

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

***ЛОМОНОСОВСКИЕ
ЧТЕНИЯ***

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

***Подсекция
региональной геологии и истории Земли***

Руководитель – зав. кафедрой, профессор Никишин А.М.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Москва
2022

Содержание:

1. Новые данные о кампан–маастрихтских отложениях междуречья Кача-Бодрак (Юго-Западный Крым) Е.Ю. Барабошкин, В.В. Акинин, А.Ю. Гужиков, Г.Н. Александрова, В.А. Фомин, Б.Г. Покровский, П.А. Прошина, И.П. Рябов, М.А. Устинова, В.А. Грищенко, А.Г. Маникин, Д.С. Болотова	2
2. Граница туронского и коньякского ярусов в Крыму и на Северо-Западном Кавказе Л.Ф. Копаевич, С.И. Бордунов, Е.В. Яковишина	6
3. Новые данные о пограничном турон–коньякском интервале Северо-Западного Кавказа Е.В. Яковишина, С.И. Бордунов, Л.Ф. Копаевич	10
4. Новые изотопные данные о магматических комплексах раннего карбона на Южном Урале Н.В. Правикова, Ал.В. Тевелев, А.Ю. Казанский, Е.В. Коптев, А.А. Борисенко, П.А. Шестаков, Е.А. Володина	14
5. Этапы эксгумации Неплюевского массива по данным изотопного возраста детритовых цирконов и трекового анализа апатитов (Южный Урал) Ал.В. Тевелев, А.А. Борисенко, И.Д. Соболев, В.С. Червяковский, С.В. Малышев, Е.А. Володина, А.Ю. Казанский, Е.В. Коптев, Н.В. Правикова, П.А. Шестаков	16
6. Меловой этап развития поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных глубоководных бассейнов (Арктический океан) Е.А. Родина, А.М. Никишин	22
7. Курс «Геология Китая» на геологическом факультете – история возникновения и современное состояние Т.Ю. Тверитинова	27
8. Геологическая история остракод рода <i>plumhoffia brand</i> , 1990 Е.М. Тесакова, М. Франц	31

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КАМПАН–МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЖДУРЕЧЬЯ КАЧА-БОДРАК (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Е.Ю. Барабошкин¹, В.В. Акинин², А.Ю. Гужиков³, Г.Н. Александрова⁴, В.А. Фомин³, Б.Г. Покровский⁴, П.А. Прошина⁴, И.П. Рябов³, М.А. Устинова⁴, В.А. Грищенко³, А.Г. Маникин³,
Д.С. Болотова¹

¹Московский государственный университет, Москва, e-mail: barabosh@geol.msu.ru

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан

³Саратовский государственный университет, Саратов

⁴Геологический институт РАН, Москва

Разрезы кампана–маастрихта в междуречье Кача–Бодрак хорошо известны в литературе благодаря своей стратиграфической полноте и схожести с разрезами З. Европы. Хотя этот регион посещался многими поколениями геологов, эти разрезы, тем не менее, требуют нового рассмотрения в связи с выбором и утверждением новых границ ярусов (GSSP). В этой связи был комплексно (седиментология, ихнофоссилии, макро- и микрофауна, палинология, нанопланктон, изотопия, палео- и петромагнитный методы) переизучен ряд разрезов, охватывающих практически весь кампан-маастрихтский интервал.

Пограничный интервал сантонского и кампанского ярусов и нижняя часть кампана изучены в районе овра. Аксу-Дере и северной окраины с. Кудрино (разрез Кудрино-2) [3-4]. Было установлено, что по своей характеристике эти разрезы не уступают существующим кандидатам еще не утвержденной GSSP подошвы кампана и могут претендовать на статус кандидата или, по крайней мере, на статус дополнительного к кандидату разреза.

Вышележащая часть разреза (пачки XVI-XVII верхнемеловой последовательности по [1]) изучены в тех же разрезах и надстраиваются в разрезе Кудрино-1 (пачки XVI-XVIII по [1]), данные по которому готовятся к публикации. Этот разрез мощностью почти 100 м хорошо известен благодаря прослою киловых глин (примерно 0,4-0,5 м), вскрытому небольшим карьером на СЗ окраине с. Кудрино. Из этого прослоя были извлечены цирконы, для которых определен возраст в 77 млн. лет, а в 20 см выше впервые найден нижнекампанский аммонит *Pachydiscus (Pachydiscus) launayi* De Grossouvre, 1894. Кроме того, в породах вскрыши карьера найдены нижне(средне)кампанские *Sphaeroceras sarumensis* (Woods 1912) и *Cataceramus* sp. ex gr. *C. dariensis* Dobr. et Pavl. (определения И. Валащика, ПНР), что уточняет ранее опубликованные данные [5].

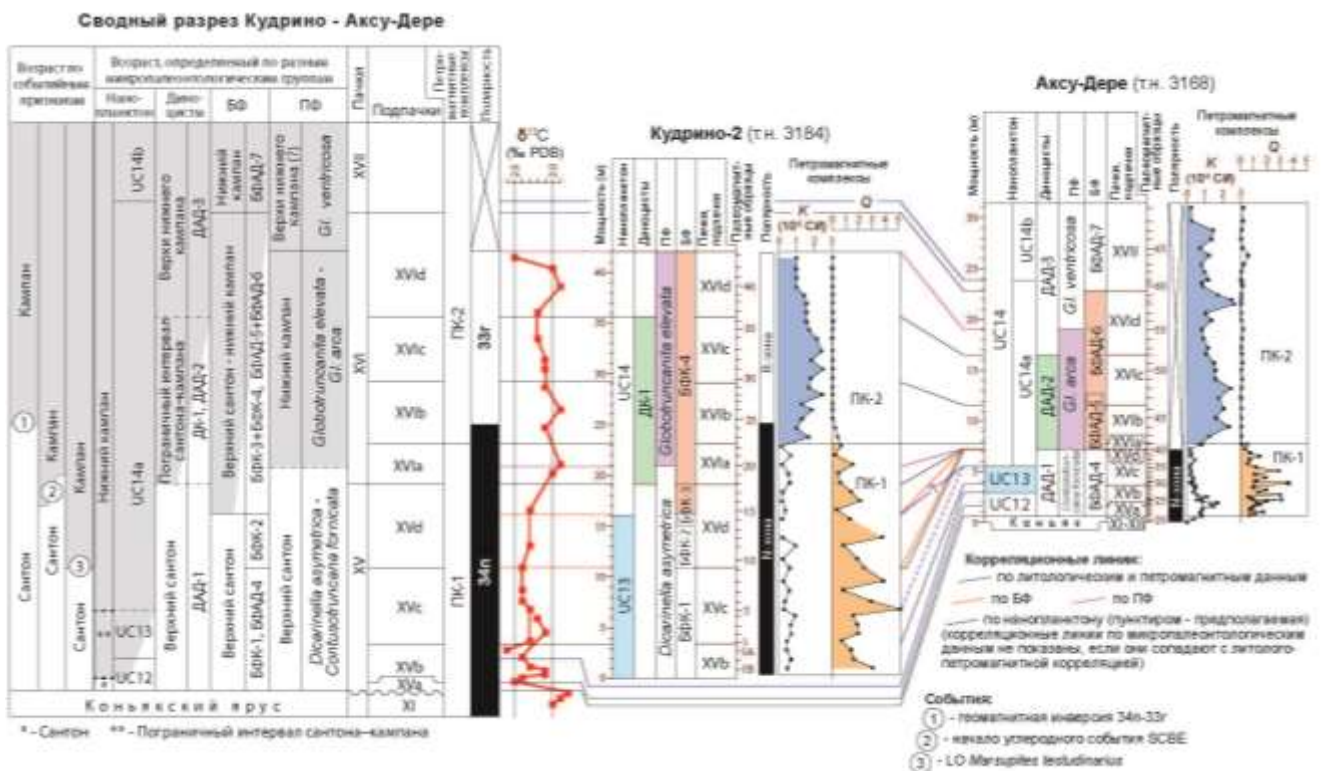


Рис. 1. Сводный разрез пограничного интервала сантона–кампана Кудрино–Аксу-Дере и уровни ярусной границы, определяемые по разным методам и событиям [4].

Вышележащая последовательность (пачки XIX–XXV по [1]) изучалась в разрезах Бешкош [2], Каблук, Чахмахлы и Такма. В разрезе Бешкош (рис. 2) выше глубоководных фораминиферовых мад-вакстоунов верхнего кампана с перерывом залегают отложения нижнего маастрихта, сложенные слабоалевритистыми вакстоунами, начинающимися регрессивную последовательность. Хотя уровень GSSP в этом разрезе был достаточно точно установлен ранее [6], перерыв выявлен впервые. Уровень границы подтвержден находкой аммонита *Pachydiscus (P.) neubergicus neubergicus* (Hauer) – вида-маркера GSSP.

Вверх по разрезу увеличивается количество и размер терригенных (преимущественно кварц) и глауконитовых зерен, вплоть до появления известковых песчаников. На границе с палеоценом фиксируется перерыв, hiatus которого отвечает пачке XXIV (по [1]). Вероятнее всего, в это время значительная часть карбонатной платформы Крыма была осушена, что фиксируется по находкам костей сухопутных динозавров.

Стоит отметить, что в целом изученная кампан-маастрихтская последовательность образует трансгрессивно-регрессивный цикл; начинается и завершается конденсацией и/или стратиграфическими перерывами. Это хорошо видно в шлифах, где кальциферово-иноцерамово-фораминиферовые пакстоуны сантона сменяются кальциферово-

фораминиферовыми вакстоунами (нижний кампан), затем мадстоунами (верхний кампан), а выше появляется терригенная примесь и глауконит (нижний маастрихт), количество и размеры которых увеличиваются вплоть до мел-палеогеновой границы.

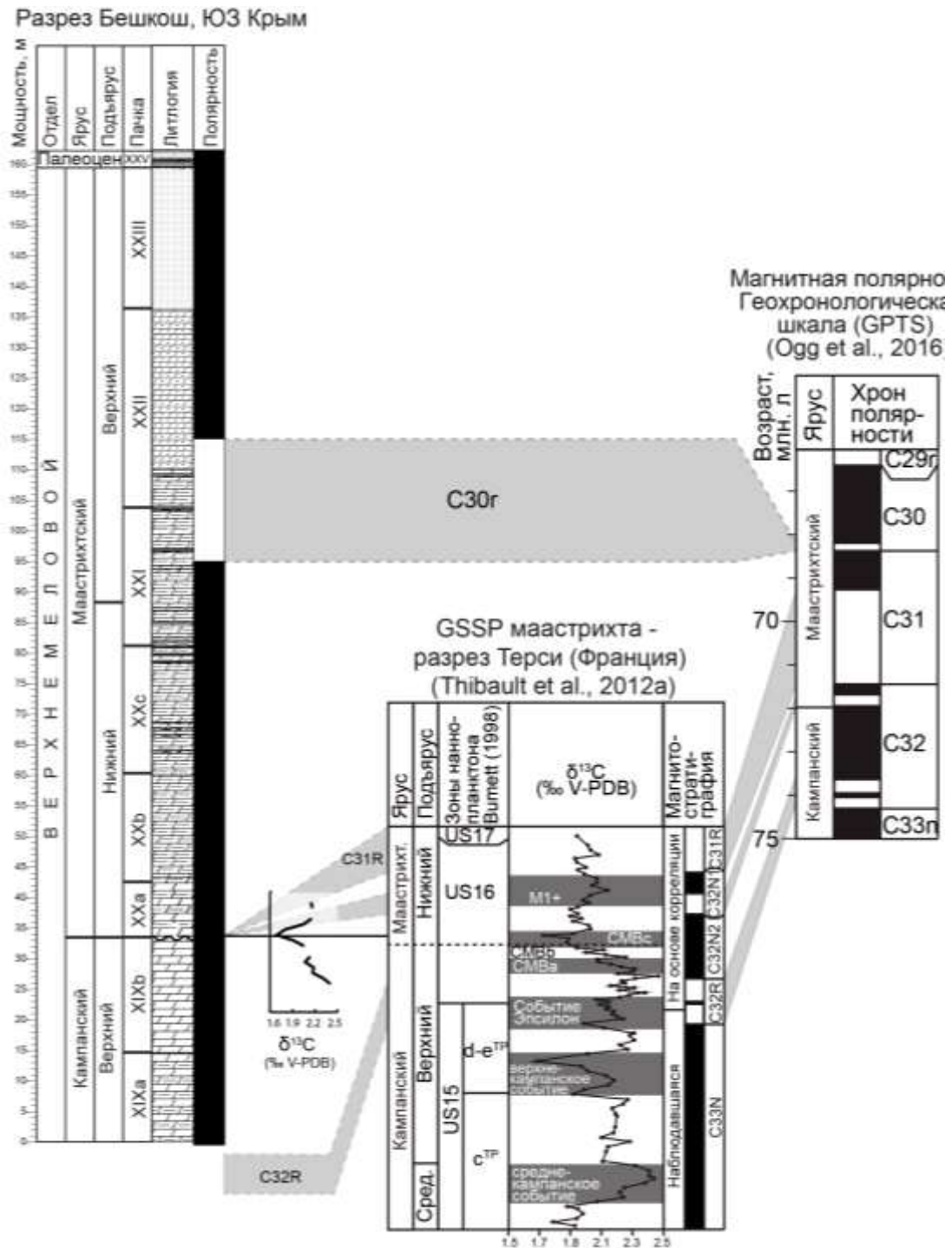


Рис. 2. Палеомагнитное и хеостратиграфическое сопоставление разреза Бешкош с GSSP маастрихта (разрез Терси, Франция) и магнитохронологической шкалой [2].

