). Но среднерусский, или, если угодно, “суббореальный берриас” выгодно отличается от бореально-

го распространением в его основании аммонитов, позволяющих с большим основанием претендовать на название “берриас”. Речь идет о неокомитидах (в широком смысле), которые имеют бесспорно “тетическое” происхождение, т.е. происходят от титонских, но никоим образом не волжских перисфинктоидей.

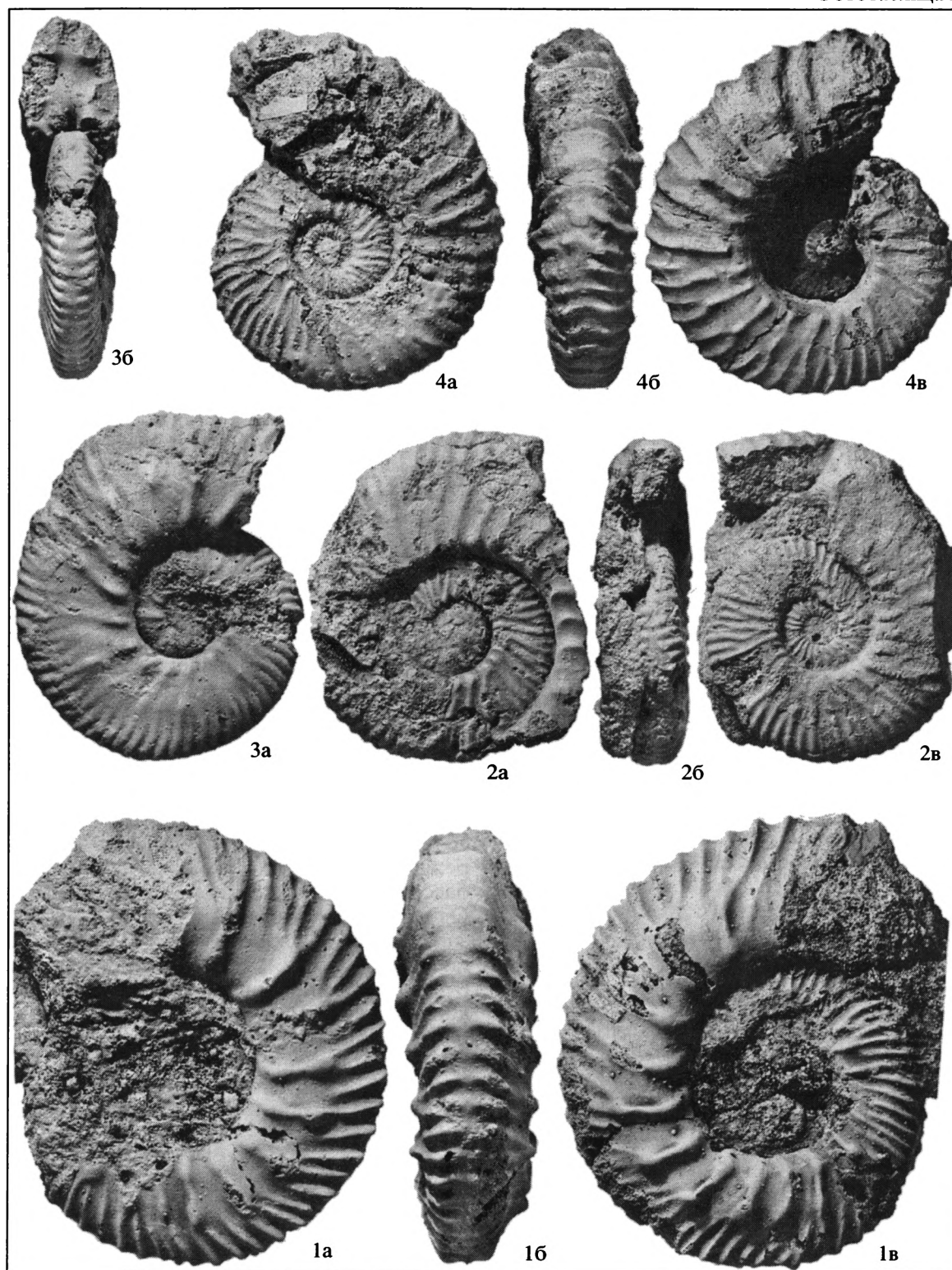
Поразительно, но факт: эта группа среднерусских аммоноидей, изучение которой давно могло бы разрешить проблему корреляции берриасового и рязанского ярусов, до сих пор привлекала внимание исследователей лишь эпизодически. Монографические описания нескольких видов за весь прошлый век приводятся только в одной работе (Сазонова, 1977) и до сих пор не ревизована на современном уровне большая часть материалов Н.А. Богословского (1897). Фактически, тремя публикациями (считая и первое описание рязанитов – Никитин, 1888) исчерпываются обоснованные описаниями и изображениями сведения о неокомитидах и родственных им таксонах Русской платформы за XIX–XX века.

В настоящее время большинством отечественных исследователей зона *gjasanensis* Русской платформы сопоставляется с подзоной *ragamitounum* зоны *boissieri* стандартного берриаса. Главным, если не единственным, основанием для такой корреляции являются указания на распространение в бассейне Оки вида *Euthymiceras euthymi* (Pictet). Однако в синонимиках этого вида, приводимых западноевропейскими исследователями (Le Hegarat, 1973; Nikolov, 1982), нет упоминаний среднерусских экземпляров. Это вполне объяснимо, так как в отечественных публикациях как эутимицераты изображались фрагменты, которые не могут быть отнесены ни к виду *E. euthymi*, ни к роду *Euthymiceras*. В частности, М.С. Месежниковым и др. (1979) на табл. 1, фиг. 1.2 как *Euthymiceras* sp. indet. изображены несомненные *Riasanites*.

Однако имеющиеся на настоящий момент сведения о виде *Euthymiceras euthymi*, в том числе в типовом материале, не позволяют причислить этот таксон к хорошо изученным, и, следовательно, пригодным для уверенных корреляций. По Ж. Ле Эгара (Le Hegarat, loc. cit.), этот род представлен только номинативным видом в очень ограниченном числе известных экземпляров; по

¹ Этот небольшой аммонит, оставшийся неизображенным, опознан мною среди сборов М.И. Соколова в собраниях Геологического музея им. В.И. Вернадского в Москве и изображен здесь на табл. I, фиг. 2 как *Chetaites* cf./aff. *chetae* Schulgina.

Фототаблица II



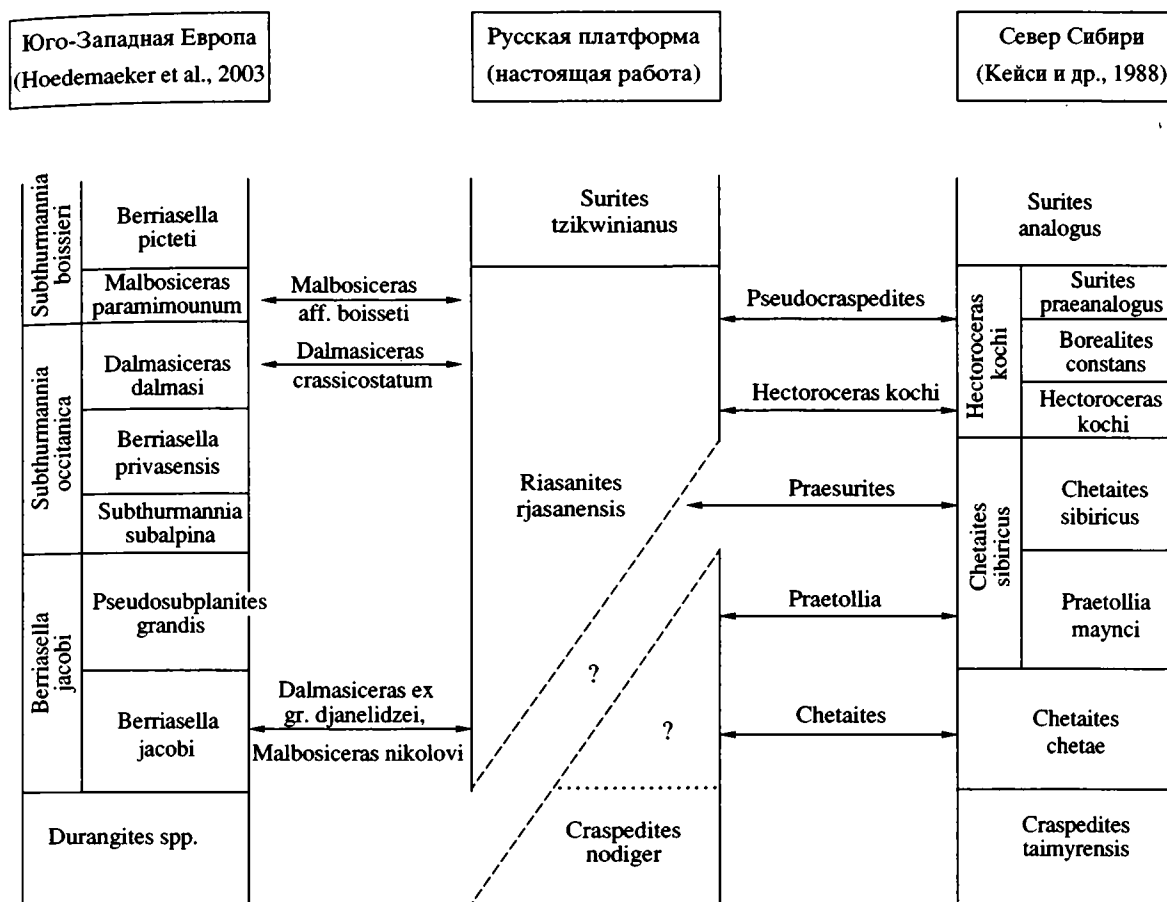


Рис. 3. Корреляция зоны *Riasanites gjasanensis* рязанского яруса Русской платформы со стандартным берриасом (Юго-Западная Европа) и “бореальным берриасом” (Север Сибири).

Х.М. Тавера (Tavera Benitez, 1985) – вид и вовсе должен быть отнесен к роду *Neocosmoceras* Blanchet, 1922. Не исключено также, что род *Euthymiceras* Grigorieva, 1938 является синонимом *Mazenoticer* Nikolov, 1966, или *Malbosiceras* Grigorieva, 1938. Система этих аммонитов не устоялась, и таксоны родовой группы у берриасских аммоноидей зачастую не имеют четко сформулированный диагноз и определенное положение в филогенетической схеме.

Наши полевые сборы показали, что в Подмосковье зона *gjasanensis* охарактеризована очень разнообразными таксонами аммонитов тетического происхождения. Кроме обычных *Riasanites* и описанных как *Subalpinites* аммонитов (Митта,

2002), в зоне *gjasanensis* найдены единичные экземпляры других таксонов. Находки *Dalmasiceras crassicostatum* Djanelidze (табл. II, фиг. 3) позволяют опустить нижнюю границу зоны *gjasanensis* до подошвы подзоны *Dalmasiceras dalmasi* зоны *occitanica* стандартной шкалы берриаса (рис. 3). Первые находки *Malbosiceras nikolovi* Le Hegarat (табл. II, фиг. 4), *Dalmasiceras ex gr. djanelidzei* (Mazenot) (там же, фиг. 2), допускают возможность сопоставления подошвы зоны *gjasanensis* с таковой зоны *jacobi/grandis* (= *jacobi*) Западной Европы. В то же время находки *Malbosiceras aff. boisseti* (Nikolov) (табл. II, фиг. 1; см. также Митта, 2002, табл. 3, фиг. 4) свидетельствуют и о воз-

Таблица II. Аммониты из подошвы берриасского яруса Русской платформы тетического происхождения

1 – *Malbosiceras aff. boisseti* (Nikolov), ПИН, экз. № 3990/246; а – вид сбоку, б – с вентральной стороны, в – вид сбоку. 2 – *Dalmasiceras ex gr. djanelidzei* (Mazenot), ПИН, экз. № 3990/249; а – вид сбоку, б – со стороны устья, в – вид сбоку. 3 – *Dalmasiceras crassicostatum* (Djanelidze), ПИН, экз. № 3990/247; а – вид сбоку, б – со стороны устья. 4 – *Malbosiceras nikolovi* Le Hegarat, ПИН, экз. № 3990/248; а – вид сбоку, б – с вентральной стороны, в – вид сбоку. Все – Московская обл., Лопатинский фосфоритный рудник; рязанский ярус, зона *Riasanites gjasanensis*; изображения приведены в натуральную величину.

возможности корреляции зоны *gjasanensis* с подзоной *paramimounum* зоны *boissieri* стандарта берриаса.

Сравнительное изучение систематического состава и распространения аммонитов в зоне *gjasanensis* в Московской области и в лектостратотипическом разрезе рязанского яруса на р. Оке (близ д. Чевкино, Рязанская обл.) выявило существенные изменения в составе ориктокомплекса зоны с запада на восток (Митта, 2005). В бассейне р. Москвы зона (точнее, ее нижняя часть – слой 8б; в верхней части аммониты редки) охарактеризована преимущественно “тетическими” *Riasanites* (*R. swistowianus*, реже *R. rjasanensis*), *Subalpinites* spp., *Mazenoticeras* spp., *Malbosciceras* spp., *Pseudosubplanites* ? sp., *Dalmasiceras* ex gr. *djanellidzei*, и “бореальными” *Praesurites* *nikitini*, *Pseudocraspedites* spp. В обнажениях по р. Оке аммониты тетического происхождения представлены обычно *Riasanites gjasanensis* (другой, более поздней? морфой по сравнению с подмосковными представителями этого вида), *Transcaspites* spp.; бореальные таксоны – *Surites* ex gr. *spasskensis*, *Externiceras*, “*Gerassimovia*”, *Peregrinoceras* spp. Общими для обоих районов являются *Hectoroceras* и *Projaïtes* ex gr. *bidevexus*, впрочем еще очень мало изученные. Малоизученные еще разрезы Рязанской обл. по р. Проне (окрестности г. Михайлов), занимающие географически промежуточное положение, тяготеют по составу ориктокомплексов к подмосковным. Эти различия, проявляющиеся на расстоянии до 100–200 км, едва ли имеют географическую природу. Бореальные аммониты зоны *gjasanensis* Подмосковья филогенетически ближе к своим поздневолжским предкам (роду *Craspedites*), чем *Surites*, *Peregrinoceras* и др., переходящие и в вышележащую зону *Surites tzikwinianus*. Соответственно, логичен вывод о разновозрастности (на инфразональном уровне) рассматриваемых отложений в Подмоскowie и стратотипической местности.

Интервал распространения вида *Riasanites gjasanensis* на Северном Кавказе принято (Берриас Северного Кавказа., 2002) сопоставлять с нижней половиной зоны *boissieri* стандартного берриаса; при этом вид *R. swistowianus* указывается для верхней части этого интервала (на основании нескольких находок до 30 мм в диаметре). Единственный изображенный экземпляр (*loc. cit.*, табл. 14, фиг. 4) навряд ли относится к данному виду и роду. По нашим наблюдениям, виды *R. swistowianus* и *R. gjasanensis* встречаются раздельно – в разных линзах и, скорее всего, первый из них является филогенетическим и стратиграфическим предшественником второго. Данные о сукцессии *swistowianus* → *gjasanensis* подтверждают гипотезу автора о соответствии среднерусской зоны *gjasanensis* и более низким стратонам берриасского яруса. Кроме того, это подвергает сомнению распространенное, но ничем не обоснованное

мнение о зарождении рязанитов на Северном Кавказе и последующей миграции в среднерусское море.

Изучение аммонитов тетического происхождения на Русской платформе только начинается, и наши определения носят предварительный характер. Однако уже сейчас на основе изложенных данных можно сделать некоторые выводы.

ВЫВОДЫ

1. Представители *Hectoroceras*, *Praesurites* и *Pseudocraspedites* позволяют уверенно сопоставлять комплекс зоны *Riasanites gjasanensis* Русской платформы с таковыми зоны *Hectoroceras kochi* и подзоны *Chetaïtes sibiricus* одноименной зоны Сибири. Нижней подзоне последней – *Praetollia mayncsi* и зоне *Chetaïtes chetae* Сибири могут соответствовать на Русской платформе еще unnamed стратон ниже зоны *gjasanensis* и слои с *Praetollia* и *Chetaïtes*, залегающие в кровле волжского яруса.

2. Бесспорно сильно конденсированный характер среднерусской зоны *Riasanites gjasanensis*, вкупе с находками в ней *Malbosciceras nikolovi*, M. aff. *boisseti*, *Dalmasiceras crassicoatum*, D. ex gr. *djanellidzei*, позволяет допустить ее соответствие интервалу большей части берриасского яруса в объеме зон *Berriasella jacobi* – *Subthurmannia occitanica* – подзоны *Malbosciceras paramimounum* зоны *Subthurmannia boissieri*.

3. Соответственно, волжский ярус в объеме всех трех подъярусов относится к юрской системе и должен быть восстановлен как ярус общей шкалы в Бореальной области, наряду с титонским для субсредиземноморских регионов.

Автор благодарит французских коллег Франсуа Атропса (Francois Atrops, Lyon) и Фабрицио Чекка (Fabrizio Cecca, Paris), за плодотворную дискуссию и дружескую помощь в ознакомлении с типовыми коллекциями аммоноидей и отдельными разрезами берриасского яруса. Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН “Происхождение и эволюция биосферы”, проект “Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты”; и по проекту № 04-05-39022 РФФИ-ГФЕН Китая.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев С.Н. Новые данные о зональном расчленении берриасского яруса на севере Сибири // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С. 81–106.
- Архангельский А.Д. Геологическое описание фосфоритоносных отложений Костромской губ. по Волге к западу от г. Кинешмы и по р. Мере // Тр. Комис. Моск. с-хоз. ин-та по исслед. фосфоритов. Отчет по геол. исслед. фосфоритовых залежей. Вып. 1. М., 1909. С. 17–69.

Берриас Северного Кавказа (урухский разрез). Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. Вып. 2. СПб: ВНИГРИ, 2000 (2002). 273 с.

Богословский Н.А. Рязанский горизонт. Фауна, стратиграфические отношения и вероятный возраст этого горизонта // Материалы для геологии России, 1897. Т. 18. С. 1–157.

Герасимов П.А., Михайлов Н.П. Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 2. С. 118–138.

Захаров В.А. В защиту волжского яруса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 60–69.

Кейси Р., Месежников М.С., Шульгина Н.И. Сопоставление пограничных отложений юры и мела Англии, Русской платформы, Приполярного Урала и Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 7. С. 14–33.

Кейси Р., Месежников М.С., Шульгина Н.И. Аммонитовые зоны пограничных отложений юры и мела в Бореальной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 71–84.

Месежников М.С., Захаров В.А., Шульгина Н.И., Алексеев С.Н. Стратиграфия рязанского горизонта на р. Оке // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 71–81.

Месежников М.С., Алексеев С.Н., Климова И.Г. и др. О развитии некоторых *Craspeditidae* на рубеже юры и мела // Мезозой советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1983. С. 103–125.

Митта В.В. Слои с *Virgatites gerassimovi* в волжском ярусе Подмосковья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 3. С. 138–139.

Митта В.В. Аммониты и зональная стратиграфия средневолжских отложений Центральной России // Киев: Геопрогноз, 1993. 132 с.

Митта В.В. Аммонитовые комплексы пограничных отложений юры и мела в Московской области и проблема границы юры и мела // Проблемы стратиграфии и палеогеографии Бореального мезозоя. Новосибирск: СО РАН, Гео. 2001. С. 24–25.

Митта В.В. Новые данные о *Neocomitidae* (Ammonoidea) из берриаса Московской области // Палеонтол. журнал. 2002. № 4. С. 30–33.

Митта В.В. О возможной изохронности подошвы берриасского и рязанского ярусов // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тез. докл. Второго Всероссийского совещания. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004а. С. 35.

Митта В.В. О последовательности комплексов аммонитов в пограничных отложениях юры и мела Московской синеклизы // Палеонтол. журнал. 2004б. № 5. С. 17–24.

Митта В.В. Аммониты и стратиграфия пограничных слоев волжского и рязанского ярусов // Материалы научно-практич. конф. “Проблемы региональной геологии: музейный ракурс”, Москва, Гос. геол. музей им. Вернадского. М.: ГГМ РАН. 2004в. С. 166–168.

Митта В.В. Аммониты тетического и бореального происхождения в рязанском ярусе Московской и Рязанской областей // Палеострат-2005. Программа и тез. докладов годичного собрания секции палеонтологии МОИП и Моск. отдел. Палеонтол. об-ва. М.: ПИН РАН, 2005. С. 25–26.

Никитин С. Общая геологическая карта России. Лист 71 // Тр. Геол. ком-та. 1885. Т. 2. № 1. 218 с.

Никитин С.Н. Следы мелового периода в центральной России // Тр. Геол. ком-та. 1888. Т. 5. № 2. 205 с.

Постановление по уточнению положения границы юры и мела в Бореальной области и статусу волжского яруса // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб: ВСЕГЕИ, 1997. Вып. 29. С. 5–7.

Сазонова И.Г. Аммониты пограничных слоев юрской и меловой систем Русской платформы. М.: Недра, 1977. 97 с.

Соколов М.И. Геологические исследования по р. Унже в 1925 г. // Изв. Ассоциации НИИ при 1 МГУ. 1929. Т. 2. Вып. 1. С. 5–31.

Шульгина Н.И. Аммониты севера Средней Сибири // Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе. Новосибирск: Наука, 1972. С. 137–175.

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 Juli 2002) // Cretaceous Res. V. 24. Elsevier Ltd, 2003. P. 89–94.

Le Hegarat G. Le Berriasien du sud-est de la France. Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon. 1973. №. 43 (fasc. 1–2 for 1971). P. 1–576.

Mitta V.V. The Jurassic-Cretaceous boundary beds on the Russian Platform: new data // 32nd Intern. Geol. Congress, Florence, 2004. Abstract vol. (CD), part 1, 2004. P. 338.

Nikolov T.G. Les ammonites de la famille Berriasellidae Spath, 1922: Tithonique superieur - Berriasien. Sofia: Acad. Bulg. sci., 1982. 251 p.

Spath L.F. Additional observations on the invertebrates (chiefly ammonites) of the Jurassic and Cretaceous of East Greenland, 1. The Hectoroceras fauna of S.W. Jameson-Land // Medd. Gronland. 1947. V. 132. № 3. 69 p.

Tavera Benitez J.M. Les ammonites del Tithonico superior – Berriasense de la Zona Subbetica (Cordilleras Beticas). Tesis Doct. Univ. Granada, 1985. 381 p.

Рецензенты В.В. Аркадьев, М.А. Рогов

УДК 563.12:551.263.335/781.42(560)

МЕЛКОВОДНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ И МИКРОФАЦИИ В РАЗРЕЗАХ ДАНИЯ-ЛЮТЕТА РАЙОНА БОЛУ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ТУРЦИЯ)

© 2005 г. Н. Озген-Эрдем,* М. Акязи,* К. Туноглу**

*Отдел инженерной геологии, Университет Сумхуриет, 58140 Шивас, Турция

**Отдел инженерной геологии, Университет Хасетеппе, 06532 Бейтепе, Анкара, Турция

Поступила в редакцию 20.09.2004

Изучены стратиграфическое распространение бентосных фораминифер и микрофации в палеоценовых и эоценовых отложениях района Болу. За исключением нескольких разрезов, граница палеоцена и маастрихта согласная. Палеоцен обычно представлен мелководными морскими известняками и охарактеризован бентосными фораминиферами с гялиновой известковой раковиной. Эоцен сложен мелководными песчанистыми известняками, известняками, глинистыми известняками и мергелями с многочисленными бентосными фораминиферами. Комплексы бентосных фораминифер палеоцена и эоцена района Болу коррелируются с одновозрастными фаунами Тетической провинции, будучи близкими по составу. Проведен микрофациальный анализ распределения различных компонентов осадков и органических остатков в палеоценовых и эоценовых отложениях. На основе полученных данных установлено, что на протяжении дания-лютета в изученном районе осадконакопление происходило главным образом в лагунах (свободная циркуляция), на литорали и в условиях шельфа с ограниченной циркуляцией.

Ключевые слова. Бентосные фораминиферы, палеонтология, микрофации, палеоцен, эоцен, Болу, Турция.

ВВЕДЕНИЕ

Изученный район находится недалеко от Болу, который расположен в зоне Северного Анатолийского разлома (рис. 1). По этой причине проводившиеся здесь исследования касались главным образом вопросов общей геологии, стратиграфии и тектоники (Abdüsselamoğlu, 1959; Ketin, 1962; Yılmaz et al., 1981; Kaya, Dizer, 1982; Öztürk et al., 1984; Aydın et al., 1987; Yalçın et al., 1987; Yergök et al., 1987; Görmüş, 1991; Tüysüz, 1993; Neugebauer, 1995; Derman, İztan, 1998; Okay, Tüysüz, 1999; Okay et al., 2001). После землетрясений, которые произошли здесь 17 августа и 12 ноября 1999 г., многие исследователи сконцентрировали внимание на неотектонических аспектах региона (İnan et al., 2000; Özden et al., 2000; Sezen, Cerit, 2001; Alpar, Yalınırak, 2003).

Число детальных палеонтологических исследований отложений, развитых в этом районе, невелико. А. Дизер и Е. Мерич (Dizer, Meriç, 1983) изучили верхнемеловые и палеоценовые отложения района Болу, представленные пелагическими фациями на юге. В пелагических отложениях северной части района ими установлены следующие фораминиферовые зоны: Globotruncana gansseri, Globotruncana contusa contusa и Abathomphalus

mayaroensis в маастрихте, Globigerina daubjergensis и Globorotalia compressa в дании; Globorotalia pseudomenardii в среднем палеоцене и Globorotalia velascoensis в верхнем палеоцене. В мелководных фациях южной части района выявлены зоны шкалы по бентосным фораминиферам: Orbitoides apiculatus в маастрихте, Laffitteina bibensis в среднем палеоцене и Discocyclus seunesi в верхнем палеоцене.

Эти же авторы (Dizer, Meriç, 1986) установили присутствие планктонных фораминифер зоны Abathomphalus mayaroensis вместе с наннопланктонными видами Watznaueria barnesae (Black), Micula staurophora (Gardet), Broinsonia parka (Stradner), Predicospaera cretacea (Arkhangelsky), Cretarhabdus crenulatus Bramlette-Martini, Microrhabdulus decoratus Deflandre, Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina в верхнемаастрихтских отложениях и зоны Globorotalia trinidadensis, Globorotalia uncinata и Globorotalia angulata, охарактеризованные также кокколитофоридами Cruciplacolithus tenuis (Stradner), Zygodiscus sigmoides Bramlette-Sullivan, и Markalius inversus (Deflandre), в нижне- и среднепалеоценовых осадках к югу от Болу.

С. Озер (Özer, 1994) провел изучение радиолитид (Rudista) из маастрихтских отложений района Болу. К. Матсумару с коллегами (Matsumaru et al., 1996) основное внимание уделили особенно-

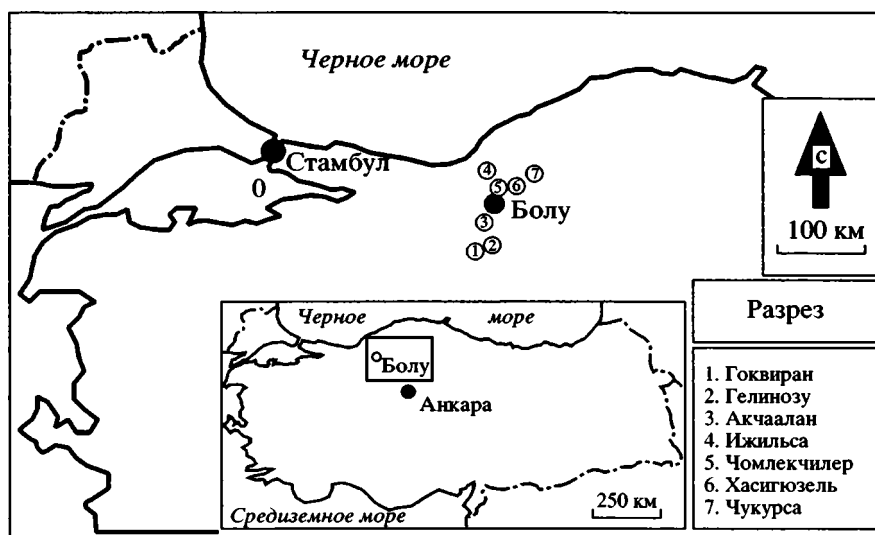


Рис. 1. Положение района исследований.

стям строения и биостратиграфии по планктонным фораминиферам пограничных мел-палеогеновых слоев в различных разрезах рассматриваемого региона. Позднее Н. Озген (Özgen, 1998, 2000) обнаружил разнообразное сообщество бентосных фораминифер в палеоценовых и эоценовых отложениях района Болу (*Alveolina* cf. *frumentiformis* Schwager, *Assilina* *exponens* (Sowerby), *Gyroidinella* *magna* (Le Calvez), *Fabiania* *cassis* (Oppenheim), *Sphaerogypsina* *globula* (Reuss), *Gypsina* *marianensis* Hanzawa, *Orbitolites* *complanatus* Lamarck) и описал новый род и вид (*Nurdanella* *boluensis* Özgen).

В данной работе рассматриваются распределение бентосных фораминифер, литостратиграфия, микрофации датских-лютетских отложений и палеогеографическая эволюция района Болу. Стратиграфическое положение бентосных фораминифер в разрезах датского-лютетского ярусов анализируются в сравнении с их одновозрастными мелководными сообществами тетической провинции, а также из других районов Турции и некоторых стран.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Бентосные фораминиферы изучены в семи разрезах палеогена, расположенных в пределах района Болу (рис.1): Гоквиран (рис. 2), Гелинозу (рис. 3), Ижилса (рис. 4), Акчаалан (рис. 5), Чомлекчилер (рис. 6), Хасигюзель (рис. 7) и Чукурса-Менген (рис. 8).

Всего из этих разрезов взято 194 образца. Литологические особенности изученных известняков не позволили в большинстве случаев выделить индивидуальные экземпляры фораминифер,

поэтому их определения базируются на изучении в произвольно выбранных шлифах. Тем не менее, отдельные экземпляры нуммулитов и ассилин удалось выделить из некоторых прослоев мергелей и глинистых известняков. В этом случае родовая принадлежность определялась в ориентированных шлифах. Все шлифы с сечениями бентосных фораминифер, упоминающиеся в работе, хранятся в коллекции отдела инженерной геологии факультета инженерной геологии университета Сумхуриет, Сивас, Турция.

Микрофациальные исследования включали анализ матрикса и зерен, структурных особенностей и органических остатков, и выявление критериев петрографической и энергетической классификаций, фациального районирования, выделения стандартных микрофациальных зон и моделирования, формирования, генезиса, корреляции и интерпретации данных, полученных при изучении шлифов. При этом использовались следующие публикации (Dunham, 1962; Folk, 1962; Plumley et al., 1962; Selley 1970; Wilson, 1975; Flugel, 1982).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований расположен в пределах тектонического пояса Западных Понтидов (Ketin, 1962). Он охватывает пересечение Северных Черноморских горных хребтов на севере и горы Короглу на юге.

Тектонический пояс Понтид разделяется на три зоны: Странджа, Стамбульская и Сакария (Okay, Tüysüz, 1999; Okay et al., 2001). В изученный район входят две из них. Северная часть района и

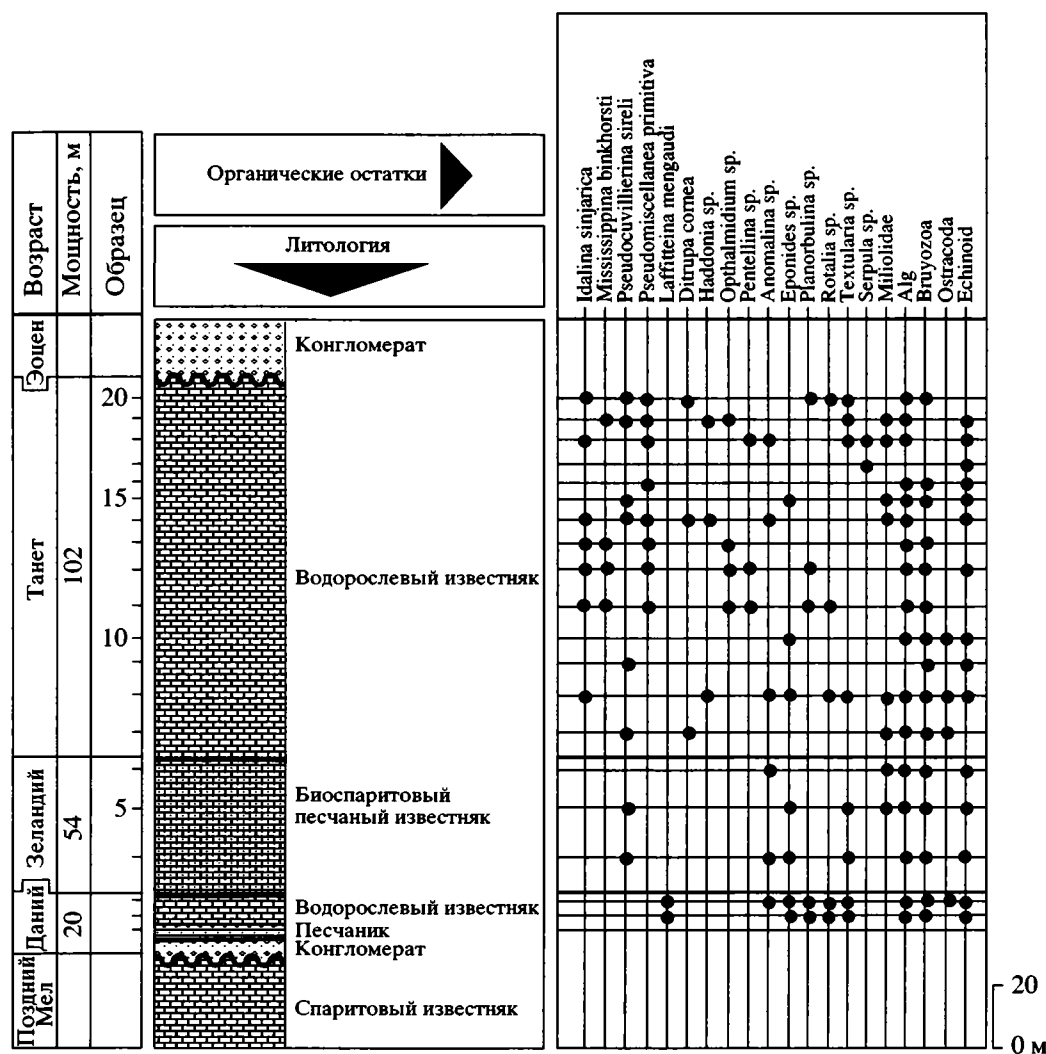


Рис. 2. Стратиграфическое распространение фораминифер в разрезе Гоквиран, юго-западная часть района Болу.

