

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 4 • 2023 • ИЮЛЬ-АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Гетерогенное строение литосфера антарктического сектора Южной Атлантики по результатам плотностного моделирования | 3 |
| Анарбаев А.А., Сайдов М.М., Корженков А.М., Назаров А.А., Корженкова Л.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Последствие сильных землетрясений в руинах археологического памятника Афрасиаб (Самарканд, Узбекистан) | 12 |
| Меренкова С.И., Коровников И.В., Габдуллин Р.Р. Литолого-геохимические особенности и палеоклиматические условия формирования пород верхоленской серии ... | 20 |
| Лыгина Е.А., Чижова Е.Р., Правикова Н.В., Овчинникова Е.А. Палеогеография становления эоценовой нуммулитовой банки в Юго-Западном Крыму по литологическим и палеонтологическим данным | 31 |
| Суринский А.М., Гужиков А.Ю., Шелепов Д.А., Габдуллин Р.Р. Результаты циклостратиграфического анализа петромагнитных и геохимических данных по стратотипу свиты белогородни (датский ярус Саратовского Правобережья) | 42 |
| Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Чуркина В.В., Карпова Е.В., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А. Геохимические особенности микробиальных карбонатов абалакской и георгиевской свит на территории Западной Сибири | 49 |
| Дзюбло А.Д., Лобусев А.Д., Макарова А.Ю., Гумерова А.Н. Литолого-палеогеографические особенности формирования нижнемиоценового стратиграфического комплекса северо-восточного шельфа о. Сахалин | 63 |
| Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф. О возрасте верхнечетвертичных отложений Северного Каспия | 75 |
| Щеклеина М.Д., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Давыдова В.О., Биндеман И.Н. Петрология голыгинских игнимбритов (Южная Камчатка) | 86 |
| Трофимов В.Т., Королев В.А. Общая классификация геологических процессов для целей инженерной геологии | 99 |
| Поздняков С.П., Ведяшкина В.В., Филимонова Е.А., Позднякова Н.И. Ретроспективный анализ многолетних колебаний уровней воды в Докучаевском колодце в Каменной Степи | 110 |
| Филимонова Е.А., Барановская Е.И., Соколовская М.А., Харитонова Н.А. Оценка температурных условий формирования минеральных вод Ессентукского месторождения, регион Кавказские минеральные воды | 127 |
| Кулешова М.Л., Шимко Т.Г., Данченко Н.Н., Авилина И.В., Степанова Н.Ю., Сергеев В.И. Природные глинистые грунты как материалы для создания инженерных барьеров безопасности при захоронении радиоактивных отходов | 143 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| Ryzhova D.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P., Bulychev A.A. Heterogeneous structure of the lithosphere of the antarctic sector of the South Atlantic according to the results of density modeling | 3 |
| Anarbaev A.A., Saidov M.M., Korzhenkov A.M., Nazarov A.A., Korzhenkova L.A., Sentsov A.A., Agibalov A.O. Consequences of strong earthquakes in the ruins of the archaeological site of Afrasiab (Samarkand, Uzbekistan) | 12 |
| Merenkova S.I., Korovnikov I.V., Gabdullin R.R. Geochemical features and paleoclimatic conditions for the formation of the Verkhnyaya Lena formation (the southeast of the Siberian Platform) | 20 |
| Lygina E.A., Chizhova E.R., Pravikova N.V., Ovchinnikova E.A. Paleogeography of the formation of the Eocene nummulite bank in the Southwestern Crimea according to lithological and paleontological data | 31 |
| Surinsky A. M., Guzhikov A. Yu., Sheleпов D. A., Gabdullin R. R. Results of cyclostratigraphic analysis of petromagnetic and geochemical data on the stratotype of the Belogrodni Formation (Danian Stage of the Saratov Right Bank) | 42 |
| Latypova M.R., Kalmykov A.G., Churkina V.V., Karpova E.V., Balushkina N.S., Kalmykov G.A. Geochemical features of microbial carbonates of the Abalak and Georgian formations in Western Siberia | 49 |
| Dzyublo A.D., Lobusev A.V., Makarova A.Yu., Gumerova A.N. Lithological and paleogeographic features of the formation of the lower myocene stratigraphic complex of the north-eastern shelf of Sakhalin island | 63 |
| Sorokin V.M., Yanina T.A., Romanyuk B.F. On the age of upper quaternary deposits of the Northern Caspian Sea | 75 |
| Shchekleina M.D., Plechov P. Yu., Shcherbakov V.D., Davydova V.O., Bindeman I.N. Petrology of the Golygin ignimbrite (South Kamchatka) | 86 |
| Trofimov V.T., Korolev V.A. General classification of geological processes for the purposes of engineering geology | 99 |
| Pozdniakov S.P., Vedyashkina V.V., Filimonova E.A., Pozdniakova N.I. Retrospective analysis of long-term groundwater level fluctuations in Dokuchaev pit | 110 |
| Filimonova E.A., Baranovskaya E.I., Sokolovskaya M.A., Kharitonova N.A. Estimation of real subsurface temperature for mineral water circulated within Essentuki spa, Caucasian Mineral Waters region | 127 |
| Kuleshova M.L., Shimko T.G., Danchenko N.N., Avilina I.V., Stepanova N.Yu., Sergeev V.I. Natural clay soils as materials for creating engineering safety barriers during radioactive waste disposal | 143 |

УДК 550.830, 831; 551.241
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-3-11

ГЕТЕРОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Дарья Александровна Рыжова^{1✉}, Мария Владимировна Коснырева²,
Евгений Павлович Дубинин³, Андрей Александрович Булычев⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dasha_0292r@mail.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.kosnyрева@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; edubinin08@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; aabul@geophys.geol.msu.ru

Аннотация. Представлены результаты плотностного моделирования строения тектоносферы через антарктический сектор южной части Атлантического океана по профилям, протягивающимся от Фолклендского плато до Мозамбикского хребта и пересекающим серию поднятий и хребтов, разделенных глубоководными котловинами. Исследования показали, что кора данного района имеет гетерогенное строение, причем поднятия имеют различное строение коры, что свидетельствует о различном их происхождении.

Ключевые слова: Южная часть Атлантического океана, тектоносфера, двумерное плотностное моделирование, подводные поднятия, строение коры

Для цитирования: Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Гетерогенное строение литосферы антарктического сектора Южной Атлантики по результатам плотностного моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 3–11.

HETEROGENEOUS STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE OF THE ANTARCTIC SECTOR OF THE SOUTH ATLANTIC ACCORDING TO THE RESULTS OF DENSITY MODELING

Daria A. Ryzhova^{1✉}, Maria V. Kosnyreva², Evgeny P. Dubinin³,
Andrey A. Bulychev⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dasha_0292r@mail.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.kosnyreva@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; edubinin08@rambler.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; aabul@geophys.geol.msu.ru

Abstract. The results of density modeling of the structure of the tectonosphere through the Antarctic sector of the South Atlantic Ocean along profiles stretching from the Falkland Plateau to the Mozambique Ridge and crossing a series of uplifts and ridges separated by deep-sea basins are presented. Studies have shown that the crust of this region has a heterogeneous structure, and the uplifts have a different structure of the crust, which indicates their different origin.

Keywords: the southern part of the Atlantic Ocean, tectonosphere, 2D density modeling, underwater uplifts, structure of the crust

For citation: Ryzhova D.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P., Bulychev A.A. Heterogeneous structure of the lithosphere of the antarctic sector of the South Atlantic according to the results of density modeling. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 3–11. (In Russ.).

Введение. Статья посвящена изучению строения коры и литосферы основных структур антарктического сектора Южной Атлантики. Исследуемые поднятия и котловины располагаются между Агульяс-Фолклендской разломной зоной и тройным соединением Буве (по широте). Было проведено плотностное моделирование по двум региональным трансатлантическим профилям, пересекающим такие тектонические структуры как поднятия (Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, Метеор),

хребты (асейсмический — Мозамбикский хребет и спрединговый — южная часть Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ), палеоспрединговый хребет Агульяс), плато (Фолклендское и Агульяс) и котловины (Георгия, Агульяс и Мозамбикская). Схема расположения профилей, для которых проведено двумерное моделирование строения тектоносферы, представлена на рис. 1. Положение профилей выбиралось таким образом, чтобы они по возможности ортогонально пересекали структуру

Срединно-Атлантической спрединговой системы, захватывались ее фланги, а также через важные тектонические структуры, проявившиеся во время развития южной части Атлантического океана.

Материалы и методы исследований. В качестве основного фактического материала использовалась информация об аномальном гравитационном поле в свободном воздухе и о рельефе дна океана [Sandwell et al., 2014; Smith, 1997], полученная по спутниковым данным. Аномалии поля силы тяжести в редукции Буге, рассчитанные с учетом сферичности Земли при плотности промежуточного слоя 2,67 г/см³ с дискретностью 2'×2' [Булычев и др., 1998]. Также была использована модель аномального магнитного поля EMAG2v3 [Meyer et al., 2017], модель сейсмотомографии SL2013sv [Schaeffer, 2013], данные о возрасте океанического дна, полученные на основе анализа аномального магнитного поля [Müller et al., 2008], а также данные о мощности осадков [Whittaker et al., 2013].

Результаты исследований и их обсуждения. Геолого-геофизическая характеристика. Анализ аномалий гравитационного поля в свободном воздухе и в редукции Буге, а также его низко, средне и высокочастотных трансформант над основными структурами вдоль профилей приведен в обобщенной таблице, иллюстрирующей диапазон гравиметрических характеристик (табл. 1).

Профиль 1 имеет субширотное простижение и пересекает с запада на восток Фолклендское плато, банку Мориса Юинга, котловину Георгия, поднятие Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, центральный сегмент южной части Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ), поднятие Метеор, палеоспрединговый хребет Агульяс, котловину и плато Агульяс и Мозамбикский хребет (рис. 1). Протяженность профиля составляет более 7500 км. Рельеф дна меняется от 1,2 км на таких поднятиях

как банка Мориса Юинга и Мозамбикский хребет, до 5,3 в котловине Агульяс. Через центральный сегмент ЮСАХ рельеф от оси спрединга к его флангам изменяется от 2,5 до 3,8 км. Глубина оси спрединга достигает до 3,9 км.

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе имеют интенсивные минимумы в нескольких местах: над осью спредингового хребта ЮСАХ, палеоспредингового хребта Агульяс (амплитуда до -40 мГал), по контуру поднятия Северо-Восточная Георгия и с восточной стороны от поднятия Метеор (до -35 мГал). Интенсивные положительные аномалии наблюдаются над поднятиями Северо-Восточная Георгия и Метеор, по краям оси спрединга ЮСАХ (до 60 мГал) и над Мозамбикским хребтом (до 75 мГал). Средний уровень аномального гравитационного поля в свободном воздухе составляет ±15 мГал. Повышенные значения поля, амплитуда которых до 25 мГал, наблюдаются над понятием Айлос Оркадас и плато Агульяс.

В поле аномалий силы тяжести в редукции Буге ось спредингового хребта ЮСАХ имеет интенсивность аномалий до 390 мГал. Палеоспрединговый хребет Агульяс проявляется слабозаметными линейными аномалиями амплитудой до 560 мГал. Над Мозамбикским хребтом и банкой Мориса Юинга наблюдается самая низкая амплитуда аномалий гравитационного поля до 200 мГал. Амплитуда аномалий над поднятиями Метеор и Северо-Восточная Георгия варьирует от 250 до 400 мГал. Интенсивность аномалий поля силы тяжести в редукции Буге над поднятием Айлос Оркадас и плато Агульяс повышена по сравнению с вышеупомянутыми поднятиями (330 до 455 мГал). Котловина Георгия и Агульяс проявляются интенсивными повышенными значениями аномалий до 580 мГал.

По результатам анализа модели сейсмотомографии [Schaeffer, 2013] показано, что на глубине

Геолого-геофизические параметры структур

| Название/параметры | Фолклендское плато | Фолклендский бассейн | банка Мориса Юинга | поднятие Северо-Восточная Георгия | поднятие Айлос Оркадас | ЮСАХ |
|--|--------------------|----------------------|--------------------|-----------------------------------|------------------------|----------------|
| Возраст, млн лет | | более 135 | | 90–120 | 60–80 | 0–25 |
| Поле силы тяжести в свободном воздухе $\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал | -35÷60 (20) | -20÷35 (7,5) | 30÷80 (45) | 20÷100 (35) | -10÷80 (20) | -30÷70 (20) |
| Поле силы тяжести в редукции Буге $\Delta g_{\text{Б}}$, мГал | 60–370 (260) | 270–365 (317,5) | 230–320 (260) | 290–420 (350) | 310–450 (370) | 140–380 (290) |
| Низкочастотная компонента $\Delta g_{\text{Б}}$, мГал | 160–370 (265) | 350–380 (365) | 370–440 (405) | 415–465 (440) | 465–475 (470) | 370–400 (385) |
| Среднечастотная компонента $\Delta g_{\text{Б}}$, мГал | -55÷-15 (-30) | -30÷-15 (-22,5) | -60÷-10 (-35) | -40÷-10 (-25) | -55÷-10 (-35) | -35÷-5 (-20) |
| Высокочастотная компонента $\Delta g_{\text{Б}}$, мГал | -115÷-40 (-78) | -35÷40 (2,5) | -130÷-15 (-73) | -140÷-15 (-78) | -120÷-10 (-65) | -150÷-10 (-80) |
| Аномальное магнитное поле, нТл | -85÷250 | -70÷150 | -190÷200 | -300÷450 | -200÷300 | -340÷280 |

Примечание. Приведены экстремальные значения (минимум — максимум), в скобках — среднее значение.

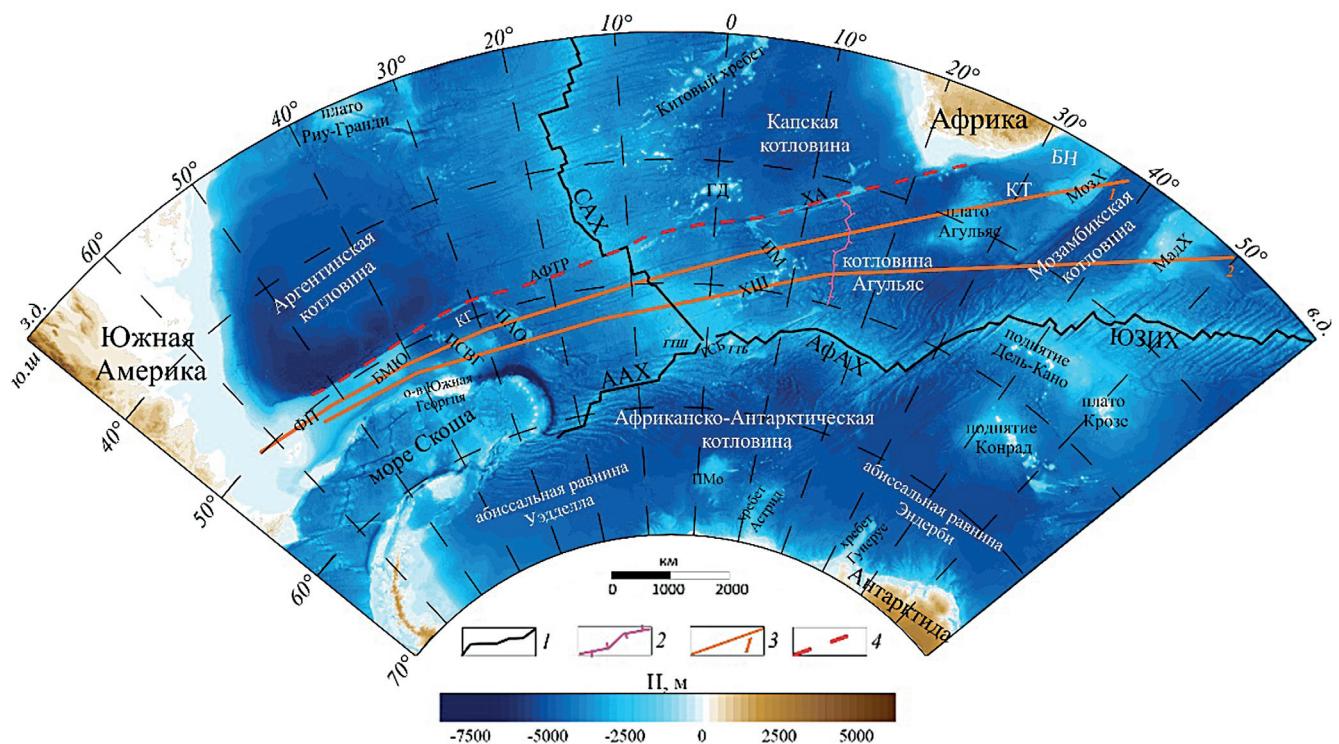


Рис. 1. Рельеф дна антарктического сектора Южной Атлантики, по [Sandwell et al., 2014; Smith, 1997]. ААХ — Американо-Антарктический хребет, АФАХ — Африкано-Антарктический хребет, АФТР — Агульяс-Фолклендский трансформный разлом, ГД — подводные горы Дискавери, ГТБ — горячая точка Буве, ГТШ — горячая точка Шона, КГ — котловина Георгия, МадХ — Мадагаскарских хребет, МозХ — Мозамбикский хребет, ПАО — поднятие Айлос Оркадас, ПМ — поднятие Метеор, ПМо — поднятие Мод, ПСВГ — поднятие Северо-Восточная Георгия, САХ — Срединно-Атлантический хребет, ТСБ — тройное соединение Буве, ХА — хребет Агульяс, ХШ — хребет Шона, ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет. Условные обозначения: 1 — ось срединно-океанических хребтов; 2 — ось полеоспредингового хребта Агульяс; 3 — положение интерпретационных профилей, 4 — Агульяс-Фолклендская разломная зона

границы 25–50 км, почти на всем протяжении профиля значения скорости не изменяются. На этой глубине наблюдается резкое уменьшение скорости только в районе Фолклендского плато, что может свидетельствовать о наличии утоненной континентальной складки.

нентальной коры. С 50 км и до 200 км наблюдается падение скоростей в области спредингового хребта ЮСАХ. Это обусловлено тем, что под хребтом располагается разогретое мантийное вещество. С запада и востока от ЮСАХ, в районе поднятий Айлос

Таблица 1

антарктического сектора Южной Атлантики

| поднятие Метеор | хребет Шона | котловина Агульяс | палеохребет Агульяс | плато Агульяс | Мозамбикский хребет | Мозамбикская котловина | Мадагаскарский хребет |
|-----------------|----------------|-------------------|---------------------|---------------|---------------------|------------------------|-----------------------|
| 60–80 | 20–50 | 65–90 | 70–80 | 90–110 | 110–130 | 80–100 | 75–100 |
| –10÷100 (35) | –70÷140 (55) | –30÷25 (10) | –60÷–20 (–40) | 15÷55 (30) | 20÷70 (35) | –30÷15 (–7,5) | 20÷105 (40) |
| 250–400 (325) | 90–370 (340) | 480–625 (545) | 480–520 (500) | 320–430 (360) | 250–430 (330) | 450–610 (550) | 200–390 (295) |
| 430–450 (440) | 390–420 (405) | 480–520 (500) | 470–500 (485) | 370–450 (410) | 260–320 (290) | 460–490 (475) | 350–390 (370) |
| –75÷–5 (–40) | –20÷–10 (–15) | 5÷25 (15) | 10÷15 (12) | –30÷10 (–5) | –45÷10 (–18) | 5÷30 (17) | –50÷–10 (–30) |
| –125÷–15 (–70) | –140÷–20 (–80) | –25÷40 (8) | –40÷20 (–10) | –80÷–10 (–45) | –110÷–15 (–62) | –5÷60 (28) | –120÷–10 (–65) |
| –250÷500 | –150÷120 | –340÷350 | –210÷180 | –360÷590 | –300÷500 | –390÷450 | –500÷400 |

Оркадас и Метеор, наблюдается градиентная зона, которая свидетельствует о разновозрастной коре и разной толщине литосферы, на которой образовался хребет. Такая же картина наблюдается в районе плато Агульяс и Мозамбикского хребта, а также Фолклендского плато и Банки Мориса Юинга.

Второй профиль, расположенный южнее, имеет протяженность более 7500 км. Профиль пересекает с запада на восток южную часть Фолклендского плато и банки Мориса Юинга, поднятий Северо-Восточная Георгия и Айлос Оркадас, южную часть ЮСАХ, хребет Шона и южное окончание Мадагаскарского хребта. В рельефе дна океана едва угадывается ось спредингового хребта, ЮСАХ глубина которого изменяется от 2,5 до 3,3 км. Причем его восточный фланг приподнят примерно на 1 км, относительно западного. Рельеф дна оставшейся части изменяется от 1,1 км на Мадагаскарском хребте до 5,5 км в Мозамбикской котловине.

Средний уровень поля силы тяжести в свободном воздухе составляет около ± 25 мГал. Высокоинтенсивные аномалии наблюдаются над вулканическими постройками хребта Шона и южной части Айлос Оркадас, которые связаны с плюмовой активностью горячей точки (амплитуда до 120 мГал). Фланговые зоны ЮСАХ проявляются средними положительными значениями аномального гравитационного поля, амплитуда которых варьирует от 8 до 25 мГал. Над Мадагаскарским хребтом амплитуда аномалий гравитационного поля достигает до 75 мГал, что также связано с сильным магматизмом. В районе Фолклендского плато интенсивность аномалий уменьшается до -50 мГал, связаны они с близким расположением Фолклендского трога.

В поле силы тяжести в редукции Буге ось ЮСАХ проявляется повышенными значениями аномалий, интенсивность которых варьирует от 220 до 320 мГал. Над Мадагаскарским хребтом и хребтом Шона характеризуются пониженными значениями поля. Амплитуда аномалий над этими поднятиями достигает до 120 и 105 мГал, соответственно. Котловина Агульяс проявляется повышенными значениями аномального гравитационного поля до 610 мГал, но в центральной части амплитуда аномалий уменьшается до 470 мГал. Такими значениями поля проявляется трансформный разлом между Мозамбикской и Агульяс котловинами. Затрагиваемая южная часть поднятия Айлос Оркадас характеризуется повышенными значениями поля, амплитуда которых варьирует от 290 до 460 мГал.

На модели сейсмомагнитной томографии начиная с глубины 25 км и до 200 км наблюдается гетерогенность всего профиля. В приосевой части ЮСАХ и на его восточном фланге наблюдается понижение сейсмических скоростей, что свидетельствует о сильной прогретости мантийного вещества. Также как и на северном профиле 1, наблюдается градиентная зона с западной и восточной стороны от ЮСАХ, в районе

Фолклендского плато и с запада от Мадагаскарского хребта.

Проведенный анализ показал, что подводные поднятия и котловины Африкано-Антарктического сектора Южного океана имеют различные геофизические характеристики и диапазон вариаций аномальных значений гравитационного поля, которые в совокупности служат индикаторами особенностей строения их коры и разных условий происхождения (табл. 1).

Плотностное моделирование. Плотностная модель тектоносферы до глубины 100 км представлена пятью основными слоями, гравитационный эффект от которых, исходя из анализа структуры аномального гравитационного поля, имеет разные частотные и амплитудные характеристики. Плотность в слоях модели задавалась постоянной в пределах отдельных «блоков», а не менялась градиентно по глубине. Такое распределение плотностей можно допустить для блоков земной коры, но не для слоя подкоровой литосферы и астеносферы. Дискретное назначение плотности не меняет картины аномального распределения масс в разрезе для регионального моделирования, которое проводилось в этом исследовании.

Первый слой — водный, подошва которого определяется рельефом дна океана, а плотность его составляет $1,03 \text{ г}/\text{см}^3$. Второй — слой осадков, мощность которого определена по данным [Whittaker et al., 2013] со средней плотностью $2,1 \text{ г}/\text{см}^3$. Третий слой — слой океанической коры, подошва этого слоя определяется границей Мохо с переменными значениями плотности ($2,70$ – $2,88 \text{ г}/\text{см}^3$). Четвертый — слой подкоровой литосферной мантии, подошва которого рассчитывалась по аналитической зависимости «в возраст дна — мощность литосферы» ($H_d = 7,5 + 6,6 \sqrt{t}$, где t — возраст литосферы в млн лет [Сорохтин, 1973]). Данный слой имеет переменную плотность, которая изменяется в зависимости от возраста литосферы, от $3,21 \text{ г}/\text{см}^3$ под осью спредингового хребта до $3,31 \text{ г}/\text{см}^3$ при возрасте старше 100 млн лет. Пятый слой — астеносферный, кровля которого проведена по подошве литосферы, с переменной плотностью в зависимости от расстояния от центра спрединга ($3,19 \text{ г}/\text{см}^3$ под осью спрединга и до $3,29 \text{ г}/\text{см}^3$ при возрасте старше 100 млн лет).

Представленные плотностные модели отражают региональные особенности тектоносферы антарктического сектора южной Атлантики. В процессе моделирования изменялись положения границы Мохо, подошвы литосферы с учетом изменения плотности в подкоровой литосфере и астеносфере.

С помощью решения прямой задачи был рассчитан гравитационный эффект от исходных моделей. Минимальное расхождение между подобранным суммарным эффектом от модели и наблюдаемым гравитационным полем достигалось с помощью интерактивного подбора параметров слоев разреза. Неизменным оставалось положение трех границ: кровля рельефа дна океана, подошвы осадков и ли-

тосферы, рассчитанной по возрасту океанического дна. При подборе плотностей во всех слоях ориентировались на допустимый разброс плотностей в каждом слое. Максимальное расхождение между наблюденным и рассчитанным от модели гравитационным полем в свободном воздухе не превышало ± 7 мГал.

На рис. 2 представлена полученная в результате подбора плотностная модель. Плотность в центральной части профиля (возраст дна от 0 до 20 млн лет) изменяется как по латерали, так и по глубине. Мощность земной коры западного фланга ЮСАХ составляет ~ 13 км, в то время как мощность его восточного фланга увеличивается и составляет ~ 15 км. Плотность блоков коры на восточном фланге ниже, по сравнению с западным, и варьируют от 2,82 до 2,85 г/см³. Но возле оси хребта наблюдается уплотненный блок с плотностью 2,88 г/см³. По всей видимости, это обусловлено близким прохождением горячей точки во время раскрытия южной части Атлантического океана. Поднятия Айлос Оркадас, Метеор, Северо-Восточная Георгия и плато Агульяс имеют сходную плотностную характеристику, где плотность блоков коры изменяется от 2,78 до 2,82 г/см³. Мощность земной коры под поднятиями составляет ~ 20 км. О различии в строении вышеупомянутых поднятий свидетельствует изменение скорости сейсмических волн. Котловина Агульяс, в которой располагается одноименный палеоспрединговый хребет, характеризуется типичными значениями плотности для котловин с океаническим типом коры. Мощность коры не превышает 14 км. Фолклендское плато, банка Мориса Юинга и Мозамбикский хребет характеризуются повышенными значениями плотности в подкоровой мантии и астеносферном слое, что свидетельствует о присутствии разновозрастных блоков на профиле. Фолклендское плато сложено утоненной континентальной корой, о чем свидетельствует разуплотненный блок коры (2,70 г/см³), мощностью ~ 12 км.

На плотностной модели южного профиля (рис. 3) наблюдается увеличение мощности земной коры под ЮСАХ до 15 км и выделение более плотного блока небольшой мощности (2,9 г/см³), связанного с возможной серпентинизацией коры. Восточный фланг хребта осложнен вулканической постройкой — хребтом Шона, мощность коры которого достигает 24 км. Наблюдается разуплотнение блоков коры (2,80–2,85 г/см³), которое связано с близким расположением горячих точек Буве и Шона. Поднятия Айлос Оркадас и Северо-Восточная Георгия почти сливаются в единую структуру, плотностная характеристика которых также схожа (2,78–2,84 г/см³). Мощность земной коры поднятия Айлос Оркадас уменьшается до 17 км. В котловине Агульяс отмечается увеличение мощности земной коры с восточной стороны от палеохребта Агульяс (до 17 км), ближе к Мозамбикской котловине она составляет около 12 км. Плотность блоков в районе

палеохребта возрастает до 2,85 г/см³. Мадагаскарский хребет характеризуется увеличенной плотностью в слое подкоровой мантии и астеносферном слое, а также мощностью земной коры (~ 30 км). Плотность блоков коры Мадагаскарского хребта изменяется от 2,78 г/см³ до 2,85 г/см³.

Заключение. Анализ аномального гравитационного и магнитного полей вдоль трансатлантических профилей, пересекающих морфоструктуры разного типа, включающие спрединговые и палеоспрединговые хребты, линейные магматические поднятия и плато, океанические котловины и др., позволил выявить геофизические характеристики и диапазон вариаций аномальных значений гравитационного поля, которые могут служить индикаторами особенностей строения их коры и разных условий происхождения.

Высокоамплитудные аномалии магнитного и гравитационного поля в свободном воздухе приурочены к поднятиям с утолщенным океаническим типом коры (табл. 2) (плато Агульяс, поднятие Айлос Оркадас, Метеор, Северо-Восточная Георгия, Мадагаскарский хребет). В поле силы тяжести в редукции Буге эти поднятия, наоборот, имеют менее интенсивные аномалии (от 10 до 130 мГал). Океаническая кора глубоководных котловин в гравитационном поле в свободном воздухе характеризуется средними значениями аномалий обоих знаков ($-25\div 30$ мГал), а в редукции Буге более 500 мГал. Магнитное поле характеризуется распределением линейно-вытянутых аномалий средней интенсивности ($-150\div 150$ нТл). Утоненная континентальная кора характеризуется небольшой амплитудой аномалий, для поля силы тяжести в редукции Буге интенсивность их меняется от 200 до 350 мГал, в редукции за свободный воздух до 50 мГал (Фолклендское плато, банка Мориса Юинга и Мозамбикский хребет).

Средняя амплитуда аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе над северным профилем ниже на 10 мГал, чем над южным (15 и 25 мГал, соответственно). В области оси спрединга южного профиля наблюдаются высокоамплитудные магнитные аномалии, которые связаны с плюмовой активностью горячих точек Буве и Шона. В поле силы тяжести в редукции Буге ЮСАХ характеризуется широкой аномалией пониженных значений. Это также связано с прогретостью мантийного вещества под действием близкого расположения горячих точек.

Сопоставление результатов плотностного моделирования позволяет сделать следующие выводы об изменении характеристик коры под структурами разных типов вдоль профилей изучаемого региона:

– плотность океанической коры в области ЮСАХ уменьшается с севера на юг по обоим флангам хребта, что может быть связано с разуплотнением мантийных пород и их прогретостью под термическим влиянием горячих точек;

– плотность подкоровой литосферы меняется в пределах 3,21–3,31 г/см³. Причем на южном про-

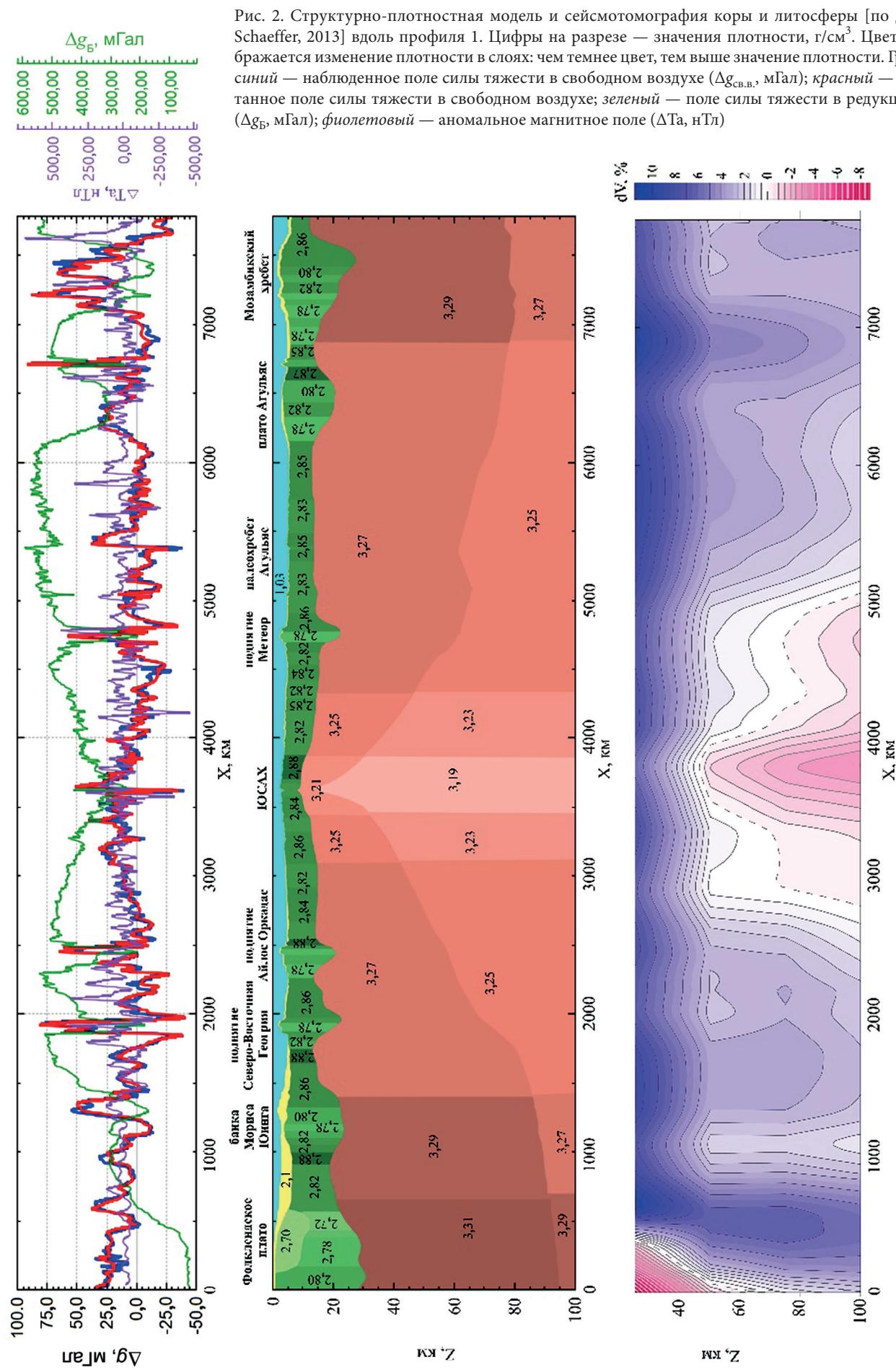
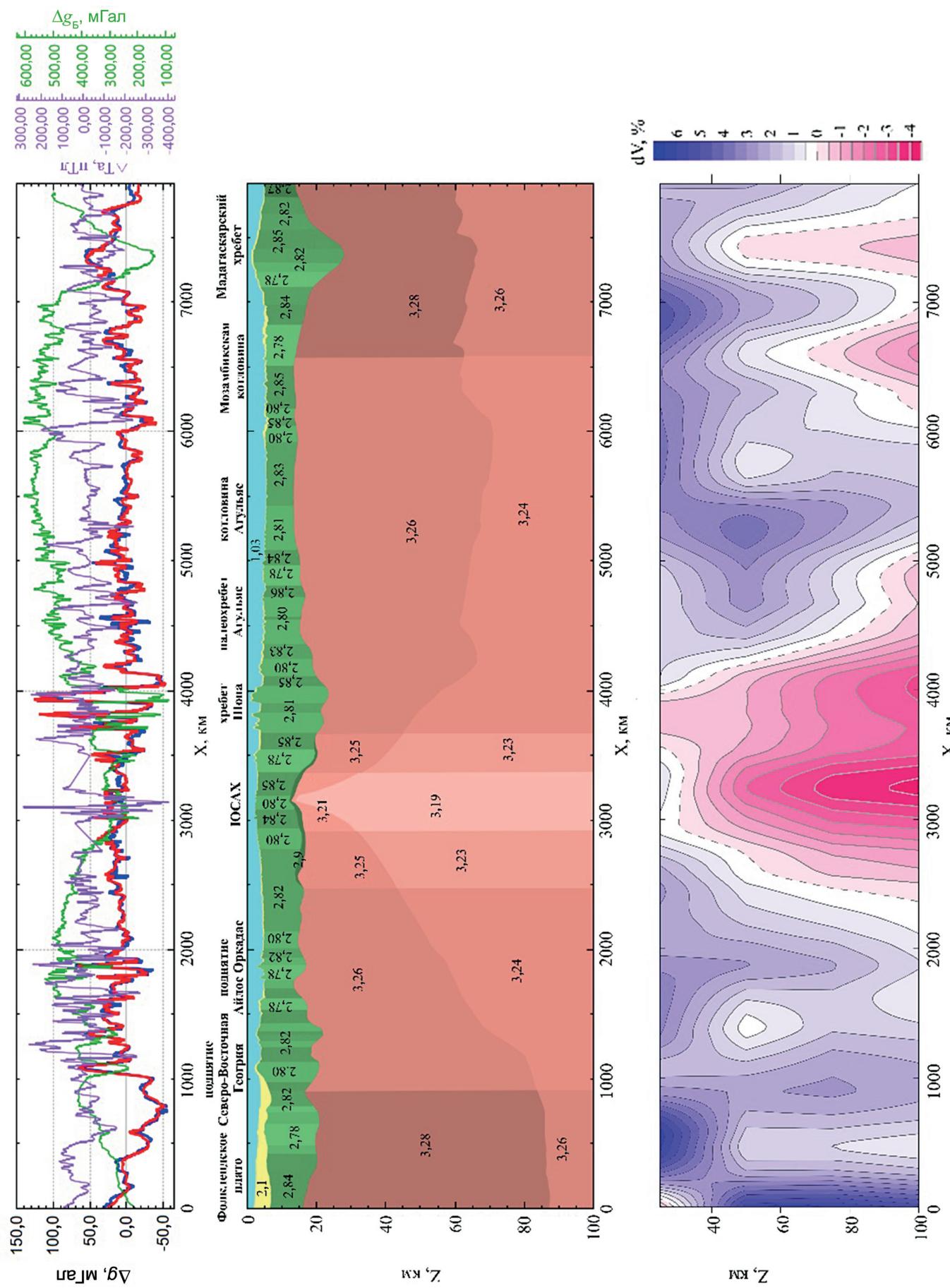


Рис. 3. Структурно-плотностная модель и сейсмомагнитография коры и литосферы [по данным Schaeffer, 2013] вдоль профиля 2. Обозначения см. рис. 2



Параметры строения и типы коры

| Название/ параметры | Фолкленд- ское плато | банка Мориса Юинга | | Поднятие Северо- Восточная Георгия | | Поднятие Айлос Оркадас | | ЮСАХ | |
|--|-------------------------|------------------------------|-----------|---|-----------|---------------------------|-----------------------------------|----------------------------|-----------|
| | | север | юг | север | юг | север | юг | север | юг |
| тип коры | | утоненная континентальная | | интрудирован- ная утоненная континентальная | | смешан- ный | утолщен- ная океа- ническая | утолщенная оceanическая | |
| Глубина дна, км | 0,4–2,8 | 1,4–2,5 | 2,9–3,2 | 1,7–2,8 | 2,4–3,5 | 1,9–3,3 | 2,4–3,9 | 2,3–3,6 | 1,7–3,3 |
| Мощность земной коры, км (вместе с осадками) | 18–30 | 16–22 | 16–20 | 17–22 | 16–21 | 15–20 | 14–16 | 7–13 | 11–17 |
| Плотность, г/см ³ | 2,70–2,80 | 2,78–2,82 | 2,78–2,84 | 2,78–2,86 | 2,80–2,82 | 2,78–2,88 | 2,78–2,82 | 2,82–2,88 | 2,80–2,90 |

филе наблюдается незначительно разуплотнение (3,26–3,28 г/см³ в областях пересекаемых поднятий), что связано с близким расположением горячих точек Шона и Буве;

– плотность астеносферы изменяется от 3,19 г/см³ (под осью хребта) до 3,29 г/см³ (под Фолклендским плато). Также прослеживаются разуплотненные блоки на южном профиле (3,24–3,26 г/см³);

– мощность земной коры увеличивается с севера на юг с 7 до 15 км под осью хребта и на восточном его фланге с 15 до 20 км, что свидетельствует о действии горячей точки Буве, способствующей генерации повышенной магматической активности;

– плотностные неоднородности магматических поднятий и плато (Айлос Оркадас и Метеор, Агульяс и Северо-Восточная Георгия) в региональном плане едва различимы, что свидетельствует об их магмати-

ческом происхождении. Однако при сопоставлении с данными сейсмомагнитографии можно говорить о сходных геодинамических условиях формирования этих сопряженных структур.

В целом разнообразие структур вдоль трансантарктических профилей, выраженное в морфологии и геофизических аномалиях, свидетельствует о гетерогенности строения тектоносферы этого региона вызванной неоднократными кинематическими перестройками и магматической активностью горячих точек.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность Соколову Сергею Юрьевичу за предоставленные данные сейсмомагнитографии.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда проект № 22-27-00110.

Таблица 2

вдоль трансатлантических профилей

| Поднятие Метеор | Хребет Шона | Котловина Агульяс | | Палеохребет Агульяс | | Плато Агульяс | Мозамбик- ский хребет | Мозамбик- ская котло- вина | Мадагаскар- ский хребет |
|---------------------------------|----------------|-------------------|-----------|------------------------|-----------|------------------|--------------------------|----------------------------------|----------------------------|
| | | север | юг | север | юг | | | | |
| утолщенная океаниче- ская | | океаническая | | | | смешенный | | океаническая | утолщенная океаническая |
| 1,8–3,6 | 0,7–3,5 | 4,1–5,3 | 3,9–5,6 | 4,6–5,4 | 4,2–5,0 | 2,5–3,9 | 1,2–3,8 | 4,2–5,7 | 1,0–3,4 |
| 15–22 | 17–22 | 12–14 | 12–16 | 12–13 | 14–16 | 15–20 | 16–27 | 12–15 | 16–28 |
| 2,78–2,86 | 2,81–2,85 | 2,83–2,86 | 2,78–2,86 | 2,83–2,85 | 2,80–2,83 | 2,78–2,87 | 2,78–2,82 | 2,78–2,85 | 2,78–2,85 |

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 2. С. 42–46.
2. Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1, № 5. С. 423–443.
3. Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения дна океана // Доклад АН СССР. 1973. Т. 208, № 6. С. 1338–1341.
4. Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3) // Geochem., Geophys., Geosystems. 2017. Vol. 18. P. 4522–4537.
5. Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. Vol. 9. Q04006.
6. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. Vol. 346, N 6205. P. 65–67.
7. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophysical J. Inter. 2013. Vol. 194. P. 417–449.
8. Smith W.H.F., Sandwel D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. 1997. Vol. 277. P. 1957–1962.
9. Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. Vol. 14, N 8. P. 3297–3305.

Статья поступила в редакцию 27.11.2022,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 16.08.2023

УДК 551.2/.3

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-12-19

ПОСЛЕДСТВИЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РУИНАХ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА АФРАСИАБ (САМАРКАНД, УЗБЕКИСТАН)

Абдулхамид Анарбаевич Анарбаев¹✉, Муминхон Мунир оглы Saidov²,
Андрей Михайлович Корженков³, Акбар Абдукаримович Назаров⁴,
Любовь Андреевна Корженкова⁵, Алексей Андреевич Сенцов³,
Алексей Олегович Агибалов³

¹ Национальный Центр археологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан; anarbaev-ahsi@mail.ru✉

² Самаркандский институт археологии имени Я. Гуломова Агентства культурного наследия РУз, Самарканд, Узбекистан; Международный университет туризма и культурного наследия «Шелковый путь», Ташкент, Узбекистан; saidovmuminkhon@mail.ru

³ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; amkor61@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6424-4253>

⁴ Самаркандский Государственный университет, Самарканд, Узбекистан; akbarnazarov191@gmail.com

⁵ Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия; korjenkova2404@mail.ru

⁶ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; alekssencov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

⁷ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; agibalo@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

Аннотация. На 6 объектах археологического памятника Афрасиаб нами обнаружены следы двух землетрясений X и XII вв., к которым относятся многочисленные разрывы и трещины, формирующие «цветковую» структуру, просадочный грабен, наклоны и развороты фрагментов крепостных стен. Судя по характеру деформаций, эпицентр землетрясения X в. располагался к западу-юго-западу от древнего города, а эпицентр землетрясения XII в. — к югу-юго-западу от него. Интенсивность обоих событий составляла VIII–IX баллов по шкале МСК-64.

Ключевые слова: Афрасиаб, Самарканд, последствия сильных землетрясений, Зеравшанский хребет

Для цитирования: Анарбаев А.А., Saidov M.M., Корженков А.М., Назаров А.А., Корженкова Л.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Последствие сильных землетрясений в руинах археологического памятника Афрасиаб (Самарканд, Узбекистан) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 12–19.

TRACES OF STRONG EARTHQUAKES IN THE RUINS OF THE ARCHAEOLOGICAL SITE OF AFRASIAB (SAMARKAND, UZBEKISTAN)

Abdulkhamid A. Anarbaev¹✉, Muminkhon M. Saidov²,
Andrey M. Korzhenkov³, Akbar A. Nazarov⁴, Lyubov A. Korzhenkova⁵,
Alexey A. Sentsov⁶, Alexey O. Agibalov⁷

¹ National Center of Archaeology, Academy of Sciences of Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; anarbaev-ahsi@mail.ru✉

² Gulomov Samarkand Institute of Archaeology, Cultural Heritage Agency of the Republic of Uzbekistan, Samarkand, Uzbekistan; “Silk Road” International University of Tourism and Cultural Heritage, Tashkent, Uzbekistan; saidovmuminkhon@mail.ru

³ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; amkor61@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6424-4253>

⁴ Samarkand State University, Samarkand, Uzbekistan; akbarnazarov191@gmail.com

⁵ E.M. Sergeev Institute of Geoeontology RAS, Moscow, Russia; korjenkova2404@mail.ru

⁶ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; alekssencov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

⁷ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; agibalo@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

Abstract. We jouned traces of 2 earthquakes of the 10th and 12th centuries were found at 6 objects of the Afrasiab archaeological site, which include numerous faults and fractures that form a “flower” structure, a subsidence graben, slopes and turns of fragments of fortress walls. Judging by the nature of the deformations, the epicenter of the earthquake of the 10th century was located to the west-southwest of the ancient city, and the epicenter of the earthquake of the 12th century. — to the south-southwest of it. The intensity of both events was VIII–IX points on the scale MSK-64.

Key words: Afrasiab, Samarkand, consequences of strong earthquakes, Zeravshan ridge

For citation: Anarbaev A.A., Saidov M.M., Korzhenkov A.M., Nazarov A.A., Korzhenkova L.A., Sentsov A.A., Agibalov A.O. Consequences of strong earthquakes in the ruins of the archaeological site of Afrasiab (Samarkand, Uzbekistan). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 12–19. (In Russ.).

Введение. На территории Самарканда находятся развалины городища Афрасиаб — столицы Согда (Согдианы). Этот древний город, расположенный в Зарафшанской долине, возник не позднее VIII в. до н. э. и являлся центром промышленности, торговли, науки и культуры. Арабский географ Ибн Хаукал, посетивший Самарканд в 70-х годах X в., с восхищением описывал его площади, дома, улицы, пруды, парки и сады. К сожалению, вместе с тем Ибн Хаукал увидел разрушенные дома и дворец правителя в цитадели [Бетгер, 1957]. Поскольку во второй половине X в. в Самарканде не происходило серьезных политических событий и вражеских нападений, разрушение города могло быть связано с каким-то природным катаклизмом, по-видимому, с сильным землетрясением. Для того чтобы проверить это предположение, нами в цитадели и внутри второй стены Афрасиаба на 6-ти объектах произведены расчистки, в которых археосейсмологическими методами удалось зафиксировать следы двух землетрясений X и XII вв.

Материалы и методы исследований. В основу работы положены традиционные методы архе-

осейсмологических исследований, наиболее полно рассмотренные в монографии [Archaeoseismology, 1996], а также в работах, опубликованных за последнее десятилетие зарубежными специалистами, например, [Martín-González, 2018, 2021; Liritzis et al., 2019]. В разработку методологии полевых исследований внесла вклад и наша группа, особенно в сфере использования кинематических индикаторов деформаций применительно к повреждениям и разрушениям древних строительных конструкций [Korzhenkov, Mazor, 1999; Корженков и др., 2020]. В ходе полевых археосейсмологических наблюдений, выполненных на 6-ти объектах в развалины городища Афрасиаб (рис. 1), нами были описаны деформации строительных конструкций, оценен их возраст, по характеру разрушений определены кинематические характеристики сейсмических событий и их интенсивность. Особое внимание было уделено сквозным трещинам, пробивающим несколько блоков / кирпичей подряд, а также ветвящимся трещинам, выходящим из одного разрыва, по-



Рис. 1. Аэрофотоснимок Афрасиаба: **объекты 1–2** — цитадель (донжон), остатки стены IX–X вв., где видны следы землетрясения X в.; **объект 3** — южная стена цитадели, где видны следы землетрясения первой половины XII в.; **объект 4** — пахсовая стена к востоку от цитадели, где проявлены следы землетрясения первой половины XII в.; **объект 5** — остатки четвертой крепостной стены, где видны следы землетрясения XII в.; **объект 6** — остатки второй крепостной стены, следы землетрясения X в.

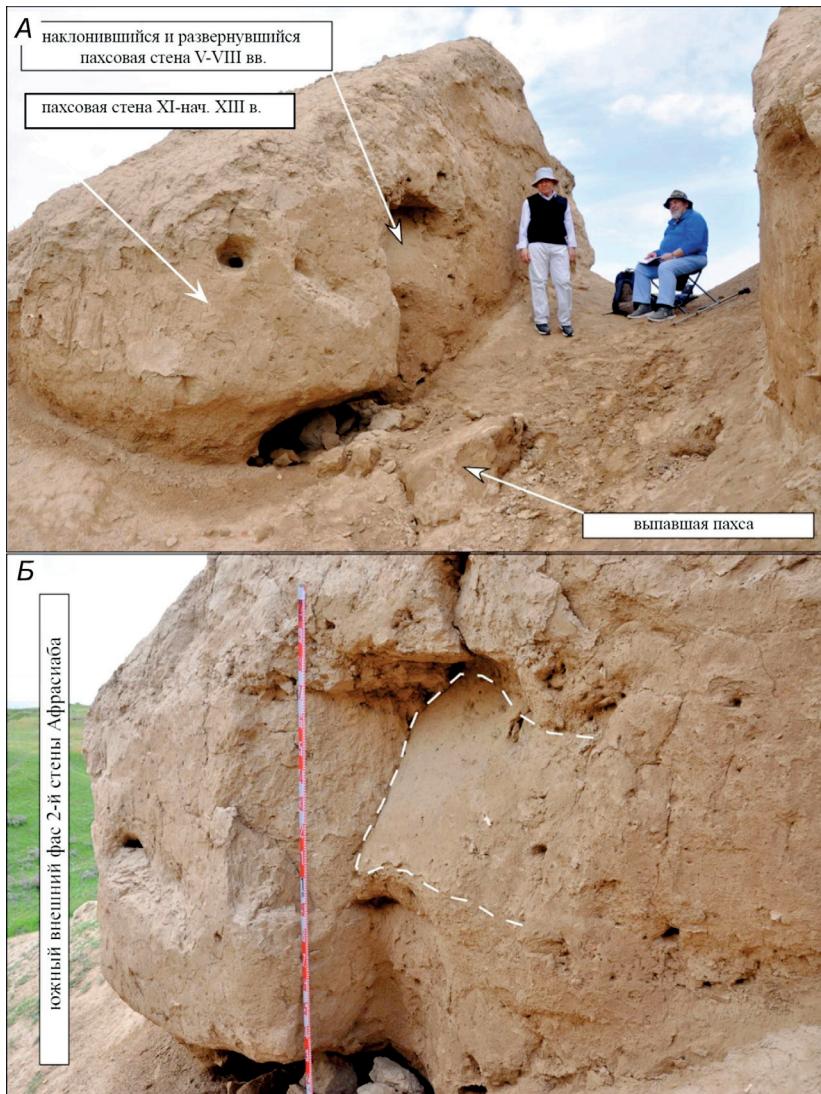


Рис. 2. Наклон и поворот пахсы во 2-й стене Афрасиаба (объект 6 на рис. 1). А — общий вид на северо-запад, Б — близкий вид на юго-запад. Длина измерительной ленты 2 м. Фотография 2023 г.

скольку такие трещины в большинстве случаев связаны с землетрясениями.

Результаты и их обсуждение. Трудно ожидать возможность обнаружения в археологическом раскопе, пройденном через пахсовые строительные конструкции, какие-либо сейсмоинерционные деформации. Тем не менее в стенке субмеридиональной траншеи, пройденной через 2-ую пахсовую стену Афрасиаба (рис. 2), нами обнаружен фрагмент, который наклонился под значительным углом и развернулся по часовой стрелке вокруг вертикальной оси. Подобные деформации возникают при сильных сейсмических подвижках, когда нижняя часть строительной конструкции движется вместе с грунтом, а верхняя часть сооружения остается на месте вследствие сил инерции. Видимые размеры деформированного фрагмента стены: ширина — 85 см, высота — 80–85 см, толщина (судя по соседним пахсовым блокам) — 92–100 см. Отметим, что изученная нами плоскость была обнаружена случайно в старом раскопе из-за выпадения соседнего, также деформированного блока пахсы. Азимут простирания повернутого блока 8–10°, азимут простирания внешнего (южного) фасада 2-ой южной стены города

~90°. Таким образом, поворот деформированного фрагмента строительной конструкции составил около 9° по часовой стрелке. Впечатляет весьма значительный наклон фрагмента под углом 60–61°. Он наклонился по азимуту 278–280° (на запад); оттуда, по-видимому, приходили сильнейшие сейсмические подвижки, приведшие к такой значительной и комплексной деформации. Деформированная стена имеет возраст V–VIII вв.; таким образом, возраст сейсмического события, ответственного за возникновение сейсмодислокации, более поздний. Важно упомянуть, что аналогичные наклон и поворот значительного пахсowego блока был выявлен в привходовой башне в городище Кыркхуджра в Ферганской долине и описан нами ранее [Корженков и др., 2020].

Известно, что во время сильных землетрясений верхние части высотных зданий имеют амплитуду колебаний большую, чем нижние. Соответственно, степень повреждений и разрушений увеличивается вверх с каждым этажом. Это так называемый «эффект небоскреба». Однако не только верхние части небоскребов демонстрируют максимальные повреждения. Природные объекты — протяженные хребты — в своей верхней части также испытывают

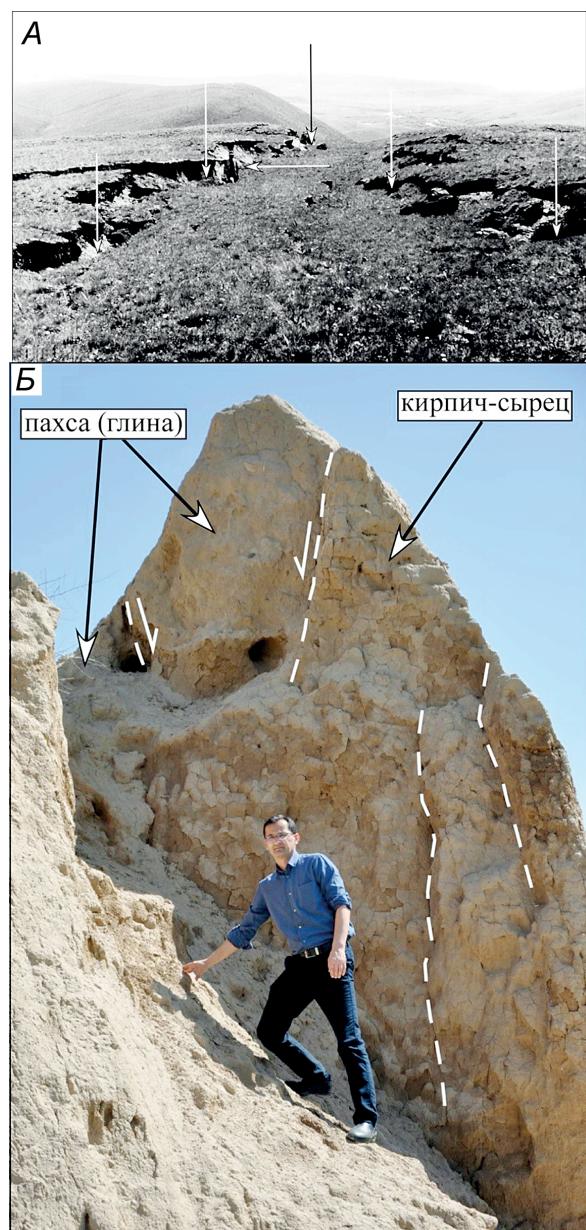


Рис. 3. Образование двухсторонних грабенов во время сейсмических событий. А — грабен в водораздельной части хребта Чет-Корумды, образовавшийся при IX–Х-балльном Суусамырском землетрясении 1992 г. в Северной Киргизии, по [Korjenkov et al., 2004], с дополнениями. Фотография 1993 г. Вид на восток. Вертикальные стрелки показывают выход сбросовых плоскостей на поверхность, горизонтальная — фигуру человека в открытой трещине. Б — грабен в южной стене цитадели в Афрасиабе, где видны следы землетрясения первой половины XII в. (объект 3 на рис. 1). Вид на север. Штриховые линии показывают разрывы, односторонние стрелки — направление смещения по ним. Фотография 2022 г.

максимальные колебания, что зачастую приводит к образованию сопряженных грабенов. Так, например, во время Суусамырского землетрясения в Северном Тянь-Шане 1992 г. с магнитудой 7,3 и интенсивностью IX–Х баллов в приводораздельной части внутривпадинного поднятия Чет-Корумды образовался ступенчатый двухсторонний грабен [Korjenkov et al., 2004]. Подобный механизм, по-видимому, действовал при образовании небольшого двухстороннего грабена в центральной части южной стены цитадели Афрасиаба. Восточная плоскость сечет пахсовые слои, а западная отделяет пахсовую кладку и «рубашку» — внешний панцирь стены, сложенный из сырцовых кирпичей. Расстояние между смежными разрывами 70 см, смещение по западному из них составляет 1,5 см. Остаточная высота стены цитадели, возвышающейся над смежным к западу шахристаном — 15 м (рис. 3). Подобные односторонние сбросовые разрывы приводят к смещению вниз и обрушению значительных фрагментов стен. Такой механизм мы наблюдали в одной из стен к востоку от площади перед цитаделью. Здесь пахсовая стена с простиранием 13° имеет значительные повреждения в своей внешней (западной) части. Ее внешние части отошли по трещинам к западу, а верхняя часть обрушилась в том же направлении (рис. 4).

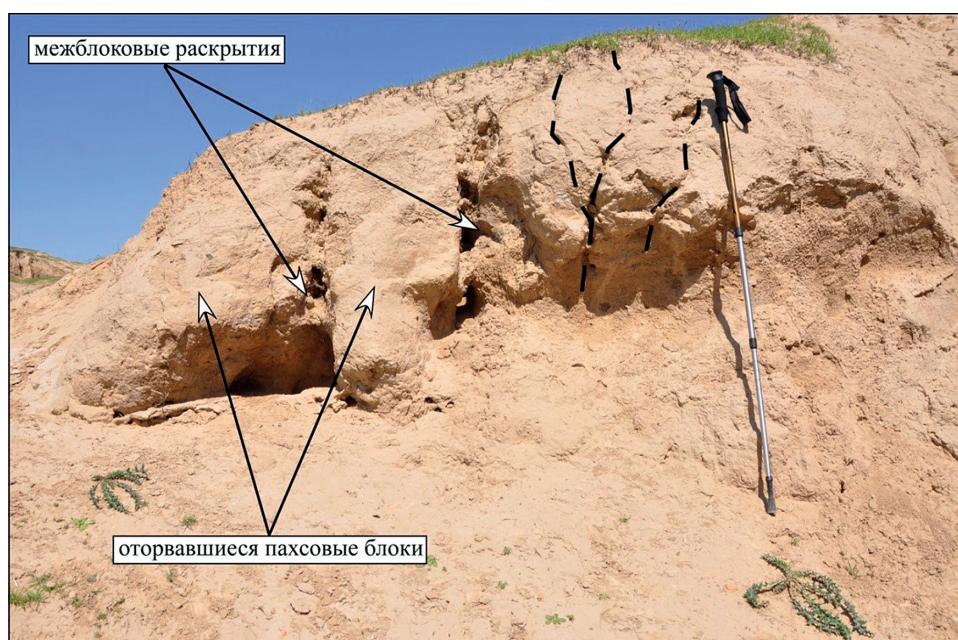


Рис. 4. Отслаивание и отхождение внешних пахсовых частей одной из стен к востоку от площади перед цитаделью по сбросовым разрывам / трещинам (показаны штриховыми линиями) (объект 4 на рис. 1). Следы землетрясения первой половины XII в. Длина трековой палки 1,1 м. Вид на север. Фотография 2022 г.

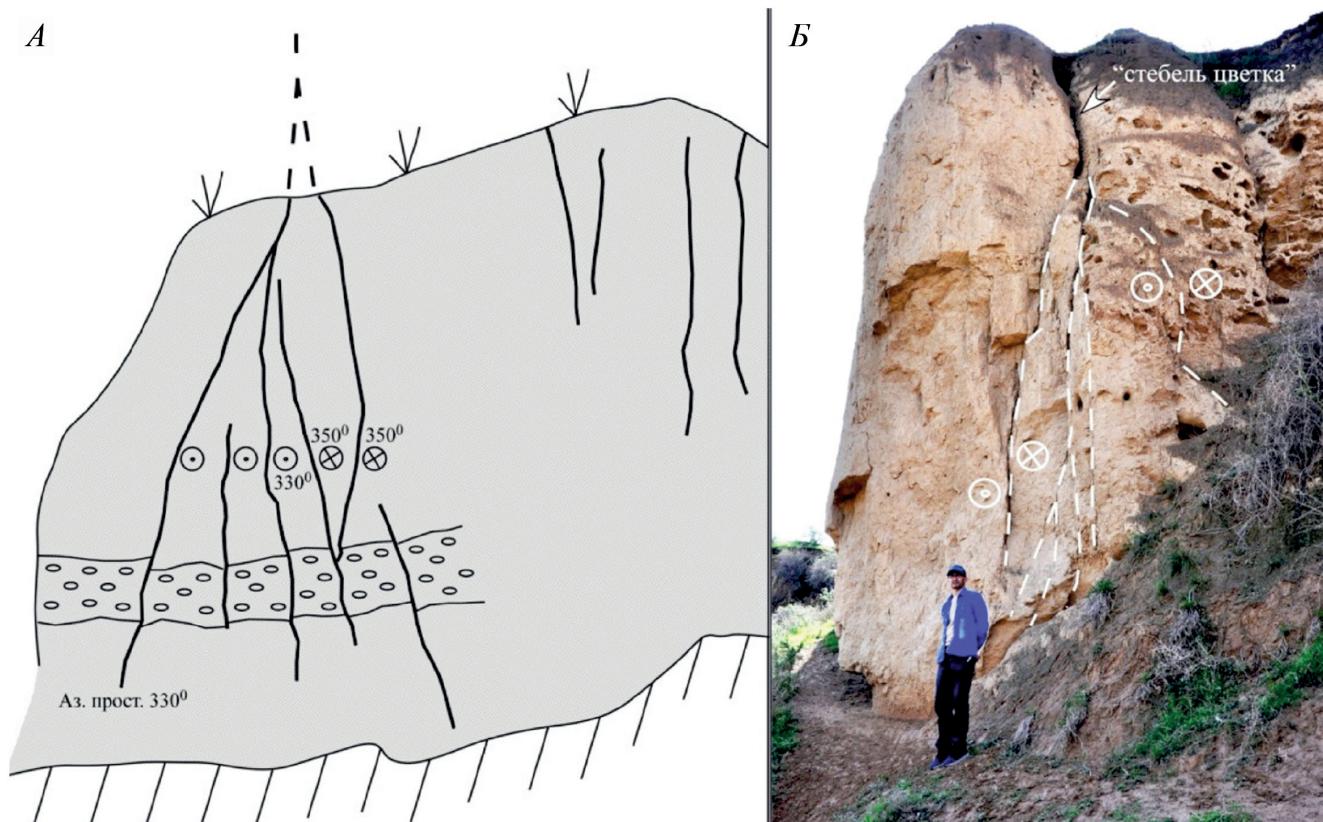


Рис. 5. «Цветковая» структура трещин, раскрывающаяся книзу и свидетельствующая о сдвиговых смещениях по ним. Окружности с точкой показывают движение блока к зрителю. Окружности с перекрестьем — удаление блока. А — юго-восточный угол сооружения первого шахристана городища Кыркхуджра. Схематическая внемасштабная зарисовка [Корженков и др., 2020]. Б — Северо-западный угол в северо-восточной части четвертей городской стены Афрасиаба (объект 5 на рис. 1). Остатки четвертой крепостной стены, где видны следы землетрясения первой половины XII в. Фотография 2023 г. Вид на восток

Большой интерес у специалистов в области археосейсмологии вызывают ветвящиеся трещины, выходящие из одного разрыва. Это так называемые «цветочные» структуры. Своим происхождением они обязаны сдвиговыми напряжениями по обе стороны от трещинного ансамбля. Чаще всего это трещины, ветвящиеся кверху. Однако встречаются и ветвления книзу. Так, например, в юго-восточном углу шахристана поселения Кыркхуджра на холме III значительная часть угла строительной конструкции вывалилась наружу при сильном землетрясении [Корженков и др., 2020]. В образовавшемся обнажении мы обнаружили структурный ансамбль, составленный из нескольких небольших трещин-разрывов — «цветочную» структуру. Подобную структуру мы изучили также в углу, образовавшемся на стыке северо-западной городской стены Афрасиаба и восточного склона сухого сая, режущего вышеупомянутую стену. Северо-западная стена города ограничивается рвом, по которому протекают воды реки Сиеб. Азимут простириания ее и канала 110° . Простириание сая почти перпендикулярное — около 35° . По разрывам, образующим «цветочную» структуру, имеется латеральное ступенчатое выдвижение каждой пластины на первые десятки сантиметров по правилу левого сдвига (рис. 5).

Наряду с «аномальными» (перевернутыми) цветочными структурами имеется множество «нормальных» цветочных структур, расположенных зачастую рядом друг с другом. Они являются свидетельством значительных латеральных сдвиговых напряжений, направленных параллельно простирианию массивных пахсовых стен. Так, например, в траншее, пройденной через западную стену донжона (рис. 6), виден ряд цветочных структур. Азимут простириания западного фаса этой стены 170° . Азимут простириания траншеи — 80° . Азимуты простириания трещин, слагающих упомянутые «цветочные» структуры имеют субмеридиональный тренд, укладываясь в ранг $10-16^{\circ}$.

В протяженных археологических траншеях довольно часто встречается комплекс как хрупких деформаций, так и пластичных субвертикальных зон (рис. 7). В перпендикулярной стене, пристроенной к южной стене донжона Афрасиаба, наблюдаются подобные трещины-разрывы, которые составляют грабеноподобные и «цветковые» структуры. Эти хрупкие разрывы перемежаются с зонами смятия толщиной в первые десятки сантиметров. Не вполне понятно, почему в одних случаях при значительных напряжениях возникает хрупкая деформация, а в других — пластическая. Возможно, это объяснимо особенностями строительной конструкции



Рис. 6. «Нормальные» цветочные структуры (показаны штриховыми линиями) в северной стенке траншеи, пройденной через западную стену донжона (объект 1 на рис. 1). Остатки стены IX–X вв. Следы землетрясения X в. Цифры указывают места замеров простириания трещин. Длина измерительной ленты 2 м. Фотография 2023 г. Вид на северо-запад



Рис. 7. Перпендикулярная стена (объект 2 на рис. 1). Остатки стены IX–X вв., пристроенной к южной стене донжона, имеют хрупкие (жирные сплошные линии) и пластичные (штриховые линии) деформации. Следы землетрясения X в. Возможно, что вся эта стена постепенно развернулась по часовой стрелке: круг показан штриховой линией. Длина измерительной ленты 2 м. Фотография 2023 г. Вид на юго-запад

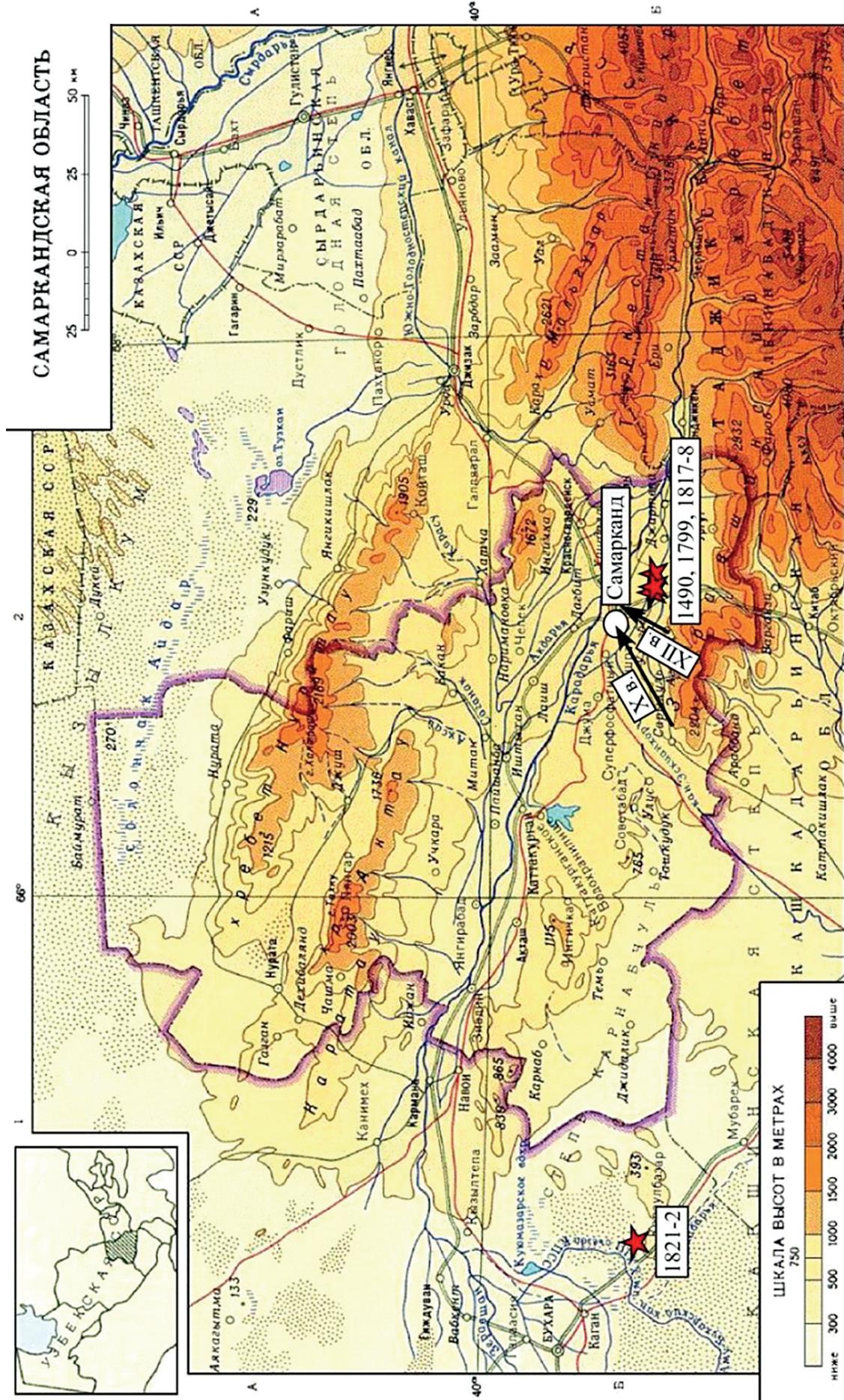


Рис. 8. Топографическая карта Самаркандской области Узбекистана. Звездочки — эпицентры сильных известных землетрясений, по [Новый..., 1977]; рядом подписаны годы произошедших сейсмических событий. Стрелки исходят из центральных частей эпицентральных зон сильных землетрясений X и XII вв.

и плотностью трамбовки пахсы. Интересная особенность отмечена на описываемом участке. Наши замеры простираций разрывов, секущих исследованную стену, показали постепенное увеличение величин от 90° до 120°. Этот факт может означать постепенный разворот всей стены по часовой стрелке вокруг вертикальной оси на 30°.

Заключение. Таким образом, в 6 объектах города зафиксированы следы двух землетрясений X и XII вв. Деформации объектов № 1, 2, 6 затронули стены, возведенные до X в. Поврежденные фрагменты стен имеют наклон на запад и при этом вращаются по часовой стрелке вокруг вертикальной оси (№ 2, 6), что означает приход сейсмических колебаний с запада-юго-запада, т. е. эпицентральная зона землетрясения X в. располагалась к западу-юго-западу от Афрасиаба, на месте западного латерального вспарывания периклинали Зеравшанского хребта. Данные по деформациям стен, возведенных до XII в., в пунктах № 3–5 указывают на колебания вдоль субмеридиональной оси (№ 3), а также отслоение и обрушение стены на запад (№ 4), что свидетельствует о расположении эпицентральной зоны древнего землетрясения к югу-юго-западу от

Афрасиаба. Интересна миграция очагов сильных землетрясений вдоль северного фронта Зеравшанского хребта (мегантиклинали) в восточном направлении: от его западного окончания в X в. до эпицентральной зоны землетрясений 1817–1818 гг. на расстояние в 50 км (рис. 8).

Судя по сильным деформациям важнейших и капитально построенных сооружений Афрасиаба, степень описанных разрушений может быть оценена в I=VIII–IX баллов по макросейсмической шкале МСК-64.

Полученные данные позволяют продлить каталог сильных землетрясений региона вглубь веков, перейти к более надежным оценкам повторяемости и миграции сильных сейсмических катастроф, а также новой региональной оценке сейсмической опасности с использованием данных археосейсмологии.

Финансирование. Работа выполнена за счет средств фундаментального гранта «Узбекистан Ф3-202011021» Национального центра археологии АН Республики Узбекистан, а также в рамках государственного задания Института физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетгер Е.К. Извлечение из книги «Пути и страны» Абул-Касыма Ибн Хаукаля // Труды Среднеазиатского государственного университета. Археология Средней Азии. Вып. IV. Ташкент, 1957. С. 13–40.
2. Корженков А.М., Анарабаев А.А., Усманова М.Т. и др. Сейсмические деформации в древнем поселении Кыркхуджра, расположенном на Великом шелковом пути в Папском районе Узбекистана // Земля и Вселенная. 2020. № 6. С. 37–59.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1974 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 536 с.
4. Archaeoseismology / Eds S. Stiros, R.E. Jones. Athens: Brit. School at Athens, 1996. 268 p.
5. Korjenkov A.M., Mamyrov E., Omuraliev M. et al. Rock avalanches and Landslides formed in result of strong Suusamyr (1992, M=7.4) earthquake in the northern Tien Shan — test structures for mapping of paleoseismic deformations by satellite images // Proceedings of the 7th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography. Dresden: Kartographische Bausteine, 2004. P. 117–135.
6. Korzhenkov A.M., Mazor E. Structural reconstruction of seismic events: Ruins of ancient cities as fossil seismographs // Sci. New Technol. 1999. No. 1. P. 62–74.
7. Liritzis I., Westra A., Miao C. Disaster geoarchaeology and natural cataclysms in world cultural evolution: An overview // J. Coastal Res. 2019. Vol. 35, No. 6. P. 1307–1330.
8. Martín-González F. Earthquake damage orientation to infer seismic parameters in archaeological sites and historical earthquakes // Tectonophysics. 2018. Vol. 724/725. P. 137–145.
9. Martín-González F. Review and proposed method to study the damage orientation of earthquake effects in pre-instrumental earthquakes // Izv. Phys. Solid Earth. 2021. Vol. 57, No. 6. P. 980–993.

