

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
2020

Содержание:

1. Половой диморфизм остракод и биостратиграфия.
Шурупова Я.А., Тесакова Е.М. 2
2. Зоны низкого электрического сопротивления пород (на примере
Красноленинского свода Западной Сибири): вода, тектониты или органическое
вещество? 5
Хотылев А.О., Майоров А.А., Белохин В.С.
3. Региональные геологические исследования Кавказа в дореволюционное время
(XVIII – начало XX века). 10
Тверитинова Т.Ю., Гуцин А.И.
4. Палеообстановки седиментации верхнетааврической свиты J₁vт Крыма по
ихнофоссилиям. 15
Яковичина Е.В., Бордунов С.И., Кирилишина Е.М., Демьянков С.С.,
Шалимов И.В.
5. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и
биостратиграфические данные по разрезу кампана-маастрихта горы Бешкош,
Юго-Западный Крым. 18
Барабоскин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Фомин В.А.,
Покровский Б.Г., Грищенко В.А., Маникин А.Г., Наумов Е. В.
6. Численная модель малоамплитудных вертикальных движений в Восточной
Арктике в кайнозойское время. 23
Федорчук В.А., Ершов А.В., Никишин А.М.
7. Датские отложения Бельбекского разреза (Юго-Западный Крым): строение и
условия формирования. 28
Лыгина Е.А., Хлебникова О.А.
8. Микроструктурные индикаторы напряжений зон транспрессии. 33
Тевелев А.В., Борисенко А.А., Ерохина М.И., Федорчук В.А.
9. Состав и условия образования нижнеэоценовых известняков разреза Урцадзор
(Южная Армения). 38
Фокин П.А., Закревская Е.Ю., Саакян Л.Г., Григорян Т.Е.
10. Состав, строение и условия образования даек бодракского субвулканического
комплекса на водоразделе оврагов Шара и Мендер (Юго-Западный Крым). 43
Штокало Р.В., Правикова Н.В.

ПОЛОВОЙ ДИМОРФИЗМ ОСТРАКОД И БИОСТРАТИГРАФИЯ

Я.А. Шурупова¹, Е.М. Тесакова

¹аспирант биологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова; shurupova.ya@yandex.ru

Эволюция эвкариот начинается с изменений в онтогенезе, в том числе за счет гетерохроний посредством педо- или пероморфоза. Изменения в онтогенезе зонального вида позволяют дополнительно подразделить соответствующую фило-зону и увеличить детальность стратиграфических схем. Границами субзональных интервалов могут считаться уровни разреза, где фиксируется первое появление экземпляров вида-индекса с гетерохронией. Впервые этот метод применен В.Э. Ливенталем для расчленения плиоценовых отложений Азербайджана по ракушковым ракам (Ostracoda, Crustacea) [1]. Позже по гетерохрониям были детализированы остракодовые слои с *Camptocythere (C.) lateres* Tes. et Shur. из отложений аммонитовой зоны Michalskii терминального байоса (средняя юра) Саратовской обл. [2]. В обоих случаях гетерохронии проявились синхронно у обоих полов. Но темпы эволюции разных полов у одного вида могут и различаться.

Раковины остракоид отличаются не только у полов, но и у разных возрастных стадий, благодаря чему можно реконструировать развитие признаков, как в филогенезе, так и в онтогенезе у самок и самцов отдельно и наблюдать разные скорости эволюции (гетерохронии) у разных полов. Добавим, что массовые находки остракоид встречаются в геологической летописи со среднего кембрия [3].

Отличительной особенностью этой группы является разнообразие типов полового диморфизма. Морфометрические отличия раковин разных полов (габитус раковины, высота и/или ширина заднего конца) характеризуют домицилярный тип, который встречается на протяжении всего фанерозоя. У некоторых видов с таким типом диморфизма раковины разных полов могут дополнительно различаться по скульптуре и/или замку [4, 5, 6, 7, 8, 9]. Экстрадомицилярный тип известен только у палеозойских остракоид и связан с образованием на наружной поверхности раковин самок разных выводковых структур, не связанных непосредственно с мягким телом рачка [5, 9, 10].

Гетерохронные сдвиги могут проявляться чаще у одного пола. Для некоторых остракоид показано, что первыми в эволюционный процесс вовлекаются самцы – замки на их раковинах отличаются от замков самок вследствие педоморфоза (замок взрослой особи схож с замком предыдущей возрастной стадии). Ювенильные признаки обнаружены у самцов современных дарвинулид *Vestalenula cornelia* Smith, Kamiya et Horne, 2006. Более ранняя, чем у самок, гетерохрония наблюдалась у самцов плейстоценовых *Loxiconcha kamiyai* Ozawa et Ishii, 2008 и *L. mutsuense* (Ishizaki, 1971) [9].

Различия между раковинами самок и самцов обычно проявляются у взрослых экземпляров, реже половые отличия возникают на поздних ювенильных стадиях [9, 11], что получило название «преждевременный половой диморфизм» [12]. Преждевременный половой диморфизм по строению замков у самок и самцов обнаружен в разных семействах: Cytheridae, Leptocytheridae, Hemicytheridae, Cytheruridae, Loxosconchidae, причём в широких временных рамках от миоцена до современности [9, 13].

Среди юрских остракод семейства Neurocytheridae Gruendel, 1975 половой диморфизм проявился в строении замка у вида *Lophocythere acrolophos* What., Ball., Arm., 2001. На правой створке замок состоит из крупных, насеченных на 7 частей, краевых зубов и срединного желобка, который у самок представлен 10 ямко-группами, а у самцов четырьмя ямко-группами в передней части и множеством мелких ямок в задней части. В онтогенезе обоих полов мелкие ямки наблюдаются с первой по шестую возрастную стадию, а, начиная с седьмой, створки самок и самцов начинают различаться [14].

По верхнемеловым остракодам США была показана прямая зависимость темпов вымирания видов от степени проявленности полового диморфизма. У видов с высоким половым диморфизмом (самцы крупнее самок) средние темпы вымирания оказались на порядок выше, чем у видов с низким половым диморфизмом (самцы мельче самок) [15].

Таким образом, остракоды с ярко выраженным половым диморфизмом (то есть, наиболее короткоживущие виды) и разными скоростями эволюции у разных полов являются наиболее перспективными таксонами для разработки филогенетических шкал и инфразональной стратиграфии.

Работа выполнена в рамках темы госзаданий АААА-А16-116021660031-5 и АААА-А16-116033010096-8 (МГУ), 0135-2018-0036 (ГИН РАН), при частичной поддержке РФФИ 18-05-00501.

1. Ливенталь В.Э. Палеобиогенетический метод стратиграфического расчленения отложений // Докл. АН СССР. 1949. Т. 54, № 1. С. 112–112.

2. Shurupova Y.A., Tesakova E.M. Detailed biostratigraphic scales as based on the palaeobiogenetical approach (an example of the Upper Bajocian-Lower Bathonian ostracod scale of the Russian Platform) // Volumina Jurassica. 2017. Vol. 15. P. 1–17.

3. Harvey T.H., Véléz M.I., Butterfield N.J. Exceptionally preserved crustaceans from western Canada reveal a cryptic Cambrian radiation // Proc. Nat. Academy of Sci. 2012. Vol. 109. No. 5. P. 1589–1594.

4. Андреев Ю.Н. Половой диморфизм меловых остракод из Гиссаро-Таджикской области // Ископаемые остракоды. Киев, Наукова Думка, 1966. С. 50–66.

5. Сарв Л.И. Половой диморфизм у древнепалеозойских остракод // Ископаемые остракоды. Киев, Наукова думка, 1966. С. 14–21.
6. Шорников Е.И. О половом диморфизме и изменчивости представителей рода *Leptocythere* // Ископаемые остракоды. Киев, Наукова думка, 1966. С. 73–79.
7. Шорников Е.И. Новый паратетический род остракод подсемейства *Loxosonchinae* (*Podocorida*, *Cytheroidea*) // Палеонтол. журн. 2016. Т. 6. С. 60–65.
8. Schornikov E.I., Tsareva O.A. Heterochrony in shell sculpture development within the ostracode genus *Hemicythere* // Russian Journ. of Marine Biol. 2002. Vol. 28. No. 1. P. 7–18.
9. Ozawa H. The history of sexual dimorphism in Ostracoda (Arthropoda, Crustacea) since the Palaeozoic // Sexual dimorphism. Ed. H. Moriyama. In: Tech, Rijeka, Croatia. 2013. P. 51–80.
10. Иванова В.А. Остракоды раннего и среднего ордовика. Подотряд *Hollinomorpha*. М., Наука, 1979.
11. Horne D.J., Cohen A., Martens K. Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda // The Ostracoda: applications in Quaternary research. 2002. Vol. 131. P. 5–36.
12. Whatley R.C., Stephens J.M. Precocious sexual dimorphism in fossil and recent Ostracoda. Aspects of ecology and zoogeography of Recent and fossil Ostracoda. 1977. P. 69–91.
13. Tsukagoshi A., Kamiya T. Heterochrony of the ostracod hingement and its significance for taxonomy // Biol. J. of the Linnean Soc. 1996. Vol. 57. P. 343–370.
14. Shurupova Ya.A., Tesakova E.M. Species Interrelatedness in the Genus *Lophocythere* Silvester-Bradley, 1948 (Ostracoda) in the Late Callovian of the Russian Plate // Paleontol. J. 2019. Vol. 53. No. 9. P. 54–59.
15. Martins M.J.F, Puckett T.M., Lockwood R., Swaddle J.P., Hunt G. High male sexual investment as a driver of extinction in fossil ostracods // Nature. 2018. Vol. 556. P. 366–369.

ЗОНЫ НИЗКОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ): ВОДА, ТЕКТОНИТЫ ИЛИ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО?

А.О. Хотылев, А.А. Майоров, В.С. Белохин

Введение и постановка задачи. На сегодняшний день прямым источником информации о строении нефтегазоносных бассейнов является изучение результатов бурения. Однако в подавляющем большинстве случаев керн не отбирается или отбирается только фрагментарно, поэтому существенное значение приобретают данные геофизических исследований скважин (каротаж или ГИС). По данным каротажа проводится корреляция пластов, проводятся геологические границы, оцениваются водо- и нефтенасыщенность пород, перспективность тех или иных горизонтов с точки зрения нефтедобычи.

Одним из важных параметров является удельное электрическое сопротивление горных пород (далее УЭС или сопротивление), основной практический смысл которого – оценка насыщения пласта, заполнение флюидом – нефтью или водой. Зоны низкого сопротивления в базовом случае рассматриваются как водонасыщенные пласты, а высокоомные интервалы – как потенциальные нефтенасыщенные зоны. Однако еще в конце 1980-х годов была выявлена проблема низкоомных коллекторов, когда по данным геофизических исследований скважин юрские нефтенасыщенные коллекторы принимались за неперспективные водонасыщенные [1,2,3,4]. Применительно к породам фундамента интерпретация зон низкого сопротивления пород несколько иная. Здесь, так как нефтенасыщения не предвидится, низкоомные зоны рассматриваются как интервалы тектонического брекчирования или трещиноватости пород, заполненные водой.

Целью данной работы являлось установить причины низкого удельного сопротивления пород фундамента Каменного поднятия Красноленинского свода (Западная Сибирь, ХМАО). Задача носит практический характер, так как по результатам первичной интерпретации ГИС низкоомные интервалы фундамента ряда скважин были интерпретированы как тектонические брекчии. Однако это противоречит результатам исследования керна, где не наблюдается ни брекчирование, ни катаклазирование горных пород.

Фактический материал. Чтобы показать связь УЭС горной породы с ее составом и структурно-текстурными особенностями, были использованы данные об их минеральном составе, фильтрационно-емкостных свойствах, о количестве и состоянии органического вещества в породе.

Для определения минерального состава пород были изучены шлифы и проведен рентгенофазовый анализ (РФА, 63 обр.). На цилиндрических образцах замерено сопротивление

нескольких типов: УЭС образцов 100% насыщенных водой соленостью 17 г/л (109 обр.); УЭС при остаточном водонасыщении (89 обр.); сопротивление образцов, высушенных при 80°C на протяжении 14 дней (29 обр.). Количество органического вещества (ОВ) подсчитано по данным пиролиза Рок-Эвал, для корреляций использован параметр ТОС (total organic carbon), отражающий количество органического углерода в породе в весовых % (37 обр.). Для оценки пористости и проницаемости использованы данные по коэффициентам пористости (Кп, 114 обр.) и проницаемости с поправкой Клинкенберга (Кпр, 85 обр.), полученные газоволюметрическим методом (АР-608).

На сегодняшний день показано, что сопротивление пород регулируется целой группой факторов: количеством, характером распределения, составом глинистых минералов; особенностями диагенетических и катагенетических преобразований пород; наличием низкоомных минералов; характером и степенью трещиноватости пород; типом флюидного заполнения пор и трещин; ориентировкой текстур (слоистости) пород по отношению к скважине или направлению замера. Детально влияние этих факторов рассмотрено в работах [1,2,3,4] и ссылки в них. Низкоомными неглинистыми фазами, понижающими УЭС, являются оксиды титана, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит), гидроокислы железосодержащих минералов, крустификационные хлориты [1].

Очевидно, что в породах метаморфизованного доюрского комплекса фундамента эти факторы будут несколько иными. На первое место должна выходить степень трещиноватости, а доля и особенности состава и распределения глинистых минералов будут играть меньшую роль.

Исследуемые породы фундамента Каменной вершины Красноленинского свода представлены плотными тонкополосчатыми темно-серыми, почти черными графит-серицит-кварцевыми сланцами с разной долей более светлых кварцевых песчаников и алевролитов. Текстура пород сланцеватая, плейчатая, линзовидно-полосчатая, структура грано-лепидобластовая неравномерно-кристаллическая, тонко-мелкокристаллическая. Породы нарушены структурами вязкого кливажа, реидными складками на крыльях микроразрывов. Преобладающая часть породы сложена тонким кварц-серицитовым матриксом с обилием линз, слоек и полос ОВ.

Слюды (по оптическим характеристикам – серицит, по данным РФА – гидрослюды) тонкочешуйчатые, размер чешуй не более 0,005-0,008 мм (50-55%). Кварц (от 30-35% в черных сланцах до 60-70% в более песчанистых разностях) тонкокристаллический гранобластовый разнокристаллический – образует линзовидные выделения гранобластового строения с размером отдельных кристаллов до 0,08-0,1 мм. Границы кристаллов неровные заливистые, погасание неравномерное волнистое, строение отдельных индивидов блоковое. Протяженность линз кварца до 1,5 мм, в разной степени могут быть насыщены серицитом – от единичных

листочков до серицит-кварцевого тонкозернистого агрегата, где у них равные пропорции. Прочая минерализация представлена пиритом (не более 3%, в единичных пробах до 20% по РФА), который образует овальные и уплощенные просечки размером до первых мм, ориентированные по сланцеватости породы.

ОВ присутствует в виде черных непрозрачных изотропных прожилков, линз и слоечков, создавая и подчеркивая общую полосчатость и плейчатость породы. Мощность прожилков от 0,003 до 0,4 мм в раздувах, они образуют единую непрерывную сетку. При изучении в отраженном свете отчетливо фиксируется тонкочешуйчатое строение ОВ, причем чешуи размером не более 1-0,5 мкм начинают проявлять анизотропные свойства (гаснут и просветляются в отраженном поляризованном свете), что характерно уже для ОВ с упорядоченной структурой и преобразованного до стадии апокатагенеза. По данным пиролиза доля органического углерода в породе велика: в более песчаных литотипах количество органического углерода 0.2-0.3%, в углеродистых разностях до 3-5 вес.%.

Наиболее очевидной предполагалась ситуация, в которой УЭС будет контролироваться главным образом пористостью и проницаемостью пород. И действительно, для большинства проб увеличение пористости на 5% приводит к падению сопротивления на порядок (рис. 1Е). Однако, проницаемость (для зон брекчирования должна быть характерна именно высокая трещиноватость и проницаемость) у пород весьма низкая и, как видно, не влияет на УЭС (рис. 1F). Тем не менее, есть ряд проб, у которых УЭС близко к $1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, что отвечало бы пористости около 15% и более, в то время как реальная их пористость не превышает 0,5%. Поэтому было высказано второе предположение, что на УЭС влияет состав минеральной матрицы. Для выяснения связи минерального состава пород и сопротивления были взяты данные по содержанию кварца (высокоомный компонент), пирита (низкоомный) и суммы глинистых минералов (гидрослюды, хлориты, каолинит и смешаннослойные минералы группы монтмориллонита). Достаточно закономерно обогащенные кварцем (более песчаные) разности показывают большее сопротивление, примерно на порядок выше, чем более глинистые литотипы (рис. 1, В). При этом с ростом количества глинистых минералов (рис. 1, С) направленного изменения УЭС не происходит, а, значит, они не оказывают существенного влияния на сопротивление пород. Вопреки ожиданиям, с ростом количества пирита понижения сопротивления не наблюдается, и в образцах со значимым его количеством (более 2-5%) УЭС всех типов остаются такими же, как и в образцах с количеством пирита ниже предела обнаружения (рис. 1, D).

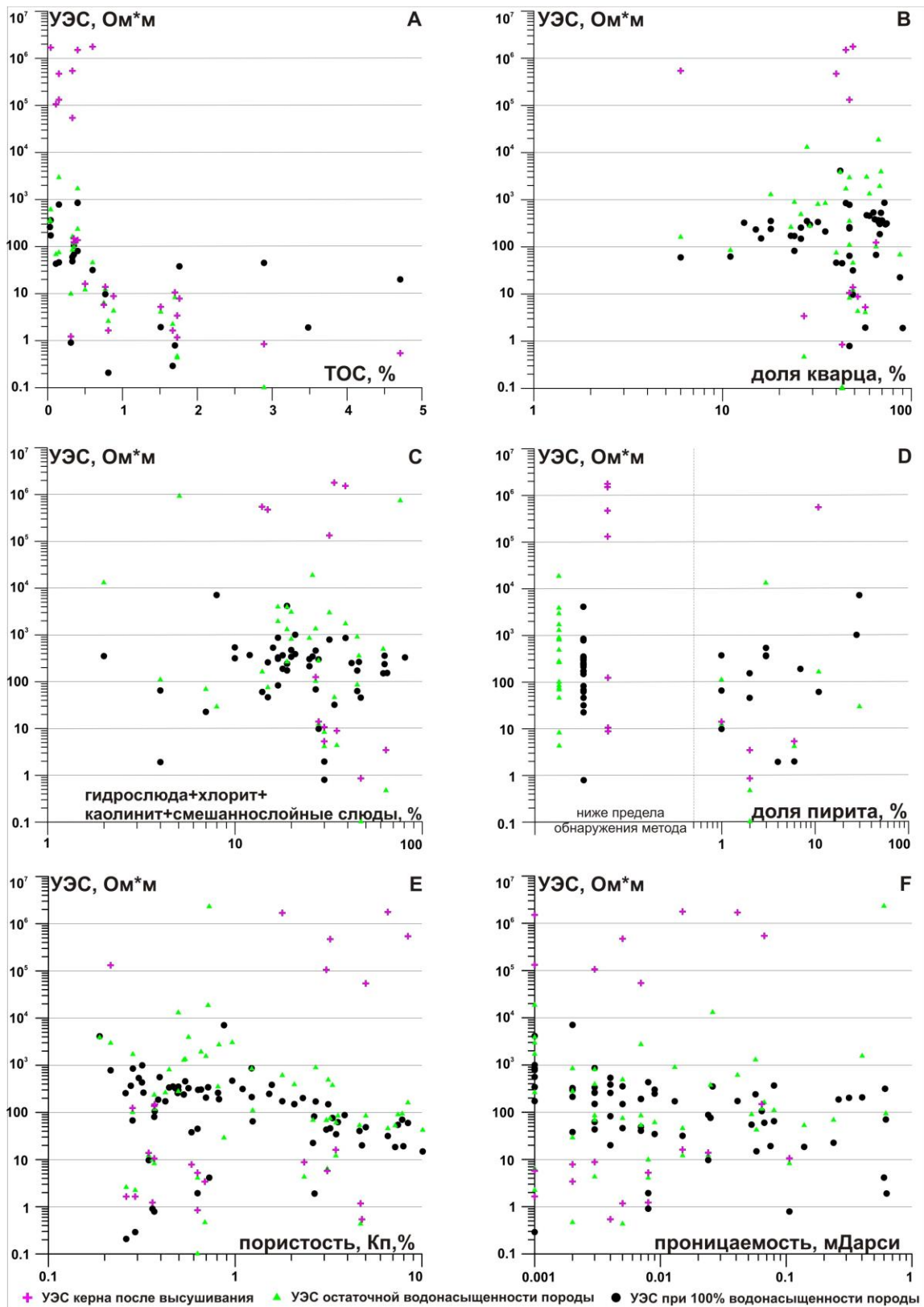


Рис. 1. Зависимость УЭС разного типа от количества органического углерода (ТОС), пирита, кварца и глинистых минералов.

Гораздо более интересной оказалась ситуация с зависимостью УЭС от количества органического вещества (рис. 1, А). Как хорошо заметно, при увеличении ТОС от 0,1-0,2% до 5% происходит уменьшение значений УЭС всех типов на 3 и более порядка.

При этом, несмотря на то, что отчетливая связь между пористостью и проницаемостью и сопротивлением пород тоже прослеживается (рис. 1, Е, F), образцы с наиболее низким УЭС не являются самыми пористыми и имеют крайне низкие значения проницаемости. То есть, эти низкие значения связаны именно с высоким содержанием органического вещества, а не с фильтрационно-емкостными свойствами, количеством пирита, обилием глинистых минералов или иными параметрами. При этом, например, для пород баженовской свиты известно, что количество ОВ и УЭС обычно связаны устойчивой положительной зависимостью [5].

Результаты. Мы считаем, что наблюдаемая зависимость связана с высокой степенью катагенетической преобразованности ОВ, что привело к упорядочиванию его структуры и даже графитизации, за счет чего оно обрело оптическую анизотропность и низкое УЭС (табличное УЭС графита $8 \cdot 10^{-6}$ Ом*м).

Таким образом, низкоомные интервалы в метаморфизованных терригенных толщах фундамента Красноленинского свода могут представлять собой не водонасыщенные зоны дробления и брекчирования, а весьма плотные низкопористые, с низкой проницаемостью интервалы, обогащенные графитизированным органическим веществом.

1. Ежова А.В. Методика оценки нефтенасыщенности низкоомных коллекторов в юрских отложениях юго-востока Западно-Сибирской плиты // Изв. ТПУ. 2006. Т.309. №6. С. 23–26.

2. Гусев С.И. Анализ причин, приводящих к снижению удельного электрического сопротивления продуктивных коллекторов // Нефтепромысловое дело. 2016. №5. С. 36–40.

3. Мельник И.А., Ерофеев Л.Я. Физико-геохимическая модель низкоомного коллектора и ее практическое применение // Геологическое моделирование. 2014. №3. С. 46–50.

4. Мельник И.А. Причины образования нефтенасыщенных низкоомных коллекторов // Геология нефти и газа. 2018. №6. С. 33–40.

5. Скворцов М.Б., Дахнова М.В., Копилевич Е.А., Немова В.Д., Сурова Н.Д., Кирсанов А.М., Можегова С.В. Методологические подходы к оценке ресурсов нефти в отложениях баженовской свиты // ГЕОЕВРАЗИЯ 2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии. М., 2018, с. 120–124.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАВКАЗА

В ДОРЕВОЛЮЦИОННОЕ ВРЕМЯ (XVIII – НАЧАЛО XX ВЕКА)

А.И. Гушин, Т.Ю. Тверитинова

В истории региональных геологических исследований Кавказа, продолжающихся почти непрерывно с XVIII века, можно выделить несколько периодов, каждый из которых характеризуется присущими только ему отличительными чертами.

Первый период, ознакомительный, охватывает XVIII и первую треть XIX века. Как отдельной дисциплины геологии еще не существовало. Исследователи-натуралисты занимались этнографо-археологическими изысканиями и физико-географическим описанием мест, где они путешествовали. Геологических сведений в их заметках практически не было.

Одна из первых карт Восточного Кавказа (1728), составленная по результатам экспедиции на Каспийское море (1722–1729) принадлежит капитану русской артиллерии И.Г. Герберу, немцу по происхождению. Некоторые сведения о «нефтяных ключах», соленых озерах и грязевых сопках в р-не Баку можно найти в записках И.Я. Лерхе, главного врача действовавшего против Персии Астраханского корпуса, о его первом путешествии по Кавказу (1733–1735). В 60-х годах XVIII в. происходит оживление экспедиционной деятельности Академии наук в связи с ожидаемым прохождением Венеры через диск Солнца. В это время наряду с астрономо-геодезическими экспедициями был организован ряд естественно-исторических экспедиций. Первыми геологическими обследованиями значительной территории Кавказа явились экспедиции под руководством профессора С.Г. Гмелина и доктора И.А. Гюльденштедта. С.Г. Гмелин путешествовал по западному побережью Каспия (1768–1774), добрался до Апшеронского п-ова и описал его нефтяные источники. И.А. Гюльденштедт в это же время работал в районе Минеральных Вод, затем перебрался в Грузию и вновь вернулся на Северный Кавказ, совершив пересечение Главного Кавказского хребта и впервые установив, что в центральной его части выступают кристаллические породы, последовательно облекаемые по периферии сначала сланцами, затем известковыми породами, переходящими к северу в глинистую поверхность.

В конце XVIII в. экспедиции на Кавказ становятся более специализированными. Геологическую информацию можно найти только в отчете П.С. Палласа, описавшего во время экспедиции 1793–1794 гг. грязевые вулканы Таманского полуострова.

После добровольного присоединения Грузии к России в 1801 г. экспедиционная деятельность на Кавказе активизировалась. С правительственным заданием произвести научное обследование естественных минеральных богатств на Кавказ и в Закавказье отправляется экспедиция (1799–1805) под руководством химика и минералога А.А. Мусина-Пушкина. А.А. Мусин-Пушкин в сопровождении горных офицеров посетил большинство из известных в то

время месторождений черных, цветных и благородных металлов, квасцового камня, соли, нефти и прочих. Геологи экспедиции, наряду с осмотром месторождений, изучали вмещающие руды породы, в отчетах приводили описания горных «формаций». Работы Грузинской горной экспедиции наметили первые штрихи картины геологического строения этого края и способствовали развитию горного дела на Кавказе.

В первой трети XVIII в. геологические исследования Кавказа заметно расширились. Последовал ряд экспедиций Академии наук во главе с минералогом А.К. Шлигельмильхом (1810) в Грузию, М.Ф. Энгельгардтом и И.Ф. Парротом (1811–1815), описавших вулканы и лавы Казбека. А.Я. Купфер, Э.Х. Ленц и др. (1829–1830) проводят описание пород Бокового и Главного хребтов. А.Д. Нордман (1836) занимается палеонтологическими исследованиями в Закавказье. В 1827 году «Горный журнал» напечатал статью И.И. Эйхфельда, в которой были подведены итоги Грузинской горной экспедиции, описаны геологические разрезы Северного Кавказа и Закавказья, установлена последовательность свит при пересечении Главного Кавказского хребта по Военно-Грузинской дороге, приведены сведения о геологии Малого Кавказа, перечислены известные месторождения полезных ископаемых Кавказа.

В тридцатых годах XIX в. по Крыму и Кавказу много путешествовал один из пионеров геологического изучения края французский исследователь Ф. Дюбуа де Монпере. Результаты экспедиции 1833–1834 гг. он опубликовал в шеститомном труде «Путешествие вокруг Кавказа у черкесов и абхазов, в Колхиде, Грузии, Армении и в Крыму», где изложил много интересных наблюдений по геологии Кавказа. К работе прилагался атлас с картами, схемами, разрезами наиболее интересных геологических мест, зарисовками окаменелостей.

В результате геологических исследований Кавказа к сороковым годам XIX в. были собраны значительные данные о минеральных ресурсах, последовательности залегания развитых на Кавказе свит, их возрасте. Было установлено несколько региональных угловых перерывов, что позволило составить представление об особенностях геологического строения Кавказа и верно наметить в самых общих чертах этапы его геологического развития.

Второй период геологического изучения Кавказа охватывает вторую половину XIX в. Начало периода связано с более чем тридцатилетними (1844–1876) исследованиями Г.В. Абиха, немца по рождению, действительного члена Российской академии наук, «отца кавказской геологии». Именно с трудов Г.В. Абиха началось систематическое геологическое изучение Кавказа. Абих занимался региональными геологическими исследованиями, минералогией, литологией и петрографией, палеонтологией и стратиграфией, тектоникой и вулканизмом, изучал угольные, газовые, нефтяные и другие месторождения полезных ископаемых, минеральные источники, ледники Кавказа, проводил инженерно-геологические изыскания. Основные работы Абиха были сосредоточены в Закавказье, в меньшей степени затронули Главный хребет, Дагестан, район Минеральных Вод и Приэльбрусья, Апшеронский и Таманский полуострова. В

1852 г. Абих публикует геологический разрез северного склона Кавказа от Эльбруса до Бештау, на котором впервые выделяет на Кавказе три яруса юры. В 1859 г. Абих публикует обобщающий труд по геологии Кавказа, написанный с точки зрения господствовавшей в то время «гипотезы кратеров поднятия».

В 1862 г. в журнале «Русский вестник» выходят в свет «Геологические очерки Кавказа» Г.Е. Щуровского. Несмотря на то, что автор на Кавказе никогда не работал, эта работа, основанная на публикациях многих исследователей от первопроходцев XVIII в. до классических работ Г.В. Абиха, стала первой в русской литературе обобщающей работой по истории изучения и состоянию геологических знаний о Кавказе того времени.

Последняя экспедиция Г.В. Абиха на Кавказ состоялась в 1874–1875 гг. в район Минеральных вод. В 1876 г. Абих вышел в отставку и уехал в Вену, где в свои последние годы жизни занимался подготовкой к изданию завершающего труда по геологии Кавказа.

Вслед за Г.В. Абихом систематические геологические исследования на Кавказе вели геологи Кавказского горного управления, расположенного в Тифлисе. Работы были сосредоточены в основном в горнопромышленных районах, но сопровождалась составлением отдельных геологических карт и во многом дополняли данные Абиха. Результаты исследований публиковались в изданиях Горного управления «Материалы для геологии Кавказа». За период 1869–1915 гг. было выпущено 36 томов, в которых помещены 94 геологические работы, сопровождаемые геологическими картами и разрезами.

Среди наиболее известных исследований того времени можно назвать сохранившие исторический интерес работы Г.Г. Цулукидзе по нижнему мелу, С.Г. Симоновича по вопросам стратиграфии Центральной Грузии, С.Г. Симоновича и А.И. Сорокина с описаниями Пятигорского края, статьи А.М. Коншина о нефтяных месторождениях Северо-Западного Кавказа, Грозненского района, Апшеронского полуострова, горячих минеральных источниках Восточного Кавказа, источниках северного склона и по геологии Черноморского побережья. Но прежде всего, во многом не утратившие значения труды Н.Н. Барбота де Марни по геологии, тектонике и полезным ископаемым Дагестана, Эльбрусскому полиметаллическому месторождению. Совместные работы Н.Н. Барбота де Марни и Н.Я. Данилевского дали первые достоверные сведения о Калмыцких степях и Маныче.

Особое место занимают геологические исследования, проведенные в этот период в области Главного хребта петербургскими геологами под руководством А.А. Иностранцева. Работы были организованы в связи с проектом строительства Транскавказской перевальной железной дороги между Владикавказом и Тифлисом. Эти исследования позволили дополнить и уточнить существовавшие представления о геологическом строении центральной части северных предгорий Кавказа и Главного хребта. Собранный материал лег в основу ряда обобщающих работ по теоретической петрографии и вулканизму (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, 1898 и 1903 гг.), по

меловым отложениям северного склона Главного хребта и их фауне (Н.И. Каракаш, 1897 г.). С этого пересечения Кавказского хребта начались классические исследования Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и его учеников по петрографии магматических пород Кавказа. Проект строительства Транскавказской железной дороги вызвал необходимость исследований по другим перевалам через Главный хребет. В результате появились описания высокогорных областей П.П. Пятницкого (1904–1905) и большая работа И.В. Мушкетова по результатам исследований в верховьях рек Теберды и Чхалты (1896).

В последней четверти XIX в. обширные работы на Кавказе проводил швейцарец Э. Фавр, давший первую обобщающую картину геологического строения центральной части Большого Кавказа и его северного склона (1875). Э. Фавр ошибочно относил юрские сланцы Главного хребта к палеозою. Исследования Фавра дополнил его соотечественник Э. Фурнье, впервые выявив веерообразную структуру Главного хребта (1896).

В 1897 г. в Петербурге проходит VII Международный геологический конгресс, сопровождающийся экскурсией на Кавказ. Геологические путеводители по разным маршрутам, написанные Н.И. Каракашем, А.М. Коншиным, Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом и К.Ф. Ругевичем суммировали накопленные сведения и подвели итог второму периоду геологического изучения Кавказа. В эти же годы к исследованиям неогеновых отложений Кавказа приступил Н.И. Андрусов. Таким образом, к началу XX в. трудами многих поколений геологов по Кавказу был собран большой геологический материал, но он был в значительной степени фрагментарным, носил неравноценный характер по содержанию, не давал общей картины строения Кавказа ни в стратиграфическом, ни в тектоническом отношении.

Третий период. На рубеже двух столетий стало очевидным, что коллектив геологов Кавказского горного управления в силу своей малочисленности и слабости научной и приборной базы оказался не в состоянии справиться с возрастающими задачами геологического изучения Кавказа и прежде всего его нефтеносных районов. В 1901 г. к систематическому исследованию нефтеносных областей Кавказа привлекаются геологи Геологического комитета. Одновременно Геолком организует проведение геологосъемочных работ юго-восточной части Большого Кавказа. В 1902 г. начинаются исследования комитета на Апшероне, в Дагестане и Грозненской области. Картирование велось по методу, разработанному Л.И. Лутугиным в Донбассе. Наряду с решениями проблем нефтеносности территории большое внимание уделялось разработке детальной стратиграфии молодых отложений предгорий Кавказа, проводился тщательный сбор и палеонтологическая обработка окаменелостей, породы подвергались микроскопическим исследованиям. Одновременно началось изучение отдельных высокогорных участков Кавказа в юго-восточном Дагестане, в районе Шахдага, по р. Самур и др. Наиболее важными являются работы К.И. Богдановича (1902–1906) по стратиграфии и тектонике высокогорных районов, в которых был затронут ряд важных теоретических представлений геологии.

С 1907 г. исследования Геолкома на Кавказе расширяются, они распространяются на Кубанскую нефтеносную область, где они также дают важные результаты по стратиграфии меловых и более молодых отложений, по некоторым основным чертам тектоники и т.д. Продолжаются работы на Апшероне. Геологический комитет приступает к исследованиям в районе Кавказских Минеральных Вод. Эти работы под руководством А.П. Герасимова привели к многоплановым исследованиям Приэльбрусского района, в том числе и геологосъемочным работам. В результате была разработана стратиграфия минераловодского палеогена, открыты отложения силура и фауна кембрия к югу от Кисловодска. Были изучены интрузивные тела Пятигорья, установлен их миоценовый возраст. Изучена новейшая вулканическая деятельность Эльбруса. Гидрогеологические изыскания привели к решению многих вопросов, связанных с водоснабжением и эксплуатацией минеральных вод. В 1908 г. по поручению Кавказского горного управления Н.И. Лебедев составил сводную геологическую карту Кавказского края, которая показала отрывочность и неполноту геологической информации по многим районам, оставшимся на карте в виде белых пятен. В 1909 г. начинаются работы В.П. Ренгартена в районе Нальчика, в результате которых были изучены юрские, меловые и более молодые отложения. В 1912 г. В.П. Ренгартен исследовал район проектируемой Перевальной железной дороги и провел детальную геологическую съемку и инженерно-геологические изыскания в бассейнах рек Ассы и Камбилеевки. А.Н. Рябинину было поручено сделать пересечение Главного хребта по маршруту Тионети–Шалежи–Серноводск через Чанчахский перевал. Составленный им профиль (1914) показал сложное строение Кавказского хребта с системой опрокинутых к югу складок. Найденная в сланцах юрская фауна позволила пересмотреть их возраст, до этого считавшийся палеозойским. В это же время А.Л. Рейнгардом, А.П. Герасимовым, В.П. Ренгартеном в разных местах Кавказа были собраны убедительные данные, свидетельствующие о многократных оледенениях Кавказа. В 1907–1916 гг. И.И. Никшичем было обосновано выделение верхнего лейаса и келловея в бассейне р. Белой, В.Н. Робинсоном – выделены угленосные отложения карбона в долине р. Малая Лаба.

Итак, в период 1901–1917 гг. на Кавказе трудами в основном сотрудников Геолкома были проведены широкие геологические изыскания и выявлены многие важные черты его геологического строения. Работы постоянно расширялись, распространялись на новые районы, охватывали новые вопросы строения, геологической истории, полезных ископаемых. И все же Кавказ продолжал оставаться изученным очень неравномерно. Обширные горные и высокогорные территории не были еще исследованы вовсе. Не было общей стратиграфической схемы отложений, не было сколько-нибудь полной картины тектонического строения, история геологического развития Кавказа только намечалась.

ПАЛЕООБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ВЕРХНЕТАВРИЧЕСКОЙ СВИТЫ J_{1vt} КРЫМА ПО ИХНОФОССИЛИЯМ

Е.В. Яковишина, С.И. Бордунов, Е.М. Кирилишина, С.С. Демьянков, И.В. Шалимов

Верхнетаврическая свита J_{1vt} имеет широкое распространение между Первой и Второй грядами Крымских гор. Отложения свиты представлены сложно дислоцированной флишоидной толщей чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Бентосные организмы, включая их следы жизнедеятельности (ихнофоссилии), имеют важное значение в реконструкциях палеообстановок. Ископаемые организмы в верхнетаврической свите находят крайне редко, однако, в подошве песчаников свиты на поверхностях напластования встречаются отпечатки ихнофоссилий невыясненного происхождения – *Paleodictyon* Meneghini, 1850.

Образования *Paleodictyon* представляют собой сетку из упорядоченных правильных шестиугольных ячеек, разделенных сплошными рельефными перегородками. По внешнему виду ячейки напоминают пчелиные соты. Размер ячеек в диаметре от нескольких мм до нескольких см, перегородки между ними толщиной 1-5 мм. *Paleodictyon* находят во флишоидных отложениях разного возраста (кембрий – ныне) [1, 2].

На происхождение *Paleodictyon* существует ряд альтернативных мнений. Основные гипотезы – абиогенная и биогенная [3]. Палеоэкологическая интерпретация *Paleodictyon* также имеет две противоположные точки зрения. Первая считает, что эти образования приурочены к глубоководным отложениям, характерны для флишевых фаций и относятся к так называемой нерейтовой ихнофагии [3]. Работы, указывающие на относительно мелководный характер содержащих *Paleodictyon* толщ, описывают, как правило, также флишоидные толщи [4].

Приуроченность *Paleodictyon* к достаточно ограниченным условиям обитания позволяет использовать их для более детальной реконструкции палеообстановок седиментации. Для изучения ихнофоссилий из разноориентированных образцов были изготовлены шлифы и аншлифы, которые были изучены под оптическим и электронным сканирующим (СЭМ) микроскопами. Исследования с помощью СЭМ дали новые данные о внутренней структуре изучаемых ихнофоссилий. Оказалось, что выступающие перегородки по границам шестиугольных ячеек на поверхности подошвы песчаников включают тела сферической формы (сферулы) размером от 5 до 25 микрон с преобладанием диаметра 10-20 микрон (рис.1).

Авторы предполагают, что сферула представляет собой коккоидную колонию бактерий. Внутри сферула состоит из тонких трубчатых образований диаметром 1-2 микрона. Сверху сферула покрыта тонкой оболочкой с порами диаметром до 1 микрона. Как правило, сферулы находятся в поровом пространстве песчаников в глинистом матриксе. Иногда они прорастают в

обломки пород, слагающие песчаники. Это дает основание предполагать, что начало образования коккоидных колоний микроорганизмов происходило в еще слаболитифицированном морском осадке, и предполагаемые пионерные бактерии заселяли осадок тонкой размерности в верхней части приповерхностного пелитового элемента флишоидного ритма с относительно хорошей его аэрацией. Первоначально кровля глинистого осадка имела ровную поверхность, и только после формирования песчаного подэлемента ритма происходило образование коккоидных колоний микроорганизмов на границе глинистого и песчанистого слоев осадка. Глинистый слой осадка, вероятно, служил питательным субстратом для микроорганизмов, сформировавших ячеистый рисунок данных ихнофоссилий. Химический состав сферул, образованных, в основном, из окислов железа, также подтверждает существование *Paleodictyon* в условиях среды, насыщенной кислородом. Полученные данные указывают на бактериальную природу ихнофоссилий *Paleodictyon*. На среду, насыщенную кислородом и органическим углеродом также указывают скопления биогенного гематита (рис.2) [5].

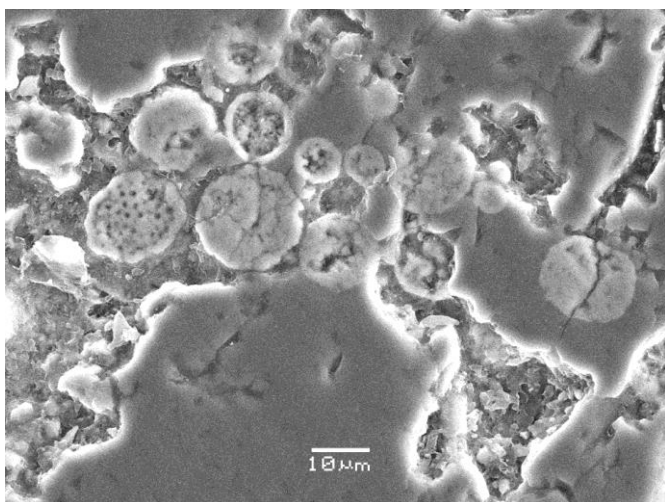


Рис. 1 Перегородка ячеек ихнофоссилий *Paleodictyon* sp. СЭМ.

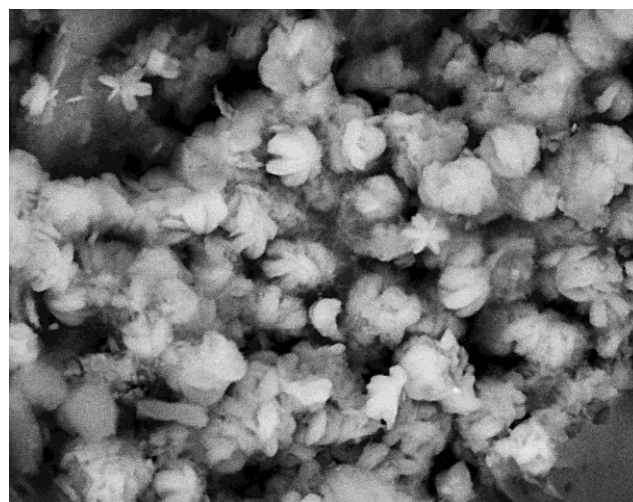


Рис. 2 Скопление биогенного гематита в перегородках *Paleodictyon* sp. СЭМ.

Изучение ихнофоссилий *Paleodictyon* позволило установить природу данных образований и механизм их формирования. Что в свою очередь дало возможность уточнить палеообстановки седиментации отложений верхнетаврической свиты, формирование которых происходило на значительной глубине у подножия склона в условиях водных масс, хорошо насыщенных кислородом и органическим углеродом.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 19-05-00361, 18-05-00495, 18-05-00503.

1. Seilacher A. Trace Fossil Analysis. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 2007, 228 p.
2. Rona P., Seilacher A., Vargas C., Gooday A. Paleodictyon nodosum: A living fossil on the deep-seafloor // Deep-Sea Research II. 2009. P. 1700–1712.
3. Микулаш Р., Дронов А. Палеоихнология. Введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага. 2006. 122 с.
4. Fursich F., Tahery J., Wilmsen M. New occurrences of the trace fossil Paleodictyon in shallow marine environments: examples from the triassic–jurassic of Iran // Palaios. 2007. V. 22. P. 408–416.
5. Новиков В.М., Бортников Н.С., Боева Н.М., Слукин А.Д., Жегалло Е.А. Роль биоты в накоплении и преобразовании оксидов и гидроксидов железа в корях выветривания // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. 2013. С. 321–326.

НОВЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ, МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И
БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ КАМПАНА–МААСТРИХТА ГОРЫ
БЕШКОШ, ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ

Е. Ю. Барабошкин^{1,*}, А. Ю. Гужиков², Г. Н. Александрова³, В. А. Фомин²,
Б. Г. Покровский³, В. А. Грищенко², А. Г. Маникин², Е. В. Наумов²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

²Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов

³Геологический институт РАН, Москва

*e-mail: barabosh@geol.msu.ru

Разрезы кампана–маастрихта в междуречье Чурюк-Су–Бодрак хорошо известны в литературе. К ним принадлежит разрез юго-западного склона горы Бешкош (рис. 1 а, б). Это один из наиболее полных и мощных разрезов терминального кампана и маастрихта Юго-Западного Крыма. В нем выделяется пять литологических пачек, по комплексам макрофаунистических остатков и фораминифер [1, 3] отнесенных к верхнему кампану (пачка XIX), нижнему маастрихту (пачки XX–XXI) и верхнему маастрихту (XXII–XXIII).

Целью настоящего исследования являлось комплексное изучение разреза для обоснования положения ярусных и подъярусных границ кампана и маастрихта, что обусловлено пересмотром этих границ в Международной шкале.

Описание разреза, седиментологические, ихнологические исследования, изучение макрофауны проведены Е.Ю. Барабошкиным (МГУ), магнитостратиграфические данные получены А.Ю. Гужиковым, В.А. Грищенко, Е.В. Наумовым и В.А. Фоминым (СГУ), палинологический анализ выполнен Г.Н. Александровой (ГИН РАН), изотопные определения – Б.Г. Покровским (ГИН РАН), о чем более подробно сообщается в [2].

Породы формируют характерный ступенчатый рельеф горы Бешкош, связанный с горизонтами твердого дна. Сочетание состава пород и рельефа позволило А.С. Алексееву и Л.Ф. Копаевич [3] наметить расчленение разреза, которого мы придерживаемся. Мощности пачек измерялись в поле и сравнивались с данными фототеодолитных измерений, предоставленных М.Ю. Никитиным (МГУ). В ряде случаев они не совпадают с данными предшественников.

Разрез сложен мергелями, переходящими вверх в алевритистые мергели, а затем в песчаники. Отложения полностью биотурбированы, биотурбационный индекс (Bi) равен 6. Снизу-вверх по разрезу происходит смена открыто-морских ихнокомплексов *Zoophycos* на

прибрежные *Schaubcylichnus* (рис. 1в). Это еще раз подтверждает хорошо известный тренд обмеления в течение кампана–маастрихта [3], завершившийся осушением района на рубеже мела и палеогена.

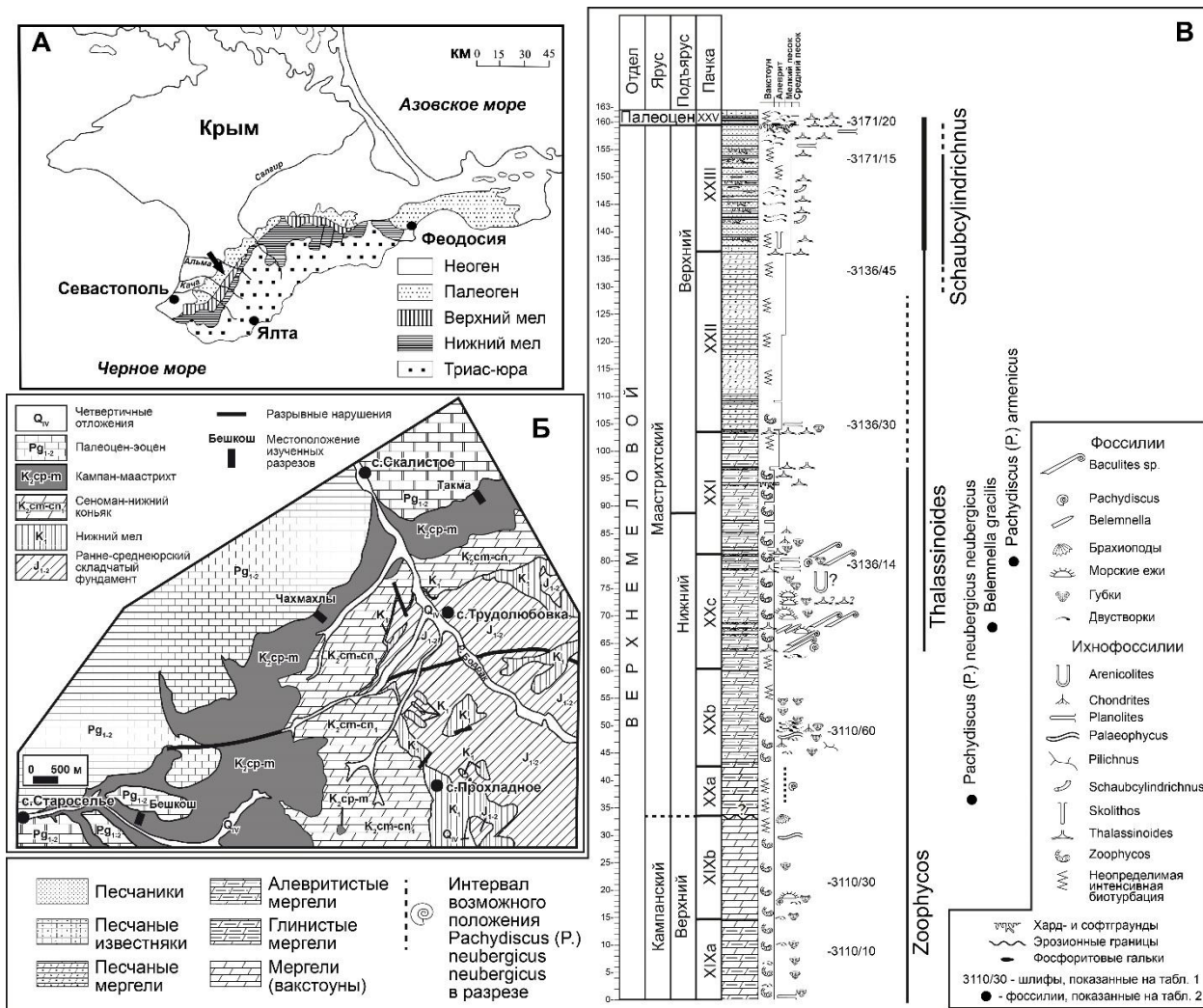


Рис. 1. (а, б) Местонахождение разреза и (в) литологическая характеристика разреза, распределение важнейших ихнофоссилий и находок головоногих моллюсков.

Несмотря на большое количество находок головоногих моллюсков, цитируемых в литературе, судить об их достоверности затруднительно, поскольку они не изображены. Ядро фрагмокона *Pachydiscus (P.) neubergicus neubergicus* (Hauer) встречено Н.Г. Зверьковым (МГУ) в осыпи в нижней части подпачки XXa. Данный вид является биостратиграфическим маркером подошвы маастрихта [4], но имеет значительную диахронность. На основании этой находки можно утверждать, что подошва маастрихта должна находиться ниже кровли подпачки XXa. *Pachydiscus* cf. (*P.*) *armenicus* Atabekian et Akopian был найден нами в подпачке XXc. Поскольку данный вид распространен в верхах кампана – маастрихте, он не уточняет положения ярусных и подъярусных границ. В подпачке XXc нами встречен уровень с белемнитами *Belemnella gracilis* (Arkh.), характеризующими нижний маастрихт.

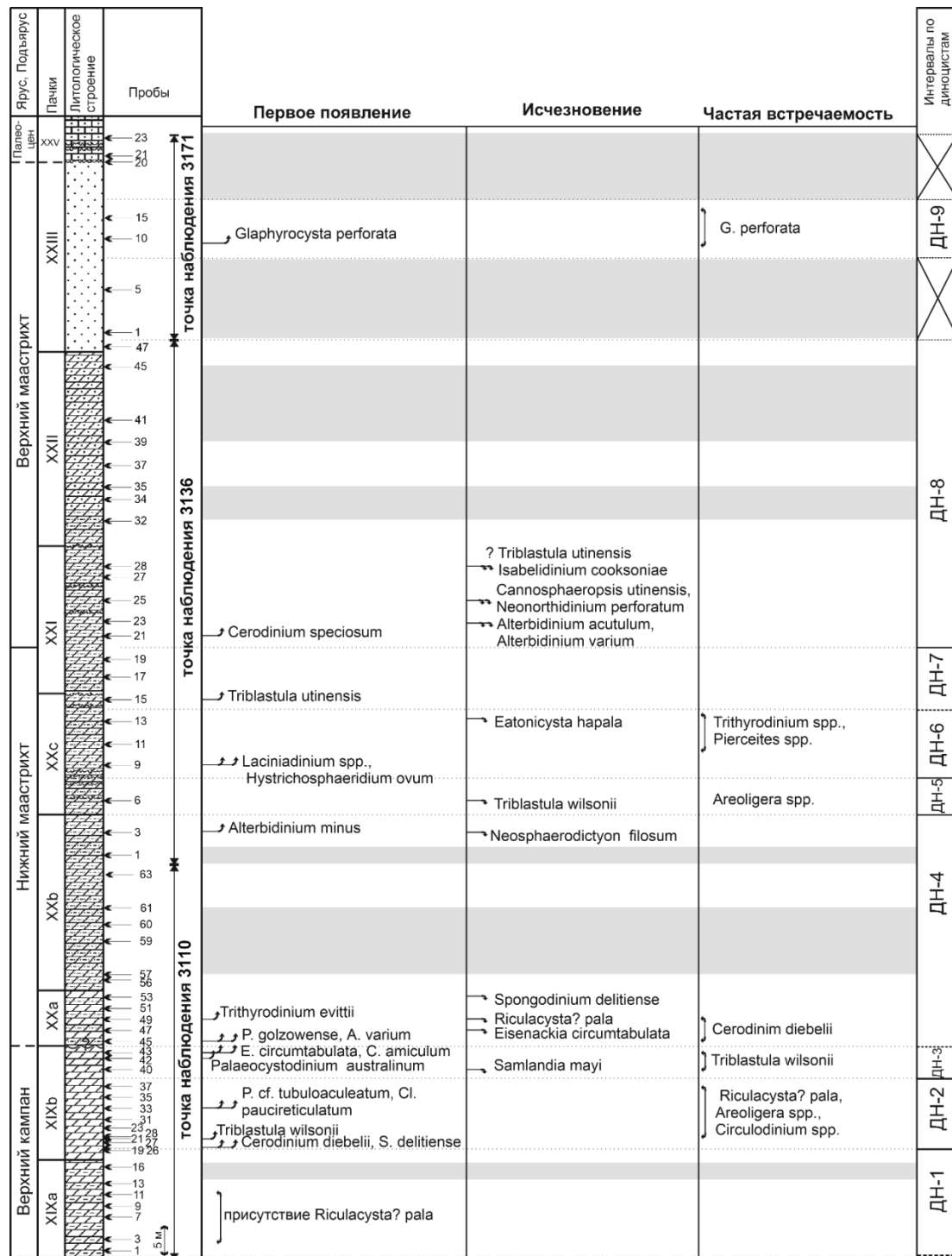


Рис. 2. Биотические события по диноцистам и результаты биостратиграфического расчленения разреза Бешкош. Условные обозначения см. рис. 1.

Палинологический анализ позволил наметить 6 диноцистовых комплексов (рис. 2), сопоставимых с аналогичными комплексами Западной Европы. Уровень подошвы маастрихта [4] в разрезе Бешкош приурочен к границе ДН-2 и ДН-3. Нижнюю часть разреза, включающую интервалы ДН-1 и ДН-2, можно датировать терминальным кампаном, интервал ДН-3 – началом раннего маастрихта, ДН-4–ДН-7 – концом раннего маастрихта, ДН-8 – началом

позднего маастрихта, ДН-9 – средней частью позднего маастрихта. Эти данные позволяют предполагать наличие перерывов между интервалами ДН-3 и ДН-4, ДН5 и ДН-6, объем которых пока оценить невозможно.

Данные по стабильным изотопам хорошо согласуются с заключением о положении ярусной границы вблизи подошвы пачки XX. На кривой $\delta^{13}\text{C}$ этому уровню соответствует отчетливый отрицательный пик, аналогичный изотопным маркерам, фиксируемым выше подошвы маастрихта в GSSP яруса [6] (рис. 3) и в других разрезах.

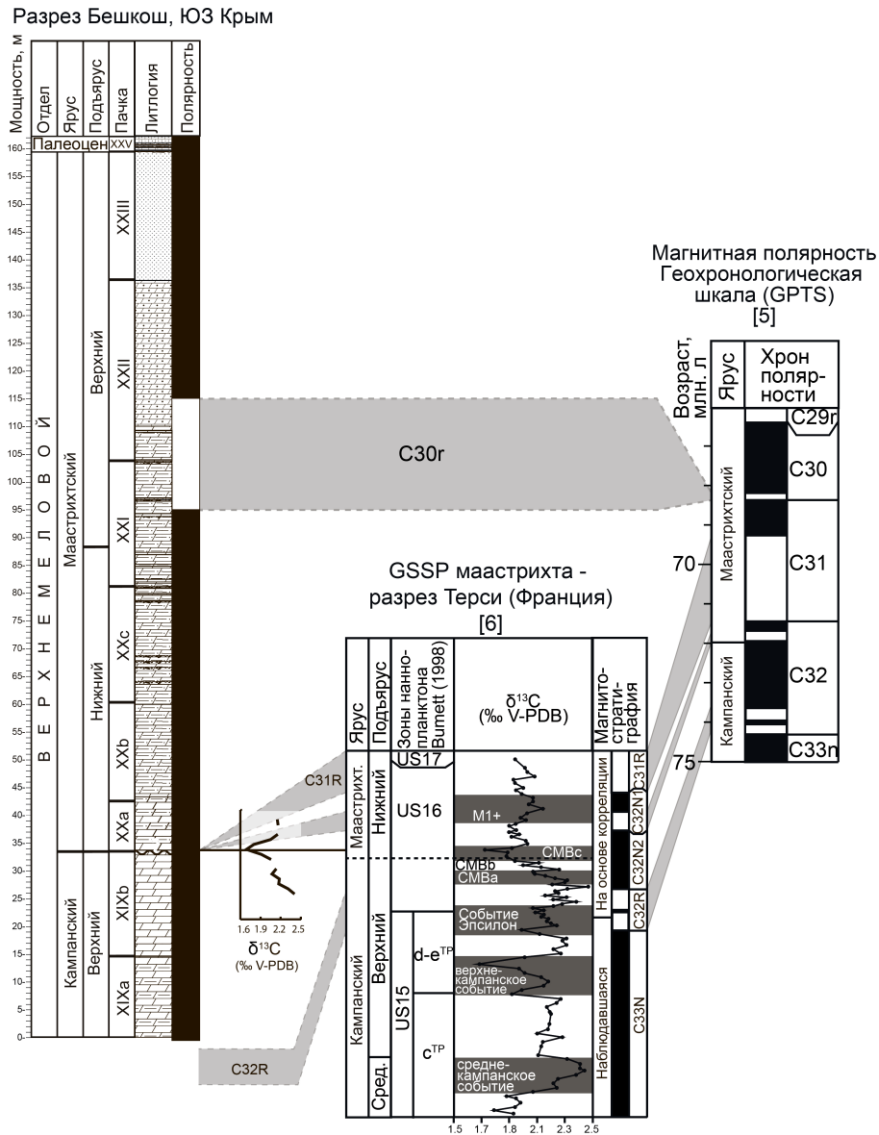


Рис. 3. Палеомагнитное и хемотратиграфическое сопоставление разреза Бешкош с GSSP маастрихта (разрез Терси, Франция) и магнитохронологической шкалой. Условные обозначения см. на рис. 1.

Палеомагнитные исследования не выявили аналогов магнитного хрона C31r, что можно объяснить наличием перерыва в разрезе. На фоне доминирующей нормальной полярности установлена единственная магнитозона обратного знака, предположительно идентифицированная как аналог хрона C30r. Петромагнитное изучение установило уровень,

обогащенный гидроокислами железа и/или гематитом, к которому приурочено резкое изменение большинства петромагнитных кривых, что является косвенным подтверждением стратиграфического перерыва в подошве пачки XX.

Таким образом, новые данные подтверждают проведение границы кампанского и маастрихтского ярусов в разрезе Бешкош в подошве пачки XX [3], но предполагают наличие в пограничном интервале значительного перерыва. Граница между нижним и верхним маастрихтом принимается нами в средней части пачки XXI – ниже, чем проводилась ранее [1].

Благодарности. Мы признательны А.С. Алексееву и Л.Ф. Копаевич (МГУ), Елене Ягт-Языковой (University of Opole) и Джону Ягту (Natuurhistorisch Museum, Maastricht) за обсуждение полученных результатов и Н.Г. Зверькову (МГУ) за переданную нам находку аммонита *Pachydiscus (P.) neubergicus neubergicus*. Авторы благодарят М.Ю. Никитина (МГУ) за данные фотограмметрии; В.Э. Павлова, Р.В. Веселовского и других сотрудников лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН за предоставление возможности измерений на криогенном магнитометре; Д.К. Нургалиева, Д.М. Кузину (КФУ) и А.М. Суринского (СГУ) за содействие в работе на коэрцитометре; П.А. Прошину (ГИН РАН, МГУ) за пробоподготовку образцов для изотопного анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-00784-а).

1. Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Ред. Мазарович О.А., Милеев В.С. М., Изд-во Моск. ун-та, 1989, с. 123–157.

2. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., и др. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана–маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратигр. Геол. корр. 2020. Т. 28. № 6 (в печати).

3. Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian–Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bul. Institut Royal Sci. Nat. Belgique, Sciences de la Terre. 1997. V. 67. P. 103–118.

4. Odin G.S., Lamaurelle M.A. The global Campanian–Maastrichtian Stage boundary // Episodes. 2001. V. 24. № 4. P. 229–238.

5. Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, 2016, 242 p.

6. Thibault N., Harlou R., Schovsbo N., et al. Upper Campanian–Maastrichtian nannofossil biostratigraphy and high-resolution carbon-isotope stratigraphy of the Danish Basin: towards a standard $\delta^{13}\text{C}$ curve for the Boreal Realm // Cretaceous Res. 2012. V. 33. P. 72–90.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ МАЛОАМПЛИТУДНЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ВОСТОЧНОЙ АРКТИКЕ В КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В.А. Федорчук, А.В. Ершов, А.М. Никишин

Океаническая Арктика – один из немногих малоисследованных с точки зрения геологии регионов Земли. Геологических данных для этого региона, среди которых образцы со дна, керны единичных скважин, фотографии немногочисленных подводных обнажений [2], недостаточно. Современные представления о геологической структуре региона основываются, главным образом, на сейсмических данных, которые стали появляться лишь в последнее десятилетие (например, по работам экспедиций «Арктика-2011», «Арктика-2012», «Арктика-2014»).

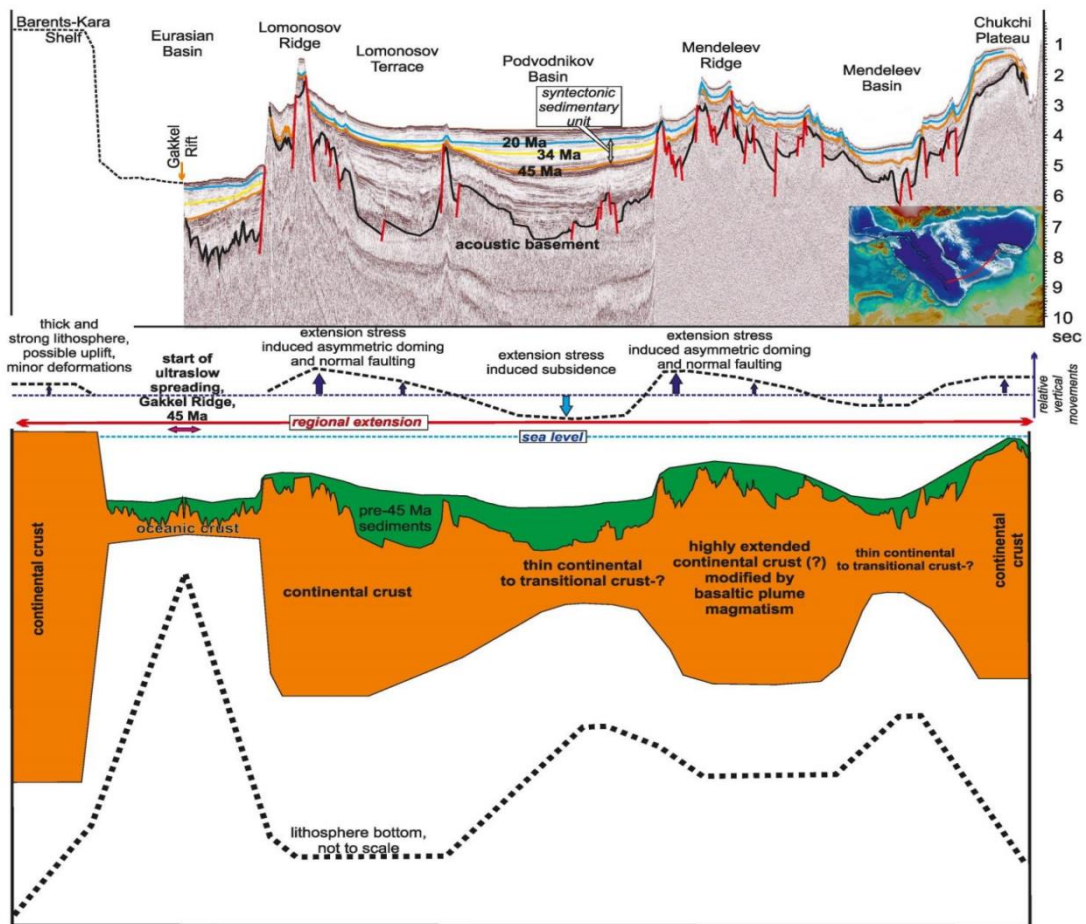


Рис. 1. Принципиальная модель тектоники в Океанической Арктике для интервала 45–20 млн лет назад. Интерпретация синтетектонической толщи осадков по региональному сейсмопрофилю и внемасштабная реконструкция тектонических движений.

В кайнозойский период развития (с 56 млн лет назад) имело место несколько эпизодов растяжения в Амеразийском бассейне, синхронных скачкообразным замедлениям спрединга хребта Гаккеля [3]. В Восточной Арктике 45–20 млн лет назад в бассейновых областях

(бассейны Подводников, Менделеева, Чукотский и др.) отмечается синтетектоническое осадконакопление (рис. 1). На поднятиях осадки этого возраста почти отсутствуют. Два главных эпизода растяжения произошли 45 и 34 млн лет назад, с ними связана реактивация мезозойских сбросов и возникновение новых на приподнятых структурах, таких как хребет Ломоносова, поднятие Менделеева [4].

Таким образом, интерпретация тектонической обстановки в рассматриваемый интервал геологической истории Арктики встречается с трудностями: на фоне регионального растяжения, находящего отражение в сбросообразовании на поднятиях и погружении бассейнов, происходит относительное воздымание поднятий, о чём свидетельствует полное или почти полное отсутствие синтетектонических отложений на них. В настоящей работе предпринята попытка приблизиться к пониманию особенностей наблюдаемой тектоники с помощью численного моделирования.

Методика. Был выполнен расчёт напряженно-деформированного состояния неоднородной по толщине литосферы под действием внешних растягивающих сил. Расчет выполнялся для профиля в предположении плоского напряжённо-деформированного состояния. Численное решение уравнения равновесия:

$$\sum_{i=1}^2 \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_i} + F_j = 0, \quad (1)$$

где σ_{ij} – тензор напряжений, F_j – поле внешних сил, было выполнено с использованием явной конечно-объемной численной схемы. Решение стационарного уравнения равновесия получалось как предел решения нестационарного уравнения при больших временах. Для ускорения решения вводились искусственные демпфирующие силы F_{damp} , противоположные скорости смещения, которые при стремлении системы к равновесию стремятся к нулю, не влияя, таким образом, на окончательное решение, но которые позволяют эффективно погасить упругие колебания, способствуя, тем самым, достижению стационарного состояния:

$$\sum_{i=1}^2 \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_i} + F_j + F_{damp} \frac{\partial u_j}{\partial t} = \rho g \frac{\partial^2 u_j}{\partial t^2}, \quad (2)$$

где ρ – плотность, g – ускорение силы тяжести, $\frac{\partial u_j}{\partial t}$ – скорость перемещения, $\frac{\partial^2 u_j}{\partial t^2}$ – ускорение. В стационарном состоянии скорость, ускорение и демпфирующая сила стремятся к нулю.

При численном решении производился циклический пересчёт скоростей смещений (\dot{u}_i) в скорости деформаций:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\left\langle \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right\rangle + \left\langle \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right\rangle \right), \quad (3)$$

где среднее изменение скорости смещения в ячейке по теореме Гаусса-Остроградского:

$$\left\langle \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right\rangle \equiv \frac{1}{A} \iint_A \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \cdot dA = \oint_P n_i \cdot \dot{u}_i \cdot dP. \quad (4)$$

Здесь A – площадь ячейки, P – контур ячейки, а n_i – внешняя нормаль к контуру по координате i .

Скорости деформаций пересчитывались в напряжения по закону Гука:

$$\sigma_{ij}(t + dt) = \sigma_{ij}(t) + dt \cdot (\lambda' \sum_{k=1}^2 \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2\mu \cdot \varepsilon_{ij}), \quad (5)$$

где $\varepsilon_{kk} = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{zz}$, δ_{ij} – символ Кронекера, λ' и μ – коэффициенты Лямэ, выводимые из упругих модулей $\lambda' = \frac{E\nu}{1-\nu^2}$, $\mu = \frac{E}{2(1+\nu)}$. Из напряжений вычислялись узловые силы (F_i) с применением теоремы о дивергенции:

$$\iint_{A'} F_i \cdot dA' = \oint_{P'} \sigma_{ik} \cdot n_k \cdot dP'. \quad (6)$$

Они корректировались с учётом демпинга $F_i^{damp} = \frac{-1}{2} |F_i| \cdot \text{sign}(\dot{u}_i)$, где $\text{sign}(\dot{u}_i)$ – знак скорости смещения по координате i . Из сил выражались ускорения узлов: $\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t} = \frac{F_i}{m}$, m – инертная масса ячейки. Отсюда пересчитывались полные смещения (u_i) и скорости смещений (\dot{u}_i):

$$\dot{u}_i(t + dt) = \dot{u}_i(t) + \left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t}\right) \cdot dt, \quad (7)$$

$$u_i(t + dt) = u_i(t) + \dot{u}_i \cdot dt. \quad (8)$$

Одни из этих величин центрированы в узлах сетки (смещения, скорости смещений, силы), а другие – в ячейках (скорости деформаций, напряжения). Описанный цикл повторяется до достижения равновесного состояния, при котором все силы взаимно компенсируются.

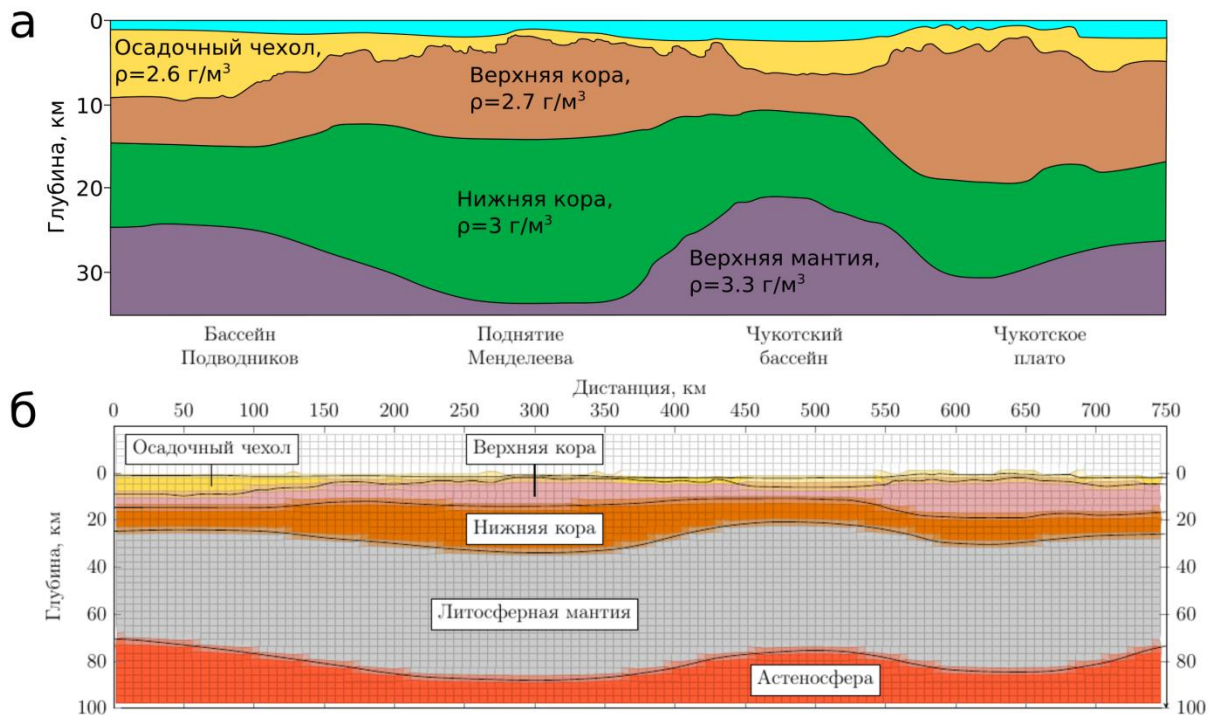


Рис. 2. Генерализованная плотностная модель по профилю «Арктика-2012-03» по данным [1] (а), структура численной модели по профилю (б).

Для моделирования был выбран сейсмопрофиль «Арктика-2012-03» (рис. 2), который захватывает часть бассейна Подводников, пересекает поднятие Менделеева, Чукотский бассейн и Чукотское плато. Для профиля составлена плотностная модель коры и верхней части литосферной мантии [1].

Результаты. Был сделан расчёт с заданным горизонтальным растяжением в 10 км, что составляет 1,35% протяжённости профиля. Подобный коэффициент растяжения допустим для упругой модели. На рисунке 3(а) показаны кривые относительных вертикальных перемещений поверхности рельефа и подошвы литосферы. Видно, что эти кривые конформны: в областях бассейнов, где кора утонена, наблюдается относительное погружение (около 750 м), а области поднятий на мощной коре воздымаются. Они также совпадают по амплитуде, то есть можно говорить о полной обусловленности перемещений рельефа деформацией литосферы. Величины относительных колебаний в сотни метров весьма существенны.

Напряжённое состояние в литосфере показано на рисунке 3(б). Цветом изображена максимальная растягивающая компонента девиатора тензора напряжений, для наглядности вычтена литостатическая составляющая. Интерес представляет распределение напряжений в литосферной мантии, так как упругие свойства по большей части обусловлены ею.

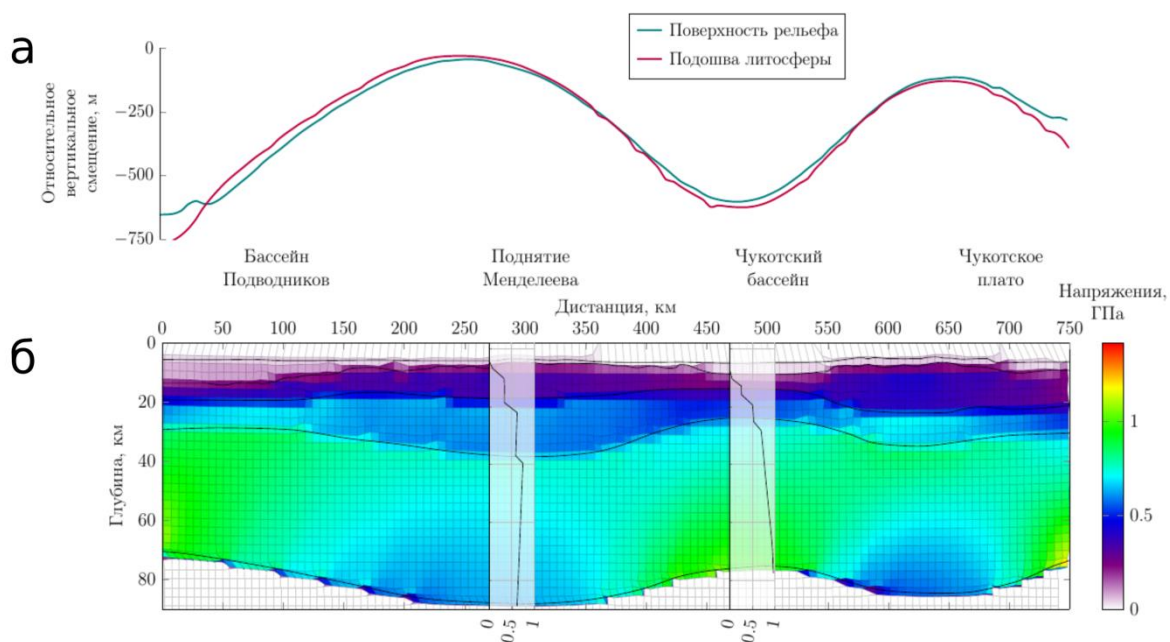


Рис. 3. (а) – кривые вертикальных перемещений поверхности рельефа и подошвы литосферы; (б) – профиль распределения в литосфере величины главной растягивающей компоненты девиатора тензора напряжений.

В областях прогнутой вниз литосферы (под мощной корой и поднятиями рельефа) растягивающие напряжения в прикровельной части литосферной мантии больше, чем в районе подошвы. Для выгнутого вверх участка, где литосфера тоньше, ситуация обратная: бóльшие

растягивающие напряжения приурочены к подошвенной части литосферной мантии. Это характерно для деформаций изгиба. При распрямлении складки в её ядре возникает растяжение, во внешней части замка – сжатие.

Заключение. Результат моделирования показал, что при горизонтальном растяжении в неоднородной по мощности литосфере, имеющей изогнутую осевую поверхность упругости, возникают вертикальные перемещения. На исследуемом профиле прогнуты вниз области с мощной корой и повышениями в рельефе (поднятие Менделеева, хребет Ломоносова), они воздымаются, а выгнутые вверх бассейновые области погружаются (Чукотский бассейн, бассейн Подводников). Это соответствует наблюдаемому полю напряжений.

С помощью моделирования упругого поведения литосферы мы получили картину вертикальных перемещений рельефа, сходную с той, что наблюдается в реальных условиях: на фоне регионального растяжения и прогибания бассейнов происходит рост поднятий.

1. Кашубин С.Н., Петров О.В., Артемьева И.М. и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ Арктика-2012 // Региональная геология и металлогения. 2016. № 1. С.16–35.

2. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области центрально-арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 53. № 1. С. 34–55.

3. Glebovsky V. Yu., Kaminsky V. D., Minakov A. N. et al. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. Vol. 40. № 4. P. 263–281. URL: <https://doi.org/10.1134/S0016852106040029>.

4. Nikishin A., Kazmin Y., Malyshev N. et al. Arctic region: new model of geodynamic history // European Geosciences Union General Assembly. Geophysical Research Abstracts. 2014. Vol. 16. P. 5575–5575.

ДАТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ БЕЛЬБЕКСКОГО РАЗРЕЗА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ): СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Е.А. Лыгина, О.А. Хлебникова

В пределах Второй гряды Крымских гор датские отложения слагают пологие север-северо-западные и обрывистые южные склоны квест и изменяются от мелководных фаций в Юго-Западном Крыму до относительно глубоководных в Восточном. В пределах Юго-Западного Крыма они выделяются в белокаменскую свиту, доступны для описания и хорошо изучены с точки зрения стратиграфии. Однако седиментология и палеогеография в работах предшественников затронута косвенно либо не обсуждалась вовсе.

Целью работы являлось комплексное изучение Бельбекского разреза датских отложений для установления условий осадконакопления в пределах Юго-Западного Крыма в датском веке. Разрез имеет наибольшую стратиграфическую полноту, которая по данным исследователей [1] превышает таковую стратотипического Бахчисарайского разреза.

Авторами изучены обнажения в бортах балки Змеиная между с. Танковое и с. Малое Садовое (правый борт р. Бельбек, Юго-Западный Крым). Датские отложения в изученном районе представлены песками и песчаниками в нижней части, выше переходящими в песчанистые известняки и далее в мощную толщу чистых известняков с несколькими горизонтами конкреций кремней в основании. Общая мощность разреза около 100 м [1]. Верхняя часть разреза (известняки) в рельефе представляет собой крутой уступ и не была описана. Нижняя часть (32-33 м) описана и опробована авторами. Были проведены микроскопическое описание пород в шлифах, макро- и микрофаунистический (МФА) анализы, рентгенофазовый анализ (РФА) нерастворимого остатка карбонатов, химический анализ.

В песчаниках нижней части разреза были найдены остатки панцирей морских ежей *Protobrissus ak-kajensis* Weber, *Protobrissus depressus* Kongiel, которые указывают на принадлежность отложений к зоне *Protobrissus depressus*, выделенной по морским ежам [1], и соответственно ранне-среднедатский возраст описанных отложений. Найденные в верхних слоях разреза остатки брахиопод *Danocrania polonica* Rosenkr. также подтверждают вывод о ранне-среднедатском возрасте описанной толщи, так как в позднем дании они исчезают [1]. МФА, к сожалению, не дал результатов – степень сохранности отобранных раковин бентосных фораминифер не позволила определить их видовую принадлежность.

По составу, структурно-текстурным особенностям и количественным соотношениям микрита и биокластов было выделено 4 литологических типа (ЛТ) пород (рис.). При описании использовались классификация пород В.Т. Фролова [2], структурная классификация карбонатов

Р.И. Данэма [3], для интерпретации условий осадконакопления – представления о стандартных карбонатных микрофациях и фациальных поясах Дж. Уилсона [3].

ЛТ1. Песчаник средне-мелкозернистый, средне сортированный, состоит из плохо окатанных зерен кварца (40-60%), с примесью зерен плагиоклаза, микроклина, рудного минерала, литокластов кварцитов, содержит зерна глауконита (10-15%), микроконкреции коллофана, 10-15% биокластов криноидей (5-10%), фораминифер (5%), единичными обломками остракод, двустворок и брахиопод; неслоистый, с неравномерно распределенным поровым и базальным кальцитовым микритовым цементом, слабо доломитизированный (<5%), ожелезненный.

ЛТ2. Известняк (вакстоун) песчанистый шламовый, полибиокластовый, с микритовым кальцитовый матриксом (40-50%), содержащим мельчайший раковинный детрит и шлам, а также биокласты (20-25%) криноидей (10-15%), раковин брахиопод (5%), фораминифер (5-10%), остракод, серпул, мшанок, костной ткани рыб; тонко-мелкопесчаная компонента (15-20%) состоит из плохо окатанного кварца (10-15%) хорошей сортировки, единичных лейст слюды, литокластов кварцита; также присутствует глауконит (5%); текстура неслоистая, со следами биотурбаций, слабо доломитизированный.

ЛТ3. Известняк (пакстоун) полибиокластовый (40-45%), с остатками криноидей (15-20%), брахиопод (5-10%), мшанок (5-10%), фораминифер (<5%), неслоистый, с терригенной примесью кварца (<1%), единичными зернами глауконита и фосфатными микроконкрециями, неслоистый, с кальцитовым мелкокристаллическим поровым цементом, слабо ожелезненный, значительно доломитизированный. Слабо развита микритизация биокластов.

ЛТ4. Известняк (грейнстоун) сгустковый, содержит в основном пелоиды (60%), а также сильно микритизированные биокласты (15-20%) криноидей (7-10%), мшанок (3-5%), брахиопод (3-5%), фораминифер (1-2%), с терригенной примесью (2-3%) кварца, единичными зернами глауконита, неслоистый, с поровым микроспаритовым цементом (15-20%), слабо ожелезненный и доломитизированный. Микритизация проявлена значительно.

Анализ пород разреза указывает на мелководно-морские условия с глубинами в первые десятки метров на протяжении изученного интервала. В Юго-Западном Крыму в это время существовала карбонатная платформа типа рампы, в пределах которой на шельфе со свободной циркуляцией формировались органогенно-обломочные серпуло-криноидно-мшанковые подвижные отмели [4]. На изученной территории осадконакопление происходит в пределах внутреннего и возможно среднего рампы.

Повсеместно в Юго-Западном Крыму в основании разреза датского яруса фиксируется поверхность субаквального (а местами субаэрального) размыва, о котором свидетельствует

резкая смена состава фауны, наличие поверхности типа твердое дно в кровле отложений маастрихта и большое количество переотложенных остатков верхнемеловой фауны в базальном горизонте дания. После перерыва на изучаемой территории постепенно начинает развиваться морская трансгрессия.

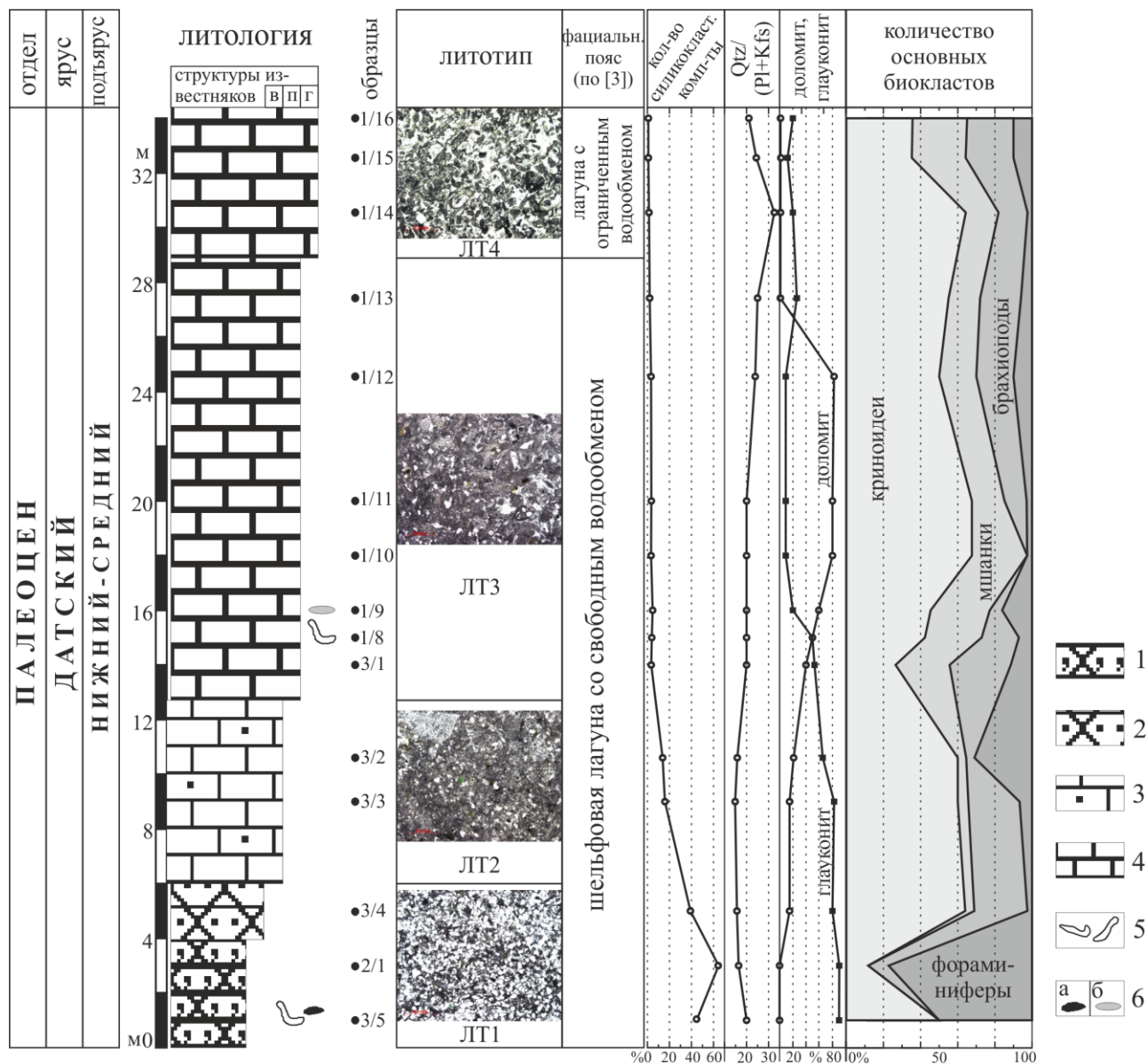


Рисунок. Литологическая и седиментологическая характеристики нижней части датских отложений Бельбекского разреза. Условные обозначения: 1 – песчаник глауконит-кварцевый, 2 – песчаник кварцевый с примесью глауконита, 3 – известняк песчанистый, 4 – известняк органогенно-обломочный, 5 – ихнофоссилии, 6 – конкреции (а – марказитовые, б – кремневые). Количество силикокластической компоненты показано в % от общего содержания всех составляющих породы. График отношения кварца к полевым шпатам (Qtz/Pl+Kfs) построен по результатам РФА. Графики содержания доломита и глауконита, а также основных биокластов показаны в % в пересчете их содержания на 100%.

Базальный слой датских отложений (ЛТ1) представлен песчаником, содержащим большое количество аутигенного глауконита, а также на разных уровнях заполненные марказитом ходы роющих организмов, что говорит об импульсивном осадконакоплении недалеко от береговой линии. Наличие микроконкреций коллофана указывает на длительные периоды ненакопления [2]. Осадконакопление характеризуется преобладанием реликтовых песков и малым количеством биокластов (в основном криноидей и фораминифер). Минимальное из рассчитанного значение отношения кварца к полевым шпатам (рис.) говорит об относительно близком положении источника сноса. Большинство биокластов перемыты из отложений маастрихта, преобладают переотложенные раковины бентосных фораминифер плохой сохранности. Период соответствуют начальной фазе датской трансгрессии, когда организмы еще не приспособились к изменившимся условиям среды и на шельфе не происходит активной биопродукции.

Далее трансгрессия быстро набирает силу, увеличивается биопродукция и начинают накапливаться шламовые известняки (ЛТ2), характерные для шельфовой лагуны со свободным водообменом, присутствуют остатки раковин брахиопод, криноидей, фораминифер, мшанок, а также костной ткани рыб. Эти отложения образуются в условиях активной гидродинамики и обычно формируют аккумулятивные формы в пределах внутреннего или среднего рампа. Количество терригенной примеси резко падает, отношение кварца к полевым шпатам плавно увеличивается, что свидетельствует об удалении источника сноса. Присутствие аутигенного глауконита по всей толще характеризует неравномерное осадконакопление.

На следующем этапе уровень моря, достигая своего максимума, относительно стабилизируется, на что указывают горизонты кремневых конкреций и широко развитые ходы *Thalassinoides* и предположительно *Ophiomorpha*; организмы успевают адаптироваться к новым условиям, увеличивается биопродуктивность. Отлагаются полибиокластовые известняки (ЛТ3) фации открытого моря карбонатной платформы. Гидродинамика среды активная. На этот участок разреза приходится минимальное содержание микритовых сгустков цианобактериальной природы и максимальное – биокластов. По данным химического анализа на этом этапе резко увеличивается содержание MgO и его отношение к CaO и FeO, что отражает изменение физико-химических условий среды (увеличение щелочности). По данным описания шлифов это соответствует увеличению содержания доломита (рис.), что происходит на фоне постепенного изолирования области от открытого моря и предшествует расцвету цианобактериальных организмов.

Следующий этап – период высокого стояния уровня моря. Накапливаются сгустковые известняки (ЛТ4), в образовании которых большую роль играют цианобактериальные

сообщества. Присутствие последних указывает на осадконакопление на глубинах до 20 м с очень слабой гидродинамикой. В то же время количество биокластов резко сокращается, практически полностью исчезают бентосные фораминиферы, брахиоподы, мшанки, преобладают криноидеи. Такие условия достигаются в полуизолированных шельфовых лагунах на участке карбонатной платформы с ограниченной циркуляцией вод [3]. Количество терригенной примеси минимально, кварц резко преобладает над полевыми шпатами.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Геологического факультета МГУ: Л.Ф. Копаевич за выполнение МФА, Г.М. Чуракову за помощь в изготовлении шлифов, Е.В. Карповой за помощь в анализе шлифов, В.Л. Косорукову за выполнение РФА, В.В. Крупской за помощь в интерпретации данных РФА, хим. лаборатории Геологического факультета МГУ за выполнение химического анализа пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 18-05-00495, 18-05-00503.

1. Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О ярусном делении палеогена // Стратиграфия, геол. корреляция. 2000. Т. 8. №4. С. 65–83.
2. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. Учебн. пособие. М., изд-во МГУ, 1993, 432 с.
3. Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 463 с.
4. Копаевич Л.Ф., Лыгина Е.А., Яковишина Е.В., Шалимов И.В. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. № 5. 2010. С.12–20.

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ИНДИКАТОРЫ НАПРЯЖЕНИЙ ЗОН ТРАНСПРЕССИИ

А.В. Тевелев, А.А. Борисенко, М.И. Ерохина, В.А. Федорчук

Изучение зон транспрессии представляет собой непростую задачу и включает в себя разнообразные исследования, в состав которых в настоящее время всё чаще включают и микроструктурные исследования. Настоящая работа написана по материалам изучения отдельных структурных элементов шовных зон Южного Урала, выделенных в пределах Башкирского мегантиклинория, который сложен рифейскими толщами. Основная цель данной работы – учебно-научная – связана с преподаванием курса "Методы картирования сложнодислоцированных комплексов". Она состоит в том, чтобы на реальных примерах продемонстрировать возможности микроструктурного анализа.

Введение. *Катавско-Юрюзанская зона* транспрессии пересекает южную часть Башкирского мегантиклинория с юго-запада на северо-восток и, вероятно, является западной границей форланда тиманид [3]. Она отделяет основное поле развития рифейских комплексов Башкирского мегантиклинория от расположенного северо-западнее клина Западноуральской мегазоны внешней складчатости и Сулеймановской антиклинали [5] и сложена исключительно рифейскими комплексами. Однако исследования последних лет показывают, что обстановка транспрессии захватывает и приразломную зону клина Западноуральской мегазоны внешней складчатости, на которую надвинут Первомайско-Айский пакет тектонических пластин – серия чешуй, сложенных карбонатно-терригенными породами от нижнедевонских до фаменских включительно, на которые, в свою очередь, надвинуты аллохтонные пластины, сложенные верхним рифеем [1]. Микроструктурный анализ проводился для деформированных известняков парааллохтона.

Бельдишско-Куватальская зона бластомилонитов ограничивает с востока Тараташский выступ архейско-раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы, расположенный в северной части Башкирского мегантиклинория. Тараташский блок имеет в плане форму неправильного тупоугольного треугольника, длинная сторона которого ориентирована меридионально, а тупой угол обращен на восток. С востока Тараташский блок, который в позднем палеозое играл роль своеобразного индентора, ограничен мощной зоной тектонитов бельдишского комплекса [4]. Микроструктурный анализ проводился как для бластомилонитов, так и для тектонитов локальных зон разрывов по периферии Тараташского блока.

Типы микроиндикаторов напряжений. Согласно Д. Сандерсону и В. Марчини [7] транспрессия определяется как деформация сдвига, сопровождаемая укорочением поперек плоскости разлома и вертикальным удлинением вдоль этой плоскости, т.е. как комбинация чистого и простого сдвигов. Поэтому при микроструктурном анализе необходимо было выделить

индикаторы нормальных напряжений (деформации сжатия–растяжения) и индикаторы тангенциальных напряжений (деформации сдвига). В качестве микроиндикаторов деформации сжатия обычно указывают межзерновой кливаж и стилолиты, в качестве микроиндикаторов деформации растяжения – минеральные жилы и бороды нарастания, а в качестве микроиндикаторов деформации сдвига – структуры вращения порфиробластов и порфирокластов, вихревые структуры бластомилонитов, слюдяные пакеты, кулисные системы разных типов [2]. В ходе работ были выявлены микроструктурные индикаторы почти всех перечисленных типов. Кроме того, были определены микроструктурные парагенезы, формировавшиеся на разных стадиях развития упомянутых шовных зон [1, 4, 6]. Важно отметить, что определение истинной ориентировки осей полей напряжения возможно только при изучении микроиндикаторов в ориентированных образцах.

Микроиндикаторы сжатия. При воздействии на породу нормальных напряжений перпендикулярно оси сжатия формируются плоскостные микротекстуры: стилолиты и межзерновой кливаж. Ведущим механизмом формирования этих текстур является растворение под давлением с перераспределением вещества при диагенезе и низкотемпературном метаморфизме [2]. Чаще всего стилолиты возникают в карбонатных породах, но бывают и в кварцитах, кварцевых песчаниках (рис. 1).

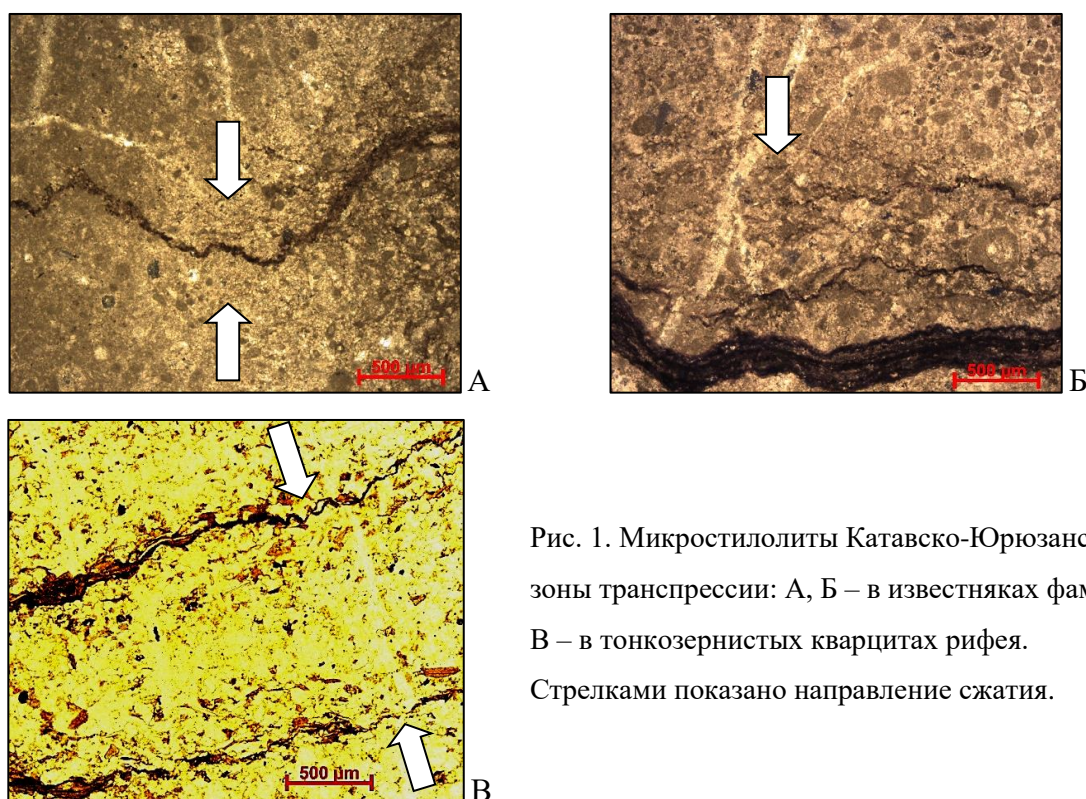


Рис. 1. Микростилолиты Катавско-Юрюзанской зоны транспрессии: А, Б – в известняках фамена; В – в тонкозернистых кварцитах рифея. Стрелками показано направление сжатия.

Стилолитовые швы сложены темным глинистым материалом или гидроокислами железа. Морфология микростилолитовых швов неправильная, фестончатая. В некоторых из них отчетливо проявлена фрактальная геометрия.

Микротекстуры межзернового кливажа чаще появляются в терригенных породах, но встречаются и в зернистых известняках. Обычно кливаж редкий, реже частый, шаговый, т. е. собранный в отдельные полосы частого, иногда анастомозного (ветвящегося) кливажа. Переход между кливажными зонами и микролитонами резкий. В терригенных разностях зоны анастомозного кливажа обычно приурочены к контактам относительно более крупнозернистых и мелкозернистых участков.

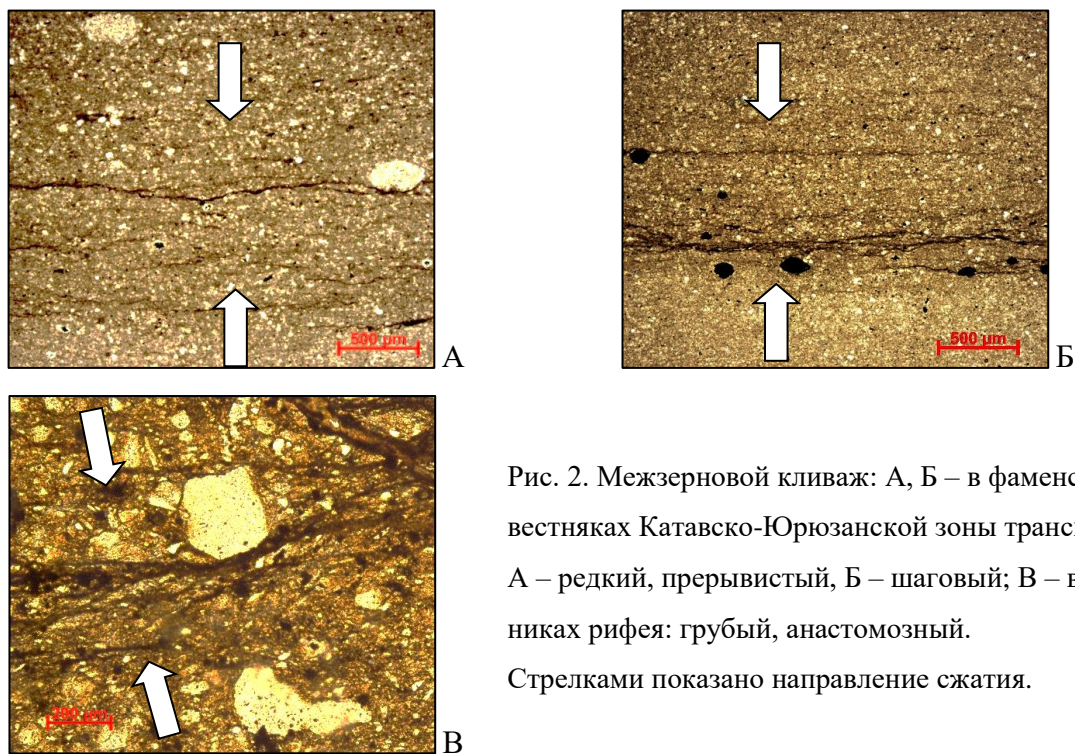


Рис. 2. Межзерновой кливаж: А, Б – в фаменских известняках Катавско-Юрюзанской зоны трансгрессии: А – редкий, прерывистый, Б – шаговый; В – в песчаниках рифея: грубый, анастомозный. Стрелками показано направление сжатия.

Микроиндикаторы растяжения. Основными индикаторами растяжения являются минеральные жилы. По способу формирования они делятся на две группы: *жилы заполнения*, которые образуются при открывании трещин и имеют резкие контакты с вмещающими породами, и *жилы замещения*, которые резких контактов не имеют и формируются за счет метасоматического замещения вмещающей породы новым веществом. Среди жил заполнения различают синтаксиальные, в которых при быстром раскрытии трещины минеральное вещество заполняет ее от краев к центру за счет нарастания на стенки, и антаксиальные, которые при постепенном раскрытии трещины заполняются от центра к краям за счет нарастания вещества на начальную жилу. В середине синтаксиальных жил часто образуется сутурная поверхность (в шлифе – линия) – место встречи двух растущих минеральных зон. Антаксиальные жилы обычно содержат в центральной части мелкие обломочки, остатки вмещающей породы, которые в шлифе выражены прерывистой извилистой цепочкой (рис. 3).

Микроиндикаторы касательных напряжений. В качестве микроиндикаторов сдвига обычно выделяют микросколы, смещающие структурные элементы ранних этапов, слюдяные пакеты, текстуры вращения порфиробластов и порфирокластов, кулисные системы разных ти-

пов, микротекстуры милонитов (рис. 4).

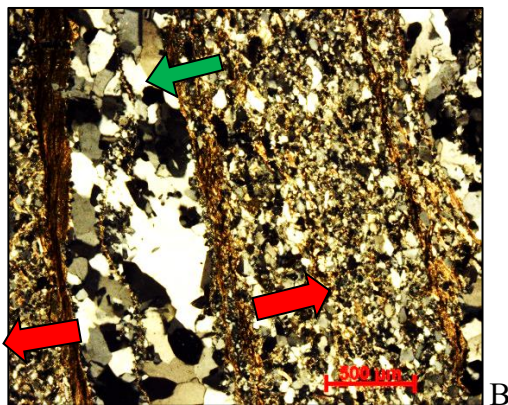
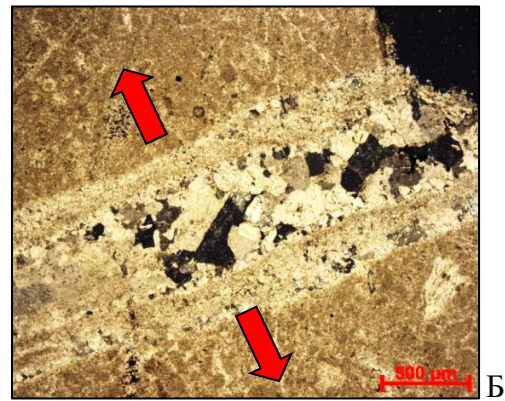
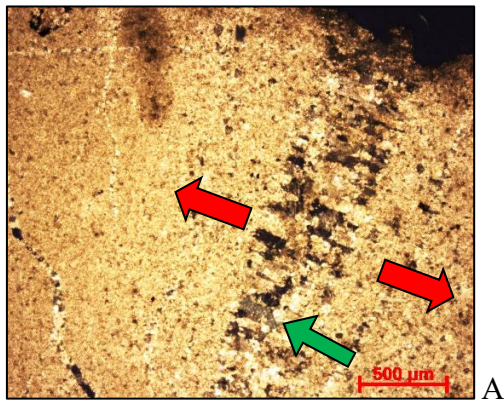


Рис. 3. Минеральные жилы: А, Б – кальцитовые в фаменских известняках Катавско-Юрюзанской зоны транспрессии; В – в песчаниках рифея.

А – жила замещения (антитаксиальная), Б, В – жилы заполнения: Б – синтаксиальная зональная; В – антитаксиальная.

Зелеными стрелками показаны цепочки остатков вмещающей породы, красными стрелками – направление растяжения.

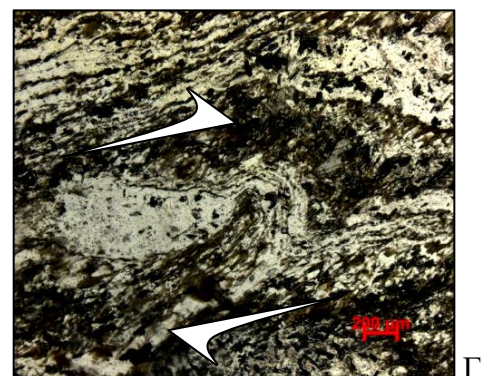
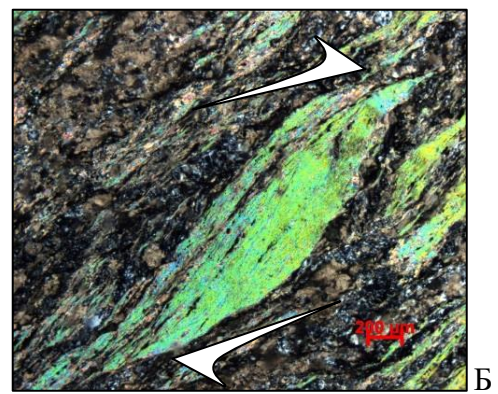
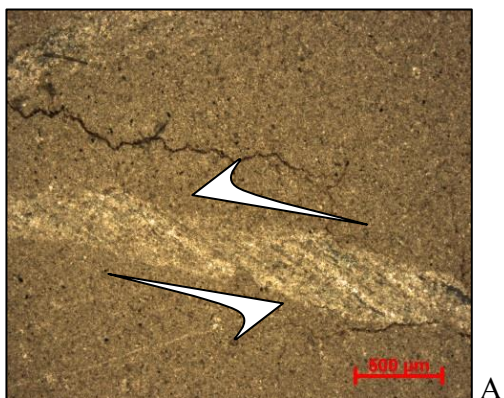


Рис. 4. Индикаторы касательных напряжений: А – расланцованная кальцитовая жила в фаменских известняках Катавско-Юрюзанской зоны транспрессии; Б – слюдяной пакет в кварцито-сланцах рифея обрамления Тараташского блока; В, Г – вихревые микротекстуры вращения

в бластомилонитах бельдишского комплекса. Стрелки показывают направление смещения.

Особенно разнообразны микротекстуры вращения, которые чрезвычайно характерны для милонитов, поскольку милониты формируются в обстановке транспрессии, то есть при существенных тангенциальных напряжениях. Эти микротекстуры обычно выражены завихрениями полосчатости милонитов, часто сопровождающимися вращением порфировкластов, обтеканием обломков. Слюдяные пакеты характерны для разнообразных сланцев и диагностируются в сечениях, перпендикулярных сланцеватости. В породах, не подвергшихся рассланцеванию и милонитизации, слюдяные пакеты могут формироваться по редким ослабленным зонам, по минеральным жилым, простирание которых близко к направлению касательных напряжений.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-55-26009\19 Чехия_a) и Госпрограммы Динамика, геологическая эволюция и экономический потенциал горно-складчатых поясов Евразии. Номер ЦИТИС: АААА-А16-116033010102-6.

1. Борисенко А.А., Тевелев Ал.В., Ерохина М.И. и др. Кинематика Первомайской зоны транспрессии и ее роль в формировании покровно-складчатой структуры известняков зилимской серии (Южный Урал) // *Фундаментальные проблемы геотектоники и геодинамики*. Т. 1. Мат-лы ЛП Тектонич. совещ. М., ГЕОС, 2020, с. 85–88.

2. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М., Научный мир, 2011, 368 с.

3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2010, 280 с.

4. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Федорчук В.А. и др. Тараташский индентор и его роль в строении Урала // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4 Геология*. 2017. № 1. С. 3–12.

5. Тевелев Ал.В., Прудников И.А., Тевелев Арк.В. и др. Кинематическая модель формирования Симской мульды Предуральяского краевого прогиба // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2018. № 2. С. 23–32.

6. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Прудников И.А. и др. Макро-, мезо- и микроструктурные исследования при региональных работах на Южном Урале // *Конф. «Ломоносовские чтения-2019»*. МГУ им. М.В. Ломоносова. Секция "Геология". Подсекция: Региональная геология и история Земли. 2019. URL: https://conf.msu.ru/file/event/5604/eid5604_attach_6446d36482719359262d441fc2dcd9a2b34898b1.pdf (даты обращения апрель – май 2020).

7. Sanderson, D. A. Transpression / D. A. Sanderson, W. R. D. Marchini // *J. Struct. Geol*, 1984. № 6. P. 449–458.

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕЭОЦЕНОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ РАЗРЕЗА УРЦАДЗОР (ЮЖНАЯ АРМЕНИЯ)

П.А. Фокин, Е.Ю. Закревская, Л.Г. Саакян, Т.Е. Григорян

Нижнеэоценовые отложения Южной Армении, представленные в основном известняками с остатками крупных бентосных фораминифер (КБФ), до сих пор обычно являлись объектом стратиграфических и литологических исследований [1, 2], но их детальное седиментологическое изучение не проводилось. Эта работа представляет собой первый опыт подобных исследований, на примере разреза Урцадзор, располагающегося в пределах Еревано-Вединского синклиория.

Существенно карбонатные отложения нижнего эоцена мощностью 10–35 м, редко более, выделяются в севанскую свиту, трансгрессивно залегающую на палеоцен-нижнеэоценовых и более древних отложениях. В районе с. Урцадзор свита (почти 10 м) со скрытым перерывом залегает на известковистых песчаниках палеоцен-нижнеэоценовой котуцкой свиты (300-1000 м) и с разрывом и следами карстования перекрывается вулканомиктовыми отложениями арпинской свиты лютета.

В строении севанской свиты этого разреза по текстурно-структурным особенностям и количественным соотношениям биокластов выделяется 9 микрофациальных типов (МФТ) (Рис. 1), сменяющих друг друга по вертикали.

МФТ1. Песчаник разномерный известковистый. Полимиктовые песчаники с остатками бентосных фораминифер, багряных водорослей, мшанок и иглокожих образуют базальный горизонт свиты и по составу аналогичны породам котуцкой свиты, от которой отделяются уровнем появления редких строматолитов высотой 4-5 см, с трещинами усыхания и приостановки роста. Образование МФТ1 происходило в условиях литорали за счет местного переотложения материала верхов котуцкой свиты.

МФТ2. Силикокластический биотурбированный мадстоун. В известняках слабо проявлена параллельная слоистость, силикокластическая компонента неравномерно рассеяна в первично микритовом карбонате с фенестрами и со следами биотурбаций. Формирование отложений могло происходить в подприливных обстановках в фотической зоне с эпизодическим поступлением обломочного материала от береговой линии.

МФТ3. Пакстоун полибиокластово-родофитовый – флоатстоун дискоциклиновый. Параллельно- и тонко-косослоистые пакстоуны сложены окатанными, неравномерно сортированными биокластами, крупные зерна во флоатстоуне представлены дискоциклинами в среднем лучшей сохранности. Накопление отложений могло происходить в за-банковых условиях внешнего края лагуны.

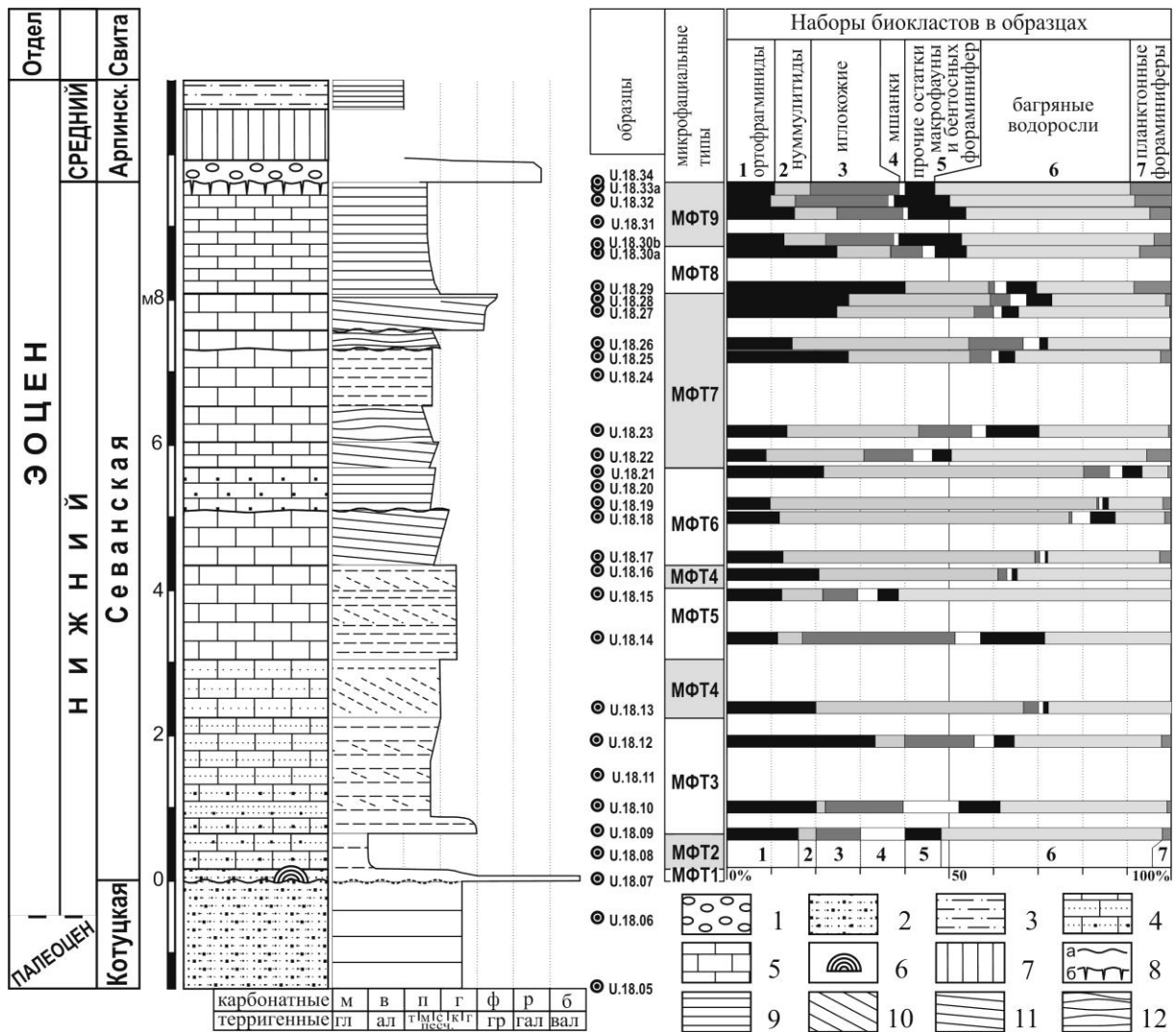


Рис. 1. Микрофашиальные типы севанской свиты разреза Урцадзор. Условные обозначения: 1 – конгломераты; 2 – песчаники разнозернистые; 3 – алевролиты; 4 – песчаные известняки; 5 – биокластовые известняки; 6 – строматолиты; 7 – не обнажено; 8 – поверхности размывов (а) и карстования (б). Типы слоистости (9-12): 9 – параллельная; 10 – косая; 11 – пологая косая; 12 – волнистая. Слабо выраженные текстуры и поверхности изображены пунктиром.

МФТ4. Пакстон родофитово-крупнофораминиферовый, косослоистый. Косая слоистость в верхних частях известняковых слоев часто переходит в параллельную слойчатость. Биокласты (около 2/3 – остатки КБФ с преобладанием нуммулитид, до 2,2 мм) в основном сильно фрагментированы и окатаны. Характерны послойная сортировка и плотная упаковка карбонатных зерен, в прослойках с параллельной слойчатостью иногда наблюдается вертикальная укладка нуммулитид. Косослоистые известняки могли накапливаться как в тылу нуммулитовой банки, так и вблизи гребня донной формы за счет деятельности течений, с частичной переработкой материала деятельностью волн.

МФТ5. Грейн-пакстоун полибиокластовый. Породы – грейн- и пакстоуны, тонко параллельно-слоистые, прослоями с тонкой косой слойчатостью; биокласты часто сильно фрагментированы, хорошо окатаны и послойно сортированы. КБФ, среди которых преобладают ортофрагминиды, образуют около 20% карбонатных зерен и имеют наиболее обширный список видов в разрезе. Накопление отложений происходило на гребне и наветренной стороне биокластовой отмели.

МФТ6. Нуммулитидовый флоат-пакстоун. Известняки с выраженной параллельной и пологой косой слойчатостью, редко нарушенной *Skolithos*. Карбонатные зерна в них более чем на 75% представлены фрагментированными и сравнительно целыми, сортированными по размерности мелкими (1-2,5 мм, до 3,2 мм) нуммулитидами, с резким преобладанием *Nummulites planulatus* (Lamarck). Среди прочих биокластов регулярно, но в количестве 1-2% присутствуют планктонные фораминиферы. Биокласты неравномерно фрагментированы и окатаны, имеют плотную, часто параллельную укладку. Обилие и однообразие остатков нуммулитов в породе и текстурно-структурные особенности предполагают наиболее вероятным их накопление в зоне действия волн спокойного периода, за счет поступления биокластов с близлежащей нуммулитовой банки.

МФТ7. Пак- и флоатстоун родофитово-фораминиферовый. Известняки имеют хорошо выраженную параллельную, пологую косую и мелкую волнистую слоистость, встречается мелкая косая слойчатость; на отпрепарированных поверхностях иногда встречаются знаки волновой ряби. Остатки биоты часто фрагментированы, окатаны, сортированы по слойкам. КБФ, с некоторым преобладанием нуммулитид над ортофрагминидами, образуют 30-55% биокластов. Крупные зерна во флоатстоуне представлены КБФ и обломками багряных водорослей. Образование МФТ7 происходило на глубинах базиса волн спокойного периода и/или непосредственно ниже него.

МФТ8. Пак- и флоатстоун фораминиферово-родофитовый. Для отложений характерна тонкая параллельная слоистость и слойчатость, частично нарушенные не крупными биотурбациями. Биокласты преимущественно окатанные, КБФ, с некоторым преобладанием ортофрагминид, образуют 40-60% биокластов, среди нуммулитов появляются сильно уплощенные *N. praemurchisoni*. Остатки дискоциклин имеют в среднем лучшую сохранность, среди родофитов преобладают обломки ветвистых форм. Тектурные особенности, изменение соотношения нуммулитид и ортофрагминид и изменения в наборе видов говорит о глубинах, больших, чем для образования МФТ7, т.е. глубинах верхней части среднего рампа ниже базиса волн спокойного периода.

МФТ9. Пакстоун полибиокластово-родофитовый. Породы тонко параллельно-слоистые, по слойкам с нормальной и обратной градацией. Часто встречаются мелкие биотурбации. По

сравнению с МФТ8, в породах уменьшается количество КБФ при снижении отношения нуммулитид к ортофрагминидам. До 5-10% возрастает количество планктонных фораминифер. Средний размер биокластов, по сравнению с остальными МФТ, уменьшается. Накопление МФТ9 происходило на больших глубинах, чем МФТ8, в зоне штормового воздействия.

Последовательность микрофациальных типов и установленные гидродинамические особенности их формирования соответствуют обстановкам карбонатного рампа с изменением глубин от литорали внутреннего рампа (МФТ1) до верхней–средней частей среднего рампа (МФТ9) (Рис. 2). Последовательная смена микрофаций в разрезе соответствует развитию раннеэоценовой морской трансгрессии. Для формирования отложений главное значение имели факторы переотложения материала в условиях активной волновой и штормовой гидродинамики бассейна.

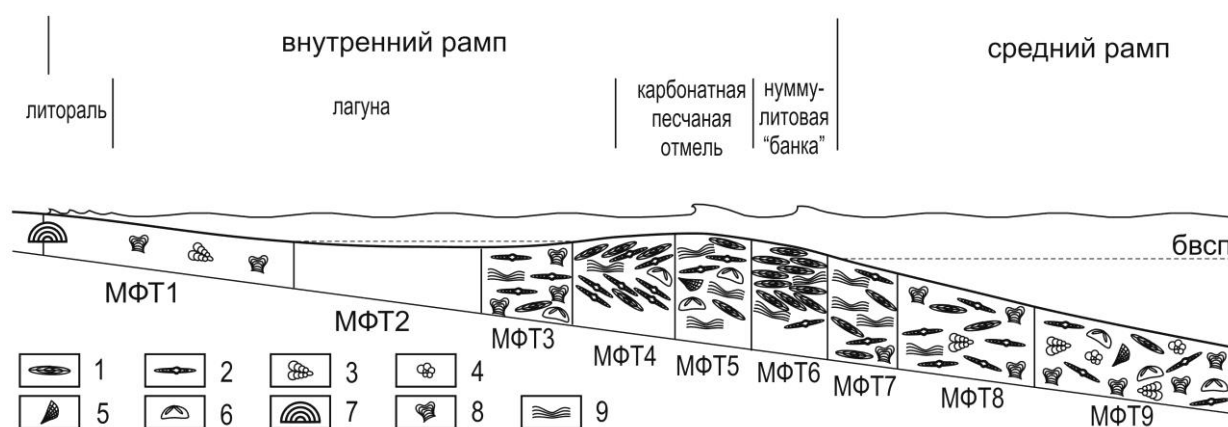


Рис. 2. Распределение микрофациальных типов и биокластов в седиментационной модели. Типы биокластов: 1 – нуммулитиды; 2 – ортофрагминиды; 3 – прочие бентосные фораминиферы; 4 – планктонные фораминиферы; 5 – мшанки, 6 – морские ежи; 7 – строматолиты. Багряные водоросли: 8 – родолиты; 9 – инкрустирующие. бвсп – базис волн спокойного периода.

Кровля севанской свиты на границе с арпинской имеет следы субаэрального перерыва и карстования с проработкой тектонической трещиноватости. Строение и стадийность заполнения трещин в известняках – послойных и двух групп секущих (1 – Аз пд ССВ 10 у.п. 45, смещение не выявлено; 2 – Аз пд В 90 у.п.85, сдвига-сбросы) – несут информацию о преобладании на рубеже ипрского и лютетского веков растяжения, вероятно, ЮЗ–СВ ориентировки, скорее всего, быстро сменившегося на субширотное в ЗЮЗ–ВСВ направлении (Рис. 3А, Б). Это направление удовлетворяет условиям образования среднеэоценового Севанско-Ордубадского рифта (Рис. 3В), а воздымание района расположения разреза на рубеже ипрского и лютетского веков связано с поднятием плеча рифта. Присутствие в глиноземистых продуктах выветривания пирокластической примеси свидетельствует о начале синрифтового вулканизма.

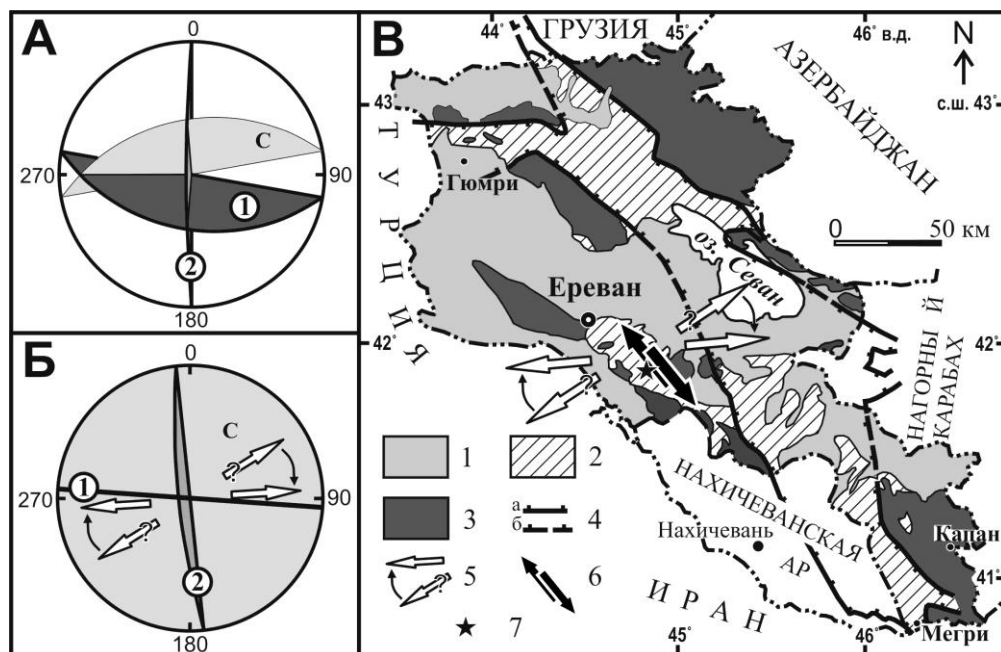


Рис. 3. Ориентировка трещин в известняках: А – замеренная, Б – реконструированная на начало среднего эоцена, стрелки показывают вероятное направление растяжения и его изменение со временем. В – условия формирования Севано-Ордубадского рифта. Условные обозначения: отложения (1-3): 1 – неоген-четвертичные; 2 – палеогеновые; 3 – допалеогеновые; 4 – бортовые разломы рифта по [3], достоверные (а) и предполагаемые (б). 5 – предполагаемое направление растяжения и его изменение; 6 – смещения по послойным трещинам; 7 – месторасположение разреза Урцадзор.

Работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Комитета по науке Министерства образования, науки, культуры и спорта Республики Армения в рамках совместного проекта 18-55-05017 Арм_а и 18RF-090 и при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-00495а.

1. Крашенинников В.А., Музылев Н.Г., Птухян А.Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, наннопланктону и нуммулотидам (I. Опорные разрезы палеогена Армении) // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 27. Таксономический, палеоэкологический и биостратиграфический аспекты микропалеонтологических исследований (отв. ред. В.В. Меннер). М., Наука, 1985. С.130-169.

2. Садоян А.А. Литология палеогена Армянской ССР. Ереван, изд-во АН АрмССР, 1989. 287 с.

3. Агамалян В.А., Саркисян Ш.А., Лорбасян Т.К., Израелян А.Г. Основные тектонические единицы Армении // Ученые записки Ереванского Государственного Университета. Геология и география. 2012. № 1. С. 3-12.

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДАЕК БОДРАКСКОГО
СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА НА ВОДОРАЗДЕЛЕ ОВРАГОВ ШАРА И МЕНДЕР
(ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Р.В. Штокало, Н.В. Правикова

В Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма широко развиты тела позднебайосского бодракского субвулканического комплекса. Они прорывают ниже- и среднеюрские отложения фундамента и перекрываются мел – кайнозойскими породами чехла.

В полевых условиях были изучены выходы двух субвулканических тел, расположенных в селе Трудолюбовка в районе устья оврага Шара. Было отобрано 10 образцов для петрографического и геохимического анализов. Из дайки 1 было отобрано четыре образца (P1.1 – P1.4), из дайки 2 – шесть образцов (P2.1 – P2.6). Традиционно эти выходы объединялись в единое тело.

Дайка 1 находится в левом борту р. Бодрак на стрелке оврагов Шара и Мендер. Имеет несколько выходов в полотно и борту грунтовой дороги. Представлена темно-серыми базальтами с порфировой структурой. Основная масса скрыто-мелкокристаллическая; вкрапленники – оливин (3,0-4,5 мм), плагиоклаз (1,0-2,0 мм). Азимут простирания ЗСЗ 275.

Дайка 2 расположена в левом борту оврага Шара, на расстоянии 150 м от первого тела. Состоит из 3 частей: центральной и двух краевых. Центральная часть (P2.2 – P2.5) представлена темно-серыми базальтами с порфировой структурой. Основная масса скрытокристаллическая; вкрапленники – оливин (3,0-4,0 мм), клинопироксен (2,0 мм), плагиоклаз (1,0-2,0 мм). Краевые части (P2.1, P2.6) – сильно измененные зеленовато-серые порфировые базальты или андезибазальты. Вкрапленники плагиоклаза (4-5 мм) ориентированы вдоль контакта. Дайка 2 имеет северо-западное простирание, азимут падения ЮЗ 215, угол падения 60. Вмещающими породами для даек являются алевритистые глины нижнебодракской подсвиты.

По результатам сравнительного анализа петрографического состава пород можно сделать следующие выводы: породы первого тела (P1.1 – P1.3) являются оливиновыми базальтами без клинопироксена, а породы второго тела – клинопироксен-оливиновыми базальтами.

На классификационной диаграмме TAS (рис. 1) фигуративные точки составов пород попадают преимущественно в поле развития базальтов (P1.1, P2.5) и основных пикробазальтов (P1.2, P2.2 – P2.4). Образец P1.3 попадает в поле развития андезибазальтов. Данные по образцам P2.1 и P2.6 не учитывались из-за большой величины ППП.

Для изучаемых даек и пород I-IV фаз бодракского субвулканического комплекса показано, что дайки 1 и 2 по составу петрогенных оксидов наиболее близки породам как I, так и II фаз

внедрения. Детальный анализ типов субвулканических тел и ореолов их распространения [1] позволяет отнести дайки ко второй фазе внедрения.

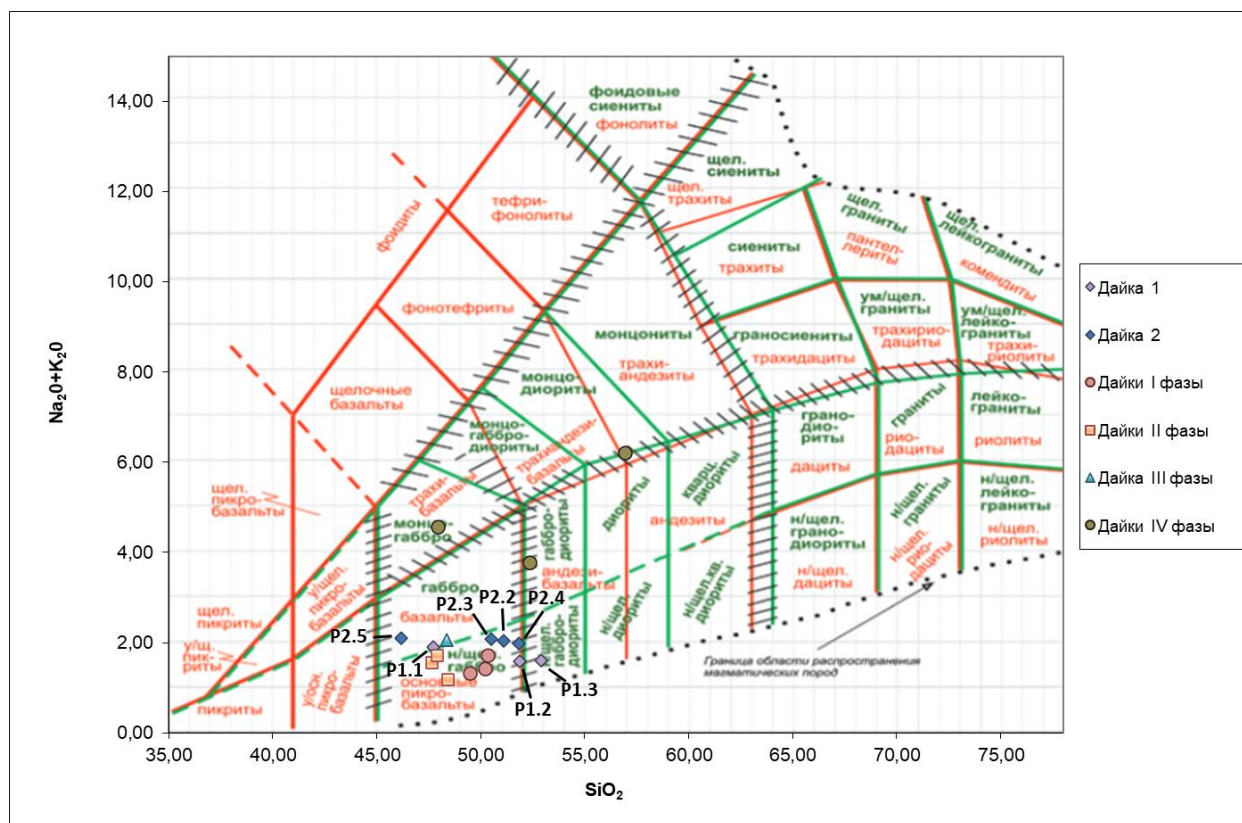


Рис. 1. Классификационная TAS-диаграмма ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 [4] для даек 1, 2 и для даек I-IV фаз бодракского субвулканического комплекса (по [1]).

На классификационной диаграмме AFM фигуративные точки составов пород попадают в поле развития вулканитов толеитовой серии (рис. 2а). На классификационной диаграмме $\text{MnO} \cdot 10 - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ [9] образцы дайки 1 (P1.1, P1.2), а также образец P2.5 дайки 2 попадают в поле известково-щелочных базальтов, а большая часть образцов дайки 2 и образец P1.3 дайки 1 попадает в поле толеитовых островодужных базальтов.

На классификационной диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ (рис. 2б) фигуративные точки составов пород дайки 1 и большей части образцов дайки 2 попадают в поле развития толеитов островных дуг.

По диаграммам Харкера породы дайки 1 обладают повышенными содержаниями Sr и Fe_2O_3 по отношению к породам дайки 2. Породы дайки 1 и 2 характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (<1%), средними значениями Al_2O_3 (около 15-17%) и низкими содержаниями P_2O_5 ($\leq 0,09\%$).

На диаграмме РЗЭ (рис. 3) виден достаточно пологий угол наклона кривых, что указывает на преобладание легких элементов-примесей (La – Eu) над тяжелыми (Gd – Lu). Тренды пород даек 1 и 2 формируют обособленные области.

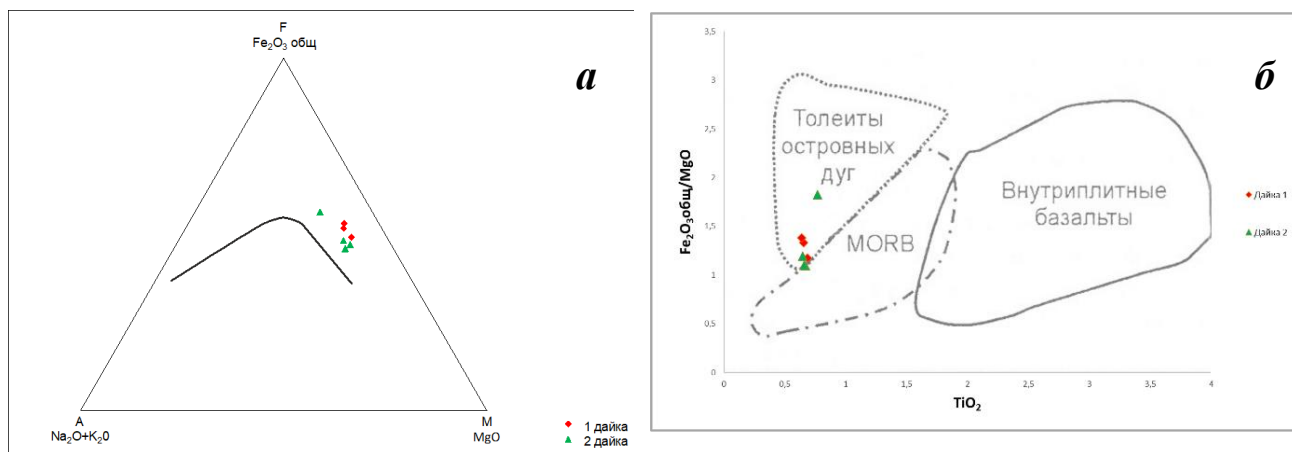


Рис. 2. Классификационные диаграммы: а – AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3\text{общ}+\text{MgO}$) [7]; поля развития пород: Т – толеитовой и ИЩ – известково-щелочной серий, б – $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{общ}/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ [6]; MORB – базальты срединно-океанических хребтов.

Отношение La/Yb изменяется в пределах от 1,8 до 2,1, что подтверждает наше предположение об отнесении изучаемых пород к толеитовой серии.

При сравнении составов исследуемых тел с типичными породами Курило-Камчатской дуги [3] видно (рис. 3), что тренды РЗЭ по дайкам 1 и 2 близки к породам островных дуг такого типа. Это подтверждает предположение о существовании на территории полигона МГУ в байосское время островной дуги Курило-Камчатского типа [2].

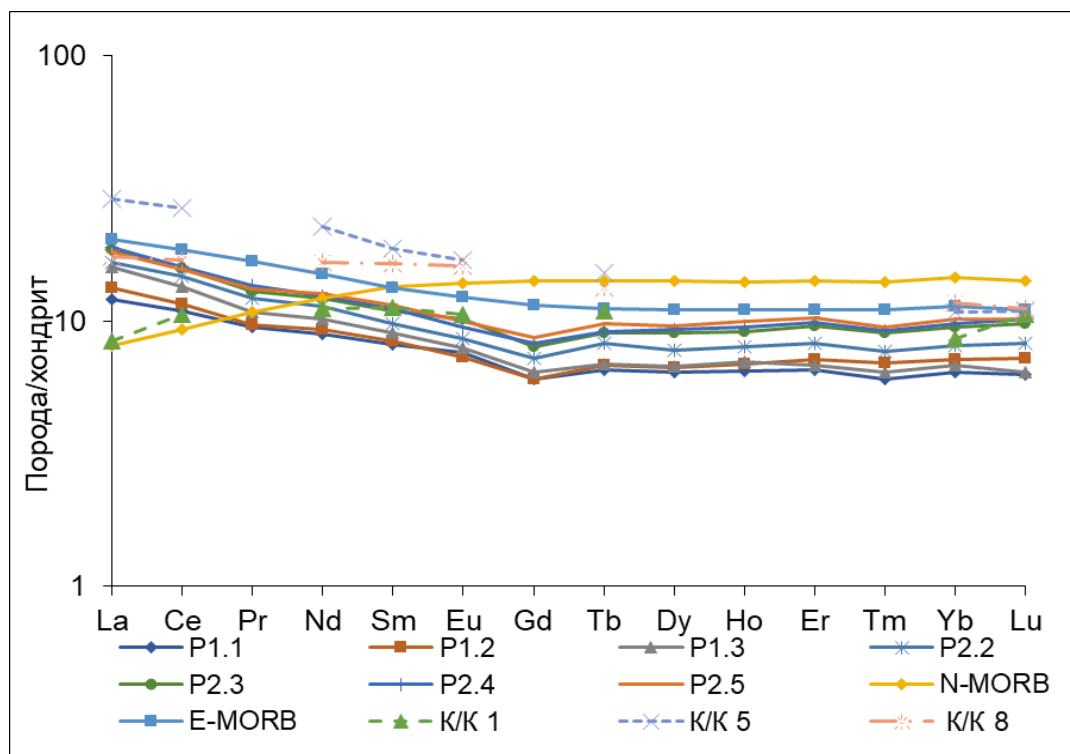


Рис. 3. Диаграмма распределения РЗЭ, нормализованных по хондриту [5]; N-MORB – базальты COX, обедненные легкими РЗЭ, E-MORB – базальты COX, обогащенные легкими РЗЭ; К/К 1,5,8 [3]; К/К 1

– породы вулкана Менделеев, о. Кунашир, К/К 5 – породы вулкана Безымянный, п-ов Камчатка, К/К 8 – породы вулкана Камбальный, п-о Камчатка.

Анализ мультиэлементной диаграммы (рис. 4) выявляет преобладание крупноионных литофильных элементов над тяжелыми редкоземельными. Отрицательная ниобиевая и положительная свинцовая аномалии указывают на плавление пород континентальной коры. Это можно рассматривать как свидетельство формирования изучаемых субвулканических тел в пределах энциалической островной дуги. Графики распределения рассеянных элементов близки к таковым для пород Курило-Камчатской дуги [3].

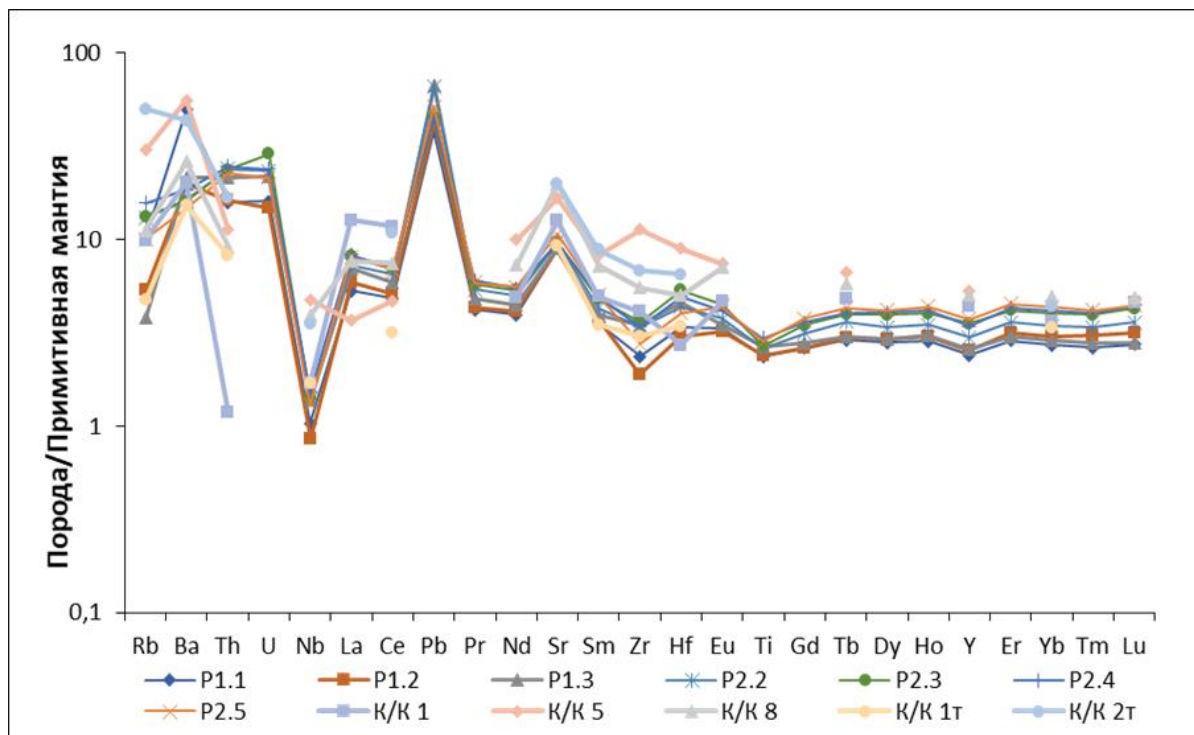


Рис. 4. Графики распределения содержания микроэлементов, нормированных по примитивной мантии [8]. К/К 1, 5, 8, 1т, 2т [3]: К/К 1 – породы вулкана Менделеев, о. Кунашир, К/К 5 – породы вулкана Безымянный, п-ов Камчатка, К/К 8 – породы вулкана Камбальный, п-ов Камчатка; К/К 1т-2т – толеитовая серия, нижнеплейстоценовые платоэффузивы о. Кунашир: 1т – мелано- и 2т – лейкократовые.

Выводы. Изученные дайки 1 и 2 относятся ко II фазе внедрения бодракского субвулканического комплекса. Они являются различными субвулканическими телами:

- породы дайки 1 относятся к оливиновым базальтами, а породы дайки 2 – к клинопироксен-оливиновыми базальтами;
- породы дайки 1 по отношению к породам дайки 2 отличаются повышенными содержаниями хрома и оксида железа и пониженными содержаниями оксида алюминия;
- тренды пород даек 1 и 2 формируют обособленные области на диаграмме РЗЭ.

Породы изучаемых тел относятся к толеитовым базальтам островных дуг и сформировались в условиях энсиалической островной дуги.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-00495.

1. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования): Учебное пособие/Под. ред. О. А. Мазаровича, В. С. Милеева. М., Изд-во МГУ, 1989, 160 с.

2. Никишин А. М., Алексеев А. С., Барабошкин Е. Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма. М., Изд-во МГУ, 2006, 60 с.

3. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М., Изд-во МГУ, 1997, 320 с.

4. Шарпенко Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. № 56. С. 40-50.

5. Boynton W. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // P. Henderson (ed.). Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier. 1984. P. 63-114.

6. Glassley W. Geochemistry and tectonics of Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. Vol. 85. P. 785-794.

7. Irwin T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. of Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523-548.

8. McDonough W. F., Sun S., Ringwood A. E. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle // Geochim. Cosmochem. Acta. 1991. Roos Taylor Symposium volume.

9. Mullen E. D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for pedogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53-62.