окрестности Болу принадлежат Стамбульской зоне, а его южная часть находится в зоне Сакария (Okay, Tüysüz, 1999; Fig. 13). В Стамбульской зоне распространены породы двух групп. Первая группа включает осадки пассивной континентальной окраины, представленные последовательностью фаций от континентальных до турбидитовых морских. Эти кембрийские и ордовикские комплексы развиты на Пан-Африканском фундаменте (Aydin et al., 1987; Tüysüz, 1993). Вторая группа представлена менее деформированными породами лейаса и более молодого возраста (Kaş, Dizer, 1982). Разрезы этих пород начинаются мезозойскими континентальными обломочными фациями, которые сменяются мощной толщей морских известняков баррема. В позднем мелу и палеоцене в этом районе также сформировался мощный разрез обломочных карбонатных пород, который залегает на вулканогенных отложениях кампана

(Tüysüz, 1993). Последние согласно перекрыты глинистыми известняками маастрихтского-палеоценового возраста (Okay et al., 2001). В некоторых районах карбонатонакопление продолжалось вплоть до раннего эоцена и в среднем уступило место кремнисто-обломочному осадконакоплению (Okay et al., 2001).

В зоне Сакария, пермский-триасовый комплекс Каракайя несогласно перекрыт юрскими терригенными и мелководными морскими обломочными осадочными породами. Юрский-эоценовый разрез включает ниже-среднеюрские континентальные и морские обломочные породы с горизонтами фаций аммонитико-россо, верхнеюрские-нижнемеловые карбонатные породы и верхнемеловые-эоценовые вулканогенные и осадочные породы. Продукты сенонского андезитового вулканизма наблюдаются в северной части зон Сакария (Okay, Tüysüz, 1999). В конце эоцена

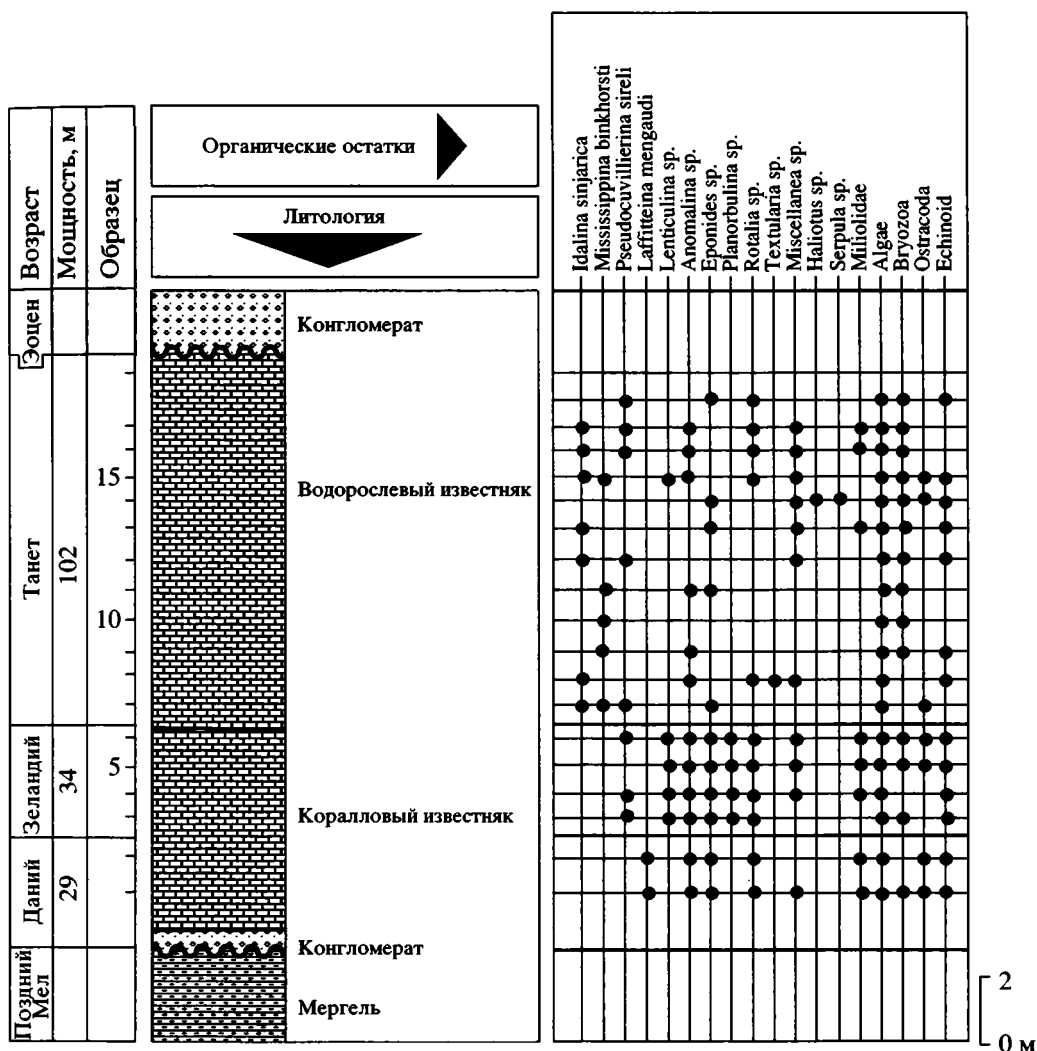


Рис. 3. Стратиграфическое распространение фораминифер в разрезе Гелинозу, юго-западная часть района Болу.

обе упомянутые зоны испытали воздымание и затем вулканическую активность в миоценовое и плиоценовое время (Abdüselamoglu, 1959; Yilmaz et al, 1981; Görmüş, 1991).

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА

Палеоген обычно представлен морскими толщами палеоцена и среднего эоцена и вулканобломочными отложениями верхнего эоцена. Существуют различные взгляды на стратиграфию палеогена. Севернее Болу известняки, аргиллиты, конгломераты и мергели палеоценового возраста несогласно залегают на маастрихтских известняках. Палеоценовые слои согласно перекрыты нижне-среднеэоценовыми известняками и песчаниками, которые в свою очередь перекрыты вулканобломочной толщей верхнего эоцена (Kaya, Dizer, 1982; Öztürk et al., 1984). По мнению некоторых исследователей (Kaya, Dizer, 1982),

между нижним и средним эоценом имеется несогласие.

В районе Менген, нижнеипрские известняки несогласно залегают на верхнемеловых-палеоценовых слоях, будучи согласно перекрыты верхнеипрскими-лютетскими песчанистыми известняками. Лютетские отложения, согласно перекрывающие верхнеипрскую-лютетскую толщу, представлены известняками и мергелями с прослоями туфов (Yalçın et al., 1987).

В разрезе Ижилыса палеоцен сложен мелководными аргиллитами и известняками, которые залегают на кампан-маастрихтских слоях. На палеоценовые слои согласно ложатся нижнеэоценовые туфы, которые в свою очередь также согласно перекрываются аргиллитами и известняками среднего эоцена (Görmüş, 1991).

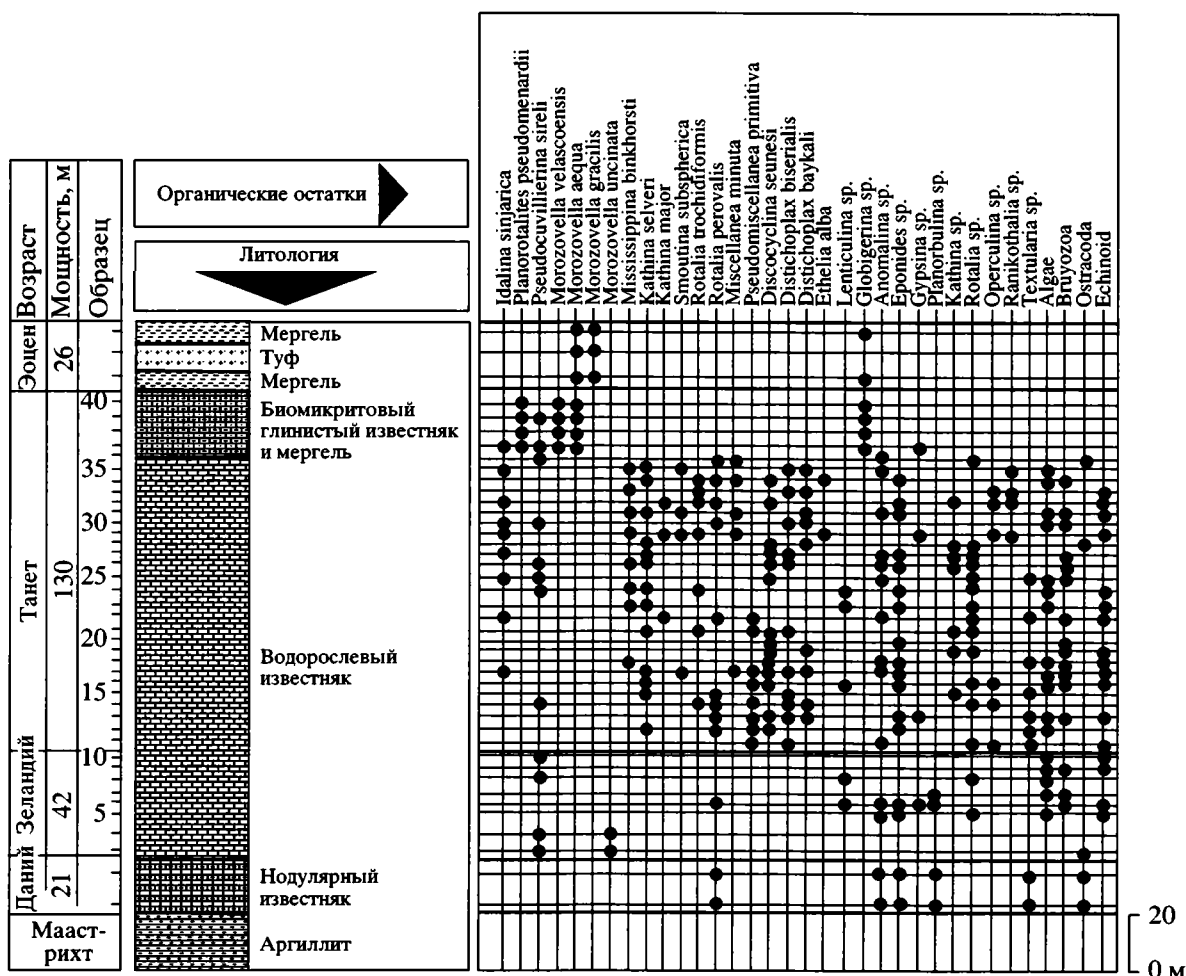


Рис. 4. Стратиграфическое распространение фораминифер в разрезе Ижилыса, северная часть района Болу.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Литологические особенности, характер границ и распределение бентосных фораминифер в датских-лютетских отложениях рассматриваются в хронологической последовательности в следующих разделах. Состав бентосных фораминифер и их стратиграфическое положение обсуждаются в сравнении с одновозрастными мелководными комплексами тетической провинции (Serra-Kiel et al., 1998) и других местонахождений.

Датский ярус. Датские отложения известны в разрезах Гоквиран, Гелинозу, Ижилыса и Акчаалан (рис. 1). В двух первых разрезах они несогласно перекрывают маастрихтские слои, в то время как в двух остальных характеризуются согласными взаимоотношениями. Отложения дания представлены рифогенными известняками с обильными водорослями и кораллами в разрезах Гоквиран, Гелинозу, и Акчаалан (рис. 2, 3, 5) и нодулярными известняками в разрезе Ижилыса

(рис. 4). В пределах тетического пояса отложения этого возраста обеднены органическими остатками и выделяются по присутствию *Laffitteina bibensis* Marie (Serra-Kiel et al., 1998). В районе Болу датские отложения содержат *Laffitteina mengaudi* (Astre) (табл. II, фиг. 3), *Rotalia perovalis* Terquem, *Miscellanea* sp. и другие мелкие бентосные фораминиферы, такие как *Anomalina* sp., *Eponides* sp., *Rotalia* sp., *Mississippina* sp., *Textularia* sp. и *Planorbulina* sp.

Вид *Laffitteina mengaudi* (Astre) был встречен в маастрихтских-палеоценовых отложениях некоторых районов Турции (Орду, Кайзери, Кастамону, Сивас), а также в палеоценовых водорослевых известняках района Болу (Sirel, 1998). В изученных разрезах этот вид обнаружен вместе с обильными мелкими бентосными фораминиферами в датских водорослевых известняках.

Зеландский ярус. Отложения зеландского яруса установлены в разрезах Гоквиран, Гелинозу, Ижилыса и Акчаалан, где они согласно перекрывают

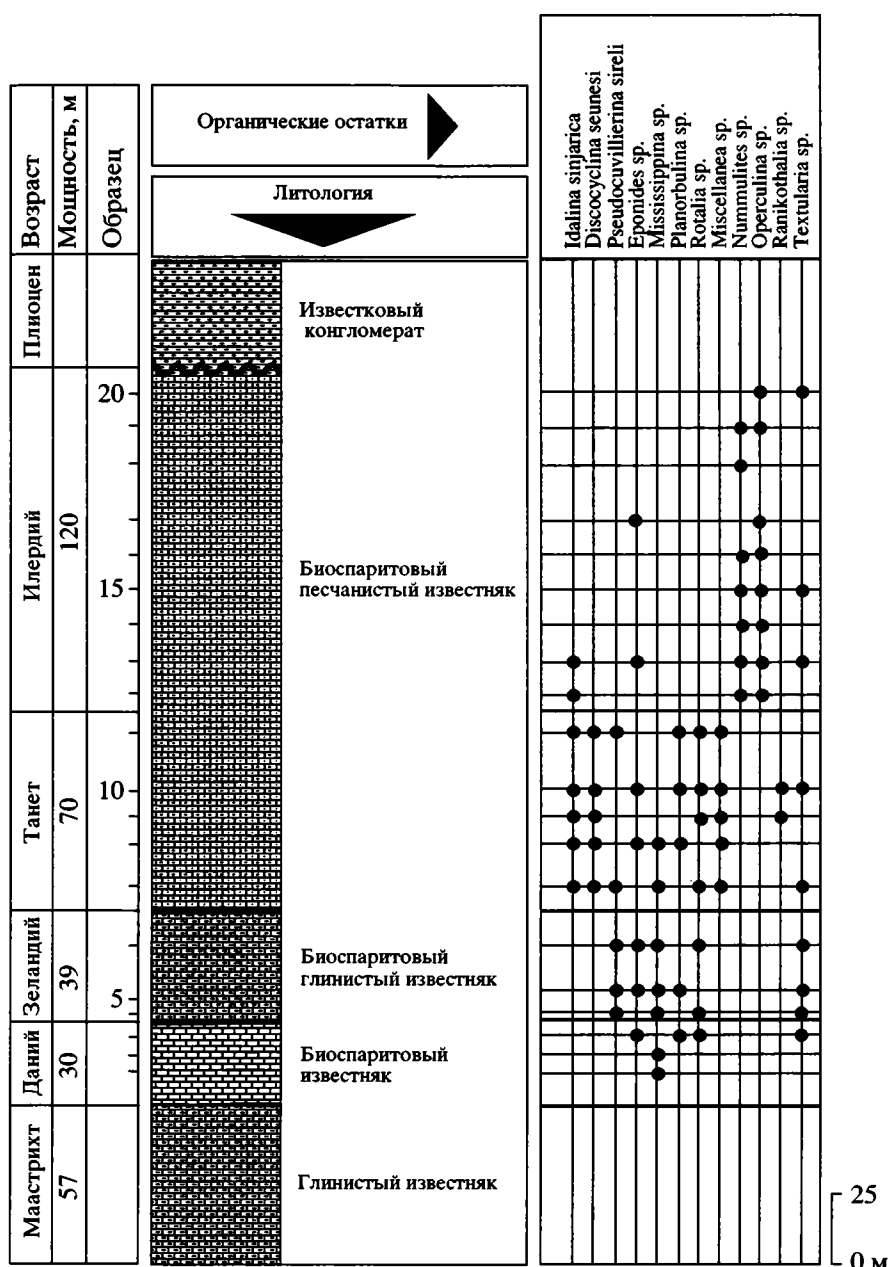
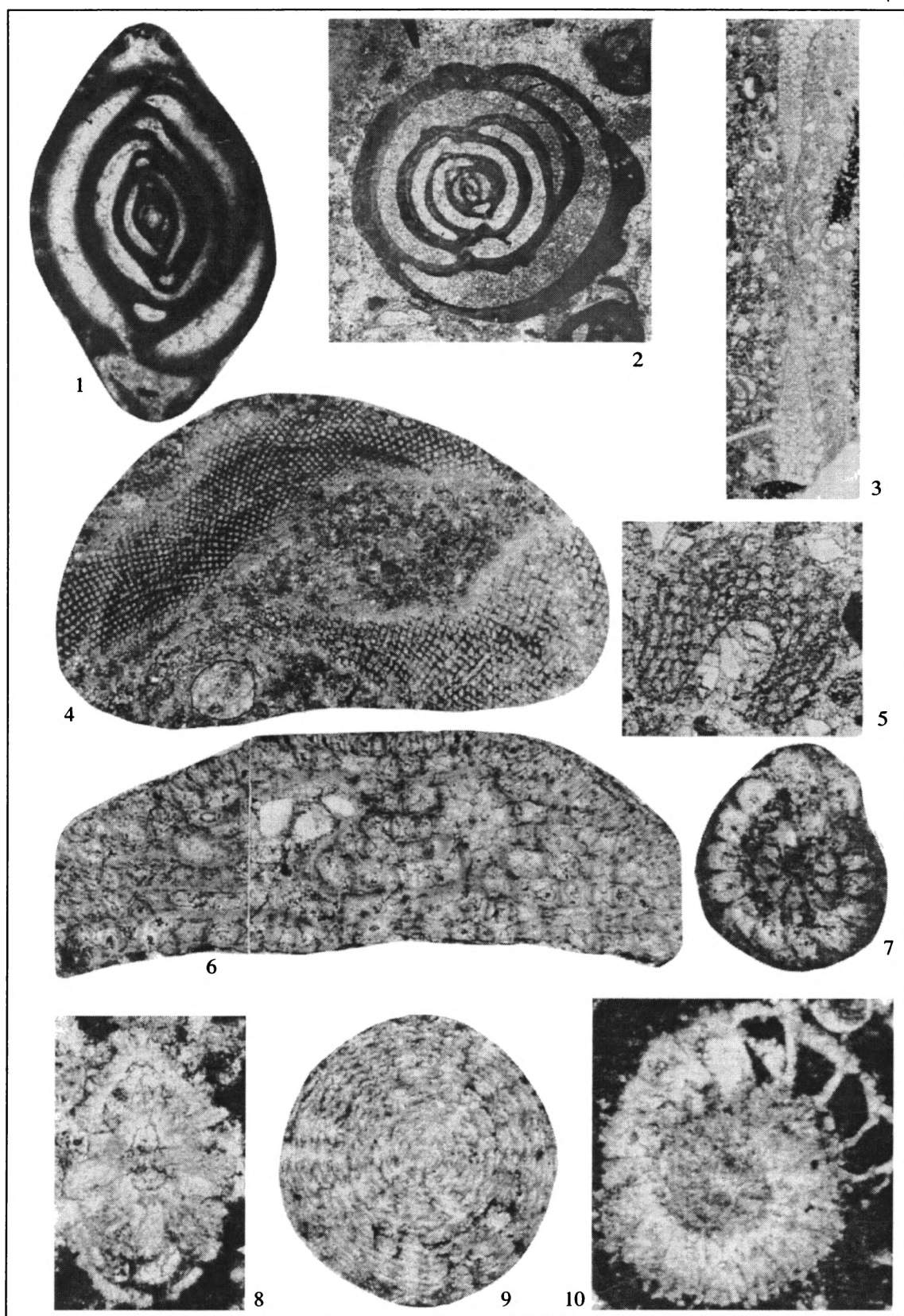


Рис. 5. Стратиграфическое распространение фораминифер в разрезе Акчаалан, южная часть района Болу.

вают датские слои и представлены известняками (рис. 3, 4), песчанистыми известняками (рис. 2) и глинистыми известняками (рис. 5). Они выделяются на основании присутствия фораминиферо-вого вида *Pseudocuvillierina sireli* (Inan) (табл. I, фиг. 10). Среди других видов бентосных фораминифер определены *Anomalina* sp., *Eponides* sp., *Rotalia* sp., *Mississippina* sp. и *Planorbulina* sp. Ранее *Pseudocuvillierina sireli* (Inan) был встречен в зelandско-нижнетанетских отложениях (Serra-Kiel et al., 1998, Fig. 6).

Танетский ярус. Танетские отложения, которые присутствуют во всех изученных разрезах, согласно залегают на зеландских слоях, за исключением разрезов Хасигюзель, Чомлекчилер и Чукурса. Они представлены глинистыми известняками в разрезе Чукурса (рис. 8), песчанистыми известняками в районе Акчаалан (рис. 5) и известняками в разрезах, Гелинозу, Гоквиран и Ижилъса (рис. 2, 3, 4). В окрестностях деревень Чомлекчилер и Хасигюзель разрезы танета сложены глинистыми известняками, которые вверх по разрезу переходят в их песчанистые разности

Фототаблица I



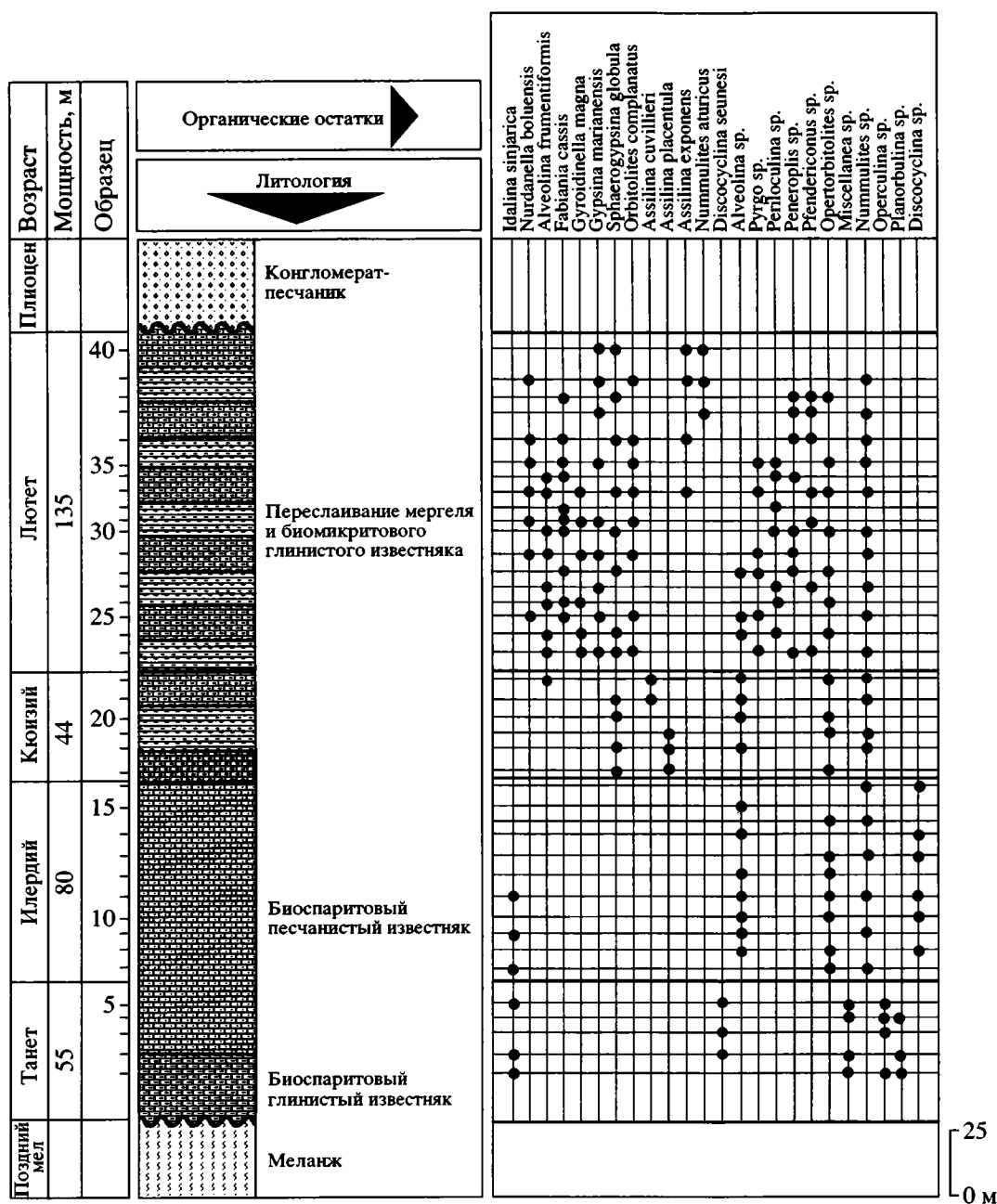


Рис. 6. Стратиграфическое распространение фораминифер в разрезе Чомлекчилер, северная часть района Болу.

(рис. 6, 7). В районе Ижилыса в верхней части танетского интервала присутствуют также биомикритовые глинистые известняки и мергели в переслаивании с пелагическими фациями.

Танетские отложения содержат следующие виды фораминифер: *Idalina sinjarica* Grimsdale (табл. I, фиг. 1), *Mississippina binkhorsti* (Reuss) (табл. II, фиг. 1), *Pseudocuvillierina sireli* (Inan), Ro-

Таблица I. Мелководные крупные фораминиферы из отложений дания-лутета района Болу (Северо-Западная Турция) 1 – *Idalina sinjarica* Grimsdale, осевое сечение, разрез Хасигюзель (Hg. 5), ×25; 2 – *Nurdanella boluensis* Özgen, косое сечение, разрез Чомлекчилер (Çö. 35), ×30; 3 – *Orbitolites complanatus* Lamarck, осевое сечение, разрез Чомлекчилер (Çö. 39), ×15; 4 – *Orbitolites complanatus* Lamarck, экваториальное сечение, разрез Чомлекчилер (Çö. 33), ×25; 5 – *Gypsina marianensis* Hanzawa, осевое сечение, разрез Чомлекчилер (Çö. 31), ×25; 6 – *Fabiania cassis* (Oppenheim), осевое сечение, разрез Чомлекчилер (Çö. 31), ×25; 7 – *Miscellanea minuta* Rahaghi, экваториальное сечение, разрез Ижилыса (S. 17), ×50; 8 – *Miscellanea minuta* Rahaghi, осевое сечение, разрез Ижилыса (S. 36), ×55; 9 – *Sphaerogypsina globula* (Reuss), осевое сечение, разрез Чукурса (Çu. 20), ×30; 10 – *Pseudocuvillierina sireli* (Inan), экваториальное сечение, разрез Гоквиран (Go.5), ×50.

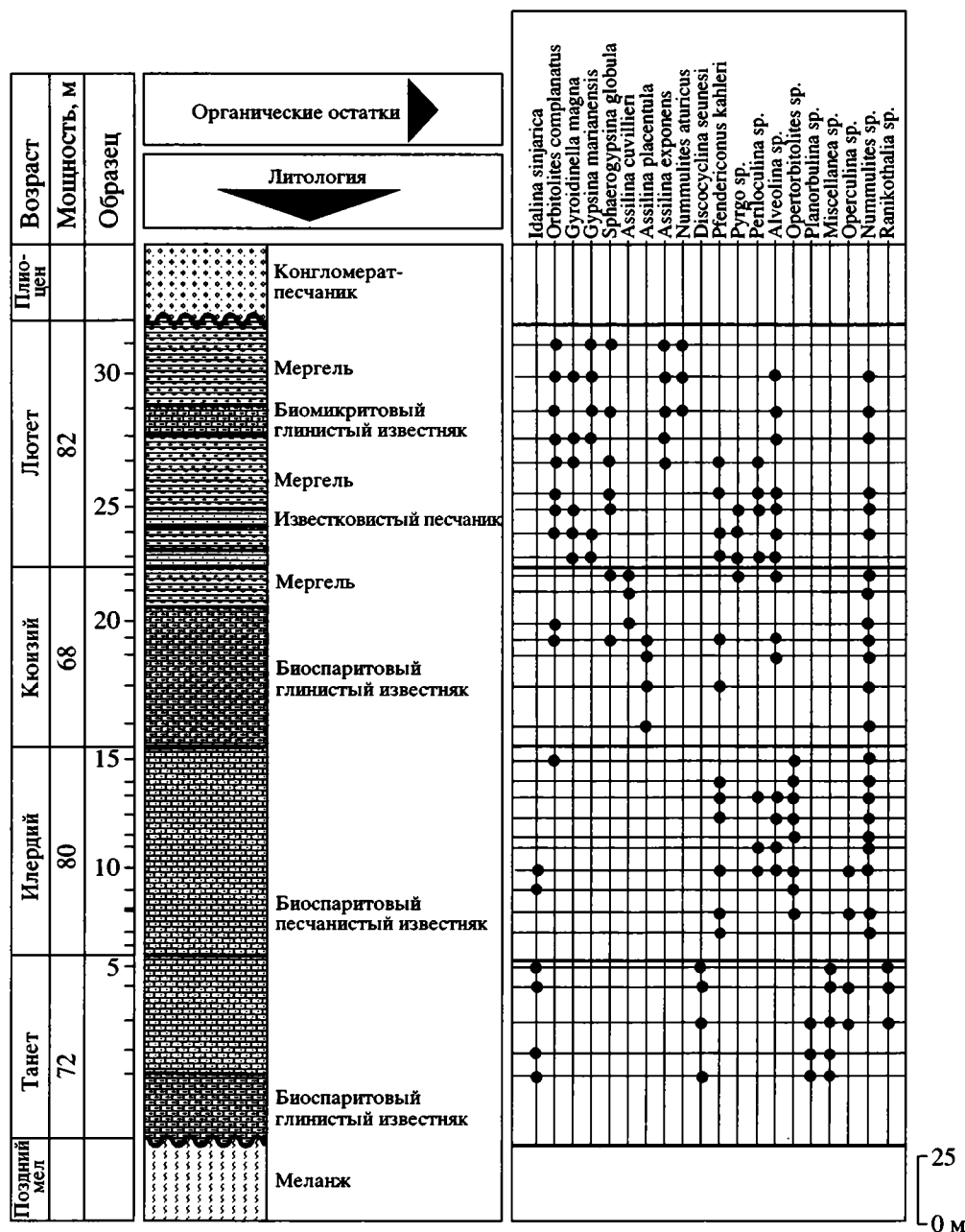


Рис. 7. Стратиграфическое распространение фораминифер в разрезе Хасигюзель, северо-восточная часть района Болу.

talia perovalis Terquem, *R. trochidiformis* (Lamarck) (табл II, фиг. 2), *Kathina selveri* Smout, *K. major* Smout (табл. II, фиг. 5), *Smoutina ? subspherica* (Sirel) (табл. II, Fig. 4), *Pseudomiscellanea ? primitiva* (Rahaghi), *Miscellanea minuta* Rahaghi (табл. I, фиг. 7, 8), *Discocyclina seunesi* Douville (табл. II, фиг. 9), *Assilina sp.* *Operculina sp.*, *Ranikothalia sp.*, *Pentellina sp.*, *Triloculina sp.*, а также остатки водорослей *Distickloplax biserialis* (Dietrich), *Distickloplax baykali* Ayaroglu and Guvenc, и *Ethelia alba* Pfender.

Типичная фауна бентосных фораминифер в танетских осадках тетического пояса состоит из видов с фарфоровидной и агглютинированной раковинами (Serra-Kiel et al., 1998). Наиболее часто встречаются *Glomalveolina primaeva* Reichel, *Glomalveolina levis* Hottinger, *Periloculina slovenica* Drobne, *Coskinon rajke* Hottinger and Drobne, *Fallotella alavensis* Mangin, *Cribrbulimina carniolica* Hottinger and Drobne, *Vania anatolica* Sirel and Gunduz, *Miscellanea yvettae* Leppig, *M. meandrina* (Carter), *Pseudomiscellanea primitive* (Rahaghi), *Ranikothalia bermudezi* (Palmer), *Nummulites heberti* Munier-

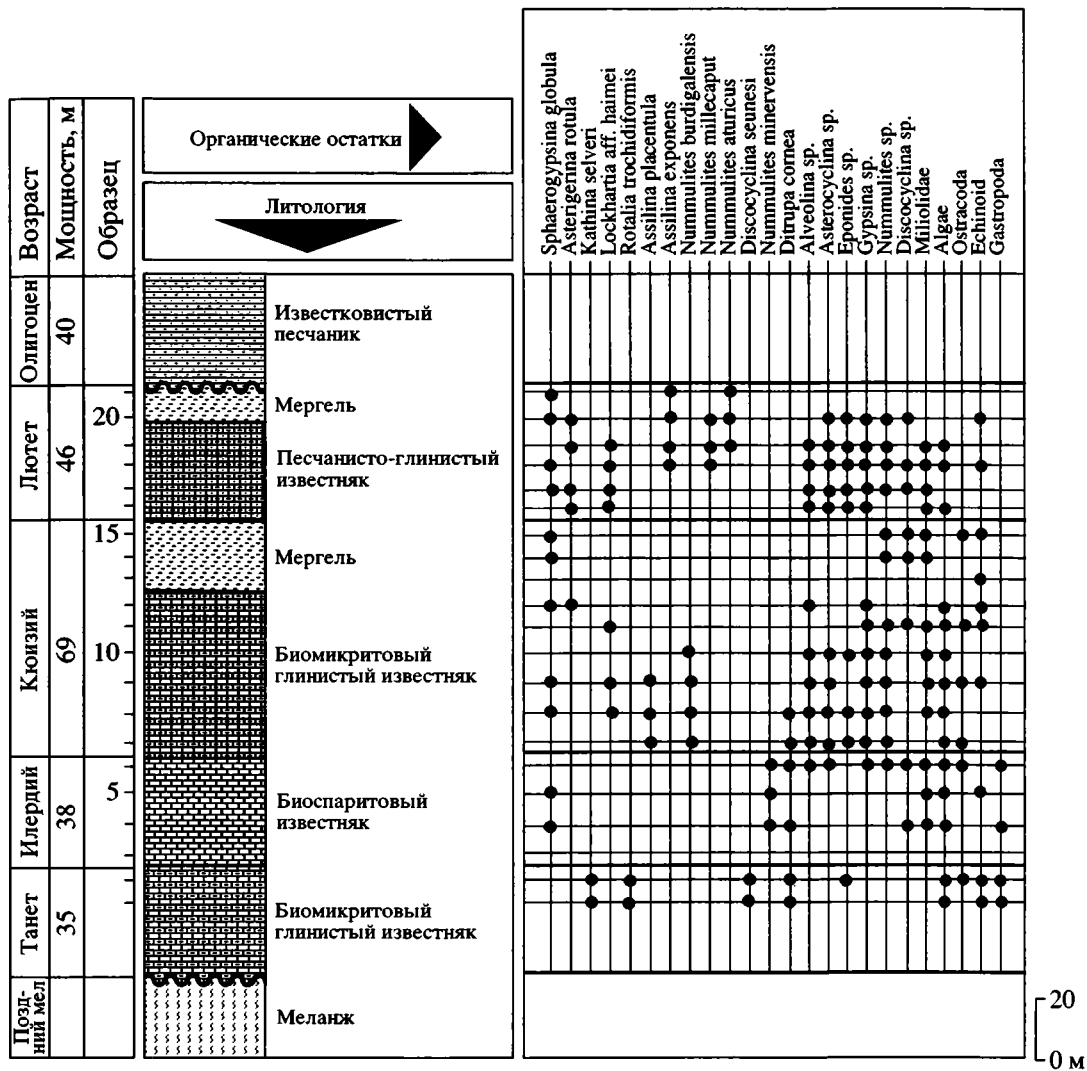


Рис. 8. Стратиграфическое распространение фораминифер в разрезе Чукурса, район Менген.