Трансгрессивно-регрессивная последовательность устанавливается и по последовательности ихнофаций: сантонская *Cruziana* в кампане сменяется на *Zoophycos*, затем снова на *Cruziana* в середине маастрихта и *Skolithos* – вблизи границы мела и палеогена.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы госзаданий МГУ и ГИН РАН, при финансовой поддержке РФФ (грант 18-05-00784), на оборудовании, приобретенном по Программе развития МГУ.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Ред. Мазарович О.А., Милеев В.С. М., Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–157.
2. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н. и др. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и палинологические данные по разрезу кампана–маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратигр. Геол. корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 125-170.
3. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н. и др. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратигр. Геол. корреляция. 2021а. Т. 29, № 4. С. 71-117.
4. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н. и др. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 2. Магнито- и хеостратиграфия, обсуждение данных // Стратигр. Геол. корреляция. 2021б. Т. 29, № 5. С. 27-58.
5. Копаевич Л.Ф., Хотылев А.О. Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе // Вестник Моск. ун-та. Серия 4 Геология. 2014. № 6. С. 59-69.
6. Alekseev A.S., Kopaeovich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bul. Institut Royal Sci. Nat. Belgique, Sciences de la Terre. 1997. V. 67. P. 103–118.
7. Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, 2016, 242 p.
8. Thibault N., Harlou R., Schovsbo N., et al. Upper Campanian–Maastrichtian nannofossil biostratigraphy and high-resolution carbon-isotope stratigraphy of the Danish Basin: towards a standard $\delta^{13}\text{C}$ curve for the Boreal Realm // Cretaceous Res. 2012. V. 33. P. 72-90.

ГРАНИЦА ТУРОНСКОГО И КОНЬЯКСКОГО ЯРУСОВ В КРЫМУ И НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ КАВКАЗЕ

Л.Ф. Копаевич, С.И. Бордунов, Е.В. Яковишина

В предлагаемом тексте приводятся биостратиграфическое расчленение и данные о возрасте отложений в Шапсугском карьере, который расположен в долине р. Абин и относится к складчато-аллохтонной Анапско-Агойской подзоне Новороссийско-Лазаревской зоны Большого Кавказа (рис. 1).

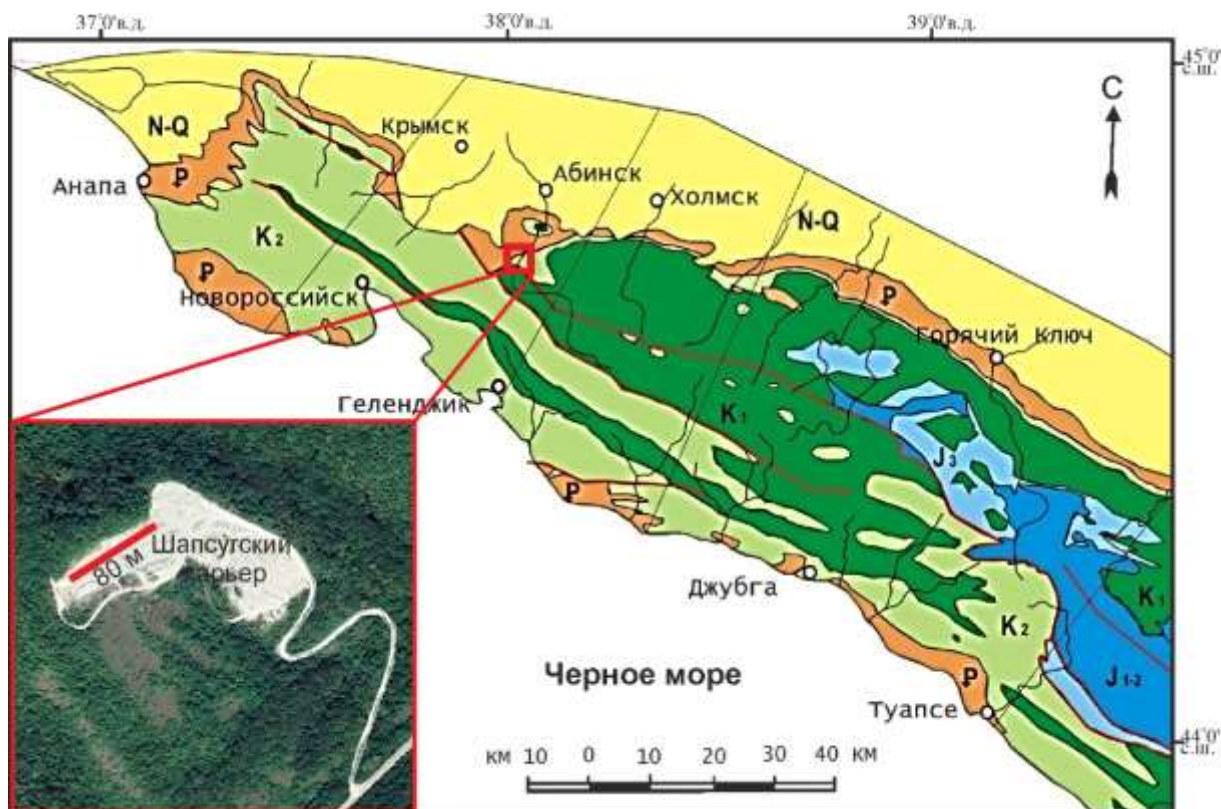


Рис. 1. Положение Шапсугского карьера на геологической карте. На врезке – космический снимок Шапсугского карьера.

Предметом изучения стали отложения натухайской свиты (K_{2nt}) в обнажении северо-западной стены отработанного карьера, расположенного севернее станицы Шапсугская, которые ранее не изучались. Вещественный состав отложений описан в [4]. В данном тексте рассматриваются биостратиграфические результаты.

Отложения натухайской свиты неоднородны и подразделяются на две подсвиты: нижнюю, представленную известняками с прослоями алевролитов и песчаников и верхнюю, сложенную преимущественно известняками. Из толщи пород мощностью 80 м были отобраны 22 образца. Возрастные датировки отложений были получены путем микропалеонтологического анализа содержащихся в них комплексов фораминифер, преимущественно планктонных (ПФ). Предварительно раздробленная порода

дезинтегрировалась путем кипячения в слабощелочном растворе воды и далее отмывалась вручную в проточной воде через сито с размером ячеек 0,063 мм. Полученные в результате обработки раковины планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ) помещались в камеры Франке, после чего изучались с помощью микроскопа. Виды-индексы фотографировались на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV.

В основу определений возраста пород положена зональная схема для Крымско-Кавказского региона (рис. 2) [2, 3, 7]. Высокое разнообразие видов рода *Marginotruncana*, а также отсутствие раковин *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), зональной формы нижнего турона, указывает на принадлежность разреза, заключённого в интервале между пробами 1–5 к зоне *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, то есть к средней зоне туронского яруса.

млн л	Ярус	Маслакова, 1967, юг СССР	Маслакова, 1978, юг СССР	Caron, 1985	Robaszczynski, Caron, 1985	Premoli Silva, Sliter, 1995, 1999	Копаявич, 2010, 2016	Cocconi, Premoli Silva, 2015
86.3	Коньякский	<i>G. primitiva</i>	<i>G. primitiva</i>	<i>D. concavata</i>			<i>C. concavata</i> - <i>C. primitiva</i>	
89.8		<i>G. coronata</i>	<i>G. angusticarinata</i>	<i>D. primitiva</i>	<i>D. concavata</i>	<i>D. concavata</i>	<i>M. coronata</i>	<i>D. concavata</i>
93.9	Туронский	<i>G. lapparenti</i>	<i>G. lapparenti</i>	<i>M. coronata</i>	<i>M. schneegansi</i>	<i>D. primitiva</i> - <i>M. sigali</i>	<i>M. pseudolinneiana</i>	<i>D. primitiva</i> - <i>M. sigali</i>
		<i>H. helvetica</i> - <i>P. imbricata</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i> - <i>P. oraviensis</i>	<i>H. helvetica</i>

Рис. 2. Сопоставление зональных шкал по планктонным фораминиферам разных авторов. Условные обозначения: *C.* – *Concavatruncana* Korchagin, 1982; *D.* – *Dicarinella* Porthault, 1970; *G.* – *Globotruncana* Cushman, 1927; *H.* – *Helvetoglobotruncana* Reiss, 1957; *M.* – *Marginotruncana* Hofker, 1956; *P.* – *Praeglobotruncana* Bermudez, 1952.

В пробе 10/6 появляется *Marginotruncana coronata* (Bolli), что позволяет выделить, начиная с этого уровня, отложения одноименной зоны (рис. 3). Она отвечает верхнему турону в разрезах Центральной Польши [8], верхнему турону–нижнему коньяку в разрезах Юго-Западного Крыма и Северного Кавказа [2, 5, 7]. Значительно увеличивается таксономическое разнообразие ПФ. Так, начиная с пробы 10/14, в разрезе появляются *Marginotruncana sinuosa* (Porthault), увеличивается число раковин *M. renzi* (Gandolfi), а в пробе 10/18 встречены единичные умбиликально-выпуклые раковины группы *Dicarinella concavata* (Brotzen) (рис. 3). Их появление указывает на присутствие в разрезе отложений коньяка [7]. Присутствие этого вида с сильно выпуклой умбиликальной стороной позволяет также сопоставить эту часть разреза с коньякской частью зоны *Dicarinella concavata* средиземноморских планктонных шкал. БФ встречены по всему разрезу, число раковин их колеблется от 20 до 60%. Таксономическое разнообразие невелико. Постоянно преобладает известково-секреционного бентос над

агглютинирующим. В составе ассоциации БФ в нижней части разреза встречены виды, появившиеся и пользующиеся постоянным распространением в сеноманских-нижнетуронских отложениях. К ним относятся: *Cibicides polyrraphes* (Reuss), *Lingulogavelinella formosa* (Brotzen), *Gavelinella vesca vesca* (N. Вукова). Наряду с ними присутствуют *Gavelinella moniliformis moniliformis* (Reuss). Этот таксон указывает на возраст отложений не древнее среднего турона, а появление первых *Protostenioeina* sp.– на позднетуронский возраст пород. В верхней части разреза появляется зональный индекс-вид *Reusella kelleri* Vasilenko, а чуть выше *Protostenioeina granulata* (Olbertz), что подтверждает раннеконьякский возраст вмещающих отложений [1].