Статья поступила в редакцию 29.05.2023, одобрена после рецензирования 05.06.2023, принята к публикации 16.08.2023

УДК 551.83

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-20-30

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ВЕРХОЛЕНСКОЙ СЕРИИ

**Софья Ивановна Меренкова¹✉, Игорь Валентинович Коровников²,
Руслан Рустемович Габдуллин³**

¹ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koshelevasof@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-3204-4393>

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; korovnikoviv@ipgg.sbras.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Аннотация. Верхоленская серия ($\mathbb{E}_{2-3}vl$) изучена в разрезе правого берега р. Малая Чуя. Определены концентрации главных оксидов и некоторых микроэлементов (Cr, V, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba, U, Th, Y, Nb, Cl) в пробах методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF). На основе результатов рентгеноспектрального флуоресцентного анализа выполнен расчет нормативного минерального состава с применением программы MINLITH. В разрезе по геохимическим данным отчетливо выделяются интервалы изменения характера выветривания (физическое/химическое) в области денудации, фиксируемые по вариациям величин отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$, содержаний V, Cu, Zn, Rb, Ni, нормативного минерального состава. Cr, по-видимому, в данном случае поступал в бассейн исключительно эоловым путем и маркирует периоды усиления ветрового переноса. В условиях тектонической активизации и прогрессирующей изоляции Верхоленского бассейна вблизи изотопного события SPICE, рассмотренные литолого-геохимические особенности дают информацию о сопутствующих этим событиям климатических изменениях.

Ключевые слова: палеоклимат, кембрий, геохимические индикаторы, Сибирская платформа

Для цитирования: Меренкова С.И., Коровников И.В., Габдуллин Р.Р. Литолого-геохимические особенности и палеоклиматические условия формирования пород верхоленской серии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 20–30.

GEOCHEMICAL FEATURES AND PALEOCLIMATIC CONDITIONS FOR THE FORMATION OF THE VERTHNYAYA LENA FORMATION (THE SOUTHEAST OF THE SIBERIAN PLATFORM)

Sofia I. Merenkova¹✉, Igor V. Korovnikov², Ruslan R. Gabdullin³

¹ Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru✉

² Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics of the Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russia; korovnikoviv@ipgg.sbras.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Gabdullin@fgp.msu.ru

Abstract. Verkhnyaya Lena formation ($\mathbb{E}_{2-3}vl$) was studied in the section on the right bank of the Malaya Chuya River. The concentrations of main oxides and some trace elements (Cr, V, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba, U, Th, Y, Nb, Cl) were determined in the samples using X-ray spectral fluorescence analysis (XRF). Based on the results of XRF, the standard mineral composition was calculated using the MINLITH. Geochemical data clearly distinguishes intervals of changing weathering characteristics (physical/chemical, arid/humid) in the denudation area, which are fixed by variations in the values of the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ratios, $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$, contents of V, Cu, Zn, Rb, and Ni, as well as normative mineral composition. Cr, apparently, was transported exclusively by the aeolian process and marks periods of increased wind transport intensity. Under the conditions of tectonic activation and progressive isolation of the paleobasin, the lithological and geochemical features considered provide some information about the climatic changes that accompanied these events.

Keywords: paleoclimate, Cambrian, geochemical proxies, Siberian Platform

For citation: Merenkova S.I., Korovnikov I.V., Gabdullin R.R. Geochemical features and paleoclimatic conditions for the formation of the Verkhnyaya Lena formation (the southeast of the Siberian Platform). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 20–30. (In Russ.).

Введение. Изучение фундаментальной проблемы глобальных климатических изменений — как современных, так и в геологическом прошлом — представляется актуальной задачей современной науки. В рамках комплексных исследований динамики палеосреды сведение данных и проверка гипотез о взаимодействии между тектоническими перестройками, климатическими, океанологическими изменениями и развитием жизни требует наличия достаточного количества информации о каждом из этих факторов. Наиболее широко используемым показателем палеоклимата является палеотермометрия на основе изотопного состава кислорода карбонатов. Для раннего палеозоя этот метод имеет существенные ограничения, включающие как неполноту знаний о составе древней морской воды, так и сильное влияние на изотопное отношение постседиментационных преобразований, например, [Hearing et al., 2018, Goldberg et al., 2021]. Помимо этого важно учесть, что температура вод палеобассейнов не всегда является функцией климата (т. е. отражением интенсивности суммарной солнечной радиации) и изучение «ландшафтов» моря неизбежно перерастает в изучение природных свойств водной массы [Солнцев, 2001].

Палеогеосистемы в переходной зоне суши и морского бассейна (субаэральные и аквальные палеогеосистемы) являются более чувствительными к изменениям, т.к. сокращено время отклика седиментационных систем на палеоклиматические особенности среды и их вариации. Это делает перспективным изучение отложений, формировавшихся в лагунно-себковых условиях. Для решения задачи косвенной оценки климатических вариаций в среднем-позднем кембрии через процессы выветривания были проведены геохимические исследования пород верхоленской серии.

Краткая геологическая характеристика и материалы исследования. Породы, сформировавшиеся в Верхоленском бассейне (E_{2-3}), занимают значительную площадь на юго-западе Сибирской платформы. Стратиграфическое положение верхоленской серии остается дискуссионным: часть исследователей [Карасев и др., 1966] относит ее к верхнекембрийским отложениям, другие — к среднему кембрию [Королюк, Писарчик, 1965], М.А. Жарков [1966] связывал верхоленскую серию с майским ярусом, в более поздних работах [напр., Стратиграфия..., 2016] серия сопоставляется с майским и амгинским ярусами (захватывая верхнюю часть тойонского). В «Региональной стратиграфической схеме кембрийских отложений Сибирской платформы» [2021] верхоленская серия имеет интервал распространения майский, аюсокканский, сакский и аксайский ярусы (средний — частично верхний кембрий).

Верхоленская серия изучена в разрезе на правом берегу реки Малая Чуя, в 7 км вверх по течению от ее слияния с рекой Большая Чуя (рис. 1). В обнажении вскрывается верхняя часть верхоленской серии,

илгинская свита и нижняя часть устькутской свиты. В стратиграфической последовательности были опробованы 84,5 м разреза верхоленской серии. В изученном обнажении серия сложена доломитовыми мергелями, глинистыми алевролитами, красными, коричневато-красными с маломощными прослоями зеленовато-серых алевролитов. На поверхностях напластования зеленовато-серых алевролитов наблюдаются знаки ряби. Верхняя часть видимого интервала верхоленской серии представлена плитчатыми аргиллитами красного и коричневато-красного цвета с прослоями зеленовато-серых алевролитов. Видимая мощность 115 м.

Ранее в разрезе на р. Малая Чуя исследователями [Буякайте и др., 2019] установлен экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 1) в верхней части верхоленской серии, который, возможно, соответствует изотопному событию SPICE (Steptoean Positive Carbon Isotope Excursion), а также, в кровле согласно перекрывающей ее илгинской свиты, отрицательный экскурс, вероятно соответствующий событию TOCE (Top of Cambrian carbone-isotope Excursion).

Методы. В общей сложности в данном исследовании задействовано 35 образцов пород верхоленской серии. Определение концентрации главных оксидов и некоторых микроэлементов (Cr, V, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba, U, Th, Y, Nb, Pb, As, Cl, Mo) в пробах выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical (Нидерланды). Анализ выполнен в ЦКП ИГЕМ РАН (исполнитель — н.с. А.И. Якушев).

На основе результатов рентгеноспектрального флуоресцентного анализа выполнен расчет нормативного минерального состава с применением программы MINLITH [Розен и др., 2000]. Ошибка вычислений по программе MINLITH для большинства случаев находится в пределах 5–15% отн., и только при содержаниях минерала менее 5% масс., она достигает 60–70% отн. [Розен, Аббасов, 2003]. По этой причине в текущем исследовании приводятся данные по наиболее значимым в процентном отношении содержаниям минералов, что даже с поправкой на вышеуказанную ошибку позволяет судить об определенных изменениях в составе пород.

Ввиду высокой карбонатности изучаемых пород, такой часто используемый показатель оценки степени химического выветривания и климатических изменений как CIA, может приводить к ошибочным выводам [von Eynatten et al., 2003; Montero-Serrano et al., 2015]. При преобладании химического выветривания возрастает вымывание щелочей (Na^+ , K^+) и Ca^{+2} , концентрация Al и Si в продуктах выветривания, и наоборот — в среде, в которой преобладает физическое выветривание, химическое изменение полевых шпатов с образованием глинистых минералов незначительно [Nesbitt, Young, 1982]. Статисти-

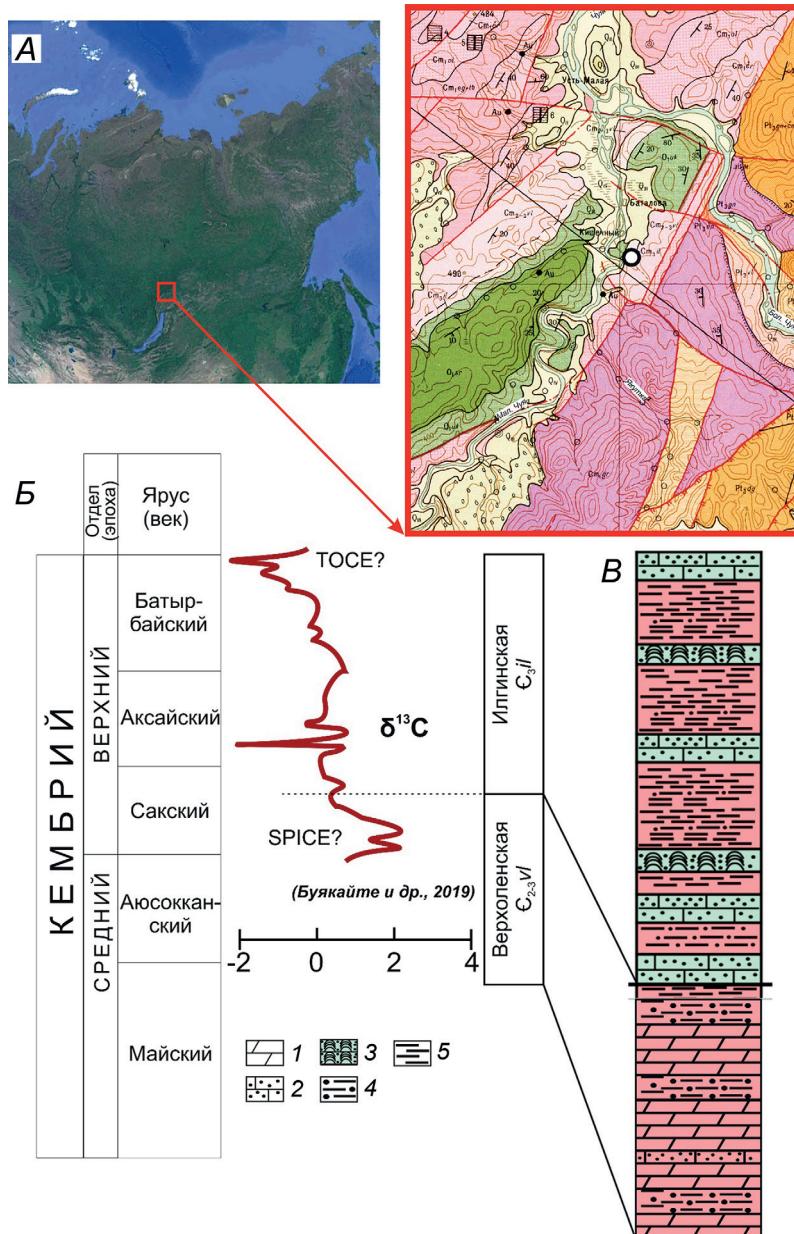


Рис. 1. Положение исследуемого разреза верхоленской серии (переходные отложения от верхнего кембрия к ордовику на правом берегу р. Малая Чуя). А — местоположение разреза в региональном плане. Б — стратиграфическое положение. В — строение разреза. Вариации изотопного состава углерода в карбонатах верхоленской и илгинской свит в разрезе р. Малая Чуя по [Буякайте и др., 2019]. 1 — доломитовый мергель, 2 — известковый песчаник, 3 — строматолитовые биогермы, 4 — алевролит, 5 — аргиллит

ческое сравнение $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ и CIA показало, что $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ может более точно отражать тенденцию выветривания, т.к. позволяет избежать неопределенностей, связанных с поправкой на CaO из фосфатной и карбонатной фаз [von Eynatten et al., 2003]. Поэтому в данном исследовании используются отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (масс.%) и $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ (молярные). Рост величин свидетельствует об относительном потеплении и гумидизации, падение — о снижении температур и аридизации (преобладание химического или физического выветривания в области денудации соответственно).

Результаты. Содержание главных петрогенных оксидов и микроэлементов приведены в табл. 1 и 2. Для пород верхоленской серии характерен разброс концентраций Al_2O_3 (от 3,3 до 11,6%, в среднем 6,7%) и CaO (от 10,0 до 30,9%, в среднем 23,6%), средние содержания Na_2O , MgO , SiO_2 , K_2O , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 общ., P_2O_5 составляют 0,64, 3,43, 39,23, 1,83, 0,38, 0,11,

2,62 и 0,11 масс. % соответственно. Проба Ch032 содержит 1,9% минерала барит (BaSO_4).

За основу при определении обогащения/обеднения элементами взяты кларки по Н.А. Григорьеву [2009]. Изменения по разрезу нормализованных на стандарт для карбонатных пород содержаний отдельных элементов приведены на рис. 2. Для всех проанализированных пород характерно обогащение Cr (до 11 раз), V, Ni, Cu, Zn, Rb. Отдельные образцы обогащены Ba (до 26 раз) из-за присутствия барита, Ba коррелирует только с $S_{\text{общ}}$ (коэффициент 0,98, аналогичная корреляционная связь $S_{\text{общ}}$ только с барием). Содержания Sr значительно ниже кларковых, обнаруживается только слабая обратная корреляционная связь с характерными для терригенной части оксидами (Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3) и элементами. Концентрации U, Th, Mo составляют менее 5 ppm, Pb и As — менее 10 ppm, что ниже предела обнаружения методом.

Таблица 1

Содержание главных оксидов (масс %)

| Образец | Точка отбора (от подошвы), м | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Na ₂ O | MgO | K ₂ O | CaO | TiO ₂ | MnO | Fe ₂ O ₃ общ. | P ₂ O ₅ | S _{общ.} | ППП |
|---------|------------------------------|------------------|--------------------------------|-------------------|------|------------------|-------|------------------|-------|-------------------------------------|-------------------------------|-------------------|-------|
| Ch005 | 0,95 | 33,87 | 4,50 | 0,78 | 3,55 | 1,26 | 29,22 | 0,31 | 0,145 | 1,36 | 0,13 | 0,02 | 24,73 |
| Ch006 | 1,25 | 34,72 | 4,99 | 0,73 | 3,81 | 1,35 | 27,85 | 0,34 | 0,137 | 1,65 | 0,13 | 0,02 | 24,15 |
| Ch010 | 2,80 | 39,67 | 6,95 | 0,68 | 3,71 | 1,85 | 22,12 | 0,42 | 0,115 | 2,91 | 0,12 | <0.01 | 21,25 |
| Ch012 | 4,45 | 39,71 | 6,99 | 0,79 | 4,01 | 1,80 | 22,10 | 0,39 | 0,108 | 2,53 | 0,11 | 0,02 | 21,19 |
| Ch013 | 5,65 | 37,13 | 5,94 | 0,79 | 3,34 | 1,54 | 25,50 | 0,39 | 0,119 | 2,03 | 0,13 | 0,01 | 22,89 |
| Ch015 | 6,50 | 35,74 | 5,69 | 0,79 | 3,67 | 1,46 | 26,14 | 0,37 | 0,122 | 1,89 | 0,12 | 0,01 | 23,83 |
| Ch020 | 9,10 | 49,05 | 11,62 | 0,58 | 5,05 | 3,14 | 10,00 | 0,55 | 0,084 | 5,97 | 0,11 | <0.01 | 13,64 |
| Ch024 | 11,95 | 44,57 | 9,02 | 0,64 | 4,44 | 2,42 | 16,71 | 0,44 | 0,104 | 3,95 | 0,11 | <0.01 | 17,41 |
| Ch025 | 12,95 | 41,91 | 7,19 | 0,88 | 4,22 | 1,86 | 20,46 | 0,39 | 0,105 | 2,47 | 0,11 | <0.01 | 20,25 |
| Ch026 | 13,45 | 41,24 | 6,71 | 0,90 | 4,11 | 1,76 | 21,41 | 0,37 | 0,107 | 2,43 | 0,11 | 0,02 | 20,50 |
| Ch032 | 16,55 | 40,32 | 7,50 | 0,64 | 5,67 | 1,98 | 17,75 | 0,41 | 0,139 | 3,09 | 0,11 | 0,36 | 20,35 |
| Ch036 | 19,05 | 36,42 | 6,55 | 0,57 | 4,04 | 1,74 | 24,26 | 0,36 | 0,128 | 2,50 | 0,10 | 0,03 | 23,14 |
| Ch040 | 21,00 | 42,29 | 6,60 | 0,90 | 4,16 | 1,82 | 21,01 | 0,41 | 0,113 | 2,22 | 0,13 | <0.01 | 20,16 |
| Ch041 | 21,40 | 37,97 | 5,86 | 0,70 | 3,15 | 1,55 | 25,58 | 0,40 | 0,116 | 1,98 | 0,12 | 0,01 | 22,38 |
| Ch042 | 21,80 | 35,72 | 5,83 | 0,55 | 2,78 | 1,53 | 27,42 | 0,43 | 0,109 | 2,10 | 0,13 | 0,01 | 23,16 |
| Ch043 | 23,60 | 44,83 | 9,45 | 0,61 | 5,26 | 2,33 | 14,48 | 0,51 | 0,092 | 4,49 | 0,12 | 0,01 | 17,64 |
| Ch050 | 28,05 | 40,26 | 6,05 | 0,40 | 2,29 | 1,78 | 25,20 | 0,30 | 0,085 | 2,54 | 0,08 | 0,01 | 20,78 |
| Ch054 | 31,55 | 38,48 | 5,38 | 0,60 | 2,20 | 1,59 | 27,25 | 0,31 | 0,094 | 2,03 | 0,10 | 0,01 | 21,77 |
| Ch060 | 35,65 | 42,47 | 7,82 | 0,74 | 4,62 | 2,10 | 18,93 | 0,43 | 0,103 | 2,98 | 0,11 | <0.01 | 19,47 |
| Ch061 | 36,15 | 35,09 | 4,05 | 0,29 | 2,01 | 1,25 | 30,90 | 0,21 | 0,104 | 2,06 | 0,07 | 0,02 | 23,80 |
| Ch070 | 42,45 | 42,74 | 8,15 | 0,58 | 4,48 | 2,19 | 18,66 | 0,44 | 0,104 | 3,57 | 0,11 | <0.01 | 18,81 |
| Ch075 | 46,75 | 42,86 | 7,28 | 0,77 | 4,35 | 1,97 | 19,24 | 0,42 | 0,103 | 2,93 | 0,11 | 0,02 | 19,71 |
| Ch076 | 47,55 | 48,22 | 3,93 | 0,28 | 1,67 | 1,21 | 24,07 | 0,19 | 0,082 | 1,84 | 0,06 | 0,03 | 18,17 |
| Ch079 | 50,45 | 40,85 | 3,34 | 0,37 | 1,20 | 1,08 | 29,97 | 0,18 | 0,097 | 1,26 | 0,06 | 0,01 | 21,42 |
| Ch083 | 53,05 | 34,81 | 5,12 | 0,73 | 2,89 | 1,45 | 29,01 | 0,34 | 0,121 | 1,68 | 0,12 | 0,02 | 23,54 |
| Ch084 | 53,55 | 40,95 | 7,28 | 0,75 | 3,00 | 2,12 | 22,64 | 0,39 | 0,098 | 2,92 | 0,11 | <0.01 | 19,56 |
| Ch086 | 55,05 | 38,08 | 6,18 | 0,75 | 2,03 | 1,87 | 26,49 | 0,38 | 0,105 | 2,52 | 0,12 | 0,01 | 21,33 |
| Ch089 | 58,05 | 39,60 | 5,76 | 0,82 | 2,10 | 1,77 | 26,10 | 0,41 | 0,101 | 2,10 | 0,15 | <0.01 | 20,91 |
| Ch091 | 58,95 | 44,23 | 9,29 | 0,68 | 4,75 | 2,60 | 16,20 | 0,47 | 0,102 | 3,95 | 0,11 | 0,01 | 17,41 |
| Ch096 | 64,15 | 43,88 | 9,02 | 0,69 | 4,43 | 2,54 | 17,36 | 0,47 | 0,097 | 3,59 | 0,12 | <0.01 | 17,61 |
| Ch111 | 73,05 | 42,64 | 6,35 | 0,80 | 3,03 | 1,87 | 22,99 | 0,36 | 0,105 | 2,15 | 0,11 | <0.01 | 19,44 |
| Ch120 | 78,40 | 31,67 | 7,72 | 0,33 | 2,44 | 2,06 | 27,61 | 0,37 | 0,099 | 3,19 | 0,09 | 0,03 | 24,25 |
| Ch122 | 80,40 | 30,07 | 7,36 | 0,28 | 2,47 | 1,97 | 28,99 | 0,37 | 0,113 | 2,96 | 0,09 | 0,03 | 25,18 |
| Ch125 | 81,80 | 33,79 | 4,75 | 0,63 | 2,76 | 1,55 | 30,58 | 0,29 | 0,142 | 1,42 | 0,10 | 0,02 | 23,81 |
| Ch128 | 84,30 | 27,35 | 6,84 | 0,28 | 2,19 | 1,82 | 31,14 | 0,35 | 0,132 | 2,48 | 0,09 | 0,05 | 27,19 |

Таблица 2

Содержание элементов (ppm) в породах верхоленской серии

| Образец | Cr | V | Ni | Cu | Zn | Rb | Sr | Ba | Cl | Y | Nb | Zr |
|---------|-----|-----|----|----|----|----|-----|------|------|----|----|-----|
| Ch005 | 116 | 46 | 32 | 24 | 35 | 25 | 192 | 158 | 276 | 22 | 7 | 71 |
| Ch006 | 119 | 48 | 33 | 19 | 40 | 28 | 177 | 184 | 215 | 22 | 8 | 86 |
| Ch010 | 143 | 65 | 57 | 27 | 55 | 43 | 193 | 249 | 389 | 26 | 9 | 85 |
| Ch012 | 154 | 66 | 50 | 23 | 52 | 40 | 225 | 783 | 238 | 21 | 9 | 94 |
| Ch013 | 129 | 57 | 44 | 24 | 53 | 33 | 216 | 193 | 489 | 23 | 7 | 73 |
| Ch015 | 138 | 49 | 42 | 26 | 46 | 32 | 208 | 208 | 265 | 24 | 7 | 82 |
| Ch020 | 176 | 109 | 76 | 30 | 76 | 71 | 136 | 300 | 268 | 26 | 9 | 136 |
| Ch024 | 197 | 81 | 61 | 27 | 59 | 53 | 149 | 282 | 229 | 20 | 9 | 122 |
| Ch025 | 112 | 63 | 52 | 26 | 52 | 41 | 173 | 233 | 255 | 21 | 8 | 79 |
| Ch026 | 131 | 57 | 44 | 24 | 48 | 38 | 188 | 587 | 1168 | 20 | 8 | 75 |
| Ch032 | 142 | 83 | 53 | 32 | 49 | 42 | 204 | 9358 | 192 | 21 | 8 | 99 |
| Ch036 | 146 | 63 | 43 | 26 | 48 | 37 | 168 | 351 | 396 | 19 | 7 | 87 |
| Ch040 | 154 | 51 | 47 | 23 | 48 | 36 | 175 | 220 | 319 | 24 | 7 | 100 |
| Ch041 | 160 | 61 | 45 | 25 | 48 | 35 | 188 | 221 | 362 | 22 | 8 | 98 |
| Ch042 | 228 | 66 | 44 | 23 | 49 | 35 | 191 | 217 | 427 | 24 | 9 | 229 |
| Ch043 | 130 | 87 | 63 | 31 | 72 | 58 | 132 | 282 | 338 | 26 | 9 | 113 |
| Ch050 | 184 | 59 | 39 | 27 | 44 | 38 | 241 | 232 | 496 | 19 | 7 | 66 |
| Ch054 | 175 | 46 | 36 | 26 | 38 | 33 | 235 | 201 | 413 | 19 | 7 | 88 |
| Ch060 | 146 | 73 | 51 | 27 | 56 | 47 | 166 | 236 | 523 | 23 | 8 | 103 |
| Ch061 | 183 | 36 | 29 | 23 | 35 | 28 | 242 | 157 | 349 | 18 | 4 | 54 |
| Ch070 | 172 | 74 | 54 | 32 | 57 | 48 | 163 | 232 | 287 | 22 | 8 | 117 |
| Ch075 | 136 | 66 | 50 | 24 | 54 | 42 | 163 | 555 | 500 | 21 | 9 | 94 |
| Ch076 | 220 | 47 | 29 | 20 | 32 | 29 | 172 | 901 | 331 | 14 | 5 | 65 |
| Ch079 | 164 | 34 | 28 | 22 | 31 | 26 | 225 | 210 | 286 | 15 | 5 | 41 |
| Ch083 | 132 | 51 | 38 | 22 | 43 | 30 | 219 | 174 | 512 | 20 | 7 | 70 |
| Ch084 | 122 | 61 | 56 | 28 | 54 | 45 | 183 | 252 | 279 | 20 | 7 | 67 |
| Ch086 | 110 | 53 | 47 | 27 | 55 | 37 | 180 | 213 | 253 | 19 | 9 | 69 |
| Ch089 | 136 | 49 | 41 | 21 | 46 | 31 | 187 | 196 | 360 | 23 | 9 | 89 |
| Ch091 | 152 | 83 | 61 | 26 | 61 | 56 | 171 | 319 | 235 | 21 | 9 | 115 |
| Ch096 | 136 | 69 | 59 | 30 | 59 | 52 | 196 | 252 | 286 | 25 | 9 | 120 |
| Ch111 | 132 | 50 | 42 | 24 | 47 | 37 | 187 | 230 | 204 | 21 | 7 | 75 |
| Ch120 | 104 | 58 | 59 | 29 | 55 | 47 | 148 | 212 | 306 | 17 | 8 | 70 |
| Ch122 | 98 | 63 | 54 | 27 | 54 | 47 | 142 | 183 | 155 | 18 | 9 | 67 |
| Ch125 | 119 | 52 | 34 | 22 | 36 | 28 | 192 | 197 | 367 | 19 | 6 | 74 |
| Ch128 | 83 | 57 | 50 | 31 | 52 | 43 | 139 | 174 | 137 | 16 | 7 | 62 |

Обсуждение. Нормативный минеральный состав и формы нахождения элементов. Вариации минерального состава, пересчитанного по методу О.М. Розена представлены на рис. 3 и табл. 3. Вариации карбонатной и терригенной составляющих в изучаемом разрезе носят колебательный, близкий к ритмичному характер, что хорошо видно на рис. 2. Такие изменения вещественного состава нашли отражение в содержаниях V, Ni, Cu, Zn и Rb — их

Таблица 3

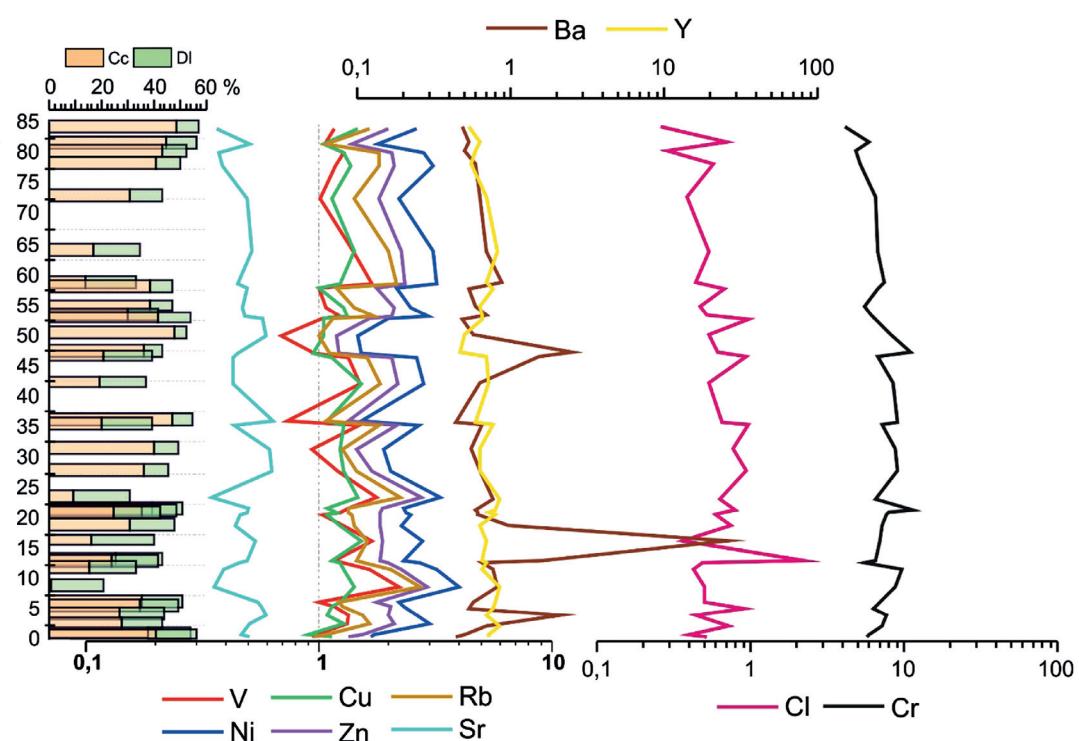
Нормативно-минеральный состав пород верхоленской серии

| Образец | Ab | Pl | Or | Q | Ill | Cc | Dl | Ank |
|---------|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|
| Ch128 | 2,4 | 2,6 | 0,3 | 16,3 | 18,9 | 48,4 | 8,2 | 4,5 |
| Ch125 | 5,2 | 5,7 | 4,6 | 22,2 | 7,8 | 44,7 | 11,5 | 2,8 |
| Ch122 | 2,3 | 2,6 | 0,3 | 18,1 | 20,2 | 43,1 | 9,3 | 5,6 |
| Ch120 | 2,8 | 3,1 | 0,4 | 19,0 | 21,0 | 40,5 | 9,1 | 6,2 |
| Ch111 | 6,6 | 7,3 | 4,3 | 28,4 | 11,8 | 30,7 | 12,4 | 4,4 |
| Ch096 | 5,7 | 6,3 | 3,0 | 26,7 | 21,1 | 16,8 | 17,9 | 7,3 |
| Ch091 | 5,6 | 6,2 | 2,9 | 26,9 | 22,1 | 13,7 | 19,3 | 8,1 |
| Ch089 | 6,8 | 7,5 | 4,9 | 25,9 | 9,5 | 38,2 | 8,5 | 4,5 |
| Ch086 | 6,2 | 6,9 | 4,5 | 24,3 | 11,5 | 38,8 | 8,0 | 5,4 |
| Ch084 | 6,2 | 6,9 | 3,9 | 25,7 | 15,0 | 29,6 | 12,0 | 6,1 |
| Ch083 | 6,0 | 6,7 | 3,4 | 23,0 | 9,0 | 41,8 | 12,0 | 3,4 |
| Ch079 | 3,0 | 3,3 | 2,8 | 32,4 | 6,1 | 47,5 | 4,7 | 2,6 |
| Ch076 | 2,3 | 2,5 | 2,1 | 39,6 | 8,8 | 36,1 | 6,6 | 3,8 |
| Ch075 | 6,5 | 7,1 | 2,8 | 28,3 | 15,8 | 20,8 | 18,3 | 6,1 |
| Ch070 | 4,8 | 5,3 | 1,7 | 27,8 | 19,9 | 18,9 | 18,3 | 7,3 |
| Ch061 | 2,4 | 2,6 | 2,2 | 26,5 | 9,0 | 46,7 | 8,1 | 4,4 |
| Ch060 | 6,2 | 6,8 | 2,5 | 27,3 | 17,7 | 19,6 | 19,2 | 6,1 |
| Ch054 | 5,0 | 5,5 | 3,3 | 26,7 | 10,6 | 40,2 | 8,8 | 4,2 |
| Ch050 | 3,3 | 3,7 | 2,4 | 28,6 | 14,3 | 36,4 | 8,9 | 5,1 |
| Ch043 | 5,1 | 5,6 | 0,0 | 28,8 | 24,6 | 9,2 | 21,4 | 9,2 |
| Ch042 | 4,6 | 5,0 | 1,5 | 24,4 | 13,3 | 39,5 | 11,3 | 4,1 |
| Ch041 | 5,8 | 6,5 | 2,3 | 25,8 | 12,1 | 35,5 | 13,1 | 3,9 |
| Ch040 | 7,5 | 8,3 | 3,8 | 27,8 | 12,4 | 24,7 | 17,6 | 4,6 |
| Ch036 | 4,8 | 5,3 | 1,7 | 24,1 | 15,4 | 31,0 | 16,9 | 4,9 |
| Ch032 | 5,5 | 6,1 | 1,8 | 26,9 | 18,1 | 15,8 | 24,5 | 5,3 |
| Ch026 | 7,5 | 8,3 | 3,0 | 27,0 | 13,1 | 25,4 | 17,4 | 5,0 |
| Ch025 | 7,4 | 8,1 | 2,6 | 27,2 | 14,9 | 23,6 | 17,7 | 5,0 |
| Ch024 | 5,3 | 5,9 | 1,8 | 28,1 | 22,1 | 15,3 | 17,9 | 8,1 |
| Ch020 | 4,8 | 5,3 | 1,4 | 29,1 | 30,4 | 0,5 | 19,9 | 12,6 |
| Ch015 | 6,6 | 7,3 | 2,4 | 23,6 | 11,1 | 35,3 | 15,6 | 3,8 |
| Ch013 | 6,6 | 7,3 | 2,5 | 24,6 | 11,8 | 34,9 | 14,0 | 4,1 |
| Ch012 | 6,6 | 7,3 | 2,2 | 25,8 | 15,1 | 27,0 | 16,7 | 5,1 |
| Ch010 | 5,7 | 6,3 | 2,2 | 26,2 | 15,7 | 27,4 | 15,3 | 6,1 |
| Ch006 | 6,0 | 6,7 | 2,9 | 23,4 | 9,0 | 37,7 | 16,2 | 3,3 |
| Ch005 | 6,4 | 7,1 | 3,5 | 22,8 | 6,9 | 40,8 | 15,2 | 2,8 |

Примечание. Q — кварц, минералы кремнезема, Pl — плагиоклаз, Or — ортоклаз, Ill — иллит, Cc — кальцит, Dl — доломит, Ank — анкерит, Fsp — полевые шпаты (плагиоклаз+ортоклаз), Pel — глинистые компоненты (монтмориллонит + иллит + хлорит + каолинит).

концентрации находятся в прямой зависимости от количества терригенной части и коррелируют с содержанием Al_2O_3 и глинистой части (рис. 4). Для дальнейшей интерпретации значения этих элементов были нормализованы на Al (рис. 5).

Рис. 2. Элементный состав, нормированный на стандарт, сопоставленный с содержанием карбонатов — кальциита и доломита по разрезу



Палеоклимат. Н.М. Страховым [1962] верхоленская формация отнесена к типу лагунных. В лагунно-себковых условиях палеобассейн периодически распадался на отдельные более мелкие водоемы, где большую роль наряду с морской водой играл сток вод с суши, вносящий массы мелкого обломочного материала с горных обрамлений Иркутского амфитеатра [Жарков, 1965, Иванов, Воронова, 1972]. Позднее, на основании данных по изотопному составу серы в сульфатах [Писарчик, Голубчина, 1979], а также пониженным по сравнению с одновозрастными отложениями других районов отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сульфатах и карбонатах [Виноградов и др., 2011] был подтвержден вывод о полной и быстрой изоляции Верхоленского бассейна. Изотопный состав стронция, определенный в карбонатах разреза р. Малая Чуя [Буякайте и др., 2019], подтверждает изоляцию палеобассейна: минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ закономерно увеличиваются в рассматриваемом разрезе снизу-вверх, оставаясь ниже «океанских» в верхоленской и илгинской свитах. Смена фациально-палеогеографических обстановок, режима водно-солевого питания и интенсификация поступления рассолов и газов, по мнению исследователей [Беленицкая и др., 1990; Сизых, 2001, Виноградов и др., 2011], обусловлены активизацией тектонических событий, в наибольшей мере каледонских, в южном обрамлении Сибирской платформы. На фоне этих эпизодов возможно проследить климатические изменения.

На рис. 5 представлено изменение по разрезу величин отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (масс.%) и $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ (молярные), по пикам которых выделены периоды аридизации/гумидизации климата. Относительно высокие значения $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ от-

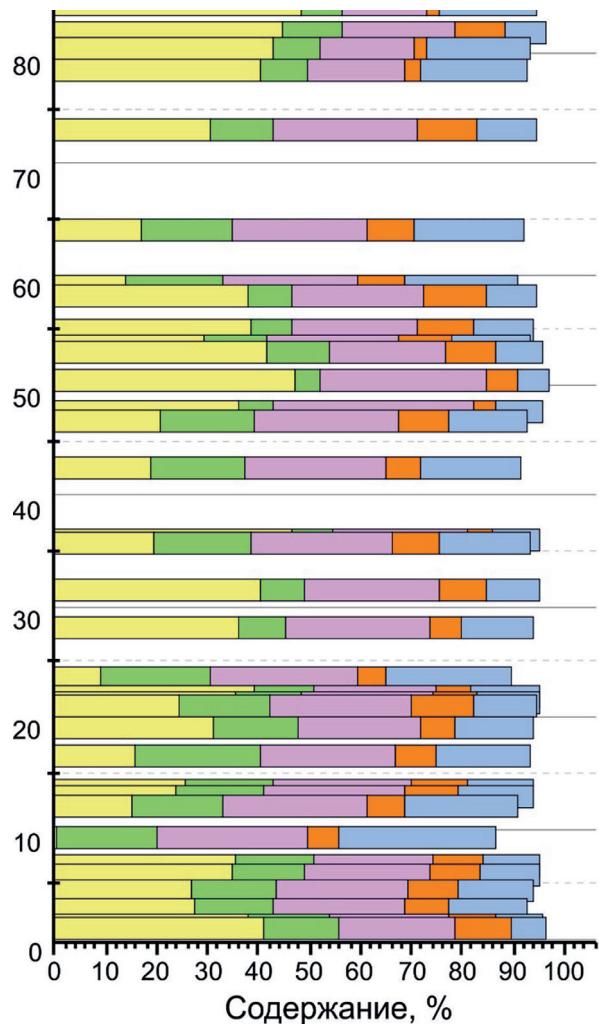


Рис. 3. Изменение нормативного минерального состава пород верхоленской серии в обнажении правого берега р. Малая Чуя. Условные обозначения см. табл. 3

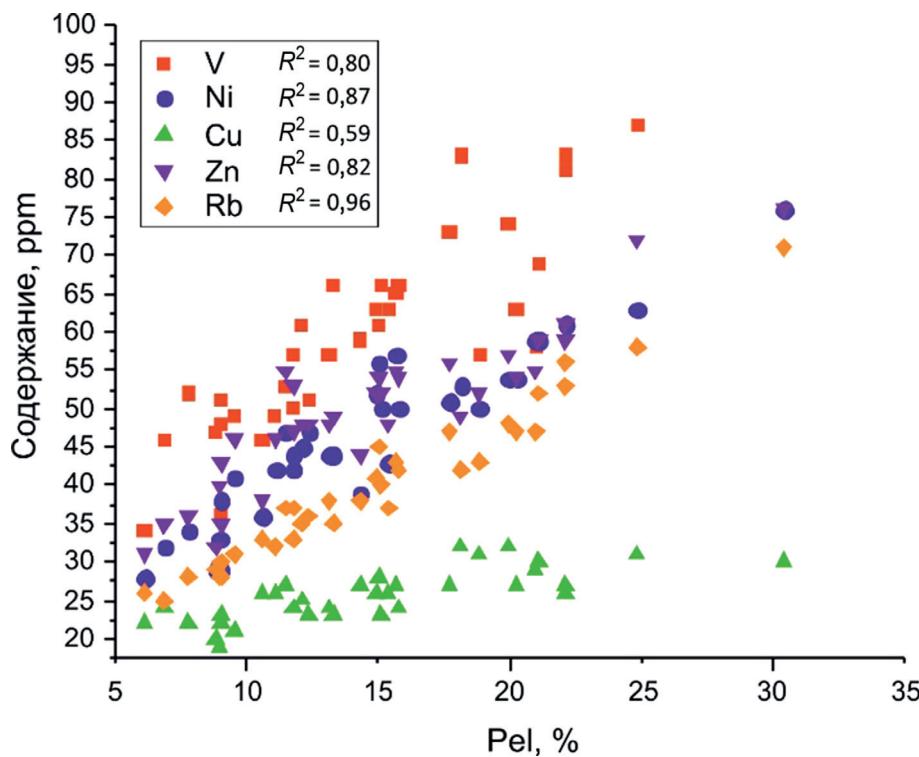


Рис. 4. Взаимоотношение ненормализованных содержаний микроэлементов и доли глинистой части в породах верхоленской серии

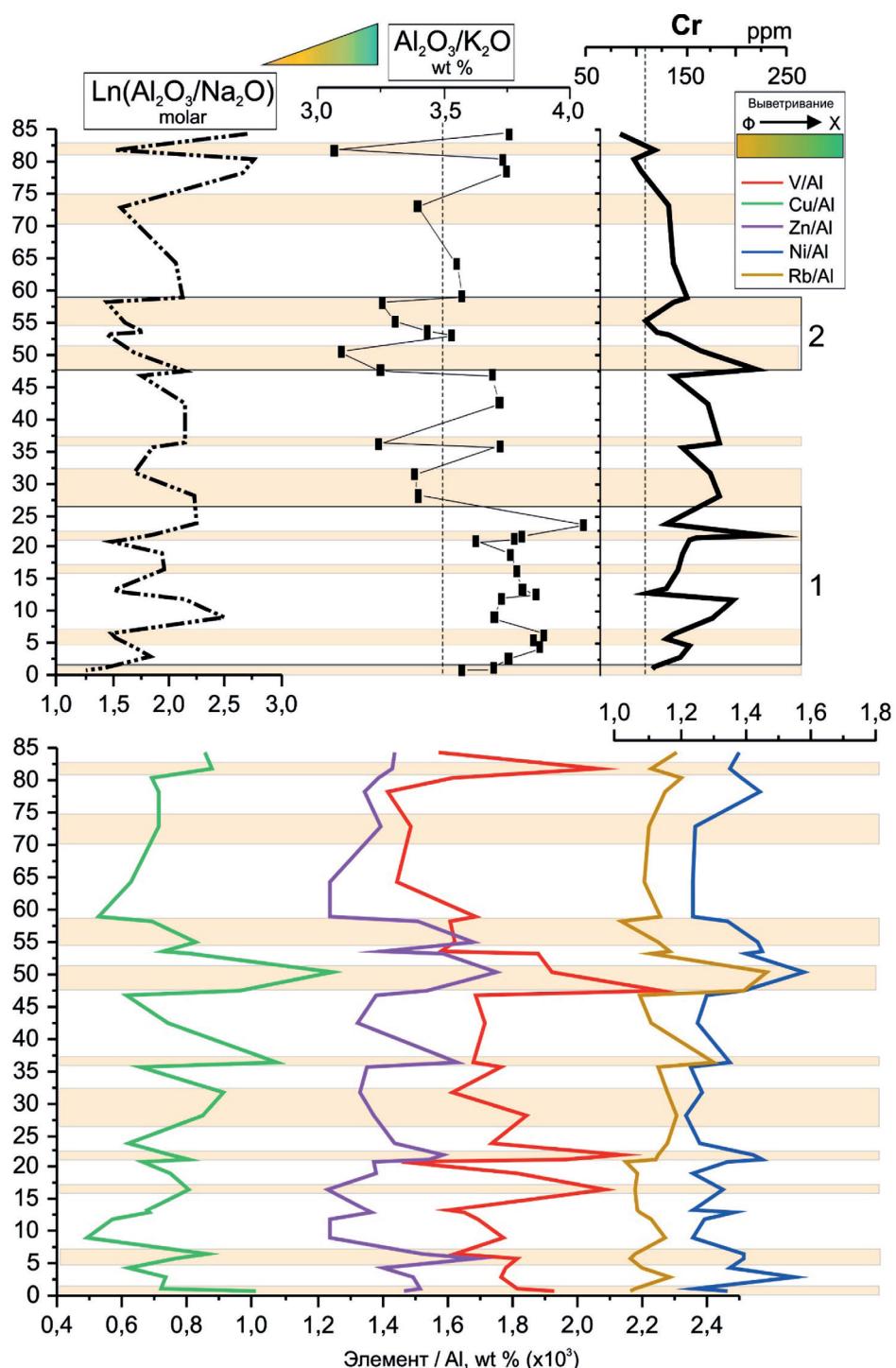
ражают рост атмосферных осадков и интенсивное химическое выветривание в теплом и/или влажном климате. Более низкие значения этого параметра указывают на снижение химического выветривания, что отражает прохладный и/или засушливый климат, с преобладанием физического выветривания [Montero-Serrano et al., 2015]. Содержания $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ выше в нижней части разреза, но на кривой $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ эта тенденция не наблюдается. В отечественной литературе широко известен натриевый модуль ($\text{HM} = \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$), характеризующий особенности процессов химического выветривания и созревания поступающей в бассейн кластики: чем меньше величина HM , тем меньше плагиоклазов поступило в область осадконакопления из питающей провинции [Маслов, 2006]. Можно сделать вывод, что происходило изменение источника сноса и/или «питающих» пород — в начале формирования толщи происходило поступление преимущественно плагиоклазов, далее увеличилась доля КПШ при относительно стабильном (в эти периоды) вкладе глинистых минералов. Нормативный расчет минерального состава также демонстрирует более высокие содержания плагиоклаза в нижней части разреза.

Выделенным периодам усиления физического выветривания соответствуют пики концентраций V, Cu, Zn, нормализованных на Al (чтобы уменьшить влияние от изменения содержания терригенной составляющей по разрезу, как упоминалось выше). Пики V, Cu, Zn имеют разную интенсивность по разрезу в пределах выделенных интервалов, что демонстрирует различную степень обогащения этими элементами и форму нахождения при схожих климатических условиях формирования. Cu и Zn довольно подвижны в пресноводных гумид-

ных ландшафтах, имея тенденцию к концентрации в аридных бассейнах с повышенной минерализацией вод [Юдович, Кетрис, 2011]. Эти элементы косвенно могут указывать на соленость вод палеобассейна, так как главные формы переноса Cu — хлоридные комплексы. Это же свойственно и для Zn. Непропорциональный рост содержаний V (относительно пиков Cu и Zn), по-видимому, связан с разным вкладом тяжелых минералов-носителей (титаномагнетит, ильменит). Косвенно на это может указывать сильная корреляция V с TiO_2 (0,83) и Fe_2O_3 (0,9). Rb изоморфно замещает калий в калишпатах и слюдах (причем КПШ беднее Rb, чем слюды) [Юдович, Кетрис, 2011]. Возможно, в связи с этим пики на кривой Rb не всегда совпадают с таковыми на кривых V, Cu, Zn и выделенными периодами изменения выветривания — Rb обогащает разные фазы. Пики на кривой нормализованных содержаний Ni противопоставлены таковым для V, Cu, Zn, что указывает на обогащение осадков палеобассейна преимущественно в условиях относительной гумидизации. Таким образом, в изученном фрагменте разреза верхоленской серии можно выделить наиболее достоверно (исходя из частоты отбора проб) два крупных интервала (рис. 5; 6, А): 1 — интервал преимущественного усиления химического выветривания, связанный с потеплением или гумидизацией климата; 2 — физического выветривания, которое усиливается за счет похолодания или аридизации.

Различные интерпретации кембрийского положения континентов и отсутствие немодельных оценок палеотемператур воздуха/поверхности в области денудации не позволяют в полной мере оценить достоверность тех или иных палеоклиматических реконструкций. На рис. 6, Б приведен

Рис. 5. Интервалы относительного изменения климата в пределах источника сноса Верхоленского палеобассейна по геохимическим данным. Выветривание: Φ — физическое, X — химическое



общий график разброса региональных данных по палеотермометрии вод в среднем-позднем кембрии по литературным данным.

При общем обогащении Cr (от 83 до 228 ppm, в среднем 145 ppm), превышающем кларк в стандарте PAAS (средний постархейский австралийский глинистый сланец, 110 ppm) [Taylor, McLennan, 1985], закономерности, влияющие на его распределение по разрезу, менее ясны. Для Cr не установлены сильные (и даже средние) корреляционные связи ни с петрогенными оксидами, ни с анализируемыми элементами, ни с нормативно пересчитанными минералами. Cr является индикатором основного и ультраоснов-

ного петрофонда, даже в сильно выветрелых средах. В магматических породах присутствует преимущественно в виде Cr^{3+} . Помимо основного минерала (хромита) находится в шпинели, может обогащать пироксен, амфибол, слюды [Ure, Berrow, 1982], магнетит и ильменит [Wedepohl, 1978]. В процессе выветривания поведение Cr^{3+} схоже с поведением Fe^{3+} и Al^{3+} , что приводит к накоплению во вторичных оксидах и глинах. Так, в водной среде катионы Cr^{3+} демонстрируют pH-зависимую адсорбцию на поверхности частиц глинистых минералов [Charlet, Manceau, 1992; Corker et al., 1991] и оксигидроксидов Al и Fe [Richard, Bourg, 1991; Fendorf, 1995]. Отсут-

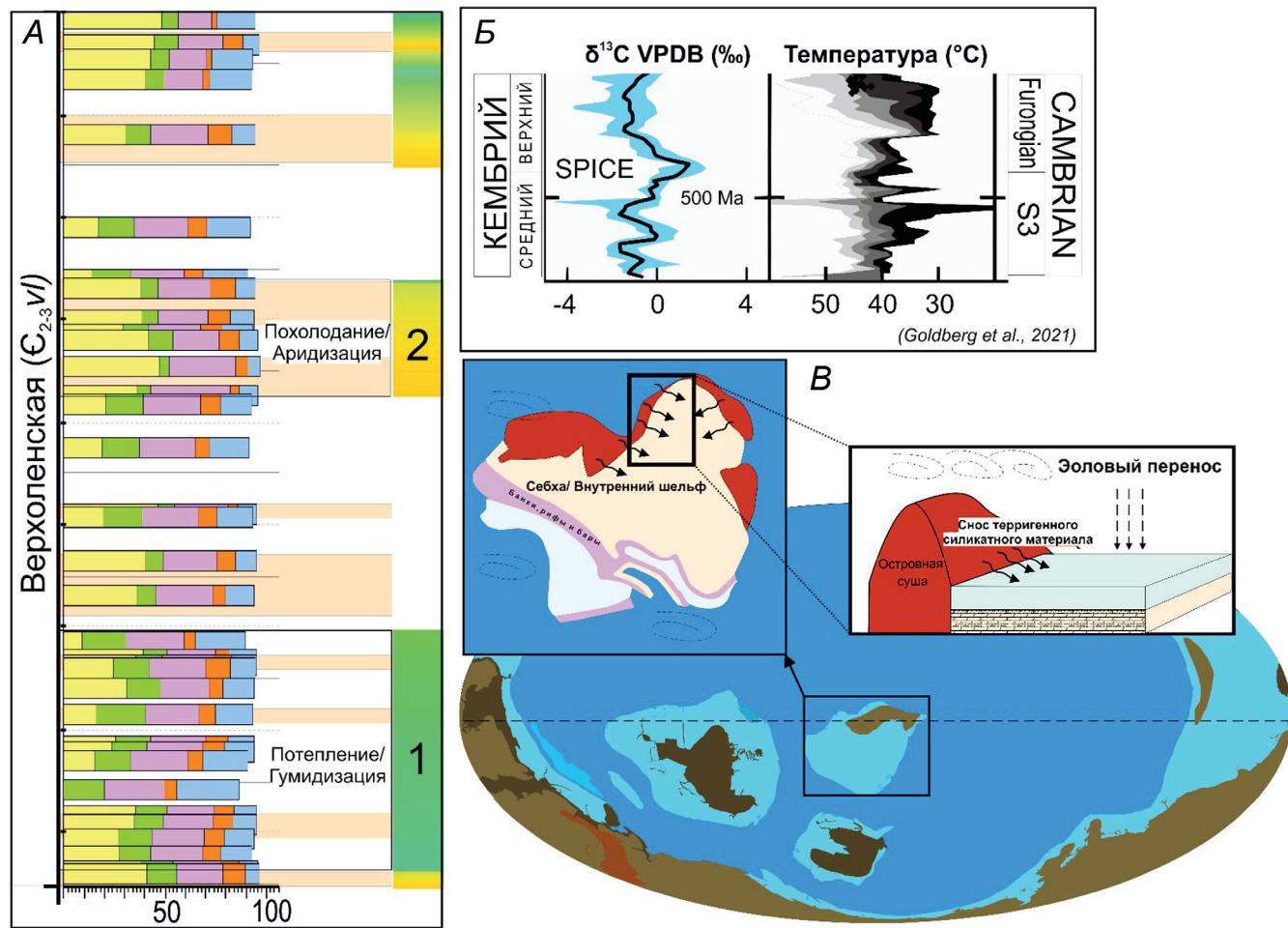


Рис. 6. Сводные палеогеографические данные для верхоленской серии. А — выделенные интервалы климатических изменений в разрезе р. Малая Чуя. Б — вариации региональных данных по палеотермометрии вод в среднем-позднем кембрии по [Goldberg et al., 2021]. В — концептуальная схема поступления материала в исследуемую часть Верхоленского бассейна. Глобальная основа по [Scotese, 2014], региональная для Сибирской платформы по [Стратиграфия ..., 2016]

ствие корреляции с Al_2O_3 (коэффициент $-0,08$), Na_2O (0,22), TiO_2 ($-0,11$), Fe_2O_3 (0,08), V (0,11), Ni ($-0,15$) исключает прямую связь с вышеперечисленными минералами в составе терригенного стока, который, как описано выше, предполагается в качестве основного источника поступления обломочного материала в Верхоленский палеобассейн. При этом наблюдается слабая прямая корреляция с SiO_2 (0,51) и Zr (0,49). Zr же, в свою очередь, имеет средние (около 0,6) корреляционные связи с TiO_2 , V , Y , Nb , что вполне закономерно объясняется нахождением в тяжелых титан- и цирконий содержащих минералах, которые тяготеют к источнику сноса.

По результатам Rb-Sr исследований силикатной составляющей мергелей и аргиллитов верхоленской серии в разрезе р. Малая Чуя и Иркутском амфитеатре, исследователями [Буякайте и др., 2019] был получен возраст продуктов выветривания гранитов, обнажавшихся на юге и западе от Сибирской платформы в среднем-верхнем кембрии, а также сделан вывод о преимущественно эловом пути их поступления в Верхоленский бассейн. Можно предположить, что связь Cr с Zr обусловлена именно тем, что Cr -содержащие минералы привносились

вместе с частью цирконов именно эловым путем и по этой причине Cr не демонстрирует зависимости от изменения общего поступления обломочного материала. В таком случае, Cr может являться индикатором интенсивности эловых процессов в средне-верхнекембрийское время на данной территории. На рис. 6, В представлена концептуальная схема поступления материала в исследуемую часть Верхоленского бассейна.

Выводы. В разрезе верхней части верхоленской серии вблизи изотопного события SPICE по геохимическим данным отчетливо выделяются интервалы изменения характера выветривания в области денудации, фиксируемые по вариациям величин отношений Al_2O_3/K_2O , $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$, содержаний V , Cu , Zn , Rb , Ni , нормативного минерального состава. В изученном фрагменте разреза верхоленской серии также выделяются два крупных интервала: преимущественного усиления химического выветривания, что связано с потеплением или гумидизацией климата, и физического выветривания, которое усиливается за счет похолодания или аридизации.

Cr , по-видимому, во время формирования пород серии поступал в бассейн исключительно

эоловым путем и маркирует периоды усиления ветрового переноса. В условиях тектонической активизации и прогрессирующей изоляции Верхоленского бассейна, рассмотренные литолого-геохимические особенности дают информацию о сопутствующих этим событиями климатических изменениях.

Благодарности. Авторы выражают благодарность В.Э. Павлову (ИФЗ РАН) за предоставление

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беленицкая Г.А., Задорожная Н.М., Иогансон А.К. и др. Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР. М.: Недра, 1990.
2. Буякайте М.И., Колесникова А.А., Покровский Б.Г., Петров О.Л. Крупнейший изолированный бассейн палеозоя: С-, О-, S- и Rb-Sr — изотопная систематика терригенно-сульфатно-карбонатных отложений верхоленской свиты, средний-верхний кембрий Сибирской платформы // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (29–31 октября 2019 г.) Расширенные тезисы докладов, ГЕОХИ РАН. М.: Акварель, 2019. С. 70–78.
3. Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Изотопно-геохимические особенности отложений верхоленской свиты среднего-верхнего кембрия Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 1. С. 79–93.
4. Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2009.
5. Жарков М.А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы // Советская геология. 1966. № 2.
6. Жарков М.А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности // Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности: Сб. М.: Наука, 1965.
7. Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М.: Недра, 1972.
8. Карапев И.П., Муляк В.С., Титоренко Т.Н., Файзуллина З.Х. Палеонтологическая характеристика позднекембрийских и кембрийских отложений Иркутского амфитеатра // Советская геология. 1966. № 5.
9. Королюк И.К., Писарчик Я.К. Южная часть Сибирской платформы. Стратиграфия СССР. Том 3. Кембрийская система. Т. III. М.: Недра, 1965.
10. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005.
11. Писарчик Я.К., Голубчина М.Н. Существовал ли региональный перерыв в осадконакоплении в среднем кембрии на Сибирской платформе? // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 6. С. 104–118.
12. Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы. Объяснительная записка: Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012) (Кембрий Сибирской платформы) / Под ред. С.С. Сухова, Т.В. Пегель, Ю.Я. Шабанова. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2021.
13. Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312.
14. Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.
15. Сизых В.И. Шарьяджно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001.
16. Солнцев Н.А. Учение о ландшафте (избранные труды). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001, 384 с.
17. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы: В 2 т. Т. 1. Стратиграфия / Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.
18. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АИ СССР, 1962.
19. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
20. Charlet L., Manceau A.A. X-ray absorption spectroscopic study of the sorption of Cr(III) at the oxide-water interface: II. Adsorption, coprecipitation, and surface precipitation on hydrous ferric oxide // J. Colloid and Interface Sci. 1992. Vol. 148. P. 443–458.
21. Corker J., Evans J., Rummey J. EXAFS studies of pillared clay catalysts // Materials Chemistry and Physics. 1991. Vol. 29. P. 201–209.
22. Fendorf S.E. Surface reactions of chromium in soils and waters // Geoderma. 1995. Vol. 67. P. 55–71.
23. Goldberg S.L., Present T.M., Finnegan S., Bergmann K.D. A high-resolution record of early Paleozoic climate // Proc Natl Acad Sci USA. 2021. Vol. 118(6). e2013083118.
24. Hearing T. W., Harvey T. H. P., Williams M. et al. An early Cambrian greenhouse climate // Science advances. 2018. Vol. 4 (5) eaar5690.
25. Montero-Serrano J.C., Föllmi K.B., Adatte T. et al. Continental weathering and redox conditions during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the northwestern Tethys: Insight from the Posidonia Shale section in the Swiss Jura Mountains // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2015. Vol. 429. P. 83–99.
26. Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299. P. 715–717.
27. Richard F.C., Bourg A.C.M. Aqueous geochemistry of chromium: A review // Water Res. 1991. Vol. 25. P. 807–816.

28. *Scotese C.R.* Atlas of Cambrian and Early Ordovician Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 81–88, Volumes 5, The Early Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL. 2014.
29. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.
30. *Ure A.M., Berrow M.L.* The chemical constituents of soils // Environmental chemistry. Bowen, H.J.M. (Ed.). Royal Society of Chemistry, UK, London: Burlington House. 1982. P. 94–202.
31. *von Eynatten H., Barceló-Vidal C., Pawlowsky-Glahn V.* Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks // Mathematical Geology. 2003. Vol. 35. P. 231–251.
32. *Wedepohl K.K.* Handbook of geochemistry. Vol. 2, Part 5. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1978. 1546 p.

Статья поступила в редакцию 16.05.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 16.08.2023

УДК 551.77: 551.7.022.4+551.87
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-31-41

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ЭОЦЕНОВОЙ НУММУЛИТОВОЙ БАНКИ В ЮГО-ЗАПАДНОМ КРЫМУ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**Екатерина Александровна Лыгина¹✉, Екатерина Романовна Чижова²,
Наталья Витальевна Правикова³, Екатерина Александровна Овчинникова⁴**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ealygina@mail.ru✉, <https://istina.msu.ru/profile/LyginaEA/>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; chizhova_er@mail.ru, <https://istina.msu.ru/profile/erchizhova/>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; npravikova@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5605-9261>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; katya-034@list.ru, https://istina.msu.ru/profile/Ovchinnikova_Ekaterina/

Аннотация. В работе представлены результаты комплексного изучения пограничных нижне-верхнеипрских отложений разреза г. Сувлу-Кая (Бахчисарайский район, Юго-Западный Крым). На основе детального микрофациального анализа показана эволюция становления нуммулитовой банки в изученном районе. Отложения формировались в условиях глубокого шельфа с глубинами на уровне и ниже базиса штормовых волн. Установлено, что ипрская трансгрессия развивалась постепенно, в три этапа, с максимумом в конце раннего ипра, далее сменившись продолжительной регрессией. Данные подтверждены результатами микропалеонтологического анализа морфогрупп.

Ключевые слова: Юго-Западный Крым, нижне-верхнеипрские отложения, нуммулитовая банка, палеогеография

Для цитирования: Лыгина Е.А., Чижова Е.Р., Правикова Н.В., Овчинникова Е.А. Палеогеография становления эоценовой нуммулитовой банки в Юго-Западном Крыму по литологическим и палеонтологическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 31–41.

PALEOGEOGRAPHY OF THE FORMATION OF THE EOCENE NUMMULITE BANK IN THE SOUTHWESTERN CRIMEA ACCORDING TO LITHOLOGICAL AND PALEONTOLOGICAL DATA

**Ekaterina A. Lygina¹✉, Ekaterina R. Chizhova², Natalia V. Pravikova³,
Ekaterina A. Ovchinnikova⁴**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ealygina@mail.ru✉, <https://istina.msu.ru/profile/LyginaEA/>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; chizhova_er@mail.ru, <https://istina.msu.ru/profile/erchizhova/>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; npravikova@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5605-9261>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; katya-034@list.ru, https://istina.msu.ru/profile/Ovchinnikova_Ekaterina/

Abstract. The article considers the results of a comprehensive study of the Lower-Upper Ypresian boundary deposits of the mount. Suvlu-Kaya section (Bakhchisarai region, Southwestern Crimea). On the basis of a detailed microfacial analysis, the evolution of a nummulitic bank formation of the studied area is shown. The sediments were formed on a deep shelf with depths at and below the storm wave base. Three stages of the Ypresian transgression are shown, it was developed gradually with a maximum at the end of the Early Ypresian, then replaced by a prolonged regression. The data are confirmed by the results of micropaleontological morphogroup analysis.

Keywords: Southwestern Crimea, Lower-Upper Ypresian deposits, nummulitic bank, paleogeography

For citation: Lygina E.A., Chizhova E.R., Pravikova N.V., Ovchinnikova E.A. Paleogeography of the formation of the Eocene nummulite bank in the Southwestern Crimea according to lithological and paleontological data. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 31–41. (In Russ.).

Введение. В 1960–1970-е годы в связи с созданием единой унифицированной стратиграфической схемы палеогена юга СССР в качестве опорного был выбран разрез в окрестностях г. Бахчисарай (Бахчисарайский) [Решение..., 1963] и выделены

региональные крымские ярусы (бахчисарайский, симферопольский и т.д.). Значительная информативность и биостратиграфический потенциал этого разреза отмечались многими учеными [Леонов, 1963; Коробков, Солун, 1964; Вялов, 1975; Стратиграфия

СССР, 1975]. В то же время начинается планомерное изучение различных палеогеновых групп ископаемых Бахчисарайского разреза и Крыма в целом [Немков, Бархатова, 1961; Шуцкая, 1970; Портная, 1974; Голев, Андреева-Григорович, 1982; Николаева, 1984; Немков и др., 1993; Закревская, 1993, 2005]. Впоследствии предполагалось определять разрез в качестве опорного для палеогена всей Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) [Найдин, Беньяновский, 1994, 2000]. Параллельно как в Европе, так и в России уделяется большое внимание группам фауны, которые позволяют проводить межрегиональную корреляцию отложений палеогена (нанопланктон (НП), планктонные (ПФ) и в меньшей степени бентосные фораминиферы (БФ)); ведется активная работа по созданию унифицированных стратиграфических шкал для различных областей Тетиса и предпринята попытка их корреляции между собой [Беньяновский, 2001; Закревская, 2005; King et al., 2018].

Однако основной упор в изучении эоценовых отложений Бахчисарайского разреза и Крыма в целом делался на стратиграфические исследования, в то время как палеоэкологическим и палеогеографическим реконструкциям уделено на редкость мало внимания. До последнего времени они приводились, в основном, по крупным бентосным фораминиферам (КБФ) *Nummulitidae*, поскольку они наиболее распространены в пределах Крымско-Кавказской области и характеризуют весь ипрский интервал разреза [Немков, 1962; Портная, 1974; Закревская, 1993, 2005]. На основе проведения анализа морфогрупп остракод в 1984 г. И.А. Николаевой был сделан вывод об обмелении эоценового бассейна, что подтверждалось также снижением численности ПФ. Эти выводы совпадают с данными по КБФ. В одной из недавних работ [King et al., 2018] были проведены микропалеонтологические исследования, включающие изучение цист динофлагеллат и нанопланктон, а также литологический и палинологические анализы. Палеоэкологический анализ был сделан только на основе цист динофлагеллат, которые отражают состояние неритовой зоны. Однако, исходя из данных по планктонным организмам, можно судить только о состоянии пелагиали. Изучение же бентосных организмов дает более детальное представление о палеоэкологии, поскольку отражает состояние самого осадка, поверхности осадка, а также косвенно пелагиали.

Восстановлению палеогеографии верхнеипрских отложений (симферопольский региоярус) на основе анализа их седиментологических особенностей посвящены статьи одного из авторов [Копаевич, Лыгина, 2008; Лыгина и др., 2010, Lygina et al., 2022], где показывается, что фауна нуммулитовых известняков эоцена в Крыму представляет собой отложения хорошо выраженной по простирации нуммулитовой банки, которая является изолированной карбонатной платформой.

Таким образом, несмотря на хорошую изученность, данные требуют актуализации и более широкого комплексного анализа, в том числе с точки зрения установления условий осадконакопления.

Данная статья посвящена изучению пограничных нижне-верхнеипрских отложений Бахчисарайского разреза (верхняя часть бахчисарайского — нижняя часть симферопольского региоярусов). Целью исследования являлось построение палеогеографической и палеоэкологической модели становления нуммулитовой банки в ипрское время в Юго-Западном Крыму. Были применены следующие методы изучения: микропалеонтологический и метод выделения микрофациальных типов карбонатных пород (микрофациальный анализ), рентгенофазовый, изотопный, геохимический и петромагнитный анализы, а также изучение петрофизических свойств пород. Данная статья включает в себя интерпретацию результатов микропалеонтологического и микрофациального анализов. Планируются к публикации результаты остальных перечисленных методов, а также совокупные выводы по полному комплексу данных.

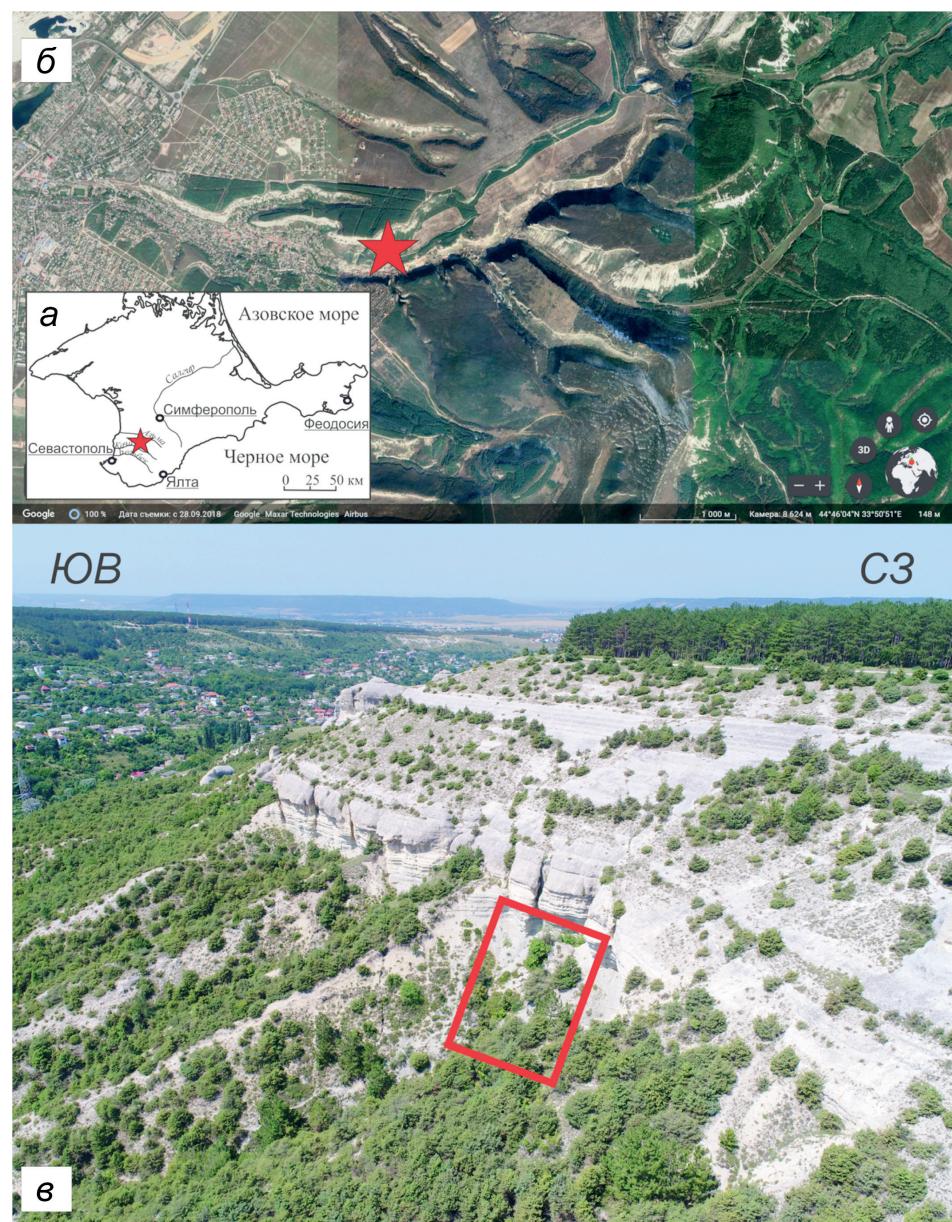
Материалы и методы исследований. В основу работы положен материал, отобранный в течение полевого сезона 2021 г. Район исследований находится на восточной окраине г. Бахчисарай (рис. 1) в пределах Юго-Западной структурно-фациальной зоны (СФЗ) Крымских Предгорий [Астахова и др., 1984]. В настоящий момент эта область выделяется отдельно как Бахчисарайский стратотипический район в пределах Равнинного Крыма [Зернецкий и др., 2014].

Разрез пограничных нижне-верхнеипрских отложений был изучен в верховьях крупной промоины на юго-восточном склоне г. Сувлу-Кая ($44^{\circ}45'2''$ с.ш. $33^{\circ}53'41''$ в.д.) (рис. 2). Здесь отмечается постепенный переход от темно-серых карбонатных глин бахчисарайского региояруса к нуммулитовым известнякам симферопольского. Верхняя часть разреза в рельфе представляет собой скальный уступ куэсты.

Отложения изученного интервала бахчисарайского региояруса относятся к зоне *Assilina placentula* по КБФ [Немков, Бархатова, 1961], по комплексу НП — к зонам *Discoaster binodosus* и *Marthasterites tribachiatus* (нижняя часть) [Андреева-Григорович, 1973; Музылев, 1980] и датируются концом раннего ипра. Опробованная часть симферопольского региояруса относится к КБФ зоне *Nummulites distans minor* [Немков, Бархатова, 1961; Портная, 1974; Закревская, 1990] и к НП зоне *Marthasterites tribachiatus* и датируется началом позднего ипра.

По данным ранних работ [Василенко, 1952; Немков, Бархатова, 1961; Портная, 1974; Закревская, 1990], в этой части разреза среди КБФ преобладают ассилины, в меньшей степени представлены нуммулиты и дискоциклины, встречаются редкие рако-

Рис. 1. Положение изученного разреза на схеме Крымского полуострова (а), снимке Google Earth (б), перспективном снимке (в)



вины двустворок рода *Chlamys* и крупные устрицы *Gryphaea rarilamella* (Mell.).

В описанном разрезе выделено 5 слоев (рис. 2). Слои 1–4 относятся к нижнеипрской части разреза (бахчисарайский региоярус), слой 5 — к верхнеипрской (симферопольский региоярус). Стратиграфия разреза показана по [Лыгина и др., 2010], где в сводном виде приведены современные данные.

Слой 1. Глина серая карбонатная, с редкими нуммулитами. В рельефе образует крутой делювирированный склон. Мощность опробованной части 1,8 м, отбор образцов производился через 0,5 м, последний образец — через 0,3 м (№ образцов 1–5).

Слой 2. Ритмичное чередование мергелей темно-зеленовато-серых, глинистых, песчанистых и известняков серых глинистых. Слои глинистых известняков наполнены тонкостенными раковинами КБФ *Nummulites*, *Discocyclina* и *Assilina* размером 0,5–1,5 см, также встречаются мелкие (до 15–20 мм) двустворки *Chlamys*, *Spondylus*. Прослои

известняков имеют мощность 0,2–0,3 м, прослои мергелей — 0,3–0,4 м. Прослои мергелей маркированы пиритовыми конкрециями. В рельефе образует крутой, почти вертикальный волнистый склон. Мощность слоя 3,6 м, отбор образцов производился через 0,4–0,5 м, последний образец (№ 14) — через 0,3 м (№ образцов 6–14).

Слой 3. Мергель серый нуммулитовый плотный с крупными (от 5–6 до 15 см), толстостенными устрицами *Gryphaea rarilamella* (Mell.), более мелкими *Gryphaeostrea eversa* Mellw., другими двустворками, появляются брахиоподы, становится больше раковин линзовидных нуммулитов размером 0,7–2 см (более 10% в породе). В целом фауна становится разнообразнее. В рельефе — более пологий делювирированный склон. Мощность слоя 5 м, отбор образцов производился в основном через 0,4 м (№ образцов 15–26).