Chalmas, *Nummulites catari* Tosquella and Serra-Kiel, *Assilina azilensis* Tambareau и *Discocyclina seunesi* Douville.

В дополнение к этим видам тетической провинции Р. Радоичич (Radoicic, 1992) описал *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Mississippina binkhorsti* (Reuss) and *Rotalia perovalis* Terquem из танетских отложений Сербии. *Mississippina binkhorsti* (Reuss) была встречена в датском-танетском интервале различных палеогеновых разрезов Турции (Ван, Елазиг, Хаймана) (Sirel, 1998), а также в монских-танетских отложениях Западных Карпат (Samuel et al., 1972). Е. Сирел (Sirel, 1998) описал из танетских слоев различных разрезов Турции *Idalina sinjarica* Grimsdale (Ван, Бурдур, Елазиг) и *Miscellanea primitiva* Rahaghi (Сиде, Бурдур, Болу, Хаймана, Орду). *Kathina selveri* Smout, *K. major* Smout и *Miscellanea primitiva* Rahaghi были встречены в та-

нетских отложениях района Кония (Турция) (Pampal and Meriç, 1990).

Илердский ярус. Обнажения мелководных осадков илердского яруса в районе Болу редки и известны только в нескольких разрезах (Акчаалан, Чомлекчилер, Хасигюзель, Чукурса), где они согласно залегают на танетских слоях и представлены преимущественно песчанистыми известняками. Фораминиферовый комплекс из этих отложений включает *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Chrysalidina* (Pfendericonus) *kahleri* Hottinger et Drobné, *Orbitolites complanatus* Lamarck, *Nummulites minervensis* Schaub, *Alveolina* sp., *Opertorbitolites* sp., *Nummulites* sp., *Operculina* sp., *Periloculina* sp., и *Assilina* sp. Наиболее характерными видами этого стратиграфического подразделения в тетической провинции являются виды родов *Alveolina* (*A. redenburgi* Davies and Pinfold, *A. ellipsoidalis* Schwager, *A. moussoulensis* Hottinger, *A. corbarica*

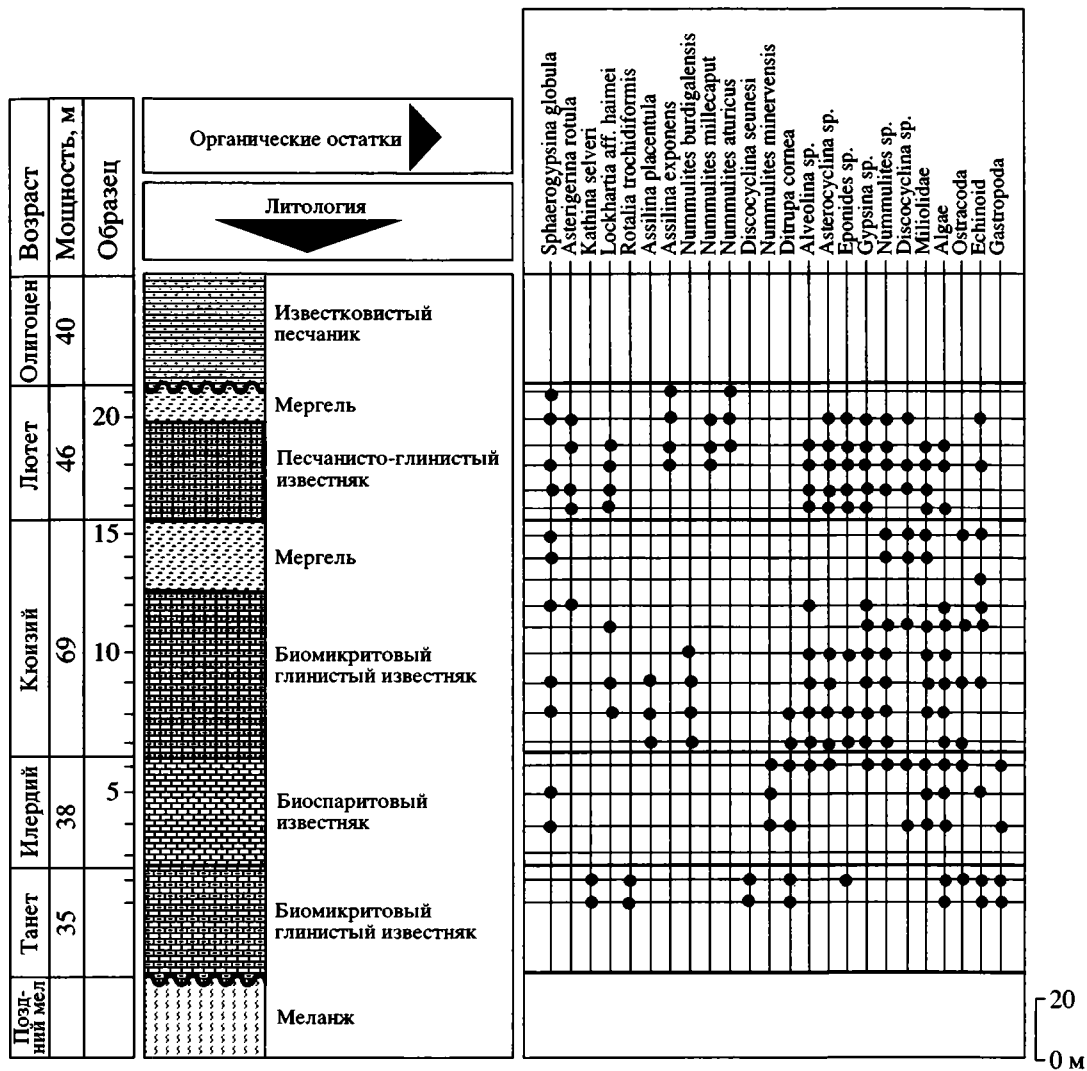


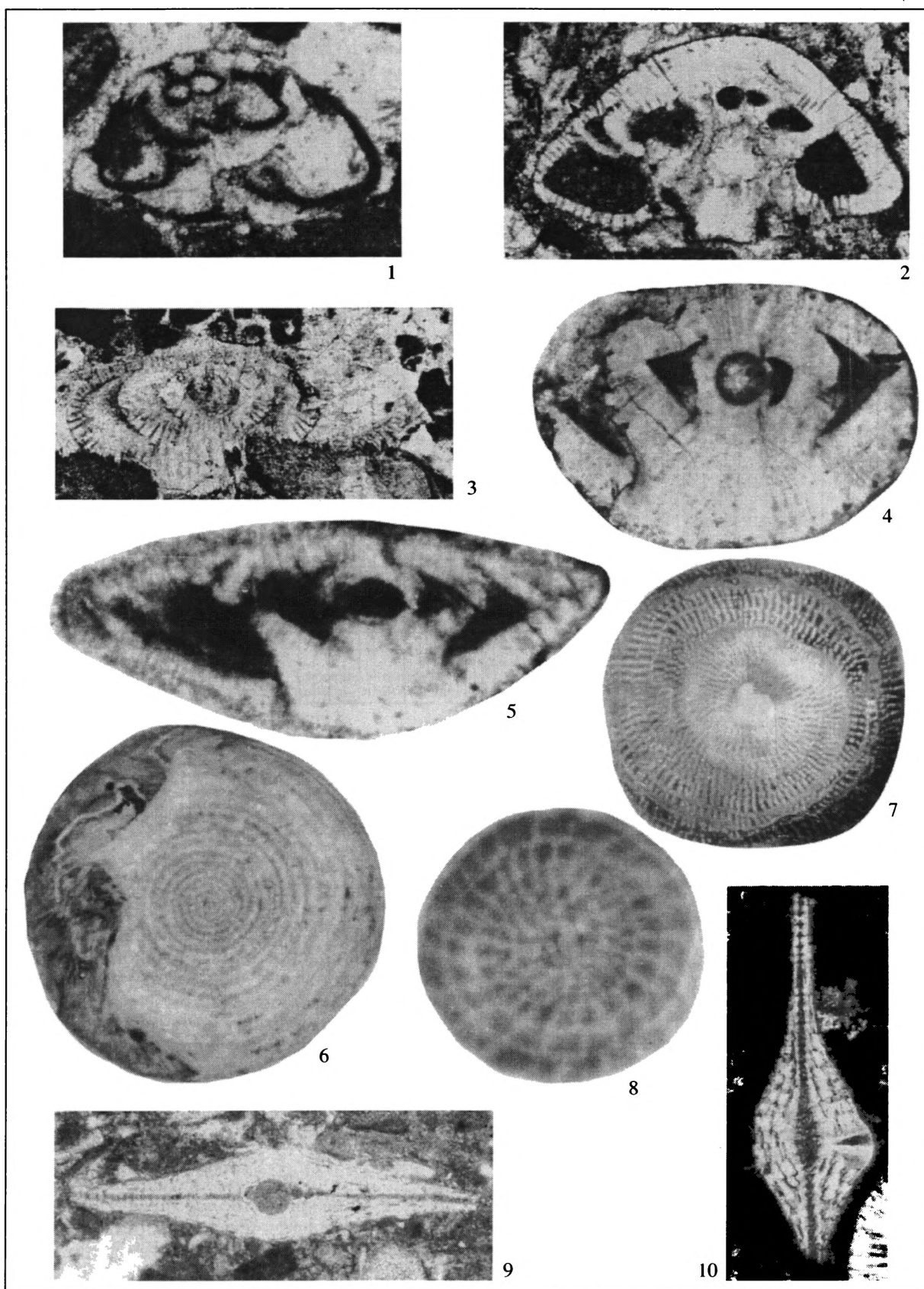
Рис. 8. Стратиграфическое распространение фораминифер в разрезе Чукурса, район Менген.

Chalmas, *Nummulites catari* Tosquella and Serra-Kiel, *Assilina azilensis* Tambareau и *Discocyclina seunesi* Douville.

В дополнение к этим видам тетической провинции Р. Радоичич (Radoicic, 1992) описал *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Mississippina binkhorsti* (Reuss) and *Rotalia perovalis* Terquem из танетских отложений Сербии. *Mississippina binkhorsti* (Reuss) была встречена в датском-танетском интервале различных палеогеновых разрезов Турции (Ван, Елазиг, Хаймана) (Sirel, 1998), а также в монских-танетских отложениях Западных Карпат (Samuel et al., 1972). Е. Сирел (Sirel, 1998) описал из танетских слоев различных разрезов Турции *Idalina sinjarica* Grimsdale (Ван, Бурдур, Елазиг) и *Miscellanea primitiva* Rahaghi (Сиде, Бурдур, Болу, Хаймана, Орду). *Kathina selveri* Smout, *K. major* Smout и *Miscellanea primitiva* Rahaghi были встречены в та-

нетских отложениях района Кония (Турция) (Pampal and Meriç, 1990).

Илердский ярус. Обнажения мелководных осадков илердского яруса в районе Болу редки и известны только в нескольких разрезах (Акчаалан, Чомлекчилер, Хасигюзель, Чукурса), где они согласно залегают на танетских слоях и представлены преимущественно песчанистыми известняками. Фораминиферовый комплекс из этих отложений включает *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Chrysalidina* (Pfendericonus) *kahleri* Hottinger et Drobné, *Orbitolites complanatus* Lamarck, *Nummulites minervensis* Schaub, *Alveolina* sp., *Opertorbitolites* sp., *Nummulites* sp., *Operculina* sp., *Periloculina* sp., и *Assilina* sp. Наиболее характерными видами этого стратиграфического подразделения в тетической провинции являются виды родов *Alveolina* (*A. redenburgi* Davies and Pinfold, *A. ellipsoidalis* Schwager, *A. moussoulensis* Hottinger, *A. corbarica*



Hottinger, A. trempina Hottinger) и *Nummulites* (*N. gamardensis* Kapellos and Schaub, *N. minervensis* Schaub, *N. exilis* Douville *N. involutus* Schaub) (Serra-Kiel et al., 1998).

Поскольку эти виды не были обнаружены в изученном районе, илердский возраст отложений был определен на основании многочисленных представителей рода *Nummulites* и *Alveolina* и их стратиграфического положения. *Nummulites minervensis* Schaub, один из ключевых видов илердского яруса, встречен только в разрезе района Менген.

Кюизский ярус. Осадки кюизского яруса, представленные, главным образом, переслаиванием мелководных глинистых известняков и мергелей, обычно согласно перекрывают илердские отложения. Фауна фораминифер в кюизских слоях изученного района включает *Chrysalidina* (*Pfendericonus*) *kahleri* Hottinger and Drobne, *Orbitolites complanatus* Lamarck, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Lockhartia* aff. *haime* (Davies), *Assilina placentula* (Deshayes) (табл. II, фиг. 8), *As. cuvillieri* Schaub, *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *Alveolina* sp., *Opertorbitolites* sp., *Gypsina* sp. и *Discocyclina* sp. В тетической провинции отложения этого яруса охарактеризованы сообществом фораминифер, состоящим из представителей рода *Alveolina* (*A. schwageri* Checchia-Rispoli, *A. canavarii* Checchia-Rispoli, *A. dainellii* Hottinger, *A. cremae* Checchia-Rispoli, *A. violae* Checchia-Rispoli), нуммулитид (*N. planulatus* (Lamarck), *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. manfredi* Schaub, *Assilina placentula* (Deshayes), *A. cuvillieri* Schaub) и ортофрагмид (*Discocyclina archiaci* (Schlumberger), *D. fortisi* (d'Archiac)) (Serra-Kiel et al., 1998). В изученном районе из этих стратиграфически важных видов определены только *Assilina placentula* (Deshayes), *As. cuvillieri* Schaub и *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, на основании которых определен кюизский возраст вмещающих отложений. *Assilina placentula* (Deshayes) и *Nummulites burdigalensis* de la Harpe описаны из ниже-среднекюизских слоев в ряде разрезов Франции, Испании, Австрии, Украины и Швейцарии (Less, 1998).

Лютетский ярус. Лютетские слои, выходящие на дневную поверхность в окрестностях деревень Чукурса, Чомлекчилер и Хасигюзель, согласно залегают на отложениях кюизского яруса.

Они сложены переслаивающимися песчанистыми известняками, глинистыми известняками и мергелями. В тетическом поясе характерными бентосными фораминиферами являются виды родов *Alveolina*, *Nummulites*, и *Assilina*, а также ортофрагмиды (Serra-Kiel et al., 1998). В районе Болу из этих видов встречены *Nummulites millicaput* Boubée (табл. II, фиг. 6), *N. aturicus* Joly et Leymerie и *Assilina exponens* (Sowerby) (табл. II, фиг. 7).

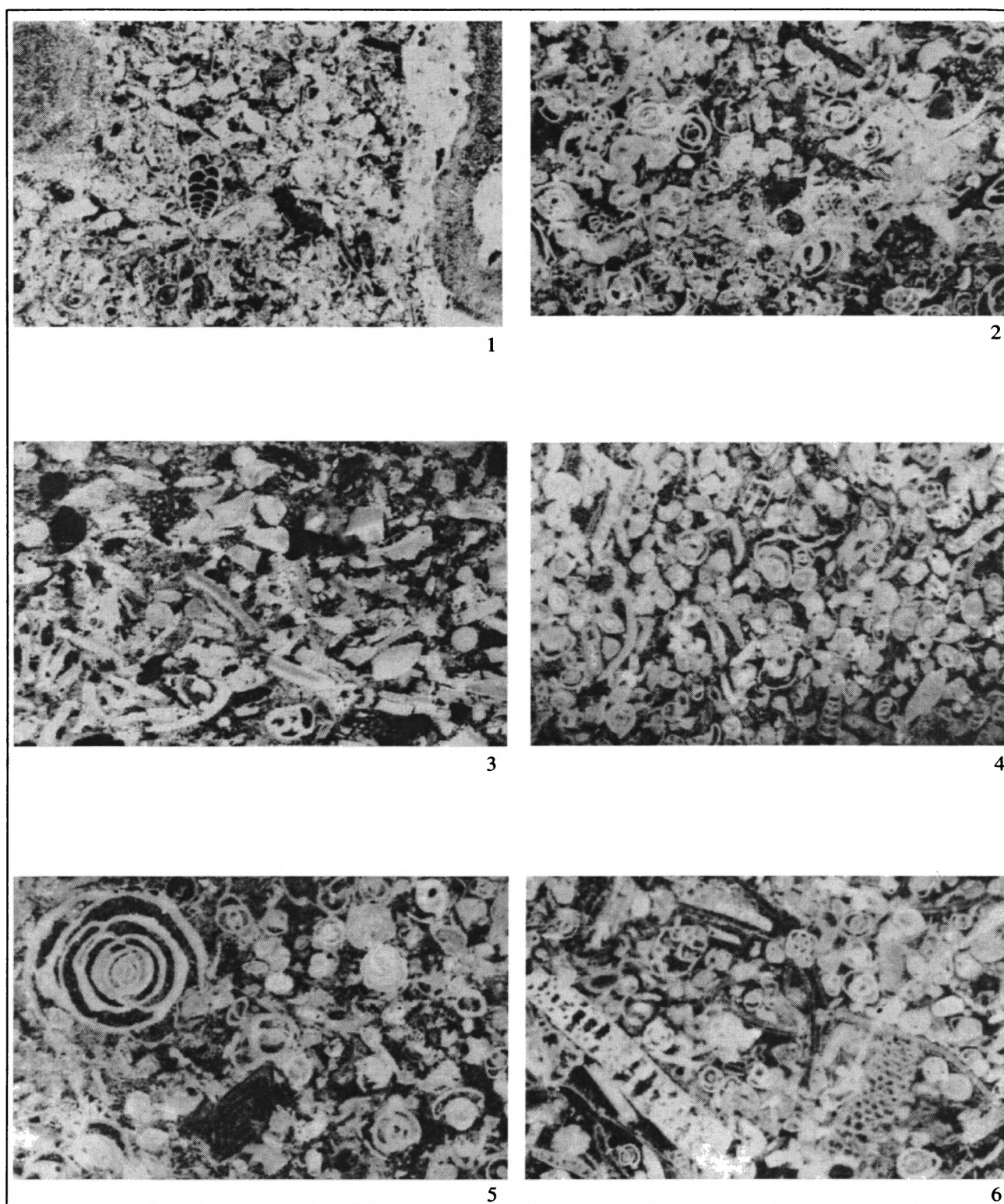
Лютетский возраст отложений в районе Болу был установлен на основании находок последних видов и других характерных форм: *Alveolina frumentiformis* Schwager, *Nurdanella boluensis* Özgen (табл. I, фиг. 2), *Chrysalidina* (*Pfendericonus*) *kahleri* Hottinger and Drobne, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Gyroidinella magna* (Le Calvez), *Fabiania cassis* (Oppenheim) (табл. I, фиг. 6), *Orbitolites complanatus* Lamarck (табл. I, фиг. 3, 4), *Gypsina marianensis* Hanzawa (табл. I, фиг. 5), *Sphaerogypsina globula* (Reuss) (табл. I, фиг. 9), *Lockhartia* aff. *haime* (Davies) and *Asterocyclina* sp. (табл. II, фиг. 10).

В пределах тетического пояса многие из этих видов широко распространены: *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Asterigerina rotula* (Kaufmann) и *Nummulites millicaput* Boubée были описаны из лютетских-бартонских слоев Хорватии (Tari-Kovacic et al., 1998); *Alveolina frumentiformis* Schwager и *Orbitolites complanatus* Lamarck встречены в лютетских отложениях Южно-Пиренейского бассейна (Tosquella and Samso, 1998); *A. frumentiformis* Schwager, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Gyroidinella magna* (Le Calvez) и *Sphaerogypsina globula* (Reuss) обнаружены в лютете Словении (Drobne et al., 1979); *Gypsina marianensis* Hanzawa найдены в верхнелютетском интервале разреза Денизли Западной Турции (Dizer, 1962) и в лютетско-приабонских слоях разреза Малатия Восточной Турции (Özcelik, 1990; Özgen, 1986).

МИКРОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Микрофациальному анализу были подвергнуты образцы из разрезов Гелинозу, Гоквиран, Ижилса, Чомлекчилер и Хасигюзель. Образцы и датских отложений разрезов Гелинозу и Гоквиран, которые сложены преимущественно карбонатными породами, представлены коралловыми и водорослевыми пакстоунами, а некоторые из

Таблица II. Мелководные крупные фораминиферы из отложений дания-лютета района Болу (Северо-Западная Турция) 1 – *Mississippina blinkhorsti* (Reuss), осевое сечение, разрез Ижилса (S. 31), ×30; 2 – *Rotalia trochidiformis* (Lamarck), осевое сечение, разрез Ижилса (S. 32), ×100; 3 – *Laffiteina mengaudi* (Astre), осевое сечение, разрез Гоквиран (Go. 3), ×25; 4 – *Smoutina? subspherica* (Sirel), осевое сечение, разрез Ижилса (S. 17), ×40; 5 – *Kathina major* Smout, осевое сечение, разрез Ижилса (S. 22), ×60; 6 – *Nummulites millicaput* Boubée, вид снаружи и изнутри, разрез Чукурса (Çu. 20), ×4; 7 – *Assilina exponens* (Sowerby), вид снаружи, разрез Чукурса (Çu. 21), ×4; 8 – *Assilina placentula* (Deshayes), вид снаружи, разрез Чукурса (Çu. 9), ×10; 9 – *Discocyclina seunsi* Douville, осевое сечение, разрез Ижилса (S. 12), ×30; 10 – *Asterocyclina* sp., axial section, разрез Чукурса (Çu. 19), ×30.



Т а б л и ц а III. Шлифы различных типов известняков из разрезов дания-лютета района Болу (Северо-Западная Турция) 1 – водорослевый грэйнстоун, танетский ярус, разрез Гелинозу (G. 16), $\times 10$; 2 – пакстоун с милиолидами, танетский ярус, разрез Чомлекчилер, (Çö. 4), $\times 10$; 3 – пакстоун, танетский ярус, разрез Ижи (S. 11), $\times 10$; 4 – пакстоун с оолитами и милиолидами, илердский ярус, разрез Чомлекчилер (Çö. 15), $\times 10$; 5 – пакстоун с милиолидами, лютетский ярус, разрез Чомлекчилер, (Çö. 25), $\times 10$; 6 – пакстоун с милиолидами и орбитолитидами, лютетский ярус, разрез Чомлекчилер, (Çö. 28), $\times 10$.

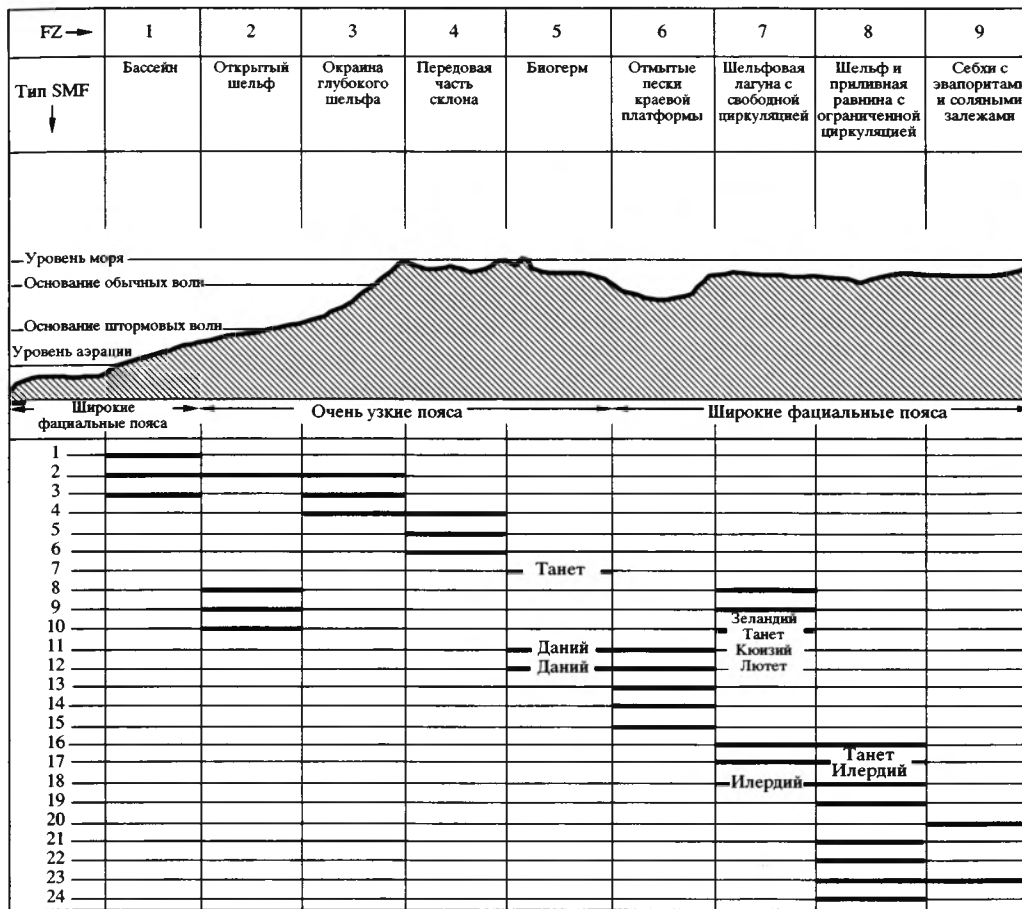


Рис. 9. Типы стандартных микрофаций (SMF) и стандартных фациальных зон (FZ) в изученном районе (по Flugel, 1982).

них полностью состоят из колониальных кораллов. Они сформировались в условиях зон FZ (фациальная зона) 5 и SMFZ (стандартная микрофациальная зона) 11–12. В составе всех образцов принимают участие колониальные кораллы, багряные водоросли (Rhodophyta), бентосные фораминиферы, мшанки, иглы и фрагменты морских ежей, редкие планктонные фораминиферы, сцементированные спаритовым цементом. Такой состав указывает на спокойные условия осадконакопления с вялой гидродинамикой (Plumley et al., 1962) и на образование биогерм на краю платформы. В разрезах Гелинозу и Гоквиран зеландский ярус сложен в основном пакстоунами и коралловыми баундстоунами. Биокласты составляют более 75% породы. Это указывает на осадконакопление в зонах FZ 7 и SMFZ 10 открытой платформы (шельфовая лагуна) в условиях свободной циркуляции. Осадки состоят из фрагментов водорослей, главным образом, багрянок *Distichoplax biserialis* (Dietrich), мшанок, раковин двустворчатых моллюсков и панцирей морских ежей, бентосных фораминифер, колониальных кораллов и редких планктонных фораминифер. Образцы из танет-

ских слоев разрезов Гелинозу и Гоквиран, сложенных карбонатными породами, представлены водорослевыми пакстоунами, баундстоунами и грэйнстоунами (табл. III, фиг. 1). Они отлагались в условиях зон FZ 7 – SMFZ 10 и FZ 5 – SMFZ 7 (рис. 9). Изученные образцы состоят из биокласт, представленных водорослями, мшанками, бентосными фораминиферами, двустворками и кварцевых зерен, которые погружены в микритовый цемент. Такой состав породы указывает на слабую подвижность вод при осадконакоплении (Plumley et al., 1962). В разрезах Чомлекчилер и Хасигюзель танетский ярус представлен пакстоунами, которые накапливались в зонах FZ 7 и SMFZ 10 (табл. III, фиг. 2 и 9). В некоторых образцах более 70% обломков представлены милиолидами, погруженными в спаритовый цемент. Интракласты встречаются редко. В разрезе Ижилса танетский ярус представлен пакстоунами (табл. III, фиг. 3) и грэйнстоунами. Доля зерен в них превышает 60%. Они сложены обломками раковин, бентосными фораминиферами, остатками водорослей, редкими экстракластами и интракластами, погруженными в микритовый матрикс и спа-

ритовый цемент, и характеризуют условия зон FZ 7, SMFZ 10, FZ 7–8 и SMFZ 17 environments (рис. 9).

Илердский ярус в разрезах Чомлекчилер и Хасигюзель сложен оолитовыми пакстоунами (табл. III, фиг. 4). Обломочная фракция превышает 80%. Некоторые обломки раковин хорошо окатаны: степень окатанности около 0.7–0.9 и сферичность 0.7–0.3 (Krumbein, Salos, 1962). Все это свидетельствует об осадконакоплении в зонах FZ 7–8 и SMFZ 18 (рис. 9). Кюизские слои также представлены преимущественно пакстоунами, состоящими из бентосных фораминифер (*Nummulites*, *Alveolina* и *Discocyclus*), угловатых обломков раковин и пород, зерен кварца, фрагментов водорослей, спаритового цемента и небольшой примеси микритового матрикса. Обломочная фракция составляет более 70%. Эти отложения характеризуют условия зон FZ 7 и SMFZ 10 шельфовой лагуны со свободной циркуляцией. Лютетский ярус также представлен пакстоунами, сложенными миллиолидами, альвеолинидами, раковинами гастропод и детритом в микритовом матриксе (табл. III, фиг. 5, 6). Доля обломочного материала превышает 70%, что характерно для зон FZ 7 и SMFZ 10 (рис. 9).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

В конце триаса произошло раскрытие Неотетиса и Киммерийский блок распался (Sengor, Yilmaz, 1981). В это время Анатолийско-Таврская платформа, континент Сакария и Понтиды оказались разделенными. Северная ветвь Неотетиса, которая в свою очередь состояла из двух ветвей, разделяла на юге Анатолийско-Таврскую платформу и континент Сакария (Tüysüz, 1993). На севере она отделяла Понтиды от этих двух континентов. Изученный район окружен Понтидами на севере, континентом Сакария на западе и Анатолийско-Таврской платформой на юге (Tüysüz, 1993).

Относительно далеко продвигавшаяся северная ветвь Неотетиса образовала бассейн с почти широтной южной береговой линией, глубина которого увеличивалась в северо-северо-восточном направлении. В противоположность Ларамийской орогенической фазе, в конце позднего мела в бассейне развивалась регрессия и море начало отступать в северо-северо-восточном направлении. Одновременно море начало также отступать на юг от северной границы бассейна. Регрессия продолжалась в палеоцене, что привело к подъему южного края бассейна. Северная и северо-восточная части бассейна оставались, однако, погруженными под воду. Только в раннем эоцене бассейн снова подвергся трансгрессии, и море на короткое время продвинулось на юг. В позднем эоцене в результате регрессии бассейн был осушен.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В районе Болу отложения датского яруса, включая мелководные известняки, согласно залегают на маастрихтских слоях, хотя наблюдаются также местные несогласия. Сообщество фораминифер в отложениях дания состоит из *Laffitteina mengaudi* (Astre), *Rotalia perovalis* Terquem и многочисленных мелких форм (рис. 10). Первый из этих видов (= *Laffitteina bibensis* Marie; Sirel, 1998) характерен для датских отложений тетической провинции (Serra-Kiel et al., 1998). Это сообщество характеризует фациальные зоны FZ 5 и SMFZ 11–12 (биогермы).

Зеландский ярус, включая мелководные известняки, выделен на основании находок *Pseudocuvillierina sireli* (Inan), которая, как было показано (Serra-Kiel et al., 1998, Fig. 6), характерна для зеландских–нижнетанетских отложений тетической провинции. Осадки зеландского яруса указывают на осадконакопление в зонах FZ 7 и SMFZ 10 на открытой платформе (шельфовая лагуна) в условиях свободной циркуляции.

Танетский ярус в районе Болу представлен мелководными известняками и глинистыми известняками. Они характеризуются сообществом бентосных фораминифер, в котором в количественном и видовом отношении доминируют семейства *Rotaliidae* (*Rotalia trochidiformis* (Lamarck), *R. perovalis* Terquem, *Kathina selveri* Smout, *K. major* Smout, *Smoutina* ? *subsp. aethiops* (Sirel)) и *Miscellaneidae* (*Pseudomiscellanea* ? *primitiva* (Rahaghi), *M. minuta* Rahaghi and *Pseudocuvillierina sireli* (Inan)) (рис. 10). Одновозрастные комплексы бентосных фораминифер, характерные для этого интервала в тетической провинции, где они представлены главным образом представителями семейств *Alveolinidae* (*Glomalveolina levis* Hottinger, *G. primaeva* Reichel), *Fabulariidae* (*Periloculina slovenica* Drobne), *Coskinolinidae* (*Coskinon rajke* Hottinger and Drobne), *Orbitolinidae* (*Fallotella alavensis* Mangin) и *Miscellaneidae* (*Miscellanea yvettae* Lepig, *M. meandrina* (Carter), *Pseudomiscellanea primitiva* (Rahaghi)) (Serra-Kiel et al., 1998), более разнообразны и более мелководны по сравнению с вышеупомянутым. Бентосные фораминиферы, встреченные в танетских отложениях изученного района, характеризуют зоны FZ 5, 7 и SMFZ 7, 10, 17, соответствующие условиям биогерм и шельфовой лагуны со свободной циркуляцией.