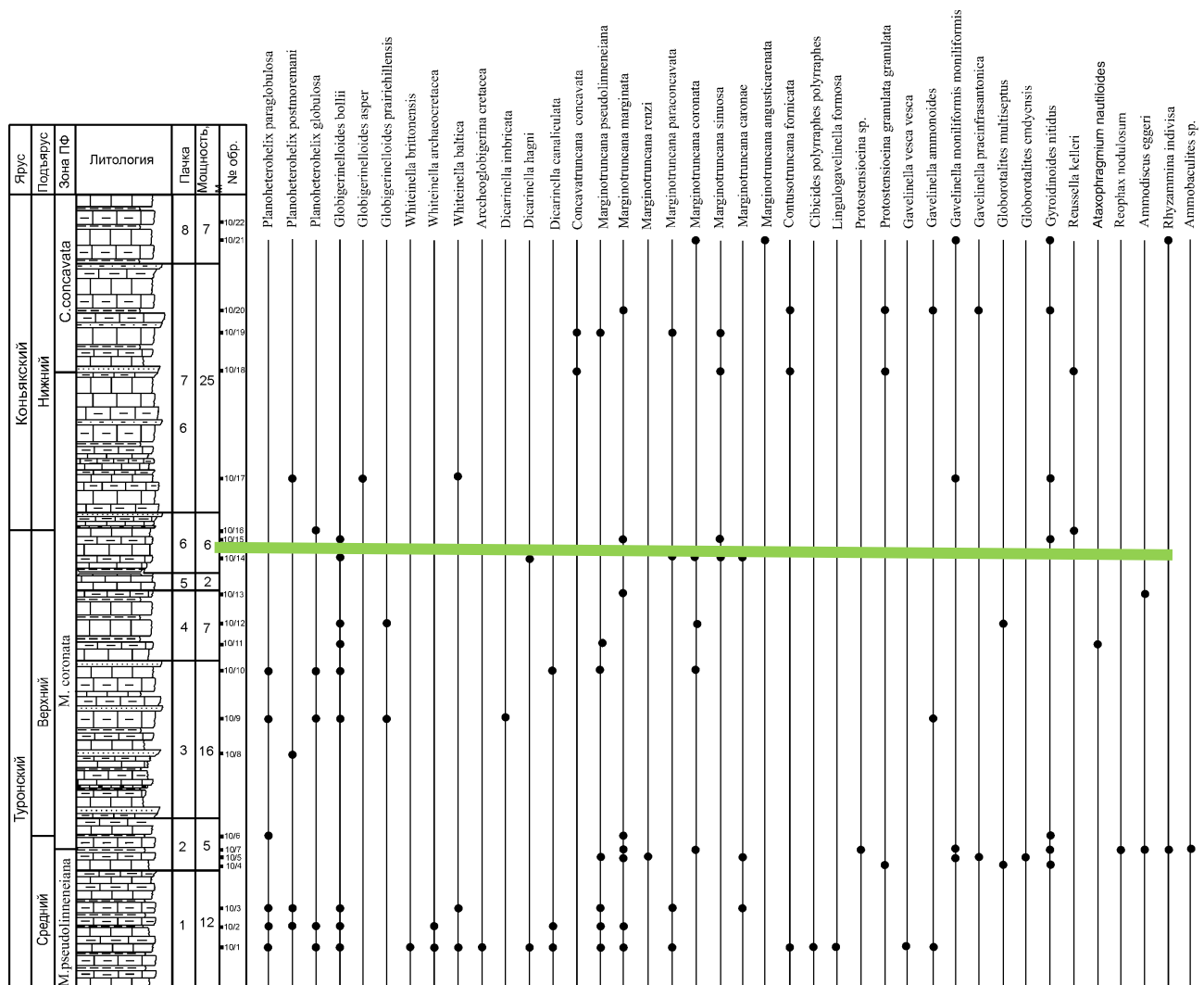


Рис. 3. Распространение фораминифер в разрезе Шапсугского карьера. Зеленой линией показана граница туронского и коньякского ярусов.

Практически одновременно с подготовкой этих материалов вышла статья, в которой был продемонстрирован разрез со стратотипом границы туронского и коньякского ярусов во внекарпатской Польше, а также дополнительные разрезы в центральной Германии и

Центральной Америке [8]. В ней ведущая роль в определении турон-коньякской границы принадлежит распространению в разрезе раковин иноцерамов. И здесь обнаруживается значительное сходство с разрезом Аксу-Дере Юго-Западного Крыма [6].

Выводы. Верхнемеловые разрезы Шапсугского карьера и разрез Аксу-Дере Юго-Западного Крыма могут быть предложены в качестве возможных гипостратотипов (лимитотипов) нижней границы коньякского яруса для территории РФ.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология, 2018. №1. С. 26-35.
2. Копаевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85, № 5. С. 40-52.
3. Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С. Нина Ивановна Маслакова и развитие зональной шкалы верхнего мела юга Европы по планктонным фораминиферам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94, № 4. С. 3-13.
4. Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф. Новые данные о пограничном турон–коньякском интервале Северо-Западного Кавказа // Сборник тезисов докладов научной конференции «Ломоносовские чтения», секция Геологии, подсекция Региональной геологии и истории Земли, 2022. <https://lomonosov-msu.ru/rus/event/7337/>
5. Tur N.A., Smirnov J.P., Huber B. Late Albian – Coniacian planktic foraminifera and biostratigraphy of the northeastern Caucasus // Cretaceous Research, 2001. P. 719-734.
6. Kopaeovich L.F., Walaszczyk I. An integrated inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in South-Western Crimea, Soviet Union // Acta Geologica Polonica, 1990. V. 40, № 1-2. P. 83-96.
7. Kopaeovich L.F., Vishnevskaya V. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016. Vol. 441. P. 493-515.
8. Walaszczyk I., Čech S., Crampton J.S. et al. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Słupia Nadbrzeżna, central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico) // Communication of IUGS Geological Standards. 2021. P.1-40.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОГРАНИЧНОМ ТУРОН–КОНЬЯКСКОМ ИНТЕРВАЛЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА.

Е.В. Яковишина, С.И. Бордунов, Л.Ф. Копаевич

Комплексное изучение турон-коньякских отложений Абинского района Северо-Западного Кавказа, представленных ритмичной существенно карбонатной толщей с помощью литолого-петрографического, фациального, рентгенофазового, изотопного и микропалеонтологического анализов позволило получить новые данные для этого интервала. Предметом изучения послужили отложения натухайской свиты (*K2nt*) (верхний турон-коньяк) в разрезе северо-западной стенки отработанного карьера, расположенного севернее станицы Шапсугская. Ранее данный разрез никем не изучался. Граница туронского и коньякского ярусов проходит внутри свиты. Нижний и верхний контакты натухайской свиты в Шапсугском карьере не установлены. Обнаженная часть разреза имеет мощность 80 м. В разрезе карьера выделено 8 литологических пачек. Породы представлены осадками гемипелагического типа, главным образом, микритовыми тонко- и толстослоистыми известняками, глинистыми известняками, известковистыми глинами, тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Выделено 4 основных типа микрофаций (МКФ): **МКФ1**. Известняк (мадстоун) фораминиферовый, однородно светло-серый до бежевого, неслоистый. **МКФ2**. Известняк (вак-мадстоун) спикулитово-фораминиферовый, однородно светло-серый до бежевого, тонкослоистый. **МКФ3**. Известняк (вак-пакстоун) питонеллово-фораминиферовый, цвет меняется от светлого до темно-серого, неслоистый. **МКФ4**. Песчаник мелко-тонкозернистый, биолитокластовый, неяснослоистый, средней сортировки, с глинисто-карбонатным цементом, светло-серый, бежевый.

Микрофации изученного интервала разреза можно сопоставить с определёнными фациальными зонами: МКФ1, МКФ2 отнесены к фации **глубоководного бассейна**; МКФ3, МКФ4 – к фации **открытого шельфа**. На основе выделенных фаций можно сделать вывод, что изучаемые турон-коньякские отложения формировались в условиях дистального шельфа (неритовые отложения) либо открытого морского бассейна (гемипелагические отложения) при медленной или умеренной гидродинамике и достаточно медленной седиментации. Также можно говорить о нормальной циркуляции вод и их насыщении кислородом. В разрезе в небольших количествах присутствуют тонкие песчаные и глинистые прослои, фиксирующие понижения уровня моря и усиление гидродинамики, когда увеличивался привнос терригенного материала. Проявленная ритмичность отложений обусловлена «медленной скоростью седиментации при частичном элювиировании, в результате которого возникают разнозернистые

осадки, которые ошибочно можно принять за динамически обусловленные, например, за турбидиты» [1]. Ритмичность в разрезе может быть тесно связана с глобальными флуктуациями инсоляции, возможно по типу циклов Миланковича [2].

В целях уточнения возраста отложений проводилось определение фораминифер, среди которых преобладают планктонные фораминиферы. В связи с этим для определения возраста пород использовалась зональная схема для Крымско-Кавказского региона [3]. По своему составу комплекс фораминифер близок к ассоциациям центральных частей Тетической области, но отличается меньшим разнообразием [4]. На основе анализа таксономического состава комплексов фораминифер и палеоэкологических характеристик этих комплексов установлено, что на протяжении всего турон-коньякского интервала территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской бассейн.

В турон-коньякском разрезе Шапсугского карьера по изменениям изотопной кривой и абсолютным значениям $\delta^{13}\text{C}$ определены интервалы, выделенные как изотопные зоны (рис.), которые можно сопоставить с рядом изотопных событий, выделенных в европейских разрезах соответствующего возраста [4]. Зона 1 имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ 1.87–2.60 ‰ VPDB, в основании зоны – локальный максимум на кривой $\delta^{13}\text{C}$, характерный для конца среднего турона. Граница между зонами 1 и 2 проводится по смене локального минимума на увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ и сопоставляется с границей среднего и верхнего турона. Зона 2 имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ 1.9–3.18 ‰ VPDB. В основании зоны выделяется максимум, соответствующий нижней части верхнего турона. Зона 3 имеет средние значения $\delta^{13}\text{C}$ от 1.84 до 2.21 ‰ VPDB и соответствует концу верхнего турона. Проявленный максимум значений $\delta^{13}\text{C}$ называется «верхнетуронским событием». Смену тенденций изменения кривой значений $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части верхнего турона связывают с границей туронского и коньякского ярусов [4]. Данное событие на границе туронского и коньякского ярусов называют «навигационным событием». Локальный минимум значений соответствует самым верхам верхнего турона. Зона 4 с повышенным фоном значений $\delta^{13}\text{C}$ от 1.61 до 2.58 ‰ VPDB соответствует нижнему коньяку. Зона 5 по характеру распределения значений $\delta^{13}\text{C}$ 1.24–1.29 ‰ VPDB также сопоставлена с нижним коньяком.

Соотношение значений изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в разрезе показывает, что накопление осадков происходило в морском бассейне с нормальной соленостью [5]. Экспериментальные результаты на основе кривой распределения значений палеотемператур показали, что на протяжении турон-коньякского интервала они варьировали от 16°C до 33°C. Среднее значение для изученного интервала 23°C. Максимальное значение палеотемператур наблюдалось в конце позднего турона.