Слой 4. Ритмичное чередование известняков светло-серых, бежевых нуммулитовых и извест-

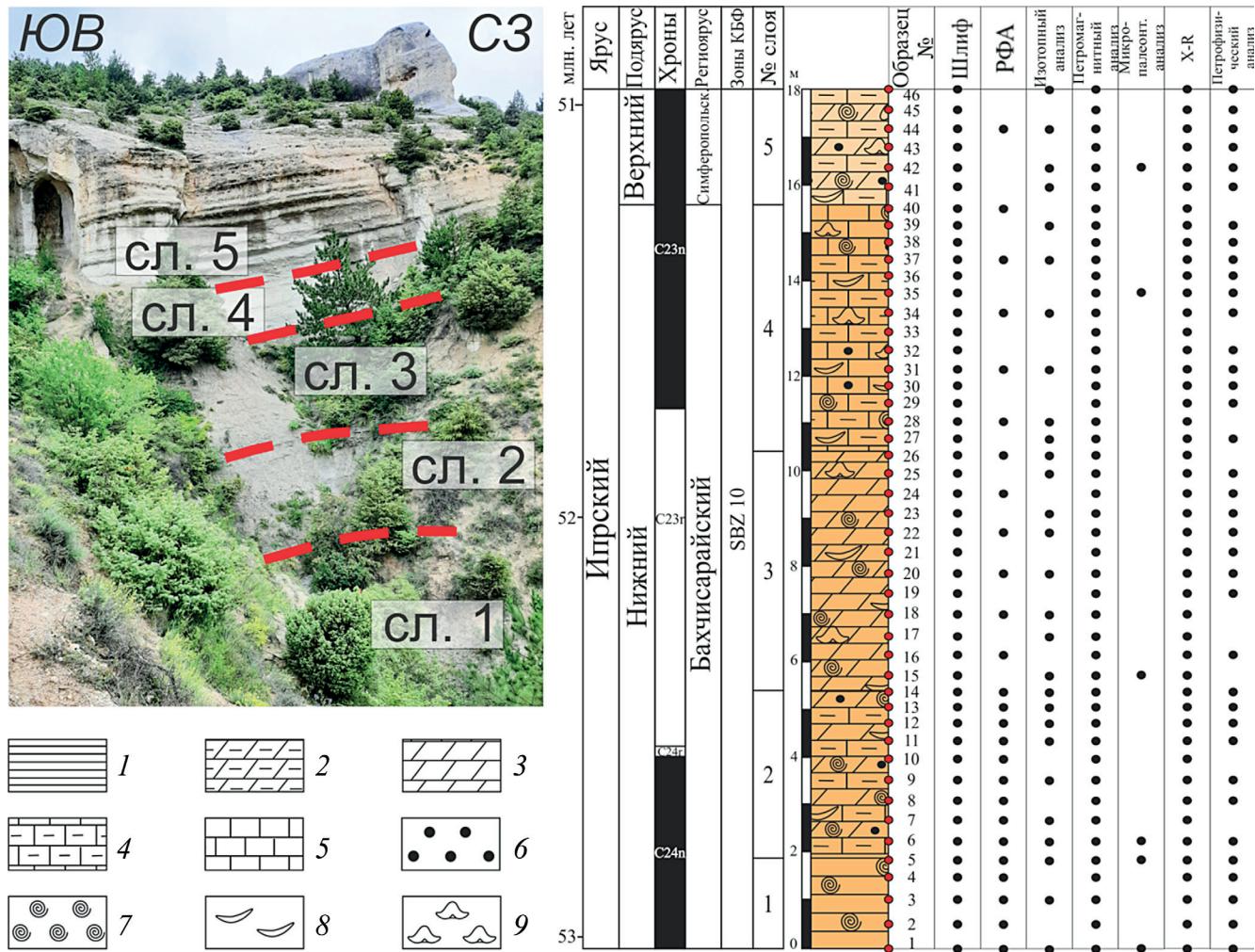


Рис. 2. Фото разреза эоценовых отложений г. Сувлу-Кая, стратиграфическая колонка и схема отбора образцов. Привязка разреза к зонам КБФ по [King et al., 2018]; привязка разреза по магнитозонам по [Vandenbergh et al., 2012]; привязка абсолютного возраста по [Westerhold et al., 2020]. Условные обозначения: 1 — глина, 2 — глинистый мергель, 3 — мергель, 4 — глинистый известняк, 5 — известняк, 6 — пиритовые конкреции, 7 — нуммулиты, 8 — двустворки, 9 — брахиоподы

няков серых нуммулитовых глинистых. Прослои известняков имеют мощность 0,2–0,3 м, прослои известняков глинистых — 1,8 м. Последние маркированы горизонтами пиритовых конкреций. Фауна также разнообразна и многочисленна, как в слое 3. В рельефе образует крутой волнистый склон. Мощность слоя 5,2 м, отбор образцов производился через 0,4 м. (№ образцов 27–40)

Слой 5. Ритмичное чередование известняков нуммулитовых глинистых и мергелей нуммулитовых. Кровля последних подчеркнута крупными (до 3–5 см) шаровидными пиритовыми конкрециями. Встречается разнообразная фауна: КБФ, брахиоподы, двустворки, морские ежи. Известняки светлые, желтовато-серые, ожелезненные с частыми скоплениями крупных (до 3–3,5 см) толстостенных двустворок *Chlamys*, брахиопод, КБФ (2,5–3 см). В рельефе образует вертикальный склон с волнистой поверхностью, в нижней части слоя наблюдается несколько неглубоких ниш. Мощность слоя более 2 м,

отбор образцов производился через 0,4 м (№№ образцов 41–46).

Общая мощность изученного разреза около 18 м.

Всего из описанного обнажения отобрано 46 образцов, из которых изготовлено 46 шлифов. Шлифы изучены под микроскопом «Zeiss Lab. A1» на кафедре региональной геологии и истории Земли МГУ имени М.В. Ломоносова. Породы описаны с использованием модифицированной классификации Р. Данема [Embry, Klovan, 1971]. Она позволяет перейти к интерпретации палеогеографических обстановок с использованием стандартных микрофаций (СМФ) и модели фациальных поясов [Уилсон, 1980, Flügel, 2010], дающих достаточно полное представление о палеогеографии древнего бассейна осадконакопления.

Материалом для микропалеонтологических исследований послужили 6 образцов, отобранных послойно и представленных одним и тем же типом пород (МФТ-1, см. ниже) с наименее измененной

структурой без переотложенной фауны. Масса проб составляла от 166 до 1031 г.

Техническая отмывка проб для выделения фракции породы без глинистой пелитовой составляющей проводилась стандартным методом. Из каждого образца была отделена навеска породы, которая подвергалась кипячению с содой с последующей отмывкой образца на сите с ячейй 0,01 мм под струей теплой воды. Оставшийся после отмывки осадок перемещался в керамическую емкость для просушки, а в последствиисыпался в бумажный пакет. В случае высокой прочности образца он дробился и сплавлялся с гипосульфитом натрия с последующей промывкой под струей воды на сите. Каждый образец просматривался под бинокуляром МВС-1 при увеличении 32. Отбор микрофлоры производился тотально из навески 0,5–3,6 г (таблица).

Число экземпляров каждой морфогруппы. Остракодовые и фораминиферовые числа для каждой из морфогрупп

| № обр. | Nummulitidae | | МБФ | | ПФ | | Остракоды | |
|--------|--------------|------|-----|------|----|-----|-----------|-----|
| | 1* | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| 1 | 280 | 2800 | 39 | 390 | 16 | 160 | 25 | 250 |
| 5 | 287 | 1679 | 172 | 1006 | 23 | 135 | 31 | 182 |
| 6 | 68 | 512 | 337 | 2534 | 74 | 557 | 112 | 843 |
| 15 | 200 | 2985 | 80 | 1194 | 25 | 374 | 55 | 821 |
| 35 | 320 | 1633 | 93 | 475 | 40 | 204 | 25 | 127 |
| 42 | 400 | 1111 | 30 | 84 | 10 | 28 | 20 | 56 |

Примечание. Число экземпляров каждой морфогруппы: 1 — подсчитанное для каждого образца и 2 — пересчитанное на 10 г отмытого образца.

Для палеоэкологических реконструкций проведен **анализ морфогрупп**, основанный на статистических методах [Тесакова, 2021]. В результате были выделены 3 морфогруппы микрофлоры (остракоды (О), мелкие бентосные фораминиферы (МБФ), планктонные фораминиферы (ПФ) и нуммулитиды (Н)). В ходе анализа соотношения морфогрупп использовались остракодовые и фораминиферовые числа. Для чего количество отобранный микрофлоры пересчитывалось на 10 г отмытого образца (таблица). Так как литология образцов относительно однородна, можно полагать, что статистически достоверные вариации соотношений морфогрупп отражают экологические условия, а не изменяющийся приток обломочных частиц.

Метод опирается на следующие положения:

1) соотношение планктона к бентосу (П/Б) позволяет оценить вариации относительной глубины — увеличение доли ПФ сопоставляется с ростом глубины в пределах шельфа;

2) вариации численности нуммулитид позволяют охарактеризовать ограниченный диапазон изменения глубин, солености и температуры. Современные КБФ приурочены к олиготрофным водным массам. Они обитают в мелководных шельфовых зонах тропических и субтропических

морей [Зернечкий, Люльева, 1990]. Как правило, присутствие крупных фораминифер нуммулитид в породе указывает на глубину образования не более 120 м и температуру воды около 25 °C [Зернечкий, 1980]. Нуммулитиды живут в постоянном сообществе с известковыми фотосинтезирующими водорослями, зооксантеллами, диатомеями, амебами, бактериями, что и определяет их распространение в эфотической зоне моря (до 100–150 м) [Зернечкий, Люльева, 1990].

3) противопоставление **остракод и мелких бентосных фораминифер** основано на допущении, что всех остракод можно считать эпифауной, которая не зависит от кислородного режима в толще осадка. Всех же фораминифер (включая заведомо эпифаунные таксоны) можно условно считать инфауной, которая зависит от состояния газового режима в толще осадка. Уменьшение доли каждой из этих бентосных морфогрупп может быть связано как с недостаточным питанием (мезотрофная или олиготрофная обстановка), так и чрезмерным количеством органического вещества (эвтрофия), которое приводит к его гниению и снижению уровня кислорода (дизоксия). Дизоксидная обстановка сначала формируется в толще осадка (что выражается уменьшением инфауны) и только потом переходит раздел осадок-вода и охватывает придонную воду (в этом случае снижается численность эпифауны).

Параллельно условия среды обитания возможно уточнять на основе изменения соотношения показателей разнообразия и численности организмов [Тесакова, 2021], в частности:

1) быстрые и частые изменения среды (стрессовые, нестабильные условия мезотрофного мелководья, особенно прибрежье) приводят к одновременному снижению как разнообразия, так и численности;

2) неблагоприятные, но эвтрофные условия мелководья (например, распреснение или загрязнение прибрежных вод) приводят к очень низкому разнообразию, но высокой численности за счет 1–2 доминирующих таксонов;

3) стабильные и благоприятные условия (мезотрофная нижняя сублитораль) обеспечивают высокое разнообразие и высокую численность при выравнивании таксономической структуры (нет доминантов);

4) стабильные и неблагоприятные условия (эвтрофная нижняя сублитораль) приводят к снижению разнообразия, но очень высокой численности за счет 1–2 доминирующих таксонов.

Результаты исследований и их обсуждение. Микрофациальный анализ позволил выделить 5 МФТ (рис. 3) и соотнести изученные породы со стандартными микрофациями окаймленных платформ (СМФ), а некоторые — также с микрофациями рампа (РМФ) и затем фациальными поясами (ФП) [Flügel, 2010]:

МФТ-1. Мад- и вакстоун алевритистые. Структура микрозернистая, отчасти мелко-ор-

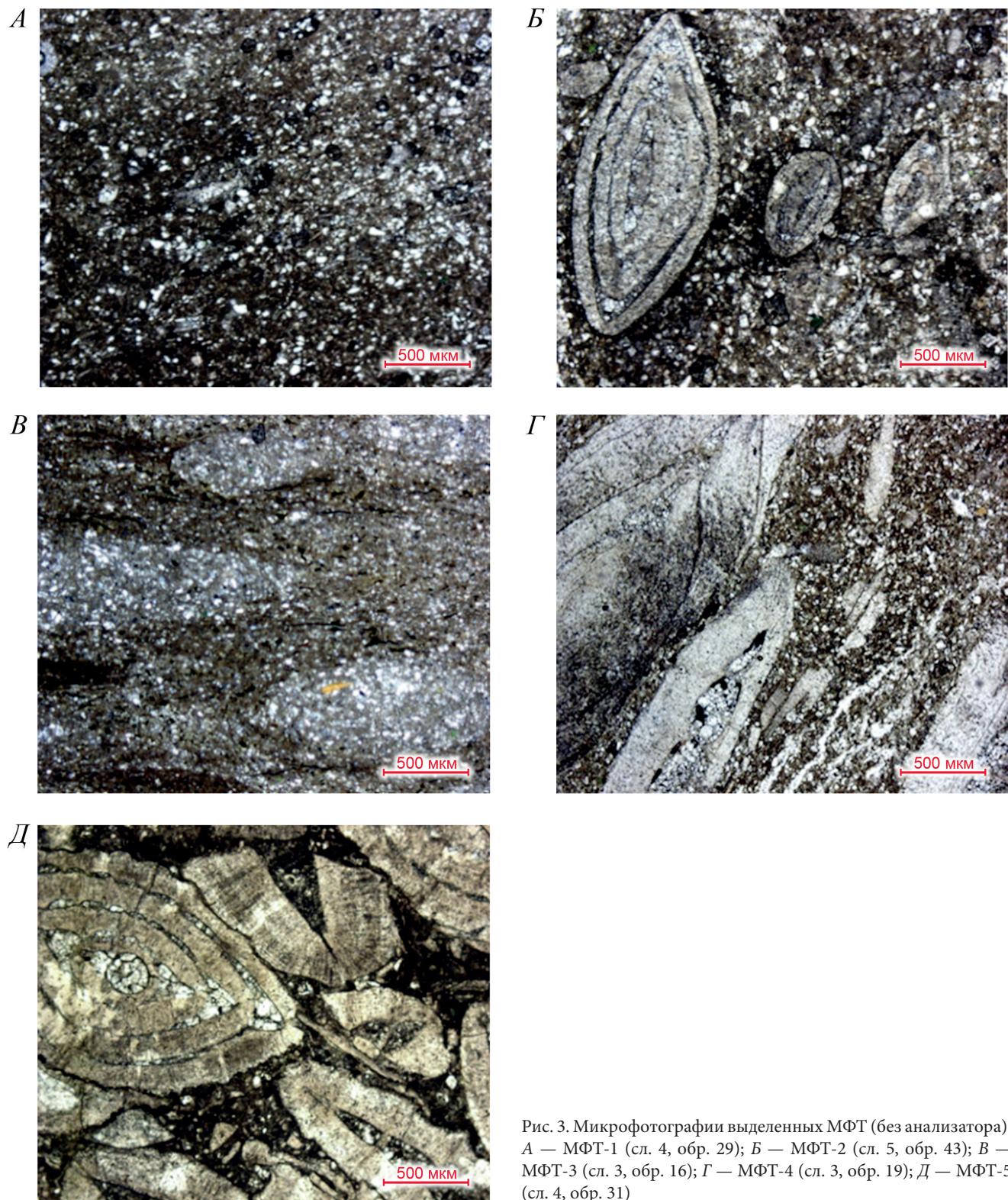


Рис. 3. Микрофотографии выделенных МФТ (без анализатора): А — МФТ-1 (сл. 4, обр. 29); Б — МФТ-2 (сл. 5, обр. 43); В — МФТ-3 (сл. 3, обр. 16); Г — МФТ-4 (сл. 3, обр. 19); Д — МФТ-5 (сл. 4, обр. 31)

ганогенно-обломочная. Микритовый матрикс составляет 75–80%, в нем рассеяны остатки МБФ (5%) и единичные крупные обломки раковин КБФ размером от 0,1 до 4 мм (в среднем около 0,4 мм), остракод, члеников криноидей, двустворок, коллофановых обломков скелетов рыб и тонкообломочный шлам (5%). Некоторые раковины сильно трещиноваты. Присутствуют единичные зерна глауконита плохо- и среднеокатанные размером

от 0,02 до 0,04 мм (в среднем около 0,03 мм) двух генераций — аллотигенный (1%) и редкий единичный аутигенный (заполняет поры раковин фораминифер). Также присутствуют рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (1%) размером от 0,01 мм до 0,2 мм (в среднем около 0,1 мм). Присутствуют зерна кварца (10%) алевритовой размерности от 0,02 до 0,8 мм (в среднем 0,03 мм).

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

МФТ-2. Флоатстоун нуммулитовый алевритистый. Структура микрозернистая, отчасти мелко-органогенно-обломочная. Микритовый матрикс составляет 65–70%, в нем рассеяны остатки МБФ (8–10%) и редкие крупные обломки раковин КБФ размером от 0,2 до 8 мм (в среднем 0,7 мм), члеников криноидей, двустворок, коллофановых обломков скелетов рыб, единичных раковин остракод и мелко-тонкообломочный шлам (7–10%). Отмечается ориентировка обломков по длинным осям, материал плохо сортирован. Некоторые участки биотурбированы. Присутствуют единичные зерна глауконита размером 0,02–0,1 мм (в среднем около 0,05 мм), среднеокатанные, двух генераций — аллотигенный (1%) и редкий единичный аутигенный. Также присутствуют рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (2%) размером 0,01–0,3 мм (в среднем около 0,1 мм), зерна кварца (10–15%) алевритовой размерности от 0,02–0,8 мм (в среднем 0,06 мм). Часто в породе помимо аллотигенного глауконита камеры внутри раковин заполняют окислы железа, пирит и тонкокристаллический блоковый кальцит.

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

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

МФТ-3. Мадстоун алевритистый биотурбированный. Структура микрозернистая, микритовый матрикс составляет 80–85%. Органогенно-обломочная часть породы представлена шламом неясного генезиса. Текстура местами слоистая, также более темными и светлыми участками визуально выделяются текстуры биотурбаций. Присутствуют зерна кварца (13–15%) алевритовой размерности от 0,03 до 0,05 мм (в среднем 0,03), хорошо окатанные зерна глауконита (2%) размером от 0,02 до 0,1 мм. Также присутствуют кристаллы доломита размером от 0,01 до 0,1 мм (3%). Отмечается значительное количество образований железа (окислы, пирит), намного больше, чем в предыдущих МФТ. Они имеют различную форму: каймы по краям трещин, ромбоэдры с четкими гранями, крупные округлые выделения. В породах отмечается повышенная пористость за счет трещиноватости.

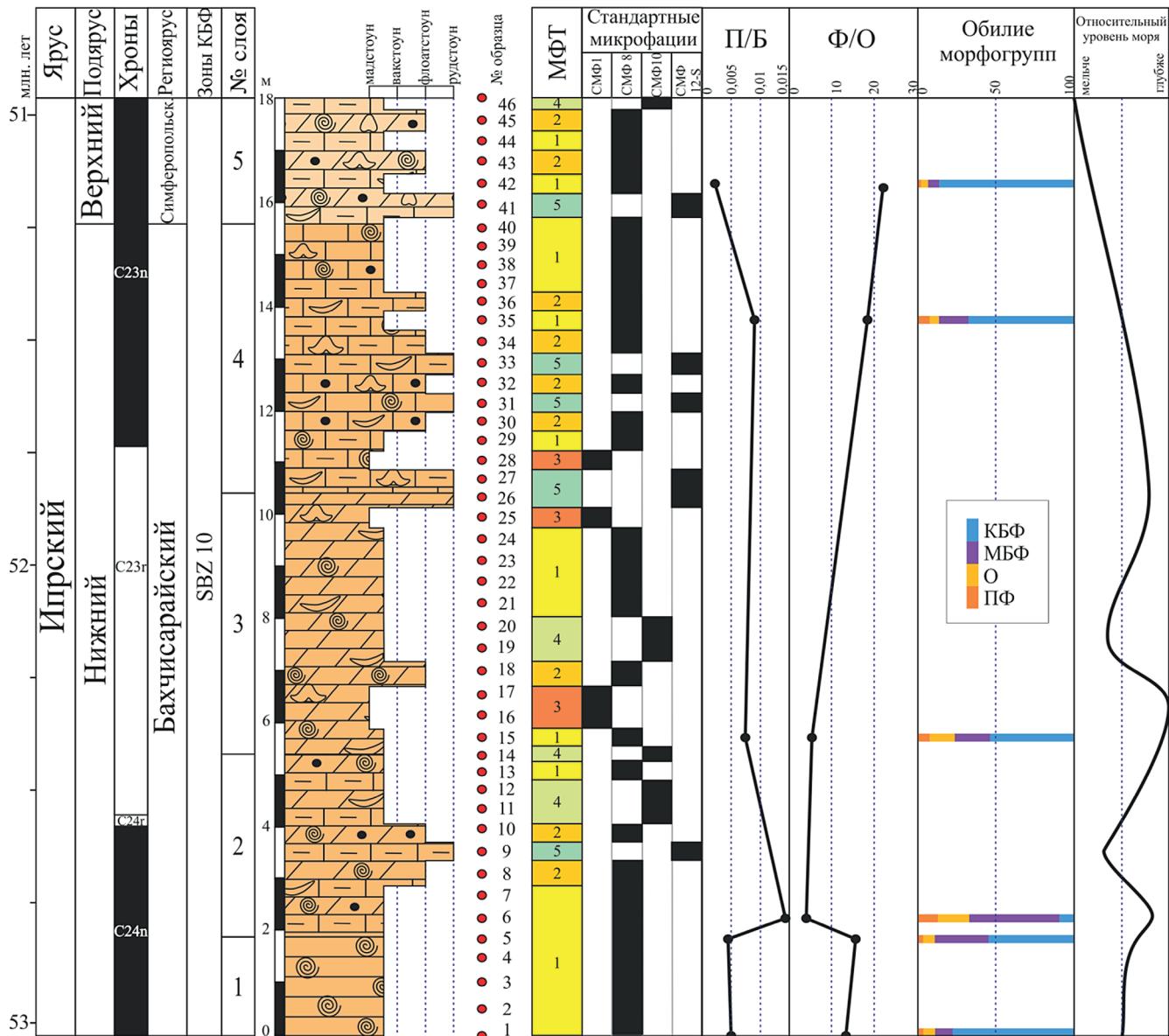
МФТ-3 распространен наименее широко и в основном приурочен к слою 3, следуя за либо предшествуя МФТ-1. Отличается наличием сохранившихся следов биотурбации, выделений железа, наибольшим содержанием микрита и кварца алевритовой размерности. Наиболее схож с СМФ 1-биотурбированной и РМФ 2, которые характеризуют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

МФТ-4. Мад- и вакстоун с участками рудстоун, доломитистый. Структура микрозернистая, микритовый матрикс составляет 75–80%, мелко-органогенно-обломочную часть породы слагают МБФ (6%) и рассеянные редкие крупные трещиноватые обломки раковин КБФ размером от 0,1 до 10 мм (в среднем около 0,3 мм), члеников криноидей, двустворок, единичных раковин остракод и мелко-тонкообломочный шлам (5%). Присутствуют зерна кварца (3–5%) алевритовой размерности от 0,02 до 0,06 мм (в среднем 0,04 мм), хорошо окатанные зерна размером от 0,1 до 0,5 мм (в среднем 0,3 мм) аллотигенного (3%) и единичные зерна аутигенного глауконита. Также присутствует рассеянный тонко-мелкокристаллический (0,02–0,3 мм, в среднем 0,1 мм) доломит (4–5%).

МФТ-4 присутствует в виде редких отдельных прослоев, обычно сменяя вверх по разрезу МФТ-2, с которым в целом схож. Отличается от последнего меньшим содержанием кварца, большим — доломита, а также скоплениями крупных обломков раковин КБФ, оказавшихся здесь в результате переноса из высокоэнергетической среды в низкоэнергетическую. Соответствует СМФ 10 и отвечает обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) либо глубокого шельфа (ФП 2). Также типичны для внутреннего и среднего рампа.

МФТ-5. Рудстоун нуммулитовый доломитистый. Структура крупно-грубо-органогенно-обломочная, порода сложена различными биокластами (75–90%) большинство которых ориентированы по длинной оси. В основном это крупные трещиноватые обломки раковин КБФ размером от 0,4 мм до 1,5–2 см, МБФ, члеников криноидей, двустворок, редких раковин остракод. Текстура неслоистая, материал плохо сортирован. Присутствуют зерна кварца (2–3%) алевритовой размерности 0,02–0,04 мм и единичные среднеокатанные зерна глауконита размером 0,1–0,2 мм. Также присутствует рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (5–7%) размером от 0,01 мм до 0,3 мм (в среднем около 0,1 мм) — его несколько больше, чем в предыдущих МФТ и сами кристаллы крупнее. Микритовый матрикс составляет не более 5–7%.

МФТ-5 тяготеет в основном к верхней части разреза, представляет собой отдельные редкие мало-мощные прослои сгруженного ориентированного переотложенного грубообломочного материала, образованного в результате деятельности подводных течений, инициированных штормовыми волнами.



Соответствует СМФ 12, которая встречается во многих обстановках от внутренних лагун до бассейновых.

Таким образом, изученная часть разреза представлена в основном сильно микритовыми разностями карбонатных пород (мад-, вак-, флоатстоун) со значительной примесью терригенного кварца алевритовой размерности. Основой органогенно-обломочной компоненты являются редкие целые экземпляры и грубозернистые обломки раковин КБФ. Сводное распределение микрофаций по разрезу приведено на рис. 4.

По результатам анализа морфогрупп были выделены следующие комплексы:

А (обр. 1, 5, МФТ-1) — самый нижний комплекс отличается относительно большим, но уменьшающимся вверх по разрезу количеством нуммулитов,

и минимальным, но увеличивающимся количеством МБФ, а также малым количеством ПФ и остракод. Такое соотношение говорит о значительной удаленности района от береговой линии и постепенном увеличении глубины в пределах данного интервала накопления отложений.

В (обр. 6, 15, МФТ-1) — комплекс характеризуется увеличением количества нуммулитов и уменьшением — МБФ. На обр. 6 приходится положительный пик (максимум среди изученных образцов) количества МБФ, ПФ и остракод и минимум количества нуммулитов. С этим совпадает максимум значения соотношения П/Б и минимум соотношения Ф/О. Из этого можно предположить, что граница слоев 1 и 2 совпадает с углублением бассейна, а затем наименчается его последующее обмеление. Последнее выражено в количественном преобладании нуммулитов

относительно других морфогрупп и значительном уменьшении соотношения П/Б на уровне обр. 15.

С (обр. 35, 42, МФТ-1) — комплекс выделяется по растущему преобладанию нуммулитов и заметному уменьшению количества экземпляров остальных морфогрупп. При этом соотношение П/Б падает до минимума, а соотношение Ф/О, наоборот, становится максимальным. Всё это может указывать на новое обмеление бассейна и характеризовать становление нуммулитовой банки в изучаемом районе.

Палеогеография становления нуммулитовой банки в эоцене в Юго-Западном Крыму. Детальный микрофациальный анализ в совокупности с анализом морфогрупп позволили дать более подробную картину изменения обстановок осадконакопления на протяжении изученного интервала, чем это представлялось ранее.

Породы МФТ-1, МФТ-2 формировались в пределах относительно глубоководного шельфа (рис. 4), в тиховодных условиях на глубинах ниже базиса волн нормальной погоды, но в пределах базиса штормовых волн — десятки, первые сотни метров [Flügel, 2010]. На это указывает преобладание микрита в составе, а также присутствие единичных сильно трещиноватых раковин КБФ и их обломков, их хорошая сортировка и ориентировка. Последние были перемещены подводными течениями, инициированными штормовыми волнами, и переотложены в более глубоководных условиях. Примесь терригенного кварца может являться результатом ветрового разноса, о чем свидетельствует их малое количество и алевритовый размер.

Совокупность особенностей МФТ-3 (наибольшее содержание микрита, обилие однообразных следов жизнедеятельности, пиритовые конкреции, практически полное отсутствие биокластов) характеризует их формирование в наиболее глубоководных тиховодных застойных условиях в сочетании с низкой насыщенностью осадка кислородом. Глубина накопления осадка, скорее всего, превышала уровень базиса штормовых волн.

МФТ-4 практически представляет собой комбинацию МФТ-1 и МФТ-5 и в наибольшей степени соответствует формированию в пределах относительно глубоководной части открыто-морской области шельфа в тылу нуммулитовой отмели. Часть породы, представленная рудстоуном с концентрацией ориентированных крупных обломков и редких целых, но сильно трещиноватых раковин КБФ, является материалом, переотложенным из мелководных обстановок придонными течениями, вызванными штормами. Подтверждением этого является и то, что в разрезе МФТ-4 обычно следует непосредственно за МФТ-2. Однако в данном случае гидродинамика была более активной, а условия, соответственно, более мелководными. В первичной части породы МФТ-4 (мад-вакстоун) сохранилось больше мелких относительно целых неразрушенных раковин бентосных фораминифер.

Породы МФТ-5 представляют собой редкие маломощные прослои и линзы крупно- и грубообломочных известняков с сильно раздробленными и ориентированными обломками и целыми раковинами КБФ и других видов ископаемых остатков среди преобладающих микритовых разностей остальных МФТ. Скорее всего, они являются результатом разрушения и переотложения материала из более мелководных участков бассейна в его глубоководную часть штормовыми волнами, которые обладают достаточной силой для переноса относительно крупных раковин и зерен. Породы образовались в обстановке наиболее активной гидродинамики под воздействием придонных течений. Увеличение числа подобных прослоев вверх по разрезу (приурочены в основном к слоям 4, 5) указывает на учащение эпизодов сильных штормов и, соответственно, общую тенденцию обмеления бассейна.

В совокупности выделенные СМФ наиболее характерны для обстановок глубокого шельфа (ФП 2) с глубинами на уровне и ниже базиса штормовых волн [Flügel, 2010]. По данным предшественников [King et al., 2018] глубина формирования отложений изученной части разреза могла составлять 30–100 м (средний — внешний шельф). Это коррелирует с выводами, полученными в настоящей статье.

В итоге полученные данные позволяют выделить следующие этапы образования изученных отложений:

- 1-й этап охватывает нижнюю часть разреза (слой 1 — середина слоя 2), которая характеризуется относительно глубоководными стабильными условиями осадконакопления. По данным анализа морфогрупп на протяжении этапа намечается постепенное углубление бассейна, достигающее максимума на уровне границы слоев 1 и 2. Далее оно сменяется кратковременным обмелением, что устанавливается по данным микрофациального анализа (рис. 4).

- 2-й этап — новый трансгрессивно-ретрессивный эпизод (рис. 4), характеризующийся максимумом углубления бассейна (основание слоя 3) и дальнейшим его обмелением, на что указывает смена МФТ.

- 3-й этап характеризуется новым незначительным кратковременным углублением, сменяющимся длительным стабильным обмелением бассейна (рис. 4) и становлением нуммулитовой банки, что подтверждается сменой МФТ и соотношением морфогрупп.

Выводы. 1. Выделено пять микрофациальных типов карбонатных пород, которые соотнесены со стандартными микрофациями окаймленных платформ, микрофациями рампа и фациальными поясами [по Flügel, 2010]. В результате сделан вывод, что отложения формировались в условиях глубокого шельфа с глубинами на уровне и ниже базиса штормовых волн.

2. Выделено три комплекса морфогрупп. Первый отличается относительно большим, но уменьшающимся вверх по разрезу количеством нуммулитов и минимальным, но увеличивающимся количеством МБФ, а также малым количеством ПФ и остракод. Второй характеризуется увеличением количества нуммулитов и уменьшением — МБФ. Третий выделяется по растущему преобладанию нуммулитов и заметному уменьшению количества экземпляров остальных морфогрупп.

3. На основании синтеза результатов микроФациального анализа и анализа морфогрупп установлено, что ипрская трансгрессия развивалась постепенно, в три этапа, с максимумом в конце

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева-Григорович А.С. Зональное деление по нанопланктону палеогеновых отложений Бахчисарай // Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1973. № 3. С. 195–197.
2. Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я. и др. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наук. думка, 1984. 184 с.
3. Беньяновский В.Н. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 210–223.
4. Василенко В.К. Стратиграфия и фауна моллюсков эоценовых отложений Крыма. Ленинград: Гос. научн.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1952. 128 с.
5. Вялов О.С. Бахчисарайский разрез палеогена. II. Основные обнажения эоценена и олигоцена // Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975. № 48. С. 93–102.
6. Голев Б.Т., Андреева-Григорович А.С. Нуммулитиды и нанопланктон палеогенового разреза Белокаменска (Инкерман) в Крыму // Палеонтологический сборник. 1982. № 19. С. 97–106.
7. Закревская Е.Ю. Ассимины, оперкулины и раникоталии Крыма и их стратиграфическое значение // Известия вузов. Сер. геология. 1990. № 3. С. 27–34.
8. Закревская Е.Ю. Ассимины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1993. 112 с.
9. Закревская Е.Ю. Стратиграфическое распространение крупных фораминифер в палеогене северо-восточного Перитетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005. Т. 13, № 1. С. 66–86.
10. Зернецкий Б. Ф. Основные этапы развития нуммулитид палеогена Украины. Киев: Наукова думка, 1980. 140 с.
11. Зернецкий Б.Ф., Люльєва С.А. Зональная биостратиграфия эоценена европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1990. 104 с.
12. Зернецький Б.Ф., Рябоконь Т.С., Люльєва С.А. Питання вивчення осадового комплексу палеоцену Кримського і Керченського півостровів // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. 2014. Т. 7. С. 101–125.
13. Копаевич Л.Ф., Лыгина Е.А. Крымская эоценовая нуммулитовая банка // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2008. № 3. С. 64–66.
14. Коробков Н.А., Солун В.Н. О шкале ярусного деления палеогеновых отложений СССР // Вестн. Лен. ун-та. Геология. 1964. № 18. С. 5–15.
15. Леонов Г.П. К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений СССР // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1963. № 4. С. 34–35.
16. Лыгина Е.А., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М. и др. Нижне-среднеоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 6. С. 11–22.
17. Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по нанопланктону (Северный Кавказ и Крым) // Труды ГИН АН СССР. № 348. М.: Наука, 1980. 96 с.
18. Найдин Д.П., Беньяновский В.Н. О ярусном делении палеоценена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 65–83.
19. Найдин Д.П., Беньяновский В.Н. Разрез палеогена Сувлукая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 75–86.
20. Немков Г.И. Несколько замечаний о палеоэкологии нуммулитов // Вопросы микропалеонтологии. 1962. № 6. С. 64–72.
21. Немков Г.И., Бархатова Н.Н. Нуммулиты, ассимины и оперкулины Крыма // Тр. Геол. музея АН СССР им. Карпинского. 1961. № 5. С. 7–22.
22. Немков Г.И., Тихомиров С.В., Шунейкин Г.П. О стратиграфическом положении пограничных слоев бахчисарайского и симферопольского региоярусов Крыма // Изв. ВУЗов геол. и разв. 1993. № 4. С. 37–41.
23. Николаева И.А. Глубоководные группы остракод в палеогене юга СССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: ДГУ, 1984. С. 40–48.
24. Портная В.Л. Дискоциклины эоценовых отложений Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Изд. МГУ, 1974. 176 с.
25. Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР // Сов. геология. 1963. № 4. С. 145–154.
26. Стратиграфия СССР. Палеогеновая система / Под ред. В. А. Гросгейм, И.А. Коробков. М.: Недра, 1975. С. 183–191.
27. Тесакова Е.М. Специальные методы стратиграфии. Курс лекций. [Электронный ресурс] // teach-in. Лекции ученых МГУ. URL: <https://teach-in.ru/course/special-methods-of-stratigraphy> (дата обращения: 30.04.2023).
28. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

29. Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГРИ. 1970. № 70. С. 256.
30. Embry A.F., Klovan J.E. A Late Devonian reef tracton northeastern Banks Island // N. W. T. — Bull. Canadian Petrol. Geol. 1971. № 19. P. 730–781.
31. Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 984 p.
32. King Ch., Iakovleva A.I., Heilmann-Clausen C. et al. Early Eocene stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea) // Newsletters on Stratigraphy. 2018. № 51 (2). P. 167–208.
33. Lygina E.A., Pravikova N.V., Chizhova E.R. et al. The Eocene seismicity and paleogeography of central Crimea // Moscow University Geology Bulletin. 2022. № 77 (6). P. 682–692.
34. Vandenberghe N., Hilgen F.J., Speijer R.P. The Paleogene Period / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. The geological time scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 855–921.
35. Westerhold T., Marwan N., Drury A.J. et al. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years // Science. 2020. № 369. P. 1383–1387.

Статья поступила в редакцию 25.05.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 16.08.2023

УДК 550.2:551.781.31:550.838.4:550.42
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-42-48

РЕЗУЛЬТАТЫ ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО СТРАТОТИПУ СВИТЫ БЕЛОГРОДНИ (ДАТСКИЙ ЯРУС САРАТОВСКОГО ПРАВОБЕРЕЖЬЯ)

Арсений Михайлович Суринский¹✉, Андрей Юрьевич Гужиков²,
Дмитрий Александрович Шелепов³, Руслан Рустемович Габдуллин⁴

¹ Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия; arsur91@yandex.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-4892-3392>

² Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия; aguzhikov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0579-3981>

³ Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия; shelepoval@mail.ru, <http://orcid.org/0000-0003-3238-8532>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Аннотация. Получены данные о магнитных свойствах и составе химических элементов по стратотипу свиты белогродни (датский ярус) и проведен их циклостратиграфический анализ. По результатам Фурье-преобразований вертикальных последовательностей петромагнитных и геохимических параметров в разрезе выявлены циклы, соответствующие периодам большого и малого эксцентриситетов земной орбиты, рассчитаны времена, за которое образовались изученные отложения (~2,1 млн лет), и средняя скорость формирования глауконититов (~1 см/тыс. лет).

Ключевые слова: палеоцен, датский ярус, свита белогродни, глауконититы, петромагнетизм, геохимия, циклостратиграфия, Нижнее Поволжье

Для цитирования: Суринский А.М., Гужиков А.Ю., Шелепов Д.А., Габдуллин Р.Р. Результаты циклостратиграфического анализа петромагнитных и геохимических данных по стратотипу свиты белогродни (датский ярус Саратовского Правобережья) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 42–48.

CYCLOSTRATIGRAPHIC ANALYSIS RESULTS OF THE ROCK MAGNETIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF BELOGRODNI FORMATION STRATOTYPE (DANIAN STAGE IN VOLGA RIGHT BANK AREA NEAR SARATOV)

Arseniy M. Surinsky¹✉, Andrey Yu. Guzhikov², Dmitry A. Shelepoval³,
Ruslan R. Gabdullin⁴

¹ Saratov State University named after N.G. Chernyshevsky, Saratov, Russia; arsur91@yandex.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-4892-3392>

² Saratov State University named after N.G. Chernyshevsky, Saratov, Russia; aguzhikov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0579-3981>

³ Saratov State University named after N.G. Chernyshevsky, Saratov, Russia; shelepoval@mail.ru, <http://orcid.org/0000-0003-3238-8532>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gabdullin@fgp.msu.ru

Abstract. The data of magnetic properties and composition of chemical elements were obtained in the stratotype of Belogrodni formation (Danian stage) and it there was made their cyclostratigraphic analysis. By the results of Fourier transform of vertical subsequences of petromagnetic and geochemical parameters in the section there were identified the cycles, corresponding to the periods of long and short eccentricity of Earth orbit. The sedimentation time of studied section was estimated as (~2.1 myr), and the rate of glauconites sedimentation was estimated as (~1 cm/kyr).

Keywords: Paleocene, Danian stage, Belogrodni formation, glauconites, petromagnetism, geochemistry, cyclostratigraphy, Lower Volga region

For citation: Surinsky A. M., Guzhikov A. Yu., Shelepoval D. A., Gabdullin R. R. Results of cyclostratigraphic analysis of petromagnetic and geochemical data on the stratotype of the Belogrodni Formation (Danian Stage of the Saratov Right Bank). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 42–48. (In Russ.).

Рис. 1. Местонахождение стратотипа свиты белогродни (обозначено звездочкой)



Введение. Стратотип свиты белогродни находится на правом берегу р. Волги, примерно в 300 м ниже по течению от бывшего с. Белогродня Воскресенского района между райцентрами г. Вольск и с. Воскресенское (рис. 1). Здесь в высоких обрывах вскрывается наиболее полный разрез свиты белогродни, достигающий мощности ~20 м. Свита представлена силицитами глауконитсодержащими, песчанистыми, слабоглинистыми, слабоизвестковистыми, залегающими на мелоподобных мергелях радищевской свиты (маастрихт) и перекрывающими опоками с глауконитом нижнесызранской подсвиты (датский ярус) [Унифицированная..., 2015].

Впервые отложения, слагающие свиту белогродни, были описаны А.П. Павловым [1896] как «глаукониты Гродни». Так же они были рассмотрены в работе Е.Ф. Ахлестиной и А.В. Иванова [2005]. В унифицированной стратиграфической схеме палеогена Поволжско-Прикаспийского субрегиона [2015] свита Белогродни, предположительно, сопоставляется с верхней частью датского яруса.

В рамках комплексного изучения палеоценца Саратовского Поволжья нами в 2022 г. из стратотипа свиты белогродни по системе «образец в образец» проведен отбор проб для магнитостратиграфических, микропалеонтологических, геохимических и литолого-минералогических исследований. К настоящему времени получены сведения о петромагнетизме и элементном составе отложений и проведен их циклостратиграфический анализ, результаты которого представлены в данной статье.

Строение разреза. Мощность изученных нами отложений в обнажении 3232 ($N 51^{\circ}56'13,5'' E 47^{\circ}08'46,0''$), расположенному в нижней части высокого (до 100 м) берегового обрыва, составляет ~26 м, из которых 18,6 м приходится на свиту белогродни. В общей сложности нами взяты 50 образцов (приблизительно через каждые 0,5 м мощности), по которым впоследствии были получены петромагнитные и геохимические определения. Из свиты белогродни взяты образцы с 35 уровней, из радищевской свиты — образец с одного уровня, из нижнесызранской подсвиты — образцы с 14 уровняй. Постепенность перехода глауконитовых силицитов от верхов свиты белогродни к низам нижнесызранской подсвиты свидетельствует о полноте стратиграфической летописи в этом интервале разреза. Подошва свиты белогродни, напротив, резко контрастирует с подстилающими мергелями и содержит переотложенный материал, что указывает на продолжительный перерыв в осадконакоплении. Поэтому образец из радищевской свиты был исключен из дальнейшего циклостратиграфического анализа. Обнажения в изученном разрезе снизу вверх показаны на рис. 2.

Радищевская свита (маастрихтский ярус). Пачка 1 (обр. 3223-1). Мелоподобный мергель, белый, плотный, биотурбированный, ходы лимонитизированы, так же встречаются редкие гнезда лимонита до 1-1,5 см. Видимая мощность — 0,5 м.

Свита белогродни (датский — зеландский ярусы). Пачка 2 (обр. 3223-2 — 3223-23). Чередование опок кварцево-глауконитовых от темно-серых до черных и глин кремнистых, алеврито-песчанистых

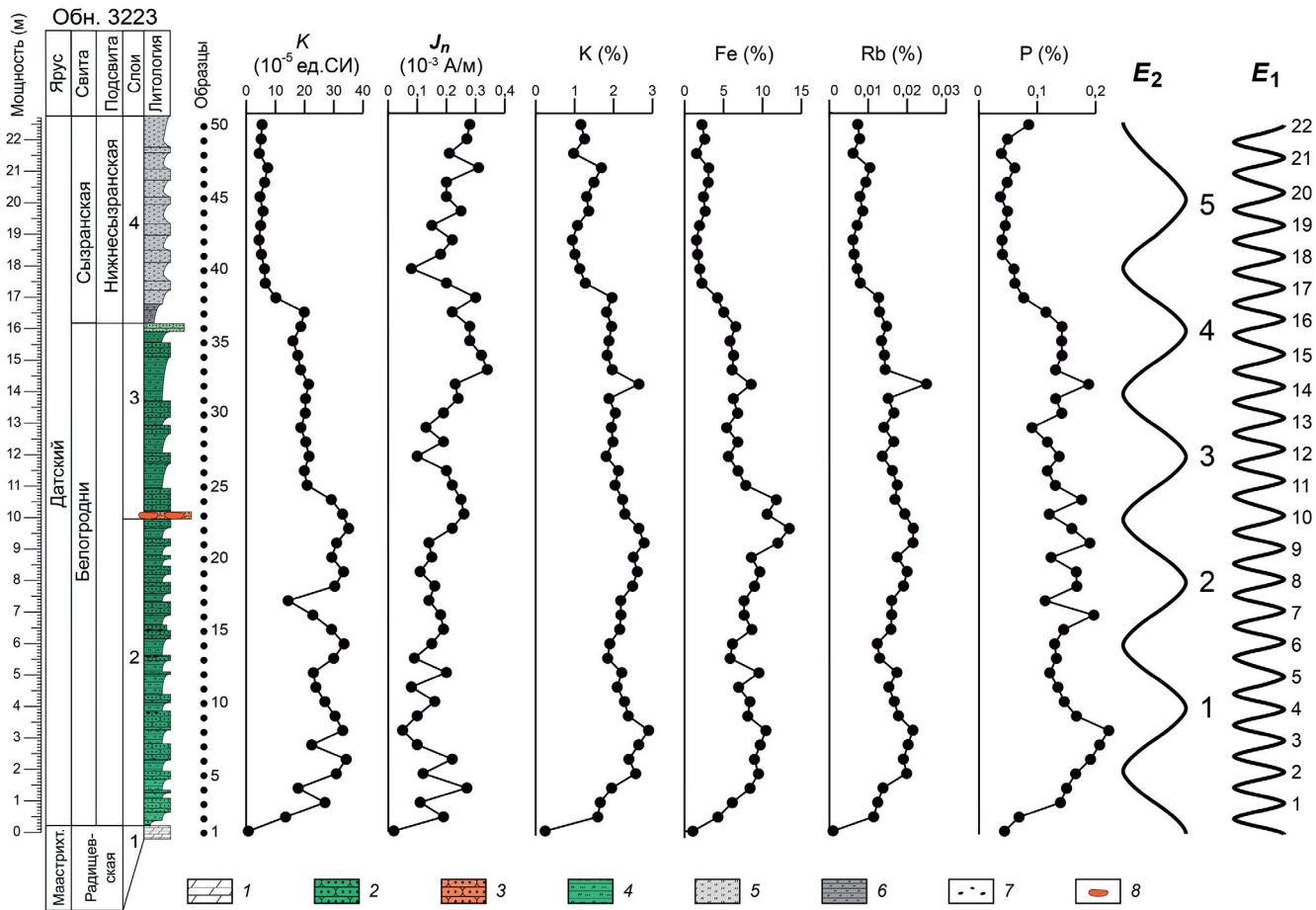


Рис. 2. Петромагнитные и геохимические характеристики датского яруса в стратотипе свиты белогородни (обнажение 3223): 1 — мергели, 2 — песчаник кварцево-глауконитовый, 3 — песчаник сидеритизированный, 4 — чередование опок кварцево-глауконитовых и глин кремнистых, 5 — опоки, 7 — фосфориты, 8 — сидеритовые конкреции

с глауконитом, темно-серых, биотурбированных. Четкие границы между песчаниками и глинами отсутствуют. На свежем сколе породы очень похожи, но различаются по крепости, поэтому их чередование проявляется только в выветрелом состоянии на поверхности склона: песчаники выступают в микрорельефе карнизы разной степени отчетливости между менее крепкими глинами. Толщины ритмов «песчаник-глина» (более и менее крепкие литологические разности соответственно) варьируют от 0,5 до 1,2 м (в среднем ~0,75 м). Количество глауконита закономерно возрастает снизу вверх по разрезу (рис. 2) составляя в верхней половине пачки не менее 50% от объема породы. В песчаниках встречаются фосфориты, количество и размер которых также возрастают вверх по разрезу: в нижней части пачки они очень редки и имеют размеры до нескольких миллиметров, в верхней части встречаются чаще, а их размеры достигают 1 см. Подошва пачки представлена слабосцементированным песчаником, мощностью ~0,2 м. Граница с нижележащей пачкой ровная и очень четкая. **Мощность** — 11,9 м.

Пачка 3 (обр. 3223-2 — 3223-36). Чередование опок кварцево-глауконитовых от темно-серых до

черных и глин кремнистых, алеврито-песчанистых с глауконитом, в целом аналогичное пачке 2, но содержание глауконита в породах снижается и составляет менее 50%. Толщины ритмов «песчаник-глина» больше, чем в пачке 2, и варьируют от 1,1 до 1,5 м (в среднем ~1,3 м). Подошва пачки 3 маркируется великолепным репером — ярко-коричневым (до рыжего) мелкозернистым песчаником сидеритизированным, мощностью 20–35 см, внутри которого много сидеритовых конкреций вытянутой формы, длиной до 30–40 см, толщиной — до 15–20 см, очень плотных, тяжелых. Эти конкреции встречаются на бичевнике, с большим трудом разбиваются молотком. Поверхности конкреции покрыты коркой лимонита, толщиной до 5–6 мм, и имеют наиболее насыщенный ярко-коричневый (до рыжего) цвет, внутри они темно-серые. Остальная часть сидеритизированного песчаника (без конкреций) имеет блеклую коричнево-рыжеватую окраску, не очень равномерную (от светло- до темно-коричневой). Подошва песчаника, являющаяся нижней границей пачки, хорошо заметна в разрезе по цвету и выразительному карнизу в рельефе склона (образуемому, в первую очередь, благодаря конкрециям), но при

этом неровная и не очень контрастна. Верхняя граница сидеритизированного песчаника более ровная.

Кровля пачки 3 представлена кварцево-глауконитовым силицитом, серым до темно-серого (с поверхности светло-серого), плотным, звонким при ударе молотком, мощностью 0,15–0,2 м. Силицит очень крепкий, благодаря чему образует один из наиболее выразительных карнизов в рельефе склона. Глауконита в нем заметно меньше, чем в нижележащих отложениях (не более 25%). Верхняя граница силицита не очень ровная. *Мощность* — 6,6 м.

Нижнесызранская подсвита (датский ярус). Пачка 4 (обр. 3223-37 — 3223-50). Опоки (силициты) алеврито-песчанистые, от светло-серых до темно-серых. В целом цвет пород светлее, чем в пачках 2 и 3, благодаря чему граница между свитой белогородни и нижесызранской подсвитой издали заметна в береговых обрывах. Опоки не одинаковы по крепости и поэтому в выветрелом состоянии на дневной поверхности склона образуют характерную «гребенку», как и в нижележащей части разреза.

Подошва пачки представлена слоем кремнистой глины, мощностью 0,7 м, более мягкой (легко обрабатывается ножом), по сравнению с кремнистыми глинами из пачек 2 и 3. *Видимая мощность* — 6,5 м.

Методика работ. При полевом опробовании разреза с помощью шанцевых инструментов на каждом уровне брались ориентированные штуфы, из которых выпиливались 2–3 кубика с ребрами по 2 см, предназначенные в дальнейшем для палеомагнитных исследований. К настоящему времени у изготовленных образцов определены магнитные свойства и состав химических элементов.

Магнитные свойства. По всем образцам получены замеры объемной магнитной восприимчивости (K) и естественной остаточной намагниченности (J_n). Значения петромагнитных параметров по образцам с одного уровня усреднялись. Измерения K и J_n проводились на каппабридже MFK1-FB и спин-магнитометре JR-6 (производство компании AGICO).

Величина K определяется концентрациями пара- и ферромагнетиков в породе. Модуль J_n зависит от концентрации только ферромагнитных минералов и от степени упорядоченности их магнитных моментов.

Глауконит является параметиком, но в его составе присутствует тонкодисперсный магнетит, обладающий ферромагнитными свойствами. Поэтому глаукониты обладают остаточной намагниченностью [Гужиков и др., 2017; Lurcock, Wilson, 2013].

Химический состав. Элементный состав пород определялся методом рентгено-флуоресцентного анализа (РФА), основанным на зависимости интенсивности рентгеновской флуоресценции от концентрации элемента в образце. При облучении образца мощным потоком излучения рентгеновской трубки возникает характеристическое флуоресцентное излучение атомов, которое пропорционально

их концентрации в образце. Длина волны флуоресценции является индивидуальной характеристикой каждого элемента, а интенсивность (число фотонов, поступающих за единицу времени) пропорциональна концентрации (количество атомов) соответствующего элемента. Это дает возможность определения количества атомов каждого элемента, входящего в состав образца.

Метод реализован в портативном рентгенофлуоресцентном анализаторе вторичного излучения X-Met 8000 (производство компании Oxford Instruments Analytical), позволяющем провести оперативную оценку состава горных пород по разрезу. Использование высокочувствительного детектора позволяет добиваться высокого разрешения и высокой чувствительности к низкоэнергетическому излучению, необходимому для определения легких петрогенных элементов (Mg, Si, P, S и др.). Диапазон определяемых химических элементов составляет ряд от Mg до U.

Для оперативного и относительно высокоточного определения элементного состава, в качестве наиболее оптимального времени замера принято 60 секунд. При калибровке прибора использовался стандартный эталон, поставляемый с прибором.

В изученных отложениях определены значимые концентрации 12 элементов: Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Sr, Zr. Содержания Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti и Mn пересчитывались на оксиды согласно пропорции массы химического элемента от массы оксида. Содержание Fe на оксиды не пересчитывалось вследствие того, что метод не осуществляет раздельного определения двух- и трехвалентного железа. Элементный состав определялся по одному образцу-кубику с каждого уровня. Определения по каждому образцу повторялись три раза и впоследствии усреднялись, с целью повышения точности результатов измерений.

Циклостратиграфический анализ. Главным постулатом, положенным в основу циклостратиграфических исследований, является наличие связи между процессами осадконакопления и вариациями орбитальных параметров Земли (циклами Миланковича) (Kodama, Hinnov, 2015; Strasser et al., 2006). Подобная связь обусловлена перераспределением инсоляции под действием астрономических факторов, неизбежно приводящим к климатическим изменениям, которые, в свою очередь, оказывают влияние на характер седиментации.

Вариации петромагнитных параметров по разрезу, также как и геохимические характеристики, отражают важные особенности условий осадконакопления (Гужиков, 2013; Kodama, Hinnov, 2015) и поэтому широко используются в циклостратиграфическом анализе для выявления седиментационной ритмичности. Выявленные циклы считаются обусловленными изменениями орбитальных параметров, если отношения их периодов совпадают с кратностями циклов Миланковича. Чаще всего

в осадочных последовательностях фиксируются циклы большого и малого эксцентризитетов земной орбиты (E_2 и E_1 соответственно), а также циклы наклона оси вращения Земли относительно эклиптики (O). $E_2 / E_1 \sim 4$, а $E_1 / O \sim 2.5$.

Фурье-преобразование были подвергнуты как исходные вертикальные последовательности всех полученных петромагнитных и геохимических данных, так и слаженные путем осреднения значений в скользящем окне (размером 1 м). Для оценки значимости сигнала на частотной спектрограмме использовались значения удвоенного и утроенного стандартного отклонения (2σ и 3σ соответственно) спектра случайного сигнала, сгенерированного на основе свойств конкретной выборки (ее среднего значения и стандартного отклонения). Период выявленных циклов (T) определялся в метрах как величина обратная частоте, количество циклов рассчитывалось путем деления суммарной мощности на T .

Результаты работ. Спектрограммы наиболее хорошего качества были получены при Фурье-преобразовании исходных рядов Fe, K и Rb и слаженной последовательности J_n (рис. 3).

В области низких частот на каждой из четырех спектрограмм выделяются по два значимых пика, периоды которых соотносятся как 4:1. Почти во всех случаях амплитуды пиков E_2 и E_1 намного превышают уровень 3σ . Исключение представляет спектрограмма по Fe, на которой амплитуда пика E_1 меньше 3σ , но больше 2σ .

Пики, соответствующие циклу наклона земной оси к плоскости эклиптики, намечаются на спектрограмме по J_n . Максимум сигнала превышает 2σ , но сильно сдвинут влево относительно пика O идеального спектра (отношение частот, равное 2,1, отличается от ожидаемого $E_1 / O \sim 2,5$). Поэтому, достоверное выделение в разрезе циклов O на основе имеющихся данных невозможно.

Пара низкочастотных пиков с кратностью 4:1 и амплитудой, превышающей уровень 3σ , выделяется также при анализе исходных содержаний фосфора (рис. 3, δ), но эти пики менее выразительны, чем на спектрограммах по J_n , Fe, K и Rb (рис. 3, a – g).

Снижение концентраций глауконита вверх по разрезу сопровождается уменьшением значений K и J_n , что дает основания считать глауконит и связанный с ним тонкодисперсный магнетит главными носителями магнитных свойств изученных отложений.

Fe и K относятся к числу элементов, доминирующих в составе глауконита.

Rb типичный щелочной металл характерной особенностью, которого является высокая миграционная способность. По кристаллохимическим свойствам его сходство с калием настолько велико, что он не образует собственных минералов и полностью рассеивается в кристаллических решетках минералов калия. Единственным осадочным минералом, структура которого благоприятна для вхождения

Rb, является глауконит. Глауконит обладает повышенной сорбционной емкостью по отношению к катионам щелочных металлов. По структуре он является гидрослюдой, а в его состав входит калий, в связи с чем появляется возможность для проявления изоморфизма между K и Rb [Гавриленко, Сахоненок, 1986].

Фосфор также образует естественную ассоциацию с глауконитом [Юдович и др., 2018].

Таким образом, набор параметров, по которым получены хорошие с точки зрения циклостратиграфического анализа данные, определенно указывает на то, что выявленные по ним циклы отражают ритмичность глауконитообразования по разрезу. Отсутствие положительных результатов при циклостратиграфическом анализе магнитной восприимчивости объясняется тем, что величина J_n обусловлена, главным образом, тонкодисперсным магнетитом, ассоциирующим с глауконитом, а в величину K заметный вклад вносят также другие обломочные парамагнитные минералы. То обстоятельство, что остаточная намагниченность, как параметр обусловленный только ферромагнетиками, является более эффективным инструментом для выявления цикличности, чем магнитная восприимчивость, зависящая от ферро- и парамагнетиков, отмечался и ранее, например при циклостратиграфическом анализе берриаса Крыма [Грищенко и др., 2016].

Несмотря на невысокое качество каждой спектрограммы в отдельности, совокупность полученных результатов является доказательством отражения в магнитных и геохимических характеристиках разреза седиментационной ритмичности, контролируемой изменениями эксцентризитета земной орбиты. Средняя продолжительность цикла большого эксцентризитета составляет 400 тыс. лет, малого эксцентризитета — 100 тыс. лет, но эти цифры варьируются в течение геологического времени. Согласно модели Дж. Ласкара с соавторами [Laskar et al., 2010] в палеоцене длительность циклов E_1 и E_2 была 381,6 тыс. лет и 95,4 тыс. лет соответственно.

Периоды T_2 и T_1 , соответствующие частотам $0,25 \text{ м}^{-1}$ и 1 м^{-1} , составляют 4 м и 1 м соответственно. Таким образом, глауконититам, слагающим свиту белогородни и низы нижнесызранской подсвиты, мощностью 22 м, соответствуют 5,5 циклов T_2 (или 22 циклов T_1). Отождествив T_2 и T_1 с периодами циклов большого (E_2) и малого (E_1) эксцентризитетов соответственно, можно оценить время формирования исследуемого интервала отложений как $5,5 \times 381,6$ тыс. лет (или $22 \times 95,4$ тыс. лет) = 2098,8 тыс. лет, а скорость глауконитовой седиментации определить через отношение мощности разреза (22 м) к вычисленному времени формирования отложений: $2200 \text{ см} / 2098,8$ тыс. лет = 1,05 см/тыс. лет.

Выводы. Ритмичность глауконитообразования в низах палеоцене Саратовского Правобережья (свита белогородни и низы нижнесызранской под-

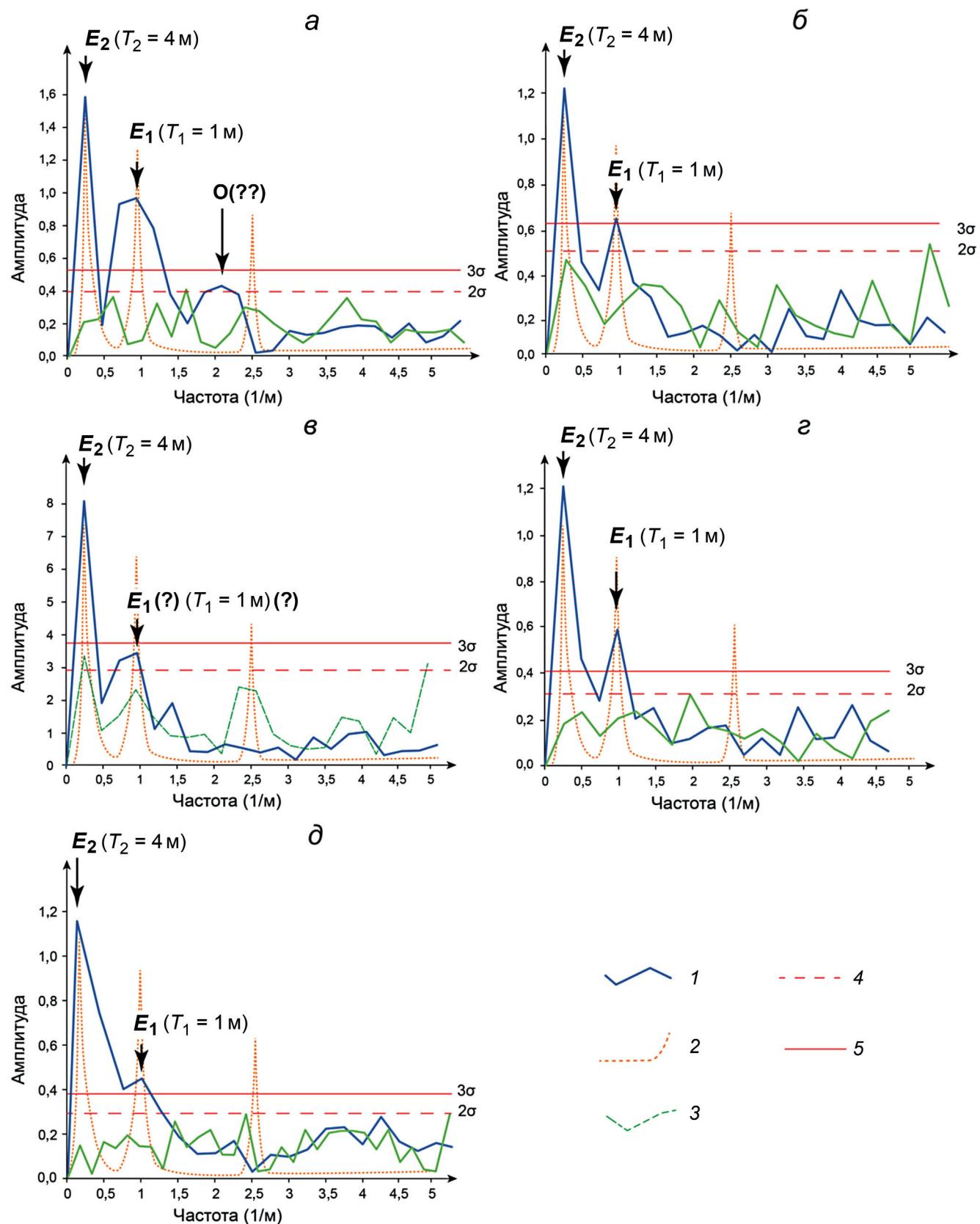


Рис. 3. Спектральные характеристики датского яруса в стратотипе свиты белогородни (обнажение 3223), полученные при анализе вертикальных рядов J_n (а), K (б), Fe (в), Rb (г) и P (д). 1 — спектр вариации исследуемого параметра, 2 — спектр функции, являющейся суммой идеальных циклов E_1 , E_2 и O ; 3 — спектр случайного сигнала, сгенерированного на основе статистических характеристик выборки исследуемого параметра, 4 и 5 — уровни удвоенного и утроенного стандартного отклонения сгенерированного случайного сигнала (2σ и 3σ соответственно)

свиты) отражена в вариациях по разрезу величин естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и содержаний железа, калия, рубидия и фосфора.

По результатам Фурье-анализа петромагнитных и геохимических параметров в изученных отложениях выявлены циклы, отождествляемые с циклами большого и малого эксцентриситетов земной орбиты.

Исходя из известной длительности циклов Миланковича, следует заключить, что 22-метровая

толща глауконититов в стратотипе свиты Белогородни сформировалась за ~2,1 млн лет при средней скорости седиментации ~1,05 см/тыс. лет.

Благодарности. Авторы благодарны В.А. Мусатову (НВ НИИГГ, Саратов), А.Г. Маникину, Р.С. Дакирову (СГУ, Саратов) и С.С. Гаврилову (МиМГО, Москва) за помощь в проведении полевых исследований.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00159, <https://rscf.ru/project/23-27-00159/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В. О стратиграфическом положении и литологии «слоев Белогородни» // Недра Поволжья и Прикаспия. 2005, вып. 42. С. 16–23.
2. Гавриленко В.В., Сахоненок В.В. Основы геохимии редких лиофильных металлов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1986. 172 с.
3. Грищенко В.А., Аркадьев В.В., Гужиков А.Ю. и др. Био-, магнито- и циклостратиграфия разреза верхнего берриаса у с. Алексеевка (Белогорский район, Республика Крым). Статья 1. Аммониты. Магнитостратиграфия. Циклостратиграфия // Известия Саратовского университета. Новая серия. Сер. Науки о Земле. 2016. Т. 16, вып. 3. С. 162–172.
4. Гужиков А.Ю. Геологическая информативность магнетизма керна и шлама осадочных пород, полученных при бурении разведочных скважин // Приборы и системы разведочной геофизики. 2013. № 4(46). С. 51–61.
5. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Беньяновский В.Н. и др. Новые био- и магнитостратиграфические данные по кампанским–маастрихтским отложениям классического разреза Нижняя Банновка (юг Саратовского Правобережья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25, № 1. С. 24–61.
6. Павлов А.П. О третичных отложениях Симбирской и Саратовской губерний // Бюлл. МОИП. 1896. № 4. С. 87–92.
7. Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона / Редкол.: М.А. Ахметьев, С.М. Шик, А.С. Алексеев; сост.: Г.Н. Александрова, М.А. Ахметьев, В.Н. Беньяновский и др. М.: ФГУП «ВНИГНИ», 2015. 96 с.
8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Фосфориты и глауконит: причина паргенезиса // Вестник института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2018. № 11. С. 43–47.
9. Kodama A., Hinnov L. Rock magnetic cyclostratigraphy. UK: West Sussex, Wiley & Sons. 2015. 166 p.
10. Laskar J., Fienga A., Gastineau M., Manche H.L. La2010: A new orbital solution for the long term motion of the Earth // Astronomy and Astrophysics. 2011. Vol. 532. A89. P. 1–15.
11. Lurcock P.C., Wilson G.S. The palaeomagnetism of glauconitic sediments // Global Planet. Change. 2013. Vol. 110. P. 278–288.
12. Strasser A., Higlen F., Henkel P. Cyclostratigraphy — concepts, definitions and applications // Newsletters on Stratigraphy. 2006. Vol. 42, № 2. P. 75–114.

Статья поступила в редакцию 12.04.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 16.08.2023

УДК 550.428

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-49-62

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИКРОБИАЛЬНЫХ КАРБОНАТОВ АБАЛАКСКОЙ И ГЕОРГИЕВСКОЙ СВИТ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Маргарита Рубеновна Латыпова¹✉, Антон Георгиевич Калмыков²,
 Валерия Вадимовна Чуркина³, Евгения Владимировна Карпова⁴,
 Наталья Сергеевна Балушкина⁵, Георгий Александрович Калмыков⁶

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
margarita.r.latypova@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.g.kalmykov@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Lera.keily@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0001-7466-1598>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; karpoff_2002@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-3094-2253>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nataliabalushkina@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-5900-2041>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gera64@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Аннотация. В этой работе были исследованы геохимические и литологические особенности микробиальных карбонатов из кровли абалакской и георгиевской свит в центральной части Западной Сибири с целью определения специфических обстановок их формирования. Авторами было проведено сравнение микроэлементного состава этих отложений с вторично-преобразованными карбонатными породами абалакской и георгиевской свит. По результатам рентгенофлуоресцентного анализа были выявлены различия в содержаниях MnO, Cr, V, Ni, Cu, Zn в двух типах карбонатов. Повышенное содержание MnO в бактериально-водорослевых постройках объясняется способностью бактерий сорбировать Mn на поверхности своих клеток. Для подобного процесса необходим кислород, что позволяет предположить наличие природной аэробной среды для развития бактерий в период накопления осадка. По результатам изучения микробиальных карбонатов под растровым электронным микроскопом было выявлено, что Mn, по большей части, концентрируется в карбонатных минералах, в частности в кутногорите. Повышенное содержание биофильных элементов, таких как Ni, Cu, Zn, V в микробиальных карбонатах вероятно связано с процессами преобразования гумусового органического вещества, которое накапливалось в мелководных обстановках и активно перерабатывалось микробиальными организмами. В единичных бактериально-водорослевых постройках также были обнаружены минералы с повышенным содержанием Ba. По мнению авторов, подобные единичные проявления бариевой минерализации могут быть вызваны точечным влиянием как приповерхностных, так и глубинных барий-содержащих растворов и не связаны с повышенным содержанием марганца в исследуемых отложениях.

Ключевые слова: абалакская свита, георгиевская свита, бактериально-водорослевые постройки, микробиальные карбонаты, марганцевая минерализация, гумусообразование

Для цитирования: Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Чуркина В.В., Карпова Е.В., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А. Геохимические особенности микробиальных карбонатов абалакской и георгиевской свит на территории Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 49–62.

GEOCHEMICAL FEATURES OF MICROBIAL CARBONATES OF THE ABALAK AND GEORGIAN FORMATIONS IN WESTERN SIBERIA

Margarita R. Latypova¹✉, Anton G. Kalmykov², Valeria V. Churkina³,
 Evgenia V. Karpova⁴, Natalia S. Balushkina⁵, Georgy A. Kalmykov⁶

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; margarita.r.latypova@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.g.kalmykov@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Lera.keily@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-7466-1598>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; karpoff_2002@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3094-2253>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nataliabalushkina@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5900-2041>

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gera64@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Abstract. In this work, the geochemical and lithological features of bacterial-algal structures from the top of the Abalak and Georgian Formations in the central part of Western Siberia were studied in order to determine the

specific conditions of their formation. The authors compared the element composition of these microbial carbonates with the secondary carbonate rocks of the Abalak and Georgian Formations. According to the results of X-ray fluorescence analysis, differences were identified in the contents of MnO, Cr, V, Ni, Cu, Zn in two types of carbonates. The higher content of MnO in bacterial-algal structures were explained by the ability of bacteria to sorb Mn on the surface of their cells. This process requires oxygen, which suggests the presence of a natural aerobic environment for the development of bacteria during the period of sediment accumulation. According to the results of the study of microbial carbonates under a scanning electron microscope, it was revealed that Mn, for the most part, is concentrated in carbonate minerals, in particular in kutnohorite. The increased content of biophilic elements such as Ni, Cu, Zn, V in microbial carbonates is probably associated with the transformation of humic organic matter, that was accumulated in shallow water environments and was actively recycled by microbial organisms. Minerals with the high Ba concentration were also found in isolated bacterial-algal structures. According to the authors, such single barium mineralization could be caused by the point effect of both near-surface and deep-seated barium-containing solutions and are not associated with an increased content of manganese in the studied deposits.

Keywords: Abalak Formation, Georgia Formation, bacterial-algal structures, microbial carbonates, manganese mineralization, humus formation

For citation: Latypova M.R., Kalmykov A.G., Churkina V.V., Karpova E.V., Balushkina N.S., Kalmykov G.A. Geochemical features of microbial carbonates of the Abalak and Georgian formations in Western Siberia. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 49–62. (In Russ.).

Введение. Исследование карбонатных пород абалакской ($J_2bt^3-J_3tt^1$) и георгиевской ($J_3ox^3-J_3tt^1$) свит на территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (ЗСНГБ) в последнее время приобретает все большую актуальность в связи с появлением новых данных о их потенциальных коллекторских свойствах [Юрченко и др., 2015, Зубков, 2014, Потапова и др., 2018]. На петрофизические свойства этих пород непосредственно влияют обстановки их формирования, которые находят отражение в специфических литологических и geoхимических признаках. Среди последних наиболее освещены в литературе соотношения стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатах [Юрченко, 2016, Зубков, 2017]. Однако многочисленные следы диа- и катагенетических процессов сильно влияют на $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, что не позволяет идентифицировать обстановки осадконакопления. Относительно менее изученной областью исследования остается микроэлементный состав карбонатов, который, несмотря на вторичные процессы, может довольно точно отражать процессы формирования осадка. По мнению авторов, геохимический подход к исследованию карбонатов существенно дополнит

комплекс литологических исследований и поможет выделить и охарактеризовать различные особенности формирования карбонатных отложений.

Целью этой работы является определение специфических условий формирования бактериально-водорослевых построек из верхней подсвиты абалакской свиты и из кровли георгиевской свиты (рис. 1). Очевидно, что обстановки формирования этих отложений отличались от выше- и нижезалегающих глинистых и кремнисто-глинистых пород, а изучение обстановок формирования позднеюрских микробиальных карбонатов (МК) ЗСНГБ может существенно дополнить картину геологической истории региона.

Позднеюрские МК ЗСНГБ ранее изучались многими исследователями [Ясович, 1971, Ушатинский, Зарипов, 1971, Zanin et al., 2001, Eder et al., 2018]. В работе [Потапова и др., 2018] исследуемые МК из верхней подсвиты абалакской свиты были описаны как трещиноватые и кавернозные породы, с которыми связаны притоки нефти на территории Ем-Еговского месторождения (Красноленинский свод, Западная Сибирь). В этой работе авторами статьи впервые были установлены признаки субаэральной

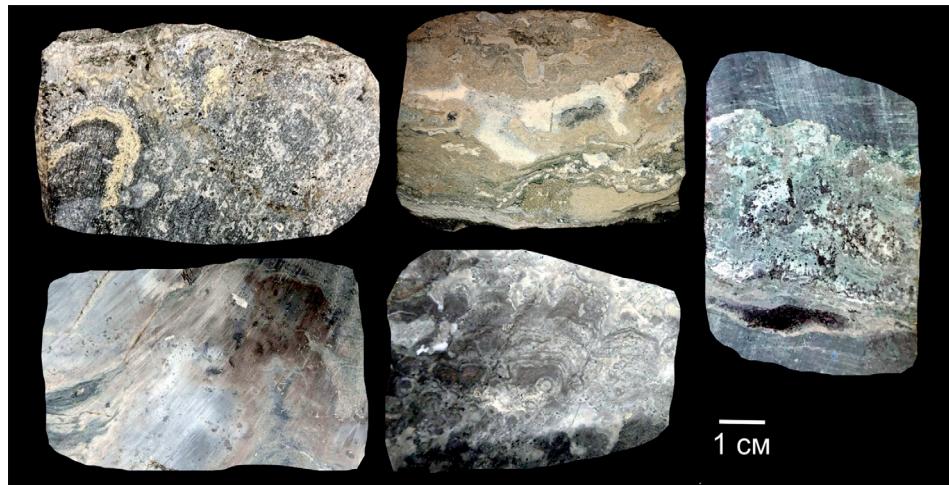


Рис. 1. Фотографии образцов бактериально-водорослевых построек

экспозиции в карбонатах из кровли абалакской свиты. Вероятно, под воздействием экзогенных факторов породы подвергались интенсивному карсту с последующим формированием карбонатного горизонта палеопочв. По мнению авторов этой статьи, благодаря субаэральной экспозиции позднеюрские МК приобрели сложную систему вторичных пустот, что привело к улучшению коллекторских свойств.

Аномалии в минеральном составе всегда наиболее явно прослеживаются при сравнении исследуемых отложений с типичными более распространенными породами. Поэтому, авторами также было проведено сравнение МК с вторичными карбонатами (ВК) — наиболее распространенными карбонатными породами абалакской и георгиевской свит. В эту группу авторы объединили карбонатные конкреции и линзы, сформированные в осадке в процессеdia- и катагенетических вторичных процессов (рис. 2, a) и известняки замещения, формирующие прослои, мощностью до 30 см, редко — до 1 м (рис. 2, б). Известняки замещения формировались в результате интенсивной перекристаллизации первичных осадочных карбонатных пород, однако

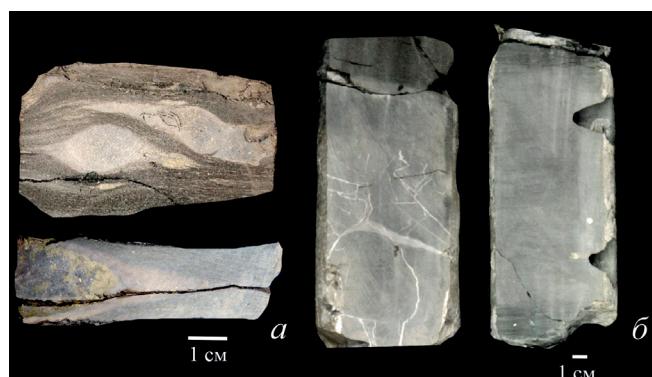
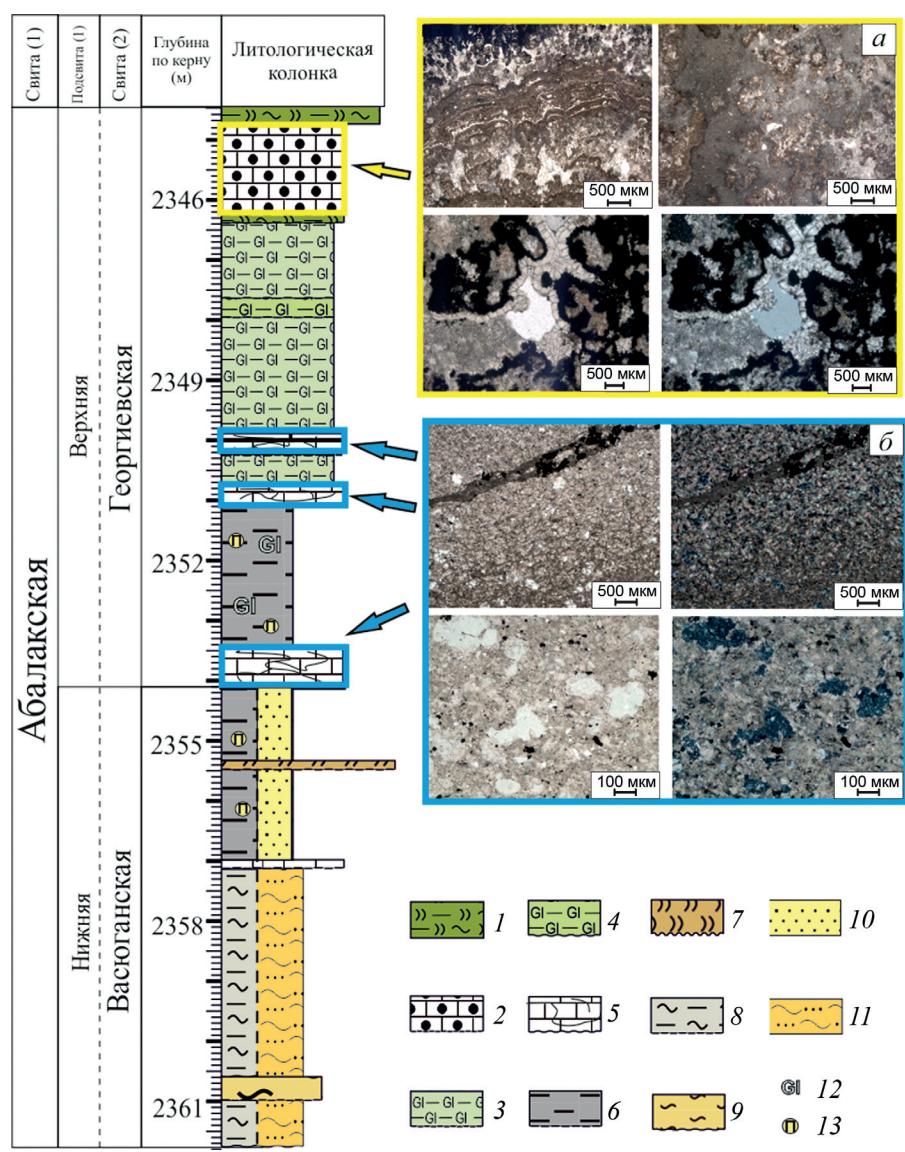


Рис. 2. Фотографии образцов вторичных карбонатов: a — карбонатные dia- и катагенетические линзы и конкреции; б — известняки замещения, трудно диагностируемые в керне

редко содержат реликты первичных текстур, что усложняет определение их первичного генезиса.

Материал и методы. В разрезе бактериально-водорослевые постройки приурочены к кровельным отложениям верхней подсвиты абалакской свиты и к верхней части георгиевской свиты (рис. 3, a). Вторичные известняки обычно присутствуют



в основной массе глауконитово-глинистых отложений верхней подсвиты абалакской и георгиевской свит (рис. 3, б). Возрастные и фациальные аналоги (верхняя подсвита абалакской свиты и георгиевская свита) представлены как правило аргиллитоподобными темно-серыми, тонкоотмученными глинами с неравномерным распределением глауконита. Под георгиевской свитой залегает васюганская свита, которая сложена в основном песчаниками, песчаными алевролитами и аргиллитами. Ее возрастной аналог — нижняя подсвита абалакской свиты. Она сложена, как правило, темными аргиллитоподобными глинами с пиритовыми стяжениями. Отложения абалакской свиты распространены на территории исследуемых Казым-Кондинского и Фроловско-Тамбейского фациальных районов, а васюганская и георгиевская свиты распространены в пределах Пурпейско-Васюганского района [Решение..., 2004].

Исследуемые 11 образцов МК и 18 образцов ВК абалакской и георгиевской свит были отобраны из кернового материала скважин, пробуренных преимущественно в центральной части Западной Сибири. Керн, вскрывающий отложения осадочного чехла, был изучен с территории следующих структурных поднятий: 1 — Ем-Еговская, 2 — Юж-

но-Ягунская, 3 — Дружная, 4 — Лонтынь-Яхская, 5 — Талинская, 6 — Малобалыкская вершин (рис. 4).

Анализ главных оксидов и микроэлементов в пробах из двух типов карбонатов выполнен рентгеноспектральным флуоресцентным методом (РФЛА) по методикам, утвержденным научным советом по аналитическим методам всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья (НСАМ ВИМС), 2000 (исследования проводились аналитиком — А. Якушевым) [Методика..., 2000]. Для выполнения анализа проб (возбуждения и регистрации интенсивности характеристического излучения определяемых элементов) применялся вакуумный рентгенофлуоресцентный спектрометр последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель *Axios mAX Advanced* производства компании *PANalytical*. Пробы без предварительной сушки измельчались на щековой дробилке и вибрационной мельнице до размера $<0,074$ мм и готовились к измерениям в спектрометре. Для анализа породообразующих элементов изготавливались стеклообразные диски путем плавления прокаленного материала проб с боратами лития при температуре 1200 °C в золотоплатиновых тиглях в печи индукционного плавления *MiniFuse* (производства *Philips*). Для выполнения анализа микроэлементов и серы изготавливались препараты — таблетки методом холодного прессования сухого порошка пробы с давлением пластикового наполнителя (полистирол).

С целью определения генетического типа карбонатных пород и наличия в них следов вторичных высокотемпературных процессов были проведены измерения состава стабильных изотопов углерода и кислорода на изотопном масс-спектрометре *Delta V Advantage* (Германия). Образцы из двух типов карбонатов подвергались обработке полифосфорной кислотой на линии пробоподготовки *GasBenchII*, подключенной непосредственно к масс-спектрометру. Анализировался состав стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) углекислого газа, выделившегося в результате реакции карбонатов с кислотой. Точность измерений контролировалась по международным стандартам NBS-18 и NBS-19. Изотопные значения указаны в ‰ относительно VPDB.

Для определения литологического состава обоих типов исследуемых пород были изготовлены петрографические шлифы толщиной 0,02 мм на эпоксидной смоле. Описание и фотографирование шлифов было выполнено с использованием микроскопа *Olympus*, приобретенного по программе развития МГУ.

Более подробное изучение минерального состава проводилось под растровым электронным микроскопом (РЭМ) *JSM-6480LV* (Jeol, Япония) в институте географии РАН. Для исследования методом РЭМ использовались сколы образцов микробиальных карбонатов с высоким содержанием Mn. При подготовке образца для исследований на поверхность

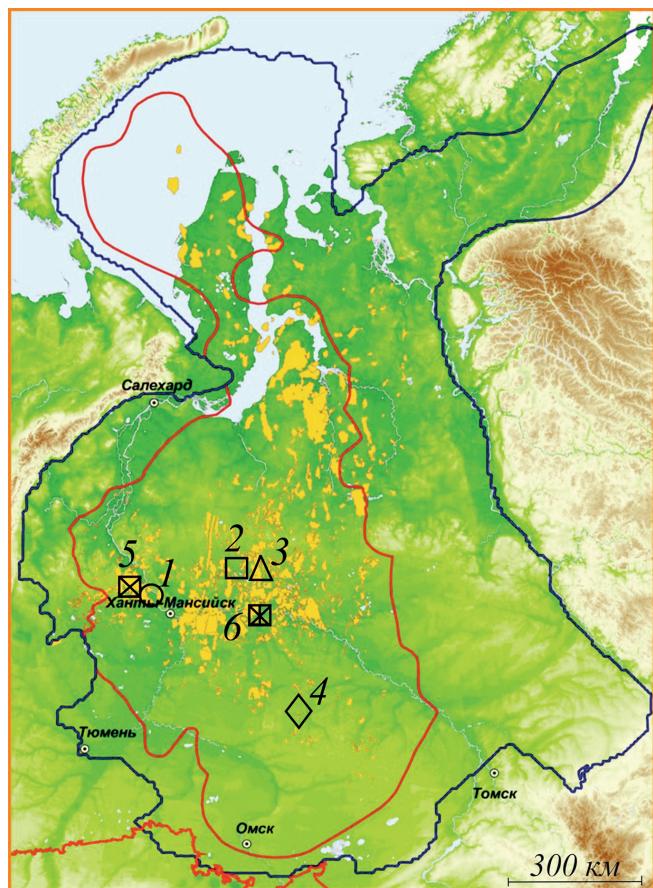
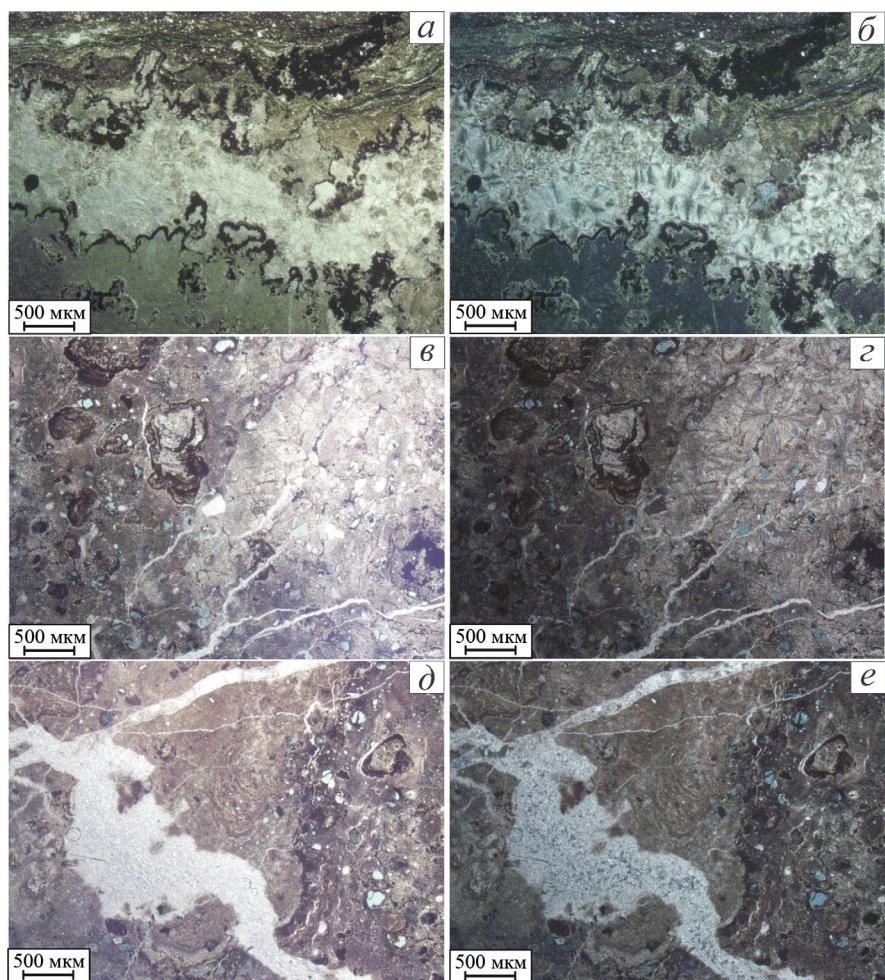


Рис. 4. Фрагмент фактической карты ЗСНГБ (фигурами и цифрами подписаны исследуемые скважины); черный контур — границы Западно-Сибирской нефтегазовой провинции, красный контур — границы распространения баженовского комплекса; желтые зоны маркируют основные запасы углеводородов

Рис. 5. Фотографии шлифов из микробиальных доломитистых карбонатов в параллельных (*а, в, д*) и скрещенных (*б, г, е*) николя



образца в установке HeliosNanolab 600 напыляли слой золота толщиной 1–2 мкм. Обработка РЭМ изображений проводилась с помощью программ DigitalMicrograph и TIA (США).

Результаты исследований и их обсуждение. Литологический состав в петрографических шлифах. По результатам литологического описания шлифов из исследуемых карбонатных пород, было выявлено, что отложения из кровли абалакской и георгиевской свит, описанные в керне как МК, в шлифах представлены доломитистыми известняками с микробиально-водорослевыми и вторично сферолитовыми структурами (рис. 5). Эти породы сложены сгустково-комковатой микробиальной массой со строматолитовой и беспорядочной текстурами. Эта масса, вероятно, является результатом жизнедеятельности водорослей и бактерий.

Свободное пустотное пространство в исследуемых МК, как правило отсутствует, однако часто отмечаются субоднонаправленные (по слоям бактериально-водорослевой постройки) трещины с раскрытием до 1 мм, выполненные сфероагрегатами кальцита-доломита (рис. 5, *а–б, д–е*). Также отмечаются участки (гнёзда), заполненные яснокристаллическим доломитом от микрокристаллической до крупнокристаллической размерности. Глинисто-фосфатное вещество (15%) концентрируется в виде слойков и линз с размытыми границами, которые

огибают форменные текстурные строматолитовые элементы. Также стоит отметить многочисленные вторичные, вероятно диа- и катагенетические преобразования, такие как интенсивная вторичная доломитизация, участковое окремнение (<3%) и пиритизация (около 10%). Пирит образует неравномерно рассеянные по породе агрегаты неправильных и сферических форм, размером до 0,9 мм. Из кристаллолистов отмечаются обломки глауконита (до 10–15%) с признаками переотложения и угловато-окатанные алевритовые кварцевые зерна (до 5%) (рис. 5, *в–г*).

ВК представлены в шлифах в основном массивными известняками с кристаллической и сфероагрегатными структурами. В шлифах также часто прослеживаются стилолитовые швы, которые образовывались в результате растворения карбонатного вещества (рис. 6, *а–г*). Также в основной массе из частично перекристаллизованного в результате вторичных изменений микрита, часто прослеживаются угловатые обломочные кварцевые и полевошпатовые зерна диаметром до 0,05–0,06 мм, а также обломки слюд (мусковит) размером до 0,05 мм. Среди аутигенных минералов в шлифах выделяются альбит, глауконит, доломит, яснокристаллический и сфероагрегатный кальцит, микрозернистый сидерит, а также пирит и хлорит. Также в виде тонких пленок и стяжений часто встречается органическое вещество, которое распределено неравномерно

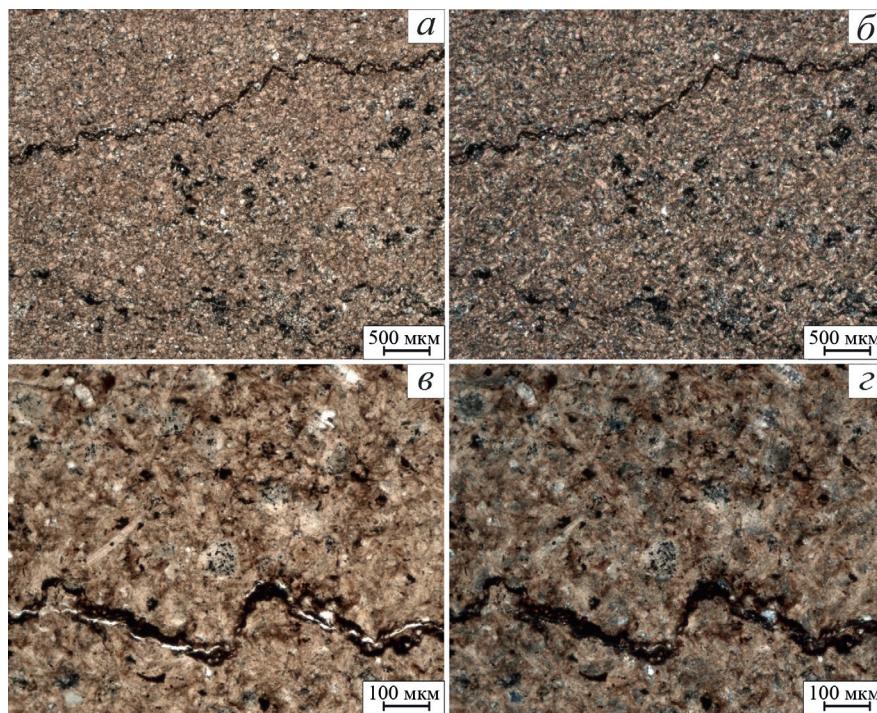


Рис. 6. Фотографии шлифов из вторичных карбонатов в параллельных (а, в) и скрещенных (б, г) николях

и иногда выполняет малоамплитудные стилолитовые швы. В целом, в шлифах из вторичных карбонатов не наблюдается реликтов первичных структур, что часто не позволяет определить их первичный генезис.

Содержание петрогенных оксидов по данным РФЛА. На основании проведенных исследований микроэлементного состава рентгенофлуоресцентным методом были получены процентные содержания петрогенных оксидов в ВК и МК.

МК отличаются от ВК, как правило, большим количеством MnO (рис. 7, а). Содержание этого оксида в бактериально-водорослевых постройках варьирует от 3 до 19%, а в ВК — от 0 до 1%. Это различие, вероятно, можно объяснить тем, что Mn²⁺ сорбируется на поверхности бактериальных клеток, которые активно участвуют в формировании бактериально-водорослевых известняков. Бактерии часто выступают в роли ингибитора окисления двухвалентного Mn, так как существуют виды, которые получают энергию из его окисления [Emerson et al., 1979, Yakushev et al., 2009]. При этом оксиды марганца, как правило, активно участвуют в гумусообразовании и прочно фиксируют в своей решетке тяжелые металлы-марганофильты: Co, Ni, Zn и др. [Manceau et al., 2000].

Вторичная диагенетическая марганцевая минерализация объясняется также концепцией циклической бактериальной активности, в которой выделяются два цикла: придонный аэробный хемолитоавтотрофный и анаэробный диагенетический бактериальный, при этом анаэробная система перекрывает аэробную придонную систему [Polgari et al., 2012]. В пределах придонного аэробного окислительного цикла благодаря деятельности бактерий

происходит окисление Mn (II) до Mn (III, IV), а также высвобождение и сорбирование ионов металлов на поверхности MnO при разложении органических молекул. Позднее, придонная кислородная среда перекрывается серией осадков, что приводит к смене обстановки на бескислородную восстановительную (анаэробно-субокислую). В подобной среде происходит микробиологически опосредованное восстановление Mn (III, IV), которое приводит к Mn-карбонатной минерализации.

Поведение Mn в исследуемых карбонатах еще плохо изучено, однако существуют работы, в которых описывается повышенное содержание этого элемента в диагенетических карбонатных конкрециях баженовской и тутлеймской свит J₃ [Ушатинский и др., 1970, Юдович, Кетрис, 1988]. Еще большую концентрацию Mn в бактериально-водорослевых постройках ниже залегающей абалакской и георгиевской свит можно объяснить большим содержанием кислорода в придонных водах, вследствие обмеления бассейна. Известно, что периодическая аэрация глубоководных впадин в Балтийском море при сильных штормах приводит к переводу Mn в осадок [Зеленин, Озеров, 1983]. Вероятно, Mn также может более активно накапливаться в МК по причине их роста в мелководных, хорошо аэрированных водах. Кроме того, застойные обстановки также могли привести к выпадению Mn в осадок, так как при резко застойных условиях водной толщи концентрации компонентов выравниваются, диффузия марганца из осадка в воду замедляется и Mn остается в верхней пленке ила и выпадает в виде MnCO₃ [Блажчишин, Емельянов, 1977]. Это возможно только при наличии большого количества карбонатного материала в иле [Berger, Soutar 1970].

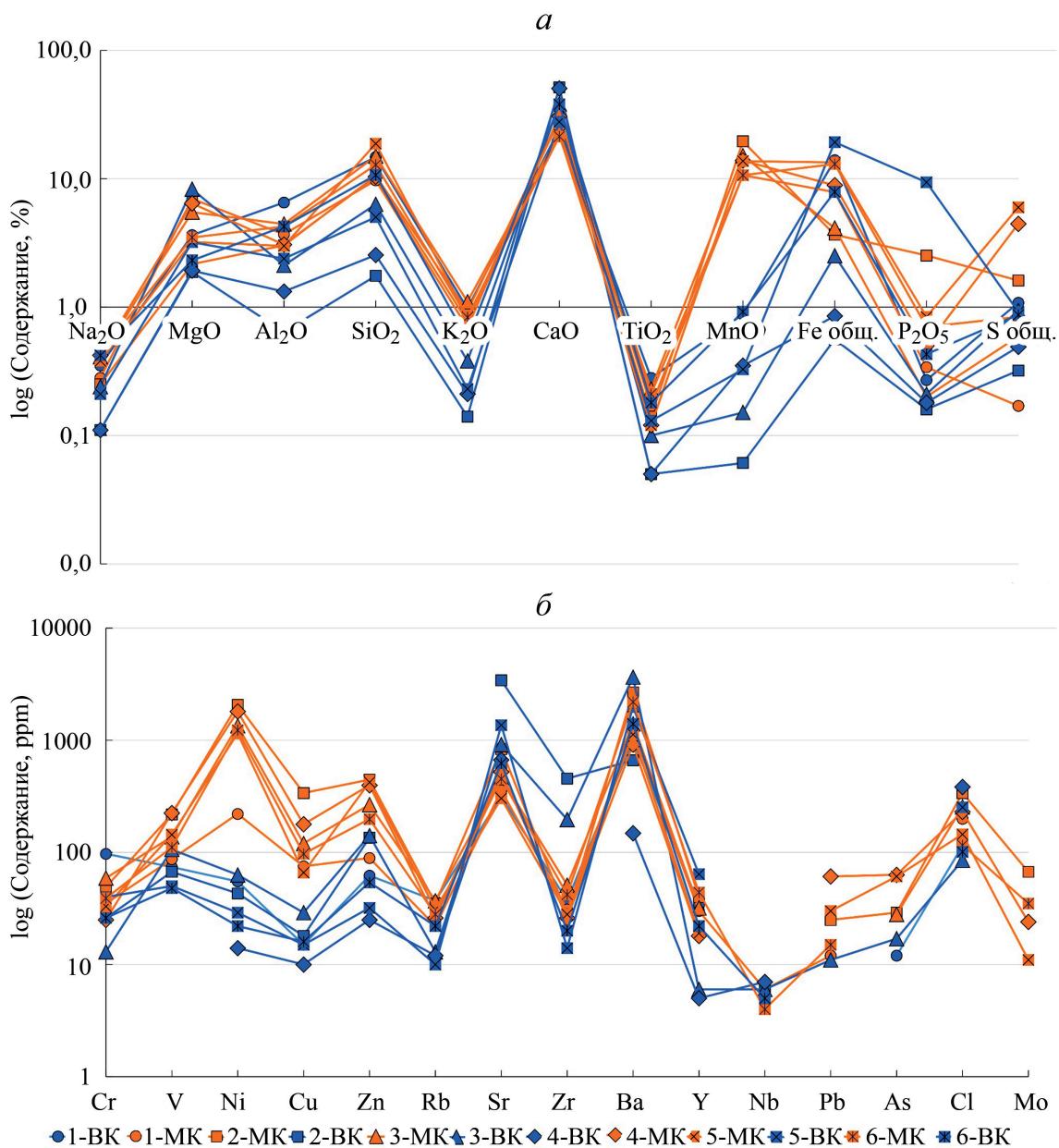


Рис. 7. Мультиэлементная диаграмма с логарифмической вертикальной осью для петрогенных оксидов (а) и для элементов — примесей (б) в карбонатных породах абалакской и георгиевской свит (желтый — МК, голубой — ВК). Образцы, отобранные из исследуемых поднятий: 1 — Ем-Еговское, 2 — Южно-Ягунское, 3 — Дружное, 4 — Лонтынь-Яхское, 5 — Талинское, 6 — Малобалыкское

Содержания остальных главных оксидов варьируют незначительно в пределах погрешности и зависит от площади. Например, в МК из с территории Ем-Еговского, Лонтынь-Яхского, Талинского и Малобалыкского поднятий содержание MgO (3–8%) часто выше, чем в ВК (1–4%). Обратная картина прослеживается для образцов, отобранных с территории Дружной вершины. Из полученных данных видно, что образцы 3-МК содержат как правило меньше MgO (1–5%), чем 3-ВК (8–9%). Аналогично в бактериально-водорослевых постройках из Южно-Ягунского, Дружного, Талинского поднятий содержание SiO_2 в среднем выше (8–18%), чем в ВК (1–13%). По всем остальным оксидам также наблюдается незначительная разница между двумя типами карбонатных пород в большую или мень-

шую сторону в зависимости от приуроченности к месторождению.

Микроэлементный состав по данным РФлА.

По элементам-примесям два типа карбонатных пород более существенно различаются (рис. 7, б). В бактериально-водорослевых карбонатах, как правило, содержится больше Ni, Cu, Zn, V, меньше Sr. Содержание Ni в МК существенно выше — от 220 до 2067 ppm, чем в ВК (до 118 ppm) (рис. 8, а, б). Содержание меди в МК также существенно выше — от 37 до 338 ppm, а в ВК — 0–29 ppm (рис. 8, а, в, г). Содержание Zn в бактериально-водорослевых постройках варьирует от 89 до 422 ppm, а в ВК — от 25 до 215 ppm (рис. 8, б, г). Кроме того, существуют незначительные различия в содержании V для двух типов карбонатов: в МК — 76–224 ppm, в ВК — 0–169 ppm

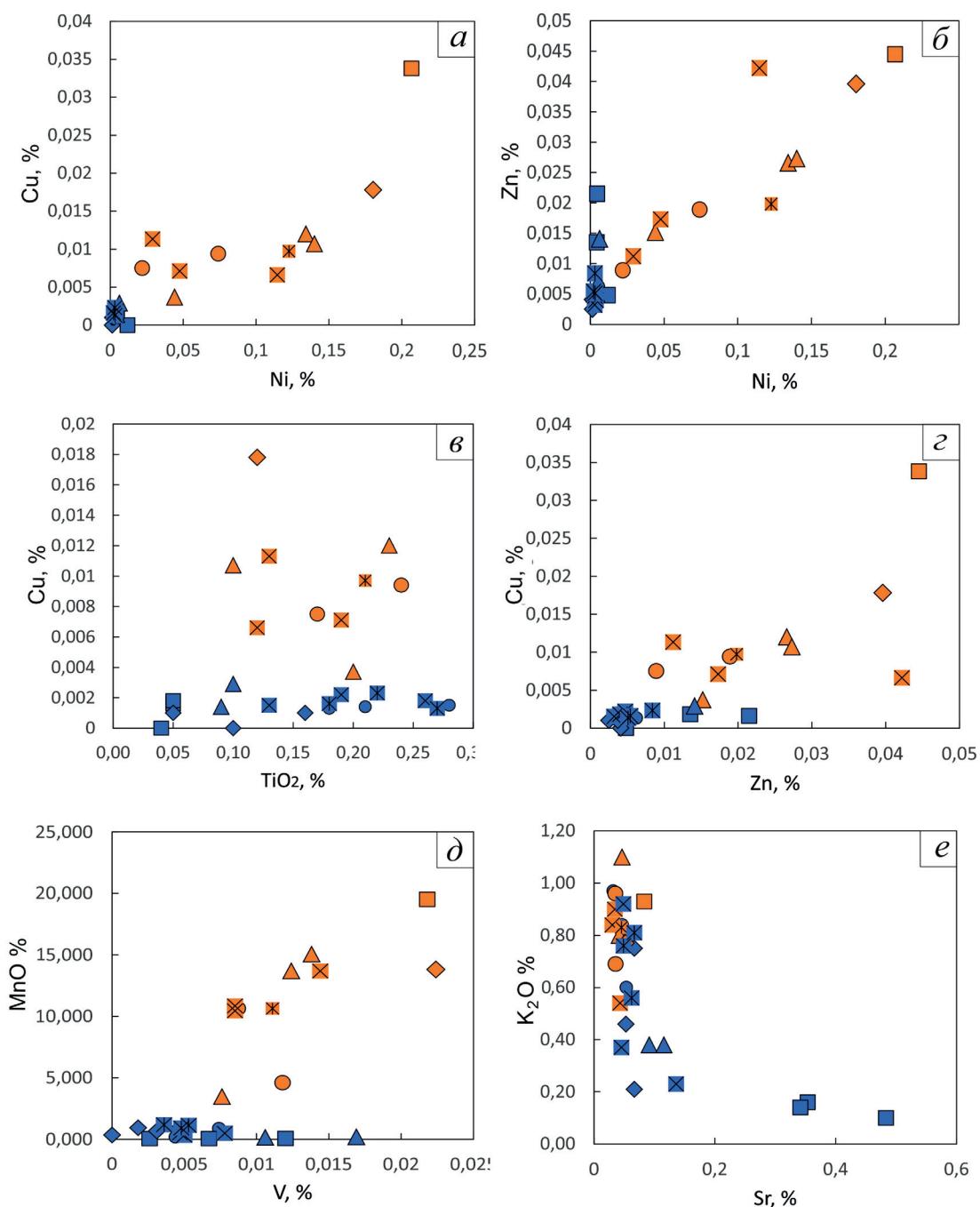


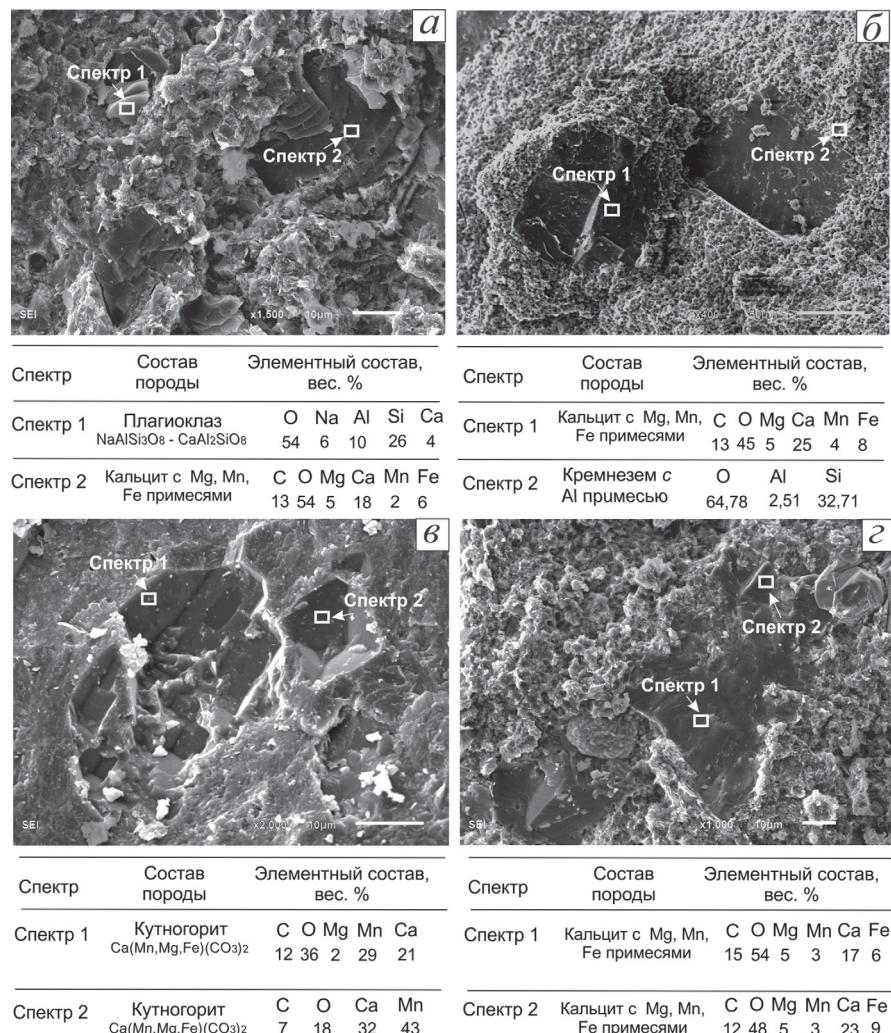
Рис. 8. Диаграммы соотношения микроэлементов в карбонатных породах абалакской и георгиевской свит (желтый — МК, голубой — ВК); образцы, отобранные из исследуемых площадей подписаны на рис. 7

(рис. 8, *д*). В двух типах карбонатных пород также заметно различие в содержании Sr: 344–833 ppm для МК и 317–4833 ppm для ВК (рис. 8, *е*). Содержания остальных микроэлементов в двух типах карбонатов варьируют в незначительных пределах и аналогично большей части петрогенных оксидов, изменяются в зависимости от территории.

Основным формами переноса Zn, в нашем случае, вероятно, являются коллоиды и металлогидратические соединения, на формирование которых оказывают влияние гумусовое органическое вещество [Монин, Лисицин, 1983]. Как упоминалось выше, в исследуемых отложениях на территории

Ем-Еговской вершины ранее были обнаружены следы интенсивного карстования с формированием карбонатного горизонта палеопочв [Потапова и др., 2018], что подтверждает это предположение. Цинк также является биофильным элементом, вероятно, именно этим объясняется его повышенное содержание в бактериально-водорослевых постройках по сравнению с ВК. Учитывая, что ранее в МК были обнаружены ризоиды (следы корней) [Потапова и др., 2019], выглядит логичным более интенсивное накопление биофильных элементов в поверхности гумусовых горизонтов почвенного слоя [Михальчук, 2017]. Еще одним элементом, который тяготеет

Рис. 9. Фотографии сколов под РЭМ и микроэлементный состав исследуемых спектров для образцов, отобранных из МК



к гуминовым соединениям, является Ni. Некоторые тяжелые металлы связываются с гуминовыми веществами в трудно растворимые коллоидные пленочные фазы [Eisma, 1988; Sholkovitz, 1990]. Например, в работе Рубана (2017) максимум содержания Ni (410,0 г/т) обнаруживается в пелитовых осадках береговой области губы Буор-Хоя восточной части моря Лаптевых. В этой работе повышенное содержание Ni связано с поступлением болотных гуминовых соединений, которые активизируются в штормовые периоды. Повышенное содержание V в бактериально-водорослевых постройках, вероятно, также можно объяснить участием этого элемента в процессе гумусообразования. По данным Rachold, Brumsack (2001) концентрация V в осадках может увеличиваться при восстановительных условиях, так как этот элемент связывается с органическим веществом.

Микроэлементный состав под РЭМ. Изучение сколов МК на РЭМ показало, что Mn в исследуемых образцах концентрируется в основном в карбонатных минералах, а именно в кутногорите — $\text{Ca}(\text{Mn,Mg,Fe})(\text{CO}_3)_2$, который слагает как основную массу, так и отдельные кристаллы (рис. 9, в). Небольшое содержание Mn наблюдается также в кальците в виде примеси (рис. 9, а, г). Во всех марганцевых карбонатных минералах на спектрах прослеживает-

ся высокое содержание Ca 18–32 вес.%, что не позволяет делать вывод о наличии чистого родохрозита в исследуемых породах. В образцах, отобранных из бактериально-водорослевых построек можно редко встретить единичные кристаллы плагиоклазов $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{SiO}_8$ (рис. 9, а), а также кремневое вещество с различными примесями, в частности с Al, содержание которого не достигает 3 вес.%(рис. 9, б).

Пирит (FeS_2) в исследуемых образцах встречается часто, в различных проявлениях, а именно в форме изометрических кристаллов (рис. 10, а, б, в) и глобул (рис. 10, г). Редко кристаллы пирита покрыты светлыми высыпками под РЭМ, спектры которых сопоставимы с сульфатными минералами, которые вероятно могли образоваться в результате вторичной сульфатизации. Однако содержание Ca в этих сульфатах очень небольшое — до 5 вес.%, что не позволяет делать вывод о наличии гипса или ангидрита в исследуемых отложениях (рис. 10, б).

Также в единичных образцах бактериально-водорослевых построек под РЭМ редко прослеживаются трещины, заполненные органическим веществом (рис. 11, а) или кальцитом с Fe, Mg, Mn примесями (рис. 11, б) в основной карбонатной массе. Подобные проявления можно отнести к следам вторичных диагенетических процессов.

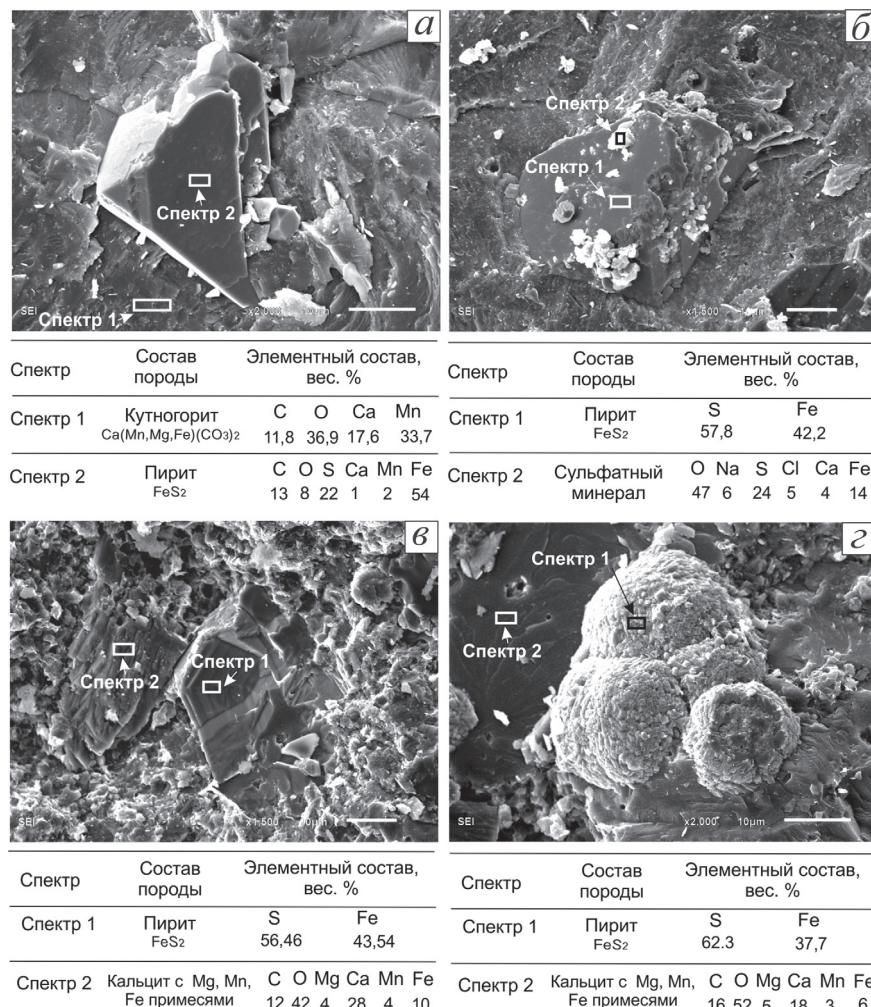


Рис. 10. Фотографии сколов под РЭМ и микроэлементный состав исследуемых спектров; пирит в МК

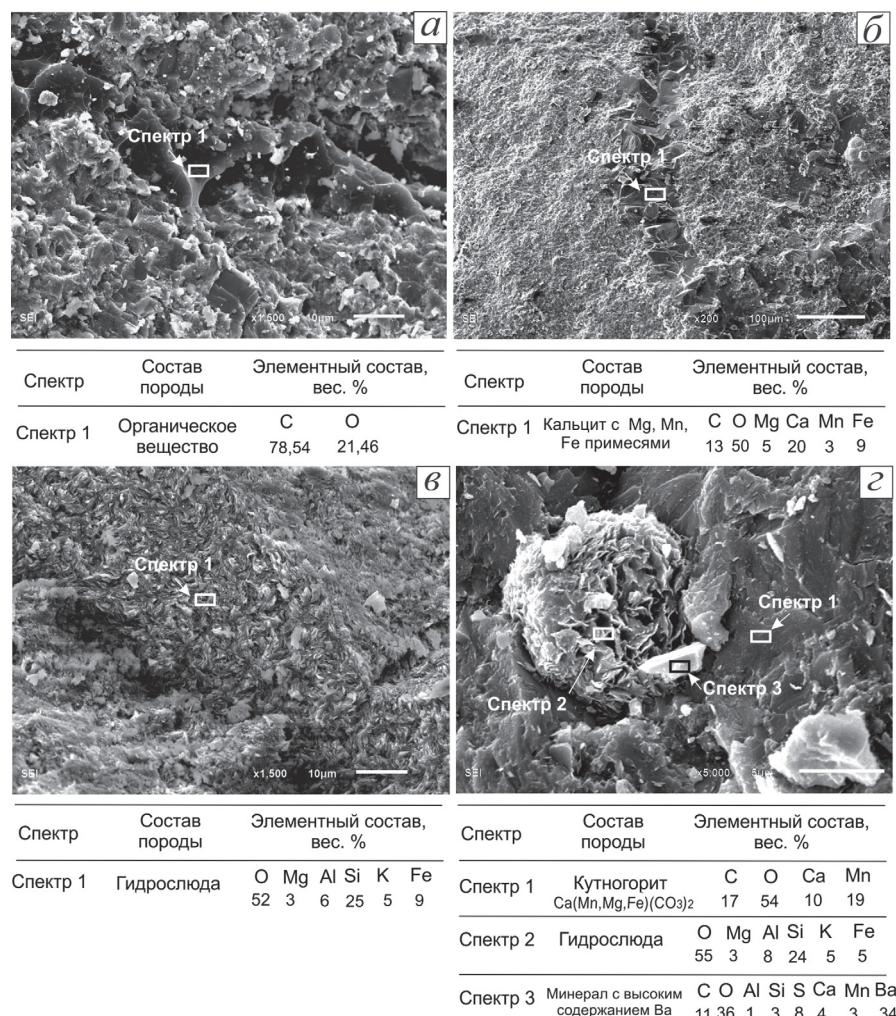
Еще одним примером наличия следов вторичных преобразований в исследуемых породах можно считать присутствие гидрослюдистых глинистых минералов, в частности таких как глауконит ($(\text{K},\text{H}_2\text{O})(\text{Fe}^{3+},\text{Al},\text{Fe}^{2+},\text{Mg})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2 \times n\text{H}_2\text{O}$) на рис. 11, в, и минералов с высоким содержанием Ba до 34 вес.% (рис. 11, г) в основной кутногоритовой матрице. Аутигенный глауконит в исследуемых образцах часто слагает зерна (рис. 11, в) и сферические скопления (рис. 11, г).

Что касается карбонатов бария, по данным Карповой и др. (2021), повышенные содержания бария в отдельных пробах, а также кристаллизация барий-содержащих минералов являются одним из маркеров гидротермального потока. Действительно, эксперименты по кристаллизации барита показали, что в карбонатных породах возможна кристаллизация этого минерала при смеси растворов Na_2SO_4 и BaCl_2 при температуре 150–300 °C [Кунц, 2002]. По данным Гурвича и др., 1978, общее содержание Ba в карбонатных и кремневых осадках составляет около 0,096%. Это значит, что для формирования Ba-содержащих минералов недостаточно лишь того Ba, который привносился в процессе осадко-накопления, необходим дополнительный привнос вещества. Однако, по мнению авторов, не стоит

относить бариевую минерализацию исключительно к следствию воздействия гидротермального флюида. Источником подвижного Ba для барий-содержащих флюидов, поступающих в верхние горизонты осадочной толщи, могут являться неглубинные «биобариты» кремнистого планктона [Fu et al., 1994; Von Breymann et al., 1992]. Еще один механизм, который приводит к генерации флюидов бария, а также к мобилизации растворенного Ba и к транспортировке его в верхние слои осадочной толщи вдоль разломов — это постседиментационные катагенетические изменения глинистых минералов (смектит-иллитовые преобразования) в бассейнах погружения [Dahlmann, Lange, 2003]. Также не исключается вариант смешения барий-содержащих холодных газово-флюидных потоков, источниками которых являются не только близповерхностные, но и более глубинные резервуары [Деркачев и др., 2015]. В исследуемых пробах не было обнаружено минерала барита (BaSO_4) в чистом виде, что, по мнению авторов, также не позволяет делать предположения о влиянии SO_4^{2-} -содержащих кислых хлоридных высокотемпературных растворов на вторичные преобразования исследуемых отложений в чистом виде.

Изотопный состав кислорода и углерода. Результаты изотопных исследований образцов из двух

Рис. 11. Фотографии сколов под РЭМ и микроэлементный состав исследуемых спектров; трещина, заполненная органическим веществом (а); кальцитовая жила (б), гидрослюдистые и Ва-содержащие минералы (в, г) в МК



типов карбонатных пород показали существенное различие в соотношениях $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (таблица). $\delta^{18}\text{O}$ в ВК варьирует в узком диапазоне от -11 до $-12,7\text{\textperthousand}$. При этом МК менее обогащены легкими изотопами кислорода, значение параметра $\delta^{18}\text{O}$ в них варьирует от -7 до $-8,7\text{\textperthousand}$. Различие между двумя типами пород более существенно выделяется в соотношении стабильных изотопов углерода. В ВК $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от $-14,8$ до $-17,5\text{\textperthousand}$. При этом МК имеют более тяжелый изотопный состав, значение параметра $\delta^{13}\text{C}$ в них изменяется от -2 до $-6\text{\textperthousand}$. Такое распределение $\delta^{13}\text{C}$ обусловлено единственной определяющей причиной — степенью участия углекислоты микробиального происхождения, образующейся внутри осадка при окислении органического вещества в условиях диагенеза в процессе образования МК [Кулешов, 2013].

Таким образом, можно утверждать, что полученные результаты изотопных исследований, а именно относительно более тяжелый изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ в МК, не указывают на высокие температуры преобразования бактериально-водорослевых построек характерные для гидротермально преобразованных отложений. По данным [Юрченко и др., 2015], карбонаты абалакской свиты ЗСНГБ, которые формировались при повышенных тем-

Соотношение стабильных изотопов кислорода и углерода для исследуемых образцов из микробиальных и вторично-преобразованных карбонатов

| Образец* | $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰ PDB) | $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (‰ PDB) |
|----------|---|---|
| ВК | -14,83 | -11,01 |
| ВК | -16,80 | -12,75 |
| ВК | -17,51 | -12,60 |
| ВК | -16,06 | -12,69 |
| МК | -3,00 | -8,74 |
| МК | -6,22 | -7,37 |
| МК | -2,38 | -7,48 |
| МК | -3,12 | -7,37 |
| МК | -4,60 | -8,31 |

Примечание: * МК — микробиальные карбонаты, ВК — вторичные карбонаты.

пературах, в частности группа гидротермальных карбонатов, характеризуется обогащением легких изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -24 до $-15\text{\textperthousand}$ VPDB) (рис. 12). Вторая группа карбонатных пород (известняки матрицы сиповых карбонатов), описанная также в работе [Юрченко и др., 2015]

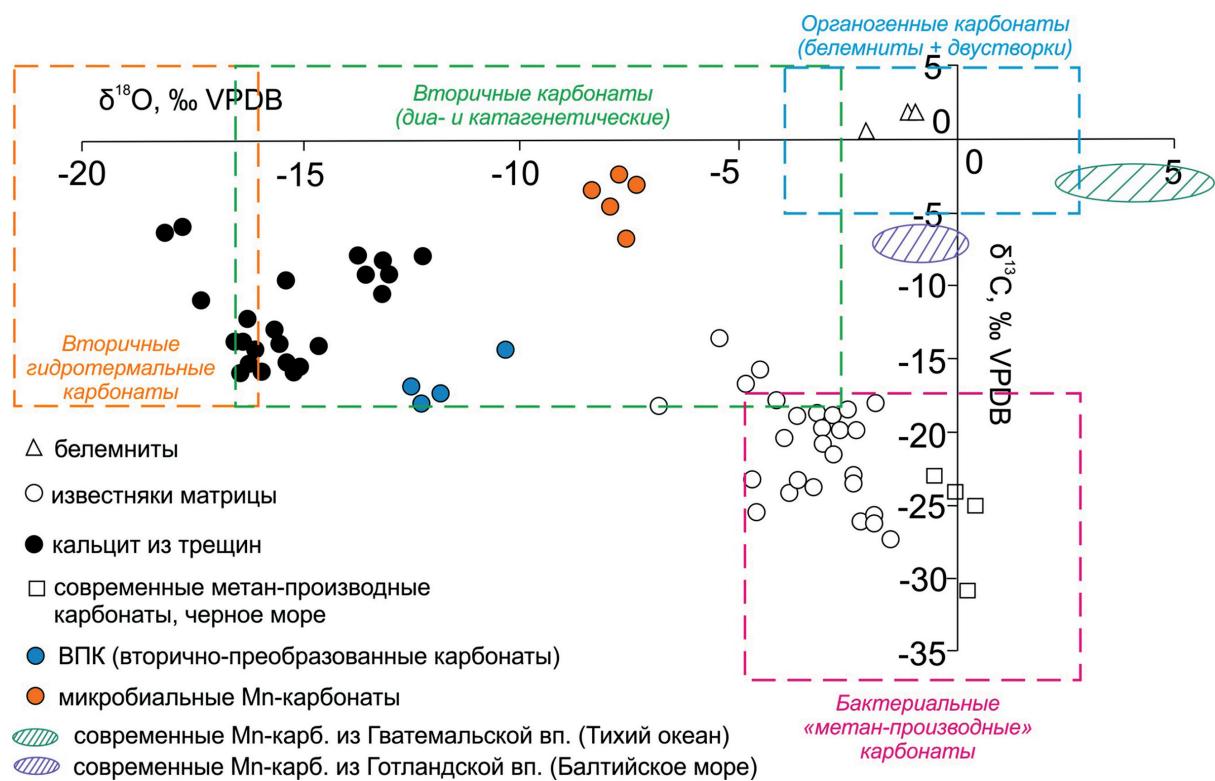


Рис. 12. Соотношение изотопного состава стабильных изотопов кислорода и углерода для белемнитов, известняков матрицы, кальцита из трещин абалакской свиты по данным [Юрченко и др., 2015], современных метан-производных черноморских карбонатов по [Reitner et al., 2005], современных марганцевых карбонатов из Гватемальской впадины (Тихий океан) по данным [Coleman et al., 1982], современных марганцевых карбонатов из Готландской впадины (Балтийское море) по данным [Леина и др., 1986]; зоны для карбонатных пород на диаграмме выделены по [Фор, 1989; Hinrichus, Boetius, 2002; Campbell et al., 2002; Леин и др., 2001; Захаров и др., 2006]

более обогащена легким изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ изменяется от $-13,8$ до $-27,4\text{‰ VPDB}$), что свидетельствует о биогенном источнике углекислоты, участвовавшей в их формировании. Сиповые карбонатные породы также имеют микробиальный генезис, но их формирование происходило в существенно более глубоководных обстановках в местах донного высачивания сипов. Исследуемые МК содержат больше тяжелых изотопов кислорода, чем вторичные гидротермальные карбонаты, и больше тяжелых изотопов углерода, чем в бактериальных «метан-производных сиповых» карбонатах (рис. 12). На основании этого можно сделать предположение о том, что исследуемые МК формировались при меньших температурах и при большем воздействии органической углекислоты.

При сравнении изотопного МК абалакской и георгиевской свит с Mn-карбонатами из современных морских и океанических осадков Тихого океана и Балтийского моря видно, что по $\delta^{13}\text{C}$ они очень схожи, что указывает на приблизительно одинаковый вклад органической углекислоты при формировании пород. Однако по $\delta^{18}\text{O}$ наблюдается существенное различие — Mn-карбонаты современных осадков более обогащены тяжелыми изотопами кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ варьирует в пределах от -3 до -6‰ VPDB). Различие в $\delta^{18}\text{O}$ можно объяснить интенсивными вторичными катагенетическим пре-

образованиями абалакских и георгиевских МК по сравнению с современными не преобразованными осадками, что также подтверждается и по результатам изучения пород под РЭМ.

Выходы. На основании проведенных исследований были выявлены некоторые особенности формирования МК верхней подсвиты абалакской свиты и георгиевской свиты ЗСНГБ. При формировании МК участвовали бактерии, которые, вероятно, сорбировали Mn на поверхности своих клеток, а последующая марганцевая минерализация происходила в результате чередования придонного аэробного и диагенетического анаэробного циклов. Для подобной циклической системы необходима кислородная среда, в которой бактерии могли продуктивно существовать и слой за слоем перекрывать собой осадок, создавая в нем анаэробную диагенетическую среду в которой, собственно, и происходил процесс марганцевой минерализации. Таким образом, наличие бактериально-водорослевых построек в исследуемом разрезе можно считать важным индикатором наличия хорошей аэрации водной среды в бассейне осадконакопления.

Высокое содержание целой группы биофильных элементов (Zn, Ni, Cu, V) в бактериально-водорослевых постройках по сравнению с вторичными карбонатами указывает на присутствие гумусового материала в осадке. Эти микроэлементы, вероятно,

были активно вовлечены в биогеохимические процессы, а ранее обнаруженные следы карстования и ризоиды в МК Ем-Еговской площади, также подтверждают предположение о существовании карбонатного горизонта палеопочв.

При сравнении изотопного состава двух типов карбонатов наблюдается большая разница в содержании $\delta^{13}\text{C}$. Более тяжелый изотопный состав углерода в бактериально-водорослевых постройках свидетельствует о биогенном источнике углекислоты, участвовавшей в их формировании. Схожесть изотопного состава углерода в современных микробиальных марганцевых карбонатах с исследуемыми позднеюрскими бактериально-водорослевыми по-

стройками ЗСНГБ также указывает на первичную биогенную природу последних.

По результатам исследования МК под РЭМ было выявлено, что Mn содержится в основном в составе минерала кутногорита. Кроме того, в некоторых бактериально-водорослевых постройках были обнаружены минералы с высоким содержанием Ba, что позволяет сделать предположение о привносе барий-содержащих флюидов. Однако вопрос о температуре и глубинности происхождения этих флюидов остается спорным из-за относительно тяжелого состава стабильных изотопов кислорода в карбонатах и отсутствия высокотемпературного минерала барита в них.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блажчшин А.И., Емельянов Е.М. Основные черты геохимии Балтийского моря // Геохимические исследования и поиски полезных ископаемых в Белоруссии и Прибалтике. Минск, 1977. С. 60–156.
2. Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. Поведение бария в современном осадконакоплении в Тихом океане // Геохимия. 1978. № 3. С. 410–415.
3. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Баранов Б.В. и др. Появление карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов в Охотском море на западном склоне Курильской котловины // Океанология. 2015. Т. 55, № 3. С. 432–443.
4. Захаров В.А. Условия формирования волжско-бериасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.
5. Зеленин Н.И., Озеров И.М. Справочник по горючим сланцам. М., 1983. 248 с.
6. Зубков М.Ю. Коллекторы в баженово-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза // Геология нефти и газа. 2014. № 5. С. 58–72.
7. Зубков М.Ю. Минеральный состав и значение $\delta^{13}\text{C}$ в трещиноватых карбонатных породах бажено-абалакского комплекса Западной Сибири // Труды извлекаемые запасы и нетрадиционные источники УВ. 2017. № 6. С. 67–81.
8. Карпова Е.В., Хотылев О.В., Мануилова Е.А. и др. Гидротермально-метасоматические системы как важнейший фактор формирования элементов нефтегазоносного комплекса в баженовско-абалакских отложениях // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 142–151.
9. Кулешов В.Н. Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: ГИН РАН; Изд-во Науч. мир, 2013. 506 с.
10. Кунц А.Ф. Гидротермально-метасоматическое рудообразование в карбонатных породах (экспериментальные модели и их приложения). Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 344 с.
11. Леин А.Ю., Ванинейн Б.М., Каширова Е.В. Биогеохимия анаэробного диагенеза и материально-изотопный баланс серы и углерода в осадках Балтийского моря // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. С. 155–176.
12. Леин А.Ю., Ульянова Н.В., Пименов Н.В. Черноморские «кораллы» — продукт минерализации микробных матов // Природа. 2001. № 12. С. 48–54.
13. Методика количественного химического анализа. Рентгеноспектральное флуоресцентное определение фтора, натрия, магния, алюминия, кремния, фосфора, калия, кальция, скандия, ванадия, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля, стронция, циркония, ниобия в горных породах, рудах и продуктах их переработки. Методика № 439-РС. М., 2000. МПР РФ. Федеральный научно-методический центр лабораторных исследований и сертификации минерального сырья «ВИМС».
14. Михальчук Н.В. Подвижные формы тяжелых металлов и микроэлементов в почвах карбонатного ряда юго-западной Беларуси // Полесский аграрно-экологический институт НАН Беларуси. 2017. № 3. С. 90–97.
15. Монин А.С., Лисицын А.П. Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. 368 с.
16. Потапова А.С., Вилесов А.П., Бумагина В.А. и др. Концептуальная седиментологическая модель формирования карбонатных пород на границе абалакской и баженовской свит (Красноленинский НГР) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: Мат-лы IX Всероссийского литологического совещ. (с междунар. участием), Казань, 30 сент. — 3 окт. 2019 г.
17. Потапова А.С., Вилесов А.П., Чертина К.Н. и др. Признаки субаэральной экспозиции на границе абалакской и тутлеймской (баженовской) свит. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2018. № 11. С. 13–19.
18. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2004. 148 с.
19. Рубан А.С. Геохимические особенности современных донных осадков восточной части моря Лаптевых (на примере губы Буор-Хая): Дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Томск, 2017. 166 с.
20. Ушатинский И.Н., Бабицин П.К., Зарипова О.Г. Методика и результаты изучения минералогии глин продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью. Тюмень, 1970. 314 с.
21. Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогия карбонатных и глинистых цементов продуктивных отложений Шаймского нефтегазоносного района в связи с их коллекторскими свойствами и формированием нефтяных залежей // Шаймский нефтегазоносный район / Под ред. И.И. Нестерова. Тюмень, 1971. (Труды ЗапсибНИГНИ, Вып. 43. С. 164–190).

22. *Фор Г.* Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
23. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
24. *Юрченко А.Ю.* Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабалакско-баженовской толщи Салымского, правдинского и Малобалыкского нефтяных месторождений Западной Сибири. Диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 2016.
25. *Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А.* и др. Строение и генезис известняков на границе абалакской и баженовской свит в центральной части Западно-Сибирского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 62–68.
26. *Ясович Г.С.* Условия формирования юрских отложений Шаймского и Красноленинского нефтеносных районов // Шаймский нефтеносный район / Ред. И.И. Нестеров. Вып. 43. Тюмень, 1971. С. 207–255. (Труды ЗапсибНИГНИ)
27. *Berger W.Y., Soutar A.* Preservation of plankton shells in an anaerobic basin off California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81, № 1. P. 275–282.
28. *Campbell K.A., Farmer J.D., Des Marais D.* Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and paleoenvironments // Geofluids. 2002. № 2. P. 63–94.
29. *Coleman M., Fleet A., Donson P.* Preliminary studies of manganese-rich carbonate nodules from leg 68, suite 503, Eastern equatorial Pacific // Init. Reports DSDP. U.S. Govt. Printing Office. 1982. Vol. 68. P. 481–489.
30. *Dahlmann A., Lange G.J.* Fluid-sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160 // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 212. P. 377–391.
31. *Eder V.G., Follmi K.B., Zanin Yu. N., Zamirailova A.G.* Manganese carbonates in the Upper Jurassic Georgiev Formation of the Western Siberian marine basin // Sedim. Geol. 2017. Vol. 363. P. 221–234.
32. *Eisma D.* Transport and deposition of suspended matter in estuaries and the Wearsbore sea // Physical and chemical weathering in geochemical cycles (under it's A. Lotman and M. Meybeck). 1988. P. 273–278.
33. *Emerson S., Cranston R.E., Liss P.S.* Redox species in a reducing fjord: equilibrium and kinetic considerations // Deep-Sea Res. 1979. Vol. 26, № 8. P. 859–878.
34. *Fu B., Aharon P., Byerly G.R., Roberts H.H.* Barite chimneys on the Gulf of Mexico slope. Initial report on their petrography and geochemistry // Geo-Marine Lett. 1994. Vol. 14. P. 81–87.
35. *Hinrichus K.-U., Boetius A.* The anaerobic oxidation of methane: new insights in microbial ecology and biogeochemistry // Ocean Margin Systems. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2002. P. 457–477.
36. *Manceau A., Lanson B., Schlegel M.L.* et al. Quantitative Zn speciation in smelter-contaminated soils by EXAFS spectroscopy // Amer. J. Science. 2000. Vol. 300. P. 289–343.
37. *Polgari M., Hein J.R., Vigh T.* et al. Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary // Ore Geology Reviews. 2012. Vol. 47. P. 87–109.
38. *Rachold V., Brumsack H.J.* Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2001. Vol. 174. P. 121–143.
39. *Reitner J., Peckmann J., Reimer A.* et al. Methane-derived carbonate build-ups and associated microbial communities at cold seeps on the lower Crimean shelf (Black Sea) // Facies. 2005. Vol. 51. P. 66–79.
40. *Sholkovitz E.R.* Rare-earth elements in marine sediments and geochemical standards / E.R. Sholkovits // Chemical Geology. 1990. № 88. P. 333–347.
41. *Von Breymann M.T., Brumsack H.J., Emeis K.-C.* Deposition and Diagenetic Behavior of Barium in the Japan Sea // Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. P. 651–665.
42. *Yakushev E., Pakhomova S., Sorenson K., Skei J.* Importance of the different manganese species in the formation of water column redox zones: Observations and modeling // Marine Chem. 2009. Vol. 117, № 1–4. P. 59–70.
43. *Zanin Y.N., Luchinina V.A., Levchuk M.A., Pisareva G.M.* Stromatolites and oncolites in Mesozoic deposits of the west Siberian plate. Russian Geology and Geophysics. 2001. Vol. 42. P. 1348–1352.

Статья поступила в редакцию 27.09.2022,
одобрена после рецензирования 02.11.2022,
принята к публикации 16.08.2023

УДК 551.87

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-63-74

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕМИОЦЕНОВОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА О. САХАЛИН

**Александр Дмитриевич Дзюбло¹, Александр Вячеславович Лобусев²,
Анна Юрьевна Макарова³, Аделина Наилевна Гумерова⁴**

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия; dzyublo.a@gubkin.ru

² РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия; lobusev@gmail.com

³ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия; amakarova_88@mail.ru

⁴ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия; gumerova.a@gubkin.ru

Аннотация. В работе представлены результаты исследований литолого-фациального состава и палеогеографических обстановок формирования основных нефтегазоносных комплексов северо-восточной части Сахалинского шельфа. По результатам исследований керна была выполнена оценка коллекторских и экранирующих свойств пород, составляющих нижнемиоценовый стратиграфический комплекс. Приведены данные о литологическом составе коллекторов, характере цемента и составе флюидоупоров по 12 глубоким поисково-разведочным скважинам, пробуренным на шельфе. Проведенные исследования позволили выполнить прогноз изменений литолого-фациального состава и коллекторских свойств пород, составляющих основные нефтегазоносные комплексы. Выделено 3 категории зон с различными показателями фильтрационно-емкостных свойств.

Ключевые слова: палеогеография, разрез, нефтегазоносный комплекс, фациальные условия, литологический состав, коллектор, флюидоупор

Для цитирования: Дзюбло А.Д., Лобусев А.В., Макарова А.Ю., Гумерова А.Н. Литолого-палеогеографические особенности формирования нижнемиоценового стратиграфического комплекса северо-восточного шельфа о. Сахалин // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 63–74.

LITHOLOGICAL AND PALEOGEOGRAPHIC FEATURES OF THE FORMATION OF THE LOWER MYOCENE STRATIGRAPHIC COMPLEX OF THE NORTH-EASTERN SHELF OF SAKHALIN ISLAND

**Alexander D. Dzyublo¹, Alexander V. Lobusev², Anna Yu. Makarova³,
Adelina N. Gumerova⁴**

¹ National University of Oil and Gas «Gubkin University», Moscow, Russia; dzyublo.a@gubkin.ru

² National University of Oil and Gas «Gubkin University», Moscow, Russia; lobusev@gmail.com

³ National University of Oil and Gas «Gubkin University», Moscow, Russia; amakarova_88@mail.ru

⁴ National University of Oil and Gas «Gubkin University», Moscow, Russia; gumerova.a@gubkin.ru

Abstract. The paper presents the results of studies of the lithological-facies composition and paleogeographic environments of the formation of the main oil and gas complexes in the northeastern part of the Sakhalin shelf. Based on the results of core studies, an assessment of the reservoir and screening properties of the rocks, which make up the Lower Miocene stratigraphic complex, was carried out. The data on the lithological composition of reservoirs, the nature of cement and the composition of seals for 12 deep exploration wells drilled on the shelf are presented. The studies carried out made it possible to predict changes in the lithological-facies composition and reservoir properties of the rocks that make up the main oil and gas complexes. There are 3 categories of zones with different indicators of filtration-capacitive properties.

Keywords: paleogeography, section, oil and gas complex, facies conditions, lithological composition, reservoir, seal

For citation: Dzyublo A.D., Lobusev A.V., Makarova A.Yu., Gumerova A.N. Lithological and paleogeographic features of the formation of the lower myocene stratigraphic complex of the north-eastern shelf of Sakhalin island. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 63–74. (In Russ.).

Введение. Систематические геолого-геофизические исследования акваторий Охотского моря за последние годы позволили получить обширную геолого-геофизическую информацию о строении осадочного чехла и фундамента, тектонике и нефтегазоносности

Охотоморского региона. Планомерное изучение шельфа Северо-Восточного Сахалина началось на современном технико-методическом уровне в середине 1970-х годов.

Сейсморазведочные работы МОГТ (методом общей глубинной точки) на шельфе Охотского моря

в комплексе с гравимагнитными исследованиями образовали достаточную плотность наблюдений. В настоящее время поиски нефти и газа активно ведутся на шельфе Северо-Восточного Сахалина и Западной Камчатки; далее планируются поисковые работы на магаданском, шантарском и шелиховском шельфах.

Все крупные и средние по запасам месторождения открыты в пределах Северо-Сахалинского прогиба (рис. 1). В северо-западной и центральной части Северного Сахалина выявлен ряд небольших месторождений, а в районе Пограничного грабена на побережье Восточного Сахалина открыто нефтяное месторождение Окружное. На территории острова, сопредельной Киринскому блоку, области проводимых исследований, в разные годы прошлого века были выявлены нефтяные и газонефтяные месторождения — Набильское, Катанглийское, Уфское, Полярнинское [Дзюбло и др., 2019].

Литолого-стратиграфическая характеристика. В пределах Сахалинского региона выделяются четыре структурно-формационные зоны, контролируемые Северо-Сахалинским, Южно-Сахалинским, Западно-Сахалинским и Пограничным седиментационными бассейнами, и разделенные на структурно-фацальные зоны (районы), отличающиеся по особенностям строения кайнозойских комплексов.

Северо-Сахалинский бассейн охватывает Северный Сахалин и прилегающий шельф. В его пределах пробурены параметрические и поисково-разведочные скважины на суше и на море. Северная часть острова хорошо изучена сейсморазведкой, регулярная сеть сейсмических профилей отработана на акватории шельфа.

Уникальной особенностью Северо-Сахалинского бассейна, выделяющей его в ряду бассейнов Охотского моря, является формирование основных нефтегазоносных комплексов (от дагинского до нижненутовского) под влиянием палеодельты Амура. В отложениях этих комплексов сформированы мощные системы пластовых резервуаров с оптимальным соотношением коллекторов и флюидоупоров.

Для Охотоморского шельфа Сахалина в качестве типовых можно выделить 6 разрезов: Шмидтовский, Охинский, Васюканский, Дагинский, Пограничный и Макаровский.

Дагинский тип разреза (рис. 2) объединяет отложения практически всех стратиграфических подразделений Северного Сахалина. Большинство этих подразделений являются стратотипическими для стратиграфических горизонтов Северного Сахалина (даехуриинского, уйинского, дагинского, окобыкайского). Все они достаточно хорошо прослеживаются и находят отражение как на диаграммах ГИС, так и в сейсмическом поле. Кайнозойские отложения резко несогласно перекрывают меловые толщи и в крупных синклиналях достигают мощности 7–8 км. Отличительной особенностью рассмат-

риваемого типа разреза является развитие морской средне-верхнемиоценовой глинисто-алевролитовой окобыкайской толщи (до 800–1300 м), служащей главным субрегиональным флюидоупором, и подстилающей паралической угленосной дагинской толщи (до 1500 м), содержащей все основные залежи нефти и газа [Алтухов и др., 2016].

Киринский блок выделен на шельфе Охотского моря к северо-востоку от Сахалина. Здесь открыты Киринское, Мынгинское газоконденсатные месторождения (ГКМ) и Южно-Киринское нефтегазоконденсатное месторождение (рис. 1). Основным продуктивным комплексом являются породы дагинского горизонта. Вблизи расположено крупное нефтегазоконденсатное Лунское месторождение, на котором ведется разработка газовой залежи начиная с 2009 г. Продуктивные породы также относятся к дагинскому горизонту.

Кайнозойская толща бассейна представляет собой крупную клиноформную призму осадков проградационного типа, значительную роль при формировании которой сыграло продвижение на восток дельты Палеоамура, сопровождавшееся значительными масштабами латеральных взаимопереводов неогеновых формаций. Особенностью кайнозойской толщи являются значительная мощность, достигающая в прогибах 10–12 км, высокая скорость седиментации (до 500–800 м/млн лет) и резкая фацальная изменчивость слагающих ее горизонтов [Харахинов, 2010].

Помимо традиционного для этой площади источника привноса обломочного материала — дельты Палеоамура, существенное влияние на строение целевых пластов оказали локальные источники сноса обломочного материала [Шегай, 2022].

В строении осадочного чехла принимают участие породы палеогена, неогена и четвертичные образования. Наиболее изученными бурением являются отложения в пределах Киринской зоны (рис. 3) [Сторожева, 2018].

Палеогеновая система в пределах изучаемой территории выделяется в сокращенном стратиграфическом объеме и представлена олигоценом, который, согласно региональной стратиграфической схеме, подразделяется на мачигарский и даехуриинский горизонты. Общая толщина палеогеновых отложений в пределах участка не превышает 800 м. Глубина погружения кровли комплекса составляет 5000–5750 м в прогибах и 3100–3650 м в сводах поднятий фундамента. Максимальное погружение — в Лунской синклинальной зоне, минимальное — в своде Южно-Киринского поднятия, в восточной части блока. В соответствие с этим отмечается и широкий диапазон мощности комплекса — от 3000–4500 м в мульдах прогибов до 150–200 м в сводах Мынгинского и Южно-Киринского поднятий [Гладенков и др., 2002].

В отложениях палеогена различают мачигарский горизонт, сложенный песчано-алевритовыми

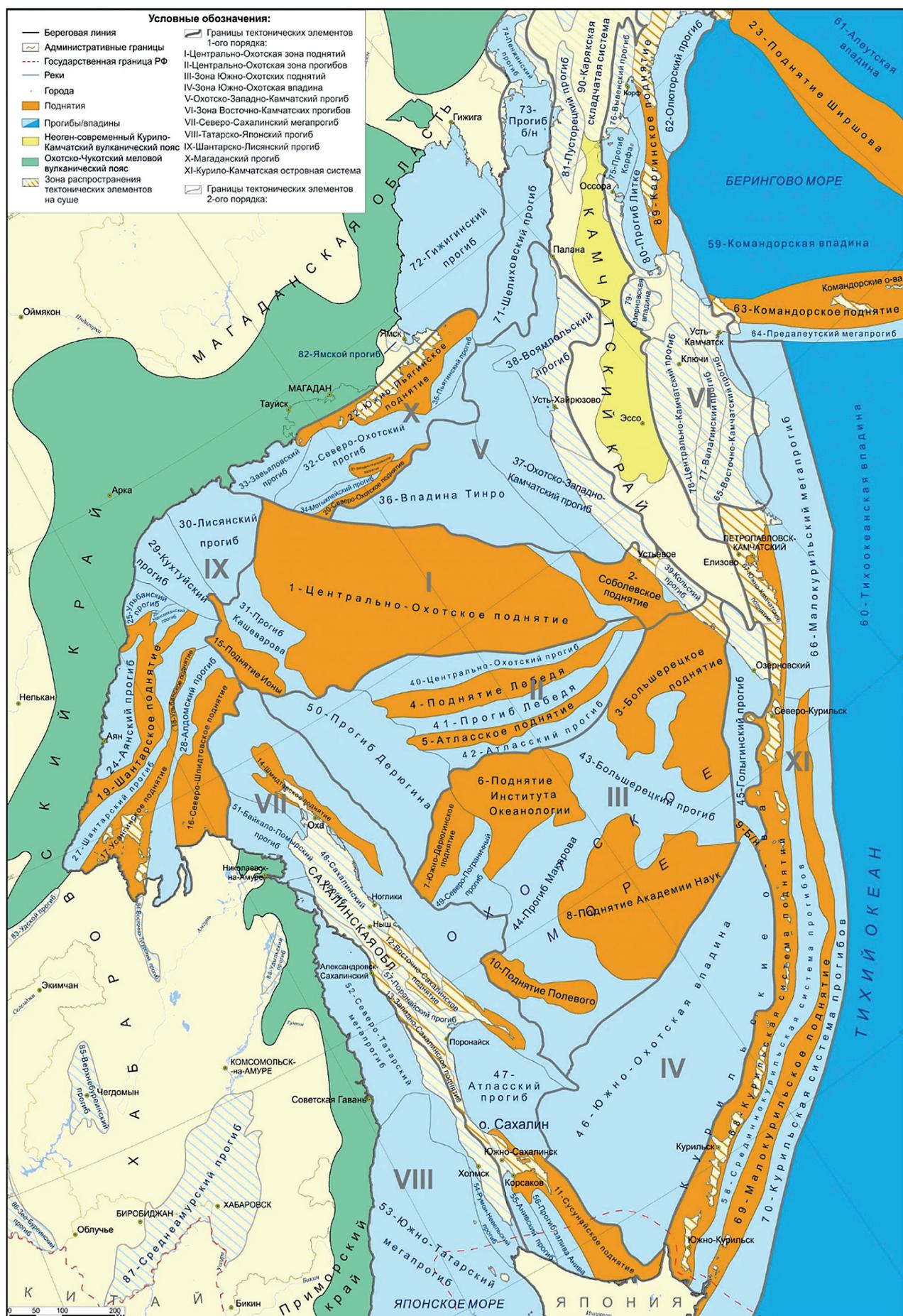


Рис. 1. Схема тектонического строения Охотского моря [Суслова А.А. и др.]

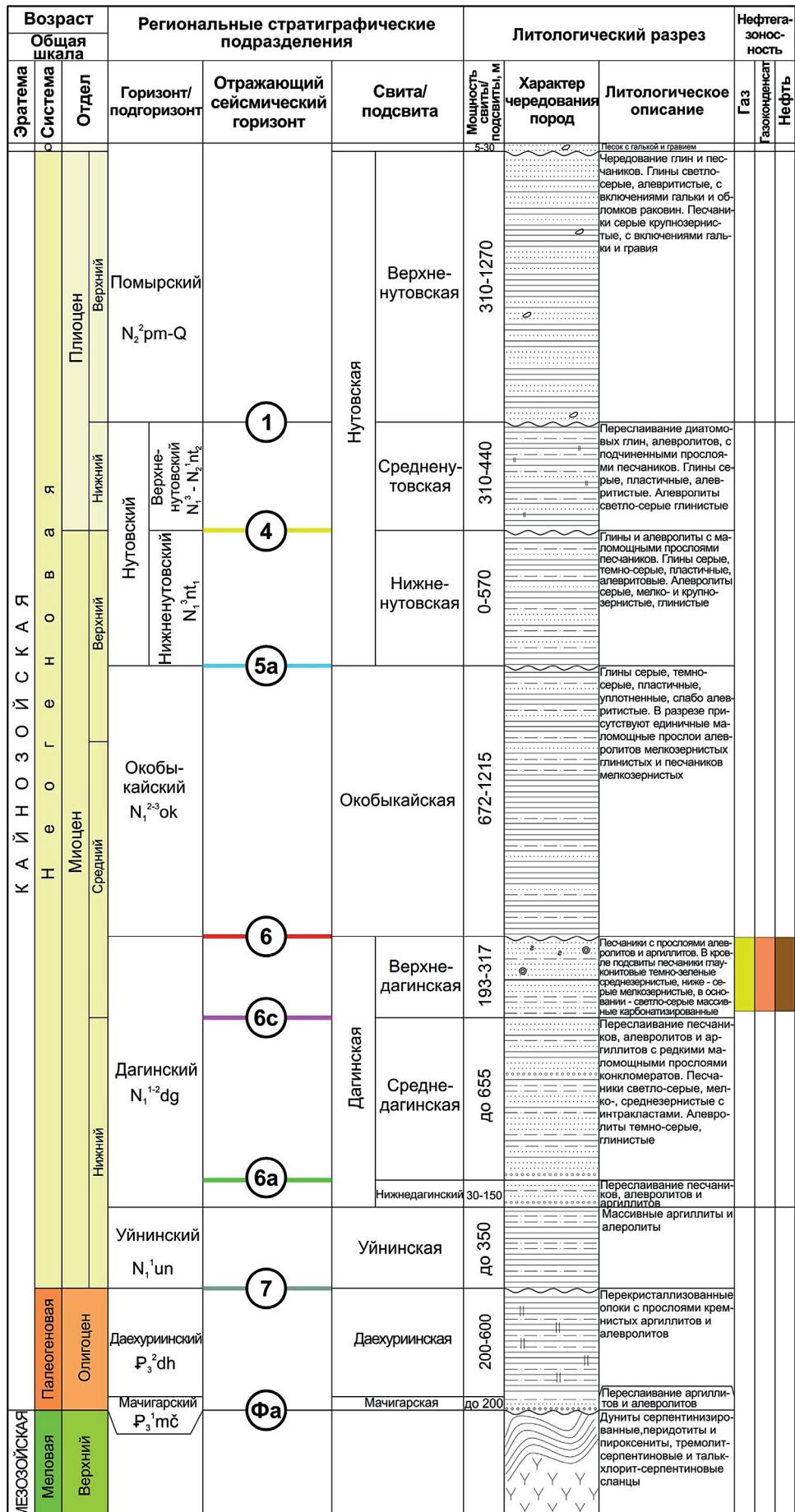


Рис. 2. Сводная литолого-стратиграфическая схема Дагинского НГР (по данным бурения скв. Киринского перспективного участка, результатам биостратиграфических исследований и литературным данным [Харахинов, 2010])



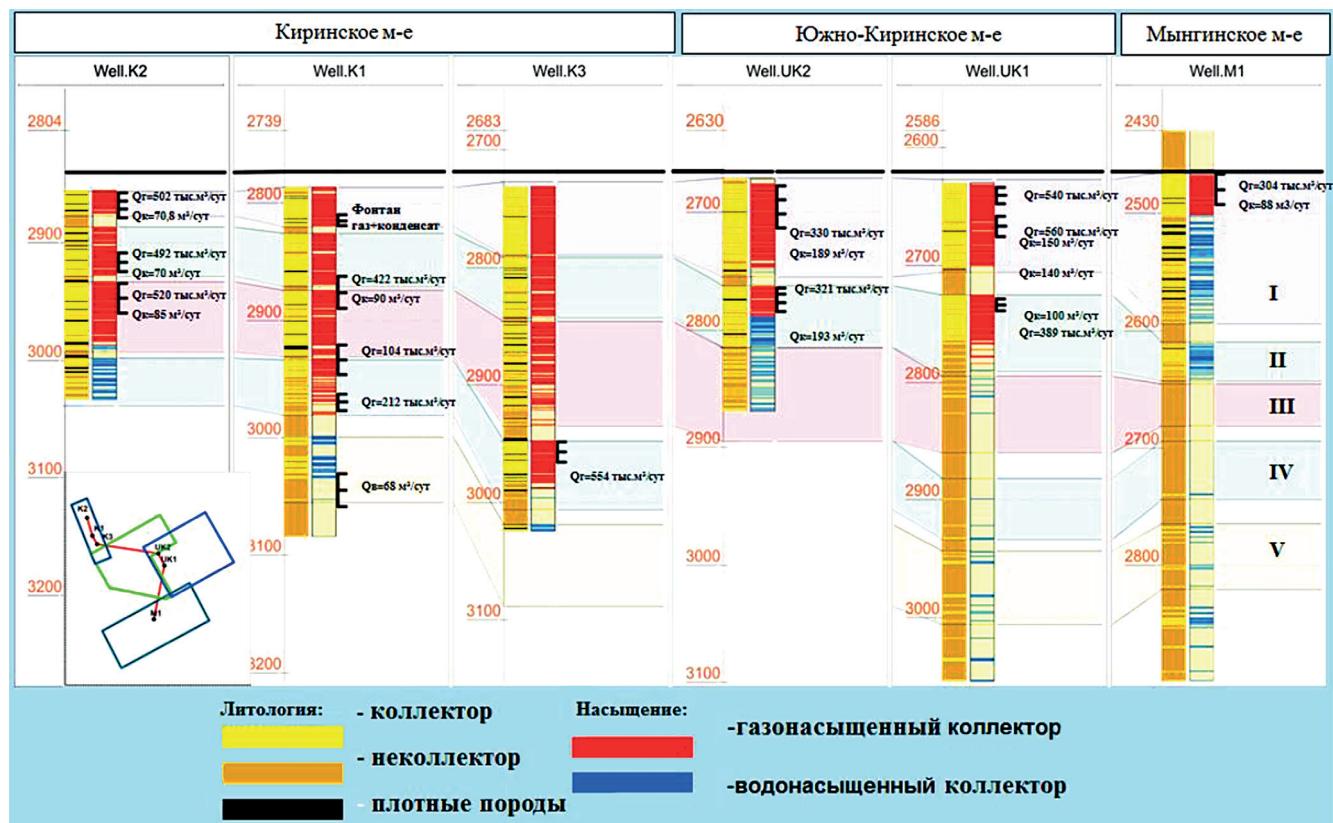


Рис. 3. Схема корреляции продуктивных пластов ГКМ Киринского блока [Сторожева, 2018]

породами, и даехуринский, представленный аргиллитами, кремнистыми аргиллитами и перекристаллизованными опоками.

В составе неогена, согласно схеме стратиграфии кайнозойских отложений Северо-Сахалинской нефтегазоносной области, выделяются (снизу вверх): уйинский, дагинский, окобыкайский, нутовский и помырский горизонты. Глобальное повышение уровня моря в среднем миоцене сопровождалось сменой условий седиментации от прибрежно-континентальных (дагинский горизонт) до морских (окобыкайский горизонт). Глубина погружения кровли уйинско-дагинского комплекса варьирует в пределах 2625–2825 м в сводах структур до 3200–3500 м в прогибах. Мощность комплекса уменьшается в восточном направлении от 2500–2900 до 400–700 м, максимальная его толщина отмечена в Мынгинском прогибе.

Отложения четвертичной системы представлены гравием, галечником и песком, содержащими битый ракушняк. Толщина отложений 20–30 м. В пределах Восточно-Одоптинского лицензионного участка отложения четвертичной системы выделены в объеме дерюгинского горизонта (плейстоцен) и голоцене.

Основными нефтегазоносными комплексами (НГК) Северо-Восточного Сахалина и примыкающего шельфа являются уйинско-дагинский и окобыкайско-нижненутовский, значительные перспективы также связываются с трещинными коллекторами даехуринского комплекса.

Уйинско-дагинский НГК сложен разнофациональными глинисто-песчаными и песчано-глинистыми отложениями при общем преобладании песчано-алевритовых пород. Для нижней части комплекса характерен пластовый тип резервуара с постепенным изменением соотношения между коллекторами и флюидоупорами снизу вверх от преобладания флюидоупоров до преобладания коллекторов. Верхняя часть комплекса в сочетании с субрегиональной окобыкайской глинистой толщей образует массивно-пластовый резервуар с высоким аккумулирующим потенциалом.

Окобыкайско-нижненутовский НГК продуктивен в большинстве открытых на шельфе Сахалина месторождений. Комплекс характеризуется существенными изменениями литофацциального состава по разрезу и по латерали. Снизу вверх и с востока на запад состав комплекса изменяется от морских глинисто-кремнистых отложений до субконтинентальных песчаных угленосных.

Бурение разведочных скважин на Южно-Киринском НГК позволило уточнить особенности состава и строения пород дагинского горизонта (таблица).

В составе коллекторов везде преобладают мелко-среднезернистые алевролиты, редко гравелитовые песчаники. Среди них встречаются аркозы, граувакки, кварцевые песчаники. Судя по составу обломков, можно заключить, что исходными породами области сноса являются эфузивы кислого

Результаты исследований керна дагинского горизонта Лунского месторождения и месторождений Киринского блока

| Месторождение, скважины | | Разбивка дагинского горизонта | Состав коллектора | Характер цемента | Состав флюидоупоров |
|---------------------------------------|--------|---|---|---|--|
| Лунское НГКМ Скв. 1, 3, 4, 5, 6, 7 | | 4 пласта А, Б, Г или 20 пластов: I-IV-верхнедагинский подгоризонт; V-XVI-среднедагинский подгоризонт; XVII-XX-нижнедагинский подгоризонт | Песчаники и алевролиты, литарениты и литиевые аркозы, граувакки с обломками гранита, яшмы кварца и полевых шпатов | Глинистый, состав; иллит-смектит, каолинит, хлорит; содержание 1–31% | Глины состава иллит-смектит, каолинит, хлорит, нередко алевритистые |
| Киринское ГКМ | Скв. 1 | 5 пластов | Основание горизонта-гравийные граувакки, выше преимущественно кварцевые песчаники | Глинистый, реже карбонатный | Аргиллиты слабоалевритистые |
| | Скв. 3 | 4 пласта | Кварц-полевошпатовые песчаники, прослои гравийных песчаников, алевролитов, известковых песчаников | Глинистый-каолинит, гидрослюды, содержание 5–8%, не больше 20% | Аргиллиты слабоалевритистые |
| Южно-Киринское НГКМ | Скв. 4 | Пласт I | Песчаники мелко и средне-зернистые, алевролиты крупнозернистые, глауконит, обломки кварца, эфузивов, полевых шпатов, слюд | Глинистый, каолинит-гидрослюдистый, содержание 10–25% | Аргиллиты состава каолинит-гидрослюда с примесью (до 25%) карбонатного материала, нередко алевритистые |
| | Скв. 3 | Пласт I-III | Песчаники мелко и средне-зернистые, алевролиты крупнозернистые, глауконит, обломки кварца, эфузивов, полевых шпатов, слюд | Глинистый, гидрослюдисто-каолинитовый, не более 15% | Аргиллиты алевритистые, карбонатные |
| | Скв. 1 | 4 пласта — верхнедагинский подгоризонт; 5 пластов — нижне-среднедагинский подгоризонт | Песчаники мелко- и средне-зернистые, алевролиты грауваккового характера, обломки гранитов, эфузивов, окатанность слабая | Каолинит-гидрослюдистый, часто с кальцитом, порово-пленочный, в среднем 10% | Аргиллиты алевритистые |
| | Скв. 2 | 3 пласта — верхнедагинский подгоризонт | Песчаники преимущественно полевошпатово-кварцевые, мелко-среднезернистые, алевролиты | Глинистый или глинисто-карбонатный порового типа | Аргиллиты алевритистые, нередко карбонатные с зернами пирита |
| Мынгинское ГКМ | Скв. 1 | 4 пласта — верхнедагинский подгоризонт; 10 пластов — нижне-среднедагинский подгоризонт | Однородные мелкозернистые песчаники кварцевого или грауваккового состава, обломки сланцев, гранитов, эфузивов | Каолинит-гидрослюдистый порового типа | Аргиллиты серые алевритистые с дегритом и зернами пирита |

и среднего состава (они преобладают), включая вулканическое стекло, кварциты и яшмы, гранитоиды, а также сланцы слюдистые, хлоритовые и глинистые. В строении терригенных образований дагинского горизонта встречены фрагменты всех этих пород.

Преобладают же среди обломков коллекторов кварц, плагиоклазы состава олигоклаз-андезин, калиевые полевые шпаты, перечисленные выше породы в разных соотношениях, мусковит, биотит. Аксессорные компоненты представлены цирконом, лейкоксеном, гранатом. Встречены обугленные растительные остатки. Полевые шпаты, слюды, обломки пород подверглись воздействию процессов раннего и среднего катагенеза, к которым можно отнести яв-

ления вдавливания, хлоритизацию, сидеритизацию, кальцитизацию, редко образование пирита (скв. 3-Южно-Киринская).

Содержание цемента в терригенных породах дагинского горизонта колеблется от 1 до 31%. Повсеместно в его составе преобладают глинистые минералы иллит, пакеты иллит-смектита, каолинит, гидрослюды в разных соотношениях, встречается хлорит (Лунское, Южно-Киринское месторождения), кальцит, стяжения сидерита. Структура цемента базально-поровая, контактно-поровая, базальная (см. таблицу).

Обращают на себя внимание особенности распространения глауконита. Как известно, этот

минерал образуется в области шельфа и верхней части континентального склона на глубинах от 20 до 150 м, а в среднем 70–80 м.

В породах Лунского и Киринского месторождений, судя по описаниям керна, глауконит не встречается. В породах же Южно-Киринского НГКМ отмечены разности, содержащие до 75% глауконита. Примечательно, что в составе глинистых покрышек на глубине 2772,6 м скв. 4 Южно-Киринского месторождения отмечаются прослои глауконитового песчаника. Ниже, в толще коллекторов пласта I встречаются песчаники, содержащие единичные зерна глауконита или не содержащие его [Рыбальченко и др., 2014].

В скв. 3-Южно-Киринская в составе флюидоупора между I и II пластами встречены песчаники, содержащие до 30% глауконита (например, на глубине 2785,1 м). Ниже, в составе пластов-коллекторов I и II пластов содержатся песчаники, включающие не более 2% глауконита. Южнее, в керне коллекторов скв. 1 Мынгинского месторождения встречаются единичные зерна глауконита.

Особенности формирования отложений. Циклическое строение разрезов дагинского горизонта в рассматриваемом районе говорит о периодичности изменения условий осадконакопления. В этой связи наличие или отсутствие глауконита может свидетельствовать, что породы флюидоупоров на юге и юго-востоке Киринского блока формировались в средней или нижней части шельфа, а песчаники и алевролиты коллекторских толщ откладывались в верхней части шельфа или в прибрежных условиях вплоть до дельтовых и речных.

Глубины формирования пород дагинского горизонта Лунского и Киринского месторождений, по-видимому, укладываются в интервал 0–20 м. Состав и строение образующихся толщ были связаны с сезонными колебаниями впадающих в море рек. Подобный генезис также подтверждается наличием толщи паралических углей. В районе Южно-Киринского и Мынгинского месторождений дагинский горизонт, вероятно, формировался на больших глубинах до 120 м [Харахинов, 2010].

Именно в дагинское время начинается формирование основных коллекторских толщ исследуемого участка, очертания участков осадконакопления значительно меняется (рис. 4). Общая площадь осадконакопления становится значительно обширнее, по сравнению с областями накопления предыдущих комплексов кайнозойского чехла. Почти сплошное поле развития дагинских отложений наблюдается на юге рассматриваемого района Присахалинского шельфа (Венинская синклинальная зона, Киринская антиклинальная зона, Мынгинская синклинальная зона). Наиболее погруженные части осадочного бассейна в южной части района (Мынгинская синклинальная зона) располагаются в приближенной к восточному побережью о. Сахалин части шельфа. Мощность осадков этого возраста здесь иногда пре-

восходит 2500 м. Наблюдаются инверсии тектонического режима в пределах нескольких участков, ранее не подверженных прогибанию, а именно Киринская антиклинальная зона. Накопление регressiveной песчано-гравийно-угленской формации, сложенной неравномерным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и паралических угольных пластов (толщиной до 20 м) привело к наращиванию толщин в пределах Венинской и Мынгинской синклинальной зон [Макарова, 2020].

Западная часть Сахалина в дагинское время представляет собой область повсеместного прогибания, сопровождающегося накоплением песчаников с алевро-пелитовыми породами (аргиллиты, алевролиты), содержащими многочисленные пласти и линзы угля. Формирование регressiveной песчано-гравелито-угленосной формации сопровождалось инверсией тектонического режима в прибрежной части Западного Сахалина, ранее представлявшей собой область поднятий с минимальными толщиными отложений. В это время происходит значительное углубление Татарской синклинальной зоны за счет накопления мощной толщи терригенного материала.

Осадконакоплению в палеоген-неогене Сахалина была свойственна определенная цикличность. Весь кайнозойский этап разделяется на два крупных трансгрессивно-регressiveных цикла. Каждый цикл начинается и заканчивается континентальными угленосными отложениями, их срединные части представлены морскими образованиями. В истории морского осадконакопления отмечались две фазы относительно повышенного кремненакопления, которые отразились в формировании сравнительно глубоководных кремнистых отложений. Первая фаза пришлась на олигоцен — частично ранний миоцен, вторая — на средний-поздний миоцен [Макарова, 2020].

Восточная часть шельфа в раннемиоценовое время претерпевала существенные изменения также и в условиях осадконакопления. Состав пород, их текстурные особенности, характер переслаивания позволяют отнести рассматриваемую толщу к отложениям различных литофацальных зон опресненного морского бассейна.

Нижнемиоценовые отложения восточной части северо-восточного шельфа о. Сахалин формировались в три цикла. Переслаивание алевролита, смешанных алевро-глинистых пород и глин в нижней толще отложений формируют первый цикл осадконакопления. Цвет пород серый, светло-серый, темно-серый, почти черный. Текстуры неравномерно-волнистые, в алевролитах — тонко-параллельно-горизонтально-слоистые, штриховидные, почти однородные. Отложения формируются в условиях русел, каналов, канал промыва. Второй цикл сложен алевролитами глинистыми серыми, темно-серыми с частыми, тонкими, неравномерными прослоями глины темно-серой, почти черной. Текстуры неравномерно-волнистые. Развиты

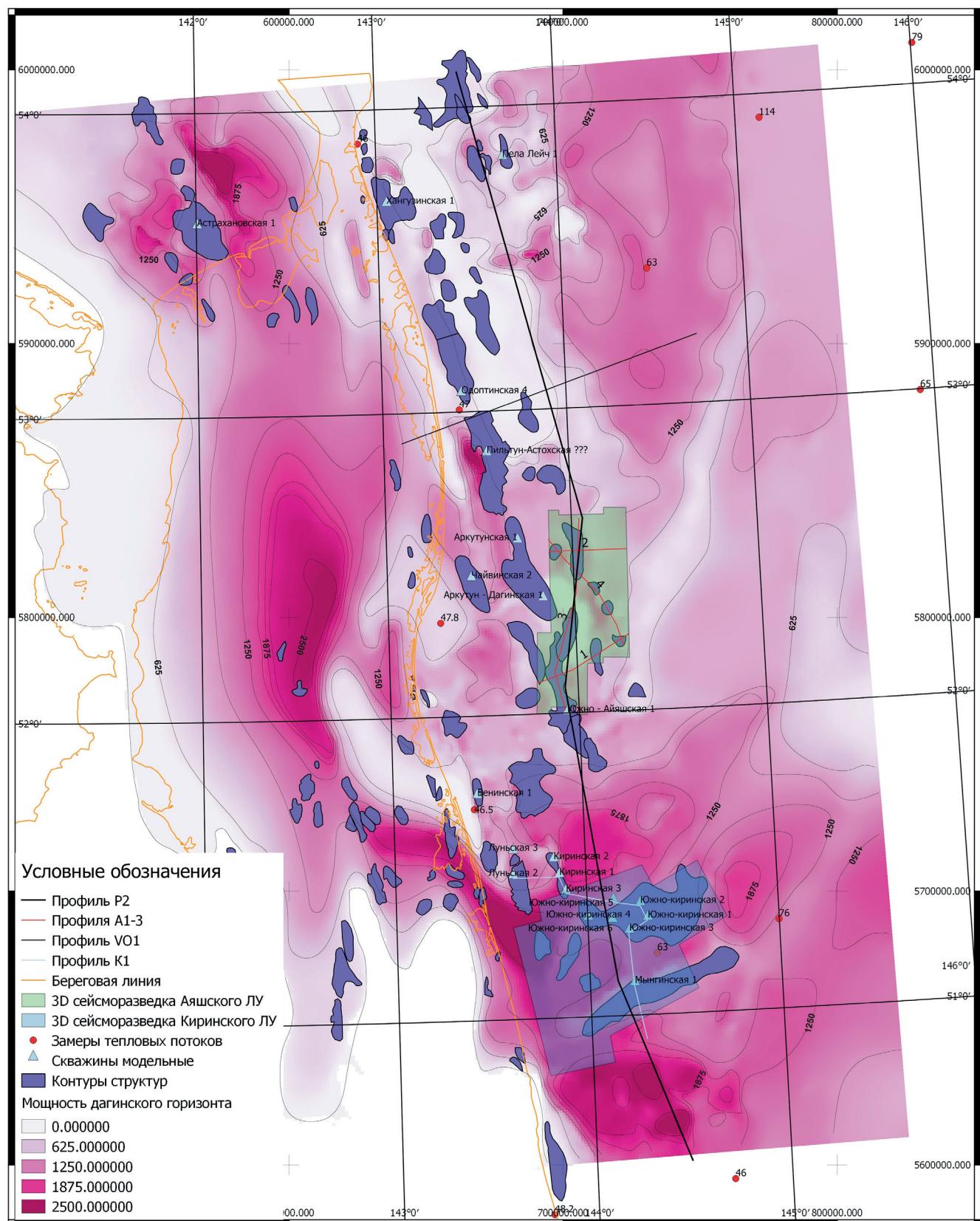


Рис. 4. Карта толщин дагинского горизонта

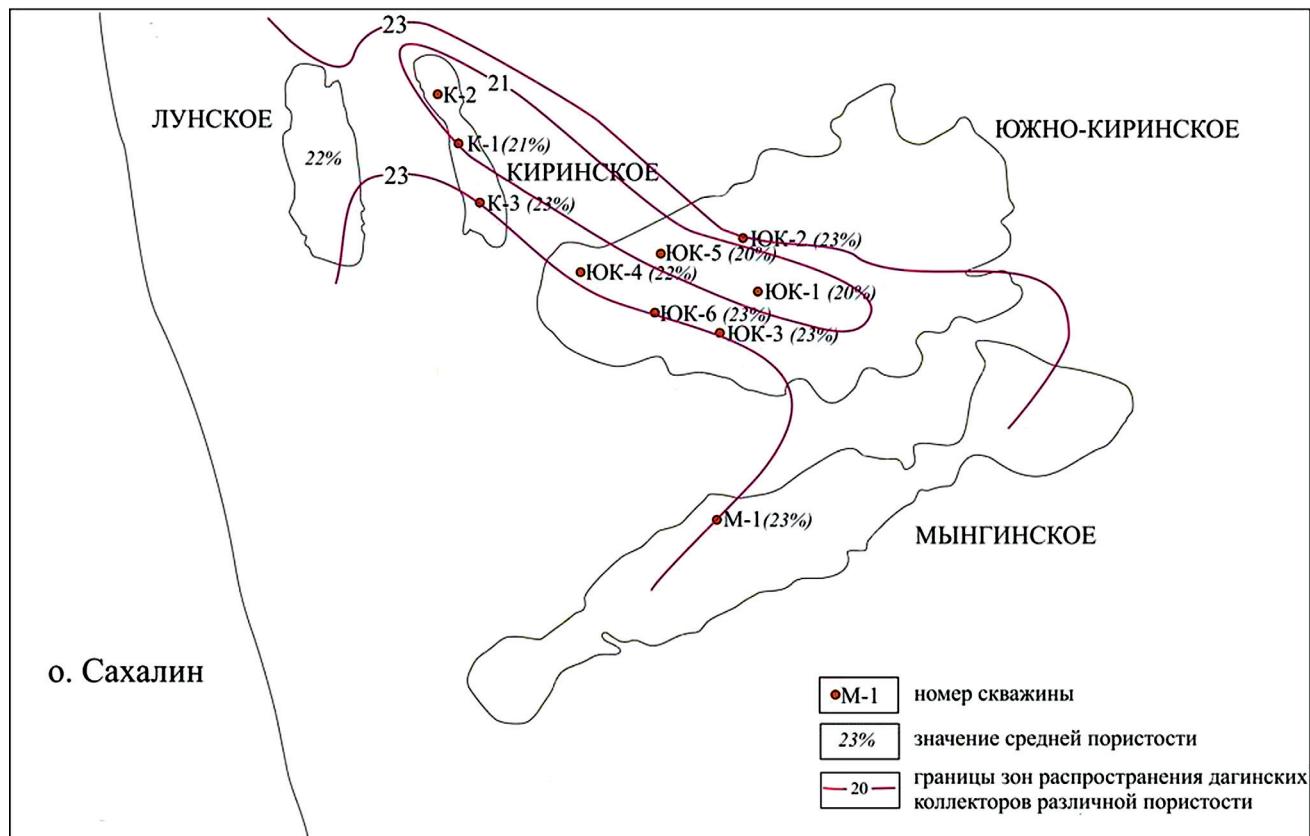


Рис. 5. Распределение пористости дагинских продуктивных отложений

текстуры взмучивания, оползания и биотурбации. Глина алевритистая, серая, темно-серая. Текстуры тонко-параллельно-косослоистые с элементами градационной слоистости и оползания. Также в этом комплексе присутствует песчаник мелковзернистый, карбонатистый, серый, в верхней части глинистый. Текстуры штриховидные, биотурбированные, однородные, массивные. Комплекс пород соответствует нижней части прируслового, распределительного бара, канала. Третий цикл сформирован песчаниками мелко- и среднезернистыми, алевритистыми, глинистыми, с прослойями глин темно-серых, почти черных и алевро-глинистых пород. Текстуры тонко-параллельно-косослоистые, неясно-тонко-параллельно-горизонтально слоистые, текстуры проседания осадка. Эти комплексы пород сформированы в прирусловом распределительном баре [Дзюбло и др., 2014].

В северном направлении отмечается изменение литологического состава нижнемиоценовых отложений. Здесь преобладают песчаники мелко- и среднезернистые, редко — крупнозернистые, серые, плотные, однородные, массивные с редкими и тонкими прослойями конгломерата мелко-среднегалечного, серого, галька представлена в основном глинисто-кремнистыми породами. В песчаниках отмечаются прослои аргиллитов черных, темно-серых, горизонтально слоистых и аргиллитов черных углистых. В нижней части разреза отмечается каменный уголь. Подобные характеристики позволяют судить о рас-

пространении дельты с морским влиянием в этой области шельфа Сахалина.

Южная часть разреза представлена песчаником от тонко- до среднезернистого, алевритистым, глинистым, в различной степени сортированный, крепкий или средней крепости, по составу полевошпатово-кварцевый, глауконит-кварцевый, кварцевый. Алевролит кварцевый, от светло- до темно-серого, глинистый, крепкий, с многочисленными включениями растительного дегрита. Глина алевритистая, серая, плотная, с включениями крупных зерен кварца, глауконита, с отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью. Присутствие зерен глауконита позволяет предположить мелководно-морские шельфовые обстановки осадконакопления.

Однонаправленность сноса обломочного материала со стороны материка выражается в дифференциации накопления обломочного материала от значительно песчаных отложений на западе шельфа до существенно глинистых на востоке региона.

В раннемиоценовое время территория северо-восточной части шельфа Сахалина находится в области формирования крупной дельтовой системы, в пределах которой хорошо различаются дельтовая платформа, фронт дельты и продельта, в сторону бассейна переходящая в незатронутую дельтовыми процессами часть шельфа. Циклические изменения относительного уровня моря, сформировавшие продуктивный разрез обусловлены тремя главными факторами: эвстатическими колебаниями, про-

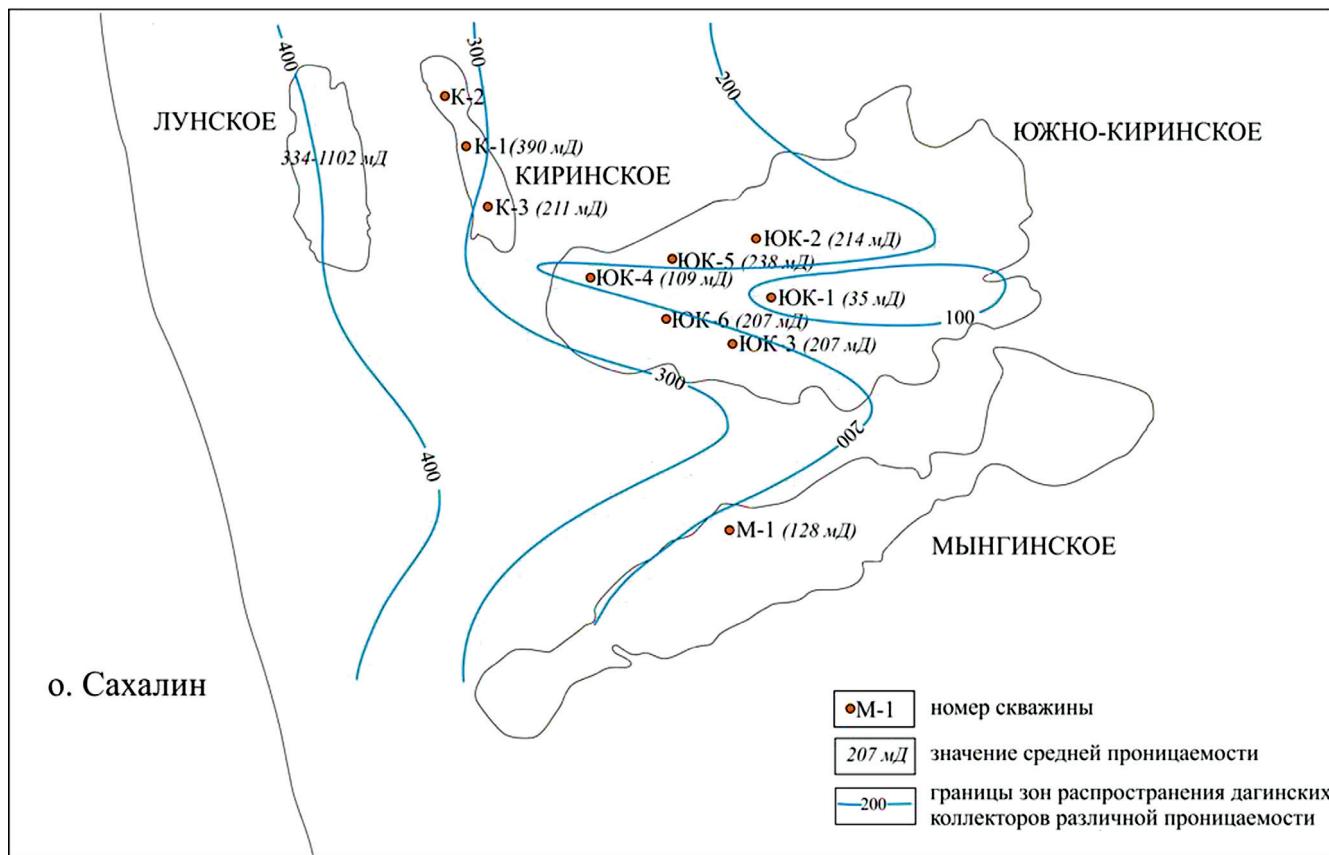


Рис. 6. Распределение проницаемости дагинских продуктивных отложений

тибанием дна бассейна и динамикой поступления осадочного материала. В циклах наблюдается увеличение песчанистости вверх по разрезу, и плавное изменение гранулометрического состава, что указывает на относительное преобладание процесса прогибания дна [Макарова, 2020].

Исследования фильтрационно-емкостных свойств отложений дагинского возраста позволяют выявить закономерность изменения пористости и проницаемости отложений по латерали. Анализ пространственного распределения пористости дагинских коллекторов позволил выделить три зоны с различными характеристиками этого параметра (рис. 5). Первая вытянута вдоль прибрежной линии о-ва Сахалин и характеризуется наиболее высокими значениями пористости до 23%. Вторая зона, в пределах которой пористость коллекторов достигает таких же значений, расположена в восточной части участка, включая в себя восточную часть Южно-Киринского месторождения. Зона с немногим меньшими значениями располагается в центральной и северной частях Киринского блока, охватывая Киринское и центральную часть Южно-Киринского месторождений [Дзюбло и др., 2014].

Проницаемость дагинских песчаников также имеет хорошо выраженную зональность (рис. 6). В результате изучения проницаемости отложений было выделено несколько зон с различными по-

казателями этого параметра. Высокопроницаемые коллекторы распространены вдоль прибрежной части шельфа, к ним относятся песчаники Лунского месторождения. Среднепроницаемые породы, с показателями 100–500 мД, занимают большую часть участка, охватывая Киринское, Мынгинское и Южно-Киринское месторождение, за исключением узкой зоны низкопроницаемых коллекторов в пределах скважины Южно-Киринская-1 [Макарова, 2015].

Особенность строения нижнемиоценовых отложений обуславливается проградационным типом заполнения водоема серией продвигающихся секвенсов с дифференциацией внешних (обломочных) и внутренних (глинистых и кремнисто-глинистых конденсированных) формаций. Подобное площадное распространение палеофацальных зон миоценовых отложений, а также смена обстановок осадконакопления, приурочено к тектоническим перестройкам в истории геологического развития региона.

Заключение. Проведенные исследования позволяют прогнозировать изменения литофацального состава дагинского комплекса, а также коллекторских свойств этого комплекса. Наибольшими перспективами, связанными с наличием песчаных пород-коллекторов, обладает юго-западная часть района исследований. Это обусловлено, прежде всего, развитием здесь дельтовых обстановок осадкона-

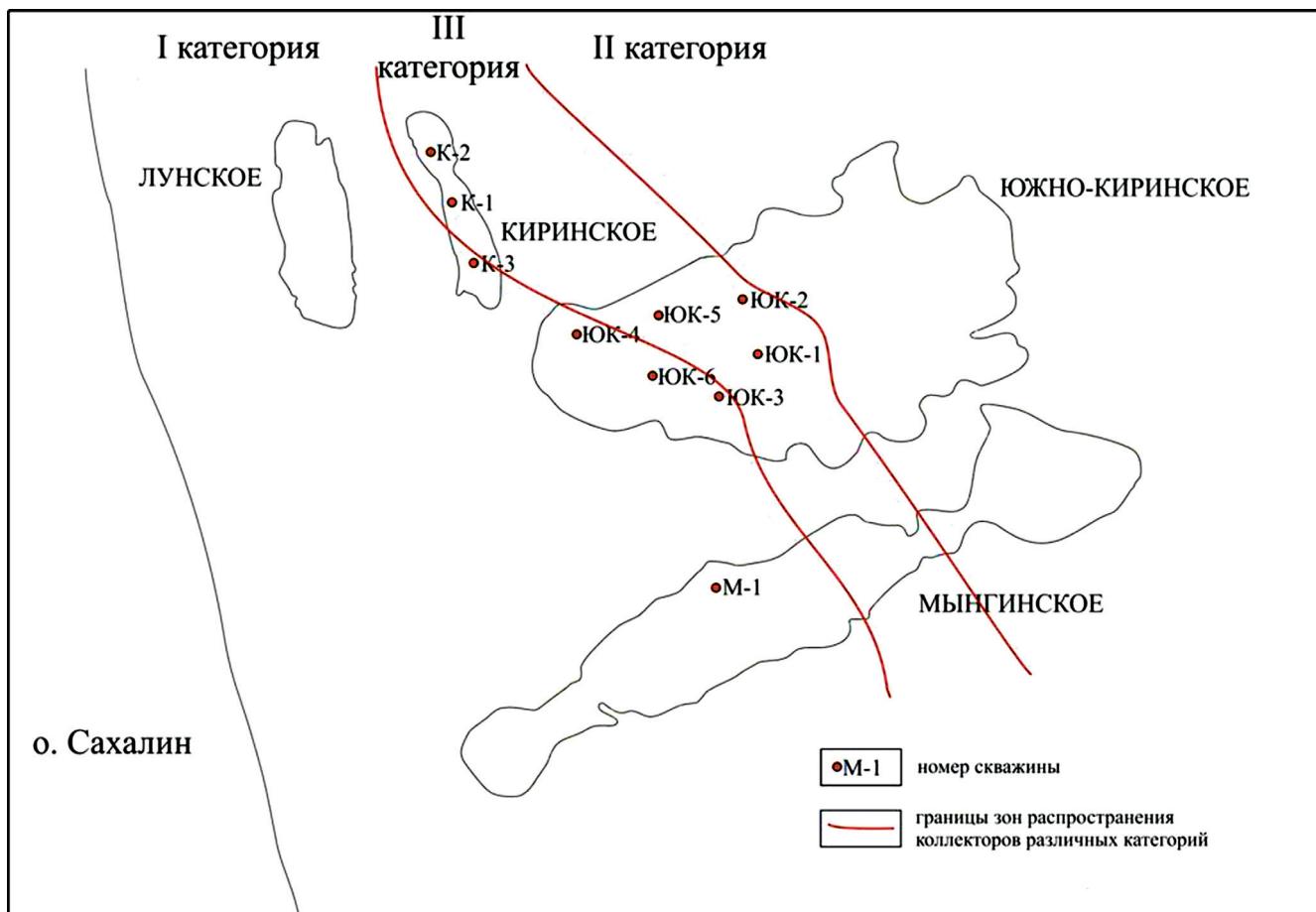


Рис. 7. Зональность распространения качественных показателей ФЕС продуктивных отложений Киринского лицензионного блока

копления, с которыми связано большое количество песчаных тел, что вместе с благоприятными структурными условиями создает хорошие предпосылки для формирования залежей углеводородов.

Анализ пространственного распределения пористости и проницаемости дагинских отложений позволил выделить три категории зон с различными качественными показателями ФЕС месторождений Киринского блока (рис. 7). Зона первой категории с очень хорошими показателями пористости (до 23%) и проницаемости (до 500 мД), вытянута вдоль прибрежных областей шельфа. В нее входят Киринское, западная часть Мынгинского и западная часть Южно-Киринского месторождения.

Параллельно этой зоне в восточном направлении проходит область коллекторов третьей катего-

рии с удовлетворительными показателями. Здесь дагинские отложения обладают меньшими значениями проницаемости, не превышающими 240 мД, а также более низкими показателями пористости, которые достигают только 20–22%. Область включает в себя северную часть Киринского, центральную часть Южно-Киринского и восточную часть Мынгинского месторождений [Рыбальченко и др., 2016].

Восточная часть Киринского лицензионного блока характеризуется хорошими показателями ФЕС и может быть отнесена ко второй категории коллекторов. Показатели пористости и проницаемости тут сравнительно выше, по сравнению с центральной частью. В пределах этой зоны пористость коллекторов достигает 23%, а проницаемость — 200 мД.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухов Е.Е., Дзюбло А.Д., Шнин О.А., Щербакова А.Ю. Литолого-петрофизическая характеристика пород дагинского горизонта Южно-Киринского месторождения // Геология нефти и газа. 2016. № 4. С. 39–46.
2. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И. и др. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
3. Дзюбло А.Д., Макарова А.Ю., Шнин О.А. Особенности состава и свойства продуктивных пород дагинского горизонта месторождений Киринского блока // Нефть, газ и бизнес. 2014. № 12. С. 37–43.
4. Дзюбло А.Д., Сторожева А.Е., Зонн М.С., Агаджанянц И.Г. Ресурсы углеводородов дальневосточного шельфа и результаты их освоения // Вестн. газовой науки. 2019. № 2 (39). С. 3–16.
5. Макарова А.Ю. Влияние геодинамической эволюции на формирование кайнозойского осадочного чехла северо-восточной части Присахалинского шельфа // Ма-

териалы 22-ой конференции по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа «Геомодель 2020». 2020. С. 1–5.

6. *Макарова А.Ю.* Емкостные свойства продуктивных отложений Киринского лицензионного блока // Нефть, газ и бизнес. 2015. № 10. С. 21–26.

7. *Рыбальченко В.В., Гоголенков Г.Н., Парасына В.С.* Условия формирования Южно-Киринского месторождения на шельфе о-ва Сахалин // Геология нефти и газа. 2014. № 4. С. 42–52.

8. *Рыбальченко В.В., Хабибуллин Д.Я., Петухов А.Ю.* и др. Седиментологический анализ скважинных данных

на примере дагинского горизонта северо-восточного шельфа острова Сахалин // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2016. Т. 158, кн. 1. С. 55–74.

9. *Сторожева А.Е.* Совершенствование гидродинамической модели Киринского месторождения для повышения эффективности разработки в условиях геологической неопределенности: Дисс. ... канд. техн. н. М., 2018. 129 с.

10. *Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

11. *Шегай В.И.* Актуализация зональной геологической модели северо-восточного шельфа острова Сахалин: Дисс. ... канд. геол.-минерал. н. М., 2022. 139 с.

Статья поступила в редакцию 14.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 12.08.2023

УДК 551.352(262.81)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-75-85

О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Валентин Михайлович Сорокин¹, Тамара Алексеевна Янина²,
Борис Федорович Романюк³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vsorok@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; didacna@mail.ru

³ «Моринжгеология», Рига, Латвия; geology@inbox.lv

Аннотация. Комплексом методов (сейсмоакустическое профилирование, анализ непрерывных разрезов скважин, стратиграфические исследования по малакофауне, радиоизотопное датирование возраста) в составе верхнечетвертичных отложений шельфа Северного Каспия выделены новокаспийский, мангышлакский, хвалынский, ательский, гирканский и верхнеказарский горизонты. На основании AMS радиоуглеродного и уран-ториевого датирования определено время их накопления, соответственно, в интервалах 0–8,5; 8,5–13, 13–50 (60), 50–70, >60–120 и более 120 тыс. лет назад.

Ключевые слова: Каспийское море, поздний плейстоцен, голоцен, новокаспийский, мангышлакский, хвалынский, ательский, гирканский, казарский, радиоуглеродный

Для цитирования: Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф. О возрасте верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 75–85.

ON THE AGE OF UPPER QUATERNARY DEPOSITS OF THE NORTHERN CASPIAN SEA

Valentin M. Sorokin¹, Tamara A. Yanina², Boris F. Romanyuk³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vsorok@rambler.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; didacna@mail.ru

³ «Morinzhgeology», Riga, Latvia; geology@inbox.lv

Abstract. A complex of methods (seismoacoustic profiling, analysis of continuous sections of wells, stratigraphic studies on malacofauna, radioisotope age dating) in the composition of Upper quaternary deposits of the shelf of the Northern Caspian, the Novocaspian, Mangyshlak, Khvalynsky, Athelsky, Hyrkan and Upper Khazar horizons were identified. Based on AMS radiocarbon and uranium-thorium dating, the time of their accumulation is determined, respectively, in the intervals 0–8, 8–12, 12–50 (60), 50–70, 80–100 and more than 120 thousand years ago.

Keywords: the Caspian Sea, Late Pleistocene, Holocene, Newcaspian, Mangyshlak, Khvalyn, Atel, Hyrcan, Khazar, radiocarbon

For citation: Sorokin V.M., Yanina T.A., Romanyuk B.F. On the age of upper quaternary deposits of the Northern Caspian Sea. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 75–85. (In Russ.).

Введение. Стратиграфия плейстоцена Каспийского моря разработана на материалах изучения обнажений речных и морских террас и разрезов скважин на прилегающих к морю областях суши. В разрезе верхнеплейстоценовых отложений были выделены верхнеказарский, ательский, хвалынский, мангышлакский и новокаспийский горизонты [Андрусов, 1900; Попов, 1983; Рычагов, 1997; Свиточ, 2014; Свиточ, Янина, 1997; Федоров, 1978; Янина, 2012]. В отечественных и зарубежных лабораториях получены многочисленные цифры абсолютного возраста с использованием радиоуглеродного, уран-ториевого, термолюминисцентного, оптически стимулированной люминисценции (ОСЛ) и других методов [Рычагов, 1997; Свиточ, Янина, 1997; Янина и др., 2017; Arslanov et al., 2016; Költringer et al., 2020; Kurbanov et al., 2022; Taratunina et al., 2022; Tudrin et al., 2013].

Несмотря на более чем столетнюю историю изучения сухопутных разрезов позднечетвертичных отложений, все еще остается ряд дискуссионных положений, связанных с выделением и объемом отдельных горизонтов, с определением их стратиграфического положения и возраста, с синхронизацией с этапами последнего оледенения Русской равнины и с событиями в Черном море. Так, гирканские слои: а) не выделяются, б) выделяются в составе межледникового верхнеказарского горизонта [Курбанов и др., 2018; Попов, 1983; Янина, 2012; Янина и др., 2017], в) отнесены к средневалдайскому межстадиальному периоду [Tudrin et al., 2013]. Ательский горизонт синхронизируется с ранним валдаем [Рычагов, 1997; Попов, 1983; Федоров, 1978], с ранним и средним валдаем [Янина, 2012; Янина и др., 2017], средним и поздним валдаем [Tudrin et al., 2013]. Нет согласия с существованием и определением времени

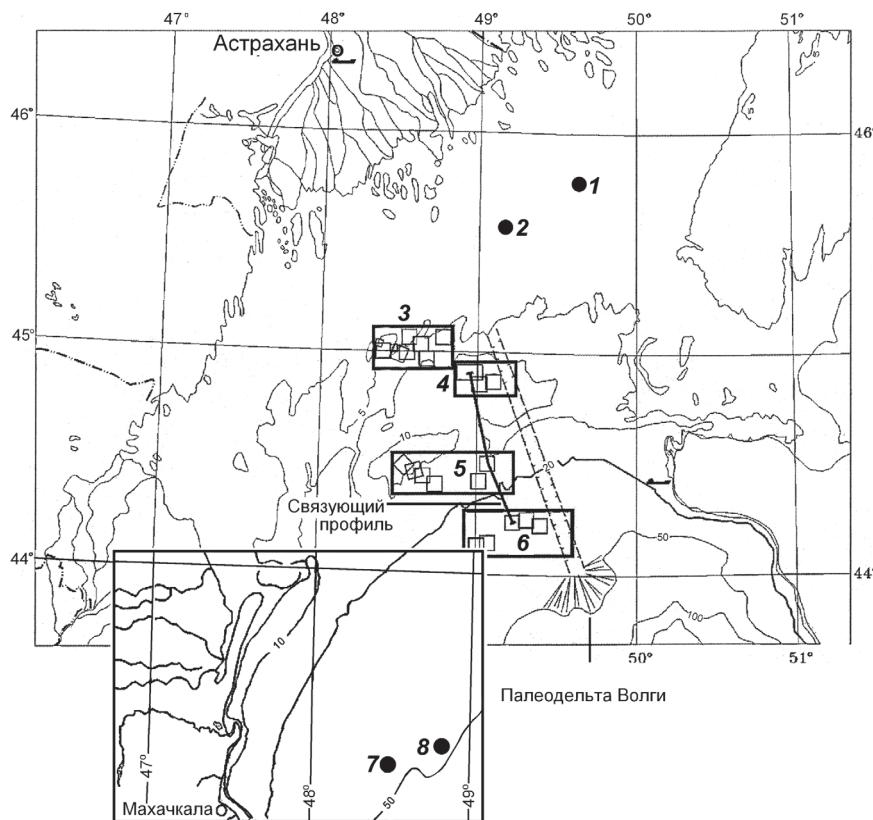


Рис. 1. Схема расположения и номера изученных участков

развития енотаевской (последнедниковые — ранний голоцен) и мангышлакской (конец плейстоцена — ранний голоцен) регрессий. Расходятся взгляды на стратиграфический объем и возраст (от раннего до позднего валдая) хвалынского горизонта и время наступления максимального уровня раннехвалынской трансгрессии (ранний — средний — поздний валдай, LGM, последнедниковые) [Попов, 1983; Рычагов, 1997; Свиточ, 2014; Федоров, 1978; Янина, 2012]. На все перечисленные и другие вопросы трудно ответить, изучая только фрагментированные и неполные разрезы на суше.

С конца 1990-х годов в ходе геологоразведочных работ компании «Лукойл» на шельфе Северного Каспия пробурено несколько десятков инженерно-геологических скважин длиной до 80 м со сплошным отбором керна. Параллельно выполнено сейсмоакустическое профилирование (НСП) осадочной толщи на глубину до 200 м. Часть полученных результатов была опубликована нами в нескольких статьях [Безродных и др., 2004; 2015; Bezrodnikh, Sorokin, 2016; Bezrodnikh et al., 2020; Sorokin et al., 2018; Yanina et al., 2021]. В результате обработки этих материалов появилась возможность воссоздать на материалах изучения непрерывных разрезов, включающих значительный объем определений абсолютного возраста (>200 цифр), более достоверную историю развития Каспийского моря в позднечетвертичное время.

Целью выполненных исследований являлся комплексный анализ верхнечетвертичных отложений, полученных в процессе геолого-геофизических работ на ряде участков шельфа Северного Каспия,

и обоснование на его результатах временных интервалов формирования их основных стратиграфических горизонтов.

Материалы и методика работ. Основой работы послужили разрезы около двух десятков скважин, вскрывших верхние и средние неоплейстоценовые осадки на 8 участках шельфа в интервале глубин от 5 до 50 м (рис. 1).

Стратиграфические исследования керна включали его литологическое описание, анализ комплексов двустворчатых моллюсков, радиоуглеродное (жидкостно-сцинтилляционный и ускоренный масс-спектрометрический (AMS) варианты) и U/Th датирование, биологический анализ органических остатков.

Цифры жидкостного варианта ^{14}C метода получены в лабораториях географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (индекс МГУ), СПбГУ (индекс ЛУ), РПГУ им. А.И. Герцена (индекс SPb), Института географии РАН (индекс ИГАН); ускоренной масс-спектрометрии (AMS) — в Национальной лаборатории Лоуренса в Ливерморе (LLNL) (США) (индекс CAMS), в Chrono Центре королевского университета в Белфасте (Северная Ирландия) (индекс UBA), Института Географии РАН. Суммарный массив радиоуглеродных данных составляет около 170 измерений. Калибровка возраста выполнена с помощью программы Calib 8 с использованием морской базы данных (Marine 20) для поправки на резервуарный возраст, принятой нами как $\Delta R = -152 \pm 29$ [Heaton et al., 2020; Stuiver and Reimer, 1993].

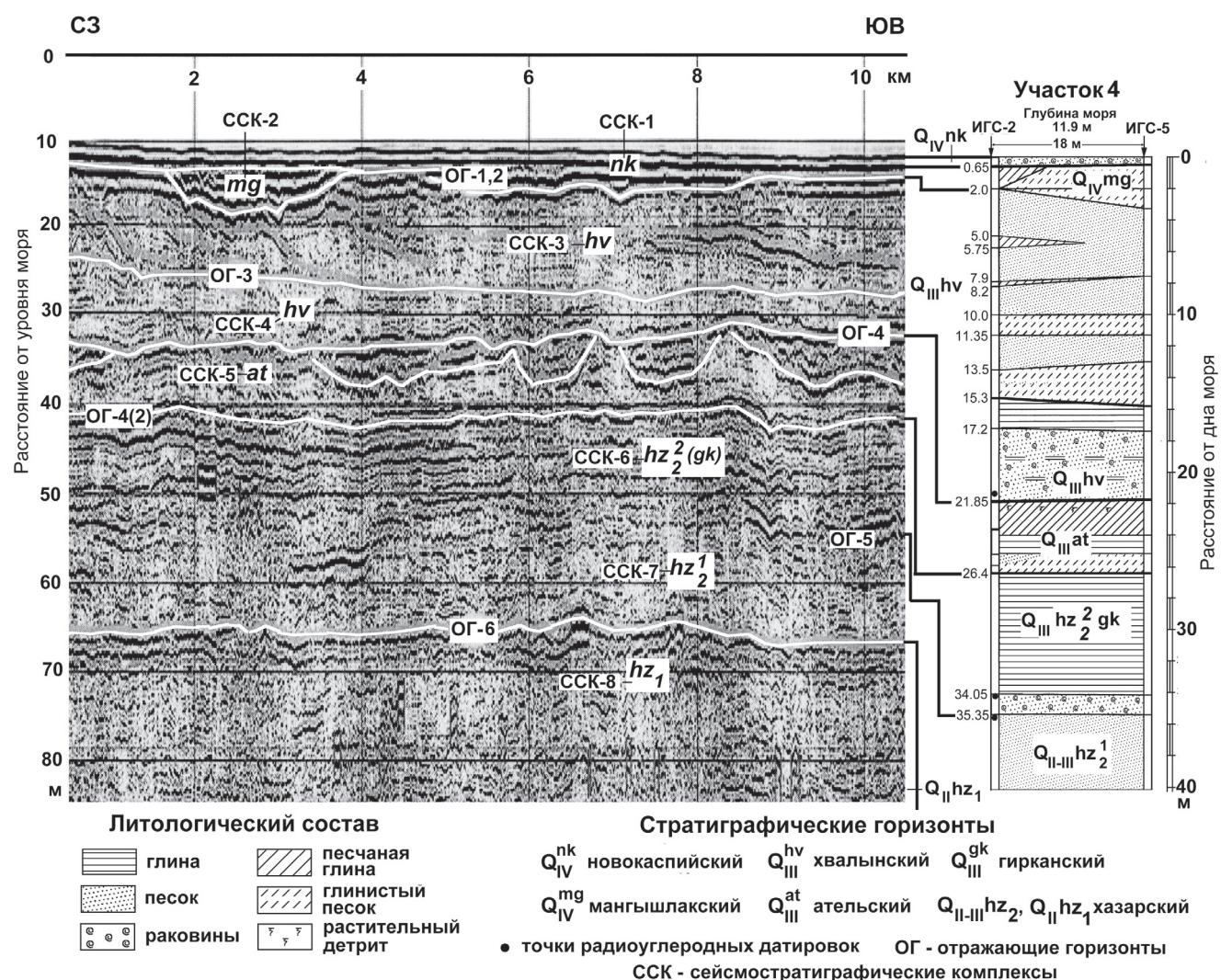


Рис. 2. Корреляция сейсмоакустического профиля и разрезов скважин с участка 3

Цифры возраста U/Th методом получены в СПбГУ. Одно определение по циркону из пеплового прослоя выполнено в Curtin University в Перт (Австралия) [Ponomareva et al., 2022].

Биологический анализ выполнен в Институте Овощеводства РАН. Сейсмоакустическое профилирование (НСП) проведено с использованием двухканальной методики с электроискровым источником спаркер и высокочастотным электродинамическим источником бумер.

Комплексная интерпретация полученных результатов позволила идентифицировать выделенные стратиграфические горизонты с сейсмоакустическими комплексами и проследить особенности их латерального распространения под дном моря между изобатами 5 м и ~50 м.

Результаты исследований. Строение и биостратиграфия осадков. По результатам анализа сейсмоакустических профилей и керна скважин установлено, что толща осадочных отложений характеризуется неоднородными акустическими свойствами (рис. 2).

В ней выделяются интервалы с различной выраженностью волновой картины, сменяющие друг друга в вертикальном и латеральном направлениях. Они разделены четкими, регионально выдержаными отражающими горизонтами (ОГ), связанными с изменением состава отложений или с несогласиями при смене морских и континентальных условий осадконакопления, т. е. являются границами, разделяющими разновозрастные отложения. В разрезах изученных скважин наблюдается изменение состава моллюсков, что позволило выделить в разрезе в соответствии с общепринятой для Каспийского моря стратиграфической шкалой новокаспийский, мангышлакский, хвалынский, ательский и хазарский горизонты. Как правило, доминирующее значение в комплексах моллюсков имеют солоноватоводные и пресноводные пелециподы родов *Nucratis*, *Dreissena*, *Adacna*, *Corbicula*, а также гастроподы, которые присутствуют во всех стратиграфических подразделениях. Однако маркирующими видами являются представители рода *Didacna*.

На основе особенностей сейсмической записи и корреляции с разрезами скважин нами выделены на профилях 6 сейсмостратиграфических комплексов (ССК): новокаспийский (ССК-1), мангышлакский (ССК-2), хвалынский с верхним (ССК-3) и нижним (ССК-4) подкомплексами, ательский (ССК-5), верхнеказарский с верхним гирканским (ССК-6) и нижним (ССК-7) подкомплексами, нижнеказарский (ССК-8), имеющие региональное распространение на шельфе Северного Каспия (рис. 2).

ССК-1 характеризуется слоистой структурой, нарушенной неглубокими речными врезами с фаунами заполнения, сложенными раковинными и раковинно-песчаными отложениями, внизу песком, включающим тонкие пропластки глины. Мощность слоя в пределах изученного региона изменяется в пределах 0,5–2,0 м. Подошва комплекса достаточно уверенно выделяется на сейсмоакустических записях по отражающему горизонту ОГ-1. В составе опресненного комплекса моллюсков содержатся *D. baeri*, *D. longipes*, *D. barbotdemarnyi*, редкие *D. parallela*, *D. cristata*, *D. praetrigonoides*, а в верхней части морские виды *Cerastoderma glaucum*, *Mytilaster lin-eatus*, *Abra ovata*.

ССК-2 представляет комплекс отложений, сформированных в период мангышлакской регрессии севернее отступающего берега моря. Он заполняет собой замкнутые понижения, вытянутые большей частью в субмеридиональном направлении. Осадки сложены слабо консолидированными глинами, органоминеральными грунтами (торф и сапропель) и алевритово-песчаными разностями, часто включающими растительный дегрит. Максимальная относительная глубина таких палеопонижений и мощность заполняющих осадков местами достигает 6–9 м. В южной части изученной территории горизонт представлен единой диагонально-слоистой сейсмофацией, по-видимому, продельтового генезиса. Его подошва совпадает с отражающим горизонтом ОГ-2. В мангышлакских отложениях среди редких раковин моллюсков присутствуют слабо солоноватоводные и пресноводные виды, а также пресноводные виды диатомовых водорослей и многочисленные остатки высших растений.

ССК-3 на сейсмоакустических записях имеет сложное строение и часто проявляется наличием нерегулярной косой односторонней и перекрестной слоистости. Он представлен двумя фациально-генетическими типами отложений. Верхняя его часть является собой пачку дельтовых осадков: песков, глинистых и алевритово-глинистых грунтов разной консистенции с коричневой окраской, сформированных в мелководных условиях при начавшейся регрессии моря. Мощность пачки изменяется от 1–2 м под наиболее глубокими мангышлакскими палеоформами до 10 м и более в местах проявления дельтовых врезов. Нижняя часть подкомплекса представлена алевритовым песком, включающим местами прослои глинистых грунтов.

Мощность этой части находится в пределах 4–5 м. Верхний хвалынский подгоризонт содержит раковины монодакн, хипанисов, адакн, гастропод. Из дидакн в комплексе встречаются *D. praetrigonoides*, *D. parallela*, *D. cristata*, *D. subcatillus*, *D. barbotdemarnyi*, иногда *D. ebersini*.

ССК-4, образованный нижнехвалынскими отложениями, ограничен снизу ОГ-4, а сверху ОГ-3 и отчетливо проявляется на сейсмоакустических профилях по наличию выдержанной параллельно слоистой структуры. По литологическому составу в нем выделяются две части. Нижняя часть представляет собой пачку мощностью 2,5–5,0 м, обогащенную раковинным материалом. В ее разрезе наблюдается чередование чистой ракушки, раковинного материала разной крупности с песчаным либо глинистым заполнителем, а также глинистого грунта с включениями раковин и раковинного дегрита. Верхняя часть мощностью 8–10 м сложена внизу серыми и коричневато-серыми глинистыми осадками мягкопластичной консистенции, а вверху — глинами, включающими прослои песка разной мощности. В составе моллюсков подгоризонта определены *D. parallela*, *D. subcatillus*, *D. cristata*. В некоторых образцах изредка присутствуют *D. protracta*, *D. zhukovi*, *D. ebersini*, а также *D. praetrigonoides*. Следует отметить, что руководящий вид-маркер *D. ebersini* встречен только в керне некоторых скважин на участке 4 в верхней части горизонта и в виде единичных раковин или их обломков на участках 7 и 8.

ССК-5 слагается глинистым материалом коричневой окраски с примесью песка, алеврита, с прожилками хемогенного карбоната, едким дегритом раковин суммарной мощностью до нескольких метров. На участке 8 в разрезе преобладают пески. Кроме того для прикровельной части комплекса характерны признаки преобразования отложений в субаэральной среде в условиях засушливого климата: сеть трещин усыхания, уплотнение грунтов. Отложения смешанного алевритово-глинистого и глинисто-песчаного состава, залегающие в кровле рассматриваемого горизонта, заполняют ложбинообразные понижения глубиной 2–6 м в подстилающей регрессивной толще гирканского-ательских слоев, аналогичные мангышлакским формам. В них наблюдаются скопления растительного дегрита, водорослей и включения раковин пресноводных видов моллюсков, среди которых в разных соотношениях встречены *Unio sp.*, *Limnea stagnalis*, *Anisus eichwaldi*, *Valvata piscinalis*, *Dr. polymorpha*. По данным флоорофаунистического анализа органического материала из алевритово-глинистых отложений преобладают остатки высших растений (*Ceratophyllum demersum*, а также *Turpha*), имеются разнообразные пресноводные водоросли — вольвоксовые, синезеленые, харовые, десмидиевые, что указывает на континентальные водно-болотные условия пресных или слабосоленых водоемов. На участках 7, 8 ССК-5 проявляется песчаной пачкой отложений с диаго-

нальной слоистостью (проградация дельты Сулака?) с эрозионной верхней границей.

ССК-6, заполненный отложениями гирканского подгоризонта верхнеказарского горизонта, представлен на участках 3 и 4 выдержанной субгоризонтально слоистой пачкой, образованной серией конформных, интенсивных отражающих поверхностей, которая состоит из глин с послойными включениями раковин (*Dr. rostriformis*, *D. umbonata*, *D. subcatillus*, *D. cristata*), характерных для выделенного Г.И. Поповым в Северном Прикаспии гирканского горизонта. Книзу он замещается толщей, характеризующейся прерывистыми отражающими площадками разной интенсивности, ограниченной снизу ОГ-5, который разделяет ССК-6 и ССК-7. ОГ-4(2) отделяет гирканский комплекс от ССК-5.

ССК-7 выполнен отложениями нижнего подгоризонта верхнеказарского горизонта. В его основании залегают мелководные осадки, представленные песками с включениями раковин характерных позднеказарских видов *D. surachanica*, *D. nalivkini*, *D. ovatocrassa*, разнообразных монодакн, дрейсен, гастропод. Выше по разрезу они перекрыты песчано-глинистыми отложениями, содержащими, наряду с раковинами указанных видов, пресноводные *Viviparus*, *Valvata*. В кровле толщи обособлен песчано-раковинный слой мощностью около 1 м. В нем составе раковин присутствуют *Didacna surachanica*, *Didacna cristata*, сопровождаемые монодакнами, дрейссенами, разнообразными гастроподами. В западной части рассматриваемого региона в этом слое довольно многочисленны в совместном залегании *Corbicula fluminalis*, *Didacna nalivkini*.

По ОГ-6 отложения верхнеказарского горизонта отделяются от нижнеказарского горизонта среднего неоплейстоцена (ССК-8) с иным составом фауны.

Датирование возраста. Результаты датирования раковинного материала и органического вещества (гуминовые кислоты и остатки растительности) радиоуглеродным методом объединены в два массива данных, представленных в табл. 1 и 2.

В табл. 1 приведены цифры возраста, полученные жидкостно-сцинтилляционным методом. Для новокаспийского горизонта (ССК-1 выше ОГ-1 на сейсмоакустических профилях) они группируются в пять интервалов: 1) 8060 ± 70 — 5225 ± 110 ^{14}C лет (8401–8624 — 5273–5546 кал лет ВР); 2) 4912 ± 70 — 3520 ± 50 ^{14}C лет (5061–5314 — 3156–3337 кал лет ВР); 3) 3324 ± 50 — 3200 ± 50 (3086–3296 — 2924–3136 кал лет ВР); 4) 2895 ± 60 — 2254 ± 50 ^{14}C лет (2564–2757 — 1765–1963 кал лет ВР); 5) 2050 ± 60 — 0 ^{14}C лет (1519–1719 — 0 кал лет ВР). Первый, третий и пятый интервалы соответствуют трансгрессивным слоям с морской фауной (в 3 и 5 с *Cardium edule*), а второй и четвертый интервалы — регressive фациям заполнения речных врезов с пресноводной фауной и обильным растительным дегритом.

Несколько цифр, полученных с использованием AMS метода, совпадают с интервалами, приведен-

ными выше (1435 ± 30 — 630 ± 30 , 5905 ± 30 и 7685 ± 35 ^{14}C лет).

Для мангышлакского горизонта наиболее древние цифры, полученные обеими разновидностями ^{14}C метода, находятся в интервале 9900 ± 100 — 10825 ± 30 ^{14}C лет (11205–11405 — 12053–12517 кал лет ВР) (табл. 1; 2). Для хвалынского горизонта (ССК — 3, 4) результаты датирования, полученные с использованием жидкостно-сцинтилляционной и AMS методик, сильно расходятся. В первом случае цифры возраста находятся в интервале от 12870 ± 100 до >30 тыс. ^{14}C лет (14547–14973 — ~35 кал. лет ВР) (табл. 1). Возрастная граница между верхнеказарским и нижнеказарским подгоризонтами при этом может быть проведена между 16 и 17 тыс. ^{14}C лет.

Во втором случае (табл. 2) наиболее молодые цифры соответствуют верхней части хвалынского разреза и уровню 23200 ± 140 — 30934 ± 313 ^{14}C лет ВР (26–35 тыс. кал лет ВР). Многие даты располагаются на пределе или за пределами разрешения радиоуглеродного метода. Однако по ряду проб получены конечные цифры в интервале ~44–47 тыс. ^{14}C лет (~47–50 тыс. кал лет ВР).

Для ательского горизонта по органическому веществу имеются 3 цифры возраста, причем их наибольшее значение составило почти 41 тыс. ^{14}C лет ВР (~44 тыс. кал лет ВР). Осадки гирканского подгоризонта верхнеказарского горизонта (ССК-5) отличаются близкими к предельным и запредельными цифрами радиоуглеродного возраста (табл. 2).

Уран-ториевое датирование. Кроме радиоуглеродных датировок были получены несколько цифр возраста $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ методом (табл. 3). Тридцать два определения сделаны в СПбГУ. Из них достоверными можно считать 7 цифр. Они выполнены по внутренним слоям раковин, отличающимся наименьшими постседиментационными изменениями изотопного состава. Для внутренних фракций $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст оказался большим, чем для внешних фракций этих же образцов; не обнаружено дегритное загрязнение, вызывающее омоложение; содержание урана меньше (равно), чем во внешних слоях; значение отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ близко или несколько больше средней величины этого отношения в океанической воде. Цифры для верхнеказарского и нижнеказарского горизонтов превысили 200 тыс. лет.

Одно определение получено по циркону из пепла, обнаруженному в разрезе скважины с участка 5.

Обсуждение результатов. Стратиграфическая и возрастная интерпретация представленных результатов осложняется двумя неопределенностями. Первая из них связана с особенностями распределения в изученных разрезах фауны моллюсков. По видовому составу надежно выделяются только отложения новокаспийского и верхнеказарского горизонтов. Гирканские и хвалынские осадки, различаясь литологически и по положению на сейсмоакустических профилях и в разрезах скважин, характеризуются близким составом дегритов. В хвалынском

Таблица 1

Результаты датирования возраста сцинтилляционно-жидкостным ^{14}C методом

| № | Лабораторный индекс | Глубина отбора, м | Возраст | Исходный материал | ^{14}C лет ВР калиброванный возраст (кал лет ВР) |
|--------------|---------------------|-------------------|------------------|----------------------------|---|
| Участки 1, 2 | | | | | |
| 1 | МГУ-1644 | 0–8–2,4 | nk | P (раковины) | 2750±60 — 8060±70 |
| 2 | МГУ-1645 | 2,7–2,8 | mg | P | 9220±100 (9864–10184) |
| 3 | МГУ-1642 | 2,8–2,9 | hv ₂ | P | 13970±110 (16055–16420) |
| 4 | МГУ-1684 | 2,9–3,2 | hv ₁ | P | 22900±400 (26013–26852) |
| 5 | МГУ-1685 | 3,8–4,1 | hv ₁ | P | 30500±600 (33702–34939) |
| 6 | МГУ-1682 | 19,7–19,8 | gk | P | >38000 |
| 7 | МГУ-1686 | 19,8–19,9 | gk | P | >39375 |
| Участок 3 | | | | | |
| 8 | МГУ-1590 | 0,2–2,45 | nk | P | 680±30 — 8100±300 |
| 9 | ЛУ-8157 | 3,5–3,7 | mg | P | 9830±210 (10561–11148) |
| 10 | ЛУ-8162 | 13,2–13,43 | hv ₁ | P | 22320±500 |
| 11 | МГУ-1600 | 18,0–18,4 | hv ₁ | P | 29520±480 (32723–33936) |
| 12 | МГУ-1599 | 19,3–19,4 | hv ₁ | P | >30000±600 |
| 13 | МГУ-1598 | 22,3–23,7 | hv ₁ | P | 30085±800 (32924–34705) |
| 14 | ЛУ-6484 | 28,4–28,6 | hv ₁ | P | 30950±1050 |
| 15 | ЛУ-6487 | 44,25–44,36 | gk | P | ≥42150 |
| 16 | ЛУ-6486 | 47,15–47,65 | gk | P | 31540±820 |
| 17 | ЛУ-8159 | 44,5–44,8 | gk | P | 34060±2090 |
| 18 | SPb-1997 | 1,87–1,93 | mg | P | 10350±100 (11376–11748) |
| Участок 4 | | | | | |
| 19 | ИГАН, ЛУ, МГУ | 0,35–2,9 | nk | OB (органическое вещество) | 2620±60 — 7680±80 |
| 20 | МГУ-1496 | 2,4–2,5 | mg | OB | 9300±110 (9923–10271) |
| 21 | МГУ-1493 | 1,15–1,65 | mg | OB | 9420±60 |
| 22 | МГУ-1494 | 3,38–3,55 | mg | OB | 9860±240 |
| 23 | ЛУ-6135 | 2,7–3,2 | mg | OB | 9900±100 (11205–11405) |
| 24 | МГУ-1562 | 8,2–9,1 | hv ₁ | P | 16620±130 |
| 25 | МГУ-1674 | 11,9–12,1 | hv _{1?} | P | 16650±100 |
| 26 | ЛУ-6132 | 20,2–20,3 | hv ₁ | P | 18250±270 |
| 27 | МГУ-1673 | 13,65–13,75 | hv ₁ | P | 20195±200 |

| № | Лабораторный индекс | Глубина отбора, м | Возраст | Исходный материал | ^{14}C лет ВР калиброванный возраст (кал лет ВР) |
|--------------|---------------------|-------------------|------------------|-------------------|---|
| 28 | МГУ-1672 | 18,9–19,3 | hv ₁ | P | 22230±300 |
| 29 | МГУ-1556 | 21,0–22,5 | hv ₁ | P | 27200±340 |
| 30 | МГУ-1616 | 22,2–22,3 | hv ₁ | P | 27215±330 (30367–30985) |
| 31 | ЛУ-7025 | 21,3–21,6 | hv ₁ | P | 28550±1950 (30228–34173) |
| 32 | ЛУ-6131 | 16,9–17,0 | hv ₁ | P | ≥31570 |
| Участок 5 | | | | | |
| 33 | ЛУ-8154 | 3,15–3,30 | mg | P | 8300±170 |
| 34 | МГУ-1507 | 21,6–21,8 | hv ₁ | P | 16900±120 (19644–19996) |
| 35 | ЛУ-8152 | 2,25–2,45 | nk | P | 8090±160 |
| 36 | ЛУ-6870 | 2,75–3,10 | mg | OB | 10410±160 (11385–11918) |
| 37 | SPb-2001 | 35,55–35,78 | hv ₁ | P | 25538±500 |
| Участок 6 | | | | | |
| 38 | МГУ-1560 | 0,8–1,05 | nk | P | 1690±40 — 7630±440 |
| 39 | МГУ-1558 | 7,75–7,85 | mg | P | 8590±70 (9110–9354) |
| 40 | МГУ-1557 | 14,6–14,7 | hv ₁ | P | 16900±110 |
| 41 | МГУ-1555 | 21,7–21,9 | hv ₁ | P | 21090±320 |
| 42 | МГУ-1596 | 2,05–2,10 | hv ₁ | P | 19210±200 |
| 43 | МГУ-1595 | 4,8–4,9 | hv ₂ | P | 12870±100 (14547–14973) |
| 44 | МГУ-1594 | 11,0–11,5 | hv _{2?} | P | 15710±170 (18168–18578) |
| 45 | МГУ-1593 | 15,1–15,2 | hv ₁ | P | 16075±120 |
| 46 | МГУ-1592 | 16,9–17,2 | hv ₁ | P | 19325±175 |
| 47 | МГУ-1591 | 29,4–29,6 | hv ₁ | P | 22190±400 |
| 48 | МГУ-1599 | 19,3–19,4 | hv ₁ | P | >30000±600 |
| 49 | МГУ-1598 | 22,3–23,7 | hv ₁ | P | 30085±600 (33205–34478) |
| Участки 7, 8 | | | | | |
| 50 | ЛУ-8835 | 2,95–3,10 | hv ₁ | P | 20780±410 (23724) |
| 51 | ЛУ-6881 | 5,2–5,35 | hv ₁ | P | 16600±840 (27981–28335) |
| 52 | ЛУ-6882 | 11,2–11,34 | hv ₁ | P | 19950±630 (22517–23906) |
| 53 | ЛУ-6883 | 28,6–28,85 | hv ₁ | P | 27430±610 |
| 54 | ЛУ-6885 | 35,70–35,90 | hv ₁ | P | 31600±420 (34927–35842) |
| 55 | Лу-6486 | 47,15–47,65 | hv ₁ | P | 31540±820 |

Примечания: стратиграфические горизонты: nk — новокаспийский, mg — мангышлакский, hv — хвалынский (1-верхний, 2-нижний), at — ательский, gk — гирканский. OB — органическое вещество, P — раковины.

Таблица 2
Результаты датирования возраста осадков AMS ^{14}C методом

| № пп | Лаборатор- ный индекс | Глубина отбора, м | Возраст | AMS ^{14}C лет BP (кал лет BP) / исследо- ванный материал |
|-----------|--------------------------|-----------------------|---------|--|
| Участок 3 | | | | |
| 1 | CAMS 179411 | 0,47–0,77 | nk | 665±30 (195–375) / <i>C. edule</i> |
| 2 | CAMS 179412 | 1,0–1,12 | nk | 630±30 (143–313) / <i>C. edule</i> |
| 3 | CAMS 179416 | 1,43–1,47 | nk | 1325±30 (780–929) / <i>Monodacna caspia</i> |
| 4 | CAMS 173074 | 3,7–3,8 | mg | 7685±35 (8024– 8190) / OB |
| 5 | CAMS 179413 | 1,78–2,0 | mg | 8620±30 (9185– 9377) / <i>M. caspia</i> |
| 8 | CAMS 179414 | 2,6–2,76 | mg | 8730±30 (9317– 9464) / <i>M. caspia</i> |
| 9 | CAMS 179415 | 3,46–3,62 | mg | 9120±30 (9759– 10002) / <i>M. caspia</i> |
| 10 | CAMS 162561 | 28,40–28,60 | hv1 | 45400±1200 (46867– 47298) / <i>D. ebersini</i> |
| 11 | CAMS 166531 | 30,80 | hv1 | >50500 / <i>D. subcatillus</i> |
| 12 | CAMS 166532 | 33,4 | hv1 | 54300±3600 / <i>D. sp.</i> |
| 13 | CAMS 162563 | 38,0–38,05 | hv1? | 46600±1400 (46706– 50246) / гастропода |
| 14 | CAMS 162569 | 38,7–38,75 | hv1? | 46000±1300 (46080– 48953) / <i>D. subcatillus</i> |
| 15 | CAMS 159402 | 41,15–41,20 | gk | >54000 / <i>D. subca- tillus</i> |
| 16 | CAMS 159401 | 44,25–44,36 | gk | 55200±3200 / <i>D. sub- catillus</i> |
| 17 | CAMS 159404 | 44,25–44,36 | gk | 51000±2000 / <i>D. cri- stata</i> |
| Участок 4 | | | | |
| 18 | CAMS 163751 | ISG-5 7,00–7,54 | hv | 28830±150 (31808– 32392) / <i>M. caspia</i> , <i>D. ebersini</i> |
| 19 | UBA 25106 | ИГС-5 7,0–7,54 | hv | 30934±313 (34396– 35031) / <i>D. sp</i> |
| 20 | UBA 25107 | ИГС-5 12,3 | hv1 | >49009 / <i>D. sp</i> |
| 21 | CAMS 163752 | ISG-5 12,3 | hv1 | 55600±3000 / <i>D. ebersini</i> |
| 22 | UBA 25108 | ИГС-5 15,2 | hv1 | >49809 / <i>D. sp</i> |
| 23 | UBA 25109 | ИГС-5 19,0 | hv1 | >49669 / <i>D. sp</i> |
| 24 | CAMS 163753 | ISG-2 17,45–17,80 | hv1 | >55700 / <i>D. subca- tillus</i> |
| 25 | CAMS 166534 | IGS-2 18,55–18,70 | hv1 | >50500 / <i>D. ebersini</i> |
| 26 | CAMS 163754 | ISG-2 21,40– 21,50 | hv1 | 56300±3300 / <i>D. sub- catillus</i> , <i>D. ebersini</i> |
| 27 | CAMS 163762 | ISG-2 22,0– 22,11 | at | 37100±660 (40615– 41592) / OB |
| 28 | IGAN 4541 | –«– | at | 36680±850 (40441– 41941) / OB |
| 29 | IGAN 4542 | ISG-2 21,75– 21,85 | at | 40830±100 (44210– 44570) / OB |
| Участок 5 | | | | |
| 30 | CAMS 163755 | 34,10–34,70 | gk | 55200±2900 / <i>D. sub- catillus</i> |
| 31 | CAMS 163756 | 35,40–35,41 | gk | 53200±2300 / <i>D. sub- catillus</i> |
| Участок 6 | | | | |
| 38 | CAMS 166535 | IGS-3 15,9–16,5 | hv | >53900 / <i>D. subca- tillus</i> |
| Участок 7 | | | | |
| 39 | CAMS 179417 | 0,15–0,30 | nk | 5905±30 (6206– 6363) / <i>Dr. rostri- formis</i> |
| 40 | CAMS 179418 | 0,76–0,96 | mg | 9460±30 (10228– 10407) / <i>Dr. rostri- formis</i> |
| 41 | IGAN 6312 | 0,96–1,2 | mg | 9830±30 (11213– 11249) / OB |
| 42 | CAMS 179419 | 0,96–1,2 | mg | 10825±30 (12053– 12517) / <i>Dr. rostri- formis</i> |
| 43 | CAMS 159399 | IGS-3 5,20–5,35 | hv2? | 24630±80 (27896– 28235) / <i>D. praetri- gonoides</i> |
| 44 | CAMS 159403 | IGS-3 5,20–5,35 | hv2? | 24700±80 (27981– 28335) / <i>D. parallella</i> |
| 45 | CAMS 162564 | IGS-3 10,30– 11,05 | hv1 | >51200 / <i>D. ebersini</i> |
| 46 | CAMS 166530 | IGS-3 26,05– 26,10 | hv1 | >53700 / <i>D. subca- tillus</i> |
| 47 | CAMS 162566 | IGS-3 28,60– 28,85 | hv1 | >51200 / <i>D. cristata</i> |
| 48 | CAMS 159400 | IGS-3 35,70– 35,90 | hv1 | 44560±850 (45451– 47111) / <i>D. subcatillus</i> |
| Участок 8 | | | | |
| 49 | CAMS 172868 | T1-12 3,4–3,6 | hv2? | 23200±140 (26529– 26950) / <i>D. sp</i> |
| 50 | CAMS 172869 | IGS-3 24,2–24,4 | hv1 | >51900 / <i>D. sp</i> |
| 51 | CAMS 172870 | IGS3 32,3–32,4 | hv1 | >51900 / <i>D. sp</i> |
| 52 | CAMS 172871 | IGS3 55,4–55,5 | gk | >50600 / <i>D. sp</i> |
| 53 | CAMS 172872 | IGS3 56,45–56,5 | gk | >51900 / <i>D. sp</i> |

Примечания: стратиграфические горизонты: nk — новокаспийский, mg — мангышлакский, hv — хвалынский (1 — верхний, 2 — нижний), at — ательский, gk — гирканский. OB — органическое вещество, Р — раковины.

горизонте нижнехвалынские *D. zhukovi*, *D. protracta*, *D. ebersini* присутствуют лишь в некоторых скважинах на разных уровнях и в единичных экземплярах, причем они упомянуты Г.И. Поповым [1983] и в составе гирканского слоя. Верхнехвалынский вид *D. praetrigonoides* определен среди раковин нижней хвалыни и даже гирканы. Все это не позволяет однозначно разделить хвалынские осадки на верхнехвалынский и нижнехвалынский подгоризонты, а также выделить гирканский подгоризонт по фауне.

Вторая неопределенность связана с полученными цифрами абсолютного возраста с использованием двух разновидностей радиоуглеродного метода, что допускает различную привязку выделяемых слоев к абсолютной стратиграфической шкале позднего неоплейстоцена.

В то же время сейсмоакустические материалы, сопоставленные с непрерывными разрезами скважин, позволяют выполнить стратиграфическую и возрастную интерпретацию, опираясь на реперные горизонты, уверенно выделяемые по их однозначным специфическим характеристикам. Такими реперами являются мангышлакский и ательский горизонты. На площади современного шельфа Северного Каспия они образовались во время глубоких регрессий, что отразилось в литологическом и флоро-фаунистическом составе вскрытых скважинами отложений; в своеобразных формах их залегания во врезах (озерные водоемы и дельтовые протоки) или в виде диагонально-слоистых продельных аккумулятивных тел; в положении в разрезах, разделяя трансгрессивные новокаспийский и хвалынский и хвалынский и гирканский морские горизонты.

Для самых нижних частей мангышлакских врезов на участках 3–5 (глубины моря 9–17 м) установленный нами максимальный календарный возраст органогенных осадков превысил 12 тыс. лет. Сами врезы выработаны в верхнехвалынских отложениях, когда уровень моря достиг этих участков, опустившись примерно на 40 м после наивысшего уровня позднехвалынского моря.

Существуют разные оценки скорости падения уровня Каспийского моря за разные временные интервалы от нескольких десятков лет (5–10 см/год) до 2000–2500 тыс. лет (0,5–2 см/год) [Рычагов, 2011]. Если принять скорость в 2 см/год, то время снижения уровня моря на 40 м составило бы не менее 1–2 тыс. лет. Поэтому мангышлакская регрессия, скорее всего, началась более 12–13 тыс. лет назад во время молодого дриаса и аллера (?). Это подтверждается AMS датировками раковин с участка 7 (12053–12517 кал лет ВР, табл. 2). Поэтому время максимума позднехвалынской трансгрессии и возраст ее отложений не может быть моложе этих цифр. И измеренный нами возраст верхнехвалынских отложений, вскрытых на глубинах около 30 м (участок 6, ~12,9 тыс. ^{14}C лет), подтверждает этот вывод. Более молодые цифры возраста мангышлакских

отложений в пределах участка 6 объясняются более поздним выдвижением сюда палеодельты Волги.

Осадки ательского горизонта, залегающие на глубинах более 20 м ниже уровня дна, также заполняют палеопонижения, выработанные в толще гирканского-ательских отложений по мере развития ательской регрессии. Полученные цифры возраста по органическому материалу этих осадков (до 44 тыс. лет, табл. 2), скорее всего, свидетельствуют о времени формирования фаций заполнения этих палеопонижений — врезов. По нашим расчетам сами врезы возникли раньше на 5–10 тыс. лет, когда береговая линия отступила и достигла участков 7 и 8, а уровень моря снизился от максимальных отметок гирканской трансгрессии на 100–110 м [Безродных, Сорокин, 2004]. Следует отметить, что ниже врезов мощность регрессивной части обогащенных органическим детритом ательских осадков достигает 3–5 м. Если принять скорость накопления этой толщи в 25 см/тыс. лет, что близко к ее значениям для центральной и внешней части северокаспийского шельфа, то время ее образования составит не менее 10–15 тыс. лет. Сделанные расчеты позволяют оценить начало формирования ательских отложений на участках 7 и 8 (глубина моря 45–50 м) около 70 тыс. лет назад. Полученные недавно с использованием метода ОСЛ цифры возраста ательских лессовых отложений Поволжья в диапазоне 50–70 тыс. лет [Kurbanov et al., 2022; Taratunina et al., 2021; 2022; Yanina et al., 2017; Koltringer et al., 2020] подтверждают нашу предполагаемую оценку. Следовательно, возникновение врезов на участках 7 и 8, скорее всего, произошло не позднее 50 тыс. лет назад на максимуме ательской регрессии (МИС4) [Безродных и др., 2004].

Гирканские слои, судя по представленным цифрам AMS C^{14} и U/Th 230 датирования, накопились в интервале от 62 до 122 тыс. лет назад (табл. 3). Эти цифры практически совпадают с данными ОСЛ датирования гирканских отложений Манычского пролива (107–119 тыс. лет) [Курбанов и др., 2018].

Приведенные цифры возраста новокаспийского, мангышлакского, ательского, гирканского (верхнезарского) горизонтов обоснованы палеонтологическими данными, непротиворечивыми датировками, полученными разными методами (модификациями радиоуглеродного, U/Th, ОСЛ), их литологическими особенностями, положением и выраженностью на сейсмоакустических профилях.

Менее однозначными являются результаты определения времени накопления хвалынского горизонта. Изложенные выше соображения позволяют установить его верхнюю границу на уровне не моложе 12–13 тыс. лет назад (начало мангышлакской регрессии), что близко к возрасту максимального уровня позднехвалынской трансгрессии. Возраст же нижней границы определяется временем конца ательской регрессии и начала раннехвалынской трансгрессии, т. е. не моложе 50–60 тыс. лет.

Таблица 3

Сравнение результатов определения возраста разными методами

| Участок (интервал отбора, м), горизонты | Видовой состав моллюсков р. Didacna | Возраст (тыс. лет) | | |
|---|---|--------------------------------------|--------------------------------|----------------------|
| | | радиоуглеродный | | U/Th |
| | | жидкостный | AMS | |
| Участок 3 (44,95–45,1) Гирканский | <i>D. subcatillus</i> , <i>D. cristata</i> , <i>D. sp.</i> | ≥42150 | 51000±2000 55200±3200 | 204±24 |
| Участок 3 (49,75–49,93) Верхнеказарский | <i>Corbicula fluminalis</i> , <i>D. nalivkini</i> , <i>D. sp.</i> | За пределами разрешения метода | | 221±31 |
| Участок 3 (52,75) Верхне- нижнеказарский | <i>D. subcatillus</i> , <i>D. pallasi</i> , <i>D. shuraosenica</i> | За пределами разрешения метода | | 272±63 |
| Участок 3 (61,0–63,3) Верхне- нижнеказарский | <i>Didacna nalivkini</i> , <i>Corbicula fluminalis</i> , <i>D. surachanica</i> , <i>D. vulgaris</i> , <i>D. pallasi</i> | За пределами разрешения метода | | 265±103 |
| Участок 5 Гирканский | 25,5 м <i>D. cf. sudcatillus</i> 35,4 м <i>D. cristata</i> , <i>D. subcatillus</i> | 21,6 м 16900±120 35,5 м 25538±500 | 25,4 м >50600 35,5 м >51800 | 29,6 м пепел 85±7 |
| Участок 5 (49,5–50,25) Верхний хазар (гиркан) | 47,5 м неопределимые до вида обломки | Метод не применялся | | 101±9 |
| Участок 5 (50,25–50,45) Гирканский | неопределимые до вида обломки | Метод не применялся | | 122±12 |
| Участок 7 (10,3–11,3) Нижнекхвалынский | <i>Didacna ebersini</i> | 19950±630 | >51200 | – |
| Участок 7 (35,7–35,9) Нижнекхвалынский? | <i>D. subcatillus</i> | 31600±420 | 44560±860 | – |
| Участок 8 (27,42) Гирканский (хвалынский?) | <i>Didacna subcatillus</i> <i>D. cf. cristata</i> | 28,6 м 27430±610 | 24,4 м >51900 | 27,4 м 62±3 |

Минимальные цифры, полученные сцинтилляционным методом для самой верхней части верхнекхвалынских песков на участке 6 (глубина отбора 4,8–4,9 м ниже дна) составляют 12870 ± 100 ^{14}C лет ВР (14,5–15 тыс. кал лет), а в основании песчаной толщи — 15710 ± 170 (~18–18,5 кал тыс. лет) (глубина отбора 11,0–11,5 м). В залегающих ниже нижнекхвалынских глинах и подстилающих их песчано-глинистых осадках, обогащенных раковинами моллюсков, на всех изученных участках цифры возраста колеблются от >16 до >30 ^{14}C тыс. лет (от >20 до почти 36 тыс. кал лет ВР). Для гирканских слоев с участков 1 и 3, ранее отнесенных к ранней хвалыни, получены цифры >38, >39 и >42 ^{14}C тыс. лет ВР.

В отличие от жидкостно-сцинтилляционного метода, в котором анализировался валовый раковинный материал большого объема, в AMS методе использовалось “точечное” датирование раковин отдельных характерных видов моллюсков. При этом получены как конечные, так и неконечные цифры возраста (табл. 2). Конечные даты изменяются от 23200 ± 200 ^{14}C лет ВР для верхней части хвалынского горизонта (участок 8, интервал 3,4–3,6 м, *D. praetrigonoides*) до 56300 ± 3300 ^{14}C лет для его нижней части (Участок 4, интервал 21,4–21,5, *D. ebersini*, *D. subcatillus*, *D. parallela*). Неконечные даты изменяются от >48100 до >54000 ^{14}C лет.

Сравнение результатов радиоуглеродного датирования свидетельствуют о значительно более древнем возрасте хвалынских отложений при ис-

пользовании AMS методики. И палеогеографические интерпретации на основе массива данных будут существенно различаться (табл. 1; 2). Поэтому возникает вопрос о том, насколько сопоставимы и достоверны полученные нами цифры возраста.

На примере участка 5 можно сравнить результаты датирования с использованием разных методик. В разрезе скважины для интервала 29,6–29,9 м по пепловому материалу U/Th методом получена цифра 85±7 тыс. лет, а для интервала 49–50 м по раковинам 101±9 и 122±12 тыс. лет (табл. 3). В интервалах 21,6–21,8 м и 35,5–35,7 м жидкостно-сцинтилляционным методом получены цифры 16900 ± 120 и 25538 ± 500 ^{14}C лет ВР. Для уровней 25,4 м и 35,5–35,7 м AMS возраст составил >50600 и >51800 ^{14}C лет соответственно. То есть, определенный по сцинтилляционной методике возраст интервала скважины оказался сильно заниженным (ранняя хвалынь), а по AMS методике он более достоверно с учетом U/Th датирования указывает на гирканский возраст осадков. Подобное совпадение отмечено и для участка 8 (табл. 3).

Аналогичная картина наблюдается для участков 3 и 4. Так, для нижней части хвалынского горизонта, уверенно выделяемого на сейсмоакустических профилях (ССК-4 между ОГ4 и ОГ4-1) и по фауне, цифры сцинтилляционного метода не опускаются ниже 29–31 тыс. ^{14}C лет ВР, а для подстилающих гирканских глин они близки и составляют 31–34 тыс. ^{14}C лет и 42 тыс. ^{14}C лет, несмотря на значительную разницу возраста между этими горизонтами, со-

ставляющую несколько десятков тысяч лет. Возраст, измеренный AMS методом (по характерным для нижней хвалыни *D. ebersini* и *D. subcatillus*) превосходит 50 тыс. ^{14}C лет, как и для гирканских осадков и корреспондируется с возрастом ательского горизонта времени начала заполнения эрозионных врезов.

Заключение. Комплексный анализ материалов бурения и сейсмоакустического профилирования дает основание для выделения в непрерывных разрезах и определения времени накопления основных горизонтов верхнечетвертичных отложений на шельфе Северного Каспия. При этом полученные нами возрастные определения более достоверны в случае применения цифр возраста, полученных с использованием AMS разновидности радиоуглеродного метода, которые хорошо коррелируются с результатами уран-ториевого датирования.

1. Новокаспийский горизонт с возрастом подошвы 8,0–8,5 тыс. лет перекрывает с размывом более древние плейстоценовые отложения. В нем выделены три трансгрессивных слоя (интервалы 8401–8624 — 5273–5546 кал лет BP; 3086–3296 — 2924–3136 кал лет BP; 1519–1719 — 0 кал лет BP) и два разделяющих их регрессивных слоя, заполняющих дельтовые врезы, образовавшиеся во время понижения уровня моря.

2. Мангышлакский горизонт с несогласием перекрывает лежащие ниже осадки и заполняет речные и озерные врезы, выработанные в верхней половине толщи хвалынских отложений, или образует аккумулятивные продельтовые тела во время одноименной

регрессии. Ее начало датируется на уровне не моложе 13 тыс. лет назад.

2. Хвалынский горизонт представлен двумя литологически различающимися подгоризонтами: верхним преимущественно песчаным по составу и нижним преимущественно глинистым. Время его накопление находится в интервале от 13–14 тыс. лет (максимальный уровень позднехвалынской трансгрессии) до 50–70 тыс. лет назад (минимальный уровень ательской регрессии).

3. Ательский горизонт имеет эрозионную верхнюю границу и состоит из двух частей. Верхняя часть представляет собой фацию заполнения эрозионных врезов типа речных проток и озерных водоемов, образованных в процессе продвижения устьев рек, а нижняя часть — сплошной покров регрессивных отложений. Расчетная нижняя граница горизонта находится на уровне 60–70 тыс. лет назад.

4. Гирканский горизонт постепенно сменяет выше лежащие осадки. Возраст его подошвы по данным U/Th датирования определен на уровне 110–120 тыс. лет.

5. Возраст вернхехазарско-го горизонта превышает 120 тыс. лет.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания «Динамика процессов осадочного подообразования (современного и в геологическом прошлом) в различных структурно-геологических условиях и их эволюция» и «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений». Малакофаунистические исследования проведены при поддержке РНФ (проект № 21-44-04401).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андрусов Н.И.* О древних береговых линиях Каспийского моря // Ежегодник по геол. и минерал. России. 1900. Т. 4, № 1–2. С. 3–16.
2. *Бездонных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др.* Биостратиграфия и строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 1. С. 114–124.
3. *Бездонных Ю.П., Сорокин В.М., Янина Т.А.* Об ательской регрессии Каспийского моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 2. С. 77–85.
4. *Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А.С., Борисова О.К.* Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2018. № 3. С. 77–88.
5. *Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
6. *Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 268 с.
7. *Рычагов Г.И.* Колебания уровня Каспия: причины, последствия, прогноз // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 2. С. 4–13.
8. *Свиточ А.А., Янина Т.А.* Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
9. *Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.
10. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 264 с.
11. *Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. и др.* Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции. 2017 // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. № 1. С. 21–29.
12. *Arslanov Kh.A. Yanina T.A., Chepalyga A.L. et al.* On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coast according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods // Quat. International, Pergamon Press Ltd. (United Kingdom), 2016. Vol. 409. P. 81–87.
13. *Bezrodnykh Y.P., Sorokin V.M.* On the age of the Mangyshlakian deposits of the northern Caspian sea // Quaternary Research, Academic Press (United States). 2016. Vol. 85, № 2. С. 245–254.
14. *Bezrodnykh Y., Yanina T., Sorokin V., Romanyuk B.* The Northern Caspian Sea: Consequences of climate change for level fluctuations during the Holocene // Quat. International, Pergamon Press Ltd. (United Kingdom), 2020. № 540. С. 68–77.
15. *Heaton T.J., Köhler P., Butzin M., Bard E. et al.* Marine20 — the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP) // Radiocarbon. 2020. Vol. 62.
16. *Költringer C., Stevens T., Brad'ak B. et al.* Environmental magnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia // Quaternary Res.

17. Kurbanov R.N., Buylaert J.P., Stevens T. et al. A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk.
18. Ponomareva V., Danisik M., Portnyagin M. et al. Distal tephras along the SE European margin date powerful explosive eruptions from the Elbrus volcanic center (Greater Caucasus) // Quaternary Science Reviews.
19. Sorokin V.M., Yanina T.A., Bezrodnykh Yu.P., Romanuk B.F. Identification and age of submarine Girkanian sediment beds (Upper Pleistocene) in the Caspian Sea // Quat. International. 2018. Vol. 465. P. 152–157.
20. Stuiver M., Reimer P.J. CALIB rev.8 // Radiocarbon. 1993. Vol. 35. P. 215–230.
21. Taratunina N.A., Buylaert J.P., Kurbanov R.N. et al. Late Quaternary evolution of lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating.
22. Tudryna A., Tucholka P., Chalie F. et al. Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River // Quat. International. 2013. Vol. 292. P. 193–204.

Статья поступила в редакцию 12.05.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 16.08.2023

УДК 552.313.8

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-86-98

ПЕТРОЛОГИЯ ГОЛЫГИНСКИХ ИГНИМБРИТОВ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Мария Дмитриевна Щеклеина¹, Павел Юрьевич Плечов²,
 Василий Дмитриевич Щербаков³, Веста Олеговна Давыдова⁴,
 Илья Николаевич Биндеман⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия; mary.shec@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия; pplechov@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vasilii7@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vestadav@gmail.com

⁵ Орегонский университет, Юджин, США; bindeman@uoregon.edu

Аннотация. В работе приводятся результаты детального петрологического изучения непрерывного разреза голыгинских игнимбритов, которые являются продуктами извержения, приведшего к образованию Паужетской кальдеры 443±8 тыс. лет назад. Непрерывная зональность изученного разреза позволяет предполагать, что крупный магматический очаг, который опустошался во время извержения, также был зонален и имел значительные размеры по вертикали. Наши исследования включали определение валового состава пород, изучение образцов голыгинских игнимбритов в шлифах, а также детальное изучение кварца и расплавных включений в нем. Кровля магматического очага находилась на глубине около 5 км, кристаллолисты амфиболя и плагиоклаза в породах, находящихся в основании толщи, носят следы формирования в более базитовом расплаве на глубине до 25 км. Реконструированный по расплавным включениям в кварце данной толщи состав магматического расплава соответствует умеренно-калиевым риолитам (мас. %): SiO_2 78,1–77,9, Al_2O_3 12,7–12, FeO_t 0,8–0,1, MgO 0,1–0,0, CaO 1,0–0,2, K_2O 4,3–3,8, Na_2O 4,9–3,3, Cl_2 0,1–0,2. Температура кристаллизации, рассчитанная для различных минералов и их парагенезисов, варьирует в диапазоне 1009–784 °C, что в совокупности с оценками глубин формирования от 25 км до 5 км может отражать зарождение магматического расплава, его подъем и становление в относительно малоглубинном очаге, где происходило его медленное остывание и кристаллизация кварца. Максимальное содержание воды в магматическом расплаве на этапе кристаллизации кварца было оценено от 4,1 до 7,5 мас.% H_2O .

Ключевые слова: Южная Камчатка, голыгинские игнимбриты, спекшиеся туфы, кальдера, расплавные включения

Для цитирования: Щеклеина М.Д., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Давыдова В.О., Биндеман И.Н. Петрология голыгинских игнимбритов (Южная Камчатка) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 86–98.

PETROLOGY OF THE GOLYGIN IGNIMBRITE (SOUTH KAMCHATKA)

Maria D. Shchekleina¹, Pavel Yu. Plechov², Vasiliy D. Shcherbakov³,
 Vesta O. Davydova⁴, Ilya N. Bindeman⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; mary.shec@yandex.ru

² Lomonosov Moscow State University, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; pplechov@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vasilii7@gmail.com

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vestadav@gmail.com

⁵ University of Oregon, Eugene, USA; bindeman@uoregon.edu

Abstract. This paper presents the results of a detailed petrological study of a continuous section of the Golygin ignimbrite, related to the Pauzhetka caldera-forming eruption (443±8 ka BP). The continuous zoning of the studied sequence suggests that a large magmatic chamber, emptied during the eruption, was also zoned and had significant vertical dimensions. Our research included determining the bulk composition of rocks, studying samples of the Golygin ignimbrites in thin sections, and detailed studying of quartz and melt inclusions in it. The roof of the magmatic chamber was at a depth of about 5 km; amphibole and plagioclase crystalloclasts in rocks at the base of the sequence show evidence of formation in a more basitic melt at a depth of 24 to 25 km. The composition of the magmatic melt reconstructed from melt inclusions in quartz from this sequence corresponds to medium-K rhyolites (wt %): SiO_2 78.1–77.9, Al_2O_3 12.7–12, FeO_t 0.8–0.1, MgO 0.1–0.0, CaO 1.0–0.2, K_2O 4.3–3.8, Na_2O 4.9–3.3, Cl_2 0.1–0.2. Crystallization temperatures calculated for various minerals and their parageneses vary in the range 1009–784 °C, which, together with estimates of formation depths of 25 km to 5 km, may reflect nucleation of magmatic melt, its ascent and evolution in a relatively shallow chamber where it was slowly cooled and crystallized. The maximum water content of the magmatic melt during quartz crystallization was estimated at 4.1 to 7.5 wt% H_2O .

Keywords: Southern Kamchatka, Golygin ignimbrites, welded tuffs, caldera, melt inclusions

For citation: Shchekleina M.D., Plechov P. Yu., Shcherbakov V.D., Davydova V.O., Bindeman I.N. Petrology of the Golygin ignimbrite (South Kamchatka). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 86–98. (In Russ.).

Введение. Катастрофические вулканические извержения происходят регулярно, и их последствия затрагивают огромные территории, а иногда и всю нашу планету. В процессе таких извержений в атмосферу выбрасывается огромное количество пирокластического материала и вулканических газов [Fisher, Schmincke, 2012]. Извержения значительного объема приводят к коллапсу кровли магматического очага и формированию кальдер, поэтому их называют кальдерообразующими. Самые известные и наиболее изученные подобные извержения связаны с такими кальдерами, как Иеллоустон — 640 тыс. лет назад, Тоба — 75 тыс. лет назад, Санторини — 3,6 тыс. лет назад, Таupo — 26 и 1,8 тыс. лет назад и др. Пять кальдерообразующих извержений чуть меньшего размера произошло в XIX–XX веках — Тамбора (1815), Krakatau (1883), Катмай (1912), Фернандина (1968) и Пинатубо (1991) [Lipman, 2000]. Эти извержения хорошо задокументированы. Однако, процессы становления крупных магматических очагов, извержения которых приводят к формированию кальдер и мощных пирокластических отложений, до сих пор остаются дискуссионными.

На территории России есть крупные игнимбритовые комплексы, доступные для изучения. К ним относятся неогеновые игнимбриты Северного Кавказа (Чегем), меловые игнимбриты Охотско-Чукотского вулканического пояса (например, Аганская и Карамкенская кальдеры) и, конечно, неоген-четвертичные игнимбриты Камчатки (кальдера Карымшина, Верхнеавачинская, Паужетская и др.). Паужетская кальдера является самой южной подобной структурой на Камчатке. С этой кальдерой современные исследователи связывают мощную толщу гольгинских игнимбритов, сформировавшуюся около 450 тыс. лет назад [Шеймович, 1974; Bindeman et al., 2010; Davydova et al., 2022].

В данной работе нами приводятся оценки параметров становления магматического очага Паужетской кальдеры, сделанные как по минеральным парагенезисам, так и по реконструированным составам расплавных включений в кварце. Также нами приводится детальное описание наиболее полного разреза (93 м) гольгинских игнимбритов из скважины К-6, пробуренной в пределах Паужетской кальдеры [Рычагов, 1993]. Это описание является отправной точкой для сравнения различных разрезов и отдельных образцов, относимых к продуктам извержений Паужетской кальдеры. Детальное петрографическое описание непрерывного разреза толщи гольгинских игнимбритов дает дополнительную информацию, которая позволяет более точно характеризовать продукты извержения Паужетской кальдеры.

Геологическое положение. Вся территория Южной Камчатки расположена к югу от Малко-

Петропавловской зоны поперечных дислокаций, и характеризуется наложением неогенового и четвертичного вулканизма, а также стационарным режимом субдукции Тихоокеанской плиты под Охотскую [Авдейко и др., 2003]. Паужетская кальдера расположена в 200 км от глубоководного желоба [Jiang et al., 2009], и в 100 км над слэбом [Koulakov et al., 2011] (рис. 1).

Толща гольгинских игнимбритов впервые была выделена С.Е. Апрелковым (1961) и Е.Ф. Малеевым (1961) в долине р. Озерной. Мощность игнимбритов гольгинского горизонта оценивается ими от 70 до 300 м [Апрелков, 1971]. Большинством исследователей принимается, что гольгинские игнимбриты сформировались в результате катастрофического эксплозивного извержения [Шеймович, 1974; Мелекесцев и др., 1974; Erlich, 1986; Bindeman et al., 2010], хотя ранние исследователи придерживались концепции вулкано-тектонических депрессий с полумиллионным временем формирования. Первоначальная характеристика толщи гольгинских игнимбритов приведена в [Апрелков, 1961; Малеев, 1961], описание и характеристика отдельных образцов даны в [Апрелков, 1974; Bindeman et al., 2010; Ponomareva et al., 2018] с наиболее полным описанием в [Davydova et al., 2022].

В прошлом единый покров гольгинских игнимбритов, по-видимому, занимал практически всю территорию Камчатки южнее вулкана Ксудач, о чем можно судить по распространению его уцелевших от действия эрозии фрагментов [Мелекесцев и др., 1974; Bindeman et al., 2010]. Кроме обнажений за пределами кальдеры, породы гольгинского горизонта в ее пределах были вскрыты скважинами, пробуренными в середине 1960-х годов. В скважинах мощность горизонта достигает 130 м. Гольгинский горизонт в скважинах подстилается агломератовыми туфами (туфобрекчиями) андезит-базальтового состава алнейской серии и несогласно перекрывается вулканогенно-обломочными породами мощностью до 800 м [Рычагов и др., 1993; Erlich, 1986]. Породы гольгинского горизонта датировались верхним плиоценом по спорово-пыльцевому анализу подстилающих пород Малеевым в 1961 г. и впоследствии средним плейстоценом на основании определения диатомей [Егоров, 1984]. Первое определение абсолютного возраста пород К-Аг методом дало оценки $0,25 \pm 0,10$ млн л. [Долгоживущий..., 1980]. Позже определение возраста гольгинских игнимбритов было сделано по плагиоклазам и цирконам Ar-Ar и U-Pb методами соответственно. Оценки возраста лежат в диапазоне 430–451 тыс. лет и 470–515 тыс. лет соответственно со средним значением 443 ± 8 тыс. лет [Bindeman et al., 2010]. Объем игнимбритов (включая рыхлый материал) внутри кальдеры оценивается

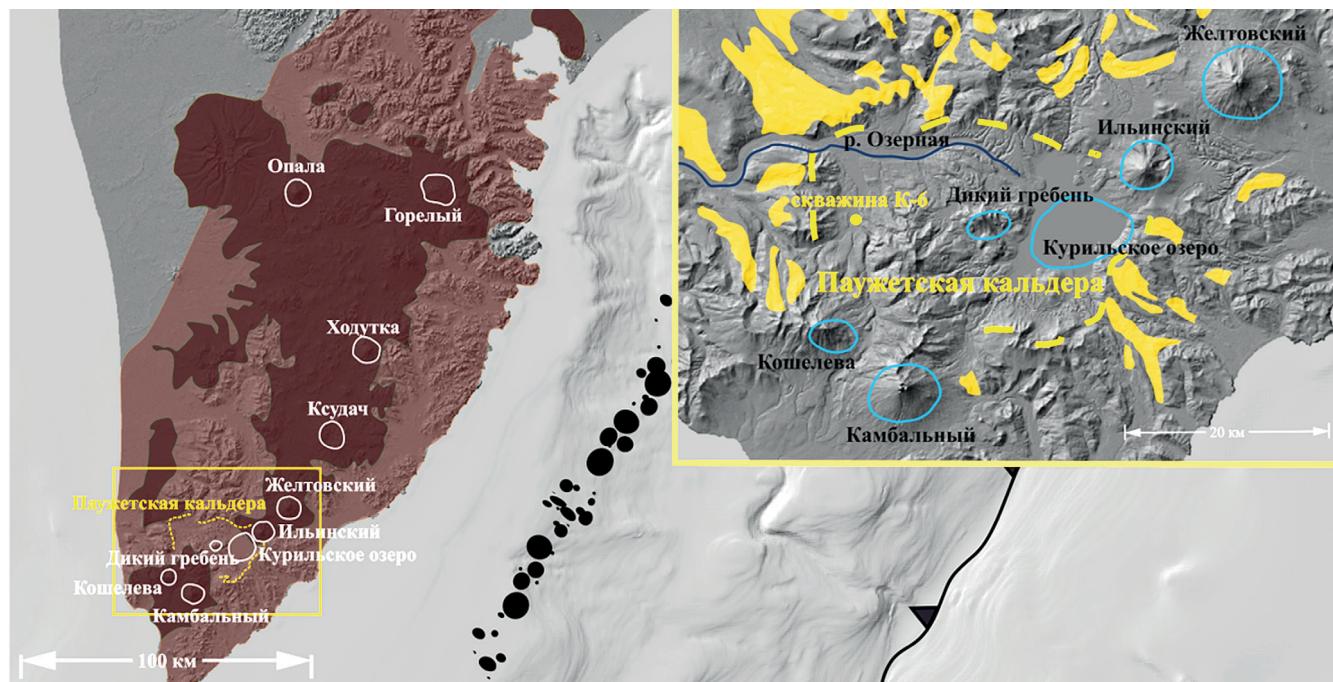


Рис. 1. Карта Южной Камчатки. Светлокоричневым показана область неогенового вулканизма, темнокаричневым — наложенного четвертичного вулканизма [Авдейко и др., 2006]. Белым отмечены вулканы, упоминающиеся в данном исследовании. Сплошной линией с треугольниками отмечена зона глубоководного желоба, черными кругами и овалами — зона, соответствующая глубине положения слэба 30–45 км [Gorbatov et al., 1997]. В правом верхнем углу приведена более подробная карта зоны Паужетской кальдеры. Желтым отмечены зоны распространения голыгинских игнимбритов [Bindeman et al., 2010], синим — река Озерная и желтой точкой — положение скважины К-6

в 200–300 км³ [Шеймович, 1979] или в 300–400 км³ [Bindeman et al., 2010]. Первоначально общий объем пирокластических отложений, сформировавшихся в результате кальдерообразующего извержения был оценен в 130–160 км³ в пересчете на эквивалент плотной породы (dense rock equivalent — DRE) [Bindeman et al., 2010]. Однако, впоследствии пепел данного извержения был обнаружен в океанических скважинах в 600 км от кальдеры, что позволило несколько омолодить возраст извержения и увеличить оценку общего объема пирокластики [Ponomareva et al., 2018]. Возраст пепла согласно его положению в колонке донных осадков был оценен в 0,42 млн лет, а его объем оценен в 46 км³ DRE, вследствие чего оценки общего объема пирокластических отложений были уточнены и составили 150–170 км³ DRE [Ponomareva et al., 2018].

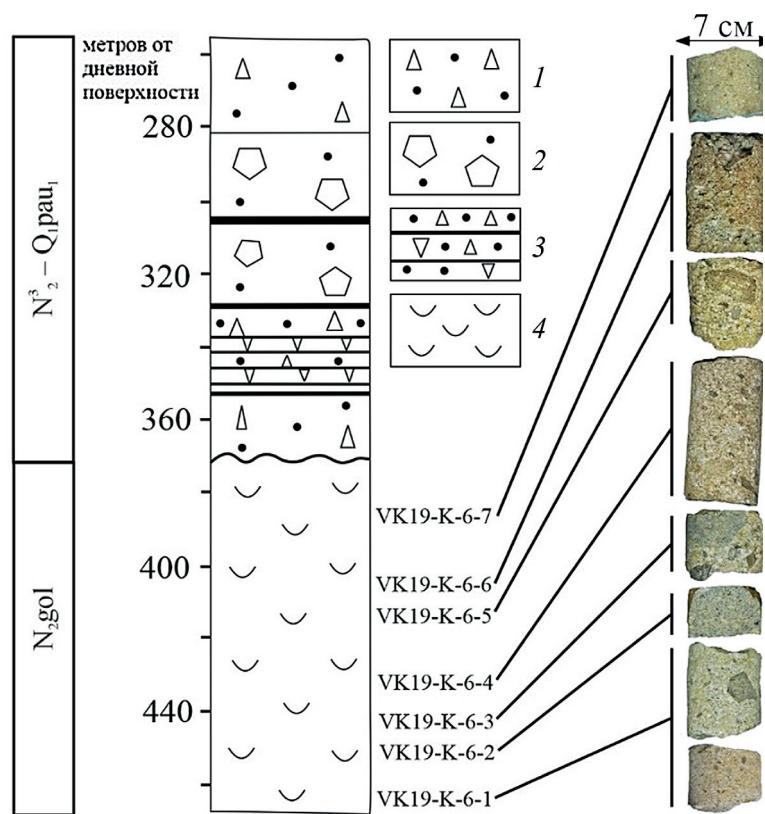
Образцы и методы. Основой данного исследования послужили образцы, отобранные в ходе полевых работ 2019 г. и охватывающие интервал глубин крена от 486 до 393 м скважины К-6 (N 51° 27' 28", E 156° 48' 05"), пробуренной в долине реки Паужетка в середине 1960-х годов в ходе разведки Паужетского геотермального месторождения. Скважина К-6 не достигла нижнего контакта толщи голыгинских игнимбритов с породами алнейской серии. Другие скважины (К-13, К-20), керн которых доступен для изучения, также не достигали подошвы голыгинских игнимбритов [Davydova et al., 2022]. В связи с этим, самая нижняя часть толщи голыгинских

игнимбритов оказалась не охарактеризована. Во всех скважинах породы паужетской свиты залегают на толще голыгинских игнимбритов с угловым несогласием, что подразумевает предварительную эрозию самых верхних горизонтов толщи игнимбритов. Изучение геологических разрезов за пределами кальдеры также не может гарантировать полноту разреза. Мы предполагаем, что рассматриваемый нами интервал голыгинских игнимбритов относится к верхней части толщи, однако, поскольку граница с вышележащими породами размыта, это остается предположением.

Последняя цифра в номере образца соответствует положению в разрезе (рис. 2). Для семи образцов голыгинского горизонта VK-19-K-6-1-7 была детально изучена петрография и минералогия пород. Расплавные включения в кварце были изучены в четырех образцах — VK-19-K-6-1,2,3,7, характеризующие весь интервал глубин от 486 до 393 м. Валовые составы образцов VK-19-K-6-1,2,3,7, а также изотопия Sr и Nd были изучены ранее [Davydova et al., 2022].

Петрографическое исследование пород проводилось в прозрачно полированных шлифах на эпоксидной смоле. Для изучения расплавных включений и зональности кварца отдельные зерна кварца монтировались в шайбы из эпоксидной смолы. Валовые составы наименее измененных образцов пород (VK-19-K-6-1,2,3,7) были получены методом XRF в ЦПК ИГХ СО РАН на приборе S4 Pioneer (Bruker AXS,

Рис. 2. Фрагмент скважины К-6 по [Рычагов и др., 1993]. Отмечены места отбора образцов керна Голыгинских игнимбритов. Диаметр керна — 7 см: 1 — туфы андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава среднепаужетской подсвиты; 2 — туфы андезитового состава, нижнепаужетская подсвита; 3 — андезиты и андезибазальты лавовых потоков и даек; 4 — туфы дацитового-риолитового состава, голыгинский горизонт



Germany) по методике для навески 500 мг [Амосова и др., 2015]. Анализ состава минералов и стекол в шлифах и шашках был выполнен в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ. Анализ минералов и стекол был выполнен методом ЭДС на спектрометре X-Max^N (Oxford Instruments) с площадью кристалла 50 мм², установленном на сканирующем электронном микроскопе JEOL IT-500 с вольфрамовым термоэмиссионным катодом. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 0,7 нА. В качестве эталонов использовались стехиометрические синтетические соединения и природные силикаты [Jarosewich, 1980]. Кроме этого были определены содержания титана в кварце на микроанализаторе JEOL Superprobe JXA-8230 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе в 100 нА, одновременном накоплении на двух волновых спектрометрах с кристаллами LIFH и LIF; в качестве эталона использовался стехиометрический TiO_2 (стандарт JEOL O18). Содержание SiO_2 было задано равным 100%. CL-изображения кварца были получены в демонстрационном центре TESCAN г. Москвы на приборе VEGA3.

Петрографическое описание. Все изученные образцы представлены слабопористыми спекшившимися туфами, которые в среднем содержат 30% кристаллокластов и около 10–15% литокластов (от 5 см до первых мм) (рис. 3), оставшийся объем представлен, вероятно, карбонатизированной основной массой с сохранившейся флюидальной текстурой.

Под кристаллокластами мы понимаем как обломки минералов, так и целые их зерна. Кристал-

локласты представлены кварцем, плагиоклазом, амфиболом и титаномагнетитом в ассоциации с апатитом. Среди литокластов выделяются обломки малоизмененных базальтов, амфибол-плагиоклазовых пород, а также осадочных и значительно измененных вулканических пород. Отобранные образцы голыгинских игнимбритов в разной степени изменены наложенными геотермальными процессами, что выражается в полностью измененной основной массе, а также зернах амфиболя, имеющих зоны tremolit-актинолитового состава. Несмотря на значительную вторичную проработку некоторых образцов можно заметить, что по направлению от подошвы к кровле толщи в образцах закономерно уменьшается размер зерен амфиболя (от 2–3 мм до $\leq 0,5$ мм). Валовый состав образцов VK-19-K-6-1, 2, 3, 7 попадает в поле дацитов на диаграмме TAS (рис. 4), что согласуется с ранее известными данными о составах пород толщи голыгинских игнимбритов [Шеймович, 1979; Bindeman et al., 2010]. В основной массе сохраняется флюидальная текстура, однако она значительно карбонатизирована.

При рассмотрении минералов голыгинских игнимбритов, удалось установить следующие особенности. По зональности плагиоклазов кристаллокластов можно выделить три большие группы: *плагиоклазы первой группы* имеют основное ядро $An_{>55}$ и однородную более кислую каемку (рис. 5, а); *плагиоклазы второй группы* имеют схожие составы центральной и периферийных частей, обладая одной или несколькими более основными зонами An_{55} (рис. 5, б); *плагиоклазы третьей группы* обладают однородным составом An_{45-55} (рис. 5, в).

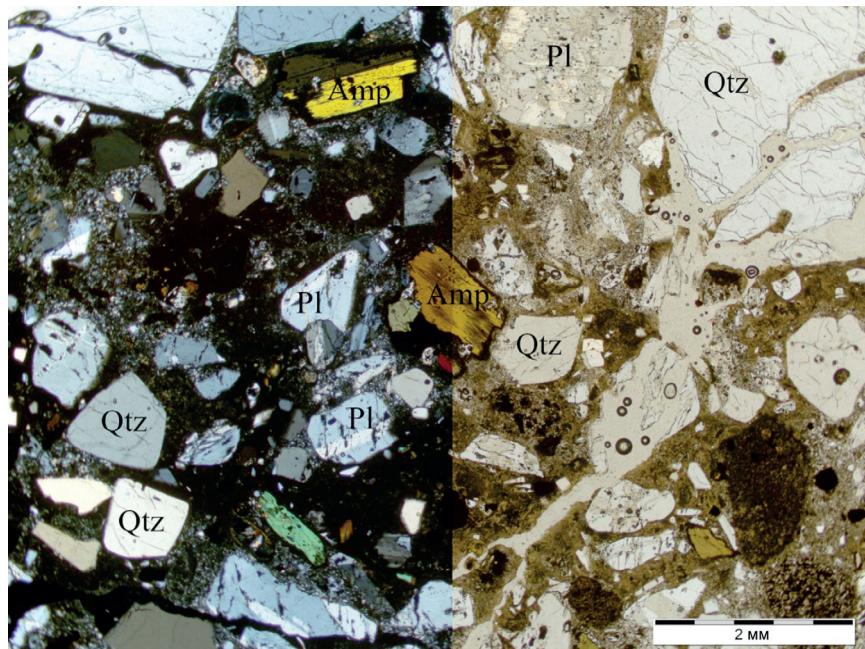


Рис. 3. Общий вид образца VK19-K-6-4 в шлифе. Левая часть рисунка — николи скрещены. Правая — николи параллельны

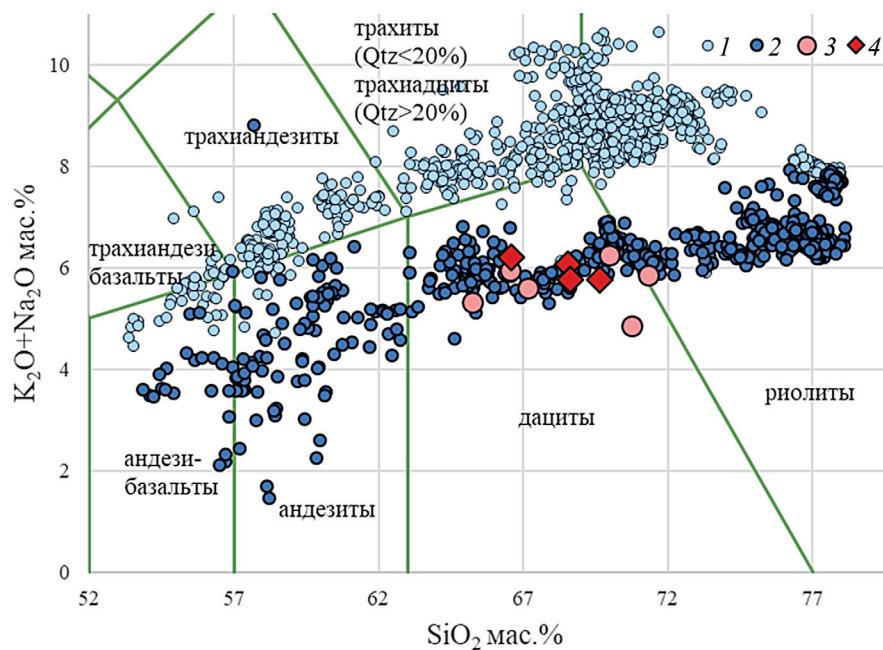


Рис. 4. Диаграмма TAS по [Gillespie et al., 1999] с нанесенными составами стекол вулканических центров Южной Камчатки по [Portnyagin et al., 2020], ранее опубликованными составами голыгинских игнимбритов [Шеймович, 1979; Bindeman et al., 2010] и анализами образцов VK19K-6-1, VK19K-6-2, VK19K-6-3 и VK19-K-6-7. 1 — вулканы Горелый и Опала, 2 — вулканы Ходутка, Ксудач, Желтовский, Ильинский, Курильское озеро, Дикий гребень, Камбальный, Кошевев; 3, 4 — составы голыгинских игнимбритов (3 — по литературным данным, 4 — данное исследование)

Плагиоклазы первой группы характерны для пород основания толщи, в то время как доля плагиоклазов третьей группы увеличивается к кровле горизонта. Плагиоклазы литокластов неизмененных базальтов отвечают более основным разностям An_{55-88} и более сложному типу зональности, нередко с зонами резорбции (рис. 5, 2). Средняя магнезиальность плагиоклазов литокластов соответствует 0,16, в то время как для плагиоклазов кристаллокластов этот показатель соответствует в среднем 0,03. При этом плагиоклазы литокластов содержат чуть больше K_2O , чем плагиоклазы кристаллокластов.

Все амфиболы, изученных нами образцов, относятся к группе кальциевых и представлены магнезиальной роговой обманкой. В зернах роговой обманки иногда видны следы вторичных преобразований и каймы тримолита. Зональ-

ность в зернах амфибола (рис. 5, 6) была выявлена только в нескольких зернах образца, наиболее близкого к основанию толщи (VK19-K-6-1). Отмечаются отдельные редкие зерна клинопироксена ($Fs_{13}Wol_{42}En_{42}$) размером до 0,5 мм. Титаномагнетит находится в ассоциации с апатитом и цирконом, в редких случаях присутствуют тонкие структуры распада твердого раствора (рис. 5, 6).

Зерна кварца как правило представлены отдельными обломками, в некоторых случаях сохраняющими гексагональную симметрию. CL-изображения кварца Паужетской кальдеры всех образцов демонстрируют ритмичную зональность, которая характерна для вулканического кварца [Barbee et al., 2000], но с размытыми переходами от одной зоны к другой (рис. 6). Релаксация зональности может быть связана с диффузией титана в структуре кварца [Chamberlain

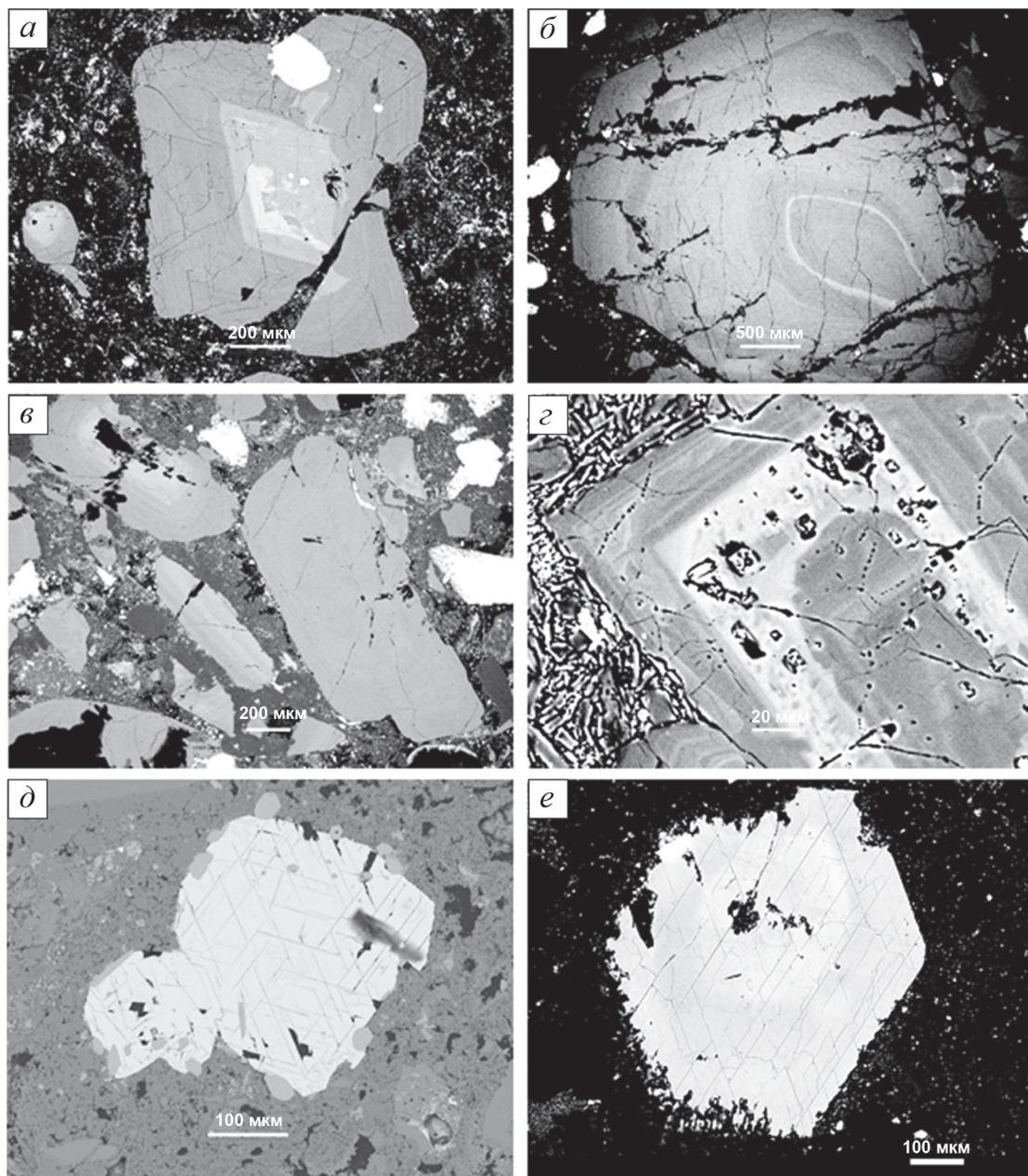


Рис. 5. BSE изображения кристаллокластов (*а*, *б*, *в*, *д*, *е*) и минералов литокластов (*г*) в образцах толыгинских игнимбритов: *а* — зерно плагиоклаза с более кальциевой центральной частью (I тип зональности); *б* — зерно плагиоклаза с тонкой ритмичной зональностью (II тип зональности); *в* — однородное зерно плагиоклаза (III тип зональности); *г* — зона резорбции в плагиоклазе литокласта; *д* — титаномагнетит с тонкой структурой распада в срастании с апатитом; *е* — кристаллокласт амфиболя с зональностью

et al., 2014]. Диапазон концентраций титана в кварце соответствует значениям от 81 до 157 ppm.

Наряду с раскристаллизованными и вторичноизмененными включениями, кварц сохранил первичные стекловатые природнозакаленные расплавные включения формы обратной огранки и с усадочным пузырьком (рис. 7, *а*). Форма обратной огранки может сформироваться при кристаллизации минерала-хозяина, в данном случае кварца, на стенке включения [Плечов, 2014], либо в результате переуравновешивания включения и минерала-хозяина [Pamukcu et al., 2015].

В частично раскристаллизованных включениях дочерние минералы представлены клинопироксеном

(рис. 7, *б*), полевым шпатом, апатитом и рудным минералом. Для реконструкции состава расплава на момент кристаллизации кварца мы использовали только полностью стекловатые первичные расплавные включения без дочерних фаз диаметром более 20 мкм. Составы расплава реконструированы по составам расплавных включений при помощи уравнения масс-баланса. К составу стекол расплавных включений добавлялся кремнезем до тех концентраций, которые были оценены по составам пеплов, обнаруженных в морских скважинах [Ponomareva et al., 2018]. Количество кварца, кристаллизовавшегося на стенках включений, было оценено в среднем в 23 мас.% (таблица). Однако, моделирование про-

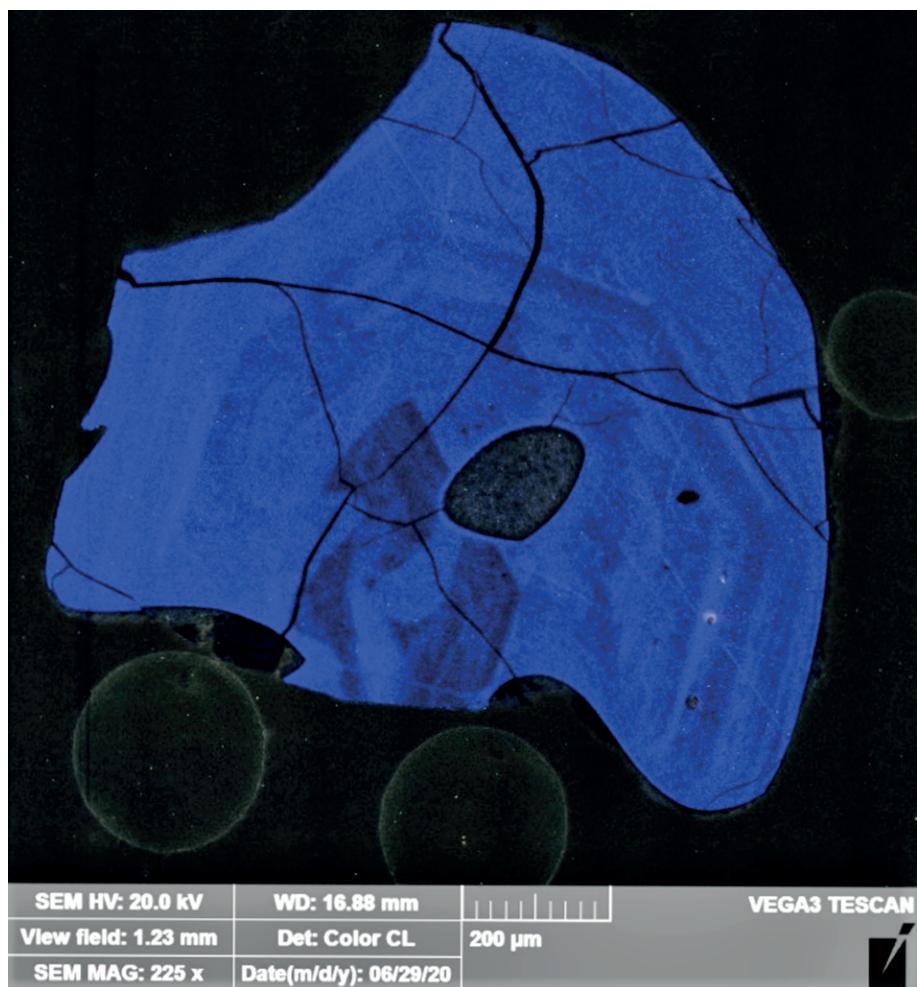


Рис. 6. CL-изображение кристаллокластка кварца. Хорошо видна сложная ритмичная зональность с нечеткими границами между зонами. Более светлые зоны отвечают большим концентрациям Ti

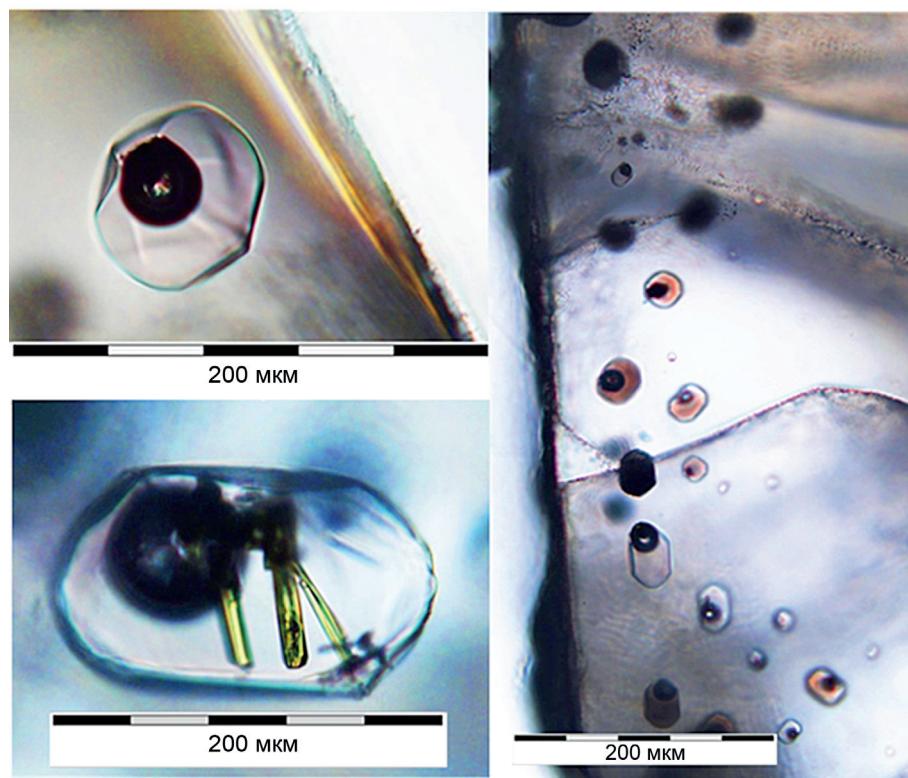
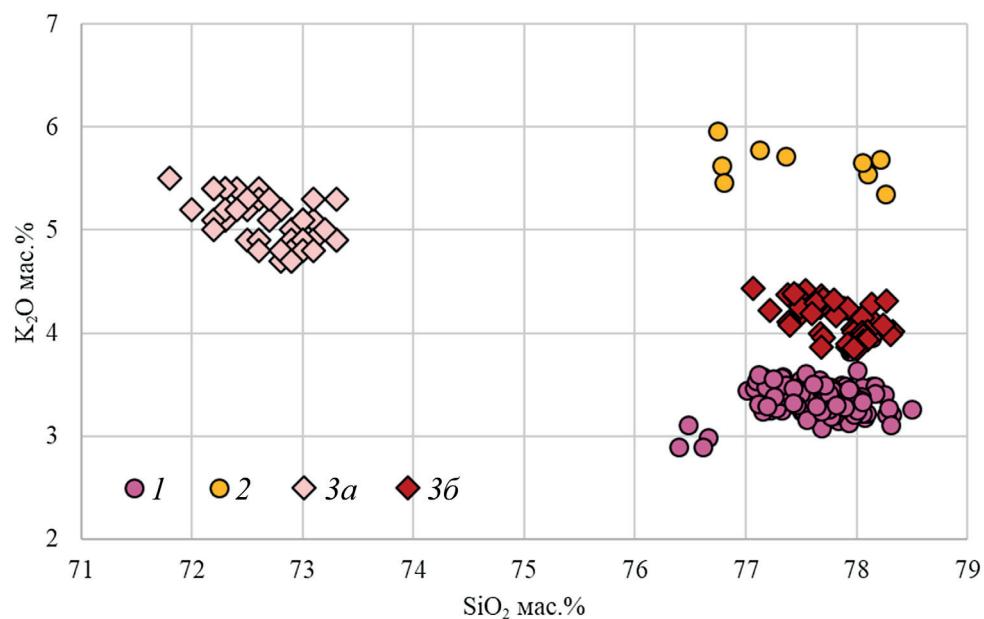


Рис. 7. Фотографии расплавных включений в кварце голыгинских игнимбритов в проходящем свете: *а* — стекловатое включение с обратной огранкой; *б* — частично раскристаллизованное включение с призматическими кристаллами пироксена в качестве дочерней фазы; *в* — зона роста кварца, насыщенная расплавными включениями

Рис. 8. Составы стекол эруптивных продуктов Паужетской кальдеры: 1 — пепел Паужетской кальдеры [Ponomareva et al., 2018]; 2 — спекшаяся пемза 83L-7 [Portnyagin et al., 2020]; 3a — составы стекол расплавных включений в кварце, нескорректированные на кристаллизацию минерала хозяина на стенке включения; 3б — составы стекол расплавных включений в кварце после введение корректировки на кристаллизацию минерала-хозяина на стенке включения и добавления 23 мас.% SiO_2



цесса кристаллизации кварца на стенках включений не позволяет привести составы расплавных включений в полное соответствие с составами стекол пеплов по всем петрогенным компонентам. Следует отметить, что реконструированные составы расплава, а также составы стекол пепловых частиц, расплавных включений в кварце образуют плотные поля составов (рис. 8).

Полученные составы стекол расплавных включений в кварце соответствуют полю риолитов на диаграмме TAS (рис. 8), однако значительно отличаются от составов пеплов морских колонок [Ponomareva et al., 2018], а также от стекла спекшихся пемз диаметром 2–4 мм образца 83L-7 [Portnyagin et al., 2020]. Стоит отметить, что стекло спекшихся пемз диаметром 2–4 мм образца 83L-7 значительно изменено, что отражается в повышенном содержании K_2O (рис. 8) и пониженном Na_2O (таблица) [Portnyagin et al., 2020], поэтому состав стекла этого образца не может быть принят за первичный.

Характеристики пород, изученных нами: минералы, их состав и зональность, — хорошо совпадают с известными ранее по работам [Малеев, 1961; Шеймович 1974; Ponomareva et al., 2018; Щеклеина и др., 2021], однако реконструированный по расплавным

включениям в кварце состав расплава не полностью совпадает с составом стекла пеплов Паужетской кальдеры [Ponomareva et al., 2018] в скважинах, пробуренных в океане.

Определение условий образования. Условия формирования магматического вещества Паужетского кальдерообразующего извержения были оценены рядом косвенных методов для материала образцов VK19-K-6-1, 2, 3, 7.

По составу эмпирическому уравнению, основанному на составах амфиболов [Ridolfi et al., 2010], были получены оценки температуры от 1009 до 774 °С и давления от 530 до 80 МПа. Причем зерна амфиболов образца VK19-K-6-7, наиболее близкого к кровле толщи, сформировались в приповерхностных условиях, на глубине около 5 км, в то время как амфиболов образцов VK19-K-6-1-3 дают оценки глубин образования от 25 до 5 км, однако следует отметить, что преобладающая часть амфиболов этих образцов также сформировалась на глубине около 5 км (рис. 9). Следует отметить, что среди литокластов встречаются обломки пород, представленные срастаниями плагиоклаза и амфибола. Иногда такие литокласти частично или полностью ассимилированы веществом основной массы спекшегося туфа

Усредненные составы стекол эруптивных продуктов Паужетской кальдеры

| | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na_2O | K_2O | Cl | N |
|--|----------------|----------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------------------|----------------------|-------------|-----|
| Стекло расплавных включений в кварце голыгинских игнимбритов из скважины K-6 | 72,7 | 0,2 | 15,5 | 0,4 | 0 | 0 | 0,6 | 5,3 | 5,1 | 0,2 | 43 |
| Реконструированные составы расплавных включений в кварце скважины K-6 | 78,1 | 0,1 | 12,4 | 0,3 | 0 | 0 | 0,5 | 4,2 | 4,1 | 0,2 | 43 |
| Стекло пеплов из скважин, пробуренных в океане | 77,6 | 0,2 | 12,4 | 1,0 | 0,1 | 0,2 | 1,0 | 3,9 | 3,4 | 0,2 | 178 |
| Стекло спекшихся пемзочек образца 83L-7 | 77,6 | 0,1 | 12,7 | 0,8 | 0,1 | 0,1 | 0,6 | 2,6 | 5,6 | — | 10 |

Примечание. Данные по составу стекол спекшихся пемзочек образца 83L-7 приведены по [Portnyagin et al., 2020], стекла пеплов морских скважин приведены в соответствии с работой [Ponomareva et al., 2018]. N — количество анализов. Все анализы приведены в пересчете на безводные 100%.

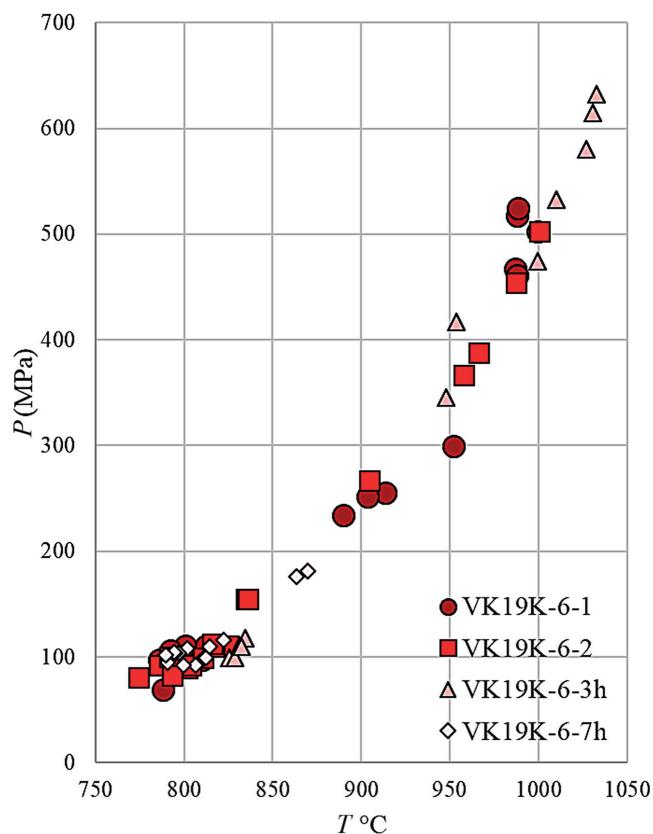


Рис. 9. Диаграмма соотношения температуры и давления [Ridolfi et al., 2010] для амфиболов голыгинских игнимбритов образцов скважины К-6. Большинство зерен амфибала кристаллизовалось при давлении около 100 МПа и значениях температуры порядка 800 °C. Для амфиболов образцов VK19-K-6-1,2,3 оценки давления доходят до 530 МПа, а температуры до 1009 °C

и не имеют четких границ. Таким образом, присутствие амфиболов для которых характерны высокие значения температуры и давления, может быть, в частности, объяснено частичной абсорбцией амфиболов-содержащих листокластов основной массой спекшихся туфов.

Оценка температуры по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [Holland, Blundy, 1994] несколько осложнена зональностью плагиоклаза. Однако большинство зерен плагиоклаза имеют более или менее однородный состав An_{45-55} . Уравновешивание разных зон зерен плагиоклаза с амфиболами соответствующего образца показало вариации температуры от 904 до 1170 °C [Holland, Blundy, 1994]. Центральные-более основные участки плагиоклазов дают температуру ближе к 1000 °C, в то время как более кислый и наиболее распространенный состав плагиоклаза в равновесии с магматическим амфиболовом дает оценку температур от 920 до 950 °C.

Оценки температуры формирования кварца, полученные с использованием геотермометра, основанного на содержании титана в кварце [Wark, Watson, 2006], лежат в диапазоне от 877 до 784 °C, средняя температура равна 839 °C при допущении, что активность TiO_2 равна 1. Полученные оценки

температуры кристаллизации являются минимальными.

Реконструированные составы расплавов позволяют оценить давление предэруптивной магматической камере по методу [Wilke et al., 2017] в 50–200 МПа, что хорошо согласуется с оценками давления по составам пепла морских колонок (рис. 10). Отметим, что расплавные включения нескорректированные на кристаллизацию кварца на стенке включения дают завышенную оценку давлений (порядка 1 ГПа), что свидетельствует о необходимости введения корректировки.

Концентрации Cl в стекле расплавных включений, оцененные при помощи энергодисперсионного анализа оказались низкими: среднее содержание Cl 0,2 мас.%. Концентрации воды были оценены по недостатку суммы [Kotov et al., 2021]. Вода из расплавных включений в кварце была потеряна. Расплавные включения в кварце образца VK-19-K-6-7 сохранили наибольшее количество воды — в среднем 1,5 мас.%. Однако, эти оценки ниже ожидаемых концентраций для подобного рода объектов. Например, оценки содержания воды в стеклах расплавных включений из пемз кальдеры Курильского озера, вложенного в структуру Паужетской кальдеры, колеблются от 5,9–7,5 мас.% [Плечов и др., 2010]. Мы оценили максимальные содержания воды в расплавных включениях по модели растворимости [Moore et al., 1998] в программе Petrolog_v3.1.1.3 [Danyushevsky, Plechov, 2011]. Полученные оценки лежат в диапазоне до 4,1 мас.% при 100 МПа, 5,45 мас.% при 200 МПа и 7,5 мас.% при 300 МПа.

Обсуждение результатов. Представленный в данной работе непрерывный разрез в 93 м представляет собой самый полный из разрезов, вскрытых скважинами, и отвечает существенной части общего разреза толщи голыгинских игнимбритов. Породы изученного разреза в целом однородны, а выявленные отличия между изученными образцами закономерно накапливаются по разрезу. Снизу вверх по разрезу отмечается закономерное изменение среднего размера кристаллокластов амфибала (2–3 мм в поперечнике для самых нижних горизонтов и <0,5 мм для самых верхних). В нижней части разреза существенно чаще встречаются зерна плагиоклаза с двучленным строением (высококальциевое ядро и более кислая кайма), а в верхней части — преобладают зерна с более однородным строением (An_{45-55}). На первичную зональность толщи накладываются мощные гидротермальные изменения, связанные с деятельностью долгоживущей Паужетской геотермальной системы. Породы в различной мере подверглись аргиллитизации и карбонатизации, часть первичных минералов замещена вторичными. Этим, возможно, объясняется уменьшение содержания кремнезема (до 67,4 мас.% SiO_2) в верхней части разреза.

Петрографическое изучение серии образцов части разреза толщи голыгинских игнимбритов

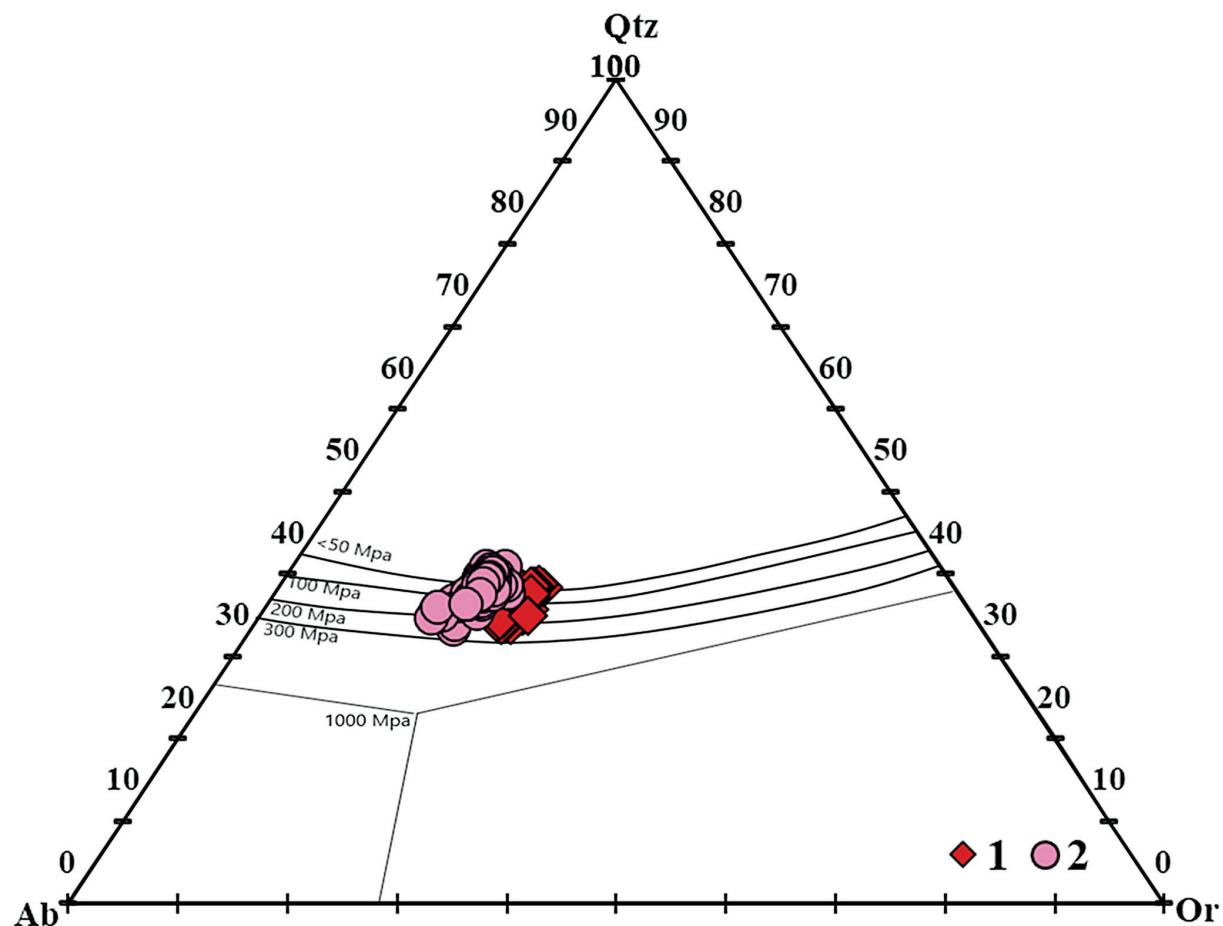


Рис. 10. Диаграмма оценки давления по методу [Wilke et al., 2017]. 1 — составы реконструированных расплавов, 2 — составы стекол пепла Паужетской кальдеры морских скважин по [Ponomareva et al., 2018]

в данной работе приведено впервые. Изученные породы хорошо соответствуют описаниям, данным при первичном выделении толщи [Малеев, 1961]. Главными особенностями пород толщи являются обломочные текстуры, кислый состав пород, наличие кристаллокластов плагиоклаза, кварца и амфибола. Эти особенности позволяют надежно отличить породы толщи от нижележащих пород алнейской свиты (лавовые потоки и туфобрекции андезитового и андезибазальтового состава) и вышележащих пород нижнепаужетской подсвиты паужетской свиты (лавовые потоки и туфы андезитового и андезидацитового состава). Отличия описанных нами пород от выделенных в ранее описанном разрезе голыгинских игнимбритов в долине р. Озерной заключаются в полном отсутствии биотита в образцах скважины К-6, в то время как в изученном ранее разрезе биотит описан как редко встречающийся темноцветный минерал [Малеев, 1961]. Также для пород разреза, описанного в 1961 г. характерно наличие текстуры фьямме, увеличение содержание кварца к кровле горизонта, присутствие турмалина среди акцессорных минералов [Апрелков, 1961] и средний состав зерен плагиоклаза An_{39-44} [Малеев, 1961]. Все эти характеристики не присущи породам скважины К-6.

Несмотря на существенную гидротермальную проработку пород толщи стекловатые включения в кварце сохранены и природно-закалены. Однако, как было показано выше, измеренные составы стекла во включениях не могут соответствовать исходному составу магматического расплава, а отличаются от него за счет существенной кристаллизации кварца на стенки включений. Поскольку кварц является минералом постоянного состава мы не можем применить те же методы коррекции составов закалочных стекол, основанные на равновесии расплава с минералом-хозяином переменного состава, которые применяются для оливина, пироксенов или плагиоклаза [Плечов, 2014]. Нами предложен способ коррекции состава закалочных стекол, при котором исходное содержание кремнезема в расплаве определяется независимым способом. Если мы знаем исходное содержание кремнезема в расплаве, то коррекция осуществляется простым добавлением SiO_2 до необходимого количества. В качестве независимой оценки содержания кремнезема нами было выбрано содержание кремнезема в хорошо закаленных пепловых частицах из морских отложений этого же извержения [Ponomareva et al., 2018]. На рис. 8 показано, что добавление 23% SiO_2 к измеренным составам стекол включений удовлетворительно

сочетает поле расплавных включений с составами стекла в пеплах. Теоретически, возможны и другие варианты коррекции состава расплавных включений в кварце. Например, оценка объема каемки кристаллизовавшегося на стенки кварца по CL-изображениям также примерно соответствует 20% от объема включений. Более точный метод мог бы быть основан на моделировании процессов кристаллизации магматической системы с верификацией по составам изученных минералов и стекол. Однако, для моделирования не хватает качественных данных по более ранним парагенезисам в этой же системе, а разброс имеющихся данных не позволяет провести моделирование с достаточной точностью. Предложенный нами метод не является точным, но позволяет использовать полученную оценку состава расплава в дальнейших реконструкциях. Однако, следует учитывать, что оценка физико-химических параметров, основанная на рассчитанных составах расплава, также содержит существенные неопределенности.

Максимальное содержание воды в расплаве на предэруптивной стадии по реконструированным составам расплавных включений было оценено в диапазоне от 4,1 до 7,5 мас.%. Измеренные концентрации хлора соответствовали 0,2 мас.%, а концентрация серы оказалась ниже порога обнаружения (0,06 мас.%). Низкое содержание серы в исходном расплаве позволяет предположить отсутствие значительных климатических эффектов после извержения голыгинских игнимбритов несмотря на большой объем извержения. Более позднее извержение вложенной в Паужетскую кальдеру кальдеры Курильского озера, как принято считать, также не имело существенных климатических эффектов из-за низкого содержания серы в магме [Плечов и др., 2010].

В пределах разреза нами не выявлено свидетельств существенных перерывов в накоплении материала, то есть вся изученная толща могла сформироваться во время одного мощного извержения. Зональность изученного разреза позволяет предполагать, что крупный магматический очаг, который опустошался во время извержения, был также зонален и имел значительные размеры по вертикали. Разброс полученных значений температуры и давления предполагает кристаллизацию первых порций расплава на глубинах порядка 20 км, его последующий подъем и стабилизацию на глубине около 5 км при температуре 800–950 °C. Подобные оценки становления магматического очага были установлены, например, для кальдеры Львиная Пасть Курило-Камчатской островной дуги [Смирнов и др., 2017].

Отметим различие полученных нами составов реконструированных расплавов с составами некоторых пород и стекол, опубликованных ранее [Portnyagin et al., 2020; Ponomareva et al., 2018]. Во-первых, эти образцы могут принадлежать тем частям разреза, которые не попали в керн скважины К-6. Во-вторых, существование стекла в течение нескольких сотен тысяч лет в контакте с океаническими или донными водами могло привести к изменению его состава без видимой девитрификации. В любом случае, природа этих различий пока не выяснена и требует дальнейших исследований. Однако, также можно предположить, что пеплы в колонках скважин, пробуренных в океане и давшие более молодой возраст, и описанный в данной работе интервал голыгинских игнимбритов сформировались в результате различных эруптивных событий, на что может указывать более молодой возраст пепла в океанических осадках.

Выводы. По результатам детального исследования образцов скважины К-6, можно сделать следующие выводы о становлении магматического очага перед извержением, сформировавшем толщу голыгинских игнимбритов. Магматический очаг находился на глубине около 5 км, кристаллокласты амфибала и плагиоклаза в породах, находящихся в основании толщи, носят следы формирования в более базитовом расплаве на больших глубинах. Реконструированный состав расплавных включений в кварце данной толщи соответствует умеренно-калиевым риолитам (мас. %): SiO_2 78,1–77,9, Al_2O_3 12,7–12, FeO_t 0,8–0,1, MgO 0,1–0,0, CaO 1,0–0,2, K_2O 4,3–3,8, Na_2O 4,9–3,3, Cl 0,1–0,2. Температура кристаллизации, рассчитанная для различных минералов и их парагенезисов варьирует в диапазоне 1009–784 °C, что в совокупности с оценками глубин формирования от 25 км до 5 км может отражать зарождение магматического расплава, его подъем и становление в очаге на глубине около 5 км, где происходило его медленное остывание и кристаллизация кварца. Максимальное содержание воды в магматическом расплаве на этапе кристаллизации кварца было оценено от 4,1 до 7,5 мас.% H_2O .

Благодарности. Авторы выражают благодарность П.А. Сомову из демонстрационного центра TESCAN в г. Москва за содействие в получении CL изображений кварца, а также заведующему лабораторией геотермии ИВиС ДВО РАН С.Н. Рычагову за предоставление образцов керна скважины К-6.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-17-00074, <https://rscf.ru/en/project/22-17-00074>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аведейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. 2003. № 1. С. 32–59.
2. Аведейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 248–265.
3. Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринова В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль. 2015. Т. 19, № 2. С. 130–138.
4. Апрелков С.Е. Игнимбриты Голыгинских гор (Южная Камчатка) // Тр. Лаб. вулканол. 1961. Вып. 20. С. 92–96.
5. Апрелков С.Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Тектоника. 1971. № 2. С. 105–111.
6. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки / Под ред. Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1980. С. 171.
7. Егоров О.Н. Центры эндогенной активности (вулканические системы). М.: Наука, 1984.
8. Малеев Е.Ф. Пирокластическая природа игнимбритов юга Камчатки // Тр. лаб. вулканол. 1961. Вып. 20. С. 97–101.
9. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н. Вулканические горы и равнины // Камчатка, Курильские и Командорские острова / Под ред. И.В. Луцицкого. М.: Наука, 1974. 438 с.
10. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений М.: КДУ, 2014. 268 с.
11. Плечов П.Ю., Балашова А.Л., Дирксен О.В. Дегазация магмы кальдерообразующего извержения Курильского озера 7600 лет назад и ее влияние на климат // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 3. С. 386–389.
12. Рычагов С.Н., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д. и др. Структура гидротермальной системы. М., 1993. 239 с.
13. Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н. и др. Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрацленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой. 2017.
14. Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. М.: Недра, 1979. 179 с.
15. Шеймович В.С. Особенности развития дочетвертичных вулкано-тектонических депрессий на Камчатке // Геотектоника. 1974. № ???. С. 118–125.
16. Щеклеина М.Д., Плечов П.Ю., Бинденман И.Н. и др. Реконструкция условий извержения Голыгинских игнимбритов (Южная Камчатка) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. 2021. № ???. С. 169.
17. Barbee O., Chesner C., Deering C. Quartz crystals in Toba rhyolites show textures symptomatic of rapid crystallization // American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials. 2020. Т. 105, № 2. Р. 194–226.
18. Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E. et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar and U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanology and Geothermal Res. 2010. Т. 189, № 1–2. Р. 57–80.
19. Chamberlain K.J., Morgan D.J., Wilson C.J.N. Timescales of mixing and mobilisation in the Bishop Tuff magma body: perspectives from diffusion chronometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. Т. 168, № 1. Р. 1–24.
20. Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. Т. 12, № 7.
21. Davydova V. O., Bindeman I.N., Shchekleina M.D., Rybachov S.N. Pauzhetka Caldera (South Kamchatka): Exploring Temporal Evolution and Origin of Voluminous Silicic Magmatism // Petrology. 2022. Т. 30, № 5. Р. 462–478.
22. Erlich E. Geology of the calderas of Kamchatka and Kurile Islands with comparison to calderas of Japan and the Aleutians, Alaska // US Geological Survey. 1986. № 86–291.
23. Fisher R. V., Schmincke H.U. Pyroclastic rocks. — Springer Science & Business Media, 2012. 465 p.
24. Gillespie M., Styles M. BGS rock classification scheme. Vol. 1. Classification of igneous rocks. 1999. 52 p.
25. Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1997. Т. 102, № B8. Р. 17883–17898.
26. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to mineralogy and petrology. 1994. Т. 116, № 4. Р. 433–447.
27. Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // Geostandards Newsletter. 1980. Т. 4, № 1. Р. 43–47.
28. Jiang G., Zhao D., Zhang G. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // Tectonophysics. 2009. Т. 465, № 1–4. Р. 190–203.
29. Kotov A.A., Smirnov S.Z., Plechov P.Y. et al. Method for determining water content in natural rhyolitic melts by Raman spectroscopy and electron microprobe analysis // Petrology. 2021. Т. 29, № 4. Р. 386–403.
30. Koulakov I.Y., Dobretsov N.L., Bushenkova N.A., Yakovlev A.V. Slab shape in subduction zones beneath the Kurile–Kamchatka and Aleutian arcs based on regional tomography results // Russian Geology and Geophysics. 2011. Т. 52, № 6. Р. 650–667.
31. Lipman P.W. Calderas // Encyclopedia of volcanoes. 2000. Р. 643–662.
32. Moore G., Vennemann T., Carmichael I.S.E. An empirical model for the solubility of H_2O in magmas to 3 kilobars // American Mineralogist. 1998. Т. 83, № 1–2. Р. 36–42.
33. Pamukcu A.S., Gualda G.A.R., Begue F., Gravley D.M. Melt inclusion shapes: Timekeepers of short-lived giant magma bodies // Geology. 2015. Т. 43, № 11. Р. 947–950.
34. Ponomareva V., Bubenshchikova N., Portnyagin M. et al. Large-magnitude Pauzhetka caldera-forming eruption in Kamchatka: Astrochronologic age, composition and tephra dispersal // J. Volcanol. and Geothermal Res. 2018. Т. 366. Р. 1–12.
35. Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A. et al. TephraKam: geochemical database of glass compositions

in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific) // *Earth System Science Data*. 2020. T. 12, № 1. P. 469–486.

36. *Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. T. 160, № 1. P. 45–66.

37. *Wark D.A., Watson E.B.* TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. T. 152, № 6. P. 743–754.

38. *Wilke S., Holtz F., Neave D.A., Almeev R.* The effect of anorthite content and water on quartz–feldspar cotectic compositions in the rhyolitic system and implications for geobarometry // *J. Petrol.* 2017. T. 58, № 4. P. 789–818.

Статья поступила в редакцию 07.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 16.08.2023

УДК 624.131

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-99-109

ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Виктор Титович Трофимов¹✉, Владимир Александрович Королев²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; trofimov@rector.msu.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; va-korolev@bk.ru

Аннотация. Рассмотрены вопросы построения общей классификации геологических процессов, являющихся предметом исследования современной инженерной геодинамики — одного из направлений инженерной геологии. Предложена новая общая классификация геологических процессов для целей инженерной геологии, исключающая недостатки предыдущих аналогичных классификаций и охватывающая всё многообразие как природных геологических процессов, так и их техногенных аналогов — инженерно-геологических процессов.

Ключевые слова: геологический процесс, инженерно-геологический процесс, классификация процессов, инженерная геология, инженерная геодинамика

Для цитирования: Трофимов В.Т., Королев В.А. Общая классификация геологических процессов для целей инженерной геологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 99–109.

GENERAL CLASSIFICATION OF GEOLOGICAL PROCESSES FOR THE PURPOSES OF ENGINEERING GEOLOGY

Viktor T. Trofimov¹✉, Vladimir A. Korolev²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; trofimov@rector.msu.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; va-korolev@bk.ru

Abstract. The issues of constructing a general classification of geological processes that are the subject of research in modern engineering geodynamics, one of the areas of engineering geology, are considered. A general classification of geological processes for the purposes of engineering geology is proposed, taking into account the shortcomings of previous similar classifications and covering the whole variety of both natural geological processes and their technogenic analogues — engineering geological processes.

Keywords: geological process, engineering-geological process, classification of processes, engineering geology, engineering geodynamics

For citation: Trofimov V.T., Korolev V.A. General classification of geological processes for the purposes of engineering geology. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 99–109. (In Russ.).

Введение. В инженерной геодинамике, как и в других научных направлениях инженерной геологии, используются классификации разных типов и содержания: общие, региональные, частные и специальные. В общей классификации геологических процессов для инженерно-геологических целей систематизируется на основе определенных классификационных признаков полное множество изучаемых процессов (таких классификаций немного, они имеют методологическое значение и содержание, именно их мы будем рассматривать далее). В региональной классификации систематизируются данные о современных геологических процессах, распространенных в пределах определенной территории, характеризующейся определенными геологическими и климато-гидрологическими факторами. В частных классификациях рассматривается только один геологический процесс (например, карстовый, оползневой, эрозионный и др.). Их предложено

много, только для оползневого процесса — несколько десятков. Специальные классификации предусматривают оценку процессов применительно к конкретным сооружениям или использованию территории; они, как правило, предназначены для обоснования поставленных проектно-строительных задач.

История создания общих классификаций геологических процессов в инженерно-геологических целях. Одними из первых опубликовали классификации Ф.П. Саваренский [1937], Н.И. Николаев [1947, 1948] и И.В. Попов [1951, 1959]. Они долгое время оставались наиболее известными в инженерной геодинамике. Позже В.Д. Ломтадзе [1977] и А.И. Шеко [1976] «осовременили» классификацию Ф.П. Саваренского. Принципиально новые по содержанию и структуре общие классификации процессов были опубликованы Е.М. Сергеевым [1978], Г.К. Бондариком [1981] и Г.С. Золотаревым [1983].

Исторически в ходе развития инженерной геодинамики инженер-геологи использовали разные подходы к созданию общих классификаций геологических процессов. На первом этапе создавались достаточно простые построения в виде небольших таблиц с двумя вертикальными полосами, в которых определялись действующие силы, под влиянием которых развиваются те или иные геологические процессы, создающие определенные явления (например, классификации Ф.П. Саваренского и И.В. Попова). Они, в какой-то степени модернизированные, использовались долгое время в инженерной геодинамике (работы В.Д. Ломтадзе, А.И. Шеко).

В начале последней четверти двадцатого века подход к их созданию изменился. В классификации стали показываться не только названные ранее показатели, но и комплексы пород массивов, в которых развиваются процессы и создаваемые ими явления [Сергеев, 1978], а также количественные показатели, характеризующие эти явления [Золотарев, 1983] и многие другие данные [Бондарик, 1981, 2015]. При этом объем таких классификаций резко вырос: до 2,5 и 18 страниц (в книжном издании).

Классификация процессов Ф.П. Саваренского, оформленная в виде таблицы в учебниках Н.В. Коломенского [1956] и Е.М. Сергеева [1978], была опубликована в первом издании учебника «Инженерная геология» в 1937 г. (в оригинале она оформлена в виде двух вертикальных колонок без «разливовки и шапки») [Саваренский, 1937]. Она была создана на базе классификации экзогенных геологических процессов академика А.П. Павлова, профессора Московского университета, создателя одной из крупнейших научных геологических школ России. В этой классификации были учтены не все геологические процессы, и кроме того, в ней использовано слово «явление» в соответствии с терминологией того времени. Но она была первой, в ней уже были учтены не только природные процессы и явления, но и связанные с деятельностью человека. В учебнике 1939 г. эту классификацию Ф.П. Саваренский повторил.

Классификации процессов Н.И. Николаева были опубликованы в 1947 и в 1948 гг., и они охватывали физико-геологические процессы и явления, имеющие инженерное значение [Николаев, 1947, 1948]. Эти классификации были построены им по генетическому принципу и охватывали не только экзогенные, но и эндогенные геологические процессы и были большим шагом вперед по сравнению с неполными прежними классификациями Ф.П. Саваренского. Кроме того, Н.И. Николаев впервые выделил и так называемые «эндолитогенные процессы», к которым он относил процессы, связанные с внутренними изменениями физико-химического и физического состояния грунтов: плавунностью, засолением и рассолением, просадкой, осадкой и уплотнением, набуханием и усадкой грунтов и др. Придавая этим классификациям инженерно-геологический смысл,

он связывал классифицируемые процессы с теми или иными инженерно-хозяйственными объектами, при строительстве которых данные процессы имеют наибольшее значение, что также явилось прогрессивным шагом в создании классификаций инженерно-геологической направленности.

Классификация явлений, вызванных инженерно-хозяйственной деятельностью В.А. Приклонского была опубликована в 1951 г., в ней выделяется три вертикальных зоны влияния инженерного сооружения с характерным набором явлений и инженерно-геологических процессов.

Классификация процессов И.В. Попова. И.В. Попов, приняв идею построения классификации Ф.П. Саваренского, несколько изменил ее структуру, предложив в 1951 г. новую классификацию, переизданную в 1959 г. [Попов, 1951, 1959]. Он писал: «Если классифицировать природные геологические явления по признаку главных действующих сил при их возникновении и течении, то эту классификацию кратко можно представить в следующем:

I. Явления, связанные с действием факторов выветривания.

II. Явления, связанные с действием силы ветра (абразия, эоловые процессы).

III. Явления, связанные с действием веса текучих вод (смык, эрозия).

IV. Явления, связанные с действием веса текучей воды и взвешенных и влекомых ею составляющих твердого стока (сели).

V. Явления, связанные с действием веса пород (обвалы, осьпи, оползни).

VI. Явления, связанные с действием силы гидродинамического давления и веса подземных потоков вод (сифозия).

VII. Явления, связанные с силами, развивающимися при замерзании и оттаивании подземных вод (мерзлотные деформации, наледи, пучины).

VIII. Явления, связанные с эндогенными силами (сейсмика, тектонические дислокации пород) [Попов, 1959, с. 49].

В ряду классификаций этого типа особняком стоит разработка И.В. Попова [1959], в которой, с одной стороны, был систематизирован ряд природных геологических процессов, а с другой — дано их сопоставление с инженерно-геологическими. В этой классификации-перечислении впервые был дан ответ на очень важный вопрос: какому природному экзогенному геологическому процессу соответствует аналогичный процесс, вызванный деятельностью человека?

Классификация процессов П.Н. Панюкова была опубликована в 1962 г. и составлена в развитие его более ранней классификации (1952). В ней помимо выделения групп и подгрупп процессов ранжированы процессы денудационные и аккумулятивные [Панюков, 1962]: первые ведут к разрушению пород, а вторые — к формированию новых отложений. Эта классификация была им усовершенствована и опу-

бликована в 1978 г. В ней было выделено больше генетических типов процессов, чем в предыдущей.

Классификация процессов Ф.В. Котлова. В 1967 г. Ф.В. Котловым была опубликована общая, генетическая в своей основе, классификация инженерно-геологических процессов и явлений с выделением трех таксонов: класс, тип и вид. Классы объединяют совокупности генетических комплексов инженерно-геологических процессов и явлений, отражающие главные направления антропогенных изменений литосферы, подземной и поверхностной гидросфер. Типы объединяют процессы и явления, выделенные в генетические комплексы по характеру изменения грунтов, подземных и поверхностных вод. Виды представляют сами процессы и явления. В классификации указаны антропогенные факторы, формирующие процессы и явления [Котлов и др., 1967].

Им было выделено шесть следующих классов инженерно-геологических процессов и явлений:

- 1) антропогенный литогенез (образование субаэральных, субаквальных и субтерральных антропогенных отложений);
- 2) процессы и явления, вызванные изменением состава грунтов;
- 3) процессы и явления, вызванные изменением термического режима грунтов;
- 4) процессы и явления, вызванные изменением режима подземной гидросферы, обводненности и влажности грунтов;
- 5) процессы и явления, вызванные изменением напряженного состояния массива грунтов;
- 6) процессы и явления, вызванные изменением поверхностной гидросферы.

Согласно Ф.В. Котлову [1970] современные геологические процессы и явления по степени влияния на них инженерно-хозяйственной деятельности человека разделяются на три категории. «1. Процессы и явления, не испытывающие влияния деятельности человека. К ним относятся эндогенные геологические процессы и явления (вулканизм, землетрясения, эпигенетические движения, глубинный метаморфизм и др.), часть эндолитогенных (диффузионное, фильтрационное выщелачивание, осмотическое сжатие, набухание, просадки и др.) и экзогенные геологические процессы и явления, действующие вне техносферы. 2. Процессы и явления, количественно и качественно измененные деятельностью человека. В эту категорию входят многие природные экзогенные и эндолитогенные процессы и явления, в той или иной степени трансформированные (усиленные или ослабленные) в результате деятельности человека (выветривание, осадкообразование, эрозия, абразия, оползни, сели, карст, заболачивание, пучение, супфозия и др.). 3. Процессы и явления, полностью вызванные деятельностью человека. Решающая роль в их формировании принадлежит инженерно-хозяйственной деятельности человека.

Разделение геологических процессов и явлений на эти три категории вызвано тем, что они различа-

ются по условиям формирования, развития и проявления. Существует сложная система взаимосвязей между тремя категориями процессов и явлений, раскрытие которых и представляет задачу инженерной геодинамики» [Котлов, 1970].

Наиболее полная классификация антропогенных геологических процессов и явлений была опубликована Ф.В. Котловым в 1978 г. и включала в себя группы, классы и виды процессов [Котлов, 1978]. Среди наиболее крупных таксонов — групп им были выделены процессы: 1) литогенетические (антропогенный литогенез); 2) геотермические; 3) гидролитогенные, вызванные изменением подземной гидросферы; 4) вызванные изменением напряженного состояния массивов грунтов; 5) вызванные изменением поверхностной гидросферы. Среди этих пяти групп выделялось семнадцать классов антропогенных геологических процессов. В целом классификации антропогенных процессов Ф.В. Котлова показали, что практически все экзогенные геологические процессы имеют свои антропогенные аналоги.

Классификация процессов Л.Д. Белого и И.В. Попова. Эта классификация была опубликована в 1975 г. и была составлена для целей инженерной геологии. В классификации четко разделялись процессы и явления. Она была построена по генетическому принципу и в ней учитывались как природные геологические процессы, так и антропогенные — инженерно-геологические [Белый, Попов, 1975]. В 1985 г. Л.Д. Белый опубликовал новый вариант классификации с выделением групп процессов: физико-химических, биохимических, гравитационных, гидродинамических, аэродинамических и теплофизических. Однако четкое их разграничение было не во всех случаях корректно.

Классификация процессов В.Д. Ломтадзе. В.Д. Ломтадзе доработал построения Ф.П. Саваренского, основанные на учете ведущих факторов, дополнив и приведя их в соответствие с развитой в третьей четверти двадцатого века терминологической базой инженерной геодинамики [Ломтадзе, 1977]. Структурно эта классификация повторяла построение Ф.П. Саваренского, но несколько расширяла список явлений, обусловленных геологическими процессами. В то же время ряд явлений в этой классификации был выделен не корректно.

Классификация процессов А.И. Шеко — одна из первых была разработана в 1976 г. с учетом оценки интенсивности и активности развития процессов [Шеко, 1976]. В 1978 и 1980 г. им была опубликована общая генетическая классификация экзогенных геологических процессов (ЭГП) с выделением классов, подклассов и типов экзогенных геологических процессов, которая позже им была дополнена и переработана с выделением новых таксонов [Шеко, Круподеров, 1994; Опасные..., 1999]. В ней были указаны (за исключением последнего VII-го класса) только природные геологические процессы, однако всем

им соответствуют и техногенные аналоги — инженерно-геологические процессы того же класса, типа или вида, которые в классификации, тем не менее, не указывались.

Эта классификация была более полная, широко используется, но в ней отсутствуют процессы, связанные с деятельностью человека (что должно быть в общей классификации). Кроме того, в столбце «типы» следовало бы строже подходить к названию процесса: обвальный, абразионный, эрозионный, селевой, карстовый, супфазионный, просадочный, пучинный, термопросадочный и т.п.

На основе классификации А.И. Шеко в 1999 г. большой группой авторов была предложена несколько расширенная классификация экзогенных геологических процессов [Опасные..., 1999].

Классификация процессов Е.М. Сергеева была опубликованная в 1978 г. в учебнике «Инженерная геология» [Сергеев, 1978]. В ней не только систематизировались эндогенные и экзогенные процессы, происходящие под влиянием природных и антропогенных воздействий (горизонтальная ось таблицы), но и типы горных массивов по составу пород, их прочности и величине крутизны (угла) слагаемого ими природного склона (вертикальная ось таблицы), что было принципиально новым. В клетках этой таблицы, образующихся при пересечении линий-границ «выделов» горизонтальной и вертикальных осей этой двурядной классификации, охарактеризовано развитие конкретных процессов.

Классификация процессов Г.С. Золотарева — наиболее подробная общая классификация геологических и инженерно-геологических процессов, которая была им разработана в 1979 г. и приведена в его учебнике [Золотарев, 1983]. Как и предыдущие классификации она была построена по генетическому принципу, в ней выделяются группы действующих факторов, определяющих соответствующие типы геологических или инженерно-геологических процессов. Кроме того, в классификации были впервые учтены различные количественные показатели процессов, использующиеся при инженерно-геологических исследованиях.

Параметризация геологических процессов — важнейший элемент их анализа, необходимый при инженерно-геологических исследованиях. Количественная оценка процессов для целей инженерной геологии имеет большое значение, поскольку она позволяет строить геодинамические карты территории по этим показателям, проводить объективный сравнительный анализ процессов, выявлять наиболее значимые и опасные процессы, проектировать системы инженерной защиты территорий и т.п. Поэтому введение в классификацию количественных показателей процессов делает ее более полезной и удобной для практического использования инженер-геологами. Вопросы параметризации экзогенных геологических процессов не раз обсуждались

в литературе [Толстых, Клюквин, 1984; Опасные..., 1999].

Классификация процессов Г.К. Бондарика. В 1981 г. Г.К. Бондарик разработал общую классификацию экзогенных геологических процессов [Бондарик, 1981]. В ней в качестве признаков деления им были использованы следующие характеристики: первичные и вторичные экзогенные геологические процессы; внешняя сфера, при взаимодействии литосистемы с которой реализуется ЭГП; приуроченность ЭГП к контактам литосферы с внешними сферами; характер взаимодействия по отношению к литосистеме (динамическое, функциональное), пространству (распределенное, сосредоточенное), времени (импульсное, квазипериодическое, непрерывное).

Каждый из этих признаков оснований делился на серию «подпризнаков» (поднаборы, по Г.К. Бондарику), число которых изменялось от 2 до 19 (всего поднаборов — 40). В итоге получилось чрезвычайно объемное произведение. В учебной литературе оно было опубликовано в учебнике «Инженерная геодинамика» [Бондарик, Пендин, Ярг, 2015], в котором его объем в табличном формате составляет 18 страниц.

Общая классификация экзогенных геологических процессов Г.К. Бондарика — новый подход к составлению таких разработок. Это важное научное произведение и оно, и его фрагменты, и сам подход должны использоваться при выполнении научных исследований. Но классификация сложна и чрезвычайно объемна, и это ограничивает ее использование в системах инженерно-геологических изысканий и подготовки специалистов в вузах.

В последние два десятилетия были разработаны новые классификации геологических процессов с учетом актуальных аспектов и появляющихся запросов инженерной геологии, экологической геологии и геокриологии. Это классификации Н.С. Красиловой [1999], Л.С. Гарагуля [Природные..., 2000], В.Л. Познанина [2003], С.В. Квашука [2004], А.Н. Галкина и А.И. Павловского [2017] и других исследователей.

Систематизация экзогенных геологических процессов в криолитозоне была разработана Л.С. Гарагуля и др. [Природные..., 2000].

Вопросы систематизации геологических процессов в инженерно-геологических целях, а также связанная с этим терминология и определение понятий обсуждались в ряде работ [Опасные..., 1999; Королев, Галкин, 2011].

Кроме того, систематика опасных геологических процессов приведена в действующей системе изысканий — «Свод правил 115.13330.2016 Геофизика опасных природных воздействий» [СП 115.13330.2016, 2018].

Детальный анализ инженерно-геологических классификаций геологических процессов был приве-

ден во 2-м томе монографии «Инженерная геология России» [2013].

В 2017 г. А.Н. Галкиным была опубликована общая инженерно-геологическая классификация современных геологических процессов и явлений территории Белоруссии, в которой выделены группы, подгруппы, классы, типы и виды процессов, причем на уровне типов все они подразделялись на природные и природно-техногенные [Галкин, Павловский, 2017].

Таким образом, к настоящему времени разработано множество общих классификаций процессов для целей инженерной геологии. Однако практически все они, наряду с положительным методологическим значением, имеют те или иные недостатки, не раз отмеченные в литературе по инженерной геодинамике.

Основные недостатки классификаций. Практически все разработанные к настоящему времени классификации геологических процессов в инженерно-геологических целях не были лишены тех или иных недостатков. Их анализ приводился в ряде работ [Опасные..., 1999; Инженерная ..., 2013]. Основными из них являются следующие.

1. *Неполнота рассматриваемых геологических процессов.* В ряде классификаций рассматривались лишь экзогенные процессы, а эндогенные — не включались в систематику [Саваренский, 1937; Бондарик, 1981; Шеко, 1976]. В множестве экзогенных геологических процессов учитывались не все процессы, кроме того, в них нечетко выдерживался генетический подход и выделение ведущих факторов. Наряду с этим часто использовался «не на месте» термин «явление» в соответствии с устаревшей терминологией того времени [Саваренский, 1937; Попов, 1951; Ломтадзе, 1977; Белый, Попов, 1975; Белый, 1985; Золотарев, 1983].

2. *Преувеличение роли одних ведущих факторов и занижение роли других.* [Панюков, 1962; Опасные..., 1999].

3. *Нестрогий учет иерархических уровней выделяемых процессов* [Белый, 1985; Золотарев, 1983]. Из-за этого выделяемые в классификациях таксоны часто несопоставимы. Анализу иерархических уровней геологических процессов посвящены работы В.Л. Познанина [2003].

4. *Отсутствие взаимосвязи развития геологических процессов с техногенными воздействиями.* Во многих классификациях рассматривались лишь природные процессы и факторы их формирования [Саваренский, 1937; Панюков, 1962; Шеко, 1976, 1994]. При этом лишь в некоторых из них выделялись их техногенные аналоги — инженерно-геологические процессы.

5. *Отсутствие взаимосвязи процессов с массивами горных пород, в которых они развиваются.* Лишь в классификации Е.М. Сергеева [1978] указывается на такую взаимосвязь.

6. *Отсутствие количественных показателей* (параметризации) геологических процессов. Этот недостаток присутствует в большинстве классификаций, за исключением классификации Г.С. Золотарева [1983], что делает затруднительным их использование для целей инженерной геологии.

7. *Громоздкость и перегруженность классификаций.* Стремление к полноте представляемой информации сделало некоторые классификации чрезвычайно громоздкими, что затрудняет их практическое использование [Бондарик, 1981].

Принципы построения общей классификации. Приведенный выше краткий анализ существующих к настоящему времени классификаций геологических процессов для целей инженерной геологии и их недостатков позволяет обосновать принципы построения новой общей классификации. К ним относятся следующие позиции:

1. Классификация должна строиться по генетическому принципу с выделением ведущих факторов формирования процессов.

2. Она должна охватывать все многообразие как эндогенных, так и экзогенных геологических процессов.

3. В ней должны выделяться антропогенные (техногенные) аналоги геологических процессов — инженерно геологические процессы.

4. Для всех процессов должна учитываться иерархия их проявления в геологической среде, отражаемая в выделяемых таксонах — классах, типах, видах процессов.

5. Для каждого процесса необходимо указать его приуроченность к определенному литолого-петрографическому типу массива.

6. Каждый процесс в классификации должен сопровождаться параметризацией — основными количественными показателями, используемыми в инженерно-геологических целях.

Основываясь на этих позициях, авторы настоящей статьи разработали общую инженерно-геологическую классификацию процессов и представили ее в таблице.

В этой классификации, как и в большинстве предшествующих, учитывается генетический принцип построения — выделяются десять ведущих природных факторов формирования геологических процессов (первый столбец таблицы). Затем выделяются классы, типы и виды природных геологических процессов, сначала эндогенных, а затем экзогенных (2–4-й столбцы таблицы). Для каждого вида из этих процессов далее указывается его техногенный аналог — соответствующий инженерно-геологический процесс (5-й столбец таблицы).

Далее в 6-м столбце указывается преобладающий тип массива горных пород, в пределах которого преимущественно формируется данный процесс, т. е. отмечается его приуроченность к определенным горным породам.

Общая инженерно-геологическая классификация процессов

| Действующие природные факторы – причины разви-тия процесса | Класс | Тип | Вид | Природные процессы | Техногенные аналоги инженерно-геологические процессы | Массив горных пород, подвержен-ный процессу | Количественные показатели процесса* |
|--|---|--|---|--|--|---|-------------------------------------|
| А. Эндогенные геологические процессы: | | | | | | | |
| I. Тектонические на-пряжения континен-тальной коры | Сейсмогенные | Землетрясения | Близкофокусные Глубокофокусные | Наведенная и возбужденная сейсмичность | Любой | Магнитуда Класс землетрясения (балл) | |
| Современные тектонические движения | Тектонические движения: платформенных структур горноскладчатых структур | Тектонические: поднятия опускания коллизии | Техногенные провалы, сдвижения, поднятия или опускания поверхности при откатах и добыче полезных ископаемых, горно-динами-ческие процессы | Любой | Перемещения (мм/год) Коэффициент пораженности (%) | | |
| II. Вулканизм | Извержение лав, газов | Вулканизм: эффузивный, эксплуативный, экструзивный | Подводный Наземный | Отсутствуют | Скальный, полу-скальный | Повторяемость (ед./год) Коэффициент пораженности (%) | |
| | Извержение пепла, газов | Пеплопады | Наземный | | Скальный, полу-скальный | | |
| | Извержение газов | Фумаролы | | | Скальный, полу-скальный | | |
| | Извержение вод | Гейзеры | | | Скальный, полу-скальный | | |
| | Извержение грязей | Грязевой вулка-низм | | | Любой | | |
| III. Смещения океанической коры по разломам при сбросах накопленных напряжений | Движение во-дяных волн | Цунами | Сильные Средние Слабые | Спровоцированные подво-дными ядерными взрывами | Любой | Коэффициент пораженности территории (%) Скорость распространения (м/с или км/час) | |
| IV. Повышенные температура и дав-ление | Метаморфиза-ция пород | Региональный Контактовый Динамиметамор-физм | Низкой степени Средней степени Высокой степени | Техногенно-активизирован-ный метаморфизм: термический термобарический флюидный | Любой | Повторяемость (ед./год) Коэффициент пораженности территории (%) | |
| Б. Экзогенные геологические процессы: | | | | | | | |
| V. Климатические, метеорологические и биологические | Выветривание | Площадное Линейное | Физическое Химическое Биологическое | Техногенно-активизирован-ное выветривание | Любой | Скорость выветривания (м/год), коэффициент выветриваемости и др. | |

| Действующие природные факторы — причины развития процесса | Природные процессы | | | Техногенные аналоги процессов (инженерно-геологические процессы) | Массив горных пород, подверженный процессу | Количественные показатели процесса* |
|---|--|--|--|--|--|--|
| | Класс | Тип | Вид | | | |
| VI. Энергия рельефа и сила тяжести | Сдвигение масс без потери контакта с массивом или с незначительной потерей его | Оползневой | Спльвы Опливины Оползни-блоки: а) скольжения: консеквентные инсеквентные б) выдавливания Оползни-потоки (течения) Оползни-обвалы | Техногенно-активизированные оползни, оползни-карьеров и отвалов | Преимущественно дисперсный и полускальный | Коэффициенты: устойчивости (д. ед.) пораженности территории (%) Объем (тыс. м ³) Глубина захвата пород (м) |
| | Лавинный | Каменные Снежные: осовы лопковые прывающие | Техногенно-активизированные лавины | Скальный Снежный | Коэффициент пораженности территории (%) | |
| | Ледниковый | Горные (долинные) Материаковые (покровные) | Техногенно-активизированные ледники | Ледяной | Коэффициент пораженности территории (%) | |
| | Сдвигение масс с потерей контакта со склоном | Обвальный Вывалы Камнепады | Техногенно-активизированные обвалы | Скальный и полускальный | Коэффициент пораженности территории (%) | |
| | Осыпной | Лопковые Площадные | Техногенно-активизированные осьпи | Скальный и полускальный | Коэффициенты: устойчивости (д. ед.) пораженности территории (%) | |
| VII. Поверхностные воды | Разрушительное воздействие водных масс океанов, морей и озер | Абрационный Термоабрационный Вдольбереговое перемещение и аккумуляция наносов | Океанов и приливных морей Беспритивных морей Озер | Переработка берегов водохранилищ | Любой Скорость отступания берега (м/год) Удельный абразионный смык (м ³ /год) | |
| | Заливение | Внутренних морей и озер | Заливание водохранилищ | Любой | Коэффициент пораженности территории (%) | |

| Действующие природные факторы – причины развития процесса | Природные процессы | | | Массив горных пород, подверженный процессу | Количественные показатели процесса* |
|---|---|-----------------------------|--|--|---|
| | Класс | Тип | Вид | | |
| VII. Поверхностные воды | Разрушение массивов под влиянием масс воды временных водотоков | Эрозионный | Склоновая | Техногенно-активизированная склоновая и овражная эрозия | Дисперсный |
| | | | Овражная | | Коэффициент пораженности территории (%) Скорость развития ($\text{м}^3/\text{га в год}$) |
| | | Селевой | Гляциальные Дождевые Таяния снега Прорыва ледниковых лахарей | Техногенно-активизированные сели | Дисперсный |
| | | | | | Коэффициент пораженности территории (%) Повторяемость (ед./год) Объем (млн м^3) Скорость (м/с) |
| | | | | | Коэффициент пораженности территории (%) Скорость размыва берега (м/год) |
| | Разрушение массивов под влиянием масс воды постоянных водотоков | Эрозионный речной | Речная: береговая донная | Техногенно-активизированная речная эрозия | Любой |
| | | | Мерзл.-эрзационная Прецельно-термоэрзационная Термоэрзационная Эрозионная | | Дисперсный |
| | | Затопление | Долговременное Кратковременное | Техногенно-активизированное затопление | Любой |
| | VIII. Подземные воды и поверхностьные воды | Растворение и выщелачивание | Карстовый | Карбонатный Сульфатный Соляной | Техногенно-активизированный карст |
| | | | | | Карбонатные Сульфатные Соляные |
| Механический вынос | Понижение уровня подземных вод | Суффозионный | Суффозия Полземная эрозия | Техногенно-активизированная суффозия | Дисперсные |
| | | Оседание поверхности | | Техногенно-активизированное оседание поверхности при откатах | Полускальные Дисперсные |

| Действующие природные факторы — причины развития процесса | Природные процессы | | | Техногенные аналоги процессов (инженерно-геологические процессы) | Массив горных пород, подверженный процессу | Количественные показатели процесса* |
|---|--|---|--|--|--|---|
| | Класс | Тип | Вид | | | |
| VII. Подземные воды и поверхность воды | Подъем уровня грунтовых вод | Подтопление | Временное Постоянное | Техногенно-активизированное подтопление | Любые | Коэффициент пораженности территории (%) |
| | Засоление | Сульфатное Хлоридное Карбонатное и др. | | Техногенное засоление | Дисперсные | Засоленность (%) |
| | Заболачивание | Верховые болота Переходные болота Низинные болота | | Техногенное заболачивание | Дисперсные | Коэффициент пораженности территории (%) |
| | Ослабление и разрушение структурных связей грунтов | Проседание лёссов и лёссовидных пород | Мало опасное Умеренно опасное Опасное | Техногенно-активизированная просадка | Пылеватые (пёсчаные) | Коэффициент относительной просадочности (д.ед.) Начальное просадочное давление (МПа) Мощность просадочной толщи (м) и др. |
| | Изменение горного давления | Плытунный процесс | Истинные плытуны Псевдоплытуны | Техногенные плытуны | Дисперсные | Коэффициент пораженности территории (%) |
| | Изменение объема глинистых пород | Набухание | Сильное Среднее Слабое Сильная Средняя Слабая | Техногенное набухание или усадка | Глинистые | Давление набухания (МПа) Относительная деформация набухания или усадки (д.ед.) |
| | IX. Ветер и движение воздушных масс | Корразия | Дефляция | Техногенно-активизированная дефляция | Дисперсные Любые | Коэффициент пораженности территории (%) |
| | | Развевание | Обгачивание | Техногенно-активизированная корразия | Любые | Коэффициент пораженности территории (%) |
| | Эоловый перенос | Песчаные и пыльные бури Снежные бури, метели | | Техногенная активизация эолового переноса | Дисперсные Снежные | Скорость переноса частиц (м/с или км/час) или снега |
| | Эоловая аккумуляция | Днообразование Барханообразование Сурьбообразование | | Техногенно-активизированная аккумуляция | Дисперсные Снежные | Коэффициент пораженности территории (%) Скорость перемещения (м/год) |

| Действующие природные факторы — причины развития процесса | Природные процессы | | | Количествоные показатели процесса* |
|---|--|---|-------------------------|---|
| | Класс | Тип | Вид | |
| Х. Промерзание и оттаивание горных пород | Промерзание (приогенные) | Пучение | Сезонное Многолетнее | Техногенные аналоги процессов (инженерно-геологические процессы) |
| | Морозобойное расщекивание | Полигональное рельефообразование Формирование пятен-медальонов | | Техногенно-активизированное пучение |
| | Наледообразование | | | Техногенно-активизированное морозобойное растрескивание |
| | Образование криопетров | Надмерзлотные Межмерзлотные Подмерзлотные | | Техногенное наледообразование |
| | Колебания температуры с переходом через 0 °С | Каменные реки Каменные моря | | Любые |
| | Криогенное выветривание | | | Искусственные криопэги |
| | Оттаивание (посткриогенные) | Сезонное Термокарстовый | | Отсутствуют |
| | Солифлюкционный | Начальной, зрелой и конечной стадий | | Техногенно-активизированное криогенное выветривание |
| | Осадка при оттаивании | Солифлюкция: быстрая медленная | | Техногенное промерзание и простоявание |
| | | Быстрая Медленная | | Техногенное солифлюкция |

Примечание: * указаны наиболее часто употребляемые в инженерно-геологических целях количественные показатели.

И, наконец, в последнем 7-м столбце классификации указываются количественные показатели для оценки особенностей тех или иных процессов в инженерно-геологических целях.

Заключение. Таким образом, в представленной классификации авторы попытались максимально учесть все недостатки, отмеченные в подобных классификациях предшественников. Предложенная

общая инженерно-геологическая классификация процессов в наиболее полной мере отражает современные представления об этих процессах и их многообразии, она в наиболее удобной форме синтезирует их важнейшие особенности и предназначена для практических инженерно-геологических исследований и инженерно-геологических изысканий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый Л.Д. Инженерная геология: Учебник для вузов. М.: Высшая школа, 1985. 232 с.
2. Белый Л.Д., Попов В.В. Инженерная геология: Учеб. пособие для вузов. М.: Стройиздат, 1975. 312 с.
3. Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. М.: Недра, 1981. 256 с.
4. Бондарик Г.К., Пендин В.В., Ярг Л.А. Инженерная геодинамика: Учебник. М.: КДУ, 2007. 440 с. (2-е изд. М.: КДУ, 2015.)
5. Галкин А.Н., Павловский А.И. Классификация инженерно-геологических процессов и явлений на территории Беларуси // Вестник Витебского гос. ун-та. Сер. Геология. 2017. № 3. С. 116–121.
6. Золотарёв Г.С. Инженерная геодинамика: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 328 с.
7. Инженерная геология России. Т. 2. Инженерная геодинамика территории России / Под ред. В.Т. Трофимова и Э.В. Калинина. М.: КДУ. 2013. 816 с.
8. Квашук С.В. Геодинамика Приамурья и проблемы функционирования сети железных дорог: Автореф. дисс. ... докт. г.-м. наук. Хабаровск, 2004. 24 с.
9. Коломенский Н.В. Инженерная геология: Учебник для техникумов. Ч. 2. М.: Недра, 1956. 320 с.
10. Королев В.А., Галкин А.Н. Геологические и инженерно-геологические процессы и явления: определение и содержание понятий // Инженерная геология. 2011. № 1. С. 19–27.
11. Котлов Ф.В. Инженерно-геологические процессы и явления и закономерности их формирования // Проблемы инженерной геологии. М., 1970. С. 184–188.
12. Котлов Ф.В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М.: Недра, 1978. 263 с.
13. Котлов Ф.В., Брашнина И.А., Ситягина И.К. Город и геологические процессы / Госстрой СССР. Производ. и науч.-исслед. ин-т по инж. изысканиям в строительстве. М.: Наука, 1967. 226 с.
14. Красилова Н.С. Классификация природных процессов: инженерно-геологические и эколого-геологические аспекты // Теоретич. проблемы инж. геологии: Тр. Межд. научн. конф. / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева М.: Изд-во МГУ, 1999. С. 137–138.
15. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика: Учебник. Л.: Недра, 1977. 479 с.
16. Николаев Н.И. Опыт построения классификации физико-геологических процессов и явлений, имеющих инженерное значение // Вопросы географии. 1947. Вып. 4. С. 115–128.
17. Николаев Н.И. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов // Тр. Комисс. по изучению четвертич. периода. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. вып. 1. С. 3–15.
18. Опасные экзогенные процессы / В.И. Осипов, В.М. Кутепов, В.А. Зверев и др. М.: ГЕОС, 1999. 290 с.
19. Панюков П.Н. Инженерная геология. М.: Госгортехиздат, 1962. 344 с.
20. Познанин В.Л. Уровни организации вещества литосферы // Глобалистика: Энциклопедия. М.: Радуга, 2003. 1052 с.
21. Попов И.В. Инженерная геология: Учебник. М.: Госгеолиздат, 1951. 442 с. (2-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1959. 510 с.)
22. Природные опасности России. Геокриологические опасности / Л.С. Гарагуля, С.Н. Булдович, В.Е. Романовский и др. М.: КРУК, 2000. 315 с.
23. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 443 с. (2-е изд. М.: ГОНТИ, 1939. 489 с.)
24. Сергеев Е.М. Инженерная геология: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 384 с.
25. СП 115.13330.2016. Свод правил. Геофизика опасных природных воздействий // Актуализированная редакция СНиП 22-01-95. М.: Стандартинформ, 2018. 35 с.
26. Толстых Е.А., Клюквин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. М.: Недра, 1984. 117 с.
27. Шеко А.И. Классификация современных геологических процессов, интенсивность и активность их // Современные геологические процессы на Черноморском побережье СССР. М.: Недра, 1976. С. 14–21.
28. Шеко А.И., Круподеров В.С. Оценка опасности и риска экзогенных геологических процессов // Геоэкология. 1994. № 3. С. 11–21.

Статья поступила в редакцию 14.12.2022, одобрена после рецензирования 02.11.2022, принята к публикации 16.08.2023

УДК 556.3

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-110-126

РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЕЙ ВОДЫ В ДОКУЧАЕВСКОМ КОЛОДЦЕ В КАМЕННОЙ СТЕПИ

Сергей Павлович Поздняков^{1✉}, Валерия Вячеславовна Ведяшкина²,
Елена Александровна Филимонова³, Надия Ивановна Позднякова⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sppozd@mail.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vedyashkina.valera@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ea.filimonova@yandex.ru

⁴ Воронежгеомониторинг, филиал АО «Центральное ПГО», Воронеж, Россия; voronezh@rusgeology.ru

Аннотация. Анализируются многолетние и внутригодовые колебания уровня грунтовых вод в заповеднике Каменная Степь в Воронежской области по данным мониторинга Докучаевского колодца. Этот колодец является уникальным пунктом мониторинга грунтовых вод с наиболее длинным периодом наблюдений в России и Европе, составляющих уже 130 лет. Особенность формирования подземных вод четвертичного горизонта, который каптирует колодец, состоит в том, что внутригодовой и многолетний режим уровней грунтовых вод определяется динамикой инфильтрационного водообмена между подземными водами и поверхностью. Проведенный анализ основан на обширном фактическом материале включая многолетние ряды гидрогеологических наблюдений и базу метеорологической данных. Использован комплекс методов и подходов: статистические методы, корреляционный анализ, расчеты водного баланса по программе SURFBAL и др.

По результатам кросскорреляционного анализа уровней воды в колодце и других наблюдательных скважин на четвертичный горизонт выявлено, что Докучаевский колодец является репрезентативным пунктом наблюдений для оценки закономерностей колебаний уровней грунтовых вод в Каменной Степи. На основе анализа временных рядов выявлено, что наблюденная динамика уровня воды в колодце наследует в многолетнем разрезе ход основных режимообразующих факторов — осадков и потенциальной эвапотранспирации, определяющих профицит или дефицит влаги для формирования инфильтрационного питания. С динамикой именно этих факторов связано отмечаемое в последние 15 лет экстремальное снижение уровней воды в колодце вплоть до его частичного осушения в 2020–2022 гг. На основе модельных исследований показано, что постепенно происходит трансформация внутригодового режима колебаний уровня воды в колодце в конце XX и начале XXI века по сравнению с серединой XX века в связи с изменениями условий весенне-зимнего впитывания влаги с поверхности земли и формирования инфильтрационного питания. Однако она не так существенна, как, например, трансформация гидрографов рек в бассейне Дона.

Ключевые слова: уровень грунтовых вод, инфильтрационный водообмен, осадки, потенциальная эвапотранспирация, корреляция

Для цитирования: Поздняков С.П., Ведяшкина В.В., Филимонова Е.А., Позднякова Н.И. Ретроспективный анализ многолетних колебаний уровней воды в Докучаевском колодце в Каменной Степи // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. С. 110–126.

RETROSPECTIVE ANALYSIS OF LONG-TERM GROUNDWATER LEVEL FLUCTUATIONS IN DOKUCHAEV PIT

Sergey P. Pozdniakov^{1✉}, Valeria V. Vedyashkina², Elena A. Filimonova³,
Nadiya I. Pozdniakova⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; sppozd@mail.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vedyashkina.valera@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ea.filimonova@yandex.ru

⁴ Voronezh geomonitoring, Voronezh, Russia; voronezh@rusgeology.ru

Abstract. We analyze long-term and annual groundwater level fluctuations in the Kamennaya Steppe Nature Reserve in Voronezh Region based on monitoring data from the Dokuchaev pit. This pit is a unique groundwater monitoring site with the longest observation period in Russia and Europe, amounting to 130 years. The specific feature of groundwater formation of the Quaternary horizon, which captures the pit is that the annual and multi-year regime of groundwater levels is determined by the dynamics of infiltration water exchange between groundwater and the surface. The analysis is based on an extensive factual record, including long-term series of hydrogeological observations and meteorological database. A set of methods and approaches was used: statistical methods, correlation analysis, SURFBAL water balance calculations, etc.

Cross-correlation analysis of water levels in the pit and other observation wells on the Quaternary horizon revealed that the Dokuchaev pit is a representative observation point to assess the patterns of fluctuations in groundwater levels in the Kamennaya Steppe. Based on the analysis of time series it was found that the observed dynamics of water

level in the pit follows the course of the main regime-forming factors — precipitation and potential evapotranspiration, determining the excess or deficit of moisture for infiltration in a multi-year framework. Extreme decrease of water level in the pit to its partial drying in 2020–2022, observed during last 15 years, relates to dynamics of these factors. Based on model studies, it is shown that there is a gradual transformation of annual regime of fluctuations of water level in the pit in the late 20th and early 21st century compared with the mid-20th century due to changes in conditions of spring-winter absorption of moisture from the surface of the earth and the formation of infiltration feeding. However, it is not as significant as, for example, the transformation of river hydrographs in the Don basin.

Keywords: groundwater level, recharge exchange, precipitation, potential evapotranspiration, correlation

For citation: Pozdniakov S.P., Vedyashkina V.V., Filimonova E.A., Pozdniakova N.I. Retrospective analysis of long-term groundwater level fluctuations in Dokuchaev pit. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 110–126. (In Russ.).

Введение. Докучаевский колодец — шурф № 1 находится на северо-востоке Воронежской области в пределах особо охраняемой природной территории (ООПТ) «Каменная Степь». Изучение агропотенциала этого района началось еще в конце XIX экспедицией под руководством В.В. Докучаева. ООПТ «Каменная Степь» была создана как опытный полигон для комплексной оценки воздействия человека на природный ландшафт и для выбора рациональных вариантов ведения сельского хозяйства в степной зоне. Исследованиями на этом полигоне более века занимаются специалисты разного профиля: почвоведы, ботаники, географы, геологи и гидрогеологи, климатологи, агрономы, и многие другие [Зборищук, Турусов, 2019; Корабельников и др., 2009; Харченко и др., 2014; Хитров, Чевердин, 2016]. Такой междисциплинарный интерес к ООПТ «Каменная Степь» вызван, во-первых, природно-климатическими особенностями этого региона распространения русских черноземов с изменяющимися климатическими условиями и частыми повторениями засух; во-вторых, длительной, 130-летней историей комплексного ее изучения и наблюдений; в-третьих, в Каменной Степи прослеживается многолетнее влияние антропогенного воздействия на естественный природный ландшафт и его переход в агроландшафт.

Наблюдательный пункт за уровнем грунтовых вод — шурф № 1 был заложен в 1892 г. во время упомянутых экспедиционных работ В.В. Докучаева. К настоящему времени по этому пункту накоплен кондиционный 130-летний ряд практически непрерывных наблюдений за уровнем воды в нем, являющимися, по-видимому, самым длинных рядом не только на территории России, но и Европы в целом. Этот ряд формируется не только за счет многолетней и внутригодовой изменчивости естественных режимообразующих факторов, но и под влиянием антропогенеза на динамику уровня грунтовых вод. Причем именно здесь в Каменной Степи могут проявиться два совершенно разных, важных масштаба антропогенеза. Региональный масштаб определяется многолетними преобразованиями первоначального степного ландшафта в лесостепной агроландшафт. Глобальный масштаб связан с климатическими изменениями, начавшимися во второй половине XX в.

В связи с этим цель настоящей работы — анализ многолетней и внутригодовой изменчивости уровня

воды в Докучаевском колодце, как показателя динамики инфильтрационного водообмена грунтовых вод на территории Каменной степи в условиях климатических изменений.

История изучения Каменной степи связана с сильной засухой, разразившейся в конце XIX в европейской части России. В.В. Докучаев начал разрабатывать проекты, направленные на ликвидацию негативных последствий засухи, на ведение хозяйства в ее условиях и прогнозирование устойчивого развития аграрного сектора. Каменная степь была выбрана им как экспериментальный экспедиционный район, представительный для достаточно большой территории центрального Черноземья, где распространены уникальные плодородные почвы — русские черноземы. В 1892–1898 гг. под руководством В.В. Докучаева в Каменной степи поставлен долговременный эксперимент по защите степного земледелия от катастрофических бурь и засух путем формирования оптимизированного южно-лесостепного агроландшафта, заключавшиеся в создании защитных лесных полос и систем каскадных прудов.

В рамках этого эксперимента начались наблюдения за уровнем грунтовых вод путем сооружения в 1892 г. двух колодцев-шурфов. В том же году были организованы метеонаблюдения, продолжающиеся до настоящего времени на метеостанции Каменная степь. В 1893 г. вокруг шурфа № 1 заложен участок дубового леса и начаты работы по изучению поверхности стока. В 1894 г. посажены первые лесополосы, в 1907–1908 гг. работы по созданию лесополос были приостановлены. Однако сильнейшая засуха 1911 г., аналогичная засухе 1891 г., вынудила правительство обратиться к опыту В.В. Докучаева по борьбе с засухой и уже летом 1911 г. была вновь создана Каменно-Степная опытная станция имени В.В. Докучаева [Рыбальский, Муравьева, 2021]. С тех пор мониторинг и посадка лесополос продолжаются до настоящего времени. Считается, что на территории заказника лесные полосы играют ключевую роль: уменьшают активность эрозионных процессов, регулируют уровень подземных вод, перераспределяют поверхностный сток, формируют особый тип почвообразовательного процесса, преобразовывают микроклимат прилегающих территорий, существенно повышают биологическое разнообразие экосистем и увеличивают биомассу [Барабанов, Панов, 2016; Харченко и др., 2014; zapovednik-vrn.ru].

Для стационарных сельскохозяйственных исследований Каменной Степи в 1946 г. на ее территории был создан Научно-исследовательский институт земледелия ЦЧП имени В.В. Докучаева, который в 1956 г. был реорганизован в НИИ сельского хозяйства ЦЧП имени В.В. Докучаева. В 1996 г. ООПТ «Каменная степь» придан статус федерального заказника, охрану которого осуществляет Федеральное государственное учреждение «Воронежский государственный природный биосферный заповедник» [mnr.gov.ru].

В 1937 г. была организована Каменно-Степная гидрологическая станция балансового типа. В 1959 г. эта станция получила название Гидрогеологическая станция ЦЧП, а в 1972 г. она была расформирована. Участок этой станции с образованным на его базе гидрогеологическим отрядом вошел в состав Гидрорежимной экспедиции МинГео СССР с образованием опорного гидрогеологического полигона «Каменная Степь». Затем в 1989 г. он передан Геологическому управлению «Воронежгеология» [Корабельников и др., 2009]. С 1995 г. полигон «Каменная Степь» входит в состав Воронежского территориального центра государственного мониторинга геологической среды (ТЦ Воронеж-Геомониторинг). За этот длительный период изучения территории Каменной степи количество наблюдательных пунктов на полигоне менялось, достигая максимума в середине 1950-х годов до 256 пунктов, но шурф № 1 всегда оставался в составе наблюдательной сети. В 1977 г. он включен в список исторических памятников Воронежской области под названием «Докучаевский колодец» [Корабельников и др., 2009]. В настоящее время под наблюдением на опорном полигоне «Каменная Степь» 58 пунктов, включая «Докучаевский колодец».

Природные условия. ООПТ «Каменная Степь» находится в Таловском районе на северо-востоке Воронежской области, в 12 км южнее районного центра поселка городского типа Таловая, в пределах водораздела рек Чиглы и Елани, в области Южного Битюгско-Хоперского физико-географического района. Отличительными чертами земной поверхности является ее сильная расчлененность долинами рек и оврагов и значительные колебания высот на водоразделах и в долинах. Максимальные абсолютные отметки водоразделов достигают 200 м, минимальные приурочены к пойме р. Чигла в северо-западной части территории и имеют отметки 102–110 м. Гидрографическая сеть Каменной Степи представлена двумя реками (Таловая и Н. Чигла) и системой искусственных водоемов. Поверхность района работ изрезана многочисленными балками и их притоками: б. Таловая, б. Озерки, б. Осиновая и другие. Общая площадь этого агроландшафтного заказника составляет 5232 га и включает лесные насаждения (473 га — 9,0%), водные угодья, (92 га — 1,8%), сельскохозяйственные земли (4123 га — 78,8%), залижи (54 га — 1,0%), прочие земли (490 га — 9,4%) [zapovednik-vrn.ru].

Климат района континентальный, с большими колебаниями температуры, которая зимой опускается до -30°C , а летом поднимается до $+40^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая температура равна $+5,7^{\circ}\text{C}$. Каменная Степь расположена в зоне недостаточного увлажнения. В среднем за год выпадает около 470 мм осадков, но распределяются они год от года и в течение года весьма неравномерно, количество осадков может составить от 50 до 150% среднегодовой нормы [Зброзицук, Турусов, 2019]. Снежный покров сохраняется в течение 100 и более дней, средняя его высота в поле составляет 15–20 см, в лесополосах и балках она увеличивается до 1 м и более. Каменная степь по своему географическому положению с относительно равнинным открытым рельефом является территорией сильно подверженной ветрам.

В почвенном отношении территории Каменной Степи находится на границе Окско-Донской провинции умеренно промерзающих черноземов лесостепи и серых лесостепных почв и южнорусской провинции теплых промерзающих черноземов степи Центральной лесостепной и степной почвенно-биоклиматической области. В связи с этим почвенный покров территории имеет переходный характер и отличается значительной сложностью и контрастностью [zapovednik-vrn.ru]. В Каменной Степи выделена 61 почвенная комбинация, наибольшее распространение получили черноземы с высоким содержанием гумуса, которые покрывают водоразделы и пологие склоны, к крутым склонам приурочены аллювиально-делювиальные почвы, в микропонижениях рельефа распространены солонцеватые черноземы и типичные солонцы [Хитров, Чевердин, 2016].

Геологическое строение и гидрогеологические условия. Геологическим строением территории Каменной Степи, закономерностями формирования грунтовых вод, изменениями их уровня, температуры и химического состава в разные годы занимались Г.Ф. Басов, В.А. Иванов, В.А. Коробейников, Н.Н. Лущихина, В.Н. Семихатова, Е.А. Середин, К.И. Шумилин, Н.П. Шумилина и др. [Корабельников и др., 2009].

Территория ООПТ «Каменная степь» находится в пределах центральной части Воронежской антеклизы. В геологическом строении района принимают участие два структурных этажа: кристаллический фундамент архей-протерозойского возраста и залегающий несогласно на нем осадочный чехол, представленный породами девонской, меловой, палеогеновой и четвертичной систем [Корабельников и др., 2009; Трегуб, 2002]. Четвертичные отложения распространены повсеместно и включают доледниковые, ледниковые и последниковые. Северо-западнее территории полигона проходило основное русло древнего доледникового потока, выполненное песчано-глинистыми отложениями аллювиально-озерного генезиса, залегающими на размытой поверхности палеогеновых и меловых

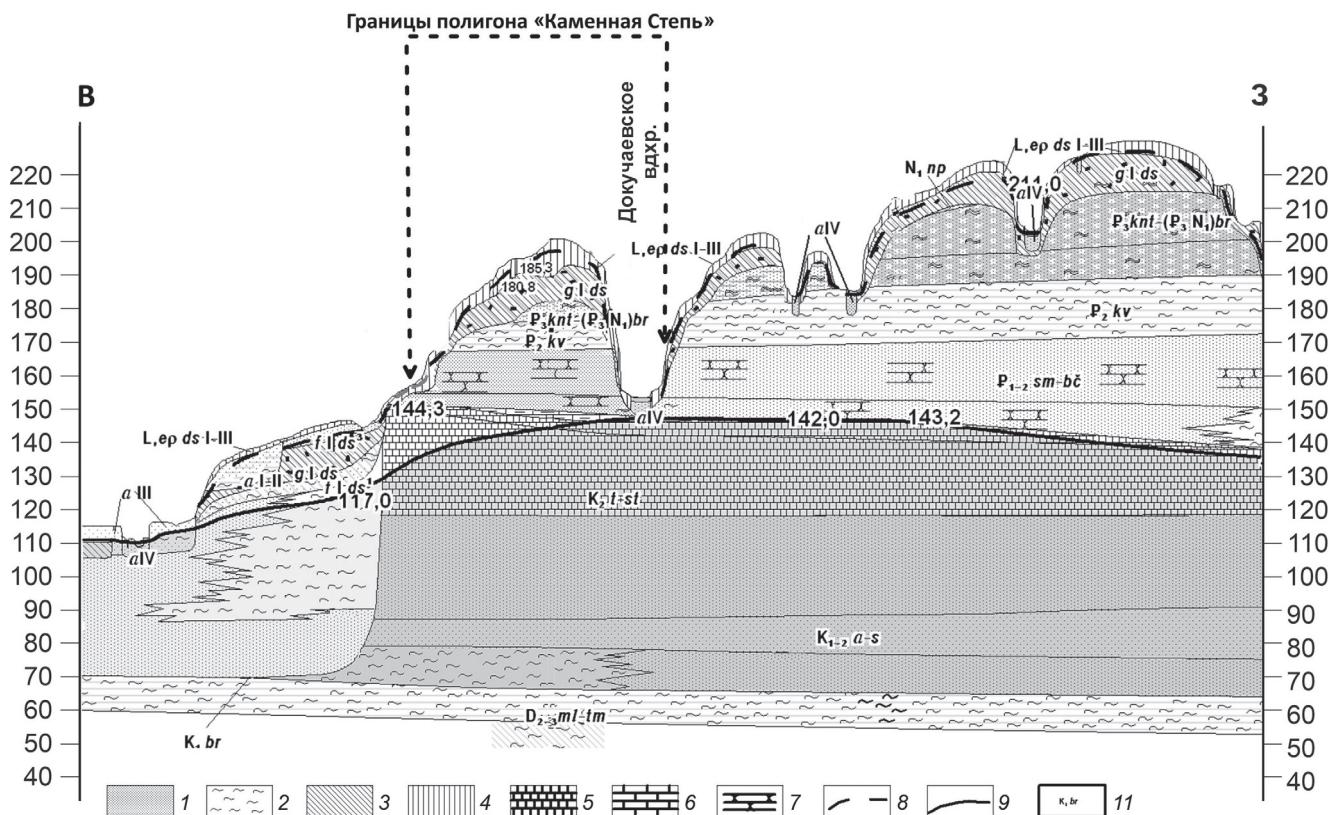


Рис. 1. Схематический гидрогеологический разрез района размещения полигона «Каменная Степь» по данным [Корабельников и др., 2009] с дополнениями авторов. (масштаб: горизонтальный 1:300 000): 1 — пески, 2 — глины, 3 — суглинок, 4 — суглиник лессовидный, 5 — мел, 6 — известняк, 7 — песчаник, 8 — уровень грунтовых вод, 9 — уровень подземных вод дочетвертичных отложений, 11 — индекс гидрогеологического подразделения

пород. Ледниковые отложения на территории полигона широко распространены в виде морены, представленной валунными суглинками и супесями с линзами и прослойками песка, общей мощностью до 16 м. Последледниковые отложения над кровлей морены имеют преимущественно озерно-болотный и аллювиальный характер, выше они сменяются лессовидными и покровными суглинками. Общая мощность четвертичных отложений на территории гидрогеологического полигона «Каменная Степь» достигает 25 м на водораздельных пространствах.

На территории полигона подземные воды вскрыты скважинами в четвертичных, меловых, девонских и протерозойских отложениях. В гидрогеологическом отношении зона активного водообмена в этом районе имеет выраженное двухярусное строение (рис. 1). Верхний ярус представлен водоносными горизонтами и комплексами в четвертичных отложениях. В частности, на территории полигона — это локально слабоводоносный донской ледниковый комплекс (*gl-IIds*) нижне-среднечетвертичного возраста. На большей территории полигона «Каменная Степь» в наблюдательных скважинах, в том числе и в Докучаевском колодце, ведется многолетний мониторинг уровней грунтовых вод именно этого элемента гидрогеологического разреза [Корабельников и др., 2009]. Подземные воды комплекса вскрываются на отметках 170–190 м, питаются

ся за счет локальной инфильтрации, а разгружаются в эрозионных врезах и за счет перетекания вниз.

Нижний ярус — это комплекс межпластовых горизонтов в песчано-глинистых неогеновых отложениях, карбонатных отложениях турон-коньякского возраста и апт-сеноманских терригенных песках. Наиболее водообильным является апт-сеноманский водоносный горизонт, представленный песками мощностью около 50 м. Воды напорные, высота напора над кровлей равна 3–12 м. Абсолютные отметки пьезометрической поверхности апт-сеноманского горизонта составляют от 100 м в долинах рек до 140 м на водораздельных пространствах (рис. 1), то есть расположены на отметках, существенно ниже, чем отметки уровня грунтовых вод, и даже ниже, чем подошва моренных отложений. Согласно региональному гидрогеологическому разрезу, приведенному на рис. 1, уровни в апт-сеноманском водоносном горизонте оторваны от нижне-среднечетвертичного водоносного комплекса. Следовательно, гидрогеодинамически взаимоотношение этих двух ярусов гидрогеологического разреза — это связь грунтового и безнапорного межпластового водоносных горизонтов, формирующаяся нисходящим перетеканием. При этом гидродинамическое влияние безнапорного межпластового пласта на грунтовый водоносный горизонт отсутствует за счет разрыва сплошности потока ниже границы четвертичных отложений.

Далее при анализе мониторинга для верхнего яруса будем использовать наименование четвертичный горизонт, а для нижнего — меловой горизонт.

Исходные данные и методы их анализа. В качестве исходных данных использовались фактические ряды мониторинга уровней подземных вод и метеорологических условий. Вся режимная сеть опорного полигона «Каменная Степь» является государственной опорной наблюдательной сетью (ГОНС). На территории полигона за длительный период наблюдений количество наблюдательных пунктов изменялось, но при этом существуют скважины и шурфы с длительными (десятки лет) данными мониторинга уровней. В результате выбора наиболее продолжительных рядов были отобраны фактические данные по 13 скважинам и шурфам протяженностью от 130 лет для Докучаевского колодца и более коротких рядов с протяженностью не менее 25.

Основной режимный ряд уровней грунтовых вод для анализа — это ряд наблюдений в Докучаевском колодце (пункт наблюдений по Государственному Водному Кадастру — ГВК 20109181). Он имеет координаты $51^{\circ}01'31,2''$ с.ш. и $40^{\circ}41'51,9''$ в.д., его абсолютная отметка 186,46 м. Колодец находится в середине лесного массива Каменной Степи № 69. В момент сооружения в 1892 г., согласно архивным материалам, его глубина была 10 м. Сейчас по фактическим замерам глубина колодца составляет 8–8,05 м. В настоящее время на поверхности расположен деревянный сруб колодца, а ниже уровня земли его стенки выполнены бетонными кольцами диаметром 0,8 м, так что водообмен его с грунтовыми водами идет, видимо, в основном через дно. Согласно паспорту ГВК ниже почвенного покрова разрез колодца достаточно монотонный и представлен до глубины 10 м суглинками донского ледникового комплекса (gI-IIds), причем первые два метра — это водно-ледниковые отложения, а ниже залегает морена.

Результаты мониторинга отметок воды в колодце на уровне среднегодовых данных доступны, начиная с 1893 г., а на уровне срочных замеров с 1940 г. В среднегодовых данных есть пропуск в 1937–1939 гг. Срочные замеры имеют различную частоту от одного раза в трое суток до трех раз в месяц.

В 2022 г. авторами была выполнена попытка оценки коэффициента фильтрации пород на уровне дна колодца путем экспресс-налива. Результаты этого налива имеют качественный характер, так как дно колодца перед началом налива было сухое. Однако возмущение в виде мгновенного подъема уровня над дном колодца примерно на 1 м релаксировалось менее, чем за сутки. Это свидетельствует, что коэффициент фильтрации в районе отметок дна имеет порядок не менее десятых долей метра в сутки, а сам колодец неискажает природные внутригодовые природные колебания уровня грунтовых вод за счет инерционности.

Многолетние и внутригодовые колебания осадков, температур и скоростей ветра на уровне рядов суточного разрешения получены из метеорологической базы данных для метеостанции Каменная Степь (индекс ВМО 34139, координаты $51^{\circ}03'$ с.ш.; $40^{\circ}42'$ в.д.) [<http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных>]. Для оценок суммарного испарения в районе расположения колодца, полученного дистанционными методами за последние 20 лет, использовались результаты проекта MODIS [Mu et al., 2011].

Методика исследований состояла в применении комплекса методов выявления закономерностей многолетних и внутригодовых колебаний уровня воды в колодце и оценки его связи с режимообразующими характеристиками. На первом этапе был выполнен кросс-корреляционный анализ наблюдений во всех выбранных 13 пунктах мониторинга для оценки однотипности закономерностей колебаний уровней подземных вод и представительности Докучаевского колодца, как пункта наблюдений, характеризующих грунтовые воды Каменной Степи. Для анализа связи многолетних колебаний уровня воды в колодце с основными режимообразующими факторами, влияющими на инфильтрационный водообмен, рассматривались ряды наблюденных осадков и расчетной потенциальной эвапотранспирации. Последняя рассчитывалась по имеющимся метеоданным и данным о динамике развития растительности по модели Шаттлворт-Воланса [Shuttleworth, Wallace, 1985] в программе SURFBAL [Гриневский, Поздняков, 2010]. Для выявления закономерностей многолетних колебаний уровня и его связи с осадками и потенциальной эвапотранспирацией использовался тренд анализ, анализ разностных интегральных кривых, кросс-корреляционный анализ и построение регрессионной модели, связывающей уровень текущего года с уровнем, осадками и потенциальной эвапотранспирацией предыдущего года.

Для анализа закономерностей внутригодовых колебаний уровня применялась интерполяция данных мониторинга исходного временного ряда наблюдений в колодце на равномерную суточную сетку с последующей декомпозицией на многолетний и сезонный ход уровня. Отклонения от многолетнего хода, то есть внутригодовой гидрограф уровня использовались для оценки величины среднегодового инфильтрационного питания по колебаниям уровня. Для выявления связи внутригодового гидрографа уровня в колодце с наблюдаемыми климатическими изменениями проводился сравнительный анализ этого гидрографа, полученного для двух периодов его осреднения — на середину XX в. и на конец XX в. — начало XXI в.

Результаты. Многолетние колебания уровня в Докучаевском колодце и режимообразующих факторов. Колодец, как репрезентативный пункт мониторинга уровня грунтовых вод. На рис. 2 показана карта пунктов мониторинга подземных вод,

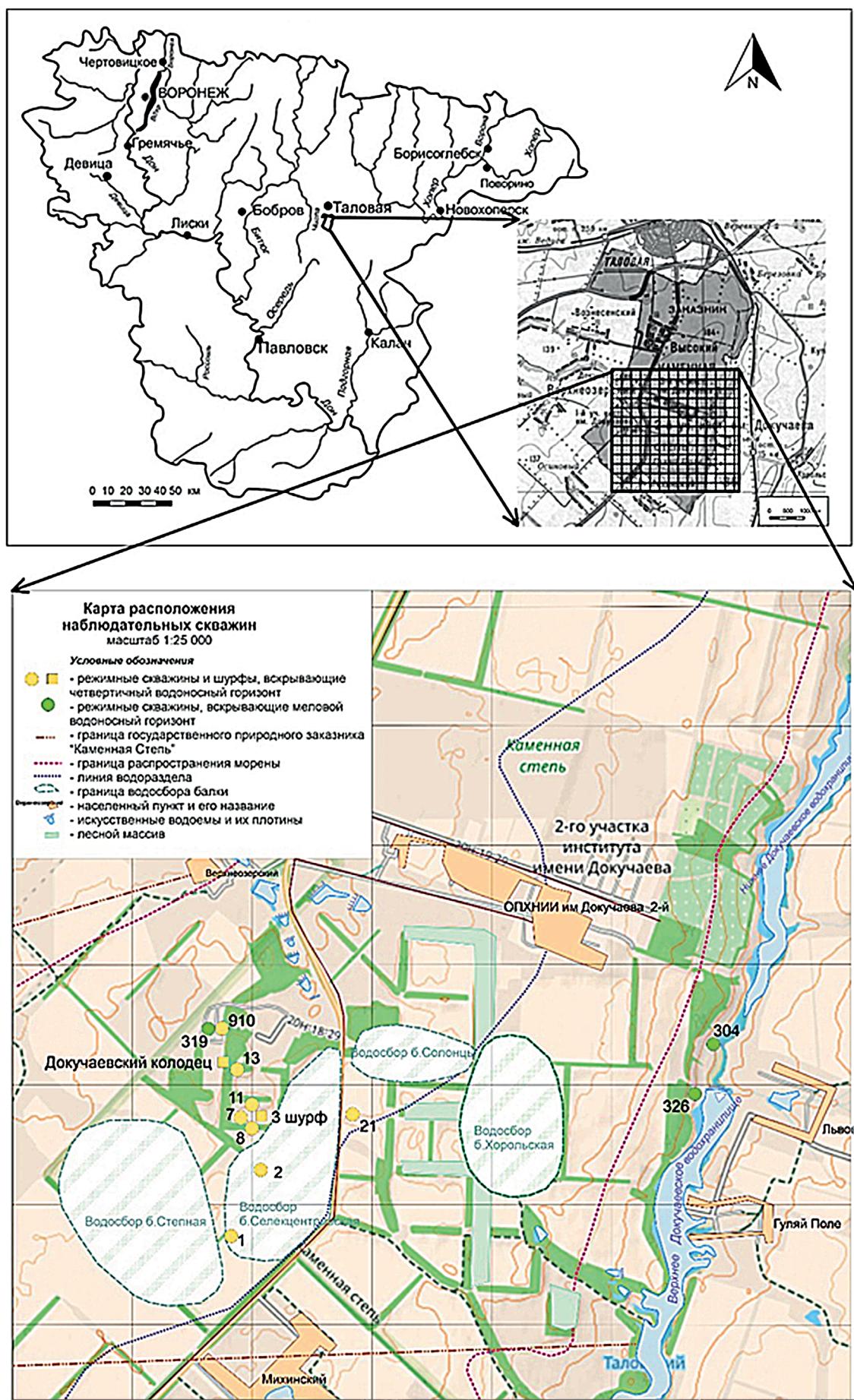


Рис. 2. Карта расположения пунктов долговременных наблюдений за уровнем подземных вод в Каменной Степи

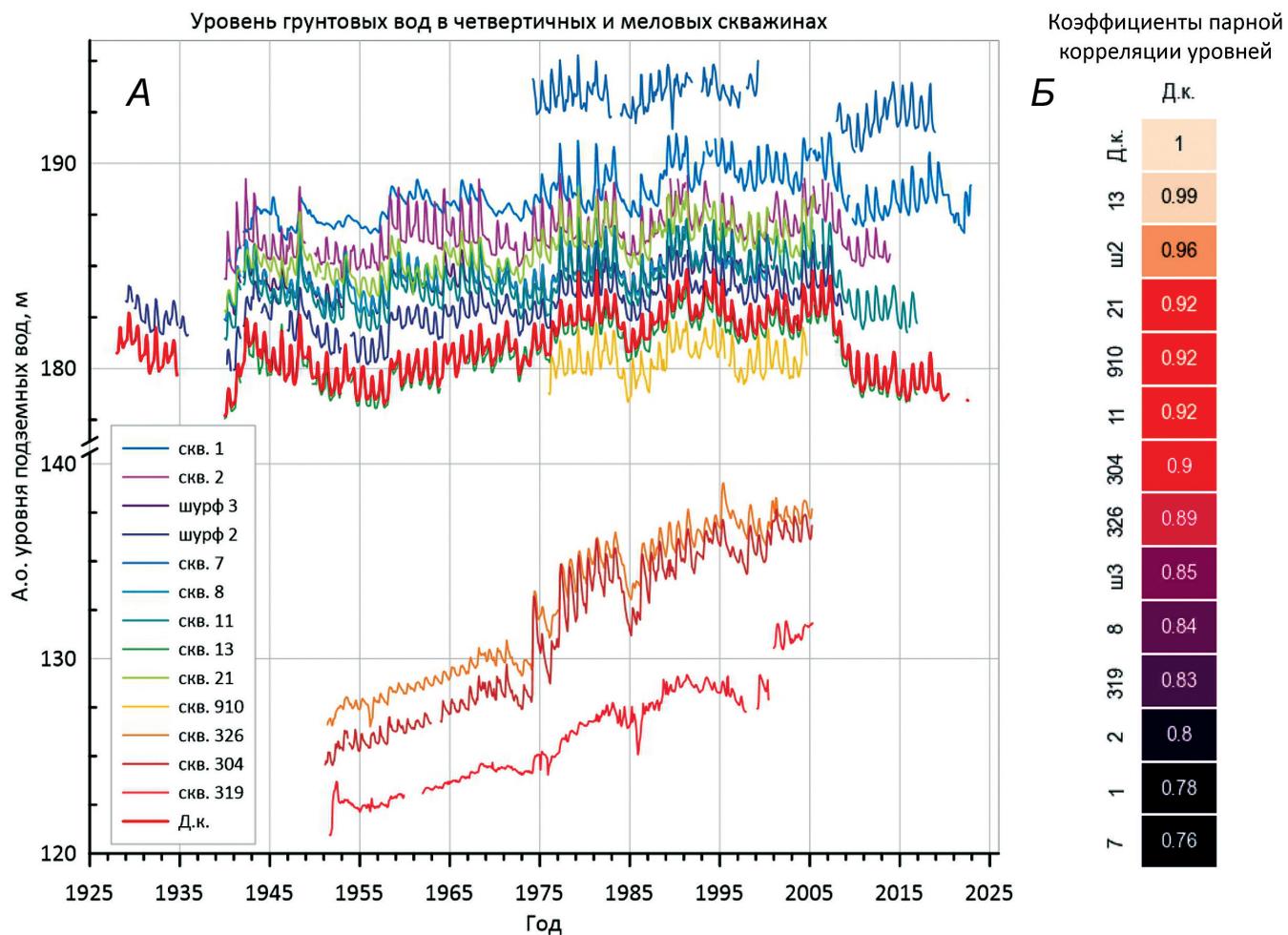


Рис. 3. А — многолетняя динамика наблюденных уровней подземных вод в четвертичном и меловом водоносных горизонтах; Б — коэффициенты парной корреляции уровней в скважинах с уровнем в Докучаевском колодце (Д.к.)

имеющих наиболее длительную историю наблюдений за уровнями воды в четвертичном водоносном и меловом горизонтах. Скважины, вскрывающие четвертичные отложения, располагаются в основном на водораздельном пространстве. Меловые скважины располагаются как у Докучаевского водохранилища, так и на водоразделе.

В меловых скважинах, как и в четвертичных, с 1950 по 2007 г. происходит многолетнее повышение. По-видимому, это повышение связано с увеличением питания безнапорного мелового горизонта за счет увеличения ненасыщенного вертикального нисходящего потока влаги ниже подошвы морены. А увеличение этого потока, в свою очередь связано с ростом уровней грунтовых вод в четвертичном горизонте. Какую-то роль в начале повышения уровней в меловом горизонте в 1950-х годах мог сыграть подпор от создания Докучаевского водохранилища. После 2007 г. замеры в меловых скважинах не производились, поэтому поведение уровней в этот период неизвестно. В настоящее время из всех приведенных на рис. 3, А скважин и шурфов наблюдаются только скважина 1 и Докучаевский колодец.

Для количественного анализа соотношений колебаний уровней подземных вод был использован

корреляционный анализ: рассчитаны коэффициенты корреляции Пирсона для среднемесячных наблюденных значений. На рис. 3, Б показана матрица коэффициентов корреляции уровней Докучаевского колодца и остальных скважин. По нему видно, что Докучаевский колодец имеет сильную корреляцию как с четвертичными, так и с меловыми скважинами — значения коэффициента корреляции Пирсона варьируются от 0,76 до 0,99. Худшая корреляционная связь со скважиной 7 по сравнению с другими возможно объясняется тем, что по этой скважине ряд наблюдений самый короткий, а кроме того, в нем есть перерывы. Относительно пониженная корреляция уровней Докучаевского колодца со скважиной 1, по-видимому, связана с тем, что в период 1940–1960-х годов, судя по графику на рис. 3, А в ней практически не был заметен сезонный ход уровней. Этот ход стал соответствовать сезонному ходу в Докучаевском колодце только начиная с 1970-х годов.

В целом, из проведенного анализа синхронных графиков колебаний уровней подземных вод и рассчитанной корреляционной матрицы наблюдений следует, что колебания уровней в Докучаевском колодце соответствуют колебаниям в наблюдательных четвертичных скважинах, а коэффициенты корре-

ляции для четвертичных скважин имеют значения больше 0,76. Таким образом, можно сделать вывод о том, что уровни, измеренные в Докучаевском колодце, являются репрезентативными по характеру многолетних и внутригодовых колебаний для четвертичного водоносного горизонта распространенного на территории полигона.

Среднегодовые колебания уровня в колодце и их связь с режимообразующими рядами. Для дальнейшего анализа в ряду наблюдений Докучаевского колодца были заполнены пропуски среднегодовых значений в 1937–1939 гг., а с 1940 г. проведена его интерполяция на равномерный суточный шаг. Для обеих процедур использовался кусочно-кубический интерполирующий многочлен Эрмита (PCHIP) из библиотеки Python–Pandas [https://pandas.pydata.org/docs/user_guide/index.html#user-guide].

Как отмечалось выше, в момент заложения колодца его глубина была равна 10 м. Однако в текущий период фактическая глубина колодца составляет 8,05 м. В период 2020–2022 гг. оказалось, что по фактическим замерам в 2020 г. уровень был выше дна колодца только весной, в 2021 г. колодец был сухой весь год, а в 2022 г. только несколько летних фактических замеров показали минимальный слой воды над его дном. На момент написания статьи уже известно, что в марте 2023 г. в колодце появилась вода, и ее уровень на конец марта поднялся на 48 см над дном. Для того, чтобы оценить среднегодовую глубину залегания уровня в эти годы была проанализирована связь среднегодовых и максимальных уровней за последние десятилетия. Оказалось, что среднегодовые уровни в среднем ниже на $\Delta=0,88$ м, чем максимальные, поэтому для оценки среднегодовых уровней в 2020, 2022 и 2023 гг. из максимальных наблюденных уровней вычиталась величина Δ . А для 2021 г. эта величина вычиталась из отметки дна колодца.

Восстановленный таким образом ряд среднегодовых уровней за весь период наблюдений приведен на рис. 4. Визуальный анализ этого графика показывает, что наблюденный временной ряд не выглядит статистически однородным. На нем можно выделить как минимум четыре периода, характеризующихся различными многолетними колебаниями. Первый период от начала наблюдений до середины 1950-х годов, когда шло статистически стационарное колебание уровней вокруг отметки около 180,3 м. Затем наступил период подъема, длившийся до начала 1980-х годов. Этот период сменился статистической стабилизацией на отметках около 182,7 м. А в 2008 г. начался спад, который прослеживается до настоящего времени.

Дополнительно к графику фактических колебаний уровня на данном рисунке показана нормализованная разностная интегральная кривая уровня, рассчитанная как:

$$H_I(N) = \sum_{i=1}^N X(i); X(i) = \frac{H(i) - H_{cp}}{\sigma_H}, \quad (1)$$

где $H_I(N)$ — расчетное значение нормализованной разностной интегральной кривой в год N от начала наблюдений, $X(i)$ — нормализованная отметка уровня в i -й год, H_{cp} — среднемноголетнее значение отметки уровня, σ_H — среднеквадратичное отклонение среднегодовых уровней.

Из рис. 4 следует, что эта кривая по своей сути имеет более слаженный характер, она с некоторым запаздыванием повторяет ход кривой уровня, но в ней второй и третий период не разделяются.

Для того, чтобы оценить масштаб спада, наблюдаемого в последние годы, на рис. 5 показаны квантиль — квантиль графики среднегодовых отметок уровня и его годовых приращений. Из данного графика хорошо видно, что за весь период наблюдений из пяти лет с наиболее низкими значениями уровня три года приходятся на 2020–2022, а в пять лет с максимальным годовым отрицательным приращением (падением) уровня попали три года начиная с 2008 г., причем два из них — 2008 и 2009 — шли подряд. При этом величина падения уровня за 15 лет, от четвертой во всем наблюденном ряду максимальной отметки года в 2006 до низшей отметки 2021 составила более четырех стандартных отклонений, рассчитанных по полному 129-летнему ряду наблюдений, то есть максимальные изменения в ряду среднегодовых отметок уровня произошли на последнем участке, длина которого составляет около 11% от общей длины ряда.

Режим подземных вод четвертичного горизонта, не имеющий прямой гидравлической связи с нижележащим меловым горизонтом, определяется внутригодовой и многолетней динамикой инфильтрационного водообмена в системе подземные воды — ландшафт. Этот водообмен связан с трансформацией осадков на поверхности и в почве [Гриневский, Поздняков, 2010], на уровне многолетней изменчивости показателями его динамики могут служить многолетние ряды осадков и потенциальной эвапотранспирации (испаряемости). Для оценки динамики этих показателей из базы метеорологической данных [<http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных>] о суточной динамике осадков, температур и скорости ветра для метеостанции Каменная степь рассчитаны ряды годовых сумм осадков и потенциальной эвапотранспирации. Годовая потенциальная эвапотранспирация оценивалась по модели Шаттлворт–Воланса [Shuttleworth, Wallace, 1985] на суточном уровне разрешения. Для этой модели в программе SURFBAL [Гриневский, Поздняков, 2010] требуется внутригодовая и многолетняя динамика индекса развития листьев LAI и высота растительности h_p . Особенностью участка расположения колодца является то, что одновременно с ним вокруг него была заложена дубовая лесополоса, поэтому первые десятилетия происходил интенсивный рост высоты деревьев и рост связанного с ней индекса развития листьев. Рост деревьев $h_p(t)$ учтен с использованием данных

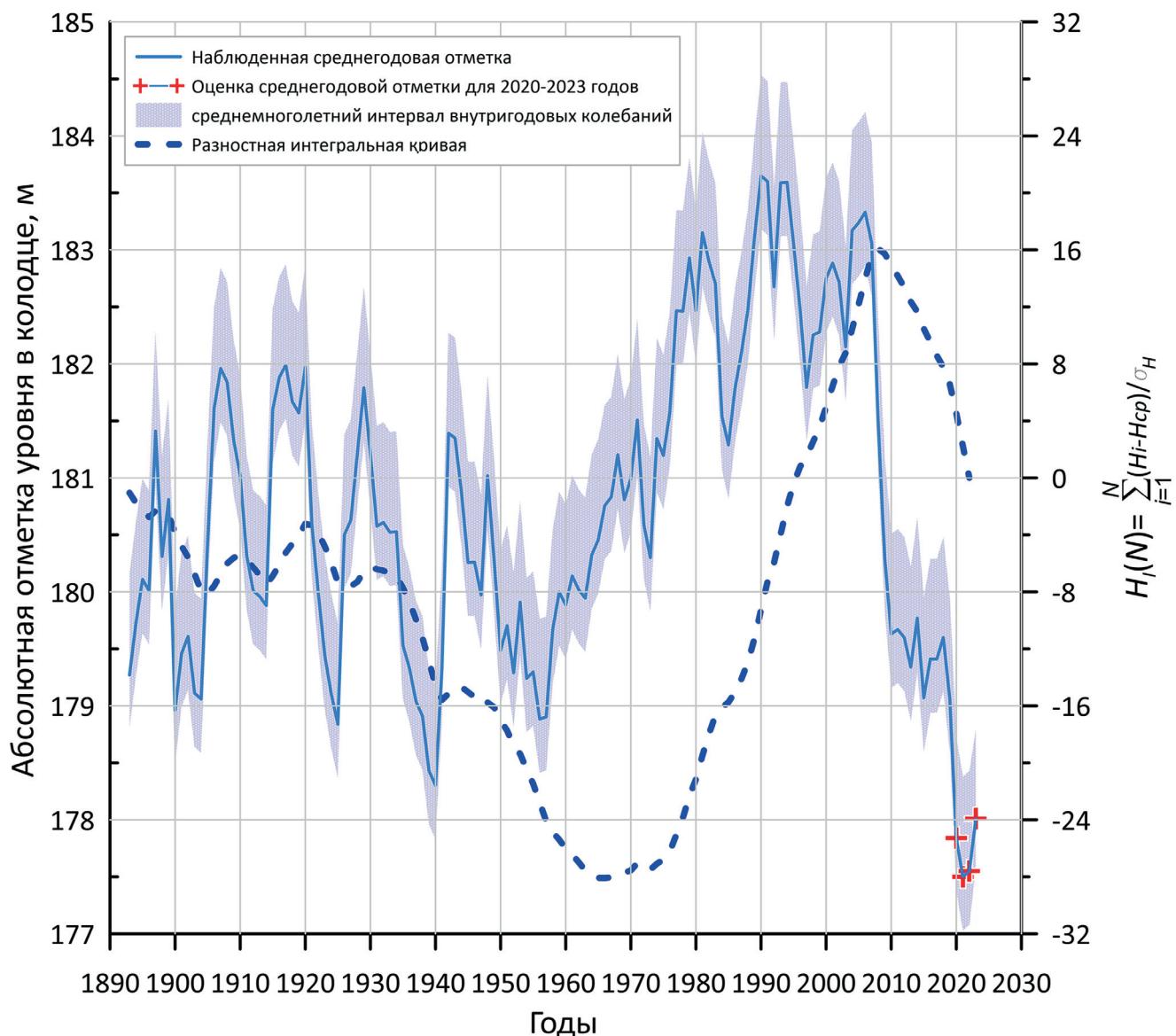


Рис. 4. Динамика среднегодовой отметки уровня воды в Докучаевском колодце. Отметка поверхности земли у колодца 186,46 м, фактическая отметка дна колодца 178,41 м

таксации лесополос Каменной степи [Чевердин и др., 2018] в виде эмпирической зависимости:

$$h_p(t) = h_{\max} [1 - \exp(-(t/t_0)^\lambda)], \quad (2)$$

где эмпирические параметры $h_{\max} = 30$ м, $t_0 = 51,7$ год, $\lambda = 1,2$.

Связь максимального в период вегетации индекса развития листьев LA_{\max} с высотой деревьев в свою очередь описывалось зависимостью [Yuan et al., 2013]:

$$LA_{\max} = 0,742 h_p^{0.746}, \quad (3)$$

Данные о температурах и осадках по метеостанции Каменная Степь доступны с 1904 г., но фактические записи о среднесуточной скорости ветра существуют только с 1966 г., поэтому до этого года при расчетах потенциальной эвапотранспирации

использовались среднемноголетние наблюденный значения скорости ветра для текущего дня за период 1966–2022 гг. Учет роста и смыкания кров деревьев при помощи зависимостей (2–3) привел к тому, что с начала XX в. до 2020-х годов расчетная величина потенциальной эвапотранспирации достаточно закономерно падала от 895 мм до стабилизации и колебаний вокруг 700 мм с 1930-х годов за счет того, что потенциальное физическое испарение в этот период уменьшалось в связи с ростом затененности почвы растущими деревьями и повышения аэродинамического сопротивления турбулентному обмену в приземном слое воздуха.

На рис. 6 показаны синхронные нормализованные интегральные кривые для уровней воды в колодце, годовых сумм осадков, годовых сумм потенциальной эвапотранспирации и годовых сумм избытка влаги. Годовая сумма избытка влаги рассчитывалась как разница между осадками и потенциальной эва-

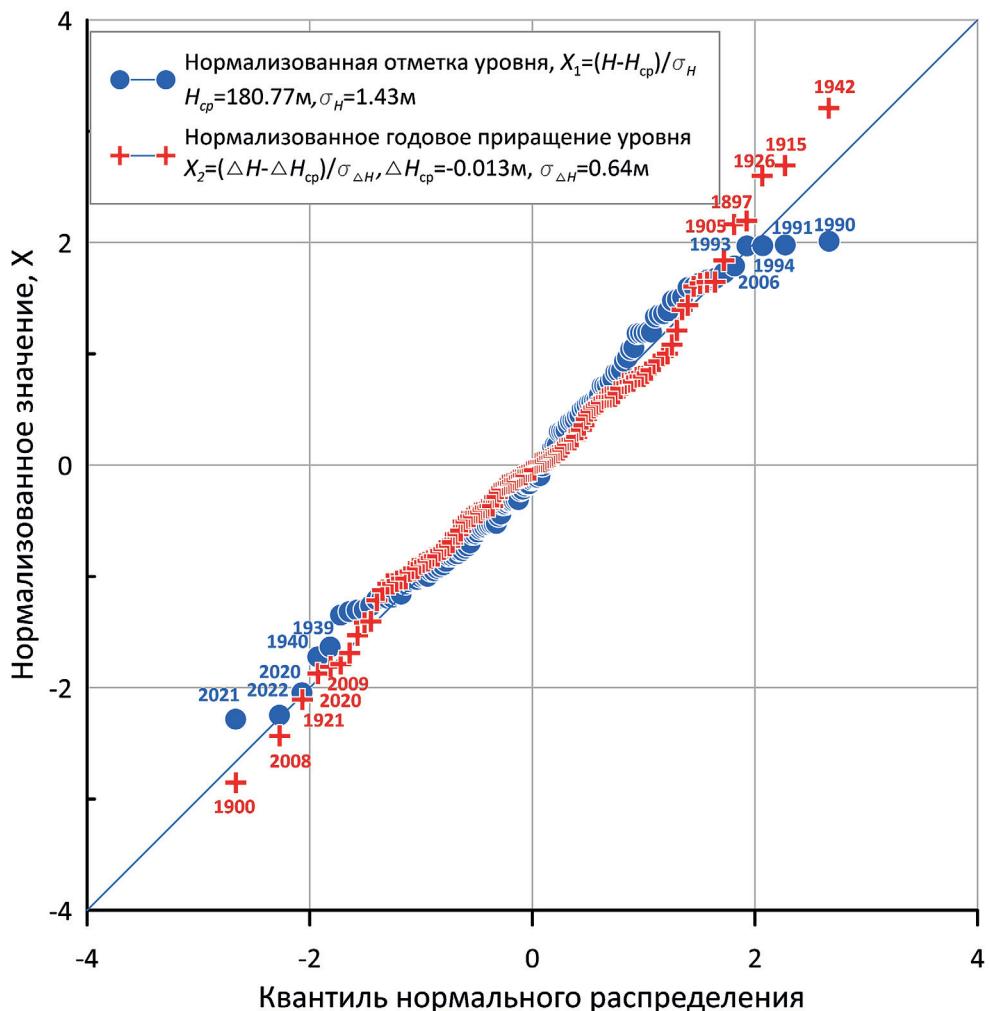


Рис. 5. Квантиль-квантиль график абсолютных отметок уровня Докучаевского колодца и его приращений. Цифры у символов — год, в который наблюдалась данная величина уровня или его приращений

потранспирацией. Нормализованные интегральные кривые рассчитывались для каждого показателя на рис. 6 по зависимости (1). Статистические характеристики исходных анализируемых рядов приведены в табл. 1, из которой следует, что при анализе результатов за период наблюдений длительностью

сто и более лет статистически значимый линейный тренд выявляется для уровней воды в колодце, для осадков и для потенциальной эвапотранспирации. Однако, доля общей изменчивости, объясняемая этими трендами весьма невелика — коэффициент детерминации r^2 для осадков и потенциальной

Статистические характеристики анализируемых рядов за 1904–2021 гг.

Таблица 1

| Переменная | Отметка воды в колодце H , м | Годовая сумма, мм | | |
|--|--------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------|------------------------------|
| | | Потенциальная эвапотранспирация, PET | Осадки, P | Избыток влаги |
| Минимум | 177,5 | 554 | 268 | -517 |
| Максимум | 183,65 | 895 | 826 | 140 |
| Среднее | 180,88 | 710 | 466 | -244 |
| Стандартное отклонение | 1,43 | 67 | 100 | 134 |
| Коэффициент вариации | 0,0079 | 0,094 | 0,215 | -0,552 |
| Коэффициент асимметрии | 0,106 | 0,592 | 0,436 | 0,083 |
| Коэффициент автокорреляции смежных лет | 0,928 | 0,17 | 0,25* | 0,16* |
| Первая строка в ячейке — угловой коэффициент линейного тренда и его стандартная ошибка, мм в год, вторая — коэффициент детерминации r^2 , третья — p -значение | 8,7+/-3,8 0,04 0,03 | 0,54*+/-0,17 0,10 0,002 | 0,95 +/-0,25 0,10 0,0007 | 0,59*+/-0,41 0,02 0,15 |

Примечание: * — рассчитано для периода 1922–2021 гг.

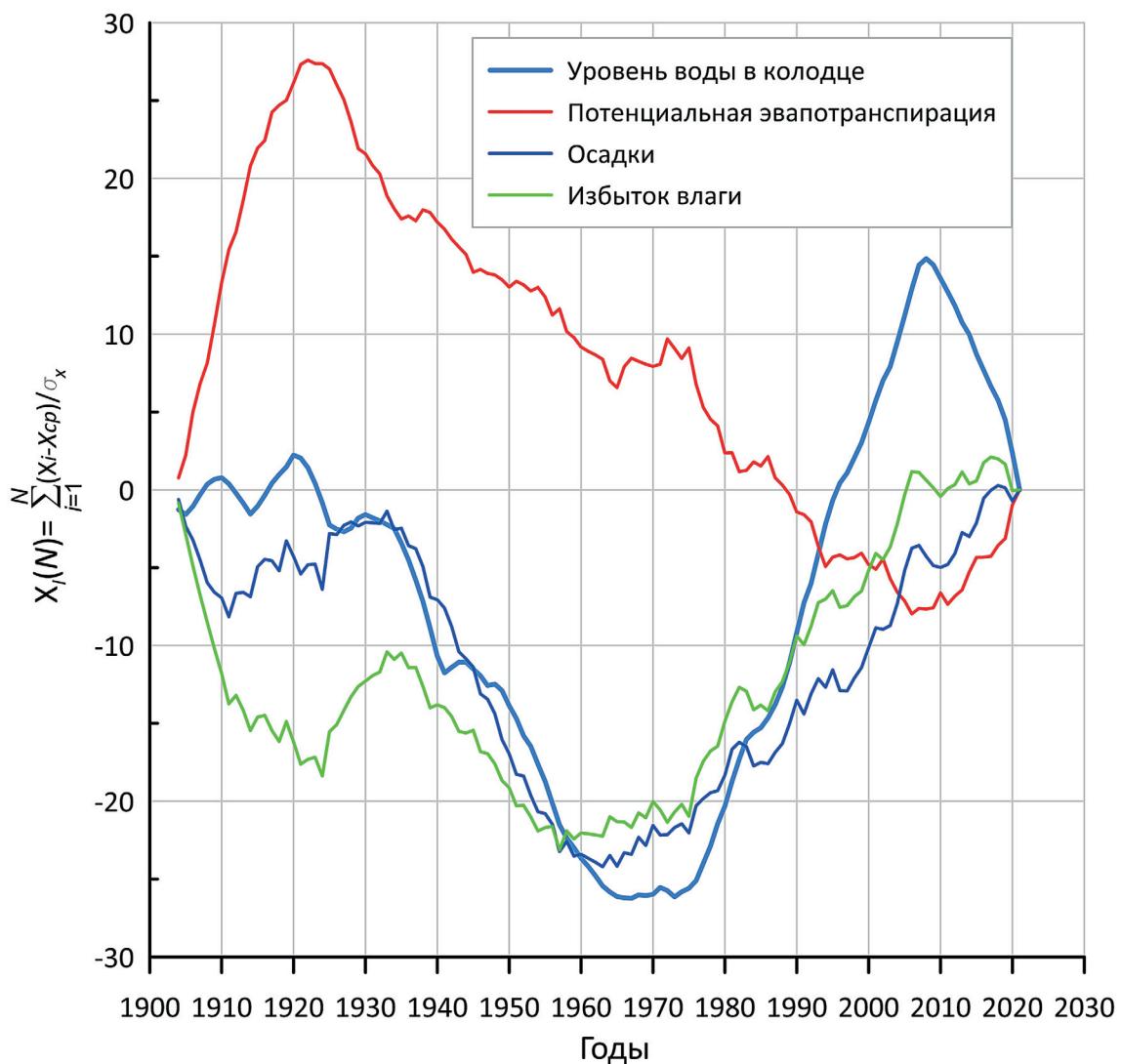


Рис. 6. Синхронные нормализованные разностные интегральные кривые рядов уровней воды в колодце, расчетной потенциальной эвапотранспирации, осадков и расчетного избытка влаги за 1904–2021 гг.

евапотранспирации составляет 0,1, а для уровней всего 0,04.

Из рис. 6 видно, что действительно уровень воды в колодце формируется за счет инфильтрационного водообмена, так как его интегральная разностная кривая по крайней мере до начала XXI в. повторяет такую же кривую для осадков и расчетного избытка влаги, следуя за последней с некоторым опозданием. Поэтому выделенные выше первые три характерных участка колебаний уровня воды в колодце связаны с многолетней динамикой избытка влаги, которая согласно табл. 1 имеет достаточно высокую вариабельность, минимум в конце 1950-х годов и рост во второй половине XX в. В XXI в. интегральная разностная кривая уровня ведет себя отличично от такой же кривой избытка влаги, но при этом она зеркально отражает кривую для потенциальной эвапотранспирации: переход последней из фазы падения в фазу роста сопровождается с некоторым запаздыванием переходом роста разностной интегральной кривой уровня воды в колодце в фазу ее падения. Раз-

ностная интегральная кривая для потенциальной эвапотранспирации на рис. 6 имеет выраженный пик в начале 1920-х годов, связанный с описанной выше перестройкой потенциального испарения за счет роста и смыкания крон деревьев.

Для более подробного анализа связи колебаний уровня в XXI в. с характеристиками инфильтрационного водообмена на рис. 7 приведены синхронные графики колебаний уровня воды в колодце и расчетного избытка влаги. При этом расчетный избыток влаги определялся двумя способами. В первом способе использовалась разница между осадками и потенциальной эвапотранспирацией по Шаттлворт-Волансу, во втором способе вместо потенциальной эвапотранспирации использовалось суммарное испарение из данных реанализа MODIS [Mu et al., 2011] для ближайшего к колодцу узла 500-метровой сетки спутниковой съемки.

Нормализованные значения на рис. 7, А рассчитывались с использованием среднего и стандартного отклонения не за весь период наблюдений, а толь-

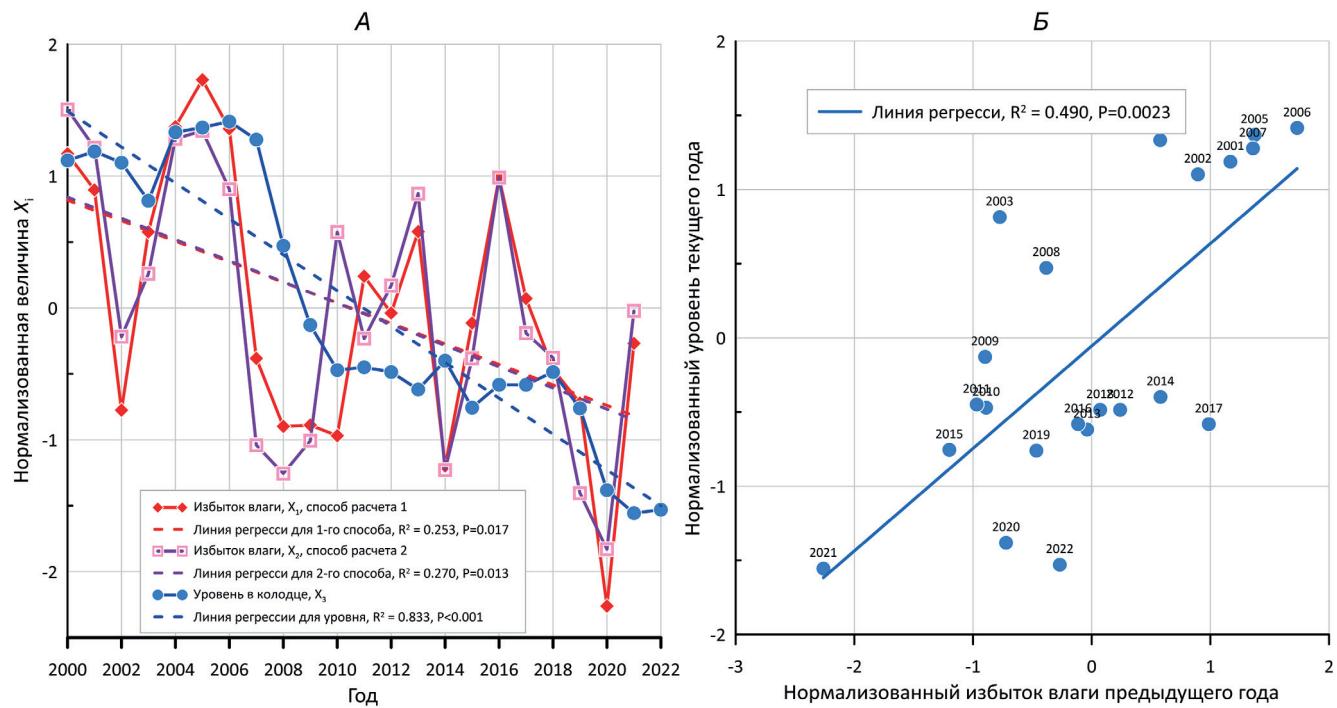


Рис. 7. А — синхронные ряды нормализованного избытка влаги и уровня воды в колодце за 2000–2022 гг.; Б — корреляция уровня текущего года и избытка влаги, рассчитанного по 1-му способу

ко за исследуемый период 2000–2022 гг. В целом в первые 20 лет XXI в. на исследуемой территории наблюдается заметный тренд, связанный со снижением расчетного избытка влаги на фоне его колебаний от года к году. Это подтверждается и тем, что на региональном уровне всего бассейна Дона в 2007–2015 гг. отмечался существенный маловодный период [Киреева и др., 2017]. Согласно рис. 7, А кривая снижения уровней наследует колебания расчетного избытка влаги с некоторым запозданием. Согласно рис. 7, Б корреляция между среднегодовым уровнем текущего года в XXI в. и профицитом влаги предыдущего года достаточно высока, что может свидетельствовать о том, что наблюденное небывалое падение уровня в колодце в последние 15 лет, по-видимому, результат многолетнего хода в XXI в. основных режимообразующих факторов — осадков и испарения связанные с динамикой этих факторов. При этом влияние режимообразующих факторов может проявляться не только через инфильтрационный водообмен. Как отмечалось в [Корабельников и др., 2009], четвертичный водоносный горизонт — основной источник децентрализованного водопользования местного населения. Уменьшение избытка, то есть рост дефицита влаги последние 15 лет могло вызвать повышение децентрализованного водоотбора для поливов, что увеличило расходные статьи баланса этого верхового горизонта.

Для краткосрочного прогнозирования с периодом упреждения 1 год среднегодовых уровней с учетом инерционности временного ряда и изменчивости режимообразующих факторов, в табл. 2 приведена рассчитанная для всего периода наблюдений

Таблица 2

Кросс-корреляционная матрица среднегодовых уровней текущего года с уровнями, осадками и потенциальной эвапотранспирацией предыдущего года, рассчитанные для ряда наблюдений за 1904–2021 годы*

| | H _{i-1} | Осадки, P _{i-1} | Потенциальная эвапотранспирация, PET _{i-1} | H _i |
|---|------------------|--------------------------|---|----------------|
| H _{i-1} | 1 | | | |
| Осадки, P _{i-1} | 0,409 | 1 | | |
| Потенциальная эвапотранспирация, PET _{i-1} | -0,343 | -0,195 | 1 | |
| H _i | 0,928 | 0,491 | -0,425 | 1 |

Примечание: * — при расчете корреляции уровней и осадков, чтобы учесть переходящий снегозапас для последних, границы года выбирались с 1-го декабря года i – 2 до 30 ноября года i – 1.

ний корреляционная матрица уровня воды смежных лет с осадками и потенциальной эвапотранспирацией. Поскольку согласно этой таблице величины среднегодового уровня в колодце для смежных лет имеют весьма высокую корреляцию между собой, ($r=0,928$), а среднегодовой уровень текущего года коррелирован и с суммой осадок предыдущего года ($r=0,491$) и потенциальной эвапотранспирацией предыдущего года ($r=-0,425$), то для прогнозирования уровня на год вперед целесообразно использовать простую регрессионную модель, описываемую уравнением:

$$H_i = B_0 + B_1 H_{i-1} + B_2 P_{i-1} + B_3 PET_{i-1}, \quad (4)$$

где H — абсолютная отметка уровня в колодце, м, P — годовая сумма осадков, мм, PET — годовая потенциальная эвапотранспирация по Шаттлворту-Волансу, мм, индексы i , $i-1$ означают текущий и предыдущий годы.

В табл. 3 приведены параметры уравнения (4), оцененные при помощи модели многомерной линейной регрессии. Эта модель для всего массива наблюдений имеет коэффициент корреляции между наблюденным и оцененным значением 0,942 и стандартную ошибку прогноза 0,53 м. Нормализованные регрессионные коэффициенты (β_1 – β_3) регрессионного уравнение (4) можно интерпретировать как коэффициенты чувствительности прогнозного уровня в колодце к совместному влиянию предыстории его эволюции, которая отражена в достигнутом в $i-1$ году положении уровня и текущих факторов, определяющих поступления и расходования влаги и влияющих таким образом на текущий инфильтрационный водообмен. Из табл. 3 следует, что вклад предыстории процесса в ожидаемый уровень в i -го года существенно выше, чем вклад факторов, формирующих текущий инфильтрационный водообмен.

Таблица 3

Параметры модели линейной регрессии для оценки среднегодового уровня в колодце последующего года при известном уровне, осадках и потенциальной эвапотранспирации текущего года

| Регрессионный коэффициент | Значение | Стандартная ошибка | Нормализованное значение регрессионного коэффициента β_k |
|---------------------------|----------|--------------------|--|
| B_0 | 26,9513 | 7,705 | – |
| B_1 | 0,8381 | 0,0417 | 0,8381 |
| B_2 | 0,00211 | 0,00064 | 0,1267 |
| B_3 | -0,0037 | 0,0011 | -0,1119 |

Многолетняя динамика внутригодовых колебаний. Внутригодовая изменчивость уровней воды в колодце связана с изменчивостью инфильтрационного питания. Временные колебания питания должны отражать динамику условий поступления влаги на поверхность земли и ее расходования из корнеобитаемого слоя. В Каменной Степи формируется устойчивый зимний снеговой покров, поэтому основное поступление влаги в зону аэрации происходит в период весеннего снеготаяния. На рис. 8, А показана внутригодовая и многолетняя изменчивость среднесуточных температур приповерхностного воздуха в Каменной Степи. Из этого рисунка видно, как региональный отклик на глобальное потепление проявляется в ходе температур в исследуемом регионе. С конца 1960-х годов происходит смещение нулевой изолинии со среднего значения 90 суток от начала года до 70–80 и даже 60 суток для отдельных лет в начале XXI в. В целом в холодный период года увеличивается число оттепелей — дней с положительной температурой (рис. 8, Б). Кроме того, увеличивается продолжительность вегетаци-

онного периода, условно ограниченного изолинией 5 градусов от 200 суток в начале-середине XX в. до приблизительно 220 суток в начале XXI в. Эти процессы могли найти отражение в закономерностях внутригодовых колебаний грунтовых вод.

Для оценки закономерностей внутригодовых колебаний уровня в колодце использовался проинтерполированный на суточное разрешение фрагмент ряда наблюдений с 1940 г. Этот ряд с помощью библиотеки *Python Statsmodels* [https://www.statsmodels.org/dev/generated/statsmodels.tsa.seasonal.seasonal_decompose.html] был разложен на многолетнюю тенденцию, полученную методом скользящего среднего и отклонения от нее в виде сезонной составляющей с периодом один год и случайной составляющей.

На рис. 9, А показаны внутригодовая динамика суммы сезонной и случайной составляющих полученного разложения, отражающие внутригодовой ход уровня. На рис. 9, Б показана внутригодовая динамика основных режимообразующих характеристик, формирующих инфильтрационный водообмен. Эти характеристики связаны с поступлением и расходованием влаги в почве и рассчитаны при помощи модели трансформации осадков на поверхности земли SURFBAL [Гриневский, Поздняков, 2010], они включают впитывание влаги с поверхности в периоды выпадения жидких осадков и снеготаяния, транспирационную и испарительную составляющие суммарной потенциальной эвапотранспирации модели Шаттлворта-Воланса. Графики на рис. 9 иллюстрируют особенности среднемноголетнего внутригодового инфильтрационного водообмена в Каменной Степи. Осадки за холодный период года с осени до весны формируют за счет осенних дождей, зимних оттепелей и весеннего снеготаяния впитывание влаги в почву и ее нисходящее движение. Это движение корреспондирует с подъемом внутригодового гидрографа уровней грунтовых вод с разными скоростями. Наибольшая скорость подъема начинается с марта-апреля и это реакция на весеннее снеготаяние в феврале-первой декаде апреля. Летний спад уровней грунтовых вод связан с тем, что в теплый период года две составляющие суммарной эвапотранспирации существенно превышают выпадающие в это время осадки. Происходит иссушение почвенного слоя, вызывающее вертикальную миграцию влаги снизу вверх, в том числе и с уровня грунтовых вод. При этом, по-видимому, главную роль в снижении уровня грунтовых вод играет транспирация [Чевердин и др., 2018]. Значительная роль транспирации видимо связана с тем, что корневая система взрослых деревьев может проникать на достаточно большие глубины, что облегчает подъем влаги к корням от уровня грунтовых вод. Так, исследование вертикального распределения корней дуба в северной части Германии [Thomas, 2000] показало, что в суглинистые почвообразующие породы на глубину метр от поверхности земли

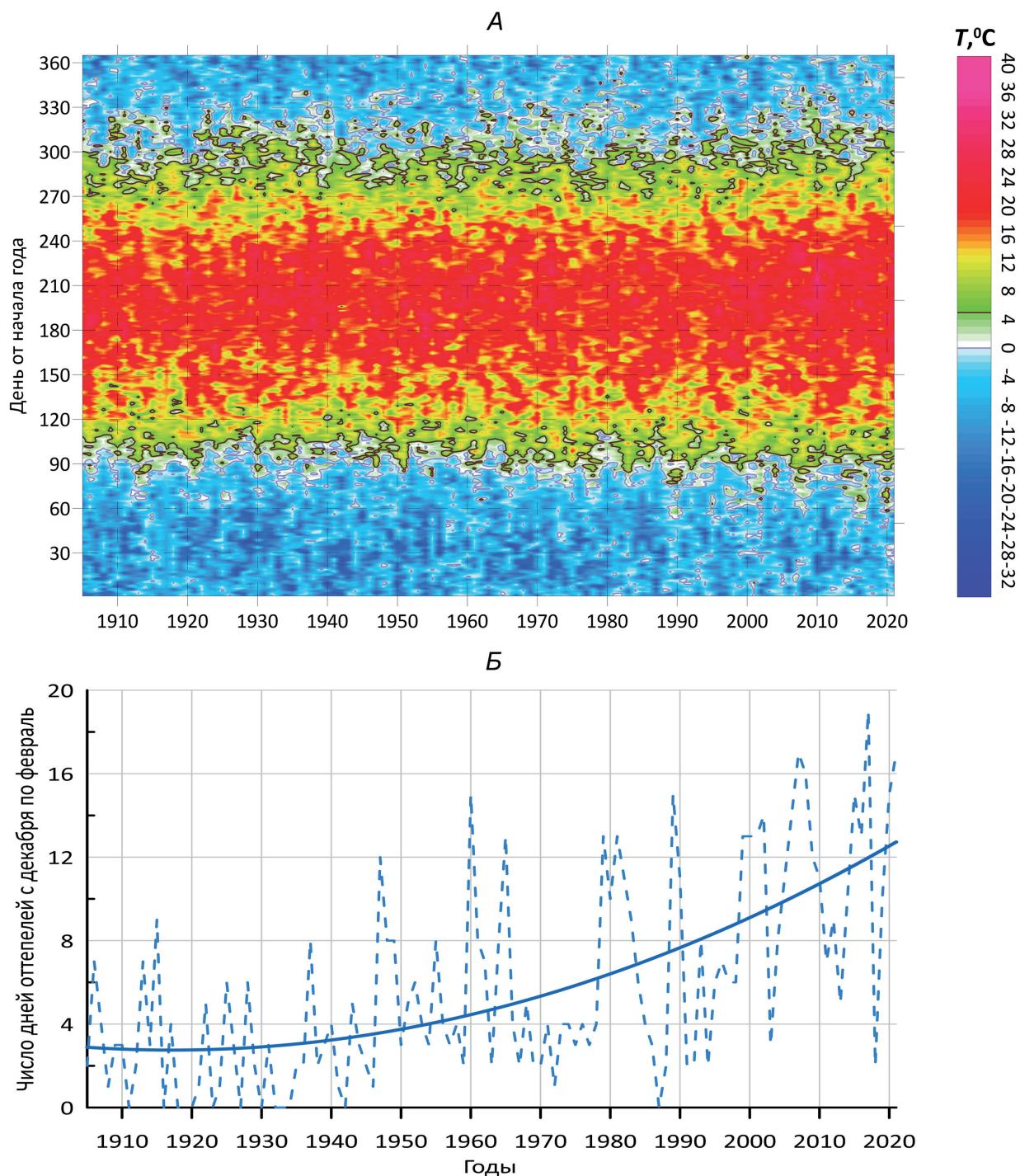


Рис. 8. А — внутригодовая и многолетняя динамика среднесуточных температур по метеостанции Каменная Степь; Б — число дней со среднесуточной температурой более 10 °C в декабре-феврале

проникает около 25% корней дуба, а на глубину 2 м около 5%.

Из рис. 9, А следует, что гидрографы, осредненные за период 1941–1965 гг., когда еще не было заметных температурных изменений, и 1975–2018 гг., несколько отличаются. Весенний подъем до середины 1960-х годов начался немного позже, и в среднем на полторы декады позже достигался максимальный пик его подъема. Согласно рис. 8 переход температур приземного воздуха через ноль происходит в 90–60-е сутки от начала года, то есть именно в этот период

формируется влагозарядка почвенного слоя за счет впитывания тающего снега (рис 10, Б). Однако пик реакции уровня на это весеннее впитывание достигается на 130–160 сутки от начала года. Это запаздывание связано со скоростью нисходящего движения пакета весенней впитавшейся влаги через зону аэрации до уровня грунтовых вод. Для оценки этой скорости на рис. 10 показана корреляция между минимальной глубиной залегания уровня воды в колодце и днем достижения этой глубины для каждого года наблюдений.

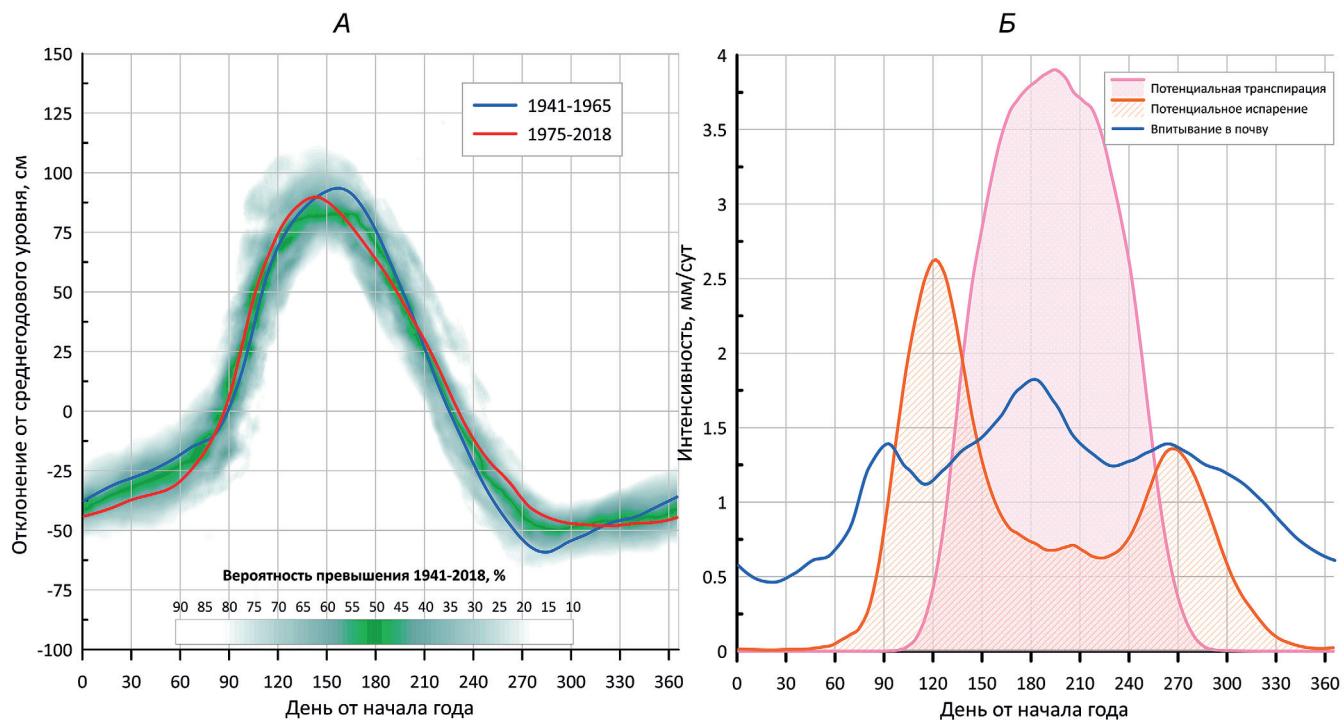


Рис. 9. А — внутригодовой гидрограф уровня воды в Докучаевском колодце, цветом показана вероятностная область флюктуации уровня относительно среднегодового значения, линиями — осредненные гидрографы для двух многолетних периодов; Б — внутригодовой ход осредненных режимообразующих характеристик за 1904–2021 гг. рассчитанные по модели SURFBAL

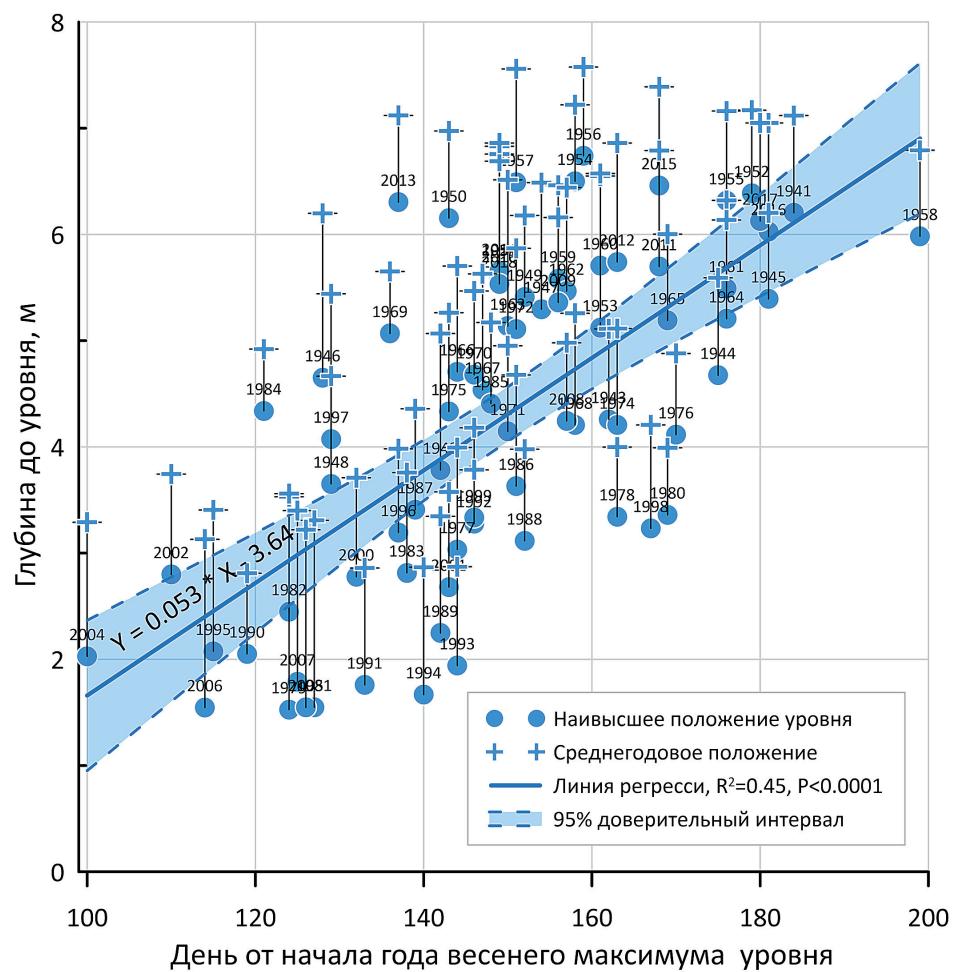


Рис. 10. Связь между минимальной в году глубиной уровня в колодце и днем ее наступления в период 1941–2018 гг.

Очевидно, что средняя скорость нисходящего движения весеннего пакета влаги определяется уклоном линейного уравнения регрессии минимальной глубины от времени, и согласно рис. 10 эта скорость составляет примерно 0,05 м/сут. Из рис. 9, А, используя метод А.В. Лебедева [Шестаков, 1995], можно оценить, сколько же в среднем влаги поступает на уровень грунтовых вод за счет весеннего питания (рис. 9, А). Подъем уровня с марта по июнь составлял в период 1975–2018 гг. примерно 63 см, при характерных значениях коэффициента недостатка насыщения водовмещающих отложений 0,05–0,07 этот подъем соответствует слою питания в 31–44 мм. Среднегодовая величина осадков за этот период составила около 515 мм, то есть питание грунтовых вод составляет 6,5–8,5% от годовой суммы осадков.

Заключение. Докучаевский колодец является уникальным пунктом мониторинга грунтовых вод с наиболее длинным периодом наблюдений в России и Европе. Особенность формирования подземных вод четвертичного верхового горизонта, на который оборудован колодец, состоит в том, что внутриголовая и многолетняя динамика уровней грунтовых вод определяется динамикой инфильтрационного водообмена между поверхностью и подземными водами. Это означает, что заметные изменения водного баланса на поверхности земли и в почве должны отражаться в гидрографе уровней колодца. Иными словами — данные мониторинга уровней Докучаевского колодца содержат в себе скрытую информацию о протекающих в Каменной Степи климатических изменениях локального и вероятно глобального масштаба.

Проведенные исследования наблюденных и расчетных временных рядов позволяют с высокой степенью определенности утверждать, что наблюденная динамика уровня воды в колодце наследует в многолетнем разрезе ход основных режимообразующих факторов — осадков и потенциальной эвапотранспирации, определяющих избыток или дефицит влаги для формирования инфильтрационного питания. С динамикой именно этих факторов связано и отмечаемое в последние 15 лет экстремальное снижение уровней воды в колодце вплоть до его частичного осушения в 2020–2022 гг. Однако остается неясным,

является ли это осушение результатом только экстремально низкой серии величин среднегодового инфильтрационного питания последних лет, или этот процесс ускоряется увеличением местного водоотбора для полива огородов в летние засушливые периоды. Для более определенного ответа на этот вопрос требуется разработка геогидрологической модели исследуемого участка.

Метеоданные по станции Каменная Степь показывают существенное влияние потепления на ход наблюдаемых температур воздуха с 1960–1970 гг., выразившееся в более раннем наступлении весеннего снеготаяния, увеличении числа зимних оттепелей и удлинении вегетационного периода. Эти процессы отражаются в формировании внутригодового гидрографа уровней воды в колодце — в первую очередь в сдвиге летне-весеннего максимума уровней в конце XX и начале XXI в. на полторы декады к началу года по сравнению с серединой XX в. Однако, в целом трансформация внутригодового гидрографа колодца в XXI в. по сравнению с серединой XX в. не так существенна, как, например, трансформация гидрографов рек в бассейне Дона [Киреева, Фролова, 2013]. По-видимому, это во многом связано с вариациями от года к году зимне-весеннего впитывания, формирующего основное годовое инфильтрационное питание в Каменной степи. Кроме того, на динамику внутригодового инфильтрационного водообмена подземных вод с поверхностью влияют вариации год от года летнего потребления влагозапасов почвенных вод растительностью, вызывающие иссушение корнеобитаемого слоя и, как следствие, восходящий влаги с уровня грунтовых вод. Интенсивность и продолжительность этого подтока в свою очередь зависит от текущего положения уровня грунтовых вод и влажности зоны аэрации сформировавшейся весной. Вся перечисленная изменчивость внутригодового инфильтрационного водообмена существенно влияет на внутригодовую динамику уровней грунтовых вод и скрывает направленный климатический сигнал в реакции грунтовых вод, поэтому она проявляется не так заметно, как реакция гидрографов рек.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 21-47-00008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барабанов А.Т., Панов В.И. Преобразование гидрологического режима агроландшафтов защитными лесными насаждениями // Живые и биокосные системы. 2016. № 16. URL: <http://www.jbks.ru/archive/issue-16/article-6>
2. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (ТТР) Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620942. URL: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных>
3. Воронежский государственный природный биосферный заповедник имени В.М. Пескова. [Электронный ресурс]. URL: <https://zapovednik-vrn.ru/> [дата обращения: 10.10.2021]
4. Гриневский С.О., Поздняков С.П. Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 5. С. 543–557.
5. Зборищук Ю.Н., Турусов В.И. Микроэлементы в почвах каменной степи: Монография. Воронеж: Истоки, 2019. 94 с.

6. Киреева М.Б., Илич В.П., Фролова Н.Л. и др. Вклад климатических и антропогенных факторов в формирование маловодного периода в бассейне р. Дон 2007–2015 гг. // Геориск. 2017. № 4. С. 10–21.
7. Киреева М.Б., Фролова Н.Л. Современные особенности весеннего половодья рек бассейна Дона // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2013. № 1. С. 60–76.
8. Корабельников Н.А., Устименко Ю.А., Зинюков Ю.М. и др. Комплексная оценка гидрогеологических, инженерно-геологических и эколого-геологических условий как основа оптимизации мониторинга геологической среды территории федерального полигона «Каменная степь». Вып. 57. Воронеж: Изд-во Научно-исследовательского института геологии, 2009.
9. Рыбальский Н., Муравьёва Е. 25 лет заказнику «Каменная Степь» («Докучаевскому оазису») // Природа России. Национальный портал. 2021. URL: <http://www.priroda.ru/reviews/detail.php?ID=12949> (дата обращения: 25.10.2021)
10. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. 2002. Вып. 9. 220 с.
11. Турусов В.И., Титова Т.В., Чевердин Ю.И. и др. Каменная степь — колыбель разноплановых исследований (прошлое, настоящее и будущее) (обзор) // Итоги и перспективы развития агропромышленного комплекса: Мат-лы Междунар. науч.-прак. конф. / Сост. Н.А. Щербакова, А.П. Селиверстова. Соленое Займище: ФГБНУ «ПНИИАЗ», 2018. С. 254–259.
12. Харченко Н.Н., Харченко Н.А., Ахтырцев А.Б. Мелиоративная роль дубрав Центральной лесостепи // Лесотехн. журн. 2014. Т. 4, № 1(13). С. 40–47.
13. Хитров Н.Б., Чевердин Ю.И. Почвы Каменной Степи от времени В.В. Докучаева до наших дней // Живые и биокосные системы. 2016. № 16. URL: <http://www.jbks.ru/archive/issue-16/article-2>
14. Чевердин Ю.И., Ахтыров А.Г., Сауткина М.Ю. Влияние режима уровня грунтовых вод на биопродуктивность древесных пород в лесных полосах Каменной Степи // Живые и биокосные системы. 2018. № 24.
15. Шестаков В.М. Гидрогеодинамика. М.: Изд-во МГУ, 1995, 368 с.
16. Mu Q.Z., Zhao M., Running S.W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm // Remote Sensing of Environment. 2011. Vol. 115, Issue 8. P. 1781–1800.
17. Pandas Documentation [Электронный ресурс]. URL: https://pandas.pydata.org/docs/user_guide/index.html#user-guide
18. Python Statsmodel [Электронный ресурс]. URL: https://www.statsmodels.org/dev/generated/statsmodels.tsa.seasonal.seasonal_decompose.html
19. Shuttleworth W.J., Wallace J.S. Evaporation from sparse crops—an energy combination theory // Quarterly J. Royal Meteor. Soc. 1985. № 111(469). 839–855.
20. Thomas F.M. Vertical rooting patterns of mature *Quercus* trees growing on different soil types in northern Germany // Plant Ecology. 2000. № 147. P. 95–103.
21. Yuan Y. et al. Examination of the Quantitative Relationship between Vegetation Canopy Height and LAI // Adv. Meteorol. 2013. P. 1–6.

Статья поступила в редакцию 29.05.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 16.08.2023

УДК 556.3

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-127-142

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ЕССЕНТУКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, РЕГИОН КАВКАЗСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Елена Александровна Филимонова¹✉, Екатерина Ивановна Барановская²,
Мария Андреевна Соколовская³, Наталья Александровна Харитонова⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ea.filimonova@yandex.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-5915-6278>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; baranovskaya_kat@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3423-6970>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.a.sokolovskaya1@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН), Владивосток, Россия; tchenat@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0855-3385>

Аннотация. В работе представлены результаты оценки глубинных температур прогрева минеральных вод Ессентукского месторождения, добываемых из четырех продуктивных водоносных горизонтов (дат-зеландский, сеноман-маастрихтский, апт-нижнеальбский и титон-валанжинский) методом геохимических геотермометров. Выявлено, что наиболее адекватные значения глубинных температур с диапазоном 64–97 °C получаются при использовании «кварцевого» геотермометра, в то время как Na–K геотермометр демонстрирует завышенную, а Mg–Li и халцедоновый заниженную температуры. Оценка глубины проникновения вод дает значения 1,2–1,8 км для вод дат-зеландского, сеноман-маастрихтского и апт-нижнеальбского водоносных горизонтов, и более 2 км для вод титон-валанжинского водоносного горизонта.

Ключевые слова: минеральные воды, подземные воды, геотермометры, глубинные температуры, гидрохимия, глубина проникновения

Для цитирования: Филимонова Е.А., Барановская Е.И., Соколовская М.А., Харитонова Н.А. Оценка температурных условий формирования минеральных вод Ессентукского месторождения, регион Кавказские минеральные воды // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 127–142.

ESTIMATION OF REAL SUBSURFACE TEMPERATURE FOR MINERAL WATER CIRCULATED WITHIN ESSENTUKI SPA, CAUCASIAN MINERAL WATERS REGION

Elena A. Filimonova¹✉, Ekaterina I. Baranovskaya², Mariya A. Sokolovskaya³,
Natalia A. Kharitonova⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ea.filimonova@yandex.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; baranovskaya_kat@mail.ru,

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.a.sokolovskaya1@gmail.com

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Far East Geological Institute (FEGI FEB RAS), Vladivostok, Russia; tchenat@mail.ru

Abstract. The paper presents the results of the estimation of the depth temperatures of the warming of mineral waters of the Essentuki field, extracted from four productive (Danish-Zeland, Cenomanian-Maastrichtian, Aptian-Lower Albion and Titon-Valanginian) aquifers by the method of ionic geothermometers. It was revealed that the most adequate depth temperature values with a range of 64–97 °C are obtained with the “silica” geothermometer, while the Na–K geothermometer shows overestimated and the Mg–Li and chalcedony underestimated temperatures. Estimation of the depth of water penetration gives values of 1.2–1.8 km for waters of the Danish-Zeland, Cenomanian-Maastrichtian and Aptian-Lower Albion aquifers, and more than 2 km for waters of the Titon-Valanginian aquifer.

Keywords: mineral groundwater, groundwater, solute thermometers, subsurface temperature, hydrochemistry, depth of water penetration

For citation: Filimonova E.A., Baranovskaya E.I., Sokolovskaya M.A., Kharitonova N.A. Estimation of real subsurface temperature for mineral water circulated within Essentuki spa, Caucasian Mineral Waters region. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 127–142. (In Russ.).

Введение. Район Кавказских Минеральных Вод (КМВ) является старейшей курортной здравницей России. Территория исторически широко известна благодаря своим целебным минеральным источникам, на базе которых возникли курорты Кисловодск, Пятигорск, Железноводск и Ессентуки. В целом исследование углекислых минеральных вод района КМВ насчитывает более чем 200-летнюю историю [Абих, 1874; Овчинников, 1963; Погорельский, 1941; Потапов, Данилов, 2012; 2013]. Наиболее известными типами минеральных вод Ессентукского месторождения являются углекислые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды Ессентуки-4 и Ессентуки-17, добываемые с 1950-х годов.

Ессентукское месторождение минеральных вод (ЕММВ) находится в центральной части региона КМВ. Сложное геологическое и тектоническое строение района, обусловленное наличием региональной толщи тонкодисперсных глинистых (майкопских) отложений, зон разогрева, разуплотнения и частичного плавления пород на глубинах порядка 15–20 и 35–45 км, разнонаправленных тектонических нарушений, привело к уникальному разнообразию углекислых минеральных вод и инверсионной геохимической зональности [Греков и др., 2003; Иванов, 1972]. Перечисленные факторы приводят к тому, что в пределах одного и того же водоносного горизонта формируются подземные воды различного состава. Минеральные воды Ессентукского месторождения отличаются широким диапазоном минерализации: от практически пресных (0,5–0,9 г/л) до высокоминерализованных вод (10–14 г/л), анионный состав вод варьирует от HCO_3^- до $\text{Cl}-\text{HCO}_3^-$ (или $\text{SO}_4^{2-}-\text{HCO}_3^-$), температура изменяется от 10 до ~70°C [Абрамов, 2015, Лаврушин, 2012, Filimonova et al., 2020].

Для понимания процессов формирования подземных вод, необходимо знать точные температуры прогрева вод в глубоких горизонтах циркуляции. Основными источниками данных о температурах являются замеры в скважинах, которые часто дают неточные сведения. Температуры, полученные из скважин во время бурения — практически всегда искажаются. Самые верные значения температуры получают из статического забойного давления и температурных исследований, обычно проводимых в добывающих скважинах. Наиболее используемый метод для выявления глубинной температуры — метод электрического каротажа, однако, часто он дает ненадежные данные, как правило, более низкие (~70 °C), чем истинные значения.

Достаточно широко распространенным косвенным методом определения действительной температуры прогрева подземных вод внутри водоносного горизонта является метод ионных геотермометров, который основан на уравнениях термозависимых реакций между водой и породой, и подразумевает, что в системе установлено устойчивое равновесие между фазами. Однако, смешивание вод из водоносных горизонтов с разными температурами часто

меняет концентрации компонентов, используемых в геотермометрах, и требует применения специальных моделей смешивания [Fournier, 1973; 1977]. Кроме того, добавление газовой компоненты в систему может вносить существенную погрешность в произведенные расчеты.

В статье приведена методика расчета «глубинных» температур прогрева подземных вод с помощью кремниевых и катионных геотермометров, рассмотрены их ограничения и преимущества применения. Авторами рассчитаны температуры максимального прогрева минеральных вод Ессентукского месторождения в глубоких горизонтах с использованием широкого спектра ионных геотермометров и на их основе оценена ориентировочная глубина циркуляции вод.

Геолого-тектоническое строение. Регион Кавказских Минеральных вод располагается на стыке двух тектонических структур — Скифской плиты Предкавказской платформы, которая представлена в мезокайнозойском осадочном чехле зоной Предкавказских краевых прогибов и поднятий, и Кавказской альпийской складчатой системы, представленной складчато-глыбовым сооружением Большого Кавказа. На территории региона КМВ стык осложняет тектоническая структура домезозойского фундамента — Минераловодский выступ, который относится к более крупной тектонической структуре фундамента — Транскавказскому поперечному поднятию. В структуре осадочного чехла это поднятие фундамента проявляется в виде пологой и широкой (до 60 км) антиклинали, начинается у подножья г. Эльбрус и проходит через все Северное Предкавказье до Ставропольской возвышенности. В регионе выделяется, в том числе и по гидрогеологическим факторам, Кисловодско-Кумагорская зона повышенной трещиноватости дочетвертичных осадочных отложений. Ессентукское месторождение приурочено к Ессентукской зоне растяжения, которая является частью Кисловодско-Кумагорской зоны. Ессентукская зона представляет собой сочетание узких линейных горстов и грабенов, которые ограничиваются северо-восточными и широтными разломами в основном сбросового типа [Иванов, 1972]. Структурно-тектонические условия этого региона способствуют быстрому восходящему движению глубинных флюидов.

В результате интрузивного магматизма в осадочном чехле в неогеновое время сформированы складчато-инъекционные купола, сложенные кислыми магматическими породами. На поверхности эти купола выражены в виде 17 гор-лакколитов. Часть лакколитов вскрыта эрозией до кристаллических ядер, представленных гранит- и сиенитпорфирами, часть же еще не вскрыта, но они приподнимают осадочные породы в виде куполообразных структур и осложняют здесь геологический разрез многочисленными нарушениями, в основном кольцевого и полукольцевого вида [Filimonova et al., 2020; 2022].

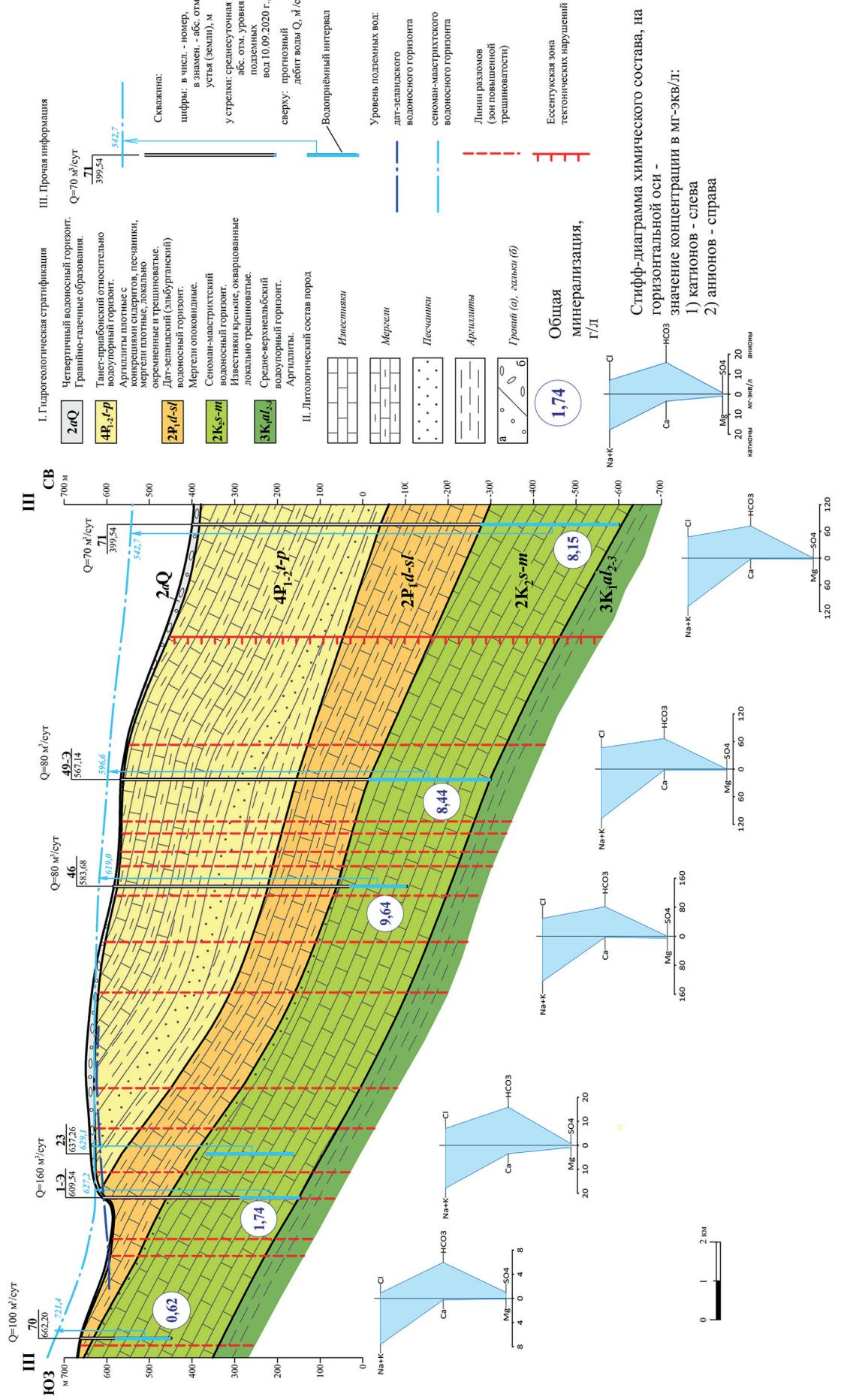


Рис. 1. Меридиональный гидрологический разрