

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  
2024

## Содержание:

1. Новые данные о турон-коньякских отложениях междуречья рр. Кача и Бодрак (Юго-Западный Крым)  
Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков, Г.Н. Александрова, И.П. Рябов, Н.А. Ртищев, В.А. Фомин, М.А. Устинова, Е.С. Авенирова, П.А. Прошина, А.А. Гужикова . . . . . 2
2. Палеогеографические условия формирования туронских и коньякских отложений Юго-Западного Крыма  
Е.В. Яковишина, Л.Ф. Копаевич, С.И. Бордунов, А.Ю. Смирнова, К.С. Терешкин . . . . . 6
3. Туронский и коньякский интервалы – биостратиграфия и палеогеография  
Л.Ф. Копаевич, Е.В. Яковишина, С.И. Бордунов . . . . . 10
4. Палеогеография позднего ипра по результатам комплексного изучения отложений разреза г. Сувлу-Кая (Юго-Западный Крым)  
Е.А. Лыгина, Н.В. Правикова, Е.Р. Чижова, Е.А. Краснова, А.Ю. Казанский, Н.А. Ртищев, С.И. Меренкова, В.Л. Косоруков, Т.Н. Лубкова . . . . . 13
5. Первые результаты U-Pb датирования обломочного циркона из капысовской свиты нижней перми (Южный Урал, Предуральский краевой прогиб)  
Е.А. Володина, А.В. Тевелев, Н.В. Правикова, А.А. Борисенко, Е.В. Коптев, П.А. Шестаков . . . . . 19
6. О положении раннекаменноугольного березовского комплекса в структуре Южного Урала  
Н.В. Правикова, А.Ю. Казанский, Ал.В. Тевелев, А.А. Борисенко, Е.А. Володина, П.А. Шестаков, Е.В. Коптев . . . . . 23

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТУРОН-КОНЬЯКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЖДУРЕЧЬЯ pp. КАЧА И  
БОДРАК (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Е.Ю. Барабошкин<sup>1,3</sup>, А.Ю. Гужиков<sup>2</sup>, Г.Н. Александрова<sup>3,1</sup>, И.П. Рябов<sup>2</sup>, Н.А. Ртищев<sup>1,3</sup>, В.А. Фомин<sup>2</sup>, М.А. Устинова<sup>3,1</sup>, Е.С. Авенирова<sup>1</sup>, П.А. Прошина<sup>3,1</sup>, А.А. Гужикова<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*

Разрез Аксу-Дере в бассейне р. Кача в Юго-Западном Крыму является опорным разрезом туронского и коньякского ярусов, что было показано в многочисленных работах предшественников [1; 2 и др.]. В 2019-2023 гг. он был комплексно (био-, магнито-, хемотратиграфия) переизучен. Необходимость переизучения данного разреза связана, в частности, с тем, что туронский и коньякский ярусы в Крыму традиционно разделялись на два подъяруса, в то время как в Международной и Общей шкалах давно принято их трехчленное деление [3]. Подойти к решению этой проблемы возможно с помощью хемотратиграфических данных, которые впервые были получены для всего разреза. Обработка материалов еще продолжается, но уже можно говорить о предварительных результатах.

В результате проведенных работ в одном из оврагов был найден разрез, с помощью которого оказалось возможным построить сводный разрез турон-коньякских отложений данного района, практически не содержащий неизученных пропусков. Нижняя часть разреза (пачка VI-3) образована горизонтом «черных сланцев» (мадстоунов), отвечающих пограничному сеноман-туронскому аноксическому событию ОАЕ-2, и рассмотренных в многочисленных публикациях предшественников. Выше разрез надстраивается толщей биотурбированных биокластовых пакстоунов (пачки VII-IX) со следами подводного оползания, тонкими прослоями «черных сланцев», хардграундами и кремнистыми конкрециями в верхней части разреза. Биокласты – это в основном мелко раздробленный призматический слой раковин иноцерамов, планктонные фораминиферы и отдельные уровни с многочисленными кальцисферами. Как установлено, этот интервал относится к нижнему и среднему турону. Еще выше (пачки X-XII) разрез представлен почти чистыми известняками – кальцисферово-фораминиферовыми и фораминиферовыми мад-пакстоунами со стилолитами. Данный интервал содержит многочисленные поверхности перерывов, относится к верхнему турону – среднему коньяку и перекрывается породами верхнего сантона. Суммарная мощность отложений достигает почти 100 м (вместо 70-80 метров, как это считалось ранее). Установленный комплекс ихнофоссилий относительно беден несмотря на сильную биотурбацию отложений.

Здесь выявлены следы жизнедеятельности ракообразных *Thalassinoides paradoxica* (Wood.), *Thalassinoides* isp., *Pseudobilobites jefferiesi* Kennedy и разнообразных червеподобных организмов *Planolites* isp., *Pilichnus* isp., *Chondrites* isp. Комплекс может быть условно отнесен к ихнофафии Cruziana. В целом рассматриваемый разрез интерпретируется как отложения склона бассейна (ранний-средний турон) и внешнего шельфа (верхний турон-коньяк).

Находки макрофауны в разрезе распространены крайне неравномерно. В основании нижнего турона присутствуют массовые скопления раковин иноцерармов *Mytiloides*, а в основании верхнего турона – скопления брахиопод *Najdinothyris becksii* (Roem.), также массовые.

Находки аммонитов в разрезе исключительно редки. Нами установлены слои с *Kamerunoceras turoniense* [4] в пачке IX среднего турона и слои с *Tongoboryceras rhodanicum* (пачка X) в верхнем туроне [5].

Трехчленное разделение турона в данном разрезе было намечено на основе иноцерармов и фораминифер [2]. Новые данные получены по бентосным фораминиферам (БФ). На основе распространения 32 видов БФ (из них 27 определены впервые) выделены слои с фауной и зоны в соответствии со схемой В.Н. Беньямовского [6] для Русской плиты. Установлены слои с *Gavelinella vesca* (пачка VI-4, нижняя часть пачки VII, аналог зоны LC3 нижнего турона [6]); слои с *G. moniliformis* (верхняя часть пачки VII, пачка VIII, IX, аналог зоны LC4 среднего турона [6]); зона *Protostensioeina graeexculpta* (пачка X-1,2, зона LC5 в составе трех подзон (верхи среднего – верхний турон)) и зона *Protostensioeina granulata granulata* / *P. emscherica* / *G. graeinfrasantonica* (пачка XI, аналог зоны LC6 нижнего коньяка [6]); слои с *Stensioeina exculpta* (пачка XI, аналог зоны LC8a среднего коньяка [6]). На отложения верхнего коньяка и нижнего сантона приходится перерыв. В направлении р. Бодрак мощность разреза и стратиграфическая полнота еще больше сокращаются: в разрезе у с. Трудюлюбовка отложения кампана залегают на известняках нижнего-среднего турона [7].

В результате хемотратиграфических исследований были получены данные об изменении изотопного состава углерода в валовых пробах карбонатных пород [8]. На основании сопоставления C-изотопной кривой и биособытий с данными по разрезам Кулвер Клиф (Великобритания) и Губбио (Италия) (Jarvis et al., 2006; Coccioni et al., 2016) интерпретированы следующие глобальные изотопные маркеры: пограничное сеноман-туронское изотопное событие (Cenomanian-Turonian boundary event, СТВЕ), «Холивелл» (Holywell) и «Лулворт» (Lulworth) в нижнем туроне, «Раунд Даун» (Round Down) и «Лой-Вуллгари» (Low-woollgari) в среднем туроне, «Кейберн» (Caburn), «Бриджвик» (Bridgewick) и «Хитч Вуд» (Hitch Wood) в верхнем туроне. В коньякских отложениях интерпретируются события «Навигейшн»

(Navigation) в основании, ? Лайт поинт (Light Point) и ? Уайт Фолл (White Fall). Это позволяет уточнить положение границ ярусов и подъярусов.

Магнитные свойства туронских-коньякских отложений разреза Аксу-Дере аналогичны другим изученным разрезам [7]. Породы слабомагнитны, в них широко проявлен диамагнитный эффект, но при этом они контрастно дифференцируются по петромагнитным характеристикам, а большинство образцов обнаруживает хорошее палеомагнитное качество. Разрезу соответствует доминирующая прямая полярность, осложненная микрозонами аномальной полярности. Палеомагнитные данные и характерные изменения петромагнитных параметров способствуют детальной корреляции обнажений в пределах оврага Аксу-Дере и, в частности, позволяют предполагать их разную полноту.

**Выводы.** В результате проведенных работ как туронский, так и коньякский ярусы разделены на три подъяруса. Однако показано, что отложения верхнеконьякского подъяруса в разрезе отсутствуют.

- На основе редких находок аммонитов установлены «слои с *Kamerunoceras turoniense*» в среднем туроне и «слои с *Tongoboryceras rhodanicum*» в верхнем туроне.

- Определены комплексы бентосных фораминифер, близкие к одновозрастным комплексам Восточно-Европейской платформы.

- С помощью геохимического метода установлены все значимые изотопные события в интервале турон-средний коньяк. Это позволило уточнить положение границ подъярусов, наметить глобальную корреляцию разрезов и показать, что эти уровни совпадают со сменой комплексов бентосных фораминифер.

- Фиксируется несколько этапов смены седиментации. В начале турона – углубление бассейна, сопровождавшееся оползанием и развитием аноксии, в раннем-среднем туроне – прерывистое осадконакопление с дизоксией и (?) эпизодической аноксией, оползновыми явлениями и снижением терригенного привноса, а также с появлением кремней, а в позднем туроне – прерывистое замедленное планктоногенное осадконакопление, продолжавшееся до среднего коньяка включительно.

Разрезу туронских отложений Аксу-Дере соответствует доминирующая прямая полярность, осложненная микрозонами аномальной полярности.

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

### Литература (выборочно)

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. *Копяевич Л. Ф., Валащик И.* Расчленение турон-коньякских отложений разреза Аксудере по иноцерамам и фораминиферам // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 1993. № 5. С. 70–82.
3. *Олферьев А.Г., Алексеев А.С.* Общая шкала верхнего отдела меловой системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 66–80.
4. *Барaboшкин Е.Ю., Фокин П.А.* Уникальная находка аммонита *Kamerunoceras* (Acanthoceratidae, Ammonoidea) в туроне (верхний мел) Юго-Западного Крыма // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2024. № 1. С. 20–24.
5. *Барaboшкин Е.Ю.* О биостратиграфическом расчленении сеноман-туронских отложений Юго-Западного Крыма по головоногим моллюскам. В.К. Голубев, В.М. Назарова (Ред.). ПАЛЕОСТРАТ-2024. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 29–31 января 2024 г. Программа. Тезисы докладов. Москва, Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2024. с.9.
6. *Беньямовский В.Н.* Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 62–74.
7. *Гужиков А.Ю., Барaboшкин Е.Ю., Рябов И.П., Устинова М.А., Вишневская В.С.* Аномальные особенности режима геомагнитного поля в конце мелового суперхрона нормальной полярности по результатам исследований турона–сантона юго-западного Крыма // Физика Земли. 2024. № 1. С. 1–26.
8. *Ртищев Н.А., Авенирова Е.С., Барaboшкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Фомин В.А., Дакиров Р.С.* Био-, хемо- и магнитостратиграфия сеноман-туронских отложений разреза Аксу-Дере (Юго-Западный Крым). В.К.Голубев, В.М.Назарова (Ред.). ПАЛЕОСТРАТ-2024. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 29–31 января 2024 г. Программа. Тезисы докладов. Москва, Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2024. с.67–68.

# ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТУРОНСКИХ И КОНЬЯКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Е.В. Яковишина, Л.Ф. Копаевич, С.И. Бордунов, А.Ю. Смирнова, К.С. Терешкин

Отложения турона и коньяка широко развиты на южной периферии Восточно-Европейской платформы, а также в Горном Крыму и на Кавказе. Практически везде они представлены существенно карбонатными породами с низким содержанием различных примесей в виде обломочной (в том числе глинистой) составляющей. Туронские и коньякские отложения формировались в условиях платформенного режима, поэтому их распространение тесно связано с эвстатическими колебаниями уровня моря. Последние определяют положение береговой линии и колебания глубин осадочных бассейнов. Эти параметры представляют собой критическую планетарную границу для геологических процессов, играют существенную роль в путях развития земной биосферы. В условиях обширной трансгрессии шло накопления карбонатных пелагических и гемипелагических толщ, часто в виде циклитов по типу Миланковича или массивных толщ писчего мела [1].

Изучаемый стратиграфический интервал относится к так называемым «парниковым фазам» в истории развития Земли. В это время в образовании морских осадочных карбонатных пород решающую роль играли известковые микроорганизмы, такие как нанопланктон и планктонные фораминиферы. Бентосные формы как макро- так и микрофауны отмечены реже, что также свидетельствует о значительных глубинах осадочных бассейнов того времени.

В результате детального комплексного (литологического и биостратиграфического) изучения разрезов белогорской ( $K_2bg$ , сеноман-нижний турон) и прохладненской ( $K_2pr$ , верхний турон-коньяк) свит овр. Аксу-Дере Юго-Западного Крыма были выделены микрофауны и комплексы фораминифер, на основании которых проведена реконструкция обстановок формирования туронских и коньякских отложений в данных разрезах.

Нижнетуронская часть белогорской свиты представлена чередованием известняков и известковистых мергелей с мощностью прослоев 5-20 см. В нижней части отмечено незначительное количество глинистой составляющей в виде смектитов. Вверх по разрезу карбонатность увеличивается, глинистая составляющая практически исчезает, известняки становятся мелоподобными. Появляются разноцветные кремневые конкреции, отдельные прослои известняков замещаются кремнем. Общая мощность нижнего турона около 40 м.

Прохладненская свита представлена белыми мелоподобными известняками, состоящими из остатков раковин нанопланктона, планктонных фораминифер и известковых диноцист рода *Pithonella*. В основании разреза залегают белые прочные мелоподобные микритовые известняки с неявно 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 (гальмиролиза). Встречены редкие крупные раковины иноцерамов, аммониты, морские ежи, а также мелкие брахиоподы, вероятно, образывавшие брахиоподовые скопления («банки») на дне моря. Мощность свиты в этом разрезе достигает 25 м.

В разрезах выделены микрофации мадстоунов и вак-мадстоунов фораминиферовых или питонеллово-фораминиферовых. Присутствие известковых диноцист *Pithonella ovalis* (Kaufmann), а также планктонных фораминифер родов *Heterohelix*, *Whiteinella*, *Marginotruncana*, *Globigerinoides* характерная особенность всех разрезов данного возраста Северо-Восточного Перитетиса. Полученные в разрезах микрофации 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 сносимого с него материала. Глубина, положение базиса действия волн и насыщенность кислородом близки к фации глубокого шельфа [2]. 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 нижнетуронской части разреза может быть связана с глобальными флуктуациями инсоляции, определяющими тепловое состояние земной поверхности, возможно, по типу циклов Миланковича [3].

Стратиграфическое расчленение турона-коньяка бассейнов Тетиса основано на стратиграфическом распространении иноцерамид, аммонитов и фораминифер. С целью уточнения возраста отложений в изученном разрезе установлены комплексы фораминифер, среди которых преобладали планктонные формы. Основой для определения возраста пород являлась зональная схема Крымско-Кавказского региона и ее сопоставление со схемами других авторов [4].

Граница между нижним и верхним туроном в данном разрезе хорошо трассируется по массовому появлению известковых диноцист *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Ниже данные микроорганизмы встречаются спорадически и в малых количествах. В известняках нижнего турона в нижней части отмечено присутствие зонального индекс-вида *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), а в верхней части также зонального вида *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno. Граница между туроном и коньяком проводится по появлению в разрезах единичных умбиликально-выпуклых раковин *Dicarinella concavata* (Brotzen).



Таким образом, в разрезах можно выделить отложения зоны по планктонным фораминиферам *Marginotruncana pseudolinneiana* зональной шкалы верхнего мела Крымско-Кавказского региона, которая 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 [5].

Распространение планктонных фораминифер в современных морских акваториях тесно связано с характеристикой водных масс: температурой, соленостью, глубиной бассейна, первичной продуктивностью поверхностных вод как источника питания, положением по отношению к береговой линии. Такая же зависимость существовала и в меловом периоде. Анализ состава комплексов фораминифер из турон-коньякских отложений разреза овра. Аксудере показал, что породы формировались в условиях открытого морского бассейна с относительно высоким таксономическим разнообразием планктонных фораминифер, с периодическим преобладанием «глубоководных» таксонов. Таким образом, биостратиграфические данные свидетельствуют о том, что изучаемая территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской бассейн окраины океана Тетис.

Изменения элементного фацеального индикатора Fe/Mn, значения которого уменьшаются с увеличением глубины и переходом от шельфовых фаций к пелагическим, подтверждают результаты микрофацеального и биостратиграфического анализов. Тенденция уменьшения модуля с глубиной обусловлена поглощением осадочными отложениями марганца из морской воды, сильнее проявленным в глубоководных условиях. По вычисленным значениям ( $Fe/Mn < 40$ ) данные породы относятся к глубоководным [6].

Таким образом, на протяжении турона-коньяка изучаемая территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской эпиконтинентальный бассейн обширной окраины океана Тетис, где шло осадконакопление, в основном, гемипелагического типа, и находилась под воздействием развивающейся трансгрессии, максимум которой достиг в поздне-турон-коньякское время. Об этом свидетельствует и прогрессирующее уменьшение примеси обломочного материала в составе пород этого стратиграфического интервала. Бассейн был нормальной солёности, насыщенный кислородом. Значительное влияние на процессы осадконакопления, особенно в раннем туроне оказывали эвстатические колебания моря, формируя ритмичный характер разреза. В позднем туроне и коньяке, во время максимума поздне-меловой трансгрессии, палеогеографические условия были относительно стабильны, в морском палеобассейне окраины океана Тетис шло отложение относительно однородных мелоподобных массивных известняков с конкрециями кремня.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке гранта РФФ 24-27-00139.

## Литература

1. Яковишина Е. В., Бордунов С. И., Копеевич Л. Ф., Нетреба Д. А., Краснова Е. А. Климатические флуктуации и условия седиментации турон-коньякских отложений Северо-Западного Кавказа // Страт. Геол. корреляция. 2022. Т. 30, № 3. С. 41–61.
2. Wilson J. Carbonate facies in geologic history. New York: Springer-Verlag, 1975. 471 p.
3. 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.
4. Копеевич 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.
5. Robaszynski F., Caron M. Foraminiferes planctoniques du Cretace: Commentaire dela zonation Europe-Mediterrane // Bull. Soc. Geol. France. 1995. V. 166. P. 681–692.
6. Летникова Е. Ф. Использование геохимических данных при изучении осадочных пород // Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. С. 102–134.

# ТУРОНСКИЙ И КОНЬЯКСКИЙ ИНТЕРВАЛЫ – БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

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

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

<sup>2</sup>*Геологический институт РАН, Москва, sib-msu@mail.ru*

Вступление Земли в очередной период глобального потепления вызывает повышенное внимание и интерес к подобным интервалам в развитии Земли в прошедшие геологические этапы ее развития. Среди них позднемеловая эпоха считается примером «тепличного эпизода». Сравнение последствий глобальных изменений климата подобного рода могут явиться основанием для понимания современных климатических процессов, трактующихся как формирование «теплой Земли» ближайшего будущего. Эпизоды глобального потепления сказывались на таких параметрах как смена границ климатических поясов, соотношение суши и морских бассейнов, биоразнообразие фауны в океанах, эпиконтинентальных морях и в пределах суши. Понимание того, как современное климатическое потепление влияет на эти параметры, позволит улучшить качество долгосрочного планирования человеческой деятельности особенно в приполярных зонах, которые располагаются в наиболее активной области влияния последствий перечисленных процессов. Последние могут проявиться в таянии льдов, затоплении прибрежных участков суши, изменении параметров водной толщи в эпиконтинентальных и океанических бассейнах. Эти параметры, в свою очередь, влияют на формирование осадков и на биоразнообразии микро- и макроорганизмов. Особое внимание привлекает к себе меловой период, на протяжении которого существовали уникальные палеогеографические, в том числе и палеоклиматические обстановки с повышенным фоном температурных значений. Имеющиеся данные ставят их в разряд так называемых «парниковых эпизодов» в истории развития Земли.

В пределах мелового периода наиболее благоприятные теплые палеогеографические условия существовали в туронском и коньякском интервалах. Они охарактеризованы на значительных пространствах земного шара карбонатными породами биогенного происхождения, а именно известняками, мергелями, карбонатными глинами, а на некоторых участках писчим мелом (южные и центральные разрезы Восточно-Европейской платформы, некоторые разрезы Крымско-Кавказского региона, разрезы Северо- и Южно-Туранской молодых платформ).

С этим интервалом связаны интересные палеогеографические события. Именно на нижней границе туронского яруса выявлено практически субглобальное присутствие обстановок дефицита кислорода, проявившееся в формировании так называемых «черных сланцев»

(событие «Bonarelli» или «Ocean Anoxic Event 2 – OAE2»). Они встречены в карбонатных и терригенных породах разных климатических поясов, зафиксированы в скважинах глубоководного бурения. В связи с этим была открыта интереснейшая дискуссия – почему не только разрезы Мирового океана, но и водные массы эпиконтинентальных бассейнов были охвачены процессами нарушения газового режима. Этот раздел требует особого внимания и значительного объема геохимических и изотопных исследований, так как его интенсивность и длительность могут значительно варьировать. Размеры этих вариаций еще предстоит выяснить.

Породообразующими организмами туронских и коньякских отложений являются раковины известковых водорослей (кокколитофорид), в меньшей степени раковины планктонных и бентосных фораминифер. И те, и другие обладают высокой стратиграфической значимостью.

Благоприятные параметры водных масс на протяжении туронского и коньякского веков привели к повышению таксономического разнообразия макробиоты. Фауна двустворчатых моллюсков группы иноцерамид, обладающих высоким стратиграфическим потенциалом, достигла наибольшего таксономического разнообразия именно в этом интервале. Присутствие и таксономическое разнообразие микрофоссилий уже было упомянуто выше.

В Международной стратиграфической шкале приняты и утверждены границы изучаемого стратиграфического интервала. Нижняя граница туронского яруса утверждена после опубликования и детальной характеристики разреза Пуэбло, расположенного в штате Колорадо в США [1]. Граница туронского и коньякского ярусов утверждена позже, после статьи и доклада коллектива авторов [2].

Несмотря на все перечисленное выше данные, трудности для расчленения и корреляции этого стратиграфического интервала по-прежнему существуют. Они заключаются в следующем:

1. сходные условия палеогеографических обстановок затрудняют определение ярусных и зональных границ;
2. нижняя граница туронского яруса связана с глобальным событием Ocean Anoxic Event 2 (Bonarelli event), которое в разных акваториях могло иметь разную продолжительность;
3. стратотип нижней границы туронского яруса находится на территории США в штате Колорадо. Рекомендуемые в качестве маркеров первой значимости аммониты и иноцерамы описаны с этой территории и не пользуются широким территориальным распространением.
4. Граница туронского и коньякского ярусов не совпадает с каким-либо значимым «биособытием». Вряд ли можно считать таковым появление подвила *Cremnoceramus deformis erectus*. Других заметных биособытий на этой границе не зафиксировано [2]. Данные по

распределению микрофоссилий с границей, проводимой по иноцермам и аммонитам, не совпадают.

5. В то же время именно на этом рубеже фиксируется изотопное событие «Navigation event», которое хорошо прослеживается как в разрезах выделенного стратотипа границы [2], так и на других территориях, в частности, в разрезе Шапсугского карьера на Северо-Западном Кавказе [3].

6. Большое количество дополнительных разрезов на территории эпигерцинской Западно-Европейской платформы не проясняет ситуации. Более всего удовлетворяет требованиям к разрезам стратотипических границ МСШ разрез в штате Колорадо США, но он рекомендован в качестве дополнительного (auxiliary section).

7. В характеристике границы туронского и коньякского ярусов совершенно не учитываются бентосные фораминиферы. В то же время их распределение, в том числе относящихся к р. *Stensioeina*, демонстрирует весьма интересные данные, которые опубликованы в работах многих исследователей, в том числе и российских. Эта группа фораминифер активно эволюционировала именно в этом интервале, что прекрасно отражено в работах западно-европейских исследователей, а в России в работах В.Н. Беньямовского и И.П. Рябова [4; 5].

Все упомянутые в данной публикации вопросы требуют более внимательного изучения этого интересного интервала. Тогда граница туронского и коньякского ярусов безусловно получит свое более обоснованное положение.

### Литература

1. *Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A.* The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. Episodes, 2005. Vol. 28, no.2, pp. 93–104.
2. *Walaszczyk I., Čech St., Crampton J.S., Dubicka Z.* 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) // Episodes, 2021. Vol. 45, no 2, pp. 181–220.
3. *Яковшина Е. В., Бордунов С. И., Конаевич Л. Ф., Нетреба Д. А., Краснова Е. А.* Климатические флуктуации и условия седиментации турон-коньякских отложений Северо-Западного Кавказа // Страт. Геол. корреляция. 2022. Т. 30, № 3. С. 41–61.
4. *Беньямовский В.Н.* Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела ВосточноЕвропейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сеноман–коньяк // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 3. С. 36–46.
5. *Рябов И.П.* Бентосные фораминиферы турона-коньяка Правобережного Поволжья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук // Саратов, 2022. 23 с.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ИПРА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА Г. СУВЛУ-КАЯ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Е.А. Лыгина<sup>1</sup>, Н.В. Правикова<sup>1</sup>, Е.Р. Чижова<sup>1</sup>, Е.А. Краснова<sup>1</sup>, А.Ю. Казанский<sup>1</sup>,  
Н.А.Ртищев<sup>1</sup>, С.И. Меренкова<sup>2</sup>, В.Л. Косоруков<sup>1</sup>, Т.Н. Лубкова<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>*ИО РАН имени П.П. Ширшова*

Ипрские отложения широко распространены на территории Предгорного Крыма, где представлены в нижней части глинами, выше переходящими в нуммулитовые известняки. Здесь они хорошо обнажены и прослеживаются практически непрерывной полосой от г. Инкерман на западе до Насыпкойской балки на востоке.

Наиболее изученным и хорошо доступным разрезом ипрских отложений является разрез южного склона горы Сувлу-Кая на восточной окраине г. Бахчисарая (Юго-Западный Крым) (рис. 1), в свое время выбранный в качестве опорного при создании единой унифицированной стратиграфической схемы палеогена юга СССР [1], где были выделены региональные крымские яруса (бахчисарайский, симферопольский и др.). Сейчас область обособляется как Бахчисарайский стратотипический район [2]. Основной упор в изучении отложений делался на стратиграфические исследования, в то время как палеогеографическим реконструкциям было уделено мало внимания. Данная работа ставит перед собой целью восполнить этот пробел. Она посвящена восстановлению условий формирования отложений пограничного интервала бахчисарайского (нижний ипр) и симферопольского (верхний ипр) регионарусов в изученном районе.

В основу работы положен материал, отобранный в течение полевого сезона 2021 г. В ходе исследования был детально описан разрез общей мощностью 18 м, было выделено 5 слоев, образцы отбирались с интервалом 0.3-0.5 м (рис. 2). Были применены следующие методы: петрографическое описание шлифов (46 шт.) и на его основе микрофациальный анализ, петромагнитный (46 обр.), рентгенофазовый (РФА; 28 обр.), изотопный (28 обр.) и геохимический (46 обр.) анализы. Стратиграфическая привязка изученного интервала дана по данным предшественников и обсуждалась в [3].

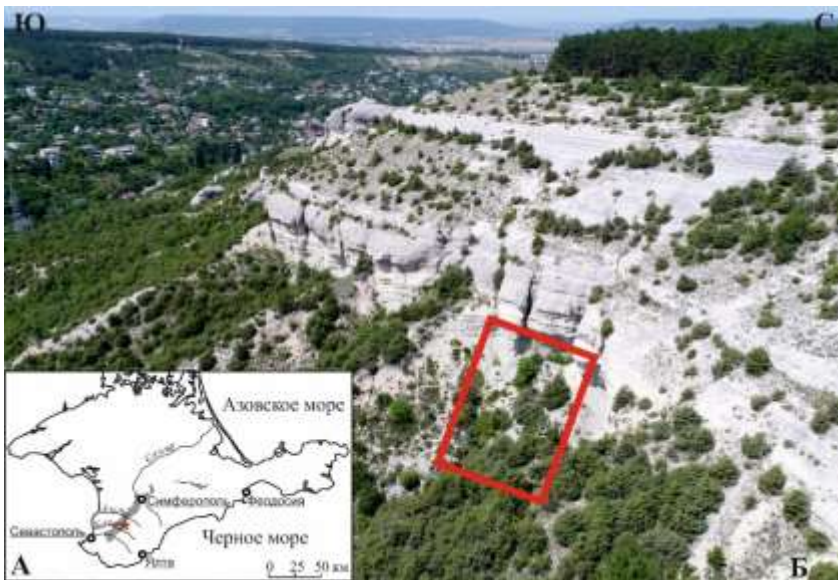


Рис. 1. Положение изученного разреза на: А – схеме Крымского полуострова (показано звездочкой); серым обозначены естественные выходы эоценовых отложений в пределах Крымских Предгорий; Б – перспективном снимке (красной рамкой обозначен изученный интервал). Фото: Правикова Н.В.

Результаты **микрофациального анализа** уже обсуждались [4], здесь приведены основные положения. Были выделены 5 микрофациальных типов карбонатных пород (МФТ), которые соотнесены со стандартными микрофациями окаймленных платформ (СМФ), а затем фациальными поясами (ФП) модели карбонатной платформы [5]:

**МФТ-1.** *Мад- и вакстоун алевритистый.* В микритовой матрице (75–80%) рассеяны остатки мелких бентосных фораминифер (МБФ) (5%) и единичные крупные обломки раковин крупных бентосных фораминифер (КБФ) (0.1-4 мм), остракод, члеников криноидей, двустворок и др. Некоторые раковины сильно трещиноваты. Присутствуют зерна кварца (10%) и глауконита алевритовой размерности, рассеянный доломит (1%). 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.* Схож с МФТ-1, но отличается меньшим количеством микрита (65-70%) и повышенным содержанием и более крупным средним размером остатков раковин КБФ. Первичная текстура массивная, с отдельными ориентированными крупными обломками раковин КБФ (до 8 мм), следами биотурбации. МФТ-1 и МФТ-2 часто встречаются вместе, при этом МФТ-2 почти всегда по разрезу идет после МФТ-1.

МФТ-1 и МФТ-2 сравнимы с СМФ 8, которая отвечает обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) либо глубокого шельфа (ФП 2).

**МФТ-3.** *Мадстоун алевритистый биотурбированный.* Отличается наибольшим содержанием микрита (80–85%), кварца алевритовой размерности (13–15%), доломита (3%), а также наличием сохранившихся следов биотурбации, выделений железа (гидроокислы, пирит). Последние имеют различную форму: каймы по краям трещин, ромбоэдры с четкими гранями, крупные округлые выделения. Органогенно-обломочная составляющая представлена шламом.

МФТ-3 распространен наименее широко и в основном приурочен к слою 3, следуя за либо предшествуя МФТ-1. МФТ-3 наиболее схож с СМФ 1-биотурбированная, которая характеризует обстановки глубоководного шельфа (ФП 2) и бассейна (ФП 1).

**МФТ-4.** *Мад- и вакстоун с участками рудстоун, доломитистый.* Присутствует в виде редких отдельных прослоев, обычно сменяя вверх по разрезу МФТ-2, с которым в целом схож. Отличается от последнего меньшим содержанием кварца (3–5%), большим – доломита (4–5%), а также скоплениями крупных обломков раковин КБФ (0.1–10 мм), оказавшихся здесь в результате переноса из высокоэнергетической среды. МФТ-4 соответствует СМФ 10 и отвечает обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) либо глубокого шельфа (ФП 2).

**МФТ-5.** *Рудстоун нуммулитовый доломитистый.* Структура крупно-грубо-органогенно-обломочная, порода сложена биокластами (75-90%), большинство которых ориентированы по длинной оси: крупные трещиноватые обломки раковин КБФ, МБФ, члеников криноидей, двустворок, редких остракод. Присутствуют алевритовые зерна кварца (2–3%), единичные среднеокатанные зерна глауконита, рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (5–7%). Микрит составляет не более 5–7%. Тяготеет в основном к верхней части разреза, представляет собой отдельные редкие маломощные прослои сгруженного ориентированного переотложенного грубообломочного материала. МФТ-5 соответствует СМФ 12, которая встречается во многих обстановках от внутренних лагун до бассейновых.

Таким образом, изученная часть разреза представлена в основном сильно микритовыми разностями карбонатных пород (мад-, вак-, флоатстоун) со значительной примесью терригенного кварца алевритовой размерности. Основной 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 на уровне и ниже базиса штормовых волн [5], 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.

**Петромагнитные** характеристики в целом отражают строение разреза. Выделено 2 типа перерывов, которые характеризуются резким снижением концентрации ферромагнетиков и ростом магнитной жесткости (присутствие гематита): 1 тип – соответствует уровням слабо развитого твердого дна, которые не были зафиксированы прямыми геологическими наблюдениями; совпадают с наличием следов сверлений и микроконкреций фосфорита в



шлифах (уровень обр. 7, 13); 2 тип – приурочен, главным образом, к границам слоев и выражен более резкими изменениями петромагнитных параметров. Также выделяется интервал в средней части слоя 3, где наблюдается резкое увеличение концентрации магнитных зерен (биогеогенный магнетит), что свидетельствует о высокой биопродуктивности.

Результаты **РФА** показывают, что перед каждым предполагаемым перерывом в разрезе отмечается минимальное содержание гидрослюд (в т.ч. глауконита) с последующим его повышением в процессе формирования и после перерыва. В некоторых случаях это совпадает с отмеченными в шлифах скоплениями микроконкреций фосфоритов. Это, а также изменение отношения смектита к иллититу позволило уточнить положение перерывов, связанных с границами слоев, и выявить несколько скрытых перерывов.

В слое 3 отмечается постоянное соотношение количества глинистых минералов с максимальным содержанием смектита, при этом минимальное количество гидрослюд и хлорита, а также максимальное в среднем смектит-иллитовое отношение (рис. 2). Это совпадает с преобладанием среди МФТ пород данного слоя микритовых разностей (МФТ-1, МФТ-3), что предполагает формирование в наиболее глубоководных условиях.

**Изотопные данные** позволили выявить соответствие раннеэоценовому климатическому оптимуму (Early Eocene Climatic Optimum, ЕЕСО) при сравнении с мировыми трендами [6, 7]. Средняя температура во время формирования изученных пород составляла 30-33 °С, с минимумами до 28 °С. Соленость менялась в узких пределах (25-27‰).

**Геохимические данные** существенно уточняют выводы, полученные по другим методам. Хорошо выражены перерывы, приуроченные к границам слоев. На уровне слоя 3 происходит несколько важных изменений в геохимии пород: (1) уменьшение  $\text{CaO}$ , увеличение отношения  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$  говорит об увеличении терригенной (в частности глинистой) составляющей, а увеличение  $\text{Sr}/\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}/\text{Ca}$  и уменьшение  $\text{P}_2\text{O}_5$  – о параллельном углублении бассейна. (2) Значения элементного фациального индикатора  $\text{Fe}/\text{Mn}$  уменьшаются с увеличением глубины, что обычно связывают с поглощением осадочными отложениями  $\text{Mn}$  из морской воды. Однако здесь значения  $\text{Fe}/\text{Mn}$  увеличиваются, что при постоянстве  $\text{Mn}$  по разрезу может указывать либо на дополнительный привнос  $\text{Fe}$ , либо на увеличение его биохеогенной продукции в осадке. На последнее указывают петромагнитные данные. (3) Выше границы 3 и 4 слоев вверх по разрезу происходит закономерное изменение всех параметров, указывающее на увеличение карбонатной биопродукции, уменьшение терригенного сноса и интенсивности выветривания на фоне высокого стояния УМ.

В итоге полученные данные позволяют выделить следующие этапы образования изученных отложений: **1й этап** охватывает нижнюю часть разреза (слой 1), которая характеризуется относительно глубоководными стабильными условиями осадконакопления,

постепенное углубление бассейна достигает максимума в верхней части слоя и далее сменяется кратковременным обмелением на уровне границы слоев 1 и 2. **2й этап** – новый трансгрессивно-регрессивный эпизод в пределах 2го слоя. **3й этап** характеризуется максимумом углубления бассейна (слой 3) и дальнейшим его обмелением. Граница 3 и 4 слоев сопровождается формированием наиболее выраженной поверхности твердого дна и существенной сменой условий. **4й этап** характеризуется новым незначительным кратковременным углублением, сменяющимся длительным стабильным обмелением бассейна и становлением нуммулитовой банки.

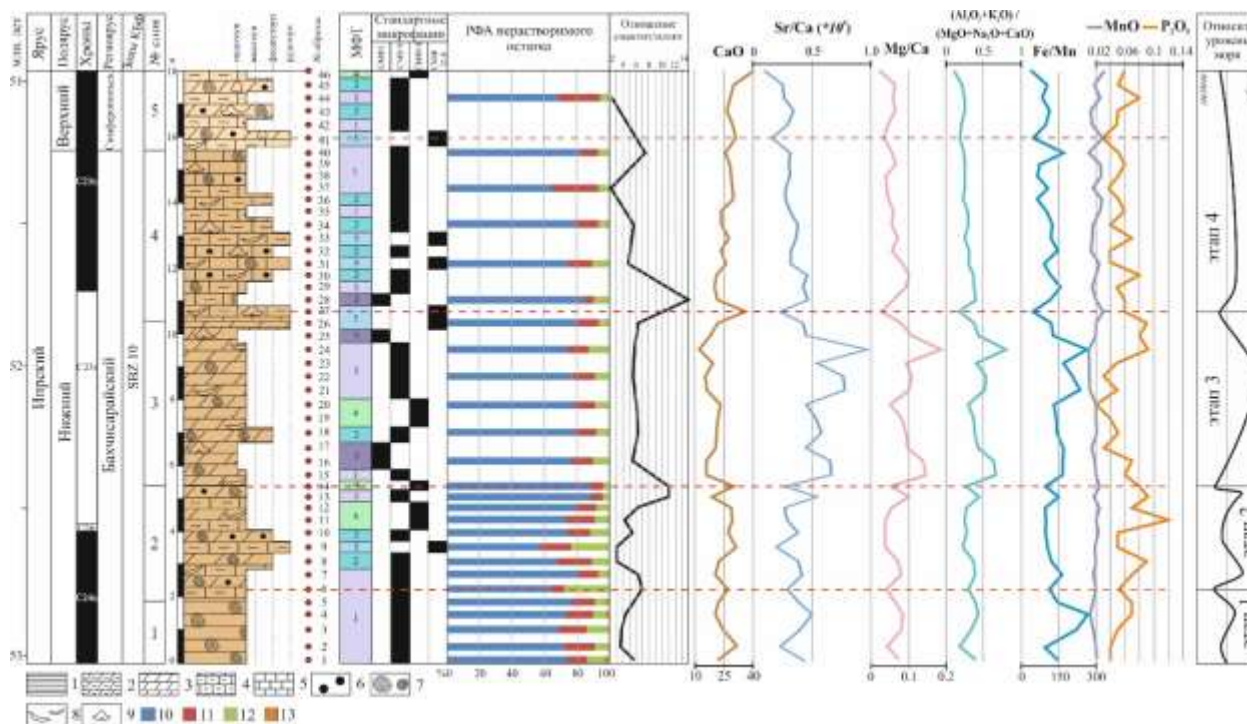


Рис. 2. Разрез ипирских отложений г. Сувлу-Кая с данными микрофациального, рентгенофазового и геохимического анализов. Условные обозначения: 1 – глина, 2 – глинистый мергель, 3 – мергель, 4 – глинистый известняк, 5 – известняк, 6 – пиритовые конкреции, 7 – нуммулиты, 8 – двустворки, 9 – брахиоподы, 10 – смектит, 11 – гидрослюда, 12 – хлорит, 13 – каолинит.

**Благодарности.** Работа выполнена с использованием стереомикроскопа Olympus SZX16, приобретенного по программе развития МГУ, а также с использованием материалов ЦКП "Геопортал" МГУ имени М.В. Ломоносова.

### Литература

1. Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР // Сов. Геология, 1963. №4. С. 145–154.

2. *Зернецький Б.Ф.* Питання вивчення осадового комплексу палеоцену Кримського і Керченського півостровів // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. 2014. Т. 7. С. 101–125.
3. *Лыгина Е.А., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М., Шалимов И.В., Яковишина Е.В.* Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2010. Т. 4, № 6. С. 11–22.
4. *Лыгина Е.А., Чижова Е.Р., Правикова Н.В., Овчинникова Е.А.* Палеогеография становления эоценовой нуммулитовой банки в Юго-Западном Крыму по литологическим и палеонтологическим данным // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2023. № 4. С. 31–41.
5. *Flügel E.* Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, interpretation and application. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 984 p.
6. *Evans D., Sagoo N., Renema W., Cotton L.J., Müller W., Todd J.A., Saraswati P.K., Stassen P., Ziegler M., Pearson P.N., Valdes P.J. & Affek H.P.* Eocene greenhouse climate revealed by coupled clumped isotope-Mg/Ca thermometry // Proceedings of the National Academy of Sciences, 2018, 115, 1174–1179.
7. *Westerhold T., Marwan N., Drury A.J., Liebrand D., Agnini C., Anagnostou E., Barnet J., Bohaty S., De Vleeschouwer D., Florindo F., Frederichs T., Hodell D., Holbourn A., Kroon D., Lauretano V., Littler K., Lourens L.J., Lyle M. W., Pälike H., Röhl U., Tian J., Wilkens R.H., Wilson P.A., Zachos J.C.* An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years // Science. 2020. 369. P. 1383–1387.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА  
ИЗ КАПЫСОВСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕЙ ПЕРМИ  
(ЮЖНЫЙ УРАЛ, ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ)

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

<sup>1</sup>ООО «Rock and mill»

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

Капысовская свита была выделена и описана Чувашовым в обнажении на реке Серга к СЗ от города Михайловск (Свердловская область). Название дано по Капысову ключу, впадающему в реку Серга [1]. Позже капысовская свита описана в разные годы Ю.А. Зориным и Е.А. Успенской. В наше время на территориях распространения отложений данной свиты работала и продолжает работать партия Ал.В. Тевелева. Свита большей частью представлена терригенными породами, а именно, чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов [2]. По палеонтологическим находкам относится к низам стерлитамакского горизонта сакмарского яруса нижней перми. Капысовская свита согласно перекрывается отложениями бисертской свиты и на отдельных участках резко несогласно перекрывается конгломератами белокатайской свиты артинского яруса [3].

Цель работы – установление источников сноса, действовавших во время формирования капысовской свиты. Для этого сначала кратко рассмотрим литологические и структурные характеристики свиты, а затем перейдём к U-Pb датированию.

Район исследований находится на границе Южного и Среднего Урала в Предуральском краевом прогибе. Южная часть изученного участка находится в Белокатайском районе Башкортостана, северная – на юге Свердловской области. В ходе полевых работы было отобрано 4 пробы из пород капысовской свиты: две в районе д. Малояз, одна в д. Ельгильдино и одна на севере у г. Михайловск.

Как уже было сказано, капысовская свита представлена терригенными породами, а именно чередованием реперных крупнообломочных прослоев (гравелитов или конгломератов) с турбидитовыми песчано-алевролитовыми пачками. Стоит также отметить, что буквально в каждом из описанных разрезов присутствовал хаотический фрагмент, представленный плохо сцементированным средне-мелкогалечным конгломератом с гравелитовым матриксом. В качестве окатанных обломков конгломератов встречаются в основном известняки и песчаники. Кроме того, присутствуют единичные олистоплаки нижележащих турбидитоподобных прослоев.

Слои смяты в открытые прямые складки, иногда слабонаклонные, с округлыми замками. Присутствуют послойные зеркала скольжения. Иногда есть хорошо заметные разломы тоже с развитыми зеркалами скольжения. Все эти особенности – грубая размерность материала, отсутствие карбонатов, хаотические пачки и олистоплаки – свидетельствуют о довольно активной гидродинамике.

Основным источником материала для формирования свиты был Уральский ороген, расположенный к востоку от прогиба. При воздымании гор в Предуральский бассейн шёл снос обломков пород разных геологических подразделений. А также могли размываться не только породы с горного сооружения, но и отложения, которыми заполнялся прогиб чуть раньше, что доказывается присутствием более древних фаунистических остатков, найденных в породах капысовской свиты. Также возможно, что при формировании верхней части капысовской свиты размывались ее нижние горизонты.

Большинство обломков как в конгломератах, так и в песчаниках, представлено осадочными породами – известняками (кристаллическими и биокластовыми), кремнями и песчаниками. Также встречаются большое количество массивных, часто окремнелых известняков без фауны. Подобные породы распространены в силуре и девоне на изучаемой территории. Однако, именно свиты среднего и верхнего карбона почти полностью состоят из подобных известняков, а ураимская, сергинская и уткинская свиты находятся ближе всего к изучаемому объекту.

Есть также гальки биокластовых известняков с множеством разных органогенных обломков (фораминифер, водорослей, мшанок, кораллов, остракод и иглокожих). Подобные породы встречаются в качестве обломков и в песчаниках. Но биокласты сильно поломаны, поэтому определить их, к сожалению, не удалось. Горизонты подобных биокластовых известняков описаны в уткинской свите верхнего карбона.

Обломков магматических и метаморфических пород сравнительно мало. Скорее всего, это объясняется более удалённым на восток расположением объектов соответствующего состава. Наиболее многочисленными среди обломков магматических пород являются базальтоиды. Подобные породы встречены на изучаемой территории в ордовике – в мариинской (Западно-Тагильская зона), малыгинской и малоуказарской свитах. Обломки метаморфических пород наименее распространены среди изученных: встречаются редкие сланцы (размыв указарской, мариинской, кабанской свит) и кварциты (из указарской свиты).

Далее перейдём к результатам U-Pb датирования. По всем четырём пробам были построены гистограммы распределения возрастов. В каждой пробе есть 3 главных пиковых интервала: самый выраженный девон-раннекаменноугольный пик, далее протерозойская серия пиков с 1 млрд. до 2 млрд. и наименее выраженный пик, приходящийся на единичные

архейские зёрна. Присутствуют небольшие вариации по пробам в плане разной выраженности этих интервалов, но в целом все они сильно схожи.

Далее по очереди, начиная с наиболее молодых, разберём каждый из пиковых интервалов. Начнём с раннекаменноугольного. Как ни странно, в западной части Урала ближе всего к точкам отбора среди нижнекаменноугольных пород нет ни вулканитов, ни плутонитов. Большинство свит нижнего карбона сложены карбонатами. Есть вероятность, что снос шёл с восточной части Урала, в частности с Магнитогорской вулканической дуги и Восточно-Уральской мегазоны.

Если посмотреть на фотографии нижнекаменноугольных зёрен циркона, то можно заметить 2 морфотипа зёрен – сильно удлинённые и изометричные, но тем не менее всё равно с довольно хорошо заметными гранями. В ходе недавних работ были изучены цирконы из вулканитов берёзовской свиты Богдановского рифта [4], а также из пород Неплюевского массива [5]. Удлинённые зёрна первого морфотипа сильно схожи с такими же одновозрастными зёрнами из Неплюевского массива, а изометричные зёрна второго морфотипа похожи на цирконы берёзовской свиты. Конечно, это не обязательно, что произошло такое совпадение, и были размыты породы именно указанных подразделений. Однако есть большая вероятность, что, если происходил размыв плутонических массивов Восточно-Уральской мегазоны, то снос шёл и через Богдановский рифт. Кроме того, Магнитогорская дуга большей частью представлена девонскими вулканитами, а зёрна такого возраста тоже присутствуют в изученных пробах, хоть и в чуть меньшем количестве.

Наконец рассмотрим более древние пиковые интервалы – с 1 млрд. до 2 млрд. и архейский. Если пересчитать гистограммы, удалив оттуда молодые зёрна для наглядности, то видно, что данная серия пиков максимально похожа на гистограмму распределения возрастов зёрен из ашинской серии венда [6]. Таким образом, ещё одним из главных источников выступают породы ашинской серии.

В заключении стоит отметить, что с помощью U-Pb датирования подтверждается активная обстановка формирования капысовской свиты, поскольку крайние пробы удалены друг от друга почти на 150 км, а пиковые значения всех проб, несмотря на большой разнос между точками отбора, являются практически одинаковыми.

## Литература

1. Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 191 с.
2. Успенская Е.А. Опытнo-методические работы по созданию Госгеолкарты-200 листов 0-40-XXX, 0-40XXXVI (Среднеуральская серия).

3. *Мосейчук В.М.* и др. Отчет о выполненных работах о выполненных работах по объекту «ГДП-200 листа N-40-XI (Бакальская площадь) и составление и подготовка к изданию комплекта Госгеолкарты-200 листа N-40-VI (Кусинская площадь)». Челябинск, 2015.
4. *Pravikova N. V.* Magma Chemistry and Tectonic Controls of Volcanic Activity in the Southern Ural Area during Early Carboniferous Time // *Minerals*. 2023. V. 13, № 2. P. 258.
5. *Контев Е.В.* и др. Механизм внедрения раннекаменноугольного Неплюевского массива по петромагнитным данным (Южный Урал) // *Вестник МГУ, Серия 4, геология*. 2023. № 1. С. 35–45.
6. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло 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.

# О ПОЛОЖЕНИИ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО БЕРЕЗОВСКОГО КОМПЛЕКСА В СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

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

<sup>1</sup>ООО «Rock and mill»

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

Получены новые палеомагнитные данные по вулканическим и субвулканическим породам березовского вулканического комплекса Магнитогорской зоны Южного Урала. Определено положение Магнитогорского блока в раннем карбоне по отношению к стабильному Восточно-Европейскому кратону.

**Материалы и методы исследований.** 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 [1]. Наиболее устойчиво подошва березовской свиты прослеживается с кизеловского горизонта верхнего турне, а кровля фиксируется по перекрытию ее греховской или кизильской свитами.

Нами отобраны образцы в юго-восточной части Магнитогорско-Богдановского грабена Магнитогорской зоны, в основном, вдоль субширотного профиля, пересекающего выходы вулканических и магматических тел вкрест простирания. Взяты пробы на геохимические (8 шт.) и палеомагнитные (93 шт., 9 точек отбора) исследования, а также на выделение цирконов (3 шт.) для датирования методом SHRIMP. Образцы представляют разные типы пород: габбро-долериты (705 и 706-2), пиллоу-базальты (706-1), флюидальные дациты (703 и 706), риолиты (704), игнимбриты (706-3) и вмещающие туфопесчаники (703-1). Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных исследований проводился с помощью электрического бура с алмазной коронкой и водяным охлаждением и вручную штупами ~5\*5\*5 см. Ориентировка образцов осуществлялась с помощью магнитного и солнечного компасов.

**Структурная обстановка в районе взятия проб.** Все изученные пробы были отобраны примерно на широте Богдановского гранитоидного массива с двух сторон от Карабулакского взбросо-сдвига: пробы 703, 704, 705 – восточнее разрыва, а серия проб 706 – западнее. Структурная обстановка в районе отбора проб определяется именно их расположением в зоне Карабулакского разлома. Кинематика этого разлома изменялась во времени в соответствии с



общей кинематикой шовных зон, ограничивающих крупнейшие зоны Южные Урала – Уйско-Новооренбургской и Копейской [2].

В современной структуре Карабулакский разлом имеет отчетливую правосдвиговую компоненту, которая фиксируется по правостороннему смещению Восточно-Уральского гранитоидного массива с амплитудой 5–6 км. Кроме того, изучение среднетриасового Чекинского массива щелочных гранитоидов, расположенного в зоне Карабулакского разлома, показало, что он формировался как сдвиговый магматический дуплекс [3] на правосторонней зоне трансенсии [4, 5]. Кроме того, правосторонняя кинематика реконструируется и по отдельным мезоструктурным элементам [2]. Таким образом, начиная, по крайней мере, с триаса, Карабулакский разлом представлял собой правый взбросо-сдвиг.

Более ранняя история района Карабулакского взбросо-сдвига описана в работах [6, 7]. Этот взбросо-сдвиг примерно соответствует разлому, который ограничивает с запада «Восточную сдвиговую зону» этих авторов. В упомянутых работах показано, что в среднем карбоне этот разлом был элементом структурного парагенеза «мегадуплекса растяжения» и имел левостороннюю кинематику. Левосдвиговая кинематика зоны Карабулакского разлома фиксируется и по единичным мезоструктурным элементам [2].

Таким образом, Карабулакский разлом, в зоне которого отобраны изученные пробы, в разное время имел разную кинематику и развивался в механической обстановке простого сдвига, что предполагает формирование серии синтетических и антитетических сдвигов Риделя. Судя по расположению мезоструктурных элементов, отражающих смену кинематики, зона влияния разлома была достаточно широка, и в нее наверняка были вовлечены объекты, в которых были отобраны пробы. Такая ситуация предполагает возможность смещения этих объектов от их первоначальных координат как в среднем карбоне (левосдвиговое), так и гораздо позднее (правосдвиговое).

***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  $348,5 \pm 3,1$ ; флюидальные 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 [1].

***Палеомагнитные исследования.*** Величина объемной магнитной восприимчивости ( $k$ ) и ее анизотропия (AMS) измерялись на каппа-мосте MFK-1 (AGICO, Чехия); величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM) измерены на спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в Лаборатории Палеомагнетизма ГИН РАН. Для выделения стабильного компонента естественной остаточной намагниченности использовалось

ступенчатое размагничивание температурой до 700°C с шагом от 20 до 50°C в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН в экранированной печи TD48 (ASC Scientific, США) с измерением величины и направления NRM после каждого нагрева. Пилотные образцы дубли размагничивались переменным магнитным полем в Лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН на криогенном магнитометре 2G Enterprises (США) со встроенной размагничивающей установкой до 900 мТл с шагом 5-10 мТл. Методика исследований не отличалась от стандартной [8]. Для анализа палеомагнитных направлений использовался пакет прикладных программ [9], использующих стандартные алгоритмы [10-13]. Обработка и интерпретация измерений анизотропии магнитной восприимчивости проводилась при помощи программы Anisoft 4.2 (Чехия).

**Скалярные магнитные параметры.** Изученные породы ярко дифференцированы по магнитным свойствам, наиболее магнитны габбро-долериты и базальты. Величина магнитной восприимчивости здесь варьирует от 800 до  $5000 \cdot 10^{-5}$  ед СИ, NRM от 0.5 до 1 А/м, при этом параметр  $Q_n$  (соотношение величин остаточной и индуктивной намагниченности) близок к единице. Наименее магнитны дациты, риолиты и туфопесчаники.  $k$  от 10 до  $40 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, NRM менее 10 мА/м, при этом  $Q_n$  для большинства пород несколько меньше единицы. Пиллоу-базальты и игнимбриты демонстрируют промежуточные значения  $k$  и NRM между сильномагнитными и слабомагнитными петротипами, при этом  $Q_n$  здесь  $\sim 1$ .

**Анизотропия магнитной восприимчивости.** Степень анизотропии магнитной восприимчивости ( $P_j$ ) в целом не превышает 10%, причем только образцы базальтов характеризуются значениями  $P_j > 8\%$ , для всех остальных пород значения  $P_j$  существенно ниже. Различаются три основных типа распределений главных осей магнитной анизотропии пород: 1) плоскостное – с преобладанием плоскостной анизотропии над линейной, которое, по всей вероятности, отвечает субгоризонтальному растеканию вещества (потоки, покровы и силлы), установлена в дацитах (точка 703), риолитах (точка 704) и туфопесчаниках (точка 703-1); 2) трехосное, которое может быть связано как с перемешиванием магматического потока, так и со специфическим составом ансамбля магнитных зерен (смесь однодоменных и псевдооднодоменных частиц) [14], характерно для габбро-долеритов (точки 705 и 706-2), базальтов, (точка 703-2) и игнимбритов (точка 706-3); 3) «дачного типа» (риолиты, точка 706, пиллоу-базальты, точка 706-1), которое характерно для субвертикальных даек [15].

**Компонентный состав намагниченности.** Вариации в составе, концентрации, размерности и структуре магнитных зерен обуславливают особенности поведения образцов в процессе размагничивания. Результаты размагничивания пилотных образцов переменным магнитным полем указывают на низкую эффективность данного вида чистки и свидетельствуют о многокомпонентном составе NRM. Более эффективным оказалось терморазмагничивание,

однако, температурные спектры различных компонент сильно пересекаются, что на соответствующих стереограммах отражается в смещении проекции вектора NRM по дуге большого круга. При этом в силу низких значений величины остаточной намагниченности в измеряемый сигнал оказывается включенной и значительная доля помех, и результирующие графики часто имеют неровный и сложно интерпретируемый вид. Таким образом, полностью разделить NRM, зафиксированную исследуемыми породами, на основные составляющие стандартными приемами компонентного анализа в ряде случаев не представляется возможным, поэтому для выявления регулярного направления использован комбинированный анализ единичных направлений и больших кругов [13]. Тем не менее, для большинства образцов в результате применения комбинированного анализа удалось выделить направления стабильной (в некоторых случаях в том числе и характеристической) компоненты намагниченности. Эти результаты представлены в таблице. 1.

Таблица 1. Средние палеомагнитные направления по точкам отбора, выделенные в породах березовского вулканического комплекса.

Точка	петротип	n(N)	Dg	Ig	Ds	Is	a95
703	дациты	8(10)	218.4	1.3	213.7	-19.3	12.5
703-1	туфопесчаники	8(10)	242.4	-9.7	231.6	-30.3	12.6
704	риолиты	9(10)	233.6	4	228.1	-27.1	8.6
705	габбро-долериты	8 (10)	232.6	-8.4	222.6	-29.3	12.6
706	риолиты	4(10)	228.5	3.8	228.6	-29.7	22.9
706-3	игнимбриты	6(10)	238.6	-0.6	228.6	-29.7	9.9
703-2	базальты	8(12)	223.3	2	217	-24.4	16.6
706-1	пиллоу-базальты	12(14)	228.5	-1.4	220.2	-27.5	9
706-2	габбро-долериты	5(8)	222.2	-14.4	221.5	-23.5	15.7

**Примечание к таблице:** n – число использованных образцов на точке; N – общее число образцов на точке; D – склонение в градусах, I – наклонение в градусах; индексы g и s – географическая и стратиграфическая система координат соответственно; a95 – доверительный интервал.

Как видно из таблицы, все изученные образцы характеризуются только отрицательным наклонением, то есть имеют обратную полярность. Тест складки в модификации [16] – положительный (DS slope  $0.944 \pm 0.321$ ), что свидетельствует о доскладчатой природе выделенной компоненты намагниченности. Максимум кучности при пропорциональном

распрямлении складки достигается в интервале 95-105%. Тест [17] указывает, что распределение полученных средних направлений, в целом, соответствует распределению Фишера.

**Обсуждение результатов.** Положение палеомагнитного полюса, рассчитанное по средним направлениям всех точек березовского комплекса ( $N=9$ ,  $\Phi=-30.4^\circ$ ,  $L=0.8^\circ$ ,  $dp=2.5^\circ$ ,  $dm=4.6^\circ$ ), статистически отличается от раннекаменноугольного интервала референтной кривой (сплайн интерполяция) палеомагнитных полюсов Европы согласно [18], находясь при этом южнее. Тем не менее, раннекаменноугольный полюс березовского комплекса резко отличается и от полюсов позднепалеозойского перемагничивания для Восточно-Европейской платформы [19], что может указывать на более древний, чем поздний палеозой, возраст намагниченности пород березовского комплекса, о чем косвенно свидетельствует положительный тест складки. В пользу отсутствия перемагничивания также свидетельствует характер распределения концентрационно-зависимых магнитных параметров и магнитная текстура пород. Если сравнивать полученный нами полюс с средним полюсом по сводке данных А.Г. Иосифиди по Восточно-Европейской платформе (ВЕП) [20], он также оказывается несколько южнее и статистически отличен от раннекаменноугольного полюса платформы. С другой стороны, средний полюс по базальтам Магнитогорско-Богдановского грабена на участках к северу от района наших исследований [21] располагается севернее как нашего полюса, так и полюса ВЕП. Разрешить данный парадокс возможно путем анализа не средних полюсов, а полюсов по отдельным точкам отбора. Распределения отдельных полюсов березовского комплекса Магнитогорско-Богдановского грабена имеют вытянутое (так называемое «банановое») распределение, при этом полюса обоих объектов группируются вдоль дуги большого круга, а доверительные интервалы крайних полюсов пересекаются. Подобное распределение характерно для полюсов отдельных блоков, испытавших дифференциальные вращения внутри системы эшелонированных сдвигов [21].

Описанная выше геологическая обстановка и кинематика разломов позволяет предполагать, что тектонические блоки Магнитогорско-Богдановского грабена, сложенные раннекаменноугольными вулканическими комплексами, испытали дифференциальные вращения в результате движений по системе эшелонированных сдвигов Риделя – правых синтетических и левых антитетических. Правые ответственные за «банановые» распределения полученных нами полюсов в южной части региона, а левые – за «банановые» распределения полюсов в его северной и центральной частях по [22].

## Литература

1. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, 1992.
2. Тевелев Ал.В. Особенности кинематики шовных зон Южного Урала как причина формирования конвергентной структуры Восточно-Уральской мегазоны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 3. С. 17–26.
3. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сдвиговые магматические дуплексы / Тектоника, геодинамика, процессы магмат. и метаморф. // Мат-лы Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 1999. С. 189–193.
4. Тевелев Ал.В., Фурина М.А. Кинематика раннемезозойских сдвиговых зон Южного Урала // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя (Мат-лы XLIII Тектонического совещания). Т. 2. М.: ГЕОС. 2010. С. 341–346.
5. Шестаков П.А., Тевелев Ал.В., Правикова Н.В., Володина Е.А., Борисенко А.А., Казанский А.Ю., Коптев Е.В. История формирования Чекинского массива щелочных гранитоидов (Южный Урал): анализ трещиноватости // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы LIII Тектонического совещания, ГЕОС Москва, 2022, т. 2, с. 303–307.
6. Знаменский С.Е. Позднеколлизийные транспрессивные и трансенсивные структурные парагенезисы Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли / Мат-лы XXXIX Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2006. С. 241–243.
7. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера, 2009, № 4, с. 83–92.
8. *Tauxe L.* Essentials of paleomagnetism. Berkeley: University of California Press, 2010. 512 p.
9. *Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994, 16 p.
10. *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.
11. *Zijderveld 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.
12. *Halls H.C.* A least squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, v. 5, pp. 297–304.
13. *McFadden P.L. & McElhinny M.W.* The combined analysis of remagnetization and direct observation in paleomagnetism // Earth Planet. Sci. Lett. 1988, v. 87, pp. 161–172.

14. Soriano C., Beamud E., Garcés M., Ort M.H. Anomalous' magnetic fabrics of dikes in the stable single domain/superparamagnetic threshold// *Geophysical Journal International*, 2016/ Volume 204, Issue 2, pp. 1040–1059, <https://doi.org/10.1093/gji/ggv495>
15. *Tauxe L.* Essentials of Paleomagnetism. University of California Press, Berkeley, Ca. 2010, 512 p.
16. *Watson G. S., Enkin R. J.* The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(19), pp. 2135–2137. doi:10.1029/93gl01901
17. *Fisher N. I., Lewis T., Embleton B. J. J.* Statistical Analysis of Spherical Data. Cambridge University Press, 1993. 329 p.
18. *Torsvik T. H., van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P. V., van Hinsbergen D. J. J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J. G., McCausland P. J. A., Cocks L. R. M.* Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics // *Earth-Science Reviews*. 2012. 114, pp. 325–368. doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007
19. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю. Позднепалеозойское перемагничивание – независимый индикатор протекания тектонических процессов на Южном Урале // *Геологический вестник*. 2022. №2. С. 56–68.
20. *Iosifidi A.G., Mikhailova V.A., Popov V. V., Sergienko E.S., Danilova A.V., Otmas N.M., Zhuravlev A.V.* Carboniferous of the Russian platform: Paleomagnetic Data // *Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism*. Chapter 4. 2019. Pp. 37–54.
21. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. Палеомагнитное изучение нижнекаменноугольных вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена // *Геологический вестник*. 2018. №2. С. 110–117.
22. *Казанский А.Ю.* Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук // Новосибирск, 2002. 40 с.