Илердские отложения, изученные в нескольких местонахождениях, представлены мелководными песчанистыми известняками. Содержащиеся в них фораминиферы менее разнообразны по сравнению с одновозрастными комплексами тетической провинции, поскольку там в них в количественном и тахономическом отношении преобладают альвеолиниды и нуммулитиды (Serra-Kiel et al., 1998).

Возраст	Лютет	Кюизий	Илердий	Танет	Зеландий	Даний
SBZ зоны Serra-Kiel et. al. 1998	SBZ 16	SBZ 15	SBZ 14	SBZ 13	SBZ 12	SBZ 11
Laffiteina mengaudi						
Rotalia perovalis						
Rotalia trochidiformis						
Pseudocuvillierina sireli						
Idalina sinjarica						
Mississippina binkhorsti						
Kathina selveri						
Kathina major						
Smoutina ? subspherica						
Miscellanea ? primitive						
Miscellanea minuta						
Discocyclina seunesi						
Orbitolites complanatus						
Nummulites minervensis						
Asterigerina rotula						
Sphaerogypsina globula						
Assillina placentula						
Assillina cuvillieri						
Assillina exponents						
Nummulites burdigalensis						
Nummulites millecazput						
Nummulites aturicus						
Alveolina frumentiformis						
Nurdanella boluensis						
Gyroidinella magna						
Fabiania cassis						
Gypsina marianensis						
	SBZ 10	SBZ 9	SBZ 8	SBZ 7	SBZ 6	SBZ 5
	SBZ 4	SBZ 3	SBZ 2	SBZ 1		

Рис. 10. Стратиграфическое распространение руководящих видов бентосных фораминифер в районе Болу.

Один из руководящих видов (*Nummulites minervensis* Schaub) встречен в илердских слоях в изученном районе (рис. 10). Их возраст был установлен на основании многочисленных представителей *Nummulites* и *Alveolina*, а также их стратиграфического положения. Осадки илердия характеризуются

фациальные зоны FZ 7, 8 и SMFZ 18. Условия осадконакопления в это время отвечают шельфовой лагуне со свободной циркуляцией, шельфовой литорали и платформы (рис. 9).

Кюизские и лютетские разрезы сложены переслаивающимися мергелями и глинистыми извест-

няками. Кюизские отложения содержат сообщество мелководных фораминифер с доминированием видов семейства Nummulitidae (*Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *Assilina placentula* (Deshayes), *As. cuvillieri* Schaub), которые типичны для этого интервала в тетической провинции, и резко подчиненными представителями родов *Pfendericonus*, *Orbitolites*, *Asterigerina*, *Sphaerogypsina*, *Lockhartia*, *Alveolina* и *Discocyclusina* характеризуют условия зон FZ 7 и SMFZ 10 шельфовой лагуны.

Лютетские фораминиферы в изученном районе почти полностью представлены видами, которые широко распространены в этом интервале в тетической провинции. Наиболее часто среди них встречаются мелководные виды с гиалиновой раковинной, такие как *Nummulites millicaput* Boubée, *N. aturicus* Joly and Leymerie, *Assilina exponsa* (Sowerby), *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Gyrogoninella magna* (Le Calvez), *Fabiania cassis* (Oppenheim), *Gypsina marianensis* Hanzawa, *Sphaerogypsina globula* (Reuss) и прибрежные формы с фарфоровидной раковинной: *Alveolina frumentifera* Schwaiger, *Nurdanella boluensis* Özgen and *Orbitolites complanatus* Lamarck (рис. 10). Состав бентосных фораминифер и микрофациальные особенности лютетских отложений в районе Болу указывают на осадконакопление в зонах FZ 7 и SMFZ 10 в условиях шельфовой лагуны.

В заключение следует отметить, что ларамийский орогенез привел к отступлению бассейна в северо-северо-восточном направлении и его локальному обмелению в северной части, хотя непрерывное осадконакопление здесь продолжалось с позднего мела до позднего эоцена. На юге, осадконакопление прерывалось на рубеже позднего мела и палеоцена, а также на рубеже палеоцена и эоцена.

Мы благодарны проф. Эрдалю Кери (Стамбульский университет), проф. Нурдану Инану и проф. Кемалю Тасли (Мерсинский университет) за их критические замечания к рукописи статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Abdüsselamoğlu M.Ş.* Geology of Almacıkdağı, Mudurnu and Göynük region // Istanbul Univ. Sci. Faculty. 1959. № 14. P. 95 (in Turkish).
- Alpar B., Yaltirak C.* Reply: "Characteristic features of the North Anatolian Fault in the Eastern Marmara Region and its tectonic evolution" // Marine Geol. 2003. V. 194. № 3–4. P. 203–208.
- Aydın M., Serdar H.S., Sahintürk Ö. et al.* Geology of Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) region // Istanbul Univ. Engineering Facult. Earth Sci. Rev. 1987. V. 3. № 1–2. P. 191–233 (in Turkish).
- Derman A.S., İztan Y.H.* Result of geochemical analyses of seeps and potential source rocks from Northern Turkey and the Turkish Black Sea // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region / Ed. Robinson A.G. AAPG Mem. 1998. V. 68. P. 313–330.
- Dizer A.* Eocene and Oligocene foraminifera of Denizli region // Istanbul Univ. Engineering Facult. Earth Sci. Rev. 1962. Series B. V. XXVII. № 1–2 (in Turkish).
- Dizer A., Meriç E.* The Upper Cretaceous-Paleocene biostratigraphy of Northwest Anatolia // General Direct. Mineral Res. and Explorat. 1983. V. 95 / 96. P. 149–163 (in Turkish).
- Drobne K., Pavlovec R., Drobne F.* Characteristics of microfossils in the Old Paleogene on the western border of the Pannonian Basin // Zbornik radova, IV Znan. Skup za naftu JAZU. 1979. P. 155–178.
- Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks / Ed. Ham. W. E. AAPG Mem. 1962. V. 1. P. 108–121.
- Flügel E.* Microfacies analyses of limestones. Berlin-Heidelberg-New York. 1982. 633 p.
- Folk R.L.* Spectral subdivision of limestone types // Classification of carbonate rocks / Eds. Ham. W.E. AAPG Mem. 1962. V. 1. P. 62–84.
- Görmüş S.* The stratigraphy of Yigilca (Bolu NW) region // Bull. Earth Sci. Applicat. and Res. Centre of Hacettepe Univ. 1991. V. 9. P. 91–110 (in Turkish).
- İnan S., Akyazi M., Topal S.* 12 Kasım 1999 Düzce depremi yüzey kırıkları // 53rd Geological Congress of Turkey. 2000. Abstracts. P. 155–156 (in Turkish).
- Kaya O., Dizer A.* Bolu kuzeyi Üst Kretase ve Paleojen kayalarının stratigrafisi ve yapısı // General Direct. Mineral Res. and Explorat. 1982. V. 97 / 98. P. 57–77 (in Turkish).
- Ketin I.* 1 / 500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sinop Paftası // General Direct. Mineral Res. and Explorat. 1962 (in Turkish).
- Less G.* The zonation of the Mediterranean upper Paleocene and Eocene by orthophragminae // Dela-Opera SAZU 4. 1998. V. 34 / 2. P. 21–43.
- Matsumaru K., Meriç E., Tansel I. et al.* Geohistorical study of foraminifera biostratigraphy and ecological change of Cretaceous-Tertiary transitional formations in the Black Sea Region, Republic of Turkey // J. Saitama Univ. Faculty Education (Mathematics and Natural Sciences). 1996. V. 45. № 2. P. 19–37.
- Meriç E., Şengüler I.* New observations on the stratigraphy of upper Cretaceous-Paleocene around Goynuk (Bolu, northwest Anatolia) // Publ. Chamber Geol. Engineers Turkey. 1986. V. 29. P. 61–64.
- Neugebauer J.* Structures and kinematics of the North Anatolian Fault zone, Adapazarı-Bolu region, northwest Turkey // Tectonophysics. 1995. V. 243. № 1–2. P. 119–134.
- Okay A.I., Tüysüz O.* Tethyan sutures of northern Turkey // The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen / Eds Durand B., Jolivet L., Horvath F., Seranne M. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1999. V. 156. P. 475–515.
- Okay A.I., Tansel I., Tüysüz O.* Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey // Geol. Mag. 2001. V. 138. № 2. P. 117–142.
- Örcen S., Medik-Ebreme* (KB Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve paleontolojisi // Bull. General Direct. Mineral Res. and Explorat. 1986. V. 105–106. P. 39–73.

- Özcelik O., Meriç E., Özer S. Hisarcik-Esenbey (Balaban-Malatya) yöresi Üst Kretase –Eosen istifinin stratigrafik özellikleri // Bull. S.U. Engineering Faculty. 1990. V. 1–2.
- Özer S. New species of Radiolitidae from the Bolu area (W. Black-Sea) and Kocaeli Peninsula // Bull. Mineral Res. and Explorat. 1994. V. 116. P. 1–8.
- Özden S., Tatar O., Mesci B.L. et al. 12 November 1999 Düzce Earthquake and Regional Significance // Geol. Bull. Turkey. 2000. V. 43. № 2. P. 61–69.
- Özgen N. Paleocene-Eocene benthic foraminifera assemblages in the Western Pontids // Bull. Geol. Soc. Turkey. 1998. V. 41. № 2. P. 63–98 (in Turkish).
- Özgen N. Nurdanella boluensis n.gen.n.sp., a Miliolid (Foraminifera) from the Lutetian of the Bolu Area (Northwestern Turkey) // Rev. Paleobiologie. 2000. V. 19. № 1. P. 79–85.
- Öztürk A., İnan S., Tutkun Z. Abant-Yenicag (Bolu) yöresinin stratigrafisi. Bull. Faculty Engineering, Cumhuriyet Univ. Serie A. Earth Sci. 1984. V. 1. № 1. P. 1–18.
- Pambal S., Meriç E. Stratigraphy of the Tertiary sediments of southwest Eregli (Konya) // Geol. Bull. Turkey. 1990. V. 33. № 2. P. 39–48.
- Plumley W.J., Risley G.A., Graves R.W., Kaley M.E. Energy index for limestone interpretation and classification // AAPG Mem. 1962. V. 1. P. 85–107.
- Radoicic R. Paleocenska mikroflora kretnjaka Kamenjaka, SI Majevisa (Cetvrti Biljeska) // Radovi Geoinstituta. 1992. V. 26. P. 201–230.
- Samuel O., Borza K., Kohler E. Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Vah Valley (West Carpathian). Geologicky ustav Dionyza Stura: Bratislava, 1972. 219 p.
- Selley R.C. Ancient sedimentary environments. Science paperbacks-London. 1970. 287 p.
- Şengör A.M.C., Yılmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 181–241.
- Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E. et al. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene // Bull. Soc. Geol. France. 1998. V. 169. № 2. P. 281–299.
- Sezen T.F., Cerit O. Bolu ovasi ve yakin civarinin neotektonigi ve deprem riski // 54th Geol. Congress of Turkey. Proceeding CD. 2001. P. 54–69.
- Sirel E. Foraminiferal description and biostratigraphy of the Paleocene-Lower Eocene shallow-water limestones and discussion on the Cretaceous-Tertiary boundary in Turkey. General Direct. Mineral Res. and Explorat. 1998. Monography Series 2. 117 p.
- Tari-Kovačić V., Kalac K., Lučić D., Benić J. Stratigraphic Analysis of Paleogene Beds in some off-shore wells (Central Adriatic Area, Croatia) // Dela-Opera Sazu 4. razr. 1998. V. 34. № 2. P. 203–242.
- Tosquella J., Samso J.M. Bioestratigrafia y litoestratigrafia del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior del sector oriental de la Cuenca Surpirenaica // Acta Geologica Hispanica. 1998. V. 31. № 1–3. P. 3–21.
- Tüysüz O. A Geo-Traverse from the Black Sea to the Central Anatolia: Tectonic evolution of Northern Neo-Tethys // Turkish Assoc. Petrol. Geol. 1993. V. 5. № 1. P. 1–33 (in Turkish).
- Wilson J.L. Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag. NY. 1975. 471p.
- Yalçın H., Cerit O., Sezen F., Baysal B. Mengen-Pazarköy (Bolu KD) yöresi kil mineralojisi // National Clay Symp. Abstract. 1987. P. 3.
- Yergök A., Akman Ü., Iplikçi E. et al. Geology of Western Black Sea region (I) // Rep. Miner. Res. Explor. 1987. Rap. 8273 (in Turkish).
- Yılmaz Y., Tüysüz O., Gözübol A.M., Yiğitbaş E. Abant (Bolu)-Dokurcan (Sakarya) aras?nda Kuzey Anadolu Fay Zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi // Istanbul Univ. Engineer. Facul. Earth Sci. Rev. 1981. V. 2. № 3–4. P. 239–261 (in Turkish).

Рецензенты Е.Ю. Закревская, В.А. Захаров

УДК 599.551.782.11.782.2

ВОЗРАСТ ГРАНИЦ И ПОЛОЖЕНИЕ В МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ РУСЦИИ И НИЖНЕГО ВИЛЛАФРАНКА

© 2005 г. Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер, А. С. Тесаков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 10.11.2004 г., получена после доработки 19.01.2005 г.

Анализ магнитостратиграфических данных и систематического состава комплексов млекопитающих из местонахождений конца миоцена – среднего плиоцена Западной и Восточной Европы, Западной Сибири, Монголии и Китая показал, что существенная перестройка фауны произошла около 6 млн. лет назад (вблизи инверсии С3Ап/Гильберт). В связи с этим границу между туролием и русцием следует проводить стратиграфически ниже принятой в настоящее время границы между миоценом и плиоценом. В качестве нижнего подразделения русции предлагается выделить дополнительную зону – MN14A, предшествующую зоне MN14. Граница русций/виллафранк близка инверсии Гильберт/Гаусс и границе между нижним и средним плиоценом. Верхняя граница нижнего виллафранка – в конце хрона Гаусс – немного древнее границы между средним и верхним плиоценом. Объем нижнего виллафранка по крупным млекопитающим совпадает с объемом зоны MN16 по грызунам и с урывским комплексом мелких млекопитающих Русской равнины.

Ключевые слова. Русций, виллафранк, миоцен, плиоцен, млекопитающие, магнитостратиграфия, зоны по млекопитающим.

ВВЕДЕНИЕ

Плиоцену и началу плейстоцена международной стратиграфической шкалы соответствуют “континентальные ярусы” шкалы по млекопитающим (Mammal Faunal Units, Land Mammal Ages) – русций и виллафранк или вилланий. В грубом приближении русций отвечает нижнему плиоцену, виллафранк – среднему–верхнему плиоцену и началу плейстоцена, вилланий – среднему–верхнему плиоцену. Вилланий соответствует нижнему и среднему виллафранку (Ginsburg, 1975; Azzaroli et al., 1986; Fejfar et al., 1998). “Континентальные ярусы” подразделяются на MN зоны (MN – млекопитающие неогена). Русций и виллафранк охватывают зоны MN14–17. В последнюю П. Мэн включает нижнюю часть зоны MQ18 Гирена (Mein, 1989; Guerin, 1982).

В настоящее время о возрасте границ русции и нижнего виллафранка, а, соответственно, и о положении их в магнитохронологической шкале у исследователей нет единого мнения (рис. 1). Это объясняется, с одной стороны, различным пониманием объема этих подразделений, с другой – неоднозначностью интерпретации палеомагнитных данных по местонахождениям млекопитающих. Имеются разногласия и в сопоставлении подразделений виллафранка с зонами шкалы по млекопитающим (MN), а также в отнесении некоторых местонахождений к той или иной зоне.

Цель настоящей работы – рассмотреть материалы по местонахождениям млекопитающих территории СНГ, Монголии и Китая, имеющих палеомагнитные характеристики, а также некоторые данные по местонахождениям Европы, которые, как представляется, могут помочь в решении спорных вопросов о возрасте границ и положении в магнитохронологической шкале русции и нижнего виллафранка.

Для установления стратиграфической последовательности местонахождений млекопитающих, наряду с геологическими данными и палеомагнитными характеристиками, мы использовали степень гипсодонтии полевок и датировки местонахождений, полученные “биометрическим” методом (Певзнер, Вангенгейм, 1994). Как известно, гипсодонтия полевок необратимо возрастает вверх по временной шкале. Хорошим показателем гипсодонтии является степень развития дентиновых трактов коренных зубов. Степень гипсодонтии русциийских полевок рода *Protopomys* определялась величиной суммы высот трех дентиновых трактов на первом нижнем моляре. Последовательность нижневиллафранкских местонахождений контролировалась степенью гипсодонтии первых нижних моляров – НН-индексом (Rabeder, 1981) – представителей трех филогических линий: крупных *Miomys*, *Pitymimomys* и *Borsodia*. Следует отметить, что к значениям коэффициентов гипсодонтности, полученных по не-

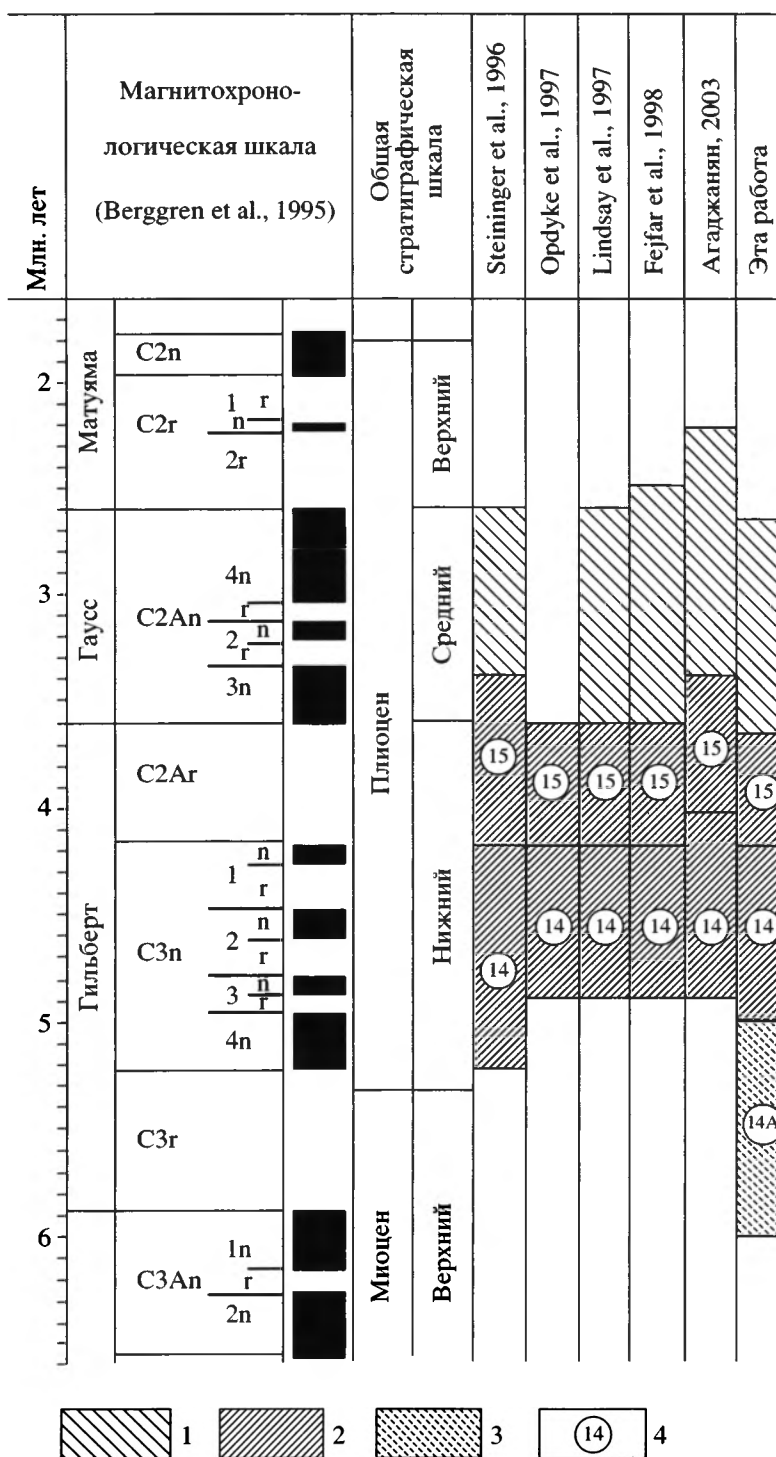


Рис. 1. Положение в магнитохронологической шкале руссиния и нижнего виллафранка по разным авторам.
1 – руссиний; 2 – нижний виллафранк; 3 – предлагаемая новая зона в пределах руссиния; 4 – MN зоны руссиния.

большому количеству зубов, нужно относиться с осторожностью, поскольку они могут не отражать истинной средней величины этого параметра. При недостаточном материале по *m1* использовались данные по другим зубам зубного ряда.

Основу “биометрического” метода датирования составляет закономерное экспоненциальное изменение во времени эволюционно значимых морфологических параметров в одной филетической линии. При известном возрасте трех опорных ме-

стонахождений представляется возможным по величине морфологического параметра (в данной работе использована степень гипсодонтии полевков) оценить возраст промежуточных местонахождений путем интерполяции.

РУСЦИНИЙ

Первоначально континентальная шкала Европы по млекопитающим создавалась независимо от морских шкал и основывалась на анализе этапов развития фауны. Были сформулированы более или менее четкие фаунистические критерии границ этих этапов. По определению О. Фейфара (Fejfar et al., 1997, p. 262), русциний – это “временной интервал зоны совместного распространения родов *Trilophomys* и *Ruscinomys*. Нижняя граница: FAD¹ *Trilophomys*. Верхняя граница: FAD *Borsodia*, определяющая начало виллания. Кроме того, начало русциния также характеризуется FAD ряда новых таксонов, таких как *Celadensia*, *Promiomys* и *Baranomys*”. В восточной Испании для определения начала русциния принимается появление родов *Celadensia*, *Eozapus*, *Micromys*, *Rhagapodemus* (Opdyke et al., 1997, p. 144). В фауне крупных млекопитающих начало русциния определялось по появлению родов *Paracervulus*, *Sus*, *Tapirus*, *Arctomeles*, *Pliohyaena* (= *Pliocrocota*) (Mein, 1989; Biochronologie... 1997 и др.).

Очевидно, что для обширной территории Палеарктики нельзя сформулировать единый фаунистический критерий нижней границы фаунистического подразделения в силу существенных палеозоогеографических, палеоландшафтных и палеоклиматических различий между биопровинциями. Однако для каждой провинции можно установить свои критерии и найти связующие маркеры для соседних регионов. Но при этом необходимо применение независимых от фауны методов определения синхронности фаунистических рубежей. Важнейшим из них служит палеомагнитный метод.

В последнее время появилась тенденция совмещать границу туролой/русциний с мио-плиоценовой границей, установленной в морских отложениях. При таком подходе фаунистические критерии нижней границы русциния “размылись”. Это привело к перемещению отдельных пограничных местонахождений из русциния в туролой только потому, что они имеют миоценовый возраст.

В настоящее время различными исследователями возраст нижней границы русциния оценивается или в 5.3 млн. лет, если она совмещается с границей миоцен/плиоцен (Steininger et al., 1996; Azanza et al., 1997; Mein, 1989), или в 4.9 млн. лет –

между субхронами Твера и Сидуфиал (Opdyke et al., 1997; Lindsay et al., 1997; Fejfar et al., 1998 и др.). О возрасте нижней границы русциния около 6 млн. лет (в верхней части хрона C3An) была высказана точка зрения, основанная на материалах из азиатской части России, Казахстана и Монголии (Певзнер и др., 1982; Pevzner et al., 1996).

Положение в стратиграфической и магнитохронологической шкалах некоторых опорных местонахождений, относимых к концу туролой

Для решения вопроса о возрасте нижней границы русциния принципиально важны испанские местонахождения Ла Альберка и Фуэнте дель Визо, помещаемые по фауне в туролой вблизи границы туролой/русциний (de Bruijn et al., 1992; Opdyke et al., 1997). Местонахождение Ла Альберка приурочено к отложениям мессиния, охарактеризованным планктонными фораминиферами зоны N17 шкалы Блоу (de Bruijn et al., 1975) или зоны Mt 10 шкалы Берггрена (Berggren et al., 1995). Возраст последней оценивается в интервале 7.2–5.6 млн. лет. Таким образом, возраст местонахождения Ла Альберка не моложе 5.6 млн. лет. Агийяр и Мишо (Aguilar, Michaux, 1997) это местонахождение помещают в стратиграфической шкале в доэвапоритовую часть мессиния. Начало мессинийского кризиса солености оценивается в 5.8 млн. лет (Berggren et al., 1995). Следовательно, местонахождение Ла Альберка древнее 5.8 млн. лет.

Местонахождение Фуэнте дель Визо (бассейн Кабриэль, Испания, разрез Кабриэль южный) связано с толщей озерных осадков. Костеносный горизонт в этом разрезе заключен в обратно намагниченных отложениях (магнитозона R5 – установлена по двум образцам), которые сопоставляются с интервалом обратной полярности между субхронами Твера и Сидуфиал (рис. 2, II). Нижняя граница русциния по этим данным оценивается в 4.9 млн. лет (нижняя граница субхрона Сидуфиал имеет возраст 4.89 млн. лет) (Opdyke et al., 1997). В фауне присутствует *Apodemus gorafensis* Ruiz Bustos et al., по данным Э. Мартин Суарес и П. Мэна (Martin Suarez, Mein, 1998), характерная для русциния.

Вызывает удивление такая огромная разница в оценке возраста близких по фауне местонахождений: 4.9 млн. лет – Фуэнте дель Визо и древнее 5.8 млн. лет – Ла Альберка. Если оба местонахождения близки к границе туролой/русциний, то какими фаунами может быть заполнен временной интервал около 1 млн. лет между этими местонахождениями? Противоречия снимаются, если принять первоначальную интерпретацию палеомагнитных данных, ранее предложенную теми же авторами (Opdyke et al., 1989), при которой часть

¹ FAD – First Appearance Datum – первое появление формы.

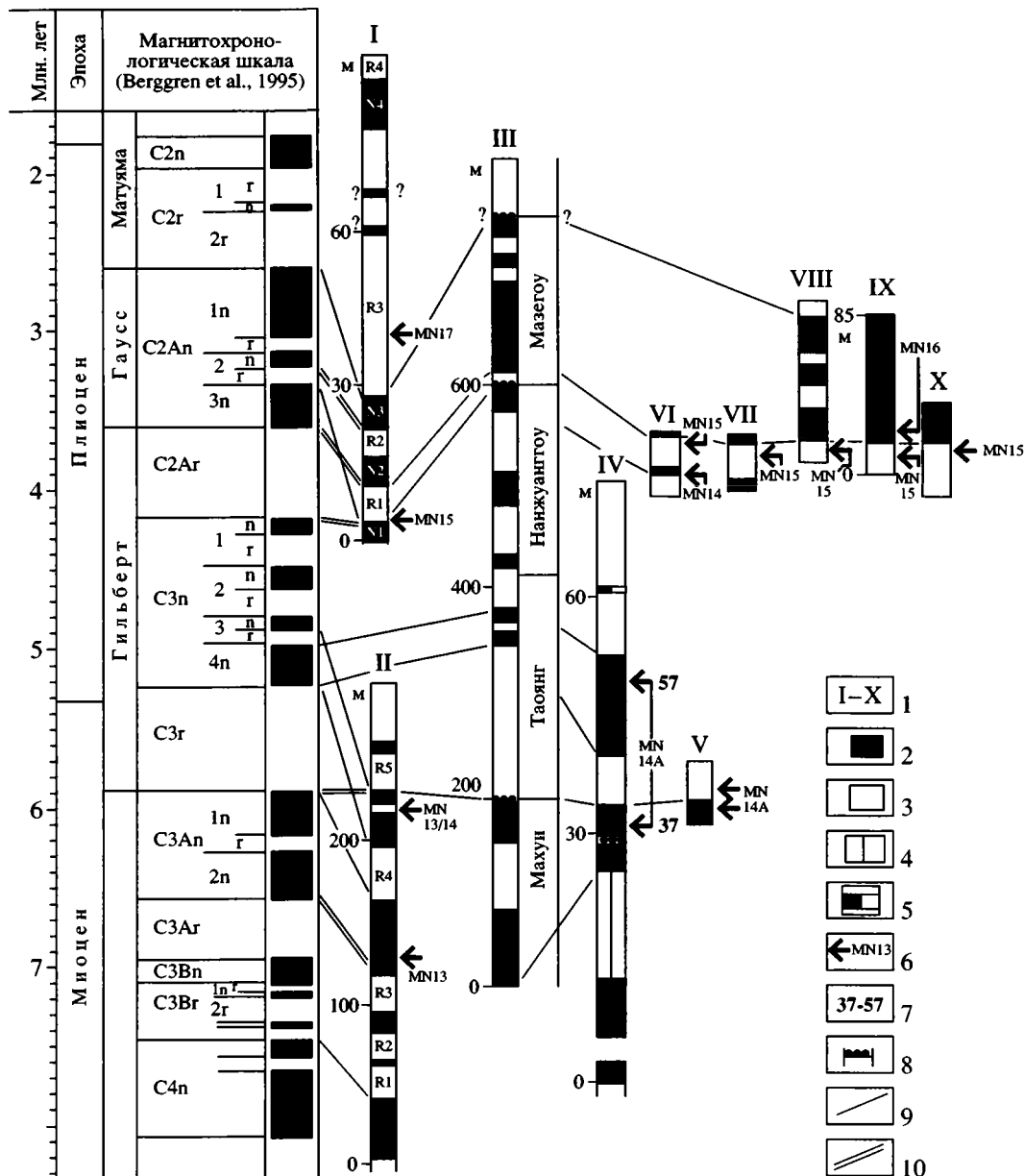


Рис. 2. Палеомагнитные характеристики опорных местонахождений русциния и раннего виллафранка.

1 – номера местонахождений: I – Галера (Garces et al., 1997), II – Фуэнте дель Визо (Кабриэль южный) (Opdyke et al., 1997), III – Бассейн Юше (Tedford et al., 1991), IV – Хиргис-Нур 2 (Певзнер и др., 1982), V – Новая Станица (Зыкин и др., 1991), VI – Орриос, VII – Виллальба Альта Рио, VIII – Виллальба Альта, IX – Эскуриуэла, X – Лома дель Кастильо (VI–X: Opdyke et al., 1997); 2 – зоны прямой полярности; 3 – зоны обратной полярности; 4 – зона неуверенной обратной полярности; 5 – зона неуверенной прямой полярности; 6 – положение фаунистических горизонтов и MN зоны; 7 – тафономические уровни в разрезе Хиргис-Нур 2; 8 – перерывы; 9 – линии корреляции с магнитохронологической шкалой; 10 – предлагаемая авторами настоящей работы корреляция с магнитохронологической шкалой для местонахождений Галера (I) и Фуэнте дель Визо – Кабриэль южный (II) (см. также Opdyke et al., 1989).

разреза с фауной Фуэнте дель Визо сопоставлялась с эпохой магнитной полярности 5 (C3An) и началом эпохи Гильберт, и это местонахождение помещалось вблизи инверсии C3An/Гильберт. Несколько более древняя фауна местонахождения Вента дель Моро (MN13) сопоставлялась с серединой эпохи 5 (граница C3An2n/1r).

Следует отметить, что в разрезе Абад в юго-восточной Испании Ф. Сиерро с соавторами обнаружили уровень с обратной намагненностью отложений в середине хрона C3An1n. И они считают, что если это не артефакт, связанный с диагенезом, то можно предположить существование обратного криптохрона в хроне C3An1n, тем бо-

лее что в скважине 845А (рейс 138) в восточной экваториальной Пацифике также отмечался уровень с обратной? полярностью в этом хроне (Siergo, et al., 2001). Возможно, этому же криптохрону соответствует магнитозона R5 и в разрезе Кабриэль южный? Тогда местонахождение Фуэнте дель Визо можно сопоставить с серединой субхрона C3An1n. В любом случае граница туроллий/русциний будет древнее 4.9 млн. лет и близка к инверсии C3А/Гильберт.

Местонахождение Б а ч и н е л л о V3 (Италия) содержит характерные для русциния формы: *Celadensia*, *Tapirus* cf. *arvernensis*, *Dicerorhinus* cf. *megarhinus*, *Sus*. Костеносный горизонт залегает в озерных отложениях верхов мессиния, перекрытых морскими плиоценовыми осадками (Rook, 1992; Rook, Torge, 1995). Де Бройн и др. (de Bruijn et al., 1992) и Фейфар (Fejfar et al., 1997) помещали это местонахождение в русциний. На конгрессе "BiochroM'97" в Монпелье в 1997 г. было решено переместить его в туроллий, поскольку оно "принадлежит к концу миоцена" (Biochronologie..., 1997, p. 799).

Местонахождение Л а Т у р на юге Франции с самой древней находкой *Trilophomys* располагается в верхней части миоценовой молассы Валенсоле (unit I) непосредственно ниже "мессинийской эрозионной поверхности", перекрытой плиоценовыми отложениями формации Валенсоле (unit II) (Aguilar et al., 1989; Clauzon et al., 1990). Э. Мартин Суарес и П. Мэн (Martin Suarez, Mein, 1998) помещают это местонахождение на границу туроллий/русциний.

Фауна терминального туроллия (конец MN13) известна из отложений карабулакской свиты в местонахождении К а л м а к п а й в Казахстане. Костеносный горизонт имеет нормальную намагниченность (Яхимович и др. 1993) и нами сопоставляется с субхроном C3An2n (Вангенгейм и др., 1993). В фауне присутствуют типично туроллийские формы: *Adcrocata eximia* (Roth et Wagn.), *hyaenictitherium*, *Plesiogulo crassa* (Telh.), *Cervavitus novorossiae* Khomenko и другие.

Хороший магнитостратиграфический разрез получен в Китае в бассейне Юше, провинция Шаньси (Tedford et al., 1991; Flynn, Wo, 2001). В основании разреза залегают костеносные отложения формации Махуй (*Mahui*) с остатками типично туроллийских животных: *Adcrocata*, *Indarcotus*, *Machairodus* и др. Нормальная намагниченность этой части разреза коррелируется с хроном C3An. Выше с перерывом (около 0, 1 млн. лет) залегают отложения формации Гаожуанг (*Gaozhuang*). Они имеют преимущественно обратную намагниченность и сопоставляются с хроном Гильберт (рис. 2, III). Фауна млекопитающих из нижней пачки этой формации – Таоянг (*Taoyang*) – содержит *Proboscideiparion*, *Plesiohipparion*, *Plio-*

hyaena, *Sus*, имеет много общих элементов с известной фауной Внутренней Монголии Эртемте и считается одновозрастной с последней с возрастом около 5.5 млн. лет (нижняя часть хрона Гильберт – Flynn, 1997).

В фауне Эртемте отсутствуют общие виды с Европой. Корреляция проводится на основании сравнения эволюционного уровня родов с известными европейскими и китайскими местонахождениями, "при условии, что такие эволюционные градации примерно одновременны на большой географической площади" (Storch, 1987, p. 404). Формы из Эртемте архаичнее, чем аналоги из польских местонахождений Венже (MN15) и Подлещице (MN14), прогрессивнее, чем из раннего туроллия Испании, австрийского местонахождения Айхкогель (MN11), и из китайского местонахождения Луфенг (MN12). Представители некоторых родов из Эртемте, известных из русциния Европы, как, например, *Micromys* и *Orientalomys*, более примитивны, чем все описанные до сих пор виды. На этом основании фауна Эртемте относится к концу зоны MN13 (Wu, 1991; Qiu, 1991). Местонахождение Хар-Обо 2, расположенное вблизи Эртемте, считается несколько более молодым – помещается на границу туроллий/русциний или в зону MN14. В нем найдены остатки *Rhagapodemus*, сравнимые с древнейшими европейскими русцинийскими видами (Storch, 1987).

Положение в магнитохронологической шкале некоторых опорных местонахождений русциния

В континентальной шкале Европы русцинию отвечает две зоны: MN14 и MN15. Местонахождения Сельнев и Виве 2 на юге Франции относятся к началу русциния и началу зоны MN14. В обоих местонахождениях костеносные горизонты имеют обратную намагниченность и сопоставляются с хроном C3r, т.е. древнее 5.23 млн. лет (нижняя граница субхрона Твера) (Steininger et al., 1996). Местонахождение Виве 2 приурочено к континентальным отложениям, фациально замещающимся морскими осадками начала занклия – зоны MPL1 (Clauzon et al., 1989). Верхняя граница зоны MPL1 проходит в нижней части субхрона Твера и имеет возраст около 5, 18 млн. лет (Van Couvering et al., 1998). Эти данные противоречат датировке нижней границы русциния в 4.9 млн. лет (см. выше).

О. Фейфар (Fejfar et al., 1998) в начале русциния и зоны MN14 помещает биозону *Promiomys insuliferus*. О времени появления этой формы прямых данных (радиоизотопных или магнитостратиграфических) в настоящее время нет. На территории СНГ имеется ряд местонахождений, позволяющих косвенно оценить время появления – минимальный возраст FAD *P. insuliferus*.

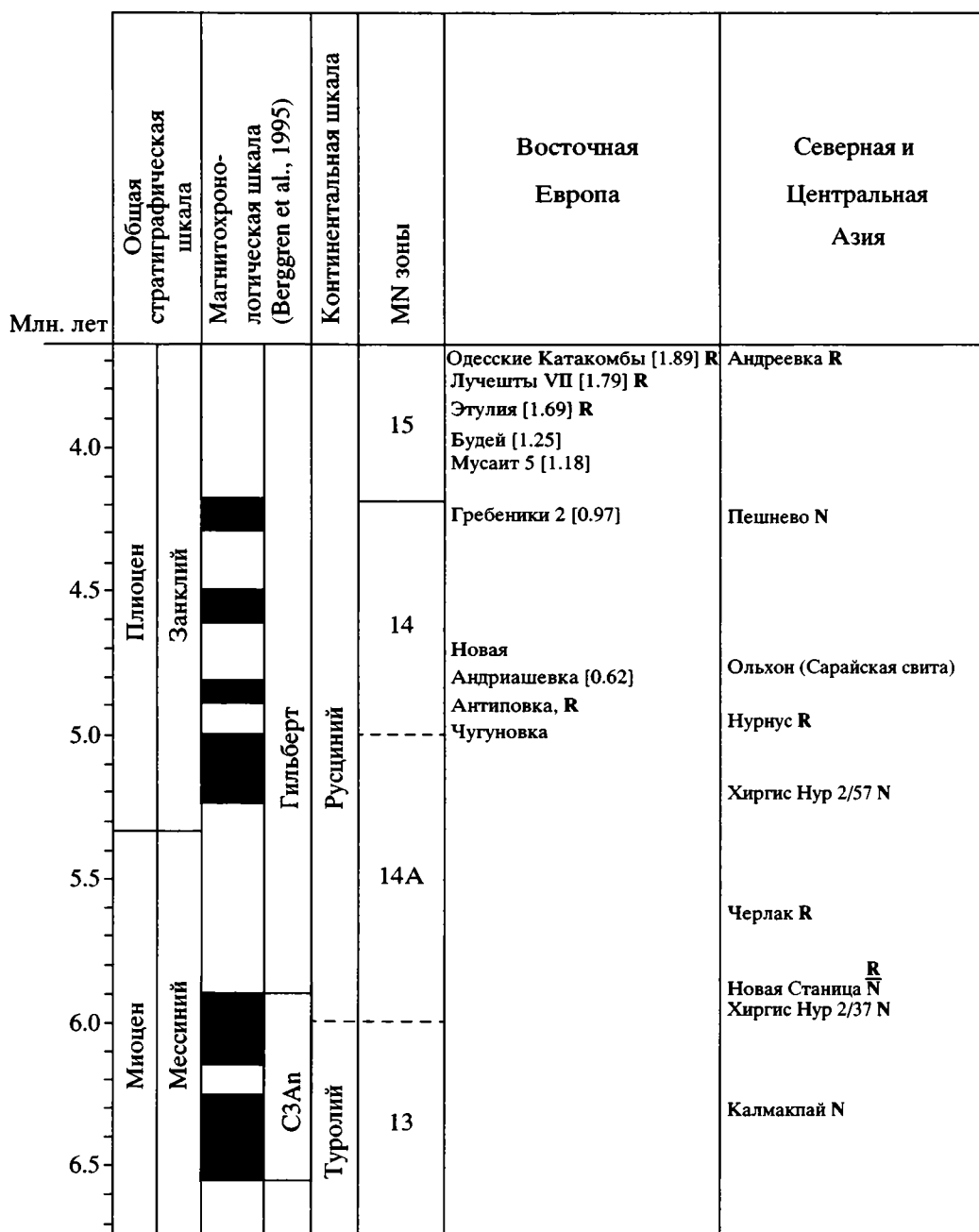


Рис. 3. Положение местонахождений терминального туроллия и русциния в магнитохронологической и стратиграфической шкалах.

Полярность: R – обратная, N – прямая; в квадратных скобках – индексы гипсодонтии полевок.

Местонахождение Новая Андриашевка в Молдове с *Promimomys insuliferus* Kow. (рис. 3) приурочено к отложениям так называемого кучурганского гравия (Вангенгейм и др., 1995). Для этого местонахождения “биометрическим” методом с использованием шкалы СК92 был получен возраст 4.4 ± 0.06 млн. лет, что определяло его положение вблизи субхрона Сидуфиал (Певзнер, Вангенгейм, 1994). Пересчитанный по шкале

СК95 (Berggren et al., 1995) этот возраст равен 4.76 млн. лет². Фауна из “кучурганского гравия” выделяется в кучурганский фаунистический комплекс.

² Далее датировки местонахождений, полученные “биометрическим” методом по шкале СК92 (Певзнер, Вангенгейм, 1994), приведены в пересчете на шкалу СК 95 (Berggren et al., 1995).

Следует отметить, что местонахождение Польша – типовой для *P. insuliferus* – практически одновозрастно местонахождению Новая Андриашевка, как можно судить по величине индекса гипсодонтности на $m1: 0.436 \pm 0.025$, $\sigma = \pm 0.056$ ($n = 5$) для Новой Андриашевки и 0.441 ± 0.039 , $\sigma = \pm 0.087$, ($n = 5$) – для Подлещице.

Местонахождения Антиповка и Чугуновка в бассейне верхнего течения Дона к югу от Воронежа также содержат остатки *P. insuliferus*. Они приурочены к аллювиальным отложениям погребенной древней террасы Дона (Agadjanian, Kowalski, 1979; Верхний плиоцен..., 1985). Точное положение этих местонахождений по отношению к Новой Андриашевке не может быть установлено без тщательного изучения морфологии зубов *P. insuliferus*. Однако полевка из Новой Андриашевки кажется несколько более прогрессивной, чем форма из донских местонахождений. Обратная намагниченность костеносных отложений в Антиповке (Верхний плиоцен..., 1985) позволяет поместить это местонахождение в магнитохронологической шкале в интервал обратной полярности стратиграфически ниже субхрона Сидуфиал (рис. 3).

Местонахождение Нурнус с *P. insuliferus* в долине р. Раздан, Армения, обнаружено в обратном намагниченных отложениях глинисто-диатомитовой нурнусской свиты. Эта свита залегает стратиграфически выше риолитов с К-Аг возрастом 4.8 ± 0.5 млн. лет (датировка 1983 г.). Костеносная толща коррелируется с интервалом магнитохронологической шкалы между субхронами Сидуфиал и Нунивак (Мелик-Адамян, 2003). Однако если учесть расхождения в возрасте границ палеомагнитных подразделений шкалы СК95 и более ранних шкал, то датировку риолитов следует удревнить для этого интервала шкалы на 8.7% (Berggren et al., 1995) и она окажется равной 5.2 ± 0.5 млн. лет. В таком случае местонахождение Нурнус может соответствовать более раннему интервалу магнитохронологической шкалы – между субхронами Твера и Сидуфиал. Из приведенных данных можно заключить, что *Promimomys insuliferus* появилась не позже 4.9 млн. лет назад. Остатки *P. insuliferus* известны с о. Ольхон на Байкале. Достоверные палеомагнитные данные для этого местонахождения отсутствуют (Покатилов, 1985).

К концу зоны MN14 отнесены фауны Обуховки в низовьях Дона и Гребеников 2 в “кучурганском гравии” в Украине с полевкой, близкой к *Promimomys moldavicus* Korm. из Малуштеня в Румынии (Топачевский и др. 1988; Вангенгейм и др., 1995). Для местонахождения Гребеники 2 биометрическим методом получен возраст около 4.25 млн. лет – в интервале субхрона Кочити. В западной Сибири к этому стратигра-

фическому уровню можно отнести местонахождение Пешнево в Петропавловском Приишимье с *Promimomys antiquus* Zazhigin из нормально намагниченных отложений пешневской свиты (Зыкин и др., 1991).

В Европе граница между зонами MN14 и MN15 на уровне субхрона Кочити хорошо иллюстрируется многочисленными местонахождениями в бассейне Теруэл, Испания (рис. 2, VI, VII). В местонахождениях Орриос и Виллальба Альта Рио фауны конца зоны MN14 происходят из отложений с нормальной намагниченностью, сопоставляемой с субхроном Кочити, а с обратно намагниченными отложениями хрона C2Ag связаны фауны зоны MN15 в местонахождениях Орриос, Виллальба Альта, Ломадель Кастильо, Эскуриуэла (рис. 2, VI, VIII, IX, X) (Opdyke et al., 1997).

На юге Русской равнины местонахождения, относимые нами к позднему русцинию (зоне MN15), известны по правобережью р. Б. Сальчи, Молдова – Будей, Мусаит 5, 7, Лучешты VII, Этулия (нижний и средний горизонты) – и на западном берегу оз. Ялпуг, Украина – Котловина (нижний горизонт). Все они приурочены к отложениям аллювиальной равнины, выделенным в карболийские слои. Причем местонахождения в пределах зоны по степени эволюционной продвинутиости полевок *Promimomys* ex gr. *moldavicus* могут быть расположены в следующем порядке (от древних к молодым, рис. 3): Мусаит 5 (“биометрический” возраст – 4.085 млн. лет), Будей (4.045 млн. лет), Мусаит 7, Лучешты У11 (3.864 млн. лет), Этулия (средний горизонт – 3.855 млн. лет) и Котловина (Певзнер, Вангенгейм, 1994; Вангенгейм и др., 1995; Pevzner et al., 1996).

Палеомагнитные характеристики карболийских слоев имеются для местонахождений Новая Этулия, Лучешты и Мусаит 5 (Хубка и др., 1983; Садчикова и др., 1986). По этим данным, обратно намагниченные карболийские слои, а соответственно и местонахождения млекопитающих, помещаются в магнитохронологической шкале в интервале хрона Гильберт от субхрона Кочити до инверсии Гильберт/Гаусс (хрон C2Ag). Датировки местонахождений, полученные “биометрическим” методом, вполне согласуются с таким положением в магнитохронологической шкале. Фауна млекопитающих карболийских слоев выделяется в молдавский фаунистический комплекс (“молдавский русильон”).

Богатая фауна млекопитающих самого конца зоны MN15 или переходная от русциния к виллафранку (характеризуется FAD *Homotherium*) известна из заполнений карстовых полостей в нижнепонтийском известняке катакомб Одессы. Красноцветные костеносные отложения с *Pliomys*

kowalskii Shevchenko имеют обратную намагниченность, сопоставляемую с самым концом хрона Гильберт, а вышележащие немые желтоватые песчанистые глины намагничены нормально и могут соответствовать или началу хрона Гаусс, или хрону Брюнес.

В Западной Сибири к концу эпохи Гильберт и концу зоны MN15 относится местонахождение Андреевка на р. Омь в обратно намагниченных аллювиальных отложениях ливенской свиты с очень архаичными цементными *Mimomys* (Зажигин, Зыкин, 1984; Зыкин и др., 1991).

Таким образом, на юге Русской равнины и в Западной Сибири местонахождения зоны MN15 занимают то же положение в магнитохронологической шкале, что и в Западной Европе – в пределах хрона C2Ar.

*Местонахождения более древние,
чем зона Promimomys insuliferus*

Между фауной конца туролия (Калмакпай) и фаунами с *P. insuliferus* в азиатской части России известны по крайней мере два стратиграфических уровня с формами *Promimomys*, более архаичными, чем *P. insuliferus*. Это фауны местонаждений Новая Станица (рис. 2, V) и Черлак в Омском Прииртышье. В них впервые появляется *Baranomys* и происходит существенное увеличение разнообразия *Soricidae* (Storch et al., 1998).

Местонахождение Новая Станица приурочено к озерным отложениям новостаничной свиты, которые залегают со стратиграфическим перерывом на осадках ишимской свиты нижней половины верхнего миоцена. В озерной толще обнаружено два костеносных горизонта: нижний – в нормально намагниченных, верхний – в обратно намагниченных отложениях непосредственно выше инверсии (Вангенгейм и др., 1984). По мнению В.С. Зажигина, фауна обоих горизонтов идентична и “новые виды *Baranomys* и *Promimomys* свидетельствуют о регистрации новой, не известной ранее стадии русциния” (Зажигин, Зыкин, 1984, с. 33). Инверсия геомагнитного поля в этом разрезе сопоставляется с инверсией C3Ap/Гильберт. Местонахождение Черлак с *Promimomys* sp., несколько более прогрессивной по сравнению с формой из Новой Станицы, залегает в отложениях рытовской свиты. Обратная намагниченность этой свиты сопоставляется с ранней частью хрона Гильберт – C3r (Вангенгейм и др., 1984; Зажигин, Зыкин, 1984; Гнибиденко, 1990; Зыкин и др., 1991, 1995).

На северо-западе Монголии в Котловине Больших озер в местонахождении Хиргис-Нур 2 (верхняя подсвита свиты Хиргис-Нур, уровень 37–57; рис. 2, IV) известна фауна с доминированием высококоронковых хомяков, *Orientalomys*

и *Hipparion houfenense* Teilh. et Young³. В.С. Зажигин и В.И. Жегалло отнесли ее к русцинию (Певзнер и др., 1982). В фауне верхней подсвиты свиты Хиргис-Нур присутствуют общие с фауной Эртемте виды: *Lophocricetus pusillus* Schaub, *Dipus fraudator* (Schlos.), *Pseudomeriones abbreviatus* (Teilh.), *Brachyscirtetes wimani* (Schlos.), *Microtodon atavus* (Schl.), а также *Orientalomys*. В фауне Новой Станицы и Черлака, судя по определениям В.С. Зажигина, также имеются общие с Эртемте роды: *Lophocricetus*, *Paranourosorex*, *Microtodon*, *Prosilphneus*, а в Черлаке, кроме того, и *Zelceina* (Певзнер и др., 1982; Зажигин, Лопатин, 2000, 2001, 2002; Зажигин и др., 2002; Storch, 1987; Storch, Zazhigin, 1996). В магнитохронологической шкале местонахождение Новая Станица и верхняя подсвита свиты Хиргис-Нур занимают одинаковое положение – в верхах хрона C3Ap и низах хрона Гильберт. Отложения нижних горизонтов формации Гаожуанг (пачка Таоянг), коррелируемые по фауне с Эртемте, а также местонахождение Черлак относятся к самым низам хрона Гильберт (рис. 2, III, IV, V). Сходство таксономического состава млекопитающих и одинаковое положение в магнитохронологической шкале позволяют сделать вывод о том, что фауна этих местонаждений относится к одному этапу в развитии фауны млекопитающих Восточной Палеарктики.

Возраст нижней границы русциния

Фейфар (Fejfar et al., 1997, p.269) вслед за Зажигиным считал, что Новая Станица и Черлак (по видимому, к ним можно добавить и Хиргис-Нур, Эртемте и Таоянг) представляют новую зону самого раннего русциния, предшествующую появлению *Promimomys insuliferus*. Он обозначил ее как MN14a. Мы разделяем такую точку зрения и предлагаем только заменить обозначение на MN14A. Фауну типа Эртемте Репеннинг с соавторами (Repenning et al., 1990) предлагали выделить в самостоятельное подразделение эртемтий. Правда, они помещали его не в самое начало русциния. Э. Агирре в 1977 году выделил подразделение вентий – промежуточное между туролием и русцинием. М.-Т. Альберди и Ф. Бонадонна (Alberdi, Bonadonna, 1988) уточнили объем вентия. По их представлениям начало вентия следует непосредственно за последним эвапоритовым эпизодом мессиния, а верхняя граница определяется появлением типичной русцинийской фауны. Характерным для фауны вентия считается совместное нахождение некоторых туролийских и русци-

³ По мнению А. Форстен (Forsten, 1997), это кабаллоидный гиппарион, несколько более мелкий по сравнению с типом вида *Hipparion houfenense*. В.И. Жегалло (устное сообщение) полагает, что это ранняя форма вида *Hipparion houfenense*.

нийских форм. В качестве опорного местонахождения, в частности, указывается Бачинелло V3. Предлагаемое нами подразделение в составе русциния очень близко по объему и положению в стратиграфической шкале к вентию.

Основываясь на данных по приведенным местонахождениям, можно провести нижнюю границу русциния вблизи инверсии C3An/C3r, в верхах субхрона C3An1n. Ее возраст моложе 6, 137 млн. лет и древнее 5.89 млн. лет (границы этого субхрона). Такая датировка согласуется с возрастом границы туролий/русциний по местонахождениям Ла Альберка (>5.8 млн. лет) и Фуэнте дель Визо (середина субхрона C3An1n – в интерпретации Opdyke et al., 1989). В Западной Европе интервал от этой границы, по крайней мере, до начала занклия, по-видимому, недостаточно охарактеризован местонахождениями с четкой геологической позицией. Весьма вероятно, что к этому интервалу относится ряд местонахождений самого конца мессиния, которые до последнего времени помещались то в MN13, то в MN14. Для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные данные, в частности, магнитостратиграфические исследования. В Восточной Европе – в Северном Причерноморье – на интервал времени от конца раннего понта до середины киммерия приходится существенный перерыв в континентальном осадконакоплении. Он был обусловлен активной эрозией, связанной, по-видимому, с низким стоянием позднепонтического и киммерийского бассейнов. На отложениях нижнего понта сформировалась мощная красноцветная кора выветривания.

В качестве фаунистических критериев начала русциния s.l. для востока Северной Палеарктики можно предварительно предложить следующие: FAD родов *Micromys*, *Orientalomys*, *Baranomys*, *Arctomeles*, *Sus*, FAD кабаллоидных гиппарионов, увеличение разнообразия *Insectivora*.

Вероятно, часть этих критериев (FAD *Sus* и увеличение разнообразия насекомоядных, возможно – FAD кабаллоидных гиппарионов), окажется справедливой и для запада Северной Палеарктики. Вопрос о том, какими (вероятно глобальными) причинами могла быть вызвана такая существенная перестройка в фауне млекопитающих в самом конце миоцена, пока остается открытым.

НИЖНИЙ ВИЛЛАФРАНК

В качестве фаунистического критерия начала виллафранка (виллания) указывается первое появление родов *Leptobos*, *Asinonux*, *Homotherium*, *Megantereon* среди крупных млекопитающих (Mein, 1989), *Borsodia*, *Villanyia* среди грызунов, а также широкое распространение рода *Mimomys*

s.l. с хорошо развитым цементом на зубах (Fejfar et al., 1997).

В 1977 г. А. Аццароли (Azzaroli, 1977) в пределах виллафранка выделил несколько более дробных подразделений – faunal units: нижний виллафранк включал фауну Триверса и Аронделли (типовые местонахождения) и фауну Монтополи, в которой впервые появились *Equus* и *Archidiskodon*. В качестве типового местонахождения среднего виллафранка было предложено французское местонахождение Сен Валье, аналогов которого в Италии не было известно. Верхний виллафранк включал три подразделения – Олива, Тассо и Фарнета. Фауну Триверса – Аронделли Аццароли сопоставил с подзоной MN16a шкалы П. Мэна, фауну Монтополи – с подзоной MN16b, фауну Сен-Валье – с зоной MN17 (Azzaroli et al., 1986). В дальнейшем некоторые авторы стали относить к среднему виллафранку фауны зоны MN16b с первыми слонами и настоящими лошадьми, а зону MN17 – сопоставлять с верхним виллафранком (Biochronologie..., 1997; Fejfar et al., 1998; и др.).

Граница русциний/виллафранк (MN15/16) помещается вблизи границы Гильберт/Гаусс – 3.58 млн. лет по материалам местонахождений в бассейне Теруэл в Испании, в самых верхах хрона Гильберт по местонахождению Триверса в Италии (Opdyke et al., 1997; Lindsay et al., 1997⁴; Fejfar et al., 1998 и др.), или в нижней части хрона Гаусс – между 3.58 и 3.33 млн. лет по местонахождению Галера в бассейне Гуадикс-Баса, Испания (Garces et al., 1997; Steininger et al., 1996).

Фейфар и Хайнрих (Fejfar, Heinrich, 1989) первоначально в пределах зоны MN16 выделили две биозоны по грызунам – *Mimomys hajnackensis* (MN16a) и *Mimomys polonicus* (MN16b). Позднее авторы пришли к заключению что *M. hajnackensis* Fejfar является младшим синонимом *Mimomys hassiacus* Heller (Fejfar, Storch, 1990). Поскольку стратиграфическое распространение *M. hassiacus* не ограничивается только ранним виллафранком, а охватывает и конец русциния, то для раннего виллафранка была выделена зона совместного распространения *M. hassiacus* – *M. stehlini* (Fejfar et al., 1998). Зоне MN17 в схеме Фейфара и Хайнриха соответствует биозона *Mimomys pliocenicus*.

Замечания по систематике

Экземпляры типовой коллекции Ф. Хеллера *M. hassiacus* из Гундерсгейма и дополнительный материал из близкого по возрасту местонахождения Гундерсгейм 4, изображенные в работе Фей-

⁴ В этой работе авторы предлагают отнести местонахождение Триверса (типовое для раннего виллафранка!) к русцинию на том основании, что оно сопоставляется с верхней частью хрона Гильберт.

фара и Шторха (Fejfar, Storch, 1990), значительно отличаются по морфологии антероконида от большинства известных выборок крупных мимомисов линии *M. polonicus-pliosaenicus*. Главное отличие – глубокая островная складка как у молодых, так и сильно стертых экземпляров m1, а также небольшой круглый островок эмали. Кроме того, единственный известный M3 (Fejfar, Storch, 1990: fig 110) имеет глубокую задне-внутреннюю складку, заполненную цементом и не замыкающуюся в островок эмали. Другие, известные ранее представители группы *polonicus*, имеют компактный субтреугольный антероконид m1 с крупным овальным вытянутым островком эмали (Агаджанян, 1976; van Kolfschoten et al., 1998; Mors et al., 1998) и M3 с задним эмалевым островком, который образуется за счет редукции задне-лингвальной входящей складки. В то же время среди ревизованной типовой серии *M. hassiacus* изображен один экземпляр, полностью морфологически соответствующий типичным крупным мимомисам группы *polonicus* (Storch, Fejfar 1990: fig. 1–2). Этот экземпляр обладает и значительно более высокими дентиновыми трактами, близкими к известным для *Miomys polonicus*. Таким образом, типовая серия Хеллера, по-видимому, содержит смесь разнородных форм, и, следовательно, название *M. hassiacus* не может без дополнительной ревизии быть использовано для полевок группы *M. polonicus* первой половины раннего вилляния и зоны MN16a. Судя по первоописанию, *M. hajnackensis* действительно имеет более низкую степень гипсодонтии, чем у типовой *M. polonicus* из Рембелли Крулевски I. В этой ситуации в настоящее время представляется более обоснованным для характеристики зоны MN16a использовать название *M. hajnackensis* Fejfar, 1961. За границу между этими видами удобно принять уровень гипсодонтии m1, соответствующий величине НН-индекса 2.5 (Тесаков, 2004).

Положение в магнитохронологической шкале опорных местонахождений раннего вилляфранка

Мы понимаем нижний вилляфранк в объеме зоны MN16 с типовыми местонахождениями Триверса и Аронделли, включающей две биозоны Фейфара и Хайнриха (Fejfar, Heinrich, 1989) – *Miomys hajnackensis* (MN16a) и *Miomys polonicus* (MN16b) (систематические замечания см. выше). Следуя рекомендациям конгресса “BiochroM’97”, к среднему вилляфранку мы относим фауны с первыми слонами и настоящими лошадьми, включая их в зону MN17 с типовым местонахождением Сен-Валье (т.е. фауну Монтополи исключаем из зоны MN16b и относим ее вместе с фауной Сен-Валье к зоне MN17). Верхний вилляфранк принят нами в его первоначальном объеме, предложенном Аццароли.

Одно из наиболее древних местонахождений нижнего вилляфранка (типовое) – Триверса (Fornace RDB), Италия, по данным Линдсея и др. (Lindsay et al., 1997), сопоставляется с верхней частью хрона Гильберт, а местонахождение Хайнриха с *Miomys hajnackensis* Fejfar (НН-индекс 1.66) в Словакии – с началом хрона Гаусс (рис. 4). В бассейне Теруэл, Испания, в разрезе Эскуриуэла костеносные горизонты с фаунами зон MN15 (Эскуриуэла В) и MN16 (Эскуриуэла А) располагаются соответственно непосредственно ниже и выше инверсии Гильберт/Гаусс (рис. 2, IX) (Opdyke et al., 1997).

Возраст нижней границы вилляфранка в 3.4 млн. лет (в низах хрона Гаусс) испанские исследователи обосновывают палеомагнитной характеристикой местонахождения Галера, бассейн Гуадикс-Баса (Garces et al., 1997; Agusti et al., 2001). В нижней части разреза Галера (рис. 2, I), установлены три зоны нормальной полярности (снизу вверх: N1, N2, N3), разделенные двумя зонами обратной полярности (R1 и R2). Фауна млекопитающих зоны MN15 обнаружена в самых низах магнитозоны R1. Считается, что в этом разрезе представлен хрон Гаусс с перерывом (или “конденсированной седиментацией”) в субхроне C2An1n, охватывающим по времени около 300 тысяч лет, и неполным субхроном C2An3n. Магнитозона N1 сопоставляется с субхроном C2An3n. Перерыв предполагается в верхней части аллювиальной пачки, разделяющей нижнюю и верхнюю озерные толщи. На наш взгляд, возможна иная интерпретация палеомагнитных данных (рис. 2, I, двойная линия). Магнитозона N1 может быть сопоставлена с субхроном Кочити, а зоны N2 и R2 – с двумя нижними субхронами хрона Гаусс (C2An3n и C2An2r), зона N3 может соответствовать остальной части хрона Гаусс с перерывом, охватывающим субхрон 2An1r и часть 2An1n (верхняя часть аллювиальной пачки). При такой интерпретации положение горизонта с фауной зоны MN15 согласуется с данными по другим местонахождениям (в частности в бассейне Теруэл) и не противоречит помещению границы русциний/вилляфранк вблизи инверсии Гильберт/Гаусс (Opdyke et al., 1997).

В России местонахождение Коротояк I на Верхнем Дону с *Miomys hajnackensis* Fejfar, более архаичной по сравнению с типом вида из Хайнриха, приурочено к обратно намагниченным отложениям аллювиальной коротоякской свиты. Выше по разрезу следует интервал (около 5 м) нормально намагниченных пород верхней части коротоякской свиты и нижней подсвиты урывской свиты. В основании последней располагается костеносный горизонт местонахождения Коротояк 2 с *M. hajnackensis*, близкой типовой форме (Агаджанян, Глушанкова, 1988; Агаджанян, 2003; Iossifova, Semenov, 1998). По нашим представлениям, эти местонахождения можно со-

Общая стратиграфическая шкала	Млн. лет	Магнитохронологическая шкала (Berggren et al., 1995)	Континентальная шкала	MN зоны	Зоны по грызунам (Fejfar, Heinrich, 1989)	Местонахождения	НН-индекс		
							Miomys ex gr. hajackensis- polonicus	Pitymimomys	Borsodia
Плиоцен	Гелазий	Матуяма	Средний	17	M. pliocenicus	Крыжановка 3 R	4.25 ± 0.07 (3)		3.60 ± 0.13 (12)
						Крыжановка 2 R			3.23 ± 0.10 (4)
						Штранцендорф D R	4.0 (2)	3.42 ± 0.18 (4)	>2.5 (1)
						Штранцендорф C N	3.78 (1)		3.07 ± 0.10 (14)
						Веселовка N		3.23 ± 0.12 (22)	2.01 ± 0.06 (21)
						Аркулаево			
						Симбутино	3.21 ± 0.06 (21)	3.02 ± 0.08 (19)	1.75 (1)
						Рембелы Крулевски 1	3.06 ± 0.08 (10)		
						Кушкура N	3.05 ± 0.06 (21)		
						Дояч Альтенбург 21	2.78 (1)	2.68 ± 0.06 (8)	
	Пьяченций	Гаусс	Виллафранк Нижний	16b	M. polonicus	Коротояк 2a R			
						Урьев 2 R			
						Дояч Альтенбург 20	2.52 (1)		
						Фрехен N	2.47 (2)		
						Хамбах	2.40 (3)		
						Рембелы Крулевски 2	2.25 ± 0.05 (12)		
						Широкино	2.24 ± 0.18 (4)		
						Рипа Скорцельская N	1.88 ± 0.14 (6)	1.58 ± 0.06 (3)	
						Коротояк 2 N			
						Аронделла			
Занклий	Гильберт	Русциний		15	M. hajackensis	Хаймачка N	1.66 (3)		
						Эскориуэла A N			
						Триверса R			
						Коротояк 1 R			
						Эскориуэла B R			

Рис. 4. Положение местонахождений нижнего и начала среднего виллафранка в магнитохронологической шкале и НН-индексы полевых.

Полярность: R – обратная, N – прямая; в круглых скобках – количество измеренных экземпляров.

поставить с верхней частью хрона Гильберт и низами хрона Гаусс соответственно. Отсюда следует, что нижняя граница биозоны *M. hajackensis* схемы Фейфара и Хайнриха проходит в самых верхах хрона Гильберт и совпадает с нижней границей нижнего виллафранка по крупным млекопитающим (Триверса).

В местонахождении Рипа Скорцельская в Молдове *Miomys hajackensis* (НН-индекс 1.88, рис. 4) найдена в нормально намагниченных отложениях, которые сопоставляются с нижней частью хрона Гаусс (Путеводитель экскурсий..., 1982). Стратиграфически выше помещается местонахождение Широкино в Север-

ном Приазовье, которое содержит *M. hajnackensis* с более высоким индексом гипсодонтии (2.24). Практически такой же индекс имеют полевки из польского местонахождения Рембелице Крулевски 2. Палеомагнитные данные для последних двух местонахождений отсутствуют. Для местонахождения Широкино получен “биометрический” возраст 3.286 ± 0.09 млн. лет, что позволяет сопоставить его с субхроном C2An2g (Мэммос).

В бассейне Верхнего Дона с отложениями верхней подсвиты урывской свиты связано местонахождение Уры в 2 с крупной полевкой, которая, по мнению А.К. Агаджаняна (2003), по степени эволюционной продвинутости занимает промежуточное положение между *M. hajnackensis* Fejf. и *M. polonicus* Kow. О. Фейфар (Fejfar et al., 1997, p. 276) эту форму относит к *M. hassiacus* (= *M. hajnackensis*). В обратно намагниченных отложениях нижней части вышележащей белогорской свиты (селявновская толща) в местонахождении Коротояк 2а найдена *M. polonicus*, близкая типовой форме из Рембелице Крулевски 1 (Агаджанян, 2003; Iossifova, Semenov, 1998). Обратная намагниченность костеносных отложений, по нашим представлениям, позволяет сопоставить их с субхроном C2An1g (Каена).

Местонахождение Кушкун (Азербайджан) содержит в составе фауны *M. polonicus* Kow. с НН-индексом 3.05 ± 0.06 ($n = 21$). Оно приурочено к нормально намагниченным отложениям среднего акчагыла. Костеносный слой залегает несколько выше горизонта пепла с трековой датировкой 2.88 ± 0.24 млн. лет (= 3.03 при корреляции со шкалой СК95, см. выше) (Ганзей, 1987). “Биометрический” возраст местонахождения – 2.90 ± 0.03 млн. лет. В магнитохронологической шкале его можно поместить в субхрон C2An1n. *Mimomys polonicus* из Кушкун практически тождественна типовой форме из польского местонахождения Рембелице Крулевски 1 (НН-индекс 3.06 ± 0.08 , $n = 10$), что позволяет считать их одновозрастными. Более низкое значение НН-индекса (2.78) имеет *M. polonicus* из австрийского местонахождения Дойч Альтенбург 21 (Rabeder, 1981), и мы помещаем его стратиграфически ниже местонахождения Кушкун.

Исходя из приведенных данных, можно заключить, что граница между биоэонами *M. hajnackensis* и *M. polonicus* схемы Фейфара и Хайнриха (MN16a/16 b) имеет возраст около 3, 1 млн. лет (близка основанию субхрона C2An1g).

В этой связи следует остановиться на рассмотрении положения в магнитохронологической шкале ройверских глин в местонахождениях Фрекен и Хамбах в Германии (Reuver B, unit 11). Для основной толщи ройверских глин (unit 11) в карьере Фортуна установлена нормальная намагничен-

ность и только в самых верхних слоях зафиксирована обратная намагниченность. Было принято коррелировать этот разрез с верхней частью хрона Гаусс (Boenigk et al., 1979). Крупная полевка в местонахождении Фрекен была определена как *Mimomys cf. polonicus* (Kolschoten et al., 1998), а в Хамбахе – как *M. hassiacus* (= *M. hajnackensis*) (Mors et al., 1998). Знакомство с этими материалами позволили А.С. Тесакову обе полевки отнести к одному виду – *M. hajnackensis*, вероятно, наиболее поздней форме, близкой к границе зон *M. hajnackensis*/*M. polonicus*., судя по величинам индекса гипсодонтии. Учитывая положение в магнитохронологической шкале границы зон *M. hajnackensis*/*M. polonicus*, прямую намагниченность ройверских глин можно сопоставить с субхроном C2An2n хрона Гаусс. Косвенным подтверждением такой датировки служит находка в отложениях тиглия А в Маальбеке (Нидерланды) тапира – формы, не выходящей за пределы раннего виллафранка (Westerhoff et al., 1998). Тиглий помещается стратиграфически выше ройвера.

Местонахождение Симбугино (Башкирское Предуралье) с *M. polonicus*, по данным В.Л. Яхимович (Фауна и флора..., 1977), приурочено к кумурлинским слоям акчагыла и не имеет надежной палеомагнитной характеристики. НН-индекс *M. polonicus* (3.21) выше, чем у полевки из Кушкун (3.05). “Биометрическая” датировка местонахождения – 2.828 ± 0.03 млн. лет. Мы помещаем его в середину хрона C2An1n. Стратиграфически выше располагается местонахождение Аккулаево (нижний горизонт) также с *M. polonicus*, залегающее в аккумулятивных слоях среднего акчагыла (Фауна и флора..., 1972). По величине НН-индекса *Pitymimomys* (3.23) это местонахождение моложе Симбугина (3.02). Также отличаются индексы гипсодонтии и у *Borsodia* (2.01 – Аккулаево, 1.75 – Симбугино) (рис. 4).

С верхней частью хрона Гаусс сопоставляется местонахождение Веселовка (Таманский полуостров), залегающее в нормально намагниченных отложениях нижнего куяльника. Выше обнажаются отложения таманского горизонта акчагыла, намагниченные обратно (Зубаков, 2000). НН-индекс *Borsodia* из Веселовки (3.07) значительно выше, чем у борсодии из Аккулаева (2.01).

Возраст верхней границы нижнего виллафранка

В австрийском местонахождении Штранцендорф костеносные горизонты С и D с *Mimomys praepliocaenicus* Rabeder (промежуточной формой между *M. polonicus* и *M. pliocaenicus*) располагаются соответственно ниже и выше инверсии Гаусс/Матуяма (Rabeder, 1981). Смена *M. polonicus* на *M. pliocaenicus* s.l. в схеме Фейфара и Хайнриха определяет границу зон MN16/17 по грызунам. Если относить *M. praepliocaenicus* к

M. pliosaenicus s.l., то положение первых *M. praerpliosaenicus* в верхах хрона Гаусс датирует эту границу – древнее 2.58 млн. лет. Гипсодонтность *Borsodia* из Штранцендорфа D, если учитывать все зубы (Rabeder, 1981) – выше, чем у борсодии из Веселовки (НН-индекс – 3.07). Также более продвинуты борсодии местонахождения Крыжановка 2 (НН-индекс – 3.23), имеющего обратную намагниченность, сопоставляемую с нижней частью хрона Матуяма (Певзнер, 1989).

Имеется единственное указание на находку обломка зуба *M. polonicus* в отложениях, сопоставляемых с нижней частью хрона Матуяма, в скважине Де Меерн в Нидерландах (Gibbard et al., 1991). Однако этот обломок мог быть переотложен или перемещен в керне из более древних отложений в процессе бурения.

Основываясь на материалах по мелким млекопитающим из местонахождений бассейна Верхнего Дона – Урыв и Коротояк – А.К. Агаджанян (2003) выделил для территории Русской равнины урывский и фаунистический комплекс, считая его аналогом зоны MN16. Однако датировка этого комплекса и, соответственно, зоны MN16 (3.3–2.2 млн. лет) отличается от предлагаемой нами. Хотя статья А.К. Агаджаняна называется “Мелкие млекопитающие **среднего плиоцена**...” (выделено нами), урывский комплекс, по его мнению, охватывает большую часть среднего и значительную часть позднего плиоцена. Приведенные выше данные о стратиграфическом распространении видов млекопитающих зон MN16 и 17 и в России и в Центральной и Западной Европе противоречат такой датировке. По нашим представлениям, урывский фаунистический комплекс действительно соответствует зоне MN16, биозонам *Miomys hajnackensis* и *M. polonicus* в понимании Фейфара и Хайнриха и не распространяется за пределы среднего плиоцена общей стратиграфической шкалы. Многочисленные местонахождения, относимые всеми исследователями к зоне MN17, коррелируются с нижней частью хрона Матуяма (Steininger et al., 1996 и др.).

Костеносный горизонт местонахождения Монтополи, Италия, с первыми *Archidiskodon* и *Equus*, относимый нами к зоне MN17, располагается непосредственно выше инверсии Гаусс/Матуяма (Lindsay et al., 1980). Одновозрастные фауны с архаичными настоящими лошадьми, связанные с обратно намагнитченными отложениями начала эпохи Матуяма известны из местонахождений юга России – нижние горизонты местонахождения Ливенцовка – парастратотипа ханровского фаунистического комплекса; Украины – нижние горизонты местонахождения Крыжановка (Певзнер, 1989); Средней Азии – Куруксай, Обигарм, Карамайдан, Тутак

в Таджикистане, Южный Адырган в Восточном Казахстане (Додонов, 2002).

В местонахождении Кайраккум в Западной Фергане (Узбекистан) остатки *Archidiskodon grotovi* были найдены на границе прямо и обратно намагнитченных отложений, которая сопоставляется с инверсией Гаусс/Матуяма (Тетюхин и др., 1980). В разрезе Зильфи (Таджикская депрессия) мощностью около 30 м фауна с *Equus ex gr. stenopis* была найдена в нормально намагнитченных отложениях. Выше костеносного слоя породы намагнитчены обратно. А.Е. Додонов (2002) зону прямой полярности сопоставил с субхроном Олдуей. Такая корреляция подразумевает отнесение фауны уже к верхнему виллафранку. Однако большая архаичность лошади не позволяет считать эту фауну моложе низов среднего виллафранка. Очевидно, прямую намагнитченность костеносных отложений следует сопоставить с верхами хрона Гаусс.

О находках *Archidiskodon* и *Equus* в верхах хрона Гаусс имеются указания и в других районах Европы и Северной Азии. Так, в Китае, в бассейне Юше в нормально намагнитченных отложениях верхней части формации Магэгоу, сопоставляемых с хроном Гаусс, найдены остатки *Archidiskodon* (Flynn et al., 1997). В бассейне Нихэвань (Hongya Nangou) в отложениях, также относимых к верхней части хрона Гаусс, отмечена первая (для Китая) находка *Equus* sp. (Du et al., 1995). В Европе в Румынии из местонахождения Тулушешты, сопоставляемого со второй половиной хрона Гаусс, описан *Archidiskodon rumanus* (Stefanescu) (Radulescu, Samson, 2001). В местонахождении Ринкон в Испании фиксируются находки остатков *Equus* в верхах хрона Гаусс (Agusti, Oms, 2001).

Таким образом, и по крупным млекопитающим граница зон MN16/17 располагается в верхах хрона Гаусс, вблизи инверсии Гаусс/Матуяма и объем зоны MN16 – нижнего виллафранка совпадает по крупным и мелким млекопитающим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Смена туролийской фауны на русцинийскую произошла вблизи инверсии C3An1n/Гильберт (в конце хрона C3An1n) и нижняя граница русциния может быть датирована около 6 млн. лет, а его продолжительность оценивается около 2.4 млн. лет (рис. 5). При такой датировке нижней границы русциния сокращается продолжительность зоны MN13 – позднего туролия – до 1, 1 млн. лет (7, 1–6 млн. лет) против 1.8 (при возрасте верхней границы в 5.3 млн. лет – см. выше) или даже 2.2 млн. лет (при возрасте верхней границы в 4.9 млн. лет).

Млн. лет	Магнитохронологическая шкала (Berggren et al., 1995)		Общая стратиграфическая шкала		Стратиграфическая шкала Восточного Паратетиса	Континентальная шкала	MN-зоны	Возраст границ	Длительность				
2	C2n		Плиоцен	Верхний	Гелазий	Апшерон	Виллафранк	Верхний					
	C2r												
3	1r			Средний	Пьяченций	Акчагыл	Средний	17	~2.0-2.2				
	2r												
	1n									Нижний	b	~3.1	~1.0
	C2An												
4	2r			Нижний	Занклий	Киммерий	Русский	15	~3.6				
	3n									Пантикапейский	~4.2	~0.6	
	C2Ar		Камыш-бурунский										14
	1r									Азовский	14A	~1.0	
5	2r		Верхний	Мессиний	Понт	Туролий	13	~6.0					
	3r								Туролий	13	~7.1		
	4n											Туролий	13
	C3r								Туролий	13	~7.1		
6	1n		Верхний	Мессиний	Понт	Туролий	13	~7.1					
	C3An								Туролий	13	~7.1		
	2n											Туролий	13
	C3Ar								Туролий	13	~7.1		
7	C3Bn		Верхний	Мессиний	Понт	Туролий	13	~7.1					
	C3Br								Туролий	13	~7.1		
	1r		Верхний	Мессиний	Понт	Туролий	13	~7.1					
	2r								Верхний	Мессиний	Понт	Туролий	13

Рис. 5. Возраст границ, продолжительность и положение MN зон в магнитохронологической и стратиграфических шкалах.

Нижняя граница руссиния в нашем понимании (около 6 млн. лет) древнее миоцен-плиоценовой границы (5.3 млн. лет). Однако она оказывается близкой к границе мио-плиоцена, которая до недавнего времени принималась в большинстве зональных океанических шкал – по появлению *Globorotalia margaritae* (Былинская и др., 2002).

FAD этой формы оценивается в 6 – 6.4 млн. лет (Berggren et al., 1995).

2. Между верхней границей туrolия и зоной *Promimomys insuliferus* в пределах руссиния предлагается выделить дополнительную зону – MN 14A в понимании Зажигина и Фейфара (Зажигин, Зыкин, 1984; Fejfar et al., 1997) или аналог эртем-

тия Репеннинга и др. (Repenning et al., 1990). Близким аналогом предлагаемого подразделения является вентий в понимании Альберди и Бонадонны (Alberdi, Bonadonna, 1988). Продолжительность зоны около 1 млн. лет. Зона соответствует верхам мессиния и началу занклия, в шкале Восточного Паратетиса – средней части нижнего киммерия.

3. Нижняя граница зоны MN14 (биозоны *P. insuliferus* – MN14a) имеет возраст около 5 млн. лет. Зоне MN14 на юге Русской равнины отвечает кучурганский фаунистический комплекс млекопитающих. Продолжительность зоны около 0.8 млн. лет. Она сопоставляется со средней частью занклия, в шкале Восточно Паратетиса – с концом нижнего – средним киммерием.

4. Граница зон MN14/15 помещается на уровне верхней границы субхрона Кочити и имеет возраст около 4.2 млн. лет. Зоне MN15 на юге Русской равнины соответствует молдавский комплекс млекопитающих (“молдавский руссильон”). Продолжительность зоны около 0.6 млн. лет. Она сопоставляется с концом занклия, в шкале Восточного Паратетиса – с верхним киммерием.

5. Граница русциний/виллафранк может быть проведена в самом конце хрона Гильберт и ее возраст около 3.6 млн. лет. Она практически совпадает с границей нижний/средний плиоцен и близка нижней границе акчагыла/куяльника.

6. Верхняя граница нижнего виллафранка (граница биозон *Mimomys polonicus*/*M. pliosaenicus*) располагается в верхах хрона Гаусс и несколько древнее 2.58 млн. лет и соответственно – границы между средним и верхним плиоценом. В шкале Восточного Паратетиса она приходится на максимум акчагыльской трансгрессии. При такой датировке нижний виллафранк по крупным млекопитающим полностью соответствует зоне MN16 по грызунам и урывскому комплексу млекопитающих Русской равнины. Продолжительность нижнего виллафранка и зоны MN16 около 1 млн. лет. Нижний виллафранк практически соответствует пьяченцию и нижнему и части среднего акчагыла.

7. Граница между подзонами MN16a (*Mimomys hajpachensis*) и MN16b (*M. polonicus*) близка нижней границе субхрона C2An1n и ее возраст около 3, 1 млн. лет.

8. Последовательность местонахождений в пределах каждой MN зоны достаточно надежно определяется по степени гипсодонтии полевок.

9. Отдельные фаунистические события, судя по привязке их к магнитохронологической шкале, происходят более или менее одновременно на обширных территориях. К таким событиям можно отнести появление *Protimomys insuliferus* около 5 млн. лет назад – от Байкала до Западной Европы, цементных корнезубых полевок в конце

хрона Гильберт – от Западной Сибири до Западной Европы, появление слонов и лошадей в конце хрона Гаусс – от Китая до Испании. В рамках плиоцена точность синхронизации, вероятно, может быть оценена в ± 100 –200 тысяч лет. Магнито-стратиграфические исследования большого числа местонахождений ископаемых млекопитающих помогут выявить и другие синхронные фаунистические события, что может решить проблему удаленных корреляций и способствовать созданию общей биостратиграфической шкалы континентальных отложений позднего кайнозоя для всей Палеарктики.

Работа над проблемой датировки границ подразделений континентальной шкалы по млекопитающим была начата несколько лет назад вместе с М.А. Певзнером. Предварительные результаты по русцинию и раннему виллафранку были опубликованы в двух статьях в журнале *Lynx* № 32 в 2001 г. После кончины М.А. Певзнера (2003 г.) мы несколько расширили круг рассматриваемых объектов, но основные выводы остались неизменными, поэтому мы посчитали себя вправе включить имя М.А. Певзнера в соавторы настоящей работы.

Настоящее исследование поддержано РФФИ, грант № 02-05-64126.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К. Полевки (*Microtinae*, *Rodentia*) плиоценового местонахождения Урыв 1, Средний Дон // Эволюция грызунов и история формирования их современной фауны. Л.: ЗИН АН СССР, 1976. С. 58–98.
- Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие среднего плиоцена Русской равнины // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 98–114.
- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Палеогеография плиоцен-плейстоцена верхнего Дона // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1988. № 57. С. 62–77.
- Былинская М.Е., Головина Л.А., Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений северной половины Атлантического океана по известковому планктону. М.: Научный мир, 2002. 158 с.
- Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Година А.Я. и др. О возрасте фауны млекопитающих из карабулакской свиты на р. Калмакпай (Зайсанская впадина, Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 37–44.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С., Певзнер М.А., Хоревина О.В. Граница миоцен-плиоцен в Западной Сибири и Центральной Азии по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 167–171.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Возрастные соотношения отложений плиоценовых аллювиальных равнин междуречья Прут–Южный Буг // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 61–72.

- Верхний плиоцен бассейна верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1985. 144 с.
- Ганзей С.С. Позднекайнозойские отложения Понто-Каспия и трековый возраст пепловых прослоев // Метод треков в геологии и географии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 34–45.
- Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия неогеновых отложений Прииртышья // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 85–94.
- Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 249 с.
- Зажигин В.С., Зыкин В.С. Новые данные по стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: СО АН СССР, 1984. С. 29–53.
- Зажигин В.С., Лопатин А.В. История Dipodoidea (Rodentia, Mammalia) в миоцене Азии. 3. Allactaginae // Палеонтол. журн. 2000. № 5. С. 82–94.
- Зажигин В.С., Лопатин А.В. История Dipodoidea (Rodentia, Mammalia) в миоцене Азии. 4. Dipodinae на рубеже миоцена и плиоцена // Палеонтол. журн. 2001. № 1. С. 61–75.
- Зажигин В.С., Лопатин А.В. История Dipodoidea (Rodentia, Mammalia) в миоцене Азии. 6. Лофодонтные Lophocricetinae // Палеонтол. журн. 2002. № 4. С. 62–71.
- Зажигин В.С., Лопатин А.В., Покатилов А.Г. История Dipodoidea (Rodentia, Mammalia) в миоцене Азии. 5. Lophocricetus (Lophocricetinae) // Палеонтол. журн. 2002. № 2. С. 62–75.
- Зубаков В.А. Плиоцен Понто-Каспия и его корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 66–82.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Зыкина В.С. Изменение природной среды и климата в раннем плиоцене юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 40–50.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю. Поздний неоген юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 78–86.
- Мелик-Адамян Г.У. Стратиграфия и палеогеография плиоцена и нижнего неоплейстоцена центральной и северо-западной Армении на основании фауны наземных позвоночных. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ереван: Ин-т геол. наук НАН РА, 2003. 29 с.
- Певзнер М.А. Палеомагнитная характеристика отложений куяльника и его положение в магнитохронологической шкале // Бюл. комис. по изуч. четвертичного периода. 1989. № 58. С. 117–124.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Некоторые общие закономерности эволюции млекопитающих // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 3–9.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И. и др. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 5–16.
- Покатилов А.Г. Геология и фауна позднекайнозойских отложений в Прибайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 9. С. 52–64.
- Путеводитель экскурсий. XI Конгресс INQUA. М.: ВИНТИ, 1982. 45 с.
- Садчикова Т.А., Александрова Л.П., Трубихин В.М., Чепалыга А.Л. Условия образования, палеонтологическая и палеомагнитная характеристика древнеаллювиальных отложений южной Молдавии (разрез Лучешты) // Континентальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: ГИН АН СССР. Ротапринт, 1986. С. 50–58.
- Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). М.: Наука, 2004. 247 с.
- Тетюхин Г.Ф., Ерошкин А.Ф., Попов В.И. О границе неогеновых и четвертичных отложений в Узбекистане // Граница неогена и четвертичной системы/Ред. Никифорова К.В., Додонов А.Е. М.: Наука, 1980. С. 208–220.
- Топаческий В.А., Несин В.А., Рековец Л.И. и др. Новые местонахождения остатков мелких млекопитающих (Mammalia) плиоцена Северного Приазовья // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1988. № 11. С. 19–22.
- Фауна и флора Аккулаева. Уфа: Башкир. филиал АН СССР, 1972. 144 с.
- Фауна и флора Симбугино (опорный разрез акчагыла и апшерона Башкирии) М.: Наука, 1977. 233 с.
- Хубка А.Н., Третьяк А.Н., Волок З.Е. Стратиграфическое положение карболийских слоев (по палеомагнитным данным) // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 82–89.
- Яхимович В.Л., Борисов Б.А., Сулейманова Ф.И., Донукалов Н.Ф. Магнитостратиграфическая шкала кайнозой Заисанской котловины и ее биостратиграфическое обоснование. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 67 с.
- Agadjanian A.K., Kowalski K. Promimomys insuliferus (Kowalski, 1958) (Rodentia, Mammalia) from the Pliocene of Poland and of the European part of the U.S.S.R. // Acta Zool. Cracov. 1979. V. 23. № 3. P. 29–54.
- Aguilar J.-P., Clauzon G., Michaux J. La limite mio-pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs; état de la question et remarques sur la datation à l'aide des rongeurs // Boll. soc. paleontol. Italiana. 1989. T. 28. № 2–3. P. 137–145.
- Aguilar J.-P., Michaux J. À propos des échanges fauniques entre l'Afrique du Nord et l'Europe sud-occidentale au miocène supérieur // Mem. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier. 1997. № 21. P. 301–306.
- Agusti J., Cabrera L., Garcés M., et al. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art // Earth Sci. Rev. 2001. № 52. P. 247–260.
- Agusti J., Oms O. On the age of the last hipparionine faunas in Western Europe // C.R. Acad. Sci. Paris. 2001. № 0. P. 1–7.
- Alberdi M. T., Bonadonna F.P. Is the "Ventian" a real stratigraphic stage? // Mediterranean. Ser. Geol. 1988. № 7. P. 65–77.
- Azanza B., Alberdi M.T., Cerdano E., Prado J.L. Biochronology from latest Miocene to middle Pleistocene in the Western Mediterranean area. A multivariate approach // Mem. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier. 1997. № 21. P. 567–574.
- Azzaroli A. The Villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary // Gior. Geol. Ser. 2a. 1977. V. 41. № 1–2. P. 62–79.

- Azzaroli A., De Giuli C., Ficarelli G., Torre D. Mammal succession of the Plio-Pleistocene of Italy // *Mem. Soc. Geol. It.* 1986. № 31. P. 213–218.
- Berggren W.A., Kent D.S., Swisher III C.C., Aubry M.-P. Revised Cenozoic geochronology time scales and Global stratigraphic correlation // *SEPM Special Publication*. 1995. № 54. P. 129–212.
- Biochronologie du pliocène // *Mem. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier*. 1997. № 21. P. 791–802.
- Boenigk W., Koči A., Brunacker K. Magnetostratigraphy im Pliozan der Niederrheinischen Bucht // *N. Jb. Geol. Palaeontol. Mh.* 1979. № 9. S. 513–528.
- Bruijn H. de, Daams R., Daxner-Hock G., et al. Report of the RCMNS working group on fossil mammals. Reisenburg 1990 // *Newslett. Stratigr.* 1992. № 26. P. 65–118.
- Bruijn H. de, Mein P., Monténat C., van de Weerd A. Correlation entre les gesiments de rongeurs et formation marines du Miocene terminal d'Espagne meridionale (provinces d'Alicante et de Mursia) // *Proc. Kon. Ned. Acad. Wet. B.* 1975. № 78. P. 1–32.
- Cande S., Kent D.V. Revised calibration of the polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 6093–6095.
- Clauzon G., Aguilar J.-P., Michaux J. Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français // *Bull. Soc. Geol. France*. 1989. T. V. № 2. P. 361–372.
- Clauzon G., Suc J.-P., Aguilar J.-P. et al. Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean region // *Paleontologia i evolucion. Memoria Especial*. 1990. № 2. P. 131–186.
- Du H., Cai B., Ma A. et al. Late Cenozoic biostratigraphic zonation of the Nihewan Basin // *Earth-Sci. J. China Univ. Geosci.* 1995. V. 20. № 1. P. 35–42.
- Fejfar O., Heinrich W. D. Muroid Rodent Biochronology of the Neogene and Quaternary in Europe // *European Neogene Mammal Chronology* / Eds Lindsay E.H., Fahlbusch V., Mein P. N.-Y.: Plenum Press. 1989. P. 91–117.
- Fejfar O., Heinrich W.-D., Lindsay E.H. Updating the Neogene rodent biochronology in Europe // *The Dawn of the Quaternary. Proceedings of the SEQS-EuroMam Symposium 1996* / Eds van Kolfschoten Th., Gibbard P.L. Med. Ned. Inst. Toegep. Geowetensch. TNO. 1998. № 60. P. 533–554.
- Fejfar O., Heinrich W.-D., Pevzner M.A., Vangengeim E.A. Late Cenozoic sequence of mammalian sites in Eurasia: an updated correlation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 133. № 3–4. P. 259–288.
- Fejfar O., Storch G. Eine pläcane (ober-ruscinische) Kleinsäugerfauna aus Gundersheim, Rheinhessen. I. Nagetiere: Mammalia, Rodentia // *Senckenbergiana Lethaea*. 1990. T. 71. № 1/2. P. 139–184.
- Flynn L.J. Late Neogene mammalian events in North China // *Mem. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier*. 1997. № 21. P. 182–192.
- Flynn L.J., Wu W. The Late Cenozoic mammal record in North China and the Neogene mammal zonation of Europe // *Boll. Soc. Paleontol. Italiana*. 2001. V. 40. № 2. P. 195–199.
- Flynn L.J., Wu W., Downs W.R. III. Dating vertebrate microfaunas in the late Neogene record of North China // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. № 133. P. 227–242.
- Forsten A. A review of Central Asiatic hipparions (*Perissodactyla, Equidae*) // *Acta Zool. Fennica*. 1997. № 205. P. 1–26.
- Garcés M., Agustí J., Parés J.M. Late Pliocene continental magnetostratigraphy in the Guadix – Baza (Betic Ranges, Spain) // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1997. № 146. P. 677–687.
- Gibbard P.L., West R.G., Zagwijn W.H. et al. Early and early Middle Pleistocene correlations in the Southern North Sea basin // *Quaternary Sci. Rev.* 1991. № 10. P. 23–52.
- Ginsburg L. Une chelle stratigraphique continentale pour l'Europe occidentale et un nouvel étage: l'Orléanien // *Les Naturalistes Orléanais. III serie*. 1975. № 18. P. 1–11.
- Guérin C. Première biozonation du Pleistocène Européen, principal résultat biostratigraphique de l'étude des Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pleistocène supérieur d'Europe occidentale // *Geobios*. 1982. № 5, fasc. 4. P. 593–598.
- Iossifova Yu.I., Semenov V.V. Climate-stratigraphy of the Pre-Tiglian-Bavelian analogues in Central Russia (the Don drainage basin) // *The Dawn of the Quaternary. Proceedings of the SEQS-EuroMam Symposium 1996* / Eds van Kolfschoten Th., Gibbard P.L. Med. Ned. Inst. Toegep. Geowetensch. TNO. 1998. № 60. P. 327–338.
- Kolfschoten Th. van, Meulen A.J. van der, Boenigk W. The Late Pliocene Rodents (Mammalia) from Frechen (Lower Rhein Basin, Germany) // *The Dawn of the Quaternary. Proceedings of the SEQS-EuroMam Symposium 1996* / Eds van Kolfschoten Th., Gibbard P.L. Med. Ned. Inst. Toegep. Geowetensch. TNO. 1998. № 60. P. 161–171.
- Lindsay E., Opdyke N.D., Johnson N.M. Pliocene dispersal of the horse *Equus* and Late Cenozoic mammalian dispersal events // *Nature*. 1980. № 287. P. 135–138.
- Lindsay E.H., Opdyke N.D., Fejfar O. Correlation of selected late Cenozoic European mammal faunas with the magnetic polarity time scale // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. № 133. P. 205–226.
- Martin Suarez E., Mein P. Revision of the genera *Parapodemus*, *Apodemus*, *Rhagamys* and *Rhagapodemus* (Rodentia, Mammalia) // *Geobios*. 1998. V. 31. № 1. P. 37–97.
- Mein P. Updating the MN zones // *European Neogene mammal chronology* / Eds Lindsay E.H., Fahlbusch V., Mein P. N.-Y.: Plenum Press, 1989. P. 73–90.
- Mein P. Miocene mammal biochronology // *The Miocene Land Mammals of Europe* / Eds Rossner G.E., Hessig K. Munchen: Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 1999. P. 25–38.
- Mörs T., von Koenigswald W., von der Hocht F. Rodents (Mammalia) from the Late Pliocene Reuver Clay of Hambach (Lower Rhein Embayment, Germany) // *The Dawn of the Quaternary. Proceeding of the SEQS-EuroMam Symposium 1996* / Eds van Kolfschoten T., Gibbard P.L. Med. Ned. Inst. Toegep. Geowetensch. TNO. 1998. № 60. P. 135–159.
- Opdyke N., Mein P., Lindsay E. et al. Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, late Neogene of Eastern Spain // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. № 133. P. 129–148.
- Opdyke N., Mein P., Moissenet E. et al. The magnetic stratigraphy of the late Miocene sediments of the Cabriel basin, Spain // *European Neogene Mammal Chronology* / Eds Lindsay E.H., Fahlbusch V., Mein P. N. Y.: Plenum Press, 1989. P. 405–412.

- pevzner M.A., Vangengeim E.A., Vislobokova I.A. et al.* Russian of the territory of the former Soviet Union // *Newsl. Stratigr.* 1996. V.33, № 2. P. 77–97.
- Qiu Zh.* The Neogene mammalian faunas of Ertemte and Harr Obo in Inner Mongolia (Nei Mongol), China. - 8. *Sciuridae* (Rodentia) // *Senckenbergiana Lethae*. 1991. № 71 (3/4). P. 223–255.
- Rabeder G.* Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem alterem Pleistozän von Niederösterreich // *Beitr. Palaontol. Oster.* 1981. № 8. P. 1–343.
- Radulescu C., Samson P.-M.* Biochronology and evolution of the Early Pliocene to the Early Pleistocene mammalian faunas of Romania // *Boll. Soc. Paleontol. Italiana*. 2001. V. 40. № 2. P. 285–292.
- Repenning C.A., Fejfar O., Heinrich W.-D.* Arvicolid biochronology of the Northern Hemisphere // *International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids* (Rodentia, Mammalia) / Eds Fejfar O., Heinrich W.-D. Prague: Geological Survey, 1990. P. 385–417.
- Rook L.* Italian Messinian localities with vertebrate faunas // *Paleontologia i evolucion*. 1992. T.24–25. P. 141–147.
- Rook L., Torre D.* *Celadensia grossetana* n.sp. (Cricetidae, Rodentia) from the late Turolian Baccinello-Cingiano Basin (Italy) // *Geobios*. 1995. V. 28. № 3. P. 379–382.
- Sierro F.J., Hilgen F.J., Krijgsman W., Flores J.A.* The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2001. № 168. P. 141–169.
- Steininger F.F., Berggren W.A., Kent D.V. et al.* Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine – continental chronologic correlations of European Mammal Units // *The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas* / Eds Bernor R.I., Fahlbusch V., Mittmann H.-W. N. Y.: Columbia University Press. 1996. P. 7–46.
- Storch G.* The Neogene mammalian faunas of Ertemte and Harr Obo in Inner Mongolia (Nei Mongol), China. – 7. *Muridae* (Rodentia) // *Senckenbergiana Lethae*. 1987. № 67 (5/6). P. 401–431.
- Storch G., Fejfar O.* Gundersheim – Findling, a Russian rodent fauna of Asia affinities from Germany // *European Neogene Mammal Chronology* / Eds Lindsay E.H., Fahlbusch V., Mein P. N.Y.: Plenum Press, 1990. P. 405–412.
- Storch G., Qiu Zh., Zazhigin V.S.* Fossil History of Shrews in Asia // *Evolution of Shrews* / Eds Wojcik J.M., Wolsan M. Mammal Research Inst. Pol. Acad. Sci.: Białowieża, 1998. P. 93–120.
- Storch G., Zazhigin V.S.* Taxonomy and phylogeny of the *Paranourosorex* lineage, Neogene of Eurasia (Mammalia: Soricidae: Anourosoricini) // *Palaont. Z.* 1996. T. 70. № 1/2. S. 257–268.
- Tedford R.H., Flynn L.J., Qiu Z. et al.* Yushe basin, China; paleomagnetically calibrated mammalian biostratigraphic standard for the Late Neogene of eastern Asia // *J. Vertebrate Paleont.* 1991. V. 11. № 4. P. 519–526.
- Van Couvering J.A., Castradori D., Cita M.B. et al.* Global standard stratotype section and point (GSSP) for the Zanclean stage and Pliocene Series // *Neogene Newslett.* 1998. № 5. P. 22–54.
- Westerhoff W.E., Cleveringa P., Mejer T. et al.* The Lower Pleistocene fluvial (clay) deposits in the Maalbeek pit near Tegelen, the Netherlands // *The Dawn of the Quaternary. Proceedings of the SEQS-EuroMam Symposium 1996* / Eds van Kolfschoten T., Gibbard P.L. Med. Ned. Inst. Toegep. Geowetensch. TNO. 1998. № 60. P. 35–70.
- Wu W.* The Neogene mammalian faunas of Ertemte and Harr Obo in Inner Mongolia (Nei Mongol), China. – 9. *Hamsters* // *Senckenbergiana Lethae*. 1991. № 7 (3/4). P. 257–305.

Рецензенты З.Н. Гнибиденко, В.И. Жегалло

УДК 551.762.33

О ПРИРОДЕ МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ И ВОЛЖСКОМ ЯРУСЕ (ПО ПОВОДУ СТАТЬИ В.А. ПРОЗОРОВСКОГО “К ПРОБЛЕМЕ ВОЛЖСКОГО ЯРУСА”)

© 2005 г. В. А. Захаров, М. А. Рогов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.02.2005 г.

Ключевые слова. Международная стратиграфическая шкала, биостратиграфия, волжский ярус, титонский ярус, параллельные ярусы.

В четвертом номере журнала “Стратиграфия. Геологическая корреляция” была опубликована статья В.А. Прозоровского “К проблеме волжского “яруса” (Прозоровский, 2005). Несмотря на казалось бы объединяющую идею необходимости постоянного совершенствования Международной стратиграфической шкалы (МСШ), у нас сохраняются принципиальные расхождения во взглядах на ее природу. Отсюда и расхождения в оценке значимости волжского яруса и полезности параллельных ярусных шкал (Захаров, 2003). Это заставляет нас вернуться к более обстоятельному обсуждению основ МСШ.

О ПРИНЦИПАХ ПОСТРОЕНИЯ МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

В.А. Прозоровский признает, что “для датирования горных пород фанерозоя палеонтологические критерии являются важнейшими” (с. 101), но фактически низводит роль окаменелостей в разрезе до некоего физического тела по значению для стратиграфии сравнимого с породой. В базовом послыле (введении) статьи В.А. Прозоровского рефреном проходит мысль: ярус – это не фауна. Кто спорит с этим утверждением? Ясно, что понятия яруса, как геологического тела и заключенных в нем окаменелостей не эквиваленты. Окаменелости, наряду с породой, составляют лишь часть “тела” яруса или, как поясняет В.А. Прозоровский, “образца с органическим остатком или маломощного слоя в месте его обнажения” (с. 101). Но разве этот факт означает, что большой кусок породы, скажем из кимериджского яруса и равный по весу (или объему) крупный аммонит из рода *Aulacostephanus* имеют одинаковый стратиграфический вес? Утверждая, что “биостратоны, охватывающие ареалы распространения их комплексов, дискретны в пространстве и обладают диахронными границами”, В.А. Прозоровский упускает из вида то, что границы стра-

тонов, выделенные иными методами, также в той или иной степени диахронны. Признание того факта, что биостратоны, как и определяющие их таксоны, контролируются фациями и тафономическими условиями, расхождениями разных специалистов в понимании объема таксона и даже такими субъективными чертами, как “умением специалиста находить окаменелости” ничуть не умаляют достоинства биостратиграфического метода, как инструмента хроностратиграфической корреляции. Представим невероятное: все окаменелости вдруг исчезли из слоев земных. С помощью какого приема в этом случае геологам удалось бы расчленить, и самое главное – сопоставить удаленные на сотни и тысячи километров разрезы, составленные разными типами пород? В течение более 200 лет геологи перебрали множество методов определения геологического времени путем сопоставления разрезов фанерозойской эратемы. Наиболее приемлемым оказался биостратиграфический. Он эффективен (точен и воспроизводим независимыми экспертами), оперативен (в случае необходимости принятия срочных решений, например, при проходке скважин), универсален (решает задачи при работе как с морскими, так и континентальными толщами), дешев (в особенности, в нашем отечестве). Мы солидарны с О. Шиндевольфом (1975) в оценке роли палеонтологического метода в стратиграфии: “Хроностратиграфия не обладает собственным рабочим методом, а может быть обоснована только биостратиграфически”.

Окаменелости – это хранители событийного геологического времени. Событийное время “закодировано” в окаменелостях, поскольку любой биологический таксон специфичен для того отрезка времени, в котором он существовал. Историческая судьба ярусов д’Орбиньи и зон Опеля подтверждает это. Ярус, как во времена д’Орбиньи, так и в наши дни, остался геологическим телом, сформировавшимся в течение определенно-

го времени. В МСШ ярус выступает и как хроностратон. Мы придерживаемся того мнения, что “хроно” ярусу обеспечивает “био”. В изложении В.А. Прозоровского проглядывает иная мысль. Он пишет (с. 102), что “бурный прогресс стратиграфии во второй половине XX в.” обязан возникновению новых методов – палеомагнитного, геохимического, циклического” и др. и делает вывод, что именно эти методы позволяют точно коррелировать разрезы различных палеобиохорий.

Физико-химические методы в последние десятилетия, действительно, очень активно внедряются в стратиграфию. Так, большие надежды геологи связывают с магнитостратиграфией. Специалисты исходят из предположения о “мгновенном глобальном” проявлении в осадочных последовательностях эффекта инверсий магнитного поля Земли. Однако непредвзятая оценка метода предполагает, что прослеживание “одноименных” магнитозон на большие расстояния обеспечивается в первую очередь биостратиграфией. Так, например, совместное детальное биостратиграфическое и палеомагнитное исследование пограничных отложений баррема и апта в Восточной Европе показало некоторое временное скольжение границ биостратонов по отношению к хрону М0 (Барабоскин, Гужиков, 2004). Гетерохронность “биостратиграфической подошвы” хрона М0 установлена на основании биостратиграфических данных. Оказалось, что стратиграфический интервал скольжения несущественен по отношению к длительности аптского века. Априори “биостратон” и “магнитохрон” решают одну и ту же задачу – коррелируют отложения. Важно при этом помнить, что “магнитохрон” не определяет геологический возраст пород. Геологический возраст пород идентифицируется корреляцией последовательностей биостратонов. Хроностратиграфическая информация заключена лишь в “биостратоне”, точнее, в окаменелости – таксоне. Каждый таксон специфичен и является единственным объектом в породе – носителем геологического времени.

Все физико-химические методы не дают пока того, что им приписывают сторонники. Иначе геологи, изучающие фанерозойские отложения, решали задачи геологического возраста пород и без помощи биостратиграфов. Здесь уместно привести мнение О. Шиндewolfа (1975, с. 90), высказанное в связи с необоснованной верой некоторых стратиграфов в возможности физико-химических методов: “...выглядит несколько странным, что целая отрасль науки может основываться на мечтах об исполнении желаний”.

Главным недостатком биостратиграфического метода В.А. Прозоровский считает фрагментарность встречаемости биофоссилий в разрезе, которая делает биостратоны инструментом сугу-

бо приблизительной корреляции геологических тел, и потому далеко не всегда обеспечивает изохронность границ хроностратиграфических подразделений – единиц МСШ. Этим В.А. Прозоровский (с. 101) оправдывает действия реформаторов МСШ: “отмеченные обстоятельства заставили Международную комиссию по стратиграфии (МКС) существенно, по сравнению с применявшимися ранее, изменить **принципы построения МСШ**”. Где тут прогресс? Разве можно усмотреть его в том, что кальпионелловую зону Е, “вставленную” в единую последовательность аммонитовых зон, пытаются сделать основным корреляционным репером основания валанжина (Bulot, 1996)? Возможно, зона Е облегчит сопоставление разрезов региона Карибского бассейна с западным Средиземноморьем, но как быть специалистам по бореальным отложениям? Можно установить GSSP в основании дания по уровню иридиевой аномалии, но доказывать “изохронность” этой границы в разных частях Земли все равно придется биостратиграфическим методом: прослеживанием зоны *Globigerina eugubina*.

Предпринимаемая в наши дни ревизия МСШ пока приводит к хаосу. Нарушено одно из достоинств этой шкалы – ее стабильность. Кто может поручиться, что появляющиеся по всей шкале новые ярусы, подсистемы и даже системы окажутся более эффективными, по сравнению с прежними, которые доказали свою действительность многолетним использованием в глобальном масштабе? В связи с этим несколько странно представляется критика В.А. Прозоровским действий “Килиановской группы” (Hoedemaeker et al., 2003). Он осуждает действия большого международного коллектива специалистов по аммонитам, поскольку “она (группа) определяет их (ярусов) стратиграфические объемы суммой биостратиграфических зон, зачастую меняя традиционно принятые и существенно переделывая устоявшуюся номенклатуру и ранг биостратонов”. Но авторы не проводят ревизию всей шкалы нижнемелового отдела. Речь идет лишь о пересмотре объема и ранга биостратиграфических подразделений и уточнении их границ. Это обычная процедура, точно так же, как и уточнение объема и границ подразделений более высокого ранга.

В конструкции МСШ, по нашему мнению, не существует хронозон. На практике осуществляется корреляция зональных стандартов разных территорий (биохорем). Как, например, в случае корреляции тетической (западномедиземноморской) аммонитовой последовательности с бореальной (северосибирской). Здесь можно говорить о сопоставлении двух независимых и равноценных шкал. Абстрактный стандарт, составленный из зон отдельных биохорем, “вырванных” из разных последовательностей и зачастую не надежно коррелируемых между собой, представляется не-

жизнеспособным гибридом, который невозможно наблюдать ни в одном из разрезов. Это прием может привести к потере отдельных стратиграфических интервалов.

Следует отметить, что идея абстрактного глобального зонального стандарта (составляющей ярус “синтетической” последовательности) популярна только среди части отечественных специалистов. За рубежом в настоящее время используют “средиземноморский”, “субсредиземноморский”, “бореальный” стандарты, но чаще всего слово “стандарт” не применяется: существуют шкалы по биохоремам – тетической, субсредиземноморской, бореальной, что вполне резонно, поскольку распространение биостратиграфической зоны обычно ограничено территорией конкретной биохоремы (Месежников, 1966). Именно таким “стандартом” является знаменитая зональная схема В.Дж. Аркелла “Стандартные ярусы и аммонитовые зоны юры Северо-Западной Европы” (Arkell, 1956, табл. 1, 2). Заметим, что в качестве стандарта юрских зон приведена суббореальная, а не тетическая последовательность. Да и сам В.А. Прозоровский (2005) использует, по существу, те же формулировки. Так, в табл. 2 указано: Тетическая область. Общая шкала, т.е. подразумевается скорее стандартная тетическая шкала. Другое дело, что сама корреляция зон, приведённая на схеме, в большинстве своём или недоказуема, или как минимум спорна.

Таким образом, В.А. Прозоровский отказывается биостратиграфическому методу как основному при решении вопросов хронологии геологических событий. Однако сам он для подтверждения взглядов на ту или иную стратиграфическую проблему ссылается на биостратиграфию. Рассмотрим это на примере волжского яруса.

Волжский ярус и его положение в МСШ

Заклучив в кавычки слово “ярус” перед определяющим словом “волжский”, В.А. Прозоровский (2005) уже в названии своей статьи отказывает волжскому ярусу в праве на существование в МСШ. У сторонников признания этого “российского” яруса немедленно возникает искушение сослаться на мнения яростных и весьма авторитетных защитников своих “национальных” ярусов: кимериджского, бононского, портландского и вместе с этими “российского” волжского (Cope, 1984, 1993, 1996; Abbink et al., 2001). Вероятно, ощущение “новизны в отрицании” психологически трудно преодолимо, иначе невозможно объяснить игнорирование многих научных аргументов, приведенных нами ранее в защиту волжского яруса (Захаров, 2003).

Обсуждая стратиграфические объёмы интервала от нижней границы терминальных ярусов

юры до нижней границы валанжина в разных биогеографических надобластях – Панбореальной и Тетис-Панталасса – В.А. Прозоровский ссылается, в первую очередь, на биостратиграфические данные, хотя они и не бесспорны. Так, для доказательства одновозрастности нижней границы титонского и волжского ярусов он утверждает (с. 102), что “границы рассматриваемого стратиграфического интервала близки к изохронным. Подошва – основание слоев с *Gravesia gravesiana*, кровля – подошва хронозоны *Thurmanniceras otopeta*. Упомянутые стратиграфические уровни надежно прослеживаются во многих разрезах морских образований Северного полушария”. Однако вид *Gravesia gravesiana* появляется не в основании титона, а в верхней части его нижней зоны (Hantzpergue, 1989; Schweigert, 1993). При этом в тех разрезах, которые сейчас рассматриваются как перспективные для определения GSSP подошвы титона (в Швабии и Ардеше), гравезии редки или отсутствуют. Основания зон по аммонитам *Hybonotum* и зоны *Klimovi* действительно совпадают, но их корреляция осуществляется в первую очередь по последовательностям гаплоцератин и исчезновению на этой границе *Aulacostephanus* (Rogov, 2004).

Такие же претензии можно предъявить и к предложенной Прозоровским корреляции подошвы валанжина. Проведение границы берриаса и валанжина в кровле зоны по аммонитам *Otopeta* – это не только точка зрения Ф. Ходемакера, как может показаться, но и широко принятый в настоящее время (хотя и не бесспорный) вариант определения границы. Смена состава аммонитов в пограничном интервале берриаса и валанжина происходит постепенно. Первые представители валанжинских родов аммонитов появляются еще в подзоне *alpinensis*, а вид *boissieri* продолжает встречаться и в зоне *Otopeta* (Aguado et al., 2000; Wiplich, 2003). Впрочем, GSSP пока нет ни для берриаса, ни для валанжина. Однако не зависимо от положения границы в подошве или кровле зоны *Otopeta* хорошая корреляция между субсредиземноморской и бореальной последовательностью на этом уровне не пострадает.

В подтверждение своей точки зрения В.А. Прозоровский приводит слова Г.Я. Крымгольца: “принятие 2-х ярусов (титонского и волжского, В.З. и М.Р.), подошва и кровля которых находится на одном уровне, а отличия сводятся к различию состава фауны, методически неверно и допустимо лишь временно”, однако это мнение Г.Я. Крымгольца не является поддержкой его взглядов. Ведь Г.Я. Крымголец исходил из того, что объёмы титонского и волжского ярусов совпадают, а В.А. Прозоровский, как известно, так не считает. Он пишет о несовпадении границ волжского яруса и титона! Позволим себе и мы процитировать Г.Я. Крымгольца (1982, с. 171):

“Специфической особенностью отечественной ярусной шкалы юрской системы является выделение на больших площадях, входивших в юре в Бореальную биогеографическую область волжского яруса. Его сохранение как яруса, параллельного титону, рассматривается нами как временное, хотя ещё, вероятно, пройдёт значительный срок, пока будет достаточно разработана зональная шкала титона и осуществится полная зональная корреляция титонских и волжских отложений”. Пока же преждевременно говорить не только о позонной корреляции волжского яруса и титона, но и о возможности проследить подъярусные границы одного из ярусов в пределах другого. Анализ совместных находок бореальных и тетических аммонитов в пределах волжского и титонского ярусов показывает, что хорошо различимые в пределах одного яруса границы в другом практически не прослеживаются. Так, границе между нижним и средним титоном в суббореальной последовательности, видимо, соответствует уровень, близкий к основанию подзоны *Tenuicostata* (Рогов, 2004), а граница среднего и верхнего титона может быть близкой к основанию фаунистического горизонта *regularis* зоны *Panderi*. В бореальной (сибирской) зональной шкале ни один из этих уровней проследить не удастся. В пределах развития отложений бореального типа хорошо прослеживается граница средне- и верхневолжского подъярусов, однако нет строгих доказательств того, что эта граница отвечает границе титон / берриас в отложениях тетического типа. Только что появились данные, свидетельствующие о соответствии подошвы рязанского яруса (гиперзоны *Rjasanensis*) нижнему берриасу, возможно, зоне *Grandis* (Митта, 2005). Это позволяет предположить, что, по крайней мере, большая часть верхневолжского подъяруса коррелируется с титоном. Так что проблема позонной бореально-тетической корреляции для пограничных отложений юры и мела пока окончательно не решена.

ПАРАЛЛЕЛЬНЫЕ ЯРУСЫ НА ГРАНИЦЕ ЮРЫ И МЕЛА: ВОЗМОЖНОЕ РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Хотя статья В.А. Прозоровского посвящена волжскому “ярусу”, в ней затрагивается и берриасский. На с. 107 утверждается “нельзя упоминать берриас и бореальный берриас как синонимы”. Именно потому, что преждевременно говорить о совпадении объёмов бореального и тетического берриаса, на совещании Международной рабочей группы по границе юрской и меловой систем на Северном Кавказе было решено ввести определение “бореальный” перед названием нижнего яруса меловой системы (Захаров, 1988). Если будет доказано совпадение объёмов рязанского го-

ризонта и берриаса, то вместо термина “бореальный берриас” для отложений бореального типа следует возвратиться к названию рязанский ярус. Нам представляется, что при отсутствии убедительной корреляции пограничных отложений юры и мела использование параллельных ярусов для биохором высокого ранга оправдано. Что же касается замены названия “волжский ярус” на “титонский ярус” на площадях развития отложений бореального типа, то это представляется нам неудачным решением. Приведем в качестве примера Объяснительную записку к одному из листов (R-(45)–47, Норильск) Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 (Семериков, 2000). В соответствии с рекомендациями МСК местные геологи вынуждены вместо волжского и рязанского ярусов (или бореального берриаса) выделять титон и берриас на площади, где отсутствуют какие бы то ни было окаменелости титона и берриаса! При этом граница “титона” и “берриаса” проведена ими над верхневолжским подъярусом. Мы можем только согласиться с мнением В.А. Прозоровского в отношении номенклатуры ярусов (с. 107): “Во избежание возможной путаницы единицы каждой категории должны обозначаться своими терминами, не применяемыми для другой”. Но мы не можем согласиться с В.А. Прозоровским, что волжский ярус во всех стратиграфических схемах на территории России должен быть заменен титонским уже в настоящее время. Мы считаем, что до решения проблемы зональной бореально-тетической корреляции пограничных юрско-меловых отложений в Международной стратиграфической шкале необходимо оставить для надобласти Тетис-Панталасса титонский и берриасский ярусы, а для Панбореальной надобласти – волжский и рязанский ярусы.

МСШ служит в геологии хроностратиграфическим эталоном, позволяющим на основании сопоставления с ним сегментов стратисферы Земли определять относительное время геологического события по его “следу”, зафиксированному в конкретном (реальном) разрезе: раньше, позже, одновременно. Вряд ли необходимо в дополнение к ярусу МСШ вводить новую категорию межрегиональных стратиграфических подразделений, как это предлагает В.А. Прозоровский. Во всяком случае, совершенно непонятно, почему, по мнению В.А. Прозоровского, подобная процедура “сделает более гибкой всю стратиграфическую номенклатуру, снимет ненужные дискуссии и в перспективе повысит надежность и дробность корреляции разрезов” (с. 107). Связь надежности корреляции с введением новой категории стратиграфических подразделений представляется, мягко говоря, не обоснованной. Путаницы же нововведение, несомненно, прибавит.

Позволим заметить, что предложение использовать параллельные ярусы для крупных биохо-

рем, возможно, впервые было высказано в отечественной литературе (Юферев, 1969). Недавно такое же предложение прозвучало по отношению к значительно менее проблемному, чем волжский, кимериджскому ярусу. В открытом письме членам рабочей группы от 19.03.2004 известный специалист по биостратиграфии и аммонитам юры Дж. Калломон (J. Callomon) предложил сохранить название “кимеридж” только в суббореальной шкале, а для других регионов рекомендовал использовать “бореальный кимеридж” и “секван”.

Попробуем ответить на вопрос: естественны или искусственны стратоны МСШ? Так, среди специалистов имеются сторонники того и другого взгляда. “Геологические (читай, стратиграфические – В.З. и М.Р.) подразделения представляют собой лишь условные отрезки, которые мы различаем для удобства изучения” (Реневье, цитируется по Леонов, 1973, с. 48). “Стратоны – это формально установленные отрезки идеального разреза земной коры”, – вторит этому изречению В.А. Прозоровский (из письма В. Захарову 19.02.2004 г.). Однако, если бы стратиграфические подразделения МСШ сложились на формальной основе, то шкала фанерозоя была бы разделена на равные отрезки (для “удобства”) как метрическая линейка. Реально же в МСШ стратоны даже одного ранга не равноценны по длительности и включают разное количество подчиненных подразделений. Так, эратемы не равны по объему и разделены на разное число систем, которые в свою очередь делятся на разное число отделов, последние расчленяются на ярусы, число которых в разных системах существенно различается. То же можно сказать и о ярусах: каждый из них разделен на разное число зон и, как становится все более очевидным, время формирования не только ярусов, но и смежных филозон, не одинаковое. Ярусная шкала фанерозоя, конечно, синтетическая, но отнюдь не формальная. С момента зарождения она была основана на этапах формирования биоты. Этапы первоначально были установлены практически в одном регионе (Западной Европе), но с течением времени (за 150 лет) прослежены с помощью биостратиграфического метода субглобально или глобально. Эффективность биостратиграфического метода при глобальной корреляции в фанерозое установлена эмпирически. Именно этим путем восстановлена хронология всех событий в фанерозое и установлена иерархия стратиграфических единиц (стратонов) МСШ. Элементарной хроностратиграфической единицей признан ярус (Международный стратиграфический..., 1978, 2002; International Stratigraphic..., 1976, 1994, 1999). Присутствие конкретного яруса в любом регионе Земли определяется в первую очередь суммой включенных в него биостратиграфических зон. “На всех уровнях иерархической системы стратиграфии фане-

розоя, писал Б.С. Соколов (1971), границы подразделений должны определяться лишь видовыми зонами... Только придерживаясь этого принципа, можно сохранить целостность и устойчивость хроностратиграфической шкалы”.

Биосфера Земли развивалась под влиянием внешних и внутренних факторов. Эволюция биосферы, как и все процессы на Земле, протекала неравномерно и периодически. Эти этапы запечатлелись в слоях земных, что позволило палеонтологическому методу стать основным при расчленении осадочных последовательностей на стратоны. В силу неравномерности темпов эволюции биоты, стратоны оказались неравными по своей продолжительности. Это не мешает биостратиграфическому методу выполнять свою основную функцию: быть мерилем геологического времени. Биостратиграфический метод не исчерпал себя до сих пор. В наши дни дальнейшая стратиграфическая детализация (расчленение зон и подзон на биогоризонты и отдаленная корреляция по ним) происходит на биостратиграфической основе. И в этом суть.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 03-05-64297.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Бореальный и тетический мел: проблемы изохронности биостратиграфических границ и построение общей стратиграфической шкалы // Второе всероссийское совещание “Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”. Санкт-Петербург, 12–15 апреля 2004 г. СПб.: СПбГУ. 2004. С. 11.
- Захаров В.А. Проблемы границы юрской и меловой систем // Геология и геофизика. 1988. Т. 38. № 4. С. 140–141.
- Захаров В.А. В защиту волжского яруса // Стратиграфия Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 58–66.
- Крымгольц Г.Я. Заключение // Зоны юрской системы в СССР. Тр. МСК. 1982. Т. 10. С. 170–174.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1973. 527 с.
- Международный стратиграфический справочник / Ред. Хедберг Х. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Международный стратиграфический справочник / Ред. Гладенков Ю.Б. М.: ГЕОС, 2002. 38 с.
- Месежников М.С. Зоны региональных стратиграфических школ // Сов. геол. 1966. Т. 7. № 4. С. 3–16.
- Митта В.В. Аммониты и стратиграфия пограничных слоев волжского и рязанского ярусов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 41–66.
- Прозоровский В.А. К проблеме волжского “яруса” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 101–108.
- Рогов М.А. Корреляция нижневолжского и зоны *rapperi* средневолжского подъяруса с титоном // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 41–66.

- Семерилов А.А. Юрская система // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист R-(45)–47. Норильск. Масштаб 1:1000000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 116–123.
- Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.
- Шиндевольф О. Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 1975. 135 с.
- Юферов О.В. Палеобиогеографические пояса и подразделения ярусной шкалы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 77–84.
- Abbink O.A., Callomon J.H., Riding J.B. et al. Biostratigraphy of Jurassic-Cretaceous boundary strata in the Terschelling Basin, the Netherlands // Proceed. Yorkshire Geol. Soc. 2001. V. 53. Pt. 4. P. 275–302.
- Aguado R., Company M., Tavera J.M. The Berriasian / Valanginian boundary in the Mediterranean region: new data from the Caravaca and Cehegin sections, SE Spain // Cretaceous Res. 2000. V. 21. P. 1–21.
- Arkell W.J. Jurassic Geology of the World. Oxford: Oliver et Boyd, 1956. xv + 806 p.
- Bulot L. The Valanginian stage // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique, Sci. d. l. Terre. 1996. T. 66. P. 7–10.
- Cope J.C.W. The terminal Jurassic stage // Intern. Symp. Jurassic Stratigr., Erlanger, Sept. 1–8, 1984. V. II. Copenhagen, Geol. Surv. Denmark, 1984. P. 445–456.
- Cope J.C.W. The Bolonian Stage: an old answer to an old problem // Newsl. Stratigr. 1993. V. 28. P. 151–156.
- Cope J.C.W. The role of the Secondary Standard in stratigraphy // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 1. P. 107–110.
- Hantzpergue P. Les Ammonites kimmeridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale. Biochronologie, Systematique, Evolution, Paleobiogeographie. Cahiers de Paleontologie, edit. C.N.R.S. 1989. 428 p.
- Hoedemaeker Ph.J., Reboulet S., Aguirre-Urreta M.B. et al. Report on the 1-st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" // Cretaceous Res. 2003. V. 24. P. 89–94.
- International Stratigraphic Guide / Ed. Hedberg H.D. N.Y.–London–Sydney–Toronto. J. Willey & sons, 1976. 200 p.
- International Stratigraphic Guide. Second Edition. / Ed. Salvador A. Colorado: IUGS. Geol. Soc. America, 1994. 214 p.
- International Stratigraphic Guide / Eds Murphy M., Salvador A. Episodes. 1999. V. 2. № 4. P. 255–271.
- Rogov M.A. The Russian Platform as a key region for Volgian / Tithonian correlation: A review of the Mediterranean faunal elements and ammonite biostratigraphy of the Volgian stage // Riv. Itali. Paleontol. e Stratigrafia. 2004. V. 110. № 1. P. 321–328.
- Schweigert G. Die Ammonitengattungen Gravesia Salfeld und Tolvericeras Hantzpergue und ihre Bedeutung für den Grenzbereich Oberkimmeridium / Untertithonium im Schwabischen Jura // Geol. Bl. NO-Bayern. 1993. Bd. 43. № 1–3. S. 167–186.
- Wippich M.G.E. Valanginian (Early Cretaceous) ammonite faunas from the western High Atlas, Morocco, and the recognition of western Mediterranean "standard" zones // Cretaceous Res. 2003. V. 24. P. 357–374.

Рецензенты Ю.Б. Гладенков, К.И. Кузнецова

УДК 550.93:525.235

ОТВЕТ НА СТАТЬЮ Ю.А. СКЛЯРОВА “О ГАЛАКТИЧЕСКОМ ВАРИАНТЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ”

© 2005 г. А. А. Баренбаум

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва

Поступила в редакцию 18.07.2003 г., получена после доработки 10.10.2004 г.

Ключевые слова. Модель Галактики, спиральные ветви, струйные потоки, гравитационный потенциал, солнечная орбита, геохронологическая шкала.

Ознакомился со статьей Ю.А. Склярова, опубликованной в журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” (2004, №4). Эта статья, по существу, является реакцией Ю.А. Склярова на работу (Баренбаум и др., 2002), опубликованную в журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” и мои другие публикации.

В упомянутой работе нами обсуждается один из подходов к построению геохронологической шкалы, а также возможная причина существования эпох массового вымирания на Земле живых организмов, моменты которых во многих случаях выбираются в качестве границ стратонов фанерозойской шкалы. Хотя эти вопросы представляют для геологии большой интерес, однозначных ответов на них пока нет. В своей статье мы пытались еще раз привлечь внимание к этой проблеме и обсудить один из возможных вариантов ее решения.

В статье изложена физическая модель, разрабатываемая мной на протяжении последних 15 лет. Модель построена на теоретическом расчете орбиты движения Солнца в Галактике (в различных приближениях точности) и вычислении моментов пересечения Солнцем систем галактических ветвей разной природы (рис. 1). Двух ветвей, закрученных в спирали Архимеда, и четырех – в логарифмические спирали. Наличие у спиральных галактик ветвей обоих типов – давно известный эмпирический факт (Воронцов-Вельяминов, 1972).

В основе данной модели лежат представления о Галактике, как об эволюционирующей звездной системе, устойчивость которой обеспечивается постоянным разрушением в ее центре звезд. Возникающие газ и пыль постоянно скапливаются в центре системы, формируя быстро вращающийся прецессирующий ядерный диск, который они непрерывно покидают в двух его диаметрально противоположных точках. Истекающее газопылевое вещество двумя веерообразными струйными потоками, закрученными в спирали Архимеда, распространяется в Галактике, конденсируясь

в плотные облака, кометы и звезды. Эти процессы усиливаются в местах пересечения струйными потоками четырех спиральных галактических рукавов логарифмического типа, которые благодаря наличию в них электромагнитного поля, увлекают ионизированную компоненту струйных потоков, накапливая в себе газопылевое вещество. Солнце движется вокруг центра Галактики по медленно вращающейся эллиптической орбите и время от времени пересекает струйные потоки и спиральные галактические рукава. В эти момен-

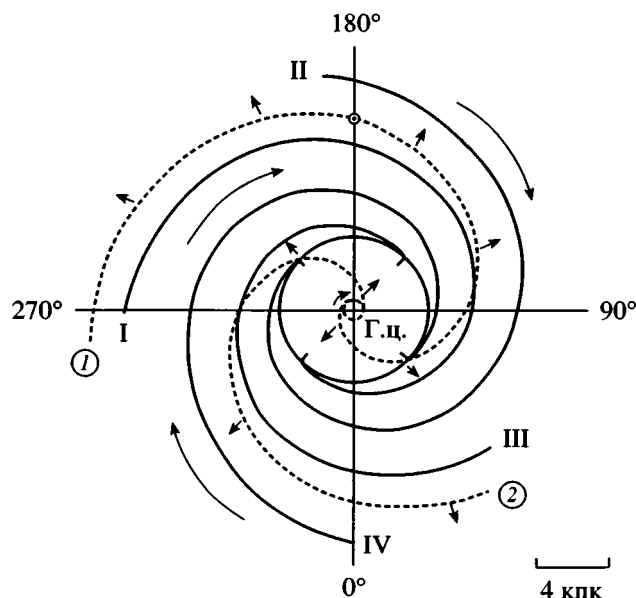


Рис. 1. Двухспиральная модель Галактики в проекции на галактическую плоскость.

Г.ц. – галактический центр. Кругок с точкой – современное положение Солнца. Сплошные линии, римские цифры (I–IV) – четыре спиральных галактических рукава логарифмического типа. Пунктирные линии, арабские цифры (1, 2) – два струйных потока Галактики, закрученных в спирали Архимеда. Стрелки указывают направление движения вещества спиралей: по кругу – для логарифмических рукавов и радиально – для струйных потоков.

ты все планеты Солнечной системы, в их числе Земля, подвергаются воздействиям со стороны присутствующих в струйных потоках и галактических рукавах комет и звезд. Такие события четко фиксируются в геологической истории Земли мощными природными катаклизмами.

Во всех работах, где модель используется, обязательной процедурой является количественное сопоставление результатов теоретических расчетов с данными геологических и астрономических наблюдений. Причем хорошее согласие расчетов и фактических данных выступает важным показателем адекватности модели и служит ее расчетным обоснованием. На этом собственно и базируется наша статья. Важнейшие положения и следствия модели многократно освещены в печати как мной лично, так и в соавторстве с ведущими специалистами разного профиля. На сегодняшний день отражаемые моделью представления изложены более чем в 100 печатных работах.

Результаты исследований по теоретико-экспериментальному обоснованию новых представлений, теснейшим образом связывающих процессы на Земле и в космосе, систематизированы и обобщены в монографии (Баренбаум, 2002).

Книга преследует две основные цели. Первая – доказать реальность струйного истечения газопылевого вещества из центра спиральных звездных систем – явления, давно теоретически предсказанного и открытого, но, к сожалению, пока не признанного астрономами. Вторая цель – на примере Галактики показать, что учет важнейших следствий этого явления для Земли и Солнечной системы позволяет решить ряд крупных геологических и космогонических проблем, которые наука безуспешно пыталась разрешить на протяжении двух последних столетий.

Книга, как и обсуждаемая статья, призвана преодолеть инерцию “геоцентрического” мышления в науках о Земле, где пока еще недооценивается роль и степень участия физических процессов в Галактике в развитии Земли и всей Солнечной системы. Причины такой недооценки, по моему глубокому убеждению, вызваны ошибочностью существующих в астрономии воззрений на строение галактик и природу их спиральности. Эти взгляды сложились в начале прошлого века и сегодня нуждаются в пересмотре.

В книге показано, что адекватной физической моделью галактик является модель звездной изотермической сферы. Эта теоретическая модель (Спитцер, 1990; Кинг, 2003) широко известна в астрофизике, однако до сих пор применялась лишь к шаровым звездным скоплениям. С некоторыми дополнениями, учитывающими явление струйного истечения, данная модель позволила объяснить строение нашей и других спиральных звездных систем, а также открыла возможность попут-

Тангенциальная скорость, км/с

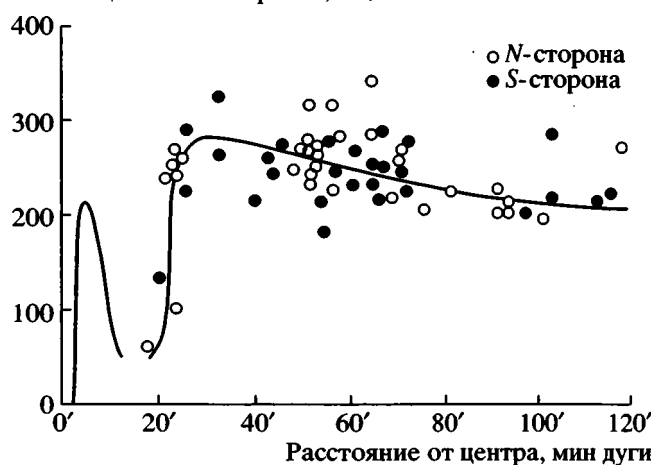


Рис. 2. Кривая вращения галактики М 31 по наблюдениям (Воронцов-Вельяминов, 1978). Вблизи центра кривая построена по излучению в запрещенных линиях азота N[II], а на больших расстояниях – по излучению областей ионизированного водорода HII.

но решить ряд других трудных вопросов физики галактик. Чтобы не быть голословным, проиллюстрируем это на примере характера вращения спиральной галактики М 31 (рис. 2). Сходные зависимости характерны для многих спиральных галактик, наблюдаемых с ребра (Марочник, Сучков, 1984).

На кривой имеются две особенности, трудно объяснимые с позиций существующих представлений о галактиках. Это ее выполаживание на больших расстояниях от центра и резкое, почти до 0, снижение ротационных скоростей на участке между ядерным диском (ближайший к центру максимум скорости) и вторым максимумом, связанным с началом ветвления в М 31 логарифмических спиралей. Первая особенность указывает на присутствие в спиральных галактиках так называемой “скрытой массы”, природу которой обычно связывают с маломассивными звездами низкой яркости, рассеянным газопылевым веществом или с нейтрино ненулевой массы покоя (Марочник, Сучков, 1984; Физика космоса, 1986). Однако этот вопрос сегодня окончательно не решен. А вторая вообще не получила пока разумного объяснения.

Предложенная мной физическая модель Галактики (Баренбаум, 2002), использованная в наших расчетах, легко объясняет как глубокий минимум на кривой вращения спиральных галактик, так и ее выполаживание на больших расстояниях от центра. Решает она и проблему “скрытой” массы, которая, как выясняется, представлена старыми давно проэволюционировавшими звездами.

Гравитационный потенциал Галактики $U(R, Z)$ в нашей модели, начиная с расстояний ~ 4 кпк

(внешняя граница изотермического ядра), имеет слабую зависимость от R . На основании расчетов П.П. Паренаго (1950, 1952), результатов работ (Спитцер, 1990; Кинг, 2003) и собственных исследований показано, что на удалении Солнца от центра Галактики ее гравитационный потенциал в плоскости $Z = 0$ может быть представлен разложением в асимптотический ряд:

$$U(R) = - \sum_{k=0}^{\infty} \frac{c_k}{R^k}, \quad (1)$$

где c_k – постоянные коэффициенты. Для данной функции распределения гравитационного потенциала и были выполнены все наши расчеты.

Важнейшей чертой современной науки является ее мультидисциплинарный характер, требующий взаимной увязки представлений разных областей знания. Наша статья, где благодаря привлечению новой модели Галактики к проблеме построения геохронологической шкалы получено хорошее согласие наблюдаемых эпох вымирания на Земле живых существ с расчетными временами пребывания Солнечной системы в галактических струйных потоках, вполне может рассматриваться в качестве такого удачного примера. Причем эти расчеты были произведены в 1989 году, за несколько лет до работы Дж. Сепкоски (Sepkoski, 1995), а достаточно надежная геохронологическая шкала (Gradstein, Ogg, 1996), на основе которой проводится сопоставление, появилась еще позже.

Этого, к сожалению, не заметил Ю.А. Складоров. А привлекло его внимание совсем другое. В моих работах, в частности в нашей статье, он усмотрел недочеты четырех типов: 1) несоответствие используемой модели Галактики взглядам П.П. Паренаго (1954), Б. и К. Бок (1959), а также Л.С. Марочника и А.А. Сучкова (1984) на спиральное строение нашей звездной системы; 2) ошибки в отдельных математических формулах; 3) неточности в рисунках и 4) отсутствие ссылок. Эти недочеты, по мнению Ю.А. Складорова, столь серьезны, что полностью обесценивают результаты нашей статьи и всех моих других публикаций.

В связи с первым замечанием Ю.А. Складорова вынужден отметить, что в настоящее время не только теоретически не объяснен механизм образования галактических ветвей (Фридман, 1989), но даже у специалистов нет единого мнения, сколько и каких ветвей спиральные галактики имеют, и где эти ветви проходят. Показательна в этом смысле статья астронома В.Г. Сурдина (2003). Она передает замешательство, которое вызвало среди астрономов недавнее открытие у спиральной галактики NGC 4622, долгое время считавшейся классической, наряду с двумя логарифмическими рукавами еще одной внутренней спиральной ветви неясного происхождения.

рифмическими рукавами еще одной внутренней спиральной ветви неясного происхождения.

Вместе с тем интерпретация подобных ветвей предложена мной более 15 лет назад. На примере ближайшей нашей соседки спиральной галактики М 31 показано, что эти ветви представляют собой струйные потоки газопылевого вещества, истекающие из ядерного диска системы в соответствии с механизмом Дж. Джинса (Jeans, 1929). Соответствующая спиральная модель Галактики была опубликована в учебнике (Общая и полевая геология, 1991), поскольку при ее разработке наряду с результатами астрономических наблюдений использовались и данные геохронологической шкалы (Геохронологическая таблица, 1978). Позднее была предложена и обоснована физическая модель Галактики в виде эволюционирующей звездной изотермической сферы. А в 2001 г. путем теоретического объяснения на основе данной модели очень специфической кривой вымирания морских животных в фанерозое была показана ее весьма высокая точность. Тогда же с учетом интенсивности вымираний установлены коэффициенты в функции распределения гравитационного потенциала Галактики (1), и показано, что изменением этого распределения, вследствие весьма ощутимой эволюции нашей звездной системы, можно пренебречь, но лишь для фанерозоя. Все этапы разработки данной модели подробно описаны в монографии (Баренбаум, 2002). Благодаря этим исследованиям и стало возможным получить столь хорошее совпадение результатов расчетов с временным положением границ стратонав фанерозойской шкалы, на чем было сконцентрировано особое внимание в нашей статье.

Обратимся теперь собственно к использованной нами спиральной модели Галактики (рис. 1). Следует подчеркнуть, что почти все ее основные элементы сегодня подтверждены астрономически. Так, четырехрукавная структура спиральности Галактики в последние годы активно обсуждается астрономами (Vallee, 2002). Отличия предложенных ими моделей от нашей заключаются в принятом расстоянии Солнца от центра Галактики R_0 .

Величина этого расстояния до сих пор не установлена, меняясь в пределах 6.5–10.5 кпк (Расторгуев и др., 1994). Если 50 лет назад считалось $R_0 = 7.2$ кпк, то к 80-ым годам прошлого века оно возросло до 10.0 ± 1.0 кпк (Физика космоса, 1986). Затем наступил период снижения величины R_0 , и сегодня оно фактически вернулось к значению 7.1 кпк (Мельник, 2003) пятидесятилетней давности. Более того, ситуация с удаленностью Солнца от центра Галактики запуталась настолько, что при исследованиях различных галактических объектов предлагается параллельно использовать две разные шкалы расстояний: “короткую” с

величиной $R_0 = 7.5$ кпк и “длинную” с $R_0 = 8.5$ кпк (Заболотских и др. 2002).

Недавно пулковский астроном Г.А. Гончаров (2002) подтвердил и предсказанное нашей моделью удаление близких к Солнцу звезд ветви Ориона-Лебеда (струйный поток) в радиальном направлении от центра Галактики. Изучая ранее движение 99 близких к Солнцу радиопульсаров, А. Лайн и Д. Лоример нашли их скорости равными 450 ± 90 км/с (Lyne, Lorimer, 1994). Последняя величина совпадает со скоростью движения звезд струйного потока Ориона-Лебеда относительно Солнца, составляющей в нашей модели 457.3 км/с (Баренбаум, 2002).

Уже после публикации нашей статьи вышли еще две работы (Баренбаум, Литвинова, 2002, 2003), в которых с привлечением разработанной модели было предложено объяснение причин этапности образования фосфатов и солей в фанерозое – на границах палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр. При этом было обращено внимание на то, что соотношения объемов отлагавшихся эвапоритов отвечают космической распространенности их основных солеобразующих химических элементов, а сами объемы отложений зависят от положения Солнца на апогалактическом участке орбиты. Эти результаты могут служить дополнительным аргументом в пользу правильности рассчитанной солнечной орбиты, включая и величину ее эксцентриситета.

В ответ на критику замечу, что старые объекты Галактики, например шаровые звездные скопления, характеризуются гораздо более вытянутыми орбитами (Марочник, Сучков, 1984), чем получено нами для Солнца.

Второе замечание Ю.А. Склярова касается ошибок в формулах. В указанных им работах, но не в разбираемой статье 2002 г, в ряде математических выражений, описывающих движение Солнца в кеплеровском приближении, действительно имеются опечатки, которые я, к сожалению, не имел возможности устранить при корректуре. Большинство этих формул, а также формулы движения по эллиптическим орбитам с вращающейся линией апсид, по которым производились расчеты, приведены без ошибок в монографии (Баренбаум, 2002).

Должен сказать, что теория движения тел в поле центральной силы, отвечающая уравнениям Кеплера, когда в формуле (1) учитывается лишь первый зависящий от R член разложения, – это хорошо изученный в механике вопрос, исследованный еще И. Ньютоном. Поэтому при расчетах мы пользовались математическими выражениями, приведенными в соответствующих курсах теоретической механики (см., например, Рой, 1981; Дубошин, 1983).

Ю.А. Скляров, однако, не ограничивается замечаниями к формулам простейшего кеплеровского приближения, и переходит на критику самой модели и ее основных следствий, причем с позиций старых астрономических представлений. В результате, главная сторона модели, связанная с пересечением движущимся по орбите Солнцем двух струйных потоков и четырех спиральных ветвей нашей звездной системы, важная для объяснения физического механизма влияния процессов в Галактике на геологическое развитие Земли, оказалась вне понимания Ю.А. Склярова.

Теперь несколько слов о замечаниях Ю.А. Склярова по поводу рисунков и отсутствию ссылок. Следует отметить, что ставшие уже классическими распределения ближайших к Солнцу звездных и газовых комплексов Галактики, приводятся во многих книгах по астрономии. Что касается рисунка, упоминаемого оппонентом, то он заимствован мной из книги Ю.Н. Ефремова (1984). На эту и другие работы Ю.Н. Ефремова я широко ссылаюсь.

Ю.А. Скляров, как пример “несообразности”, указывает также на рисунок из статьи Баренбаума и Ясаманова (1995). На нем показано положение относительно Солнца двух спиральных рукавов Галактики в периоды времени, когда его траектория проходила внутри данных рукавов. Рисунок воспроизводит взаимное положение Солнца и краев рукавов, полученное при точном решении этой задачи для движения Солнца в Галактике, удовлетворяющем уравнениям Кеплера. Замечу, что приближение Кеплера отвечает упрощенной модели гравитационного потенциала Галактики, и реальная орбита Солнца, как это показано в монографии и в нашей статье, носит более сложный характер.

Астрономические представления, которых придерживается Ю.А. Скляров, по моему мнению, устарели. Отсюда, вероятно, его неприятие новых идей и гипотез, которые в последние годы рождаются на стыке наук о Земле и Космосе. Постановка подобных вопросов и обсуждение разных подходов к их решению на междисциплинарной основе являются важной особенностью современного этапа развития науки.

В заключение хочу поблагодарить Ю.А. Склярова за внимательное прочтение моих работ и указанные в них опечатки и неточности. Буду рад, если своей статьей Ю.А. Скляров привлечет внимание специалистов к назревшим проблемам астрономии, которые только и можно решить совместными усилиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 393 с.

- Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 3–14.
- Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. Периодичность эпох фосфатонакопления и ее возможные космические причины // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 2. С. 220–222.
- Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. Распространение солей и фосфоритов в свете космической гипотезы // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 2. С. 214–218.
- Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А. Опыт построения детальной геохронологической шкалы позднего рифея на основе новых представлений о строении Галактики // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 5. С. 650–653.
- Бок Б., Бок К. Млечный Путь. М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит. 1959. 264 с.
- Воронцов-Вельяминов Б.А. Внегалактическая астрономия. М.: Наука, 1972. 464 с.
- Геохронологическая таблица / Ред. Хаин В.Е. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
- Гончаров Г.А. Трехмерная структура местного рукава Галактики // Изв. ГАО в Пулковке. 2002. № 216. С. 84–99.
- Дубошин Г.Н. Небесная механика. Основные задачи и методы. М.: Физматгиз, 1963. 588 с.
- Заболотских М.В., Расторгуев А.С., Домбис А.К. Кинематические параметры молодых подсистем и кривая вращения Галактики // Письма в Астроном. журн. 2002. Т. 28. № 7. С. 516–528.
- Ефремов Ю.Н. В глубины Вселенной. М.: Наука, 1984. 224 с.
- Кинг А.Р. Введение в классическую звездную динамику. М.: УРСС, 2002. 288 с.
- Марочник Л.С., Сучков А.А. Галактика. М.: Наука, 1984. 392 с.
- Мельник А.М. Особенности поля скоростей ОБ-ассоциаций и спиральная структура Галактики // Письма в Астроном. журн. 2003. Т. 29. № 5. С. 349–355.
- Общая и полевая геология: Учебник для вузов / Павлов А.Н., Одесский И.А., Иванов А.И. и др. Л.: Недра, 1991. 463 с.
- Паренаго П.П. О гравитационном потенциале Галактики // I. Астроном. журн. 1950. № 6. С. 329–340; II Астроном. журн. 1952. № 3. С. 245–287.
- Паренаго П.П. Курс звездной астрономии. М.: Гос. изд-во тех.-теор. лит., 1954. 476 с.
- Расторгуев А.С., Павловская Е.Д., Дурлевич О.В., Филиппова А.А. Определение расстояния Солнца от центра Галактики по шаровым скоплениям методом максимума правдоподобия // Письма в Астроном. журн. 1994. Т. 20. № 9. С. 688–692.
- Рой А. Движение по орбитам. М.: Мир, 1981. 544 с.
- Скляр Ю.А. О галактическом варианте геохронологической шкалы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 118–126.
- Спитцер Л. Динамическая эволюция шаровых скоплений. М.: Мир, 1990. 184 с.
- Сурдин В.Г. Куда направлены рукава галактик? // Природа. 2003, № 10. С. 48–50.
- Физика космоса: Маленькая энциклопедия. М.: Сов. Энциклопедия / Гл. ред. Сюняев Р.А. 1986. 783 с.
- Фридман А.М. О невозможности существования стационарных спиральных волн плотности в локальной теории Лина, Шу, Лау, Бертина // Астроном. журн. 1989. Т. 66. Вып. 6. С. 1327–1329.
- Gradstein F., Ogg J. Geologic time scale. Purdue Univer. 1996.
- Jeans J.H. Astronomy and Cosmogony. Cambridge, Cambridge Univer. Press. 1929.
- Lyne A.G., Lorimer D.R. High birth velocities of radiopulsars // Nature. 1994. V. 369. № 6476. P. 127–129.
- Sepkoski J.J. Patterns of phanerozoic extinction: a perspective from global data bases. // Global events stratigraphy in the Phanerozoic: results of international interdisciplinary cooperation in the IGCP Project 216 / Ed. Walliser O.H. 1995. P. 35–52.
- Vallee J.P. Metastudy of the spiral structure of our home Galaxy // Astrophys. J. 2002. V. 566. № 1. P. 261–266.

Рецензент Н.М. Чумаков

УДК (095:55)

ДАГМАРА МАКСИМИЛИАНОВНА РАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВА

(к 110-летию со дня рождения)



19 марта 2005 г. исполнилось 110 лет со дня рождения Дагмары Максимилиановны Раузер-Черноусовой, доктора геолого-минералогических наук, профессора, лауреата Ленинской премии, премии им. А.П. Карпинского, почетного Сорковского профессора, заслуженного деятеля науки и техники, одного из крупнейших в мире специалистов по стратиграфии и микропалеонтологии.

Д.М. Раузер-Черноусова родилась 19 марта 1895 г. в Москве, в семье инженера. В 1918 г. закончила физико-математический факультет Высших женских курсов. С начала 30-х годов она работает в нефтяных организациях (Уралнефть, Востокнефть, НГРИ), уделяя особое внимание изучению палеозойских отложений и содержащейся в них макрофауне. В 1931 г. по совокупности работ ей была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук, а в

1945 г. – блестяще защищена докторская диссертация.

В 1934 г. Д.М. Раузер-Черноусова переходит в Геологический институт Академии наук СССР, где организует Лабораторию микрофауны, которой она бессменно руководила в течение более 40 лет. Первоначально состав сотрудников лаборатории состоял из ближайших соратников Дагмары Максимилиановны – Е.А. Рейтлингер, Г.Д. Киреевой, О.А. Липиной, С.Ф. Щербович, Е.Л. Кулик, позже М.Н. Соловьевой, специалистов по палеозойским фораминиферам. Их объединяла общая главная задача – разработка зональных шкал карбона европейской части СССР. Но жизнь ставила новые задачи, расширялся стратиграфический диапазон исследований, расширялась и география изучения фораминифер, охватывая Крымско-Кавказскую область, Среднюю Азию, Дальний Восток, Восточное Средиземноморье, изучение осадков и микробиоты Мирового океана. Объектом детального изучения стали не только палеозойские, но и более молодые отложения – юра, мел, палеоген и неоген. В настоящее время Лаборатория микропалеонтологии ГИН РАН включает 14 научных сотрудников, специалистов по фораминиферам, конодонтам, нанопланктону и диатомеям.

Д.М. Раузер-Черноусова была не только крупным целеустремленным и талантливым ученым, она была прекрасным организатором, всегда безошибочно находившим пути и формы организации исследований, нацеливая их на важнейшие и наиболее перспективные направления развития отечественной науки. Первоочередным в организации микропалеонтологии тех лет было объединение отдельных коллективов и групп специалистов, работающих в научных и производственных организациях, которые в большинстве случаев не имели самостоятельной научной базы. Необходимо было обеспечение доступа широкого круга микропалеонтологов к видовым картотекам фораминифер (первоначально преимущественно палеозойских), созданным по инициативе Дагмары Максимилиановны в Лаборатории микрофауны Геологического института. В 1954 г. Д.М. Раузер-Черноусова создает Комиссию по микропалеонтологии, в задачи которой входила координация всех микропалеонтологических работ, ведущихся в центральных и периферийных организациях бывшего СССР, обмен опытом и материалом на

рабочих коллоквиумах, разработка и внедрение новых методик исследований, широкий обмен научной литературой. Как председатель Микропалеонтологической комиссии, которую она возглавляла около 40 лет, Дагмара Максимилиановна организует серийное научное издание “Вопросов микропалеонтологии” был подготовлен к 100-летию Дагмары Максимилиановны и опубликован в 1996 г.

Одной из важнейших и эффективных форм – обмена опытом и обобщения – Дагмара Максимилиановна считала микропалеонтологические совещания, которые были организованы Комиссией по микропалеонтологии и проводились в различных городах и организациях с периодичностью 3–4 года. Всего было проведено 12 микропалеонтологических совещаний в Ухте, Сыктывкаре, Баку, Минске, Новосибирске, Москве, Ленинграде, Томске.

Активная научно-организационная деятельность требовала много времени и сил, однако основное внимание Дагмары Максимилиановны всегда было сосредоточено на разработке научных проблем как фундаментальных, так и имеющих непосредственный выход в практику геологических работ. Примером такой неразрывной связи науки и практики в ее исследованиях явилась расшифровка геологического строения нефтеносной площади Второго Баку, разработка новой стратиграфической схемы и точной датировки продуктивных горизонтов нефтяных месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Именно эти работы в годы Великой Отечественной войны сыграли важнейшую роль при освоении главной нефтедобывающей области европейской части СССР. Они были высоко оценены правительством – Дагмара Максимилиановна была награждена орденами Красной Звезды и Трудового Красного Знамени.

В числе важнейших научных проблем, разрабатываемых Д.М. Раузер-Черноусовой и ее школой, было изучение критериев систематики фораминифер, установление периодичности и этапности в их развитии, что было непосредственно использовано при построении биостратиграфических шкал. Большое значение Дагмара Максимилиановна придавала анализу экологических особенностей существования фузулинид – обитателей донных осадков неглубоководных морей карбонатных платформ. При исследовании особенностей распределения таксонов разных категорий во времени и пространстве Дагмарой Максимилиановной была выявлена их изменчивость, в том числе и внутривидовая, что в дальнейшем успешно использовалось в детальной стратиграфии. Наряду с вопросами экологии, внутривидовой изменчивости, состава и структуры фораминиферных сообществ в отложениях и бассейнах

разного типа, Дагмару Максимилиановну всегда интересовали общие проблемы систематики, морфологии, онтогенеза и филогенеза, формообразования и причин, влияющих на эти процессы. Результаты этих исследований нашли свое отражение в публикации “Основ палеонтологии” в 1959 г. (совместно с А.Д. Миклухо-Маклаем и С.Е. Розовской), где обоснована система представлений о развитии основных групп палеозойских фораминифер.

Анализируя сложные биологические процессы, влияющие на эволюцию фораминифер, сравнивая данные, полученные в разных бассейнах и условиях, Дагмара Максимилиановна не выпускала из поля зрения важнейший стратиграфический аспект этих исследований – обоснование дробных (зональных) стратиграфических шкал и корреляцию разнофациальных отложений. Специальные работы посвящены определению стратиграфических подразделений разного ранга, в том числе зон, как наименьшего этапа эволюции. Эти работы, как и другие исследования Дагмары Максимилиановны, имели не только теоретическое, но и чисто практическое значение, позволяя коррелировать зональные подразделения в глобальном масштабе.

За последние десятилетия группой сотрудников Микропалеонтологической лаборатории Геологического института РАН, изучающих палеозойскую микрофауну, сделано много в развитие идей Д.М. Раузер-Черноусовой. Первоначально развивая все научные направления, намеченные Дагмарой Максимилиановной, главное свое внимание в последние годы сотрудники Лаборатории сосредоточили на детализации биостратиграфического расчленения и корреляции отложений. Это направление вновь приобрело особую актуальность в связи с развернутыми Международной подкомиссией по стратиграфии карбона работами по созданию ярусной шкалы каменноугольной и пермской систем, обосновании границ ярусных подразделений и выборе точек глобальных стратотипов границ. Для закрепления в новой глобальной шкале ярусов морского карбона России, имеющих несомненный приоритет, необходимо их максимально детальное изучение и, в первую очередь, на примере стратотипических и опорных разрезов. Основное внимание было уделено доизучению стратотипических разрезов московского, касимовского и гжельского ярусов в типовой местности (Подмосковье) и на Южном Урале. Значительно детализированы зональные шкалы по конодонтам и фораминиферам в пограничных башкирско-московского, московско-касимовского и касимовско-гжельского интервалах. Детально изучен филогенез фораминифер и конодонтов.

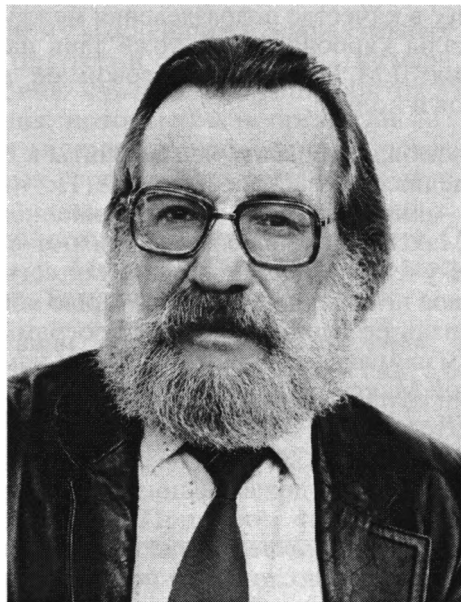
Примером преемственности могут служить исследования по московскому ярусу среднего карбона. В 50-х годах прошлого столетия под руководством Дагмары Максимилиановны и при ее участии было проведено широкое изучение среднего карбона Восточно-Европейской платформы, итогом которого явилась первоначальная унификация стратиграфических подразделений этого интервала. Были описаны фораминиферы обширной территории, включая Подмосковский бассейн (стратотипическую область большинства ярусов карбона), Среднее Поволжье и другие районы, уточнена систематика этой группы фауны, созданы таблицы для определения видов. Получили детальное микрофаунистическое обоснование горизонты московского яруса в его типовой местности. Преемственность современных исследований московского яруса по отношению к исследованиям, инициируемым и начатым еще Дагмарой Максимилиановной, определила результаты, полученные в последние годы по стратиграфии московского яруса, претендующего на включение в глобальную стратиграфическую шкалу. Коллективом лаборатории совместно с сотрудниками ПИН РАН обобщены на современном уровне материалы по стратиграфии, корреляции, фациям, важнейшим группам фауны среднего карбона Московской синеклизы. Переизучены важнейшие стратотипические и опорные разрезы горизонтов московского яруса с целью получения их детальной характеристики и уточ-

нения положения границ подразделений различного ранга. На основе детальных комплексных стратиграфических и палеонтологических исследований разработана новая схема расчленения московского яруса и проанализирована его глобальная корреляция. Полученные материалы позволили уточнить унифицированную региональную стратиграфическую схему среднего карбона Русской платформы и обосновать московский ярус в качестве подразделения международной шкалы карбона. И это тоже дань памяти и уважения Д.М. Раузер-Черноусовой ее верных учеников и коллег.

Невозможно добавить новые факты к биографии ушедшего из жизни человека. Но научные основы микропалеонтологии, заложенные Дагмарой Максимилиановной, продолжают и развивают ее ученики, последователи, коллеги. Пришло новое поколение ученых, которые воплощают в жизнь ее идеи, следуя той программе, тем научным направлениям, которые были намечены Дагмарой Максимилиановной. И в этой преемственности – научное бессмертие Дагмары Максимилиановны и ее работ.

*Геологический институт РАН,
Комиссия по микропалеонтологии,
Редколлегия и Редакция журнала
“Стратиграфия. Геологическая корреляция”*

УДК (092:55)

**КИРИЛЛ ВЛАДИМИРОВИЧ СИМАКОВ
(1935–2004)**

14 апреля 2004 г. на 69 году жизни скончался доктор геолого-минералогических наук, академик Российской академии наук, Председатель Президиума Северо-Восточного научного центра ДВО РАН Кирилл Владимирович Симаков, известный в стране и за рубежом геолог-стратиграф.

Ушел из жизни крупный российский геолог и ученый с высокой эрудицией и работоспособностью. Вся научная и практическая деятельность К.В. Симакова была связана с геологией и стратиграфией Северо-Востока России.

К.В. Симаков родился в Ленинграде в профессорской семье. После окончания в 1958 г. геологического факультета Ленинградского университета он в течение года работал геологом в Киргизском геологическом управлении, а затем был переведен в систему Северо-Восточного территориального геологического управления. С 1958 по 1970 гг. работал в Сеймчанском районном геологоразведочном управлении (позднее Анюйское РайГРУ, Сеймчанская комплексная геологоразведочная экспедиция) в должностях геолога, начальника партии, руководителя темы, старшего геолога и начальника геолого-поискового отдела. Приобретенный здесь уникальный опыт полевого геолога, составление, редактирование и защита целой серии листов геологической карты

масштаба 1 : 200000 стали надежным фундаментом его последующих научных успехов.

В 1970 г. К.В. Симаков защитил в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР кандидатскую диссертацию “Стратиграфия и циртоспирифериды фаменского и турнейского ярусов бассейна течения р. Омолон” и начал работать в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте СО АН СССР в Магадане. С этим институтом связана вся последующая его жизнь. В 1985 году К.В. Симаков защитил докторскую диссертацию “Граница девона и карбона и проблема определения хроностратиграфических границ”. В 1990 г. избран членом-корреспондентом АН СССР, а в 2000 г. – академиком РАН по специальности “стратиграфия”. С 1994 г. стал работать сначала заместителем, затем и.о. председателя Северо-Восточного научного центра Дальневосточного отделения РАН, в 1996 г. избран его председателем.

Научное наследие К.В. Симакова включает более 200 статей и 15 монографий, в том числе – более 30 публикаций в зарубежных изданиях. Его научные интересы были связаны с тремя блоками проблем.

Весьма значителен его вклад в разработку региональной геологии Северо-Востока России. Он – автор многочисленных публикаций по стратиграфии, магматизму, тектонике этого региона. Основное внимание он уделял стратиграфии и био-стратиграфии среднепалеозойских отложений. Научная деятельность К.В. Симакова в этом направлении тесно связана с практической: он являлся автором, редактором и рецензентом государственных геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1 : 200000 и 1 : 500000 и объяснительных записок к ним; составителем и редактором унифицированных стратиграфических схем и легенд к государственным геологическим картам двух поколений. К.В. Симаков был председателем Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Востоку СССР, провел ряд рабочих совещаний и Межведомственное всесоюзное совещание по докембрию и палеозою (1974 г.).

Второй круг научных интересов К.В. Симакова связан с проблемой определения хроностратиграфических границ на примере границы девонской и каменноугольной систем. С 1975 г. он яв-

лялся членом, а с 1984 г. – вице-председателем Международной рабочей группы по границе девона и карбона. В 1979–1984 гг. он руководил совместными советско-бельгийскими исследованиями по сравнительному изучению опорных разрезов пограничных отложений девона и карбона Франко-Бельгийского бассейна и Северо-Востока СССР. За время работы в Международной рабочей группе он имел возможность познакомиться с основными опорными разрезами пограничных отложений девона и карбона многих районов СССР, Бельгии, Германии, Франции, Испании, Канады, Австралии, Китая и других стран. Этот бесценный материал был обобщен им в серии монографий (Очерки по стратиграфии пограничных отложений девона и миссисипия Северной Америки, 1984; Критерии и методы определения границы девона и карбона, 1984; Опорные разрезы и биостратиграфия отложений девона и карбона Западной Европы, 1985 и др.), в которых не только изложены исчерпывающие данные по стратиграфии пограничных отложений девона и карбона мира, но и разработана принципиально новая методология определения хроностратиграфических границ. За эти работы в 1988 г. К.В. Симаков удостоен премии им. академика А.П. Карпинского. Одновременно с научной он проводил большую организационную деятельность, связанную с подготовкой и проведением рабочих совещаний и пленарных заседаний Международной рабочей группы по границе девона и карбона, проходивших в СССР и за рубежом, а также огромную работу по редактированию изданий, посвященных стратиграфии пограничных отложений девона и карбона СССР.

Третий блок вопросов, входивших в круг интересов К.В. Симакова, составляют методологические проблемы стратиграфии, хроностратиграфии и теории геологического времени. Опираясь на представления В.И. Вернадского о реальном времени – длении и методологию системного подхода, им разработана оригинальная концепция реального геологического (палеобиосферного) времени, изложенная во многих статьях и монографиях. В наиболее полном виде она представлена в капитальном трехтомном, фактически посмертном, издании “К созданию теории палеобиосферного времени” (2004). Эти работы не имеют аналогов в мировой литературе. В них К.В. Симаков проявил себя не только как методолог и теоретик, но и как историк науки, собрав уникальный материал по истории стратиграфии, палеонтологии и концепциям времени в различных отраслях науки.

К этим работам примыкают и многочисленные публикации К.В. Симакова по теории и методологии стратиграфии, обобщенные на новой концептуальной основе в монографии “На пути к теоретической стратиграфии” (1997), в которой

автор, опираясь на прежние свои публикации и собственный опыт съемщика-стратиграфа, предложил свой вариант построения стратиграфической теории, надеясь, что высказанные соображения будут стимулировать несколько угасший в последние годы интерес к теоретическим и методологическим основам стратиграфии.

Особое внимание следует обратить на действия К.В. Симакова в период начала кризиса в отечественной палеонтологии. Кризис был вызван следующими обстоятельствами. Исторически сложилось так, что сбор палеонтологического материала удобнее всего было проводить при масштабных площадных геологических исследованиях в процессе детального изучения осадочных горных пород. Поэтому своеобразие развития мировой палеонтологии на протяжении большей части XX в. определялось ее положением в качестве прикладной дисциплины в системе геологических наук, что связано было с необходимостью развития биостратиграфической основы для современного геологического картирования. Поэтому перед палеонтологами на первый план ставились проблемы сугубо прикладные – биостратиграфические, в ущерб развитию методологии самой палеонтологии, несомненно, самодостаточной биологической дисциплины.

По мере завершения геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200000, в среде геологического руководства стала все чаще подниматься тема целесообразности поддержания (не говоря уже о развитии) палеонтологических исследований в геологии. Во многих производственных организациях в начале 70-х годов прошлого века от палеонтологов стали достаточно откровенно избавляться или предлагали им перепрофилироваться на “приоритетные” геологические направления, связанные с проблемами поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Само существование палеонтологических подразделений, с большим трудом и немалыми затратами создававшихся в течение десятилетий, оказалось под угрозой полного уничтожения.

Прекрасно осознавая огромную роль палеонтологии в развитии эволюционной биологии, К.В. Симаков понимал, насколько пагубно сворачивание палеобиологических исследований, в том числе и для современной геологии. В середине 70-х годов он предпринимает почти фантастическую попытку реанимации палеонтологической деятельности в академической геологии путем привлечения специалистов-палеонтологов к решению глобальных биостратиграфических задач. Только неукротимая энергия и неимоверные усилия самого К.В. Симакова позволили создать полноценную группу при лаборатории стратиграфии и палеонтологии в СВКНИИ, привлечь внимание ведущих отечественных и зарубежных спе-

циалистов к проблеме границы девона и карбона, буквально выбить огромные по тем временам средства на производство тематических работ в достаточно труднодоступных районах Омолонского массива (разрезы руч. Перевального), убедить влиятельных ученых и (что еще труднее) высокопоставленных чиновников от науки в насущной необходимости решения поставленных задач.

Но результат впечатляет: на протяжении восьми лет перевальнинские разрезы пограничных отложений девона и карбона становятся местом паломничества геологов, стратиграфов и палеонтологов из разных стран мира: проводятся массовые палеонтолого-стратиграфические и палеоэкологические исследования, международные экскурсии и тематические полевые симпозиумы. Именно эти действия доказали перспективность массовых комплексных палеонтологических исследований, профессиональных сборов (и досборов) коллекций ископаемых организмов на важнейших эволюционных рубежах. Полученный материал, несомненно, уникален, а результаты исследований, опубликованные в отечественных и зарубежных изданиях, демонстрируют уникальные возможности палеонтологии в процессах изучения механизмов макроэволюции и, что самое главное, дают возможность переосмыслить многие теоретико-эволюционные проблемы.

К.В. Симаков принадлежит к тем российским ученым, научные заслуги которого получили широкое международное признание. Он – участник многих международных научных форумов по геологии и стратиграфии, работал на различных стратиграфических разрезах Европы, Азии, Америки, Австралии.

На опыте К.В. Симакова в области развития международного сотрудничества стоит остановиться особо. Еще в середине 70-х годов XX в. он устанавливает научные связи с геологами, палеонтологами и стратиграфами Западной Европы.

В 1979 г. в рамках Международного Тихоокеанского конгресса исключительно благодаря усилиям самого К.В. Симакова в состав полевой экскурсии по исследованию пограничных отложений девона и карбона Омолонского массива была включены ученые из “дальнего” зарубежья. По сути, это была первая группа иностранных граждан, проникших через “железный занавес” в пределы закрытой (даже для большинства наших соотечественников) Магаданской области.

В 90-е годы всеобщего кризиса в отечественной науке, осуществляя руководство Северо-Восточным научным центром ДВО РАН, К.В. Симаков словом и делом стремился сохранить научный потенциал региональной академической науки. Его усилиями в СВНЦ расширены международные научные связи, созданы межинститутский компьютерный центр, региональный учебно-научный центр геоинформационных технологий, межинститутский полиграфический отдел, ставший настоящим научным издательством на Северо-Востоке России, выпускающим ежегодно около 400 печатных листов научной продукции. Он основал журнал “Колымские вести”, ставший заметным явлением в научной жизни региона. Многочисленные публикации К.В. Симакова по проблемам академической науки в условиях кризиса – незаурядный науковедческий вклад в разработку проблем организации науки.

Кирилл Владимирович оставил след в сердцах всех, кто с ним общался своей высокой культурой, подлинной интеллигентностью, неистощимой творческой энергией исследователя, всегда находящегося в поиске, размахом душевных качеств и щедростью их отдачи.

*Редколлегия журнала
“Стратиграфия. Геологическая корреляция”*

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. Радиоэкология
 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