

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  
2023

## Содержание:

1. Новые данные о кампан–маастрихтских отложениях разреза Чахмахлы (Юго-Западный Крым)  
Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков, Г.Н. Александрова, П.А. Прошина, И.П. Рябов, М.А. Устинова, Б.Г. Покровский, Е.М. Тесакова, А.А. Гужикова, Д.С. Болотова, В.А. Фомин, В.А. Грищенко, А.Г. Маникин . . . . . 2
2. Эволюция осадконакопления в начале формирования нуммулитовой банки: на примере ипрских отложений г. Сувлу-Кая (Юго-Западный Крым)  
Е.А. Лыгина, Н.В. Правикова, Е.Р. Чижова, Т.Н. Лубкова . . . . . 5
3. Источники сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Предуральского прогиба (Южный Урал)  
Е.А. Володина, А.В. Тевелев, Н.В. Правикова, А.А. Борисенко, Е.В. Коптев, П.А. Шестаков . . . . . 10
4. Турон-коньякские отложения Крымско-Кавказского региона: литология, стратиграфия и палеогеография  
Е.В. Яковишина, Л.Ф. Копаевич, С.И. Бордунов, А.Д. Жарков, Р.Р. Мхитарян . . . . . 13
5. Маастрихтские отложения Горного Крыма: биостратиграфия и условия формирования  
Л.Ф. Копаевич, Е.В. Яковишина, Н.О. Митрофанова, С.И. Бордунов . . . . . 16
6. Квазипластическое течение альпийских и доальпийских комплексов в поперечной Пшехско-Адлерской зоне (Большой Кавказ)  
Т.Ю. Тверитинова, А.В. Маринин, И.В. Бондарь . . . . . 19
7. Разная скорость эволюции полов у некоторых *Glyptocythere* (Ostracoda, Crustacea) из средней юры Восточно-Европейской платформы (ВЕП)  
Е.М. Тесакова . . . . . 22
8. Новые петромагнитные и изотопные данные по Чиликтинскому и Крыклинскому гранитоидным массивам Южного Урала  
П.А. Шестаков, А.В. Тевелев, А.Ю. Казанский, Н.В. Правикова, Е.В. Коптев, А.А. Борисенко, Е.А. Володина, И.А. Кошелева . . . . . 25
9. Первые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному Березовскому комплексу Магнитогорской зоны (Южный Урал)  
Н.В. Правикова, А.Ю. Казанский, Ал.В. Тевелев, А.А. Борисенко, Е.А. Володина, П.А. Шестаков, Е.В. Коптев . . . . . 29

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КАМПАН–МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
РАЗРЕЗА ЧАХМАХЛЫ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Е.Ю. Барабошкин<sup>1,3</sup>, А.Ю. Гужиков<sup>2</sup>, Г.Н. Александрова<sup>3,1</sup>, П.А. Прошина<sup>3,1</sup>, И.П. Рябов<sup>2</sup>,  
М.А. Устинова<sup>3,1</sup>, Б.Г. Покровский<sup>3</sup>, Е.М. Тесакова<sup>1,3</sup>, А.А. Гужикова<sup>2</sup>, Д.С. Болотова<sup>1</sup>,  
В.А. Фомин<sup>2</sup>, В.А. Грищенко<sup>2</sup>, А.Г. Маникин<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Саратовский государственный университет, Саратов, aguzhikov@yandex.ru

<sup>3</sup>Геологический институт РАН, Москва, dinoflag@mail.ru

В бассейне реки Бодрак Юго-Западного Крыма находятся одни из наиболее полных разрезов пограничного интервала кампана и маастрихта, где возможно установление аналогов GSSP границы этих ярусов (Маслакова, Липник, 1971; Заклинская, Найдин, 1985; Алексеев, 1989; Alekseev, Koraevich, 1997). Данная работа основана на изучении разрезов горы «Каблук» (Биюк-Чарыш), оврагов Чахмахлы и Такма (рис. 1), расположенных к востоку от разреза Бешкош, изученного ранее [1]. Комплексная обработка материалов проводилась в 2018-2022 гг коллективом авторов: Е.Ю. Барабошкин (седиментология, ихнофоссилии, головоногие моллюски); А.Ю.Гужиков, А.А.Гужикова, В.А.Фомин, В.А. Грищенко, А.Г. Маникин (палео- и петромагнетизм); П.А. Прошина (планктонные фораминиферы, ПФ); И.П. Рябов (бентосные фораминиферы, БФ); М.А. Устинова (наннопланктон); Б.Г. Покровский (хемотратиграфия); Г.Н. Александрова (палинология); Е.М. Тесакова (остракоды); Д.С. Болотова (литология).

Из упомянутых разрезов наиболее полон разрез Чахмахлы, он похож на разрез Бешкош, но начинается с кровли подпачки XIXa, а верхняя часть пачки XXIII отсутствует из-за размыва. Основание разреза охарактеризовано верхнекампанскими белемнитами *Belemnitella minor*, *B. profunda*, *B. conica* (подпачки XIXb-XXa). Еще один уровень с *Belemnella gracilis* прослежен в нижнем маастрихте (подпачка XXc) от г. Бешкош до овра. Такма.

Результаты изучения фораминифер позволяют определить положение границы кампана / маастрихта в разрезе Чахмахлы. Она намечена в средней части слоев с ПФ *Laeviheterohelix glabrans* (середина подпачки XIXb), выше которой ПФ становятся редкими. На основе ревизии коллекции фораминифер А.С. Алексеева к работе [3] нижняя часть разреза до подпачки XXIIa отнесена к тем же слоям, а вышележащая часть – к зоне *Guembelitra cretacea* верхнего маастрихта. По БФ установлены зона *Angulogavelinella gracilis* LC 18 терминального кампана, нижнего (*Bolivinoidea draco* LC 21) и верхнего (зона *Brotzenella*

graeacuta LC 22 и слои с *Gavelinella sahlstroemi*) маастрихта, опознаваемые в разрезе Бешкош (Прошина, Рябов, в печати). Отсутствие зон LC 19 и LC 20 указывает на стратиграфический перерыв, приходящийся на границу кампана и маастрихта.

По остракодам в основании разреза впервые для Крыма были установлены 4 комплекса, отражающие экологические события, связанные с колебаниями аэрации придонных вод.

По наннопланктону выделяются зоны CC22 (UC15d) – CC24 (UC17) и CC25 (UC19); на зону UC18, предположительно, приходится стратиграфический перерыв.

На основе палинологического анализа установлены слои с диноцистами: *Yolkinigymnium lanceolatum*, *Chatangiella? Robusta* (пачка XIX, верхний кампан), содержащие зональный вид *Samlandia mayi* – маркер кампан-маастрихтской границы; слои с *Alterbidinium varium*, *Triblastula wilsonii* (пачки XX – XXI, нижний маастрихт) и слои с *Cerodinium speciosum*, *Triblastula utinensis* (пачки XXI – XXIIa, верхний маастрихт). На границе кампана и маастрихта установлен перерыв, что обусловило отсутствие негативного экскурса  $\delta^{13}\text{C}$  CMBE (Campanian-Maastrichtian Boundary Event) в разрезе.

Разрез характеризуется доминирующей прямой полярностью, но в нижней части (верх подпачки XIXb – середина XXb) установлены признаки магнитозоны обратной полярности [2], вероятно, отвечающей части хрона C31r. Этот интервал является более древними слоями зоны LC21, аналоги которых отсутствуют в разрезе Бешкош, где перерыв на границе кампана–маастрихта сопоставим с хроном C31r – 2.18 млн. лет (Gradstein et al., 2020).

**Благодарности.** Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00091, <https://rscf.ru/project/22-17-00091/>.

#### Литература (выборочно)

1. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Фомин В.А., Покровский Б.Г., Грищенко В.А., Маникин А.Г., Наумов Е.В. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и палинологические данные по разрезу кампана – маастрихта Бешкош (ЮЗ Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 125–170.
2. Гужикова А.А. Первые магнитостратиграфические данные по маастрихту Горного Крыма (Бахчисарайский район) // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2018. Т. 18. Вып. 1. С. 41–49.
3. Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique Sciences de la Terre. 1997. V. 67. P. 103–118.