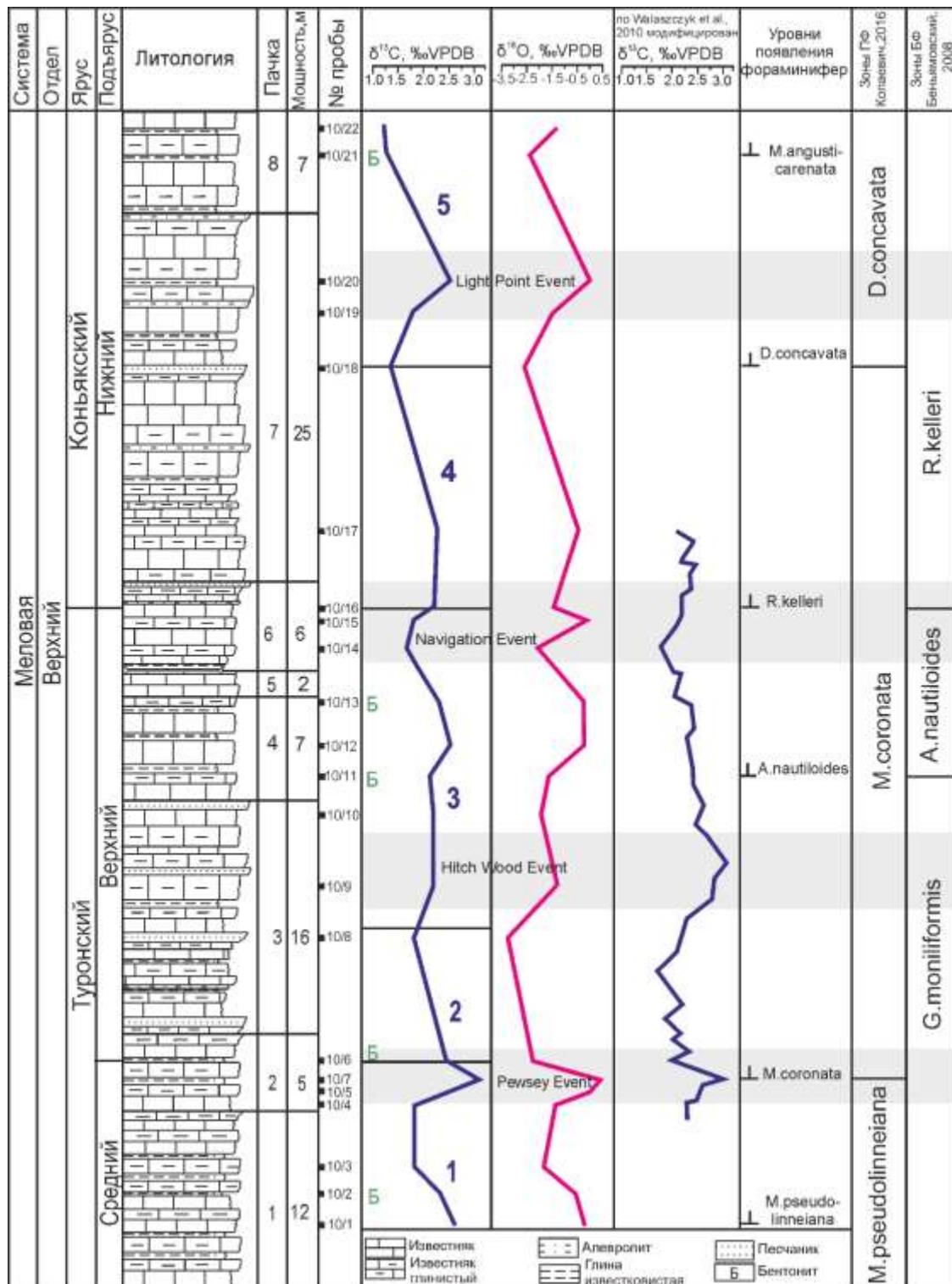


Рис. Изотопные кривые $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и зоны по фораминиферам: 1-5 изотопные зоны $\delta^{13}\text{C}$. На сером фоне подписаны названия изотопных событий, установленных в западноевропейских разрезах; Б – прослои бентонитовых глин.

Проведенный рентгенофазовый анализ пород натухайской свиты показал, что глинистая фракция карбонатных пород до 40% состоит из монтмориллонита, который образуется по

пепловым туфам кислого состава в щелочной морской среде. Это свидетельствует о периодах вулканической активизации в районе исследования с привнесом туфогенного материала в морской бассейн [6].

Комплексный подход к изучению разреза верхнемеловых отложений Шапсугского карьера послужил основой для получения новых данных. Анализ этих данных позволил сделать определенные выводы о биотических и абиотических событиях на протяжении среднего турона – раннего коньяка, а также лучше понять их природу. Уточнить границу турона и коньяка, а также среднего и верхнего турона в данном разрезе.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 18-05-00495-а, 18-05-00503-а, 19-05-00361-а).

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М., Изд-во МГУ, 1984. 222 с.
2. Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М., Изд-во МГУ, 2002. 304 с.
3. Копаевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85, № 5. С. 40–52.
4. Walaszczyk I., Wood C.J., Lees J.A., Peryt D., Voigt S., Wiese F. The Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Słupia Nadbrzeżna river cliff section (Central Poland): a proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Coniacian Stage (Upper Cretaceous) // *Acta Geologica Polonica*, 2010. Vol. 60 (4). P. 445–477.
5. Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton C.P. Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // *Geological Society of America Bulletin*, 1995. Vol. 107. P. 1164–1191.
6. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М., Научный мир, 2007. 172 с.

НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ О МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ РАННЕГО КАРБОНА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Н.В. Правикова, Ал.В. Тевелев, А.Ю. Казанский, Е.В. Коптев,
А.А. Борисенко, П.А. Шестаков, Е.А. Володина

На Южном Урале широко развиты вулканические и плутонические комплексы раннего карбона. Коллективом авторов получены новые изотопные возрасты (SRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) для березовской свиты Магнитогорской и неплюевского комплекса Восточно-Уральской мегазон.

Березовская свита является частью одноименного вулканического комплекса и представлена бимодальной серией вулканитов с преимущественным распространением трахибазальтов, базальтов, риодацитов, риолитов и дацитов. Возраст березовской свиты хорошо обоснован находками органических остатков, в основном фораминиферами, из прослоев известняков [1]. Наиболее устойчиво подошва березовской свиты прослеживается с кизеловского горизонта верхнего турне, а кровля фиксируется по перекрыванию ее греховской или кизильской свитами. Нами получены следующие результаты U-Pb изотопного датирования цирконов для пород березовской свиты и даек одноименного субвулканического комплекса: дайка дацитов $348,5 \pm 3,1$; флюидальные дациты $350,7 \pm 2,9$; игнимбриты $340,6 \pm 2,8$.

Неплюевский массив является плутонотипическим для одноименного комплекса, он занимает площадь $18-20 \times 12-14$ км [2]. В Неплюевском плутоне отчетливо выделяются четыре интрузивных фазы, состав которых меняется в гомодромной последовательности: 1-я фаза — габбро и диориты, 2-я фаза — кварцевые диориты и гранодиориты, 3-я фаза — адамеллиты, 4-я фаза — лейкограниты [3]. Rb-Sr изохронный возраст всех гранитоидных пород Неплюевского плутона находится в диапазоне 346–340 млн лет, что соответствует позднему турне–раннему визе, причем изотопные значения возраста пород омолаживаются в соответствии с фазами внедрения: 2-я фаза — 346, 3-я фаза — 342 и 341, 4-я фаза — 340 млн лет [3].

Для уточнения времени формирования Неплюевского интрузива были проведены комплексные исследования кристаллов циркона из гранодиоритов 2-й и адамеллитов 3-й интрузивных фаз. Среди исследованных цирконов выделяются две возрастные группы: 1) от 334 до 342 млн лет; 2) от 354 до 356 млн лет. Более древние цифры возраста, вероятно, соответствуют времени кристаллизации циркона из расплава, а более молодые датировки получены в результате частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе остывания массива или термального воздействия раннекаменноугольных или даже раннепермских интрузивов [2].

Согласно схеме сопоставления проявления вулканической и плутонической активности в Магнитогорской и Восточно-Уральской зонах [4], выделяются два главных раннекаменноугольных интервала формирования плутонических комплексов: первый соответствует времени 357–346 млн лет в пределах Магнитогорской зоны и 349–340 млн лет в Восточно-Уральской. Второй интервал охватывает период 334–327 млн лет в обеих зонах. Ранее считалось [4], что начало плутонической деятельности имеет отчетливое смещение на восток. Однако новые изотопные возрасты для Неплюевского плутона смещают время начала плутонизма в Восточно-Уральской зоне с 349 Ма на 356-354 Ма. Это означает, что активная плутоническая деятельность началась примерно одновременно в обеих структурно-фациальных зонах.

Самые древние изотопные возрасты березовской свиты относятся к ее нижней части и маркируют самое начало вулканической деятельности. Это подтверждает предложенную ранее схему [4] о том, что этапы активной вулканической и плутонической деятельности в раннем карбоне на Южном Урале чередуются во времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия_а).

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиория. Уфа, 1992.
2. Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беяцкий Б.В. и др. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. т. 391, № 1. С. 89–94.
3. Тевелев А. В., Соболев И. Д., Борисенко А. А., Правикова Н. В., Казанский А. Ю., Коптев Е. В., Кошелева И. А., Жак Ю. Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов Неплюевского комплекса // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология, 2021. № 6. С. 40–48.
4. Правикова Н. В. Этапы проявления вулканической и плутонической деятельности в раннем карбоне на Южном Урале (Магнитогорская и Восточно-Уральская зоны) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология, 2006. № 4. С. 57–61.

ЭТАПЫ ЭКСГУМАЦИИ НЕПЛЮЕВСКОГО МАССИВА ГРАНИТОИДОВ
ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ
И ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТОВ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Ал.В. Тевелев, А.А. Борисенко, И.Д. Соболев, В.С. Червяковский, С.В. Малышев,
Е.А. Володина, А.Ю. Казанский, Е.В. Коптев, Н.В. Правикова, П.А. Шестаков

Неплюевский массив расположен в Восточно-Уральской мегазоне Южного Урала, вблизи ее границы с Магнитогорской мегазоной. Целью работы является выяснение эволюции Неплюевского гранитоидного массива от момента внедрения первой фазы до окончательной эксгумации и частичного размыва. При этом необходимо было решить, по крайней мере, три задачи:

1. Уточнить возраст Неплюевского массива по данным U-Pb изотопного анализа цирконов. Ранее он был установлен по Rb-Sr изохронам: 2-я фаза – 346, 3-я фаза – 342 и 341, 4-я фаза – 340 млн лет [3].

2. Определить время эксгумации массива по данным U-Pb изотопного анализа детритовых цирконов из солнечной толщи, перекрывающей неплюевский комплекс.

3. Определить время эксгумации массива по данным трекового анализа апатитов из гранитоидов Неплюевского массива и песчаников солнечной толщи.

Задача 1.

При изучении U-Pb изотопного возраста цирконов из пород Неплюевского массива [1, 6] выяснилось, что возрасты по породам второй и третьей фаз внедрения группируются в два кластера: 1 – 356–354 млн лет; 2 – 342–334 млн лет.

В некоторых зернах циркона пробы 4080 (адамеллиты 2 фазы) для контроля в один и тот же кратер делали два выстрела. Возраст циркона в углубленном кратере (замер с индексом "re") оказался меньше примерно на 15 млн лет (табл. 1). Зерна циркона при полировке вскрываются до половины, поэтому первым кратером, видимо, анализировалась центральная часть зерна, а его углублением – краевая. То есть, вероятно, в зернах циркона, относящихся к группе 2, скорее всего, анализировались внешние зоны.

Таблица 1. U-Pb возрасты циркона, определенные по два раза в одном кратере (млн лет).

Замер	4080-3.1	4080-3.1re	4080-4.1	4080-4.1re	4080-6.1	4080-6.1re
Возраст	355,1	337,5	357,7	342,3	361,1	348,3

Такая ситуация, скорее всего, может быть проинтерпретирована в том смысле, что первый кластер возрастов (356–354 млн лет) соответствует времени начальной кристаллизации

циркона, а второй кластер (342–334 млн лет) является результатом либо более поздней частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе остывания массива, либо термального воздействия более молодых раннекаменноугольных или даже раннепермских интрузивов.

Вторая проблема U-Pb возраста цирконов состоит в том, что цирконы из лейкогранитов 4 фазы Неплюевского массива (проба 4063) имеют существенно более "молодой" возраст, нежели цирконы из гранитоидов 2 и 3 фаз – 308 млн лет, что противоречит имеющейся Rb-Sr датировке (340 млн лет). Представления о том, что лейкограниты относятся к другому комплексу представляются малообоснованными по той же причине. Однако в цирконах пробы 4063 заведомо высокое содержание урана (рис. 1). Это, скорее всего, означает потерю цирконом Pb, что, в свою очередь, приводит к «омоложению» изотопного возраста. Причина резкого обогащения циркона ураном требует своего объяснения в будущем.

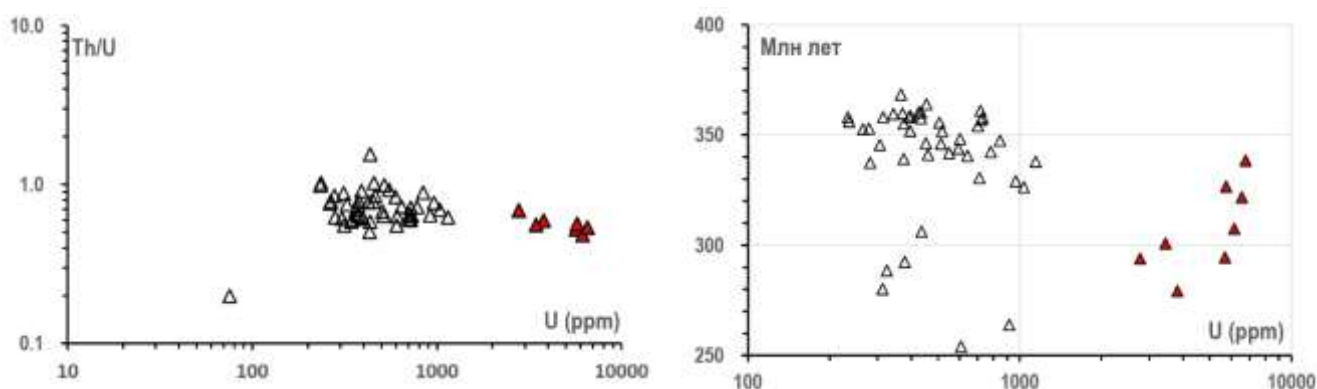


Рис. 1. Диаграммы Th/U – U (слева) и Возраст – U (справа) для цирконов Неплюевского массива (красные треугольники относятся к цирконам из лейкогранитов 4 фазы внедрения).

Задача 2.

Вывод Неплюевского массива на поверхность связан с судетским тектогенезом (середина визейского века), который проявился в Восточно-Уральской мегазоне в виде структурного несогласия в основании солнечной толщи (и биргильдинской свиты) верхнего визе. Время эксгумации и вероятные области сноса для локальных бассейнов поздневизейского возраста можно определить, изучая детритовые цирконы из песчаников солнечной толщи, которая залегает на ордовикских песчаниках и гранодиоритах неплюевского комплекса на северном окончании Суундукского массива, расположенного несколько южнее в той же Восточно-Уральской мегазоне. Она сложена субаркозовыми, реже аркозовыми и полимиктовыми метапесчаниками и метагравелитами, с прослоями метаконгломератов и мраморизованных известняков с фораминиферами *Planoarchaediscus* (?) sp., *Archaediscus karreri* Brady; кораллами *Aylophyllum fungites* (Flem.) [2]. Из песчаников взяты две пробы, из которых выделены 210 зерен

циркона. U-Pb возраст цирконов определен методом лазерной абляции в ИГиГ УрО РАН В.С. Червяковским. Для изучения были отобраны 138 зерен циркона с дискордантностью меньше |10|.

Локальный бассейн накопления солнечной толщи располагался на границе двух упомянутых выше мегазон Южного Урала. В середине визейского века снос мог быть либо из Магнитогорской мегазоны, сложенной преимущественно девонскими и раннекаменноугольными магматическими породами, либо из Восточно-Уральской зоны, в которой магматические породы имеют преимущественно силурийский, девонский и раннекаменноугольный возраст. Таким образом, в солнечной толще мы вправе были ожидать детритовые цирконы, главным образом, девонского и раннекаменноугольного возраста. Однако полученные данные оказались несколько неожиданными.

Во-первых, в пробе не оказалось ни одного циркона с девонским возрастом и только один циркон «неплюевского» возраста! Во-вторых, основной кластер составляли цирконы ордовикского и кембрийского возраста (рис. 2), для которых в Восточно-Уральской мегазоне нет соответствующих магматических комплексов, если не считать метабазальты раннеордовикской (?) слюдинской толщи и гранитоиды предположительно силурийского астафьевского комплекса. В-третьих, в выборке полностью отсутствуют цирконы древнее 600 млн лет.

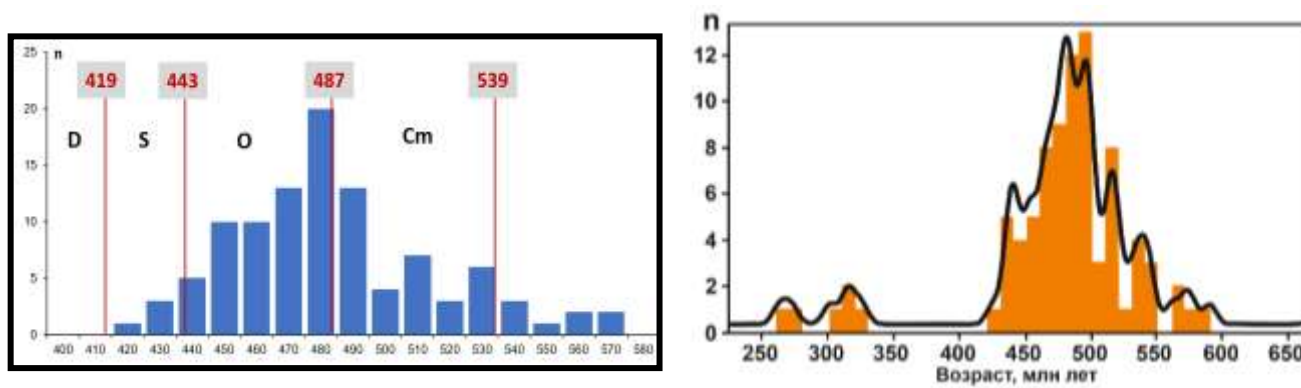


Рис. 2. Гистограмма с границами периодов (слева) и гистограмма с кривой плотности вероятности (справа) распределения возрастов детритовых цирконов солнечной толщи.

При рассмотрении возможных ближних источников сноса выяснилось, что наиболее близкими по U-Pb изотопному возрасту к полученным пикам распределения оказались цирконы из гранито-гнейсов зеленодольского комплекса (478 ± 5 млн лет) и биотит-кварц-полевошпатовых гнейсов кусаканской свиты (529 ± 6 млн лет) [4], которые выходят в восточном экзоконтакте Суундукского массива. Кроме того, распределение возрастов детритовых цирконов из ордовикских песчаников маячной и рымникской свит, расположенных вблизи

Неплюевского массива [5], оказалось очень близким к распределению возрастов цирконов солнечной толщи в интервале ранний ордовик – венд. В них тоже отсутствуют цирконы древнее 600 млн лет.

При рассмотрении возможных дальних источников сноса выяснилось, что в пробах из ордовикских песчаников Зауралья и Западно-Уральской мегазоны, присутствуют кластеры раннепротерозойского и архейского возраста [5].

Задача 3.

Апатиты были выделены из тех же проб, из которых выделены цирконы: и из гранитоидов Неплюевского массива, и из песчаников солнечной толщи. Треки были подсчитаны в СПб ГУ С.В. Малышевым, элементный анализ методом лазерной абляции выполнен в ИГиГ УрО РАН С.В. Червяковским. Поскольку гранитоиды неплюевского комплекса Суундукского массива перекрываются солнечной толщей, возраст эксгумации ожидался примерно в интервале 330–320 млн лет. Однако предварительные результаты трекового анализа также оказались неожиданными (табл. 2).

Таблица 2. Результаты трекового анализа апатитов.

Объект	Неплюевский массив			Солнечная толща		
№ пробы	4065	4068	4080	6021-1	6021-2	6021
Возраст	254,9±67,5	206,2±27,4	154,7±23,1	197,5±36,2	185,8±44,4	191±28

Если считать, что эти возрасты не содержат каких-то криминальных ошибок, то данная область поднималась и эродировалась в период 250 и 200-190 млн лет (154 оставим пока под вопросом). Мезозойский возраст охлаждения апатита может быть объяснён только тем, что в послевизейское время породы были прогреты до температуры выше 110°. Возможны два объяснения: 1) породы были погружены на глубину; 2) породы были прогреты более молодыми интрузивами. Интересно, что подобные результаты получены У.А. Гласмахером с коллегами [7] для целого ряда крупных структурных элементов Западного Урала. Оказалось, что они были эксгумированы один за другим между 290 и 230 млн лет назад. Не исключено, что эта "волна" докатилась до Восточного Урала позднее.

Выводы

1. Внедрение Неплюевского массива произошло примерно на границе девона и карбона (355 млн лет назад).

2. В судетскую фазу тектогенеза (середина визейского века) породы подверглись переработке, в результате чего внешние оболочки зерен циркона приобрели более молодой возраст (340–335 млн лет). Массив был частично выведен на поверхность.

3. Источниками сноса для изученного постсудетского бассейна, располагавшегося на границе Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон, были комплексы самой Восточно-Уральской мегазоны и не могли быть комплексы Магнитогорской мегазоны и, тем паче, ещё более удалённые источники.

4. В результате уральской коллизии Восточно-Уральская мегазона (и Неплюевский массив) была перекрыта тектонически за счет встречного шарьирования. Кроме того, породы Неплюевского массива и солнечной толщи были вторично прогреты за счет внедрения крупных раннепермских интрузивов.

5. Окончательный вывод Неплюевского массива на поверхность произошёл, вероятно, в начале юрского периода.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Борисенко А.А., Тевелев А.В., Соболев И.Д., Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Коптев Е.В. Результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса (Южный Урал) и их геодинамическая интерпретация // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы LIII Тектонического совещания, место издания ГЕОС Москва, том 1, 2022, с. 64–67.
2. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. СПб: ВСЕГЕИ, 2003.
3. Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Осипова Т.А. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Доклады РАН. 2003, т. 391, № 1. С. 89–94.
4. Рязанцев А.В. Раннепалеозойский возраст протолитов гнейсов и гранито-гнейсов на востоке Южного Урала: результаты U-Th-Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Доклады российской академии наук. Науки о Земле, 2020, том 494, № 2. С. 3–8.
5. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Толмачева Т.Ю., Белоусова Е.А. Реконструкция венд–кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника, 2019, № 4, с. 43–59.
6. Тевелев А.В., Соболев И.Д., Борисенко А.А., Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Коптев Е.В., Кошелева И.А., Жак Ю. Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 6. С. 40–48.

7. Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N. Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Uralides, Russia, as revealed by apatite fission track data // *Tectonophysics* 354 (2002). P. 25–48.

МЕЛОВОЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПОДНЯТИЯ АЛЬФА-МЕНДЕЛЕЕВА И СОПРЯЖЕННЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ (АРКТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)

Е.А. Родина, А.М. Никишин

Арктический океан (или Северный Ледовитый) состоит из Евразийского и Амеразийского глубоководных бассейнов и прилегающего к ним континентального шельфа. Район исследования расположен в пределах Амеразийского глубоководного бассейна и включает в себя поднятие Альфа-Менделеева и сопряженные с ним глубоководные бассейны: Подводников, Макарова на западе и Толля, Менделеева, Наутилус, Стефанссона на востоке (рис. 1). Восточная граница района исследования ограничена Чукотским Бордерлендом. На юге находятся Северо-Чукотский осадочный бассейн и поднятие Де-Лонга.

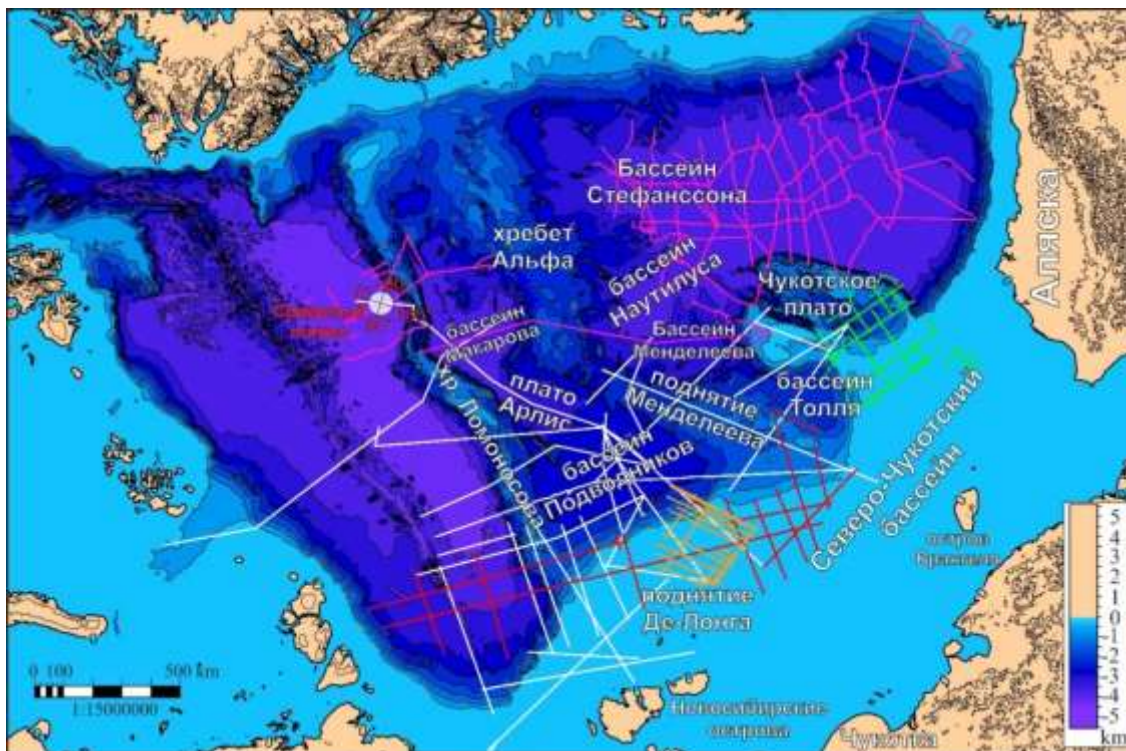


Рис. 1. Карта топографии и батиметрии Арктического региона (Jakobsson et al., 2012, 2020) с локацией сейсмических профилей. Белые линии соответствуют профилям из экспедиций Арктика-2011, Арктика-2012 и Арктика-2014; красные линии соответствуют профилям из экспедиции Арктика-2020. Рыжие линии соответствуют профилям из экспедиции МАГЭ-2016. Зеленые линии – сейсмические профили, опубликованные Ilhan and Coakley (2018). Розовые линии – сейсмические профили, представленные Shimeld et al. (2021).

Данная работа основана на интерпретации сейсмических профилей МОВ ОГТ для Американо-Арктического бассейна (рис. 1) и анализе опубликованных международных данных по гравитационным и магнитным аномалиям (например, [1]).

Данные о магнитных и гравитационных аномалиях указывают в изучаемой области на крупную уникальную структуру, состоящую из гравитационных и магнитных максимумов и минимумов высокой амплитуды (High Arctic Magnetic High Domain) [3]. Считается, что эта структура связана с базальтами крупной магматической провинции HALIP (*High Arctic Large Igneous Province* или *Большая магматическая провинция Высокой Арктики*) [3].

По результатам интерпретации сейсмических данных, практически повсеместно в пределах поднятий Альфа-Менделеева, Де-Лонга и Чукотского плато и сопряженных с ними глубоководных бассейнов в полуграбенах и впадинах выделен синрифтовый сеймостратиграфический комплекс. На сейсмических профилях в составе синрифтового комплекса обнаружены различные проявления магматизма: платобазальты; рефлекторы, похожие на силлы и дайки; рефлекторы, похожие на SDRs (*Seaward Dipping Reflectors Sequences* или *последовательности рефлекторов, наклонных в сторону моря*) и постройки, напоминающие подводные вулканы (рис. 2).

Региональное растяжение и синхронный широко распространённый магматизм, зарегистрированные нами на сейсмических профилях в виде ассиметричных полуграбенов и платобазальтов, вулканов и рефлекторов, напоминающих SDRs, вероятно, связаны с образованием крупной магматической провинции HALIP. Учитывая так же данные об изотопных возрастах магматических пород для поднятия Альфа-Менделеева (устное сообщение Сколотнева С.Г., [2]), предполагается, что кровля синрифтового сеймостратиграфического комплекса имеет примерный возраст 100 млн. лет, а подошва – 125 млн. лет.

Повсеместность распространения синрифтового комплекса и его единый сеймостратиграфический уровень позволяют предположить, что поднятие Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны начали свое формирование синхронно в апте-альбе.

В основании синрифтового комплекса в пределах поднятий Альфа-Менделеева, Де-Лонга и Чукотского Бордерленда присутствуют высокоамплитудные субгоризонтальные рефлекторы – возможно, платобазальты. В бортах полуграбенов на поднятии Де-Лонга эти рефлекторы проворачиваются. Можно предположить, что до основной фазы рифтинга и образования полуграбенов на поднятиях преобладал субаэральный базальтовый магматизм, формировались базальтовые плато. Затем, в апт-альбское время в условиях продолжавшегося растяжения в пределах поднятий (Альфа-Менделеева, Де-Лонга, Чукотского Бордерленда) начали формироваться полуграбены. Полуграбены разделены между собой выступами акустического

фундамента и заполнялись осадочным материалом и потоками субэаральных базальтовых лав. Возможно, происходило внедрение базальтовых силлов и даек. На сейсмических данных мы видим соответствующие рефлекторы, напоминающие SDRs. Отношение магматических пород к осадочным нам неизвестно, но скорее всего в пределах поднятий оно не очень большое. Все это время поднятия были приподнятым стабильным участком суши и мелководного шельфа. На завершающей стадии растяжения в их пределах преобладал эффузивный вулканизм. Об этом свидетельствуют обнаруженные на сейсмических профилях постройки, похожие на подводные вулканы. На поднятиях во время этой фазы вулканизма были развиты мелководно-морские, шельфовые обстановки, о чём свидетельствуют ненарушенные эрозией остроконечные вершины вулканических построек.

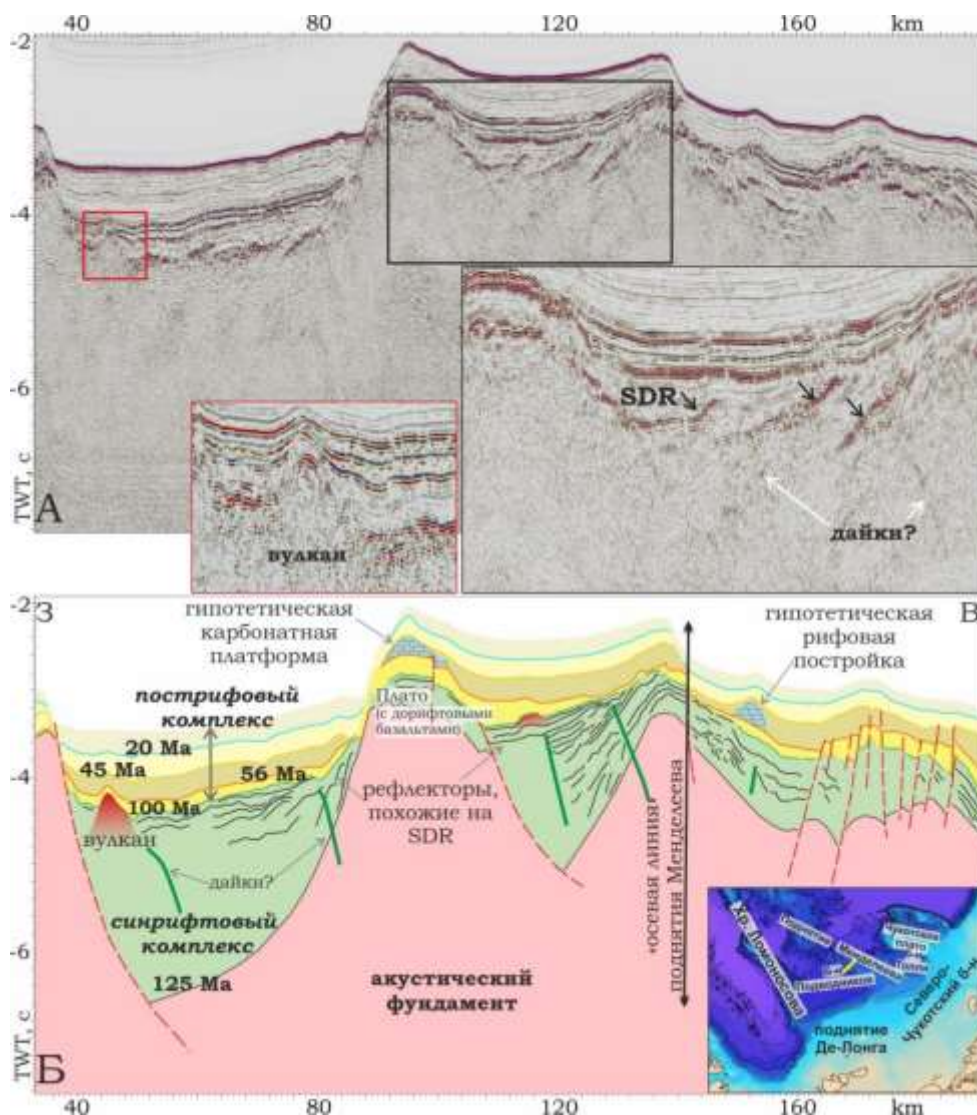


Рис. 2. Поднятие Менделеева. (А) Фрагмент сейсмического профиля ARC12-04 и его интерпретация (Б). Локация профиля указана на карте. В составе синрифтового комплекса интерпретируются различные следы магматизма: платобазальты; рефлекторы, похожие на

дайки; рефлекторы, похожие на SDRs. В центральной части поднятия можно выделить осевую линию, у которой направление падения рефлекторов меняется на противоположное.

Бассейны Подводников, Толля, Менделеева, Наутилуса и Стефанссона начали свое развитие в апт-альбское время синхронно с фазой растяжения и формированием полуграбенов на поднятиях Альфа-Менделеева, Де-Лонга и Чукотского Бордерленда. Об этом свидетельствует единый сейсмостратиграфический уровень синрифтового комплекса. В полуграбенах, расположенных в противоположных бортах бассейнов сформировались серии встречных клиньев из рефлекторов, похожих на SDRs. Клинья наращивают друг друга к центру бассейна. Они скорее всего представлены переслаиванием осадочного материала с субаэральными базальтовыми лавами. Происходило внедрение даек и силлов. Точное отношение магматического материала к осадочному не известно, но скорее всего оно больше, чем на поднятиях. Рефлекторы в составе клиньев похожи на классические внутренние SDRs. У центральных поднятий бассейнов Подводников и Стефанссона клинья SDRs выполаживаются до субгоризонтальных. Бассейны в апт-альбское время развиваются в субаэральных или мелководно-морских условиях. На завершающей стадии растяжения вулканизм так же, как и на поднятиях, меняет свой характер на эффузивный. Начинают расти подводные вулканы. Бассейны продолжают свое развитие сначала в мелководно-морских, а затем в глубоководных условиях.

Вдоль поднятия Альфа-Менделеева через его центр можно провести осевую линию. Западнее осевой линии клинья возможных SDRs наращиваются в сторону бассейна Подводников, восточнее – в сторону бассейнов Толля, Менделеева, Наутилуса и Стефанссона. Рефлекторы сходятся в центральных частях бассейнов. Здесь проходят центральные оси растяжения.

Поднятие Альфа-Менделеева и бассейны Подводников, Толля, Менделеева, Наутилус и Стефанссона развивались синхронно в апт-альбское время под влиянием рифтинга и обширного магматизма. Поднятие Альфа-Менделеева развивалась как двунаправленная вулканическая континентальная окраина для будущих океанических бассейнов Подводников, Толля, Менделеева, Наутилус и Стефанссона, прервавших своё развитие до спрединга и образования океанической коры.

Работа выполнена при поддержке гранта РФ (22-27-00160).

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Gaina C., Werner S.C. et al. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Arctic Petrol. Geology. Geological Society. Memoirs. 2011. Vol. 35. P. 39–48.
2. Nikishin, A.M., Petrov, E.I., Cloetingh, S., Korniychuk, A.V., Morozov, A.F., Petrov, O.V., Poselov, V.A., Beziaykov, A.V., Skolotnev, S.G., Malyshev, N.A., Verzhbitsky, V.E., Posamentier, H.W., Freiman, S.I., Rodina, E.A., Startseva, K.F., Zhukov, N.N. Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 - Data collection. Earth-Sci. Rev. 2021, 217, 103559. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103559>.
3. Oakey G.N., Saltus R.W. Geophysical analysis of the Alpha–Mendeleev ridge complex: Characterization of the High Arctic Large Igneous Province// Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 65–84.<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.005>

КУРС «ГЕОЛОГИЯ КИТАЯ» НА ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ФАКУЛЬТЕТЕ – ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

Т.Ю. Тверитинова

Курс «Геология Китая» был организован на кафедре геологии России геологического факультета МГУ академиком Е.Е. Милановским для студентов из Китайской республики, обучающихся на геологическом факультете. Евгений Евгеньевич был хорошо знаком с геологией Китая, участвовал в нескольких международных геологических форумах, проведенных в Китае в конце XX века: Международный симпозиум по глубоким внутренним процессам и континентальному рифтогенезу (International Symposium on Deep Internal Process and Continental Rifting (DIPCR)), Чэнду, 1985; 15 симпозиум ИНИГЕО «Обмен идеями в области геологии между Востоком и Западом», Пекин, 1990; XXX сессия Международного геологического конгресса и состоявшийся в рамках этого конгресса 21 симпозиум ИНИГЕО «Развитие наук о Земле в Китае», Пекин, 1996. Он тесно сотрудничал с китайскими геологами и дважды читал лекции по региональной геологии и тектонике СССР в Пекинском и Шанхайском университетах. Среди работ Е.Е. Милановского, посвященных геологии Китая, – монография «Основные этапы рифтогенеза на территории Китая» [6].

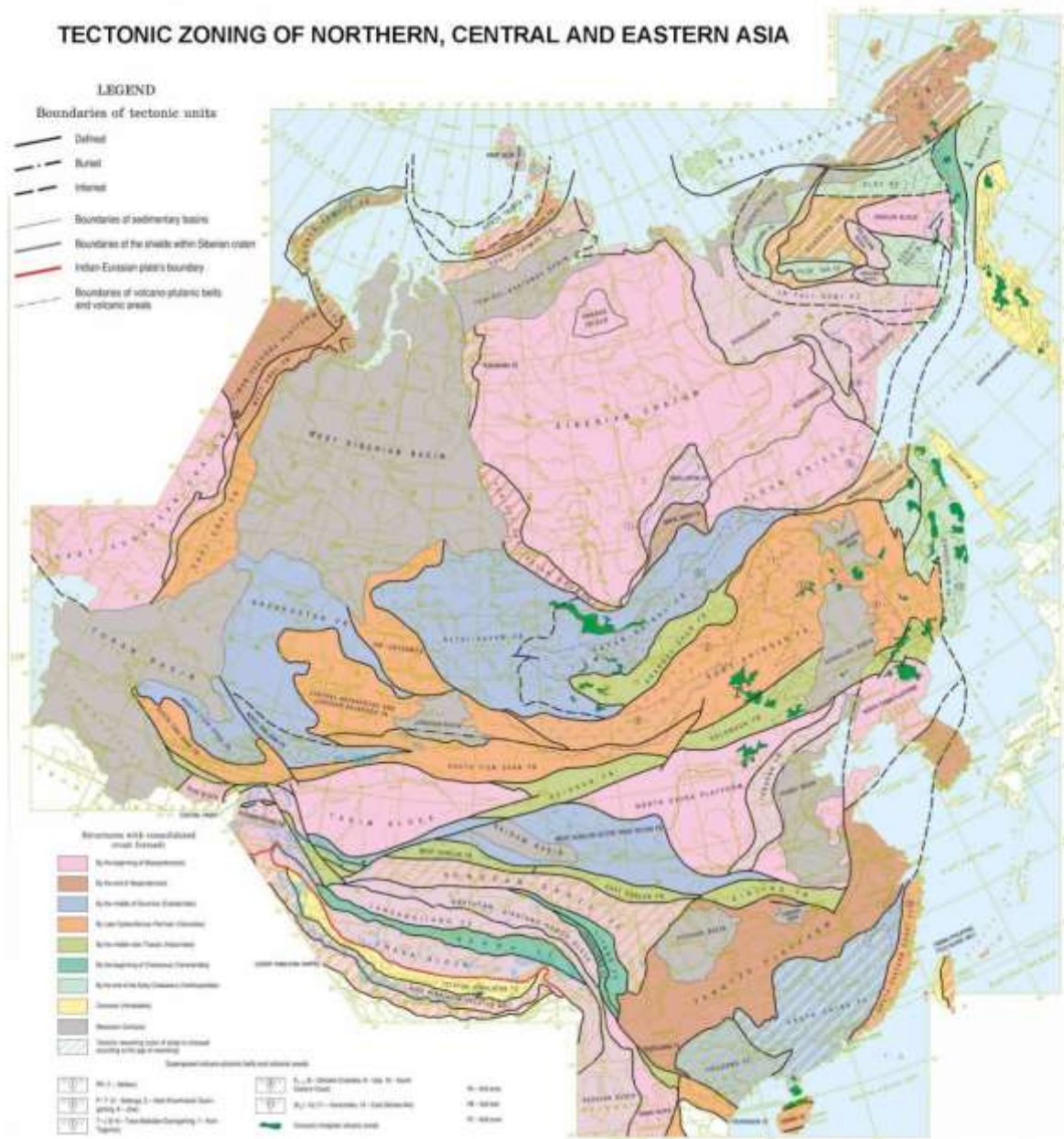
В эти годы на геологическом факультете обучалось много китайских студентов, количество которых доходило до 15 человек и более. Создание новой кафедры «Геологии России» в 2002 г. явилось главным толчком для создания нового для геологического факультета курса «Геология Китая и сопредельных стран» для группы китайских студентов, обучавшихся на разных кафедрах факультета.

Территория Китая вместе с территорией России занимает значительную часть континента Евразия. Здесь расположены Восточно-Европейская, Сибирская, Таримская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская и северная часть Индостанской древние платформы, а также Урало-Монгольский, Средиземноморско-Гималайско-Индонезийский и Западно-Тихоокеанский складчатые (подвижные) пояса (рис.).

Для курса «Геология Китая» Евгений Евгеньевич разработал программу общим объемом 70 часов (лекции – 46 часов, семинары – 24 часа), рассчитанную на два семестра. В качестве учебных пособий были рекомендованы книги китайских и советских авторов [1-5], в том числе монография Е.Е. Милановского по проблемам рифтогенеза территории Китая [6]. Лекции по геологии Китая читал Е.Е. Милановский, в части геологического строения фундамента древних платформ – известный специалист по докембрию, ведущий научный сотрудник кафедры Л.И.

Филатова. После кончины Е.Е. Милановского к курсу подключилась доцент кафедры Т.Ю. Тверитинова.

Курс не был включен в число обязательных программ геологического факультета, хотя, когда он активно преподавался на факультете, студенты из Китайской республики сдавали его как государственный экзамен. Тем не менее, курс остался на факультете «необязательным». Кроме того, китайская сторона изъявила желание, чтобы студенты, обучающиеся в России, сдавали в качестве государственного предмет «Геология России».



В связи со сходством геологического строения территорий России и Китая в отношении наличия крупных континентальных тектонических структур определенного типа курсы «Геология Китая» и «Геология России» во многом перекликаются. В первом семестре в курсе «Геология Китая» рассматривалось геологическое строение и развитие древних Китайско-Корейской и Таримской платформ и складчатых систем Урало-Монгольского складчатого пояса на территории Китая, в курсе «Геология России» – Восточно-Европейская платформа и системы Урало-Монгольского пояса. Во втором семестре по геологии Китая – Южно-Китайская платформа и системы Гималайско-Индонезийского и Тихоокеанского подвижных поясов; по геологии России – Сибирской платформы и также системы Средиземноморско-Гималайского и Тихоокеанского поясов. Вместе с тем при сходстве геологического строения территории России и Китая существенны и их различия. Восточно-Европейская и Сибирская платформы разделены широкой частью Урало-Монгольского складчатого пояса, а Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса нигде между собой не пересекаются: Средиземноморский обрамляет Восточно-Европейскую платформу и западную часть Урало-Монгольского пояса с юга, а Тихоокеанский – Сибирскую платформу и восточную часть Урало-Монгольского с востока. Влияние происходящих в подвижных поясах процессах на древние Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы незначительно. На территории Китая все древние платформы расположены близко друг к другу, составляя относительно небольшие континентальные ядра в узле пересечения Урало-Монгольского, Средиземноморско-Гималайско-Индонезийского и Тихоокеанского подвижных поясов. Влияние происходящих в подвижных поясах аккреционно-субдукционных и коллизионных процессов на строение китайских платформ более заметно – оно проявляется в широком развитии на платформах разновозрастных процессов рифтогенеза, тектоно-магматической активизации, интенсивной деформации чехлов.

В настоящее время в связи с большим объемом проводимых здесь геологических, геохимических и геофизических работ с применением современных методов исследований геологическое строение Китая хорошо изучено, разработаны геодинамические модели формирования геологической истории Китая. Осуществляются международные геолого-геофизические проекты, в которых участвуют геологи не только из России и Китая, но также из Казахстана, стран Средней Азии, Монголии.

Изучение на геологическом факультете курса «Геология Китая» одновременно с изучением курса «Геология России» может дать богатый сравнительный материал для понимания геологических и геодинамических процессов в земной коре и литосфере Евразии и Земли в целом.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Основы тектоники Китая (пер. с китайского, под ред. Н.В.Тупицина). М., Госгеолтехиздат, 1962. 528 с.
2. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979. 357 с.
3. Хуан-Цзи-Цинь. Основные черты тектонического развития Китая // Советская геология, 1961, № 9. С. 8-56.
4. Jishun Ren, Zuoxun Wang, Bingwei Chen e.a. The tectonics of China from a global vie. A guide to the tectonic map of China and adjacent regions. Beijing, 1999. 32 p.
5. Hongzhen Wang, Xiufu Qiao. Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // Geol. Magazine. 1984, 121 (6). P. 559-614.
6. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М., Междуведомственный геофизический комитет, 1991. 148 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОСТРАКОД РОДА *PLUMHOFFIA* BRAND, 1990

Е.М. Тесакова, М. Франц¹

¹*State Office for Geology, Raw Materials and Mining, Freiburg, Germany*

Введение и характеристика материала. Остракоды рода *Plumhoffia* Brand являются обычными для байоса и бата Западной и Восточной Европы. Они фиксируются почти во всех образцах, но не отличаются разнообразием и не образуют высокую численность (не доминируют в экстремальных условиях). По-видимому, эти обстоятельства в сочетании с мелкими размерами раковин и слабо выраженной скульптурой весьма сильно затрудняли изучение этой группы, поэтому интерес к ней долгое время не проявлялся.

Первый представитель плюмхоффий – *Plumhoffia tricostata* (Khabarova, 1955) был описан Т.Н. Хабаровой [1] из верхнего байоса Волгоградской области России, и вскоре его присутствие фиксировалось в верхнем байосе – нижнем бате среднего Поволжья и Западного Казахстана повсеместно [1, 2, 3, 4, 5]. Позже этот вид был определен М.Н. Пермяковой в верхнем байосе в зонах *Garantiana* и *Zigzag* Днепровско-Донецкой впадины Украины [6, 7]. Первоначально этот вид ошибочно относили к разным родам: *Palaeocytheridea tricostata* [1, с. 197, табл. 1, фиг. 7], *Procytheridea tricostata* [6, с. 64, рис. 1/4; 7, с. 154, табл. 69, фиг. 8] и *Paracytheridea tricostata* [3, с. 62].

Род *Plumhoffia* был установлен Э. Брандом [8, с. 189] по материалу из среднего – верхнего бата (зоны *Morrisoni* и *Hodsoni*) Северо-Западной Германии. Типовой вид *P. quadricostae* Brand [8, с. 190, табл. 10, фиг. 1–8], по его мнению, был гораздо ближе к украинским экземплярам, нежели к экземплярам из Поволжья, о которых он судил по недостоверному описанию и изображению голотипа. То есть, украинские экземпляры были признаны Брандом весьма близкими к немецким, а поволжские он рассматривал как отдельный таксон [8, с. 191].

Сведения о новых плюмхоффиях появились лишь в самое последнее время и пришли из Южной Германии [9]. В нижнем байосе (зона *Humphriesianum*) были выделены *Plumhoffia curvicosta* Ohmert et Franz, 2021 [с. 87, табл. 2, фиг. 7–11], *Plumhoffia* sp. 1 [с. 87, табл. 2, фиг. 12–14] и ?*Plumhoffia* sp. 2 [с. 88, табл. 3, фиг. 4]. Распространение последнего прослеживалось и выше, в верхнем байосе в зоне *Niortense*. Кроме того, экземпляры, определенные как *P. cf. quadricostae* [9, табл. 1, фиг. 6], фиксировались в нижнем байосе в зоне *Sauzei/Propinquans*. Выше по разрезу, в верхнем байосе – среднем бате (зоны *Garantiana* – *Subcontractum*) были встречены плюмхоффии, не вполне идентичные *P. quadricostae*, но на первых порах отнесены именно к этому виду [10, фиг. 12-f].

Весьма сходный по морфологии таксон был встречен в синхронных отложениях терминального байоса – базального бата (зоны Parkinsoni – Zigzag, подзоны Bomfordi – Convergens) Польши. Его экземпляры имеются в рабочих коллекциях авторов настоящей статьи, а в их ранней публикации был ошибочно определен как *Paracypris* aff. *procerus* [11, текст-табл. 1].

Обзор изученности рода *Plumhoffia* демонстрирует ее острую недостаточность и необходимость ревизии, что и является целью настоящей работы.

Результаты систематического анализа. Сравнительно-морфологический анализ всех опубликованных плюмхоффий и таковых из рабочих коллекций авторов позволил свести три вида из нижнего байоса Южной Германии (ранее фигурировавших в открытой номенклатуре) в один новый *P. praequadricostae* sp. nov. (рис.). В том же стратиграфическом интервале выделено еще два новых таксона *P.?* *foveata* sp. nov. и *P. curticosta* sp. nov. Экземпляры из интервала зон Garantiana – Subcontractum Южной Германии и подзон Bomfordi – Convergens Польши выделены в новый вид *P. brandi* sp. nov. с географическими подвидами *P. b. germanica* ssp. nov. и *P. b. polonica* ssp. nov. Украинские и русские экземпляры из верхнего байоса – нижнего бата признаны одним видом с соответствующими подвидами *P. tricostata ukrainica* ssp. nov. и *P. t. rossica* ssp. nov. А самый молодой таксон из среднего–верхнего бата Германии *P. quadricostae* никакого отношения к последним не имеет.

Результаты стратиграфического и палеогеографического анализа. Род *Plumhoffia* Brand развивался в среднеюрских бассейнах Западной Европы, начиная с раннего байоса (рис.). Самый древний *P. praequadricostae* фиксируется в Южной Германии с зоны Sauzei. Позже произошла дивергенция рода, и в зоне Humphriesianum различаются виды: *P. curvicosta*, *P. praequadricostae*, *P.?* *foveata* и *P. curticosta*. В это время эволюция рода проходила стадию филогенеза, а в позднем байосе и бате развивалась по пути анагенеза.

На основе филолинии: *P. praequadricostae* (bj₁₋₂, зоны Sauzei–Niortense)→*P. brandi* (bj₂–bt₂, зоны Garantiana–Subcontractum)→*P. quadricostae* (bt₂₋₃, зоны Morrissi–Hodsoni) предлагаются одноименные новые филозоны для байоса – бата Западной Европы.

Представители *P. brandi*, эволюционировавшие в смежных палеоакваториях Западной и Центральной Европы, разошлись на два географических подвида *P. b. germanica* и *P. b. polonica*. Вероятнее всего, именно последний мигрировал на Русскую плиту и осваивал новые моря, последовательно возникавшие в ходе байосской трансгрессии. В позднем байосе (зона Garantiana) новый аллопатрический вид *P. tricostata* (Khabarova) заселил бассейн Днепровско-Донецкой впадины, а в терминальном байосе (зона Michalskii) прошел в моря Центральной России, Поволжья и Западного Казахстана. На Русской плите плюмхоффии тоже образовали

подвиды *P. tricostata ukrainica* и *P. t. rossica*, по первому появлению которых предлагаются одноименные новые миграционные стратоны для Украины (bj3-bt₁, зоны Garantiana–Zigzag) и России (bj3-bt₁, зоны Michalskii–Besnosovi).

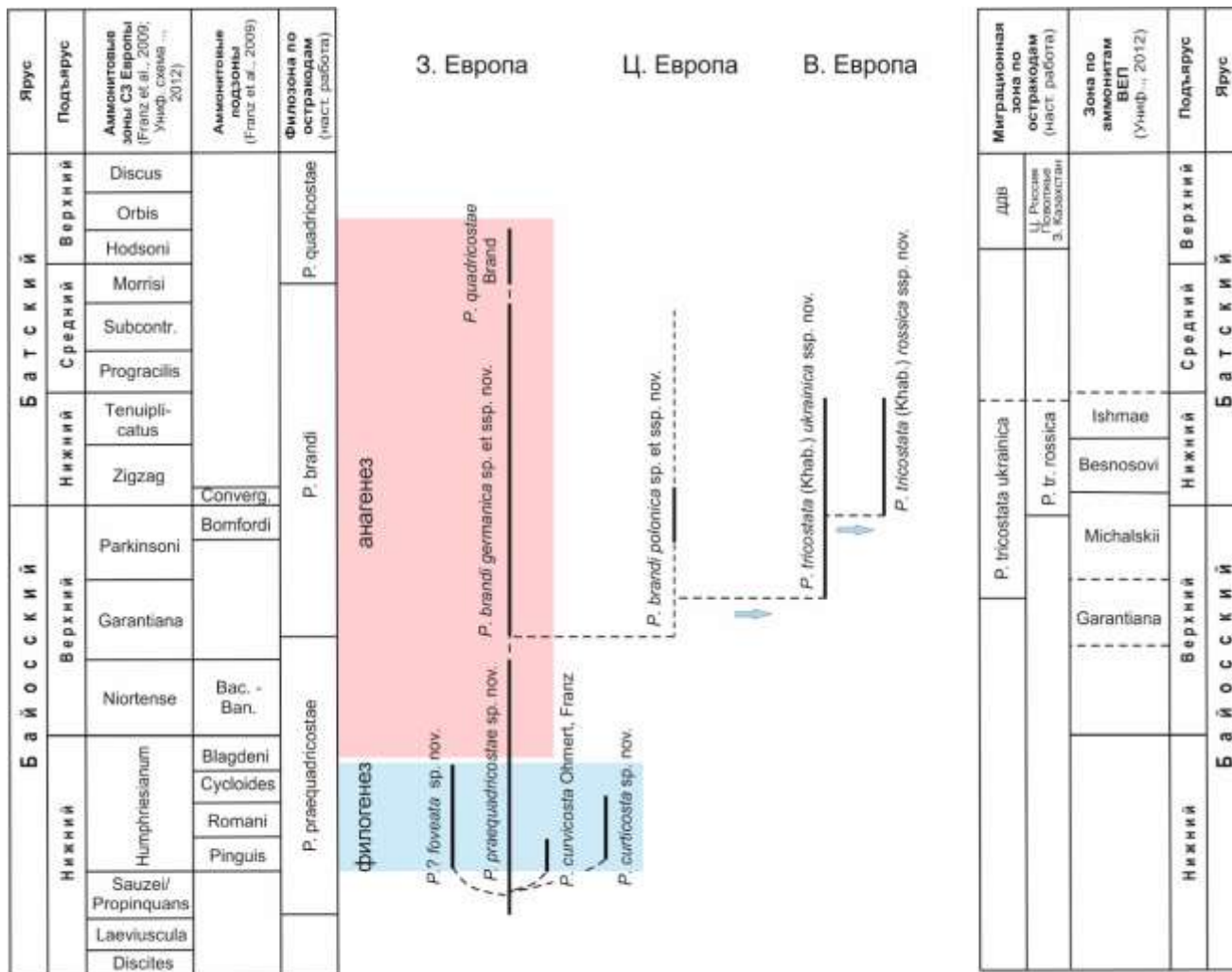


Рис. Эволюция рода *Plumhoffia* в палеоакваториях Западной и Восточной Европы: палеогеография и биостратиграфия. Синими стрелками показаны миграции остракодов во время трансгрессий. Аммонитовая зонация 3. Европы принята по [12, 13], В. Европы по [13].

Работа выполнена в рамках тем госзадания №№ 0135-2019-0062 (ГИН РАН) и АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Хабарова Т.Н. Остракоды из отложений средней юры Саратовской области и северных районов Сталинградской области // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 84. С. 192–197.
2. Хабарова Т.Н. О микрофауне юрских отложений Саратовской области // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 29. Т. 3. С. 177–184.

3. Салтыков В.Ф., Старцева Г.Н., Троицкая Е.А. Стратиграфия байос-батских морских отложений Нижнего Поволжья // Изв. Саратовского ун-та. 2008. Т. 8. Сер. Науки о Земле. Вып. 2. С. 56–71.
4. Шурупова Я.А., Тесакова Е.М., Колпенская Н.Н., Сельцер В.Б., Иванов А.В. Саратовское Поволжье в позднем байосе (средняя юра): палеогеография, реконструированная по остракодам // Жизнь Земли. 2016. Т. 38. № 1. С. 22–37.
5. Тесакова Е.М. Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть I. Роды *Plumhoffia* Brand и *Aaleniella* Plumhoff // Пал. Журн. 2022. № 2. С. 57–68. DOI: 10.31857/S0031031X2202012X.
6. Пермякова М.Н. О некоторых широко распространенных остракодах рода *Procytheridea* из среднеюрских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Палеонтол. сборник. 1974. Вып. 2, № 11. С. 61–66.
7. Пяткова Д.М., Пермякова М.Н. Фораминиферы и остракоды юры Украины. Киев, Наук. думка, 1978. 288 с.
8. Brand E. Biostratigraphische Untergliederung des Ober-Bathonium im Raum Hildesheim, Nordwestdeutschland mittels Ostracoden und Korrelation ihrer Vertikalreichweiten mit Ammoniten-Zonen // Geol. Jb. 1990. A 121. S. 119–273.
9. Ohmert W., Franz M. Die Forschungsbohrung Pfullingen-Breitenbach (Baden-Württemberg) // LGRB-Informationen. 2021. Vol. 32. P. 79–95.
10. Franz M., Beher E., Dietl G. The Bathonian and Early Callovian Ostracoda of Baden-Wuerttemberg, southern Germany // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 2014. Vol. 274. No. 2-3. P. 149–185.
11. Tesakova E.M., Franz M., Baykina E., Beher E. A new view on Bathonian ostracods of Poland // Senckenbergiana lethaea. Vol. 88. No. 1. 2008. P. 55–65.
12. Franz M., Tesakova E.M., Beher E. Documentation and revision of the index ostracods from the Lower and Middle Jurassic in SW Germany according to Buck (1954) // Palaeodiversity. 2. 2009. P. 119–167.
13. Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. Отв. ред. В.В. Митта. М.: ПИН РАН – ФГУП «ВНИГНИ», 2012. 64 с.