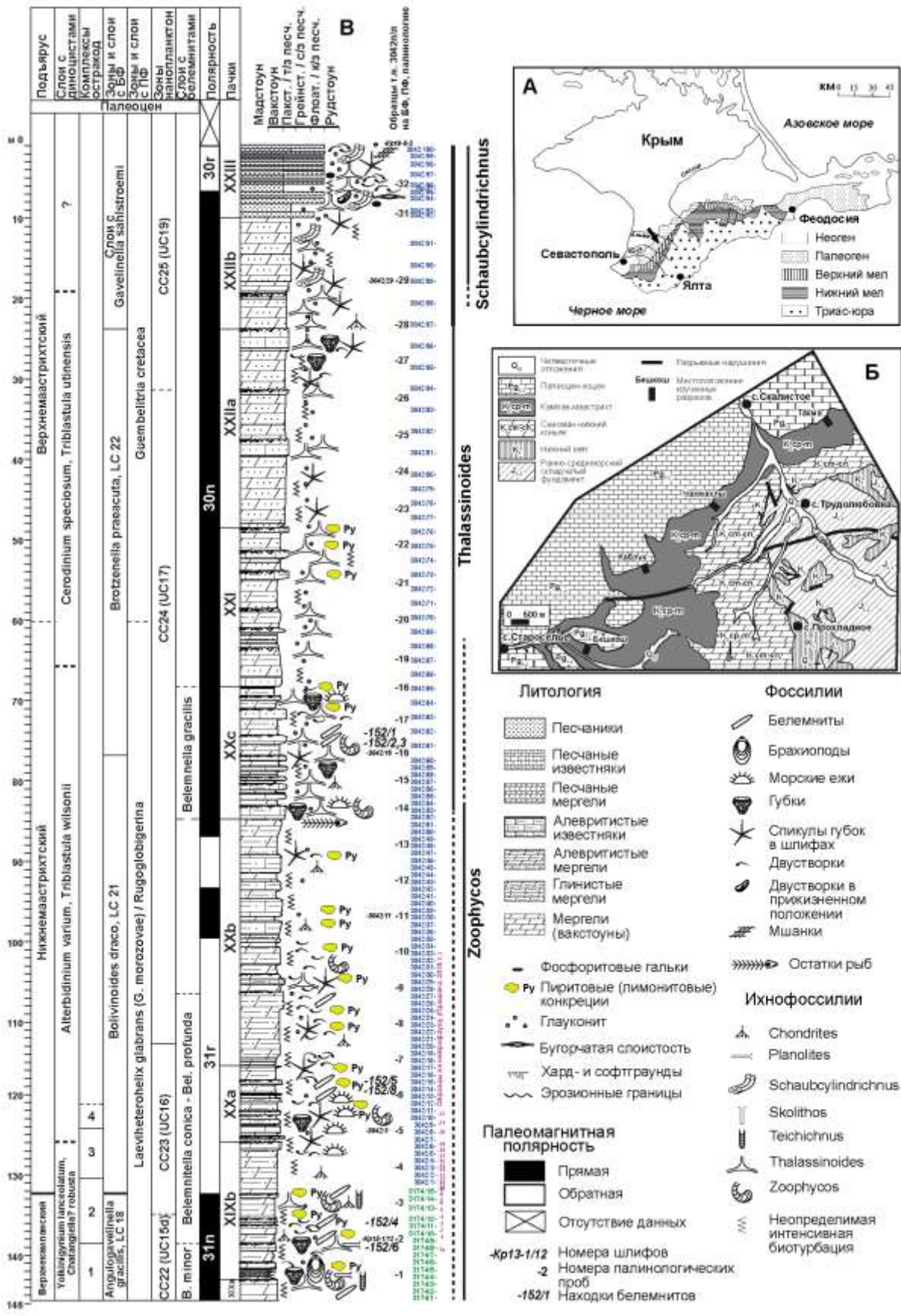


Рис. 1. Расположение (А, стрелка; Б) и строение (В) разреза кампана-маастрихта в левом борту оврага Чахмахлы.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ  
В НАЧАЛЕ ФОРМИРОВАНИЯ НУММУЛИТОВОЙ БАНКИ:  
НА ПРИМЕРЕ ИПРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ Г. СУВЛУ-КАЯ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)  
Е.А. Лыгина<sup>1</sup>, Н.В. Правикова<sup>1</sup>, Е.Р. Чижова<sup>1</sup>, Т.Н. Лубкова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Московский государственный университет, Москва, e-mail: ealygina@mail.ru*

Работа посвящена изучению пограничных ниже-верхнеипрских отложений (верхняя часть бахчисарайского – нижняя часть симферопольского региоярусов) Бахчисарайского разреза Юго-Западного Крыма. Основу работы составил материал полевого сезона 2021 г., представленный детально описанным и опробованным разрезом верховьев крупной промоины на юго-восточном склоне г. Сувлу-Кая на восточной окраине г. Бахчисарая (44°45'2"с.ш. 33°53'41"в.д.). Здесь отмечается постепенный переход от темно-серых карбонатных глин бахчисарайского региояруса к нуммулитовым известнякам симферопольского. В описанном разрезе выделено 5 слоев: слои 1-4 относятся к нижеипрской части разреза (бахчисарайский региоярус), слой 5 – к верхнеипрской (симферопольский региоярус). Стратиграфия разреза дана по [1].

Целью исследования являлось построение палеогеографической и палеоэкологической модели становления нуммулитовой банки в ипрское время в Крыму. Были применены следующие методы изучения: микропалеонтологический и метод выделения микрофациальных типов (МФТ) пород (микрофациальный анализ), рентгенофазовый, изотопный, геохимический и петромагнитный анализы, а также изучение петрофизических свойств пород. В данной публикации будут отражены результаты микрофациального анализа как основного в изучении карбонатных толщ.

Микрофациальный анализ позволил выделить 5 МФТ (рис. 1) и соотнести изученные породы со стандартными микрофациями окаймленных платформ (СМФ) и/или микрофациями рампа (РМФ) и затем фациальными поясами (ФП) [2]. Это в свою очередь позволило значительно детализировать условия формирования отложений.

**МФТ-1.** *Мад- и вакстоун алевритистые.* Структура микрозернистая, отчасти мелко-органогенно-обломочная. Микритовый матрикс составляет 75-80%, в нем рассеяны остатки МБФ (5%) и единичные крупные обломки раковин КБФ размером от 0.1 до 4 мм (в среднем около 0.4 мм), остракод, члеников криноидей, двустворок, коллофановых обломков скелетов рыб и тонкообломочный шлам (5%). Некоторые раковины сильно трещиноваты. Присутствуют единичные зерна глауконита плохо- и среднеокатанные размером от 0.02 до 0.04 мм (в среднем около 0.03 мм) двух генераций – аллотигенный (1%) и редкий единичный

аутигенный (заполняет поры раковин фораминифер). Также присутствуют рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (1%) размером от 0.01 мм до 0.2 мм (в среднем около 0.1 мм). Присутствуют зерна кварца (10%) алевритовой размерности от 0.02 до 0.8 мм (в среднем 0.03 мм).

МФТ-1 чаще всего встречается в разрезе, слагает его нижнюю часть (слой 1 и низы слоя 2), пограничную часть слоев 2 и 3, широко распространен в верхней части слоев 3, 4.

**МФТ-2.** *Флоатстоун нуммулитовый алевритистый.* Структура микрозернистая, отчасти мелко-органогенно-обломочная. Микритовый матрикс составляет 65-70%, в нем рассеяны остатки МБФ (8-10%) и редкие крупные обломки раковин КБФ размером от 0.2 до 8 мм (в среднем 0.7 мм), члеников криноидей, двустворок, коллофановых обломков скелетов рыб, единичных раковин остракод и мелко-тонкообломочный шлам (7-10%). Отмечается ориентировка обломков по длинным осям, материал плохо сортирован. Некоторые участки биотурбированы. Присутствуют единичные зерна глауконита размером 0.02–0.1 мм (в среднем около 0.05 мм), среднеокатанные, двух генераций – аллотигенный (1%) и редкий единичный аутигенный. Также присутствуют рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (2%) размером 0.01–0.3 мм (в среднем около 0.1 мм), зерна кварца (10-15%) алевритовой размерности от 0.02-0.8 мм (в среднем 0.06 мм). Часто в породе помимо аллотигенного глауконита камеры внутри раковин заполняют окислы железа, пирит и тонкокристаллический блоковый кальцит.

МФТ-2 схож с МФТ-1, но отличается повышенным содержанием и более крупным средним размером остатков раковин КБФ, относительно большим количеством доломита и терригенного материала. Первичная текстура – массивная, но наблюдаемые отдельные ориентированные крупные обломки раковин (до 8 мм) указывают на их переотложение. МФТ-1 и МФТ-2 часто встречаются вместе, при этом МФТ-2 почти всегда по разрезу идет после МФТ-1 и является его прямым продолжением.

МФТ-1 и МФТ-2 сравнимы с СМФ 8 и РМФ 3, которые отвечают обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) либо глубокого шельфа (ФП 2), а также являются типичными для среднего и внешнего рампа.

**МФТ-3.** *Мадстоун алевритистый биотурбированный.* Структура микрозернистая, микритовый матрикс составляет 80-85%. Органогенно-обломочная часть породы представлена шламом неясного генезиса. Текстура местами слоистая, также более темными и светлыми участками визуальнo выделяются текстуры биотурбаций. Присутствуют зерна кварца (13-15%) алевритовой размерности от 0.03 до 0.05 мм (в среднем 0.03), хорошо окатанные зерна глауконита (2%) размером от 0.02 до 0.1 мм. Также присутствуют кристаллы доломита размером от 0.01 до 0.1 мм (3%). Отмечается значительное количество

образований железа (окислы, пирит), намного больше, чем в предыдущих МФТ. Они имеют различную форму: каймы по краям трещин, ромбоэдры с четкими гранями, крупные округлые выделения. В породах отмечается повышенная пористость за счет трещиноватости.

МФТ-3 распространён наименее широко и в основном приурочен к слою 3, следуя за либо предшествуя МФТ-1. Отличается наличием сохранившихся биотурбаций, выделений железа, наибольшим содержанием микрита и кварца алевритовой размерности. Наиболее схож с СМФ 1-биотурбированная и РМФ 2, которые характеризуют обстановки глубоководного шельфа (ФП 2) и бассейна (ФП 1) и типичны для среднего и внешнего рампа.

**МФТ-4.** *Мад- и вакстоун с участками рудстоун, доломитистый.* Структура микрозернистая, микритовый матрикс составляет 75–80%, мелко-органогенно-обломочную часть породы слагают МБФ (6%) и рассеянные редкие крупные трещиноватые обломки раковин КБФ размером от 0.1 до 10 мм (в среднем около 0.3 мм), члеников криноидей, двустворок, единичных раковин остракод и мелко-тонкообломочный шлам (5%). Присутствуют зерна кварца (3–5%) алевритовой размерности от 0.02 до 0.06 мм (в среднем 0.04 мм), хорошо окатанные зерна размером от 0.1 до 0.5 мм (в среднем 0.3 мм) аллотигенного (3%) и единичные зерна аутигенного глауконита. Также присутствует рассеянный тонко-мелкокристаллический (от 0.02 до 0.3 мм, в среднем 0.1 мм) доломит (4–5%).

МФТ-4 присутствует в виде редких отдельных прослоев, обычно сменяя вверх по разрезу МФТ-2, с которым в целом схож. Отличается от последнего меньшим содержанием кварца, большим – доломита, а также скоплениями крупных обломков раковин КБФ, оказавшихся здесь в результате переноса из высокоэнергетической среды в низкоэнергетическую. Соответствует СМФ10 и отвечает обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) либо глубокого шельфа (ФП 2). Также типичны для внутреннего и среднего рампа.

**МФТ-5.** *Рудстоун нуммулитовый доломитистый.* Структура крупно-грубо-органогенно-обломочная, порода сложена различными биокластами (75-90%) большинство которых ориентированы по длинной оси. В основном это крупные трещиноватые обломки раковин КБФ размером от 0.4 мм до 1.5-2 см, МБФ, члеников криноидей, двустворок, редких раковин остракод. Текстура неслоистая, материал плохо сортирован. Присутствуют зерна кварца (2–3%) алевритовой размерности 0.02–0.04 мм и единичные среднеокатанные зерна глауконита размером 0.1–0.2 мм. Также присутствует рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (5–7%) размером от 0.01 мм до 0.3 мм (в среднем около 0.1



мм) – его несколько больше, чем в предыдущих МФТ и сами кристаллы крупнее. Микритовый матрикс составляет не более 5–7%.

МФТ-5 тяготеет в основном к верхней части разреза, представляет собой отдельные редкие маломощные прослои сгруженного ориентированного переотложенного грубообломочного материала, образованного в результате деятельности подводных течений, инициированных штормовыми волнами. Соответствует СМФ12, которая встречается во многих обстановках от внутренних лагун до бассейновых.

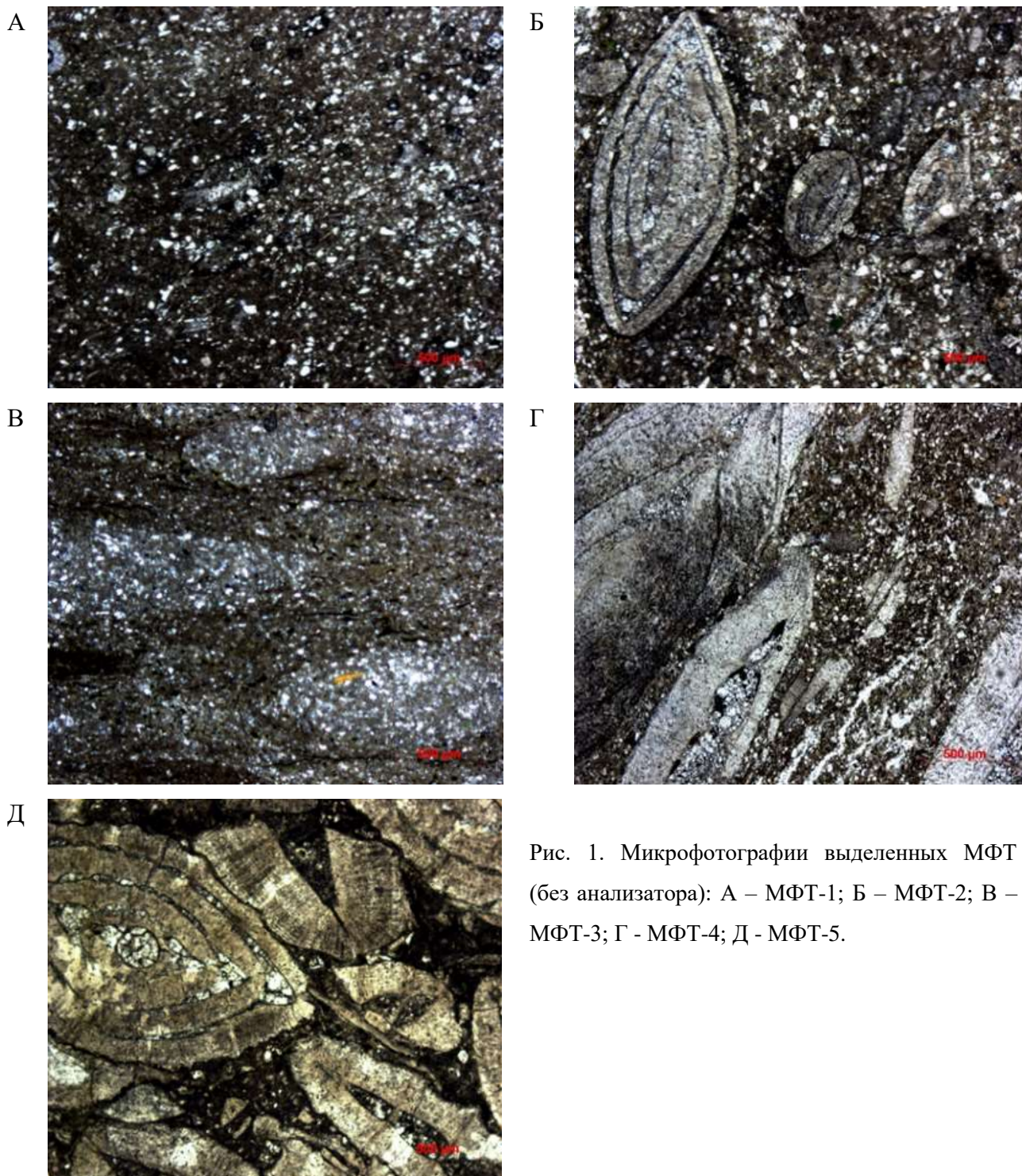


Рис. 1. Микрофотографии выделенных МФТ (без анализатора): А – МФТ-1; Б – МФТ-2; В – МФТ-3; Г - МФТ-4; Д - МФТ-5.

Таким образом, изученная часть разреза представлена в основном сильно микритовыми разностями карбонатных пород (мад-, вак-, флоатстоун) со значительной примесью терригенного кварца алевритовой размерности. Основой органогенно-обломочной компоненты являются редкие целые экземпляры и грубозернистые обломки раковин КБФ. В совокупности выделенные СМФ наиболее характерны для обстановок глубокого шельфа (ФП 2). Преобладание микрита говорит об обстановке накопления материала ниже базиса волн нормальной погоды, но выше базиса штормовых волн [2], на что указывает присутствие скоплений или единичных сильно трещиноватых раковин КБФ, их хорошая сортировка и ориентировка. Последние были перемещены подводными течениями, инициированными штормами, в более глубоководные обстановки. Смена МФТ вверх по разрезу указывает на максимум ипрской трансгрессии на уровне слоя 3, а затем на постепенное обмеление бассейна.

Новые геохимические данные позволили уточнить выделенные в разрезе литостратиграфические границы и выявить некоторые закономерности изменения состава изученных отложений.

Работа выполнена с использованием материалов ЦКП "Геопортал" МГУ имени М.В. Ломоносова.

### Литература

1. *Лыгина Е.А., Копачевич Л.Ф., Никишин А.М., Шалимов И.В., Яковичина Е.В.* Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2010. Т. 4, № 6. С. 11–22.
2. *Flügel E.* Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, interpretation and application. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 984 p.

ИСТОЧНИКИ СНОСА МАТЕРИАЛА  
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Е.А. Володина <sup>1</sup>, А.В. Тевелев <sup>1</sup>, Н.В. Правикова <sup>1</sup>, А.А. Борисенко <sup>2</sup>, Е.В. Коптев <sup>3</sup>, П.А.

Шестаков <sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Московский государственный университет, Москва, ekaterina.volodina2015@yandex.ru*

<sup>2</sup>*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им.*

*Н.М.Федоровского (ФГБУ «ВИМС»), Москва*

<sup>3</sup>*Университет McMaster, Гамильтон, Канада*

Данная работа посвящена изучению источников сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба. Наиболее достоверное определение источников возможно благодаря U-Pb датированию детритовых цирконов. Изучение детрита позволяет подтвердить или опровергнуть выводы об источниках сноса, сделанные ранее при анализе распределения литотипов.

Первичные сведения об источниках сноса терригенного материала были получены при полевых исследованиях, а также при изучении шлифов. На данный момент проанализированы 5 проб: из азымской свиты (московский ярус среднего карбона), васелгинской (касимовский ярус верхнего карбона), чигишанской (ассельский ярус нижней перми), капысовской (сакмарский ярус нижней перми) и белокатайской (артинский ярус нижней перми). Определение изотопного возраста цирконов проводилось в лаборатории ГИН РАН методом лазерной абляции (аналитик А.С. Дубенский).

**1 проба (азымская свита среднего карбона).** Данная проба была отобрана рядом с посёлком Ургала (Башкортостан). В песчаниках азымской свиты было выявлено огромное количество обломков кремнистых пород, которые преобладают над вулканическими – литокластами лав основного и среднего состава. Кремнистые породы слагают ордовикско-девонский разрез Маяктауского аллохтона, который расположен в непосредственной близости от точки отбора пробы, а кроме того, по направлению к нему мощность свиты заметно увеличивается. Следовательно, можно предполагать комплексы Маяктауского аллохтона в качестве одного из источников сноса материала.

Зёрна циркона сильно различаются по морфологии, что говорит о влиянии разных источников. Присутствуют как хорошо окатанные округлые зёрна, так и совсем неокатанные угловатые, иногда с четкими гранями. В некоторых зёрнах хорошо видны ядро и каймы; другие полны включений, трещин, зон метамиктного распада. Размер кристаллов колеблется от 60 до 400 мкм.

Большинство полученных возрастов приходится на интервал с ордовика по девон, чуть меньше – на нижний и средний рифей. Единичные зерна имеют кембрийский, вендский и позднерифейский возраст, раннепротерозойские и архейские зёрна в выборке отсутствуют.

Самый сложный интервал – с кембрия по девон, на него приходится большинство полученных возрастов (пик 410–430 млн лет). В пределах изученной территории самые ближайшие к точке отбора это магматические породы, в современной структуре входящие в состав Нязепетровского и Бардымского аллохтонов, а также Тагильской островной дугой. Кроме того, девонские гранитоиды есть в пределах Уфалейского антиклинория.

Наибольшее количество докембрийских датировок приходится на средний рифей. В среднем рифее источником цирконов могла быть машакская свита, возраст которой 1350–1346 млн лет [3], однако, зёрен с возрастом машакской свиты в пробе нет. В интервале раннего рифея имеется относительно большое количество зёрен с возрастом 1650–1500 млн лет, что отлично коррелируется с возрастом айской свиты. Однако среди цирконов практически всех рифейских свит, включая айскую, пик приходится на 2050 млн лет [2] (возраст мигматизации в Тараташском блоке [4]), а в изученной пробе цирконов с возрастом 2050 млн лет и более древних нет. Это означает, что Тараташский выступ и рифейские свиты в его обрамлении в это время не размывались, то есть были перекрыты, хотя в начале исследований, до получения результатов U-Pb датирования, Тараташский блок предполагался нами в качестве главного источника сноса.

Вероятнее всего, в начале формирования Юрюзано-Сылвенской впадины размывались породы ашинской серии венда, поскольку в пробе довольно большое количество среднерифейских датировок, что характерно для пород ашинской серии [4].

**2 проба (васелгинская свита верхнего карбона).** Данная проба была отобрана из песчаников васелгинской свиты позднего карбона возле деревни Карантрав, что находится в 20 км к северо-западу от посёлка Ургала, где была отобрана предыдущая проба. Стоит отметить, что в отличие от конгломератовой толщи аязмской свиты в разрезе у д. Карантрав наблюдается уже тонкоритмичная флишеподобная толща: чередуются мелкозернистые песчаники с алевролитами-аргиллитами. То есть песчаник, из которого отобрана проба для датирования, в принципе более сортированный, и обломки там явно лучше окатаны. Потому что породы формировались в относительно более глубоководных условиях, то есть они выносились дальше в бассейн и преодолели большее расстояние от места размыва. Следовательно, и зёрна циркона здесь меньше разнятся по размеру и преобладающее их большинство имеет округлую форму.

Возрастные характеристики: самая яркая серия пиков с возрастом 1-2 млрд. (охватывает вторую половину раннего протерозоя, нижний и средний рифей), также есть архейские зёрна

(около 10 штук) и совсем немного молодых раннепалеозойских. Гистограмма по васелгинскому детриту и гистограмма по ашинской серии сильно похожи. Это является ещё одним подтверждением того, что ашинская серия являлась источником сноса в начале коллизии, а в момент формирования васелгинской свиты, то есть в самом конце карбона являлась главным источником.

**3, 4 и 5 пробы (чигишанская, капысовская и белокатайская свиты ранней перми).** В данных пробах наблюдается 2 пика: раннекаменноугольный (350 млн.л.) и вендский (600 млн.л.). Вероятно, ашинская серия также являлась источником, но уже не преобладающим. В данном случае, скорее всего, разрушались каменноугольные вулканические комплексы Богдановского рифта, а также там присутствуют и интрузивные массивы с таким возрастом (например, Неплюевский).

#### **Выводы:**

- Источники сноса менялись на протяжении формирования прогиба.
- В самом начале коллизии (московский век), во время формирования азымской свиты, источниками были комплексы Нязепетровского, Бардымского и Маяктауского аллохтонов, а также ашинская серия венда.
- В касимовском веке (формирование васелгинской свиты) ашинская серия была главным источником сноса.
- В начале перми (формирование чигишинской и капысовской свит) источниками, вероятно, являлись вулканы Богдановского рифта.
- Тараташский выступ не размывался в начале коллизии.
- Большое значение имеют продольные течения при сносе материала.

#### **Литература**

1. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В.* и др. Первые результаты массового U/Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.
2. *Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А.* и др. Первые результаты U–Pb LA–ICP–MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея//Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.
3. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
4. *Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Тевелев Арк.В., Шкурский Б.Б.* Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестник Моск. Ун-та. Геология. 2017. № 4. С. 15-19.

ТУРОН-КОНЬЯКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КРЫМСКО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА:  
ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Е.В. Яковишина<sup>1</sup>, Л.Ф. Копаевич<sup>1</sup>, С.И. Бордунов<sup>1</sup>, А.Д. Жарков<sup>1</sup>, Р.Р. Мхитарян<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, e-mail: yakovishina@mail.ru

Комплексный подход к изучению разрезов верхнего турона-коньяка послужил основой для восстановления условий седиментации и уточнения возраста отложений. Разрезы верхнетурон-коньякских отложений представлены белыми мелоподобными известняками прохладненской свиты (*K<sub>2pr</sub>*) (Юго-Западный Крым) и ритмичной толщей чередования белых микритовых и светло-серых глинистых известняков натухайской свиты (*K<sub>2nt</sub>*) (Северо-Западный Кавказ). Разрез Шапсугского карьера (Кавказ) представлен ритмичной карбонатной толщей. Вскрытая часть разреза около 80 м. Это микритовые тонко- и толстослоистые известняки, глинистые известняки, известковые глины, реже маломощные прослои песчаников и алевролитов. В нижней части отмечаются тонкие прослои красного известняка и глин. Крымские разрезы (о. Аксу-дере и о. Встреч) представлены схожими белыми толстоплитчатыми известняками. В основании разреза залегают белые прочные мелоподобные микритовые известняки с неясно выраженной горизонтальной слоистостью, со стилолитовыми швами. Выше по разрезу залегают литологически сходные известняки белые мелоподобные толстоплитчатые со стилолитовыми швами, с поверхностью типа «хард-граунд» в кровле. Верхние 50 см отложений пачки подверглись процессам подводного химического выветривания. Встречены крупные раковины иноцерамов, аммониты, морские ежи и мелкие брахиоподы. Мощность около 25 м.

Во всех изученных разрезах выделены сходные микрофауны мадстоунов и вакмадстоунов фораминиферовых или питонеллово-фораминиферовых. Присутствие известковых диноцист *Pithonella ovalis* (Kaufmann), а также планктонных фораминифер характерная особенность всех Крымско-Кавказских разрезов данного возраста. Полученные микрофауны сопоставлены с определенными фаціальными зонами: фация глубокого шельфа, характерная для морского дна с умеренным наклоном в сторону бассейна; фация глубокой окраины шельфа, сформированная у подножия карбонатного шельфа за счёт сноса с него материала. Глубина, положение базиса действия волн и насыщенность кислородом близки к фации глубокого шельфа [1]. 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. Ритмичность отложений в разрезе может быть тесно связана с глобальными флуктуациями инсоляции, определяющими тепловое состояние земной поверхности, возможно по типу циклов Миланковича [2].

Зональная стратиграфия турона-коньяка Западной и Восточной Европы основана на стратиграфическом распространении иноцерамид, фораминифер и других групп микрофоссилий. С целью уточнения возраста отложений проведена идентификация фораминифер, среди которых преобладали планктонные формы. Основой для определения возраста пород является зональная схема для Крымско-Кавказского региона и ее сопоставление со схемами других авторов [3]. Комплексы фораминифер в разрезах Крымско-Кавказского региона имеют большое сходство. Проведение границы между туроном и коньяком сталкиваются здесь с определенными сложностями из-за отсутствия или весьма редкой встречаемостью индекс-видов. Появление в разрезах единичных умбиликально-выпуклых раковин *Dicarinella concavata* (Brotzen) указывает на нижнюю границу нижнего коньяка. Таким образом, в разрезах можно выделить отложения зоны по планктонным фораминиферам *Marginotruncana pseudolinneiana* зональной шкалы верхнего мела Крымско-Кавказского региона. Данная зона относится к верхнему турону. В верхней части разрезов можно выделить зону *Dicarinella concavata*. Присутствие отложений этой зоны позволяет выделить в разрезе нижний коньяк. По своему составу комплекс фораминифер близок к ассоциациям центральных частей Тетической области, но отличается меньшим разнообразием [4]. На протяжении турон-коньякского интервала изучаемая территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской бассейн окраины палеоокеана Тетис.

Геохимические данные для изученных разрезов на основе элементного фациального индикатора Fe/Mn, значения которого уменьшаются с увеличением глубины и переходом от шельфовых фаций к пелагическим подтверждают результаты микрофациального и биостратиграфического анализов. Тенденция уменьшения модуля с глубиной обусловлена поглощением осадочными отложениями марганца из морской воды, сильнее проявленным в глубоководных условиях. Исходя из вычисленных данных, изученные породы относятся к глубоководным ( $Fe/Mn < 40$ ) [5].

В турон-коньякское время изучаемая территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской эпиконтинентальный бассейн обширной окраины палеоокеана Тетис, где шло осадконакопление в основном гемипелагического типа. Бассейн был нормальной солёности, насыщенный кислородом. Биостратиграфический, а также геохимический анализы это подтверждают.

На основании биостратиграфического анализа уточнено положение в разрезах границы туронского и коньякского ярусов.

### Литература

1. *Wilson, J.* Carbonate facies in geologic history. New York: Springer-Verlag, 1975. 471 p.
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. *Копеевич 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. Вып. 4. С. 3–12.
4. *Копеевич Л.Ф., Брагин Н.Ю., Брагина Л.Г.* Новые данные о планктонных фораминиферах из отложений юнусдагской свиты (коньяк–сантон) разреза Келевудаг, Северо-Восточный Азербайджан // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 50–60.
5. *Летникова Е.Ф.* Использование геохимических данных при изучении осадочных пород // Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. С. 102-134.



## МАСТРИХТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОРНОГО КРЫМА: БИОСТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Л.Ф. Копаевич<sup>1</sup>, Е.В. Яковишина<sup>1</sup>, Н.О. Митрофанова<sup>2</sup>, С.И. Бордунов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, e-mail: lfkopaevich@mail.ru

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва

Верхнемеловые отложения в том числе их верхняя часть, относящаяся к маастрихтскому ярусу, пользуются широким распространением на территории Крымского полуострова (рис. 1). Однако их вещественный состав и содержащиеся в породах комплексы фораминифер значительно меняются при движении с запада на восток. В западной части Крыма в долинах рек Бельбек, Кача и Бодрак, а также в Центральном Крыму в районе г. Белогорск маастрихтские отложения слагают подножье хорошо выраженной датской квесты, сложенной мшанково-криноидными известняками (рис. 2). Маастрихтские отложения представлены мелоподобными известняками в верхней части со значительной примесью песчаного материала. В породах содержатся преимущественно раковины известкового бентоса (рис. 3).

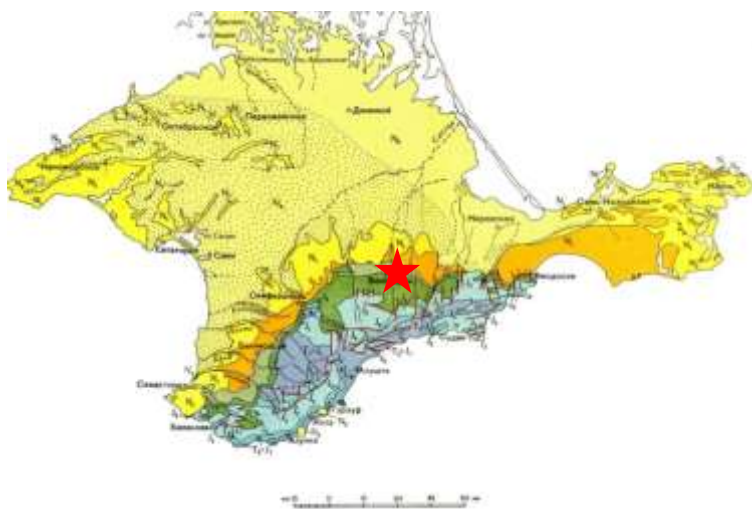


Рис. 1. Распространение верхнемеловых отложений на территории Горного Крыма (показаны светло-зеленым цветом). Красная звездочка – район изучения.



Рис. 2. Типичный вид разреза Юго-Западного и Центрального Крыма.

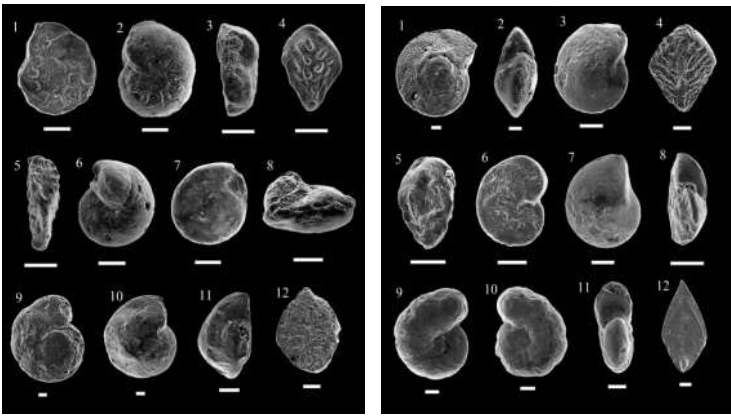
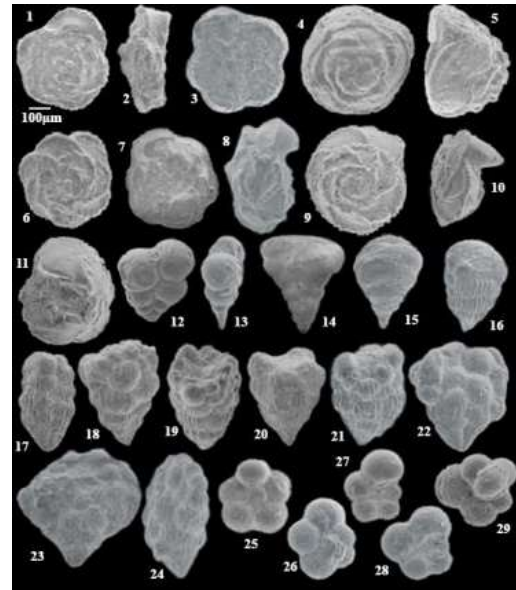


Рис. 3. Раковины известкового бентоса, характерного для разрезов Юго-Западного и Центрального Крыма.

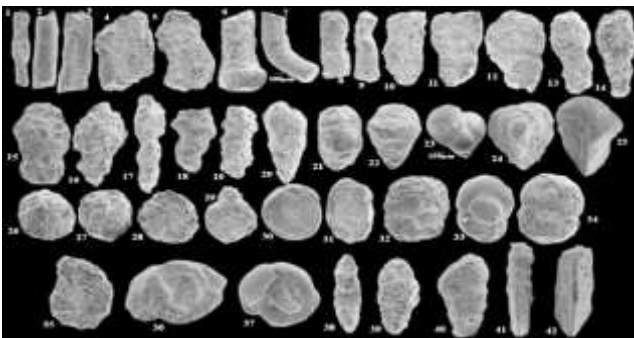
Совсем другой тип разреза существует в Восточном Крыму. Так разрез г. Клементьева в районе с. Наниково представлен толщей переслаивания глинистых известняков, мергелей и карбонатных глин (рис. 4) с рострами *Neobelemnella kazimiroviensis* Skołodzowna, что говорит о его принадлежности к верхнему маастрихту. Породы также содержат богатый комплекс агглютинирующих и планктонных фораминифер, характерных для глубоководных отложений океанических впадин (рис. 5). Комплекс планктонных фораминифер содержит руководящие виды, типичные для Средиземноморского пояса.



Рис. 4. Типичный вид разреза Восточного Крыма (г. Клементьева).



А



Б

Рис. 5. Комплекс глубоководных агглютинирующих (А) и планктонных (Б) фораминифер, выделенных в разрезе г. Клементьева (Восточный Крым).

Таким образом, вещественный состав отложений верхнего маастрихта разреза г. Клементьева и состав комплексов фораминифер свидетельствует о накоплении данных толщ в относительно глубоководных обстановках подножья континентального склона или глубоководного трога, в частности Судакского, в то время как одновозрастные породы Юго-Западного Крыма сложены гораздо более мелководными породами. Это подтверждают и палеотектонические реконструкции (Никишин и др., 2006).

### Литература

1. *Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Конаевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О.* Геологическая история Бахчисарайского района Крыма М.: Изд-во МГУ, 2006. 60 с.

# КВАЗИПЛАСТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ АЛЬПИЙСКИХ И ДОАЛЬПИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ПОПЕРЕЧНОЙ ПШЕХСКО-АДЛЕРСКОЙ ЗОНЕ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

Т.Ю. Тверитинова<sup>1</sup>, А.В. Маринин<sup>2</sup>, И.В. Бондарь<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Московский государственный университет, Москва, e-mail: tvertat@yandex.ru*

<sup>2</sup>*ИФЗ РАН, Москва*

Большой Кавказ характеризуется наличием поперечных орогену флексурно-разрывных зон сложного строения. К ним принадлежит Пшехско-Адлерская зона (ПАЗ) между сегментами Центрального и Северо-Западного Кавказа [2, 3], разделяющая участки разной ширины орогена, характеризующаяся z-образным изгибом продольных зон кавказской ориентировки, наличием крупных меридиональных разломов и систем косых к орогену флексурно-разрывных зон СВ и ВСВ простирания, с которыми связаны ступенеобразные изменения уровня эрозионно-денудационного среза.

Для установления кинематической природы выявляемых в пределах ПАЗ областей локализации деформаций на Белореченском пересечении Большого Кавказа проведены исследования малых дизъюнктивов различного кинематического типа с применением методов структурно-парагенетического [4] и катакластического [5] анализа дизъюнктивных нарушений. На пяти основных участках изучены комплексы доальпийского основания (палеозойские гранитоиды; триасовые карбонаты) и альпийские комплексы (нижне-среднеюрские песчано-глинистые и верхнеюрские карбонатные толщи).

*Ходжохская теснина.* Триасовые карбонатные толщи смяты в сложные складки СВ и широтного простирания. Среди минидизъюнктивов представлены отрывы меридионального и СВ простирания, различно ориентированные сдвиговые зеркала скольжения (ЗС) и структуры покровного типа. Установлен смешанный тип поля напряжений (ПН) в условиях субмеридионального сжатия – субширотного растяжения. Юрские карбонатные отложения залегают полого монаклинально. В них развиты крутопадающие различно ориентированные отрывы, покровные и сдвиговые ЗС, указывающие на хрупкое разрушение моноклинали. Покровы отражают квазипластическое течение на контактах слоев. Выявлен сдвиговый тип ПН в условиях меридионального и СЗ сжатия – широтного и СВ растяжения.

*Даховский выступ.* Протерозойские метаморфические образования, прорванные позднепалеозойскими гранитоидами, находятся в аллохтонном залегании. Замеры трещиноватости проведены в краевой и центральной частях гранитного массива. Для краевой зоны массива характерно преобладание различно ориентированных сдвиговых ЗС. Выявляются условия меридионального (до СЗ) сжатия в сдвиговом и взбросовом ПН и

широтного сжатия – меридионального растяжения. В центральной зоне массива развиты преимущественно различно ориентированные взбросо-сдвиговые ЗС ЮВ падения, указывающие на квазипластическое течение внутри массива. Восстанавливаются обстановки субмеридионального сжатия и субширотного растяжения.

*Лагонакский покров.* Полого залегающие рифовые и слоистые позднеюрские известняки сорваны с подстилающих складчатых образований нижней-средней юры. Покров нарушен крутопадающими разломами СЗ ориентировки. В карбонатных толщах развиты разноориентированные отрывы и ЗС разного типа, указывающие на сложное течение в отдельных тектонических пластинах с широким проявлением хрупких деформаций. Выявляется сдвиговый тип ПН с субмеридиональным до СВ и субширотным сжатием – субширотным до СЗ и субмеридиональным растяжением.

*Пшекиш-Тырныаузская шовная зона (ПТШЗ).* Моноклинально залегающая позднепалеозойская моласса Белореченской впадины срезается разломом ПТШЗ. Моласса сорвана с герцинского основания. На молассу надвинуты протерозойские метаморфиты. Покров выражен зоной серпентинитового меланжа и запечатан терригенно-карбонатным комплексом поздней перми. В молассовых толщах развиты разноориентированные отрывы и крутые сдвиговые ЗС поперек зоны сжатия. Установлен сдвиговый тип ПН с субмеридиональным до СЗ и ВСВ сжатием – субширотным до ВСВ и СЗ растяжением.

*Зона Передового хребта.* Выступ Передового хребта клином вдаётся в Лабино-Малкинскую зону. Триасовые карбонаты трансгрессивно либо со срывом перекрывают палеозойские образования, будучи сами перекрыты аллохтоном терригенных образований среднего-верхнего триаса. В карбонатах развиты разноориентированные сдвиговые и сбросо-взбросовые ЗС, отражающие квазипластическое течение. Субгоризонтально в ССЗ направлении расположены оси максимального сжатия или растяжения, а также фиксируются наклонные оси сжатия и растяжения с погружением в СВ или ЮЗ направлениях.

Сводные стереограммы по всем тектоническим зонам на исследованном Белореченском пересечении указывают на резкое преобладание сдвигов (более 50%) и структур растяжения (более 30%) среди нарушений различного типа.

Замеры трещин и зеркал скольжения с установленным характером смещений обработаны с помощью метода катакластического анализа разрывных нарушений [5, 6] и созданной на его основе компьютерной программы *STRESSgeol*. Реконструированные типы напряженного состояния в регионе отражают преобладание сдвиговых обстановок деформации. На сводных диаграммах ориентации осей главных нормальных напряжений наиболее четко проявлено меридиональное направление максимального сжатия. Наличие

других ориентировок максимального сжатия указывает на значительные изменения поля напряжений в пределах ПАЗ.

Несмотря на различный характер структурных рисунков трещиноватости в различных по составу и возрасту комплексах отложений, отражающих относительно хрупкое (преобладание отрывов) или квазипластичное (преобладание зеркал скольжения) разрушение, тектодинамические обстановки формирования этих структурных рисунков схожи (меридиональное сжатие и дополнительное СЗ и СВ сжатие). В ПАЗ в целом преобладают сдвиговые ПН с главным меридиональным и дополнительными СЗ и СВ сжатием. Развита покровы с более сложным распределением полей напряжений.

Результаты исследования позволяют сделать следующие выводы:

- Пшехско-Адлерская зона по своей позднеальпийской тектонической структуре и полю тектонических деформаций/напряжений структурно неоднородна.
- Основными нарушениями в ПАЗ являются круто падающие структуры сжатия и правого сдвига СЗ простирания и пологие покровы. Широко развиты также поперечные нарушения меридионального и СВ простирания сбросо-раздвигового и сдвигового типа.
- Деформация осуществляется за счет квазипластического течения по малым дизъюнктивам. Неоднородность распределения деформации связана с различной литологией и исходными структурными особенностями деформируемых толщ.
- Главное позднеальпийское поле напряжений – меридиональное сжатие и широтное растяжение, дополнительно проявленные тектодинамические обстановки – СВ сжатие и СЗ растяжение или СЗ сжатие и СВ растяжение.

#### Литература:

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд. второе. Серия Кавказская Лист L-37-XXXV. Майкоп. Объяснительная записка. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. 2004.
2. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. Москва: Недра, 1968. 282 с.
3. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: изд-во Моск. ун-та, 1963. 357 с.
4. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173–235.
5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.
6. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. Москва: ГЕОС, 2017. 225 с.

РАЗНАЯ СКОРОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ ПОЛОВ  
У НЕКОТОРЫХ GLYPTOCYTHERE (OSTRACODA, CRUSTACEA)  
ИЗ СРЕДНЕЙ ЮРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВЕП)

Е.М. Тесакова <sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, e-mail: ostracon@rambler.ru

У живых и ископаемых остракод хорошо различаются раковины самок и самцов (ярко выражен половой диморфизм; ПД), что позволяет изучать эволюцию полов отдельно. В верхнем байосе – нижнем бате ВЕП присутствуют представители стратиграфически важного рода *Glyptocythere* Brand et Malz, с сильным ПД. Из опорного разреза Сокурской скв. (Саратовская обл.) изучены виды *G. aspera* (Khabarova) и *G. bathonica* Tesakova, составляющие доказанную филогенетическую линию [1]. Сравнительно-морфологический и онтогенетический анализы позволили выявить их родственников из числа западноевропейских глиптоцитер [2]. И проследить миграцию последних на восток через Польшу и Днепровско-Донецкую впадину (ДДВ) с образованием там аллопатрических видов, потомки которых расселились в морях ВЕП. Для некоторых глиптоцитер реконструирована филолиния: *G. interrete* Br. et Malz (bj<sub>2</sub><sup>1</sup>, нижняя часть зоны Parkinsoni) → *G. tuberodentina* Br. et Malz in Br. et Fahrion (bj<sub>2</sub><sup>2</sup>, верхняя часть Parkinsoni) → *G. losoviensis* Perm. (bj<sub>2</sub>, зона Michalskii) → *G. aspera* (Khab.) (bj<sub>2</sub>-bt<sub>1</sub><sup>1</sup>, верхняя часть Michalskii – нижняя часть зоны Besnosovi) → *G. bathonica* Tes. (bt<sub>1</sub><sup>2</sup>, верхняя часть Besnosovi). Первые два – члены западноевропейской филолинии. Вид *G. losoviensis* – аллопатрический таксон, произошедший от *G. tuberodentina*, который мигрировал в ДДВ в позднем байосе. *G. losoviensis* отличается от *G. tuberodentina* измельчением экземпляров и перестройкой замка у самок; и стал предком восточноевропейской ветви, к которой относятся два последних члена последовательности.

Диморфными признаками самок и самцов в этой филолинии являются: линейные размеры раковины (длина, Д/В, где В – максимальная высота), высота переднего и заднего концов, наличие переднего замочного ушка, скульптура (различается сетчатая и ребристая) и замок.

**Аллометрический** анализ изученных глиптоцитер показал развитие хроно-видов (как западно-, так и восточноевропейских филолиний) путем *акселерации*. *Эффект лилипутов*, спровоцированный экологическим стрессом при вселении в новый бассейн, наблюдается у аллопатрического *G. losoviensis* и первого хроно-таксона *G. aspera*, длина которого сравнялась с таковой самого мелкого (самого раннего) предка *G. interrete*. Самцы второго

хроно-таксона *G. bathonica* снова возросли, но немного, в то время, как их самки – самые крупные среди всех в этой филолинии. Та же акселерация, но у самок шла быстрее.

**Замок** у самцов имел ювенильный облик, был на редкость консервативен и почти не эволюционировал. Строение краевых зубов и, главное, срединного элемента с очень длинной узкой частью аналогично у всех видов филолинии. Это позволяет хорошо различать раковины самок и самцов у всех видов этой филолинии. Минимальное изменение замков у самцов произошло при вселении *G. tuberodentina* в ДДВ, и крупное изменение в то же время у самок *G. aspera*. Замки между хроно-видами не различаются.

**Скульптура** этой филолинии состоит из продольных и поперечных ребрышек, возникших на базе первичных ячеек. У ранних ювенилий (juv.) каждого вида были хорошо сформированы поперечные ребра, а продольные представлены тонкими стенками ячеек и развивались позже – сначала как перемычки между поперечными, потом как продольные ребра. Такая картина наблюдалась в онтогенезах всех видов (кроме самого раннего *G. interrete*). Развитие **скульптуры** в онтогенезе идет от ребристой разновидности (плезиоморфный признак) к сетчатой (апоморфный признак). Впервые апоморфия наблюдается у самцов *G. tuberodentina*. Также как у самцов и самок(?) *G. losoviensis*, и у самок *G. aspera*. Т.е. развитие от *G. interrete* к *G. losoviensis* идет по пути пераморфоза (акселерация; апоморфный признак появляется и усиливается). В то время как эволюция от *G. losoviensis* к *G. bathonica* – по пути педоморфоза (апоморфный признак ослабевает и исчезает).

Анализ аллометрических данных и скульптуры позволил выявить *межвидовые* и *внутривидовые гетерохронии*, возникшие из-за разной скорости эволюции полов.

**Результаты.** Эволюция филолинии  $G. interrete (bj_2^1) \rightarrow G. tuberodentina (bj_2^2) \rightarrow G. losoviensis (bj_2^2) \rightarrow G. aspera (bj_2^2-bt_1^1) \rightarrow G. bathonica (bt_1^2)$  происходила следующими путями. (1) По **скульптуре** прослежен *полный цикл морфогенеза* с выраженными акселеративной и децелеративной фазами. Плезиоморфным признаком является ребристая скульптура, апоморфным – сетчатая. Усиление апоморфии наблюдалось от первого к третьему видам; ослабление – от четвертого к пятому. (2) Цикл морфогенеза наблюдается у обоих полов, но у самок он запаздывает. (3) **Аллометрические параметры** развивались *путем акселерации* дважды: в последовательностях хроно-видов из каждого палеобассейна; а при вселении из одного в другой, произошел *эффект лилипутов* (вследствие экологического стресса, который, возможно, спровоцировал также возврат к плезиоморфной скульптуре). (4) Благодаря разной скорости эволюции полов (по результатам аллометрического и морфологического анализов) выявлены *межвидовые* и *внутривидовые гетерохронии*. (5) **Замок** консервативнее размеров и скульптуры. Поскольку у самцов он имеет ювенильный



облик, можно легко различать раковины самок и самцов у всех видов этой филолинии. Замки между хроно-видами З. и В. Европы различаются плохо (или никак), а между линиями из этих бассейнов хорошо, но только – у самок. (6) Скорость эволюции у полов разная. *Самки начинают позже и перегоняют самцов.*

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

#### **Литература**

1. *Тесакова Е.М.* Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть IV. Филолиния *Glyptocythere aspera* (Khabarova) → *G. bathonica* sp. nov. // Палеонтологический журнал. 2022. № 6. С. 58–73. DOI: 10.31857/S0031031X22060125
2. *Brand E., Malz H.* Die Arten der Gattung *Glyptocythere* Brand & Malz 1962 im NW-deutschen Dogger // Senckenb. Leth. 1966. Vol. 47. No. 5/6. S. 481–535.

НОВЫЕ ПЕТРОМАГНИТНЫЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО ЧИЛИКТИНСКОМУ И  
КРЫКЛИНСКОМУ ГРАНИТОИДНЫМ МАССИВАМ ЮЖНОГО УРАЛА

П.А. Шестаков<sup>1</sup>, А.В. Тевелев<sup>1</sup>, А.Ю. Казанский<sup>1</sup>, Н.В. Правикова<sup>1</sup>, Е.В. Коптев<sup>2</sup>, А.А.  
Борисенко<sup>3</sup>, Е.А. Володина<sup>1</sup>, И.А. Кошелева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, e-mail: petrshestak@yandex.ru

<sup>2</sup> Университет McMaster, Гамильтон, Канада

<sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им.

Н.М.Федоровского (ФГБУ «ВИМС»), Москва

Гранитоидные массивы распространены на Южном Урале в пределах Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон. Авторами работы получены новые изотопные данные и впервые петромагнитные данные по двум гранитоидным массивам – Чиликтинскому и Крыклинскому.

**Геология (Крыклы).** Крыклинский плутон имеет в плане форму крупной линзы меридионального простирания, ограниченной разрывами и имеющей размер примерно 20×8 км. Он расположен в пределах Восточно-Уральской мегазоны. На северо-востоке массив перекрыт солнечной толщей. Практически все породы Крыклинского массива разgneйсованы и разделяются на 3 фазы: 1) габбро, 2) диориты, 3) гранитоиды.

**Изотопный возраст (Крыклы).** Возраст неплюевского комплекса Крыклинского массива хорошо изучен. При подготовке геологической карты листа М-40-VI к изданию [1], из плагиогранитов и гранитов третьей фазы комплекса были отобраны 4 пробы для определения радиологического возраста U-Pb методом по цирконам. Во всех пробах из 10 зерен циркона 4–5 зерен имеют конкордантные значения 358,3±3,7; 342,7±4,5; 353,5±2,7; 349,4±2,4 млн лет. Также в двух пробах получены конкордантные значения 421,5±7; 441,5±2,8 млн лет, предположительно связанные с захватом цирконов из мигматизированных вмещающих пород крыклинского комплекса.

В результате данной работы получены две U-Pb датировки методом лазерной абляции (LA-ICP MS, лаборатория ГИН РАН, аналитик А.С. Дубенский). Распределение изотопных возрастов оказалось мономодальным с конкордантным возрастом 351,0±1,8 млн лет. В пробе K1-s2 цирконы примерно такие же, как в пробе K1-s1, а U/Pb отношение еще выше (среднее 5,08; до 22). Распределение изотопных возрастов оказалось бимодальным с конкордантными возрастными 349,4±1,7 и 333,7±1,6 млн лет. Эти данные хорошо согласуются с данными [1], а также с данными, полученными нами для плутонотипического Неплюевского массива [2].

**Петромагнитные исследования (Крыклы).** Отбор 119 образцов для петромагнитных исследований был выполнен в 12 точках. Измерения показали, что по величине магнитной восприимчивости выделяются 3 типа пород: 1) слабомагнитные с преобладанием диамагнитной компоненты,  $k$  от  $-0.8$  до  $5 \times 10^{-5}$  СИ (точки 1, 2, 5, 7, 9); 2) слабомагнитные,  $k=15-31 \times 10^{-5}$  СИ (точки 4, 6, 8, 10, 11, 12) сильномагнитные габбро  $k > 600 \times 10^{-5}$  СИ (точка 3).

Некоторые точки были исключены из дальнейшего рассмотрения из-за больших ошибок вследствие слабомагнитных свойств пород (точки 1, 5, 9) и потери первичной магматической магнитной структуры вследствие милотинизации (точка 6). Для всех остальных точек была проведена оценка направления движения расплава по линейности AMS исходя из предположения, что зерна магнетита находятся в многодоменном состоянии и их линейность направлена вдоль длинной оси зерна.

Все анализируемые точки отбора, за исключением точки 3 (габбро), представляют 3 фазу внедрения Неплюевского комплекса ( $\gamma C_{1n3}$ ). Габброиды точки 3 отвечают 1 фазе этого комплекса. Для северной части массива направления движения расплава в породах первой и третьей фаз совпадают и имеют ССЗ направление и слабый  $3-23^\circ$  наклон (точки 2, 3, 4). Внутри круглого тела в центральной части массива (точки 6 и 7) наблюдается растекание расплава в противоположные стороны от центра по азимутам ССВ и ЮЮЗ с углами  $18$  и  $26^\circ$ . В западной части массива (точки 8, 12) имеют также субмеридиональное направление, но несколько большие (до  $42^\circ$ ) значения углов. Дайка андезидацитов (т. 11) отличается от общей тенденции – в ней движение расплава субширотное и практически горизонтальное. Таким образом общая тенденция движения расплава в породах третьей фазы – субмеридиональная. Расплав шел вдоль длинной оси массива и имел характер субгоризонтального растекания, что придает ему некоторое сходство с Неплюевским массивом.

**Геология (Чиликта).** Чиликтинский полихронный плутон расположен в Восточно-Магнитогорской СФЗ. Он имеет в плане форму большой линзы размером  $8 \times 25$  км, вытянутой меридионально. Плутон сложен магматитами двух комплексов [1]: краснинского средне-позднедевонского и куйбасовского раннекаменноугольного. В пределах Чиликтинского массива присутствуют гранодиориты второй фазы и плагиограниты третьей фазы краснинского комплекса. Породы комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные образования урлядинской толщи среднего-верхнего девона и, в свою очередь, интродуцированы гранитоидами раннекаменноугольного возраста. По мнению [1] возраст первой фазы – средне-позднедевонский, а второй и третьей фаз – позднедевонский.

**Изотопный возраст (Чиликта).** Изотопный U-Pb возраст цирконов определялся в изотопной лаборатории ГИН РАН методом лазерной абляции с масс-спектрометрией в индуктивно-связанной плазме (LA-ICP MS, аналитик А.С. Дубенский). Из граносиенитов были выделены 108 зерен циркона. Для изучения отобраны и проанализированы 30 зерен, в которых удалось найти чистые участки.

В результате распределение возрастов циркона оказалось близким к нормальному с параметрами: среднее 382, мода 380, стандартное отклонение 11,4 млн лет, асимметрия 0,91, эксцесс 0,96. Таким образом, граносиениты, которые относили ко второй фазе куйбасовского комплекса, оказались позднедевонскими (франскими). Более того, судя по взаимоотношениям диоритов и граносиенитов, последние являются более молодыми. Из этого следует, что и диориты тоже позднедевонские. На основании одной пробы мы не беремся делать окончательные выводы, но проблема очевидна и требует разрешения.

**Петромагнитные исследования (Чиликта).** Опробование выполнено в 8 точках в различных частях массива. Всего было отобрано 80 ориентированных образцов из двух фаз массива, включая дайку трахириолитов внутри фазы 1. Измерения показали, что наибольшей величиной магнитной восприимчивости обладают диориты к 2000 до  $5700 \times 10^{-5}$  СИ (точки 14, 16, 19) и габбро к от 1500 до  $4200 \times 10^{-5}$  СИ (точка 20). Менее магнитны гранодиориты, к от 1300 до  $1750 \times 10^{-5}$  СИ (точка 18) и граносиениты, к от 380 до  $1060 \times 10^{-5}$  СИ (точки 13 и 17). Трахириолиты точки 15 относятся к слабомагнитным породам к  $5,6-10,3 \times 10^{-5}$  СИ. Таким образом, большинство пород Шиликтинского плутона по значениям магнитной восприимчивости намного превышает таковые гранитоидов и Неплюевского, и Крыклинского массивов и, по всей вероятности, относятся к разным этапам магматизма.

Трахириолиты точки 15 и гранодиориты точки 18 были исключены из выборки из-за значительных доверительных интервалов средних направлений главных осей AMS. Данные по всем остальным точкам, сохранившим первичную магнитную текстуру, использовались для оценки направления движения расплава по линейности AMS исходя из предположения, что зерна магнетита находятся в многодоменном состоянии и их линейность направлена вдоль длинной оси зерна. Направления течения расплава внутри фазы 2 направлены от периферии к центру тела, наклон линий течения около  $50^\circ$ , при этом плоскостная анизотропия имеет субвертикальную ориентировку. Это свидетельствует о значительном влиянии стенки на формирование течений при становлении данной фазы.

В западном теле фазы 1 установлены два направления течения расплава. Крутое субширотное с крутым восстанием и субвертикальной ориентировкой плоскостной AMS, которое, по-видимому, отражает движение расплава в краевой части массива (точка 14). Меридиональное (по простиранию тела) субгоризонтальное направление при пологой

плоскостной AMS – следствие растекания расплава в верхней части тела. В северном теле фазы 1 также отмечено субширотное и субгоризонтальное растекание расплава, но уже при субвертикальной плоскостной AMS (точка 19). В габбро точки 20 установлено субвертикальное направление движения расплава, по-видимому, это тело является штоком внутри фазы 1.

**Выводы.** (1) Возраст Крыклинского массива был подтвержден, как раннекаменноугольный. (2) Внедрение расплава в пределах Крыклинского массива происходило вдоль длинной оси (субмеридионально) и имело характер субгоризонтального растекания. (3) Возраст Чиликтинского массива может быть пересмотрен. (4) Ориентировки течений расплава Чиликтинского массива имеют, в основном, субвертикальное направление. (5) Резкие различия в магнитных свойствах пород двух массивов вкупе с новыми изотопными датировками, позволяют предполагать их принадлежность к различным фазам магматизма.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия\_a).

#### Литература

1. Лисов А.С., Абрамович В.В., Алексеева Г.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-ХII (Ясный), М-40-ХVIII (северная часть). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 201 с.
2. Тевелев А. В., Кошелева И. А., Бурштейн Е. Ф. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XXV (Карталы). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 175 с.

ПЕРВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ  
ПО РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОМУ БЕРЕЗОВСКОМУ КОМПЛЕКСУ  
МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Н.В. Правикова <sup>1</sup>, А.Ю. Казанский <sup>1</sup>, Ал.В. Тевелев <sup>1</sup>, А.А. Борисенко <sup>2</sup>, Е.А. Володина <sup>1</sup>, П.А.  
Шестаков <sup>1</sup>, Е.В. Коптев <sup>3</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, e-mail: [npravikova@mail.ru](mailto:npravikova@mail.ru)

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им.

Н.М.Федоровского (ФГБУ «ВИМС»), Москва

<sup>3</sup> Университет McMaster, Гамильтон, Канада

Получены новые изотопные и палеомагнитные данные по вулканическим и субвулканическим породам березовского вулканического комплекса Магнитогорской зоны Южного Урала.

**Геология.** Березовский субвулканический комплекс состоит из одноименной свиты и многочисленных мелких тел преимущественно базальтов, дацитов и риолитов. Березовская свита 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 [2]. Наиболее устойчиво подошва березовской свиты прослеживается с кизеловского горизонта верхнего турне, а кровля фиксируется по перекрыванию ее греховской или кизильской свитами.

Нами отобраны образцы на геохимические (8 шт.) и палеомагнитные (35 шт.) исследования, а также на выделение цирконов (3 шт.) для датирования методом SHRIMP.

**Геохимические исследования.** Силикатный анализ и анализ на редкие и рассеянные элементы были проведены в Институте Минералогии УрО РАН (г. Миасс). Силикатный анализ проводился методом мокрой химии. Анализ на редкие и рассеянные элементы проводился по стандартной методике – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Agilent Technologies 7700x (Япония). Результаты геохимических исследований подтверждают полученные нами ранее выводы [3, 8] о том, что березовский вулканический комплекс представляет собой бимодальную серию толеитовых и известково-щелочных вулканитов нормальной и повышенной щелочности, по содержанию редких и рассеянных элементов имеющих смешанные надсубдукционные и внутриплитные характеристики.

**U-Pb датировки методом SHRIMP.** U-Pb датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения (SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГБУ «ВСЕГЕИ». Получены следующие результаты: дайка дацитов  $348,5 \pm 3,1$ ; флюидалные дациты  $350,7 \pm 2,9$ ; игнимбриты  $340,6 \pm 2,8$ . Эти данные позволяют утверждать, что активный вулканизм в восточной части Магнитогорской подзоны начался чуть раньше, чем это считалось по палеонтологическим данным [2].

**Палеомагнитные исследования.** Отбор образцов для палеомагнитных исследований был выполнен в трех точках, отвечающих различным петротипам вулканитов. Отбор проводился с помощью портативного электрического бура, ориентировка образцов осуществлялась с помощью магнитного и солнечного компаса. Всего было отобрано 35 ориентированных кернов. Для выделения стабильного компонента естественной остаточной намагниченности использовалась ступенчатое терморазмагничивание до  $700\text{ }^{\circ}\text{C}$  с шагом  $50\text{ }^{\circ}\text{C}$  в Палеомагнитной лаборатории ГИН РАН в экранированной печи Schonstedt SD-1 с измерением величины и направления NRM на спин-магнитометре JR-6 после каждого нагрева. Методика исследований не отличалась от стандартной [9]. Обработка и интерпретация результатов выполнена по стандартным алгоритмам [5, 11] с использованием пакетов специализированных прикладных программ [4].

По результатам терморазмагничивания у большинства образцов были выделены высокотемпературные характеристические компоненты намагниченности, для части образцов были получены круги перемагничивания. В связи с этим для расчета средних направлений по точке использовался комбинированный анализ направлений и больших кругов [7]. Результаты размагничивания представлены в таблице (табл. Y).

**Таблица Y.** Результаты размагничивания, средние направления и тест складки.

№ точки	тип пород	N	Ds (°)	Is (°)	Ks	a95s (°)	Dg (°)	Ig (°)	Kg	a95g (°)
703-2	базальт	7d+5c	57.1	-19.2	34.1	7.7	57.3	18.0	34.1	7.7
706-1	*****	11d+3c	52.0	-7.2	61.9	5.1	53.3	21.9	61.9	5.1
706-2	*****	5d+2c	54.2	-24.8	71.9	7.4	54.8	18.6	71.9	7.4
<b>средние направления</b>										
по точкам		3	54.4	-17.1	75.7	14.3	55.1	19.5	499.7	5.5
тест складки положительный $Ds\ slope=1.346 \pm 0.379$										
по образцам		23d	54.5	-15.0	39.0	4.9	54.9	10.3	49.9	4.3
тест складки положительный $Ds\ slope=1.0.00 \pm 0.6.18$										

**Примечание к таблице:** N – число образцов в статистике (d – направления, c – круги); D – склонение; I – наклонение; K – кучность; a95 – доверительный интервал (индексы: g –

географическая,  $s$  – стратиграфическая системы координат);  $Ds$  slope – статистические параметры теста складки.

Из таблицы видно, что для изученных пород тест складки [6] положительный, как на уровне образцов, так и на уровне точек отбора, кроме того, полученные палеомагнитные направления отличаются от более молодых направлений для Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Таким образом, индекс палеомагнитной надежности по [10] равен 5, и полученные данные достоверны.

Палеомагнитные полюсы, рассчитанные по полученным направлениям, приведены в таблице УУ. В этой же таблице представлены палеомагнитные полюсы турнейско-серпуховского интервала времени для ВЕП [1].

**Таблица УУ.** Положения палеомагнитных полюсов для нижнекаменноугольных отложений Магнитогорской зоны и Восточно-Европейской платформы.

№ точки	$\phi$ (°)	$\lambda$ (°)	$\Phi$ (°)	$\Lambda$ (°)	$Dp$ (°)	$Dm$ (°)	Возраст, млн лет
<i>Магнитогорская зона</i>							
703-2*	52.5	59.1	-26.9	350.5	5	11	341-351
706-1*	52.5	59.1	-30.9	352.7	3	5	341-351
706-2*	52.5	59.1	-28.6	352.5	5	9	341-351
<i>Восточно-Европейская платформа</i>							
№19**	58.3	34	-31	340	6	12	326
№20**	58.3	33.6	-30	344	3	6	338-345
№21**	59.5	33.9	-27	339	5	9	338-345

**Примечание к таблице:**  $\phi$  – широта точки отбора образцов;  $\lambda$  – долгота точки отбора образцов;  $\Phi$  – широта палеомагнитного полюса;  $\Lambda$  – долгота палеомагнитного полюса;  $Dp$ ,  $Dm$  – полуоси овала доверия для полюса. \* – настоящая работа; \*\* – [1], номера точек соответствуют номерам полюсов из таблицы в этой статье.

Очевидно, что все полюса образуют компактную группу, и доверительные интервалы полюсов Магнитогорской зоны и ВЕП существенно перекрываются. Это свидетельствует о том, что к началу турнейского времени Магнитогорская зона была аккрецирована к Восточно-Европейской платформе.

**Выводы.** (1) Получены новые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному вулканическому березовскому комплексу Магнитогорской зоны Южного Урала. (2) Изотопные данные подтверждают позднетурнейский возраст березовского комплекса в Магнитогорской зоне. (3) Время начала вулканической



деятельности в восточной части Магнитогорской зоны уточнено. (4) Полученный палеомагнитный полюс совпадает с таковым для Восточно-Европейской платформы. (5) К началу позднепермского времени Магнитогорская зона была аккретирована к Восточно-Европейской платформе.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия\_а), а также с использованием материалов ЦКП "Геопортал" МГУ имени М.В. Ломоносова.

### Литература

1. Иосифиди А.Г., Михайлова В.А., Попов В.В., Сергиенко Е.С., Данилова А.В., Отмас Н.М. Каменноугольные отложения Московской синеклизы: палеомагнитные данные // Физика Земли. 2018, № 1, с. 172–186.
2. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, 1992.
3. Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. Т. 1. Южный Урал. М., 2005. С. 213–247.
4. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994, 16 p.
5. Kirschvink J.L. The list squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. A.S. 1980, v.62, pp. 699–718.
6. McFadden P.L. A new fold test for paleomagnetic studies. // Geophys. J. Int., 1990, v.103, p.163–169.
7. McFadden P.L. & McElhinny M.W. The combined analysis of remagnetization and direct observation in paleomagnetism // Earth Planet. Sci. Lett. 1988, v. 87, p. 161–172.
8. Pravikova, N.V., Tikhomirov, P.L., Tevelev, A.V., Kosheleva, I.A., Surin, T.N. Magma Chemistry and Tectonic Controls of Volcanic Activity in the Southern Ural Area during Early Carboniferous Time. Minerals 2023, 13, 258. <https://doi.org/10.3390/min13020258>.
9. Tauxe, L. Essentials of Paleomagnetism. University of California Press, Berkeley, Ca. 2010, 512 p.
10. Van Der Voo, R. The reliability of paleomagnetic data // Tectonophysics, 1990, v.184, p.1–9.
11. Zijdeveld J. D. A. AC demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson D.W., Creer K.M. (eds) Methods in Paleomagnetism. Amsterdam a.o. Elsevier Publ. Co, 1967, pp. 254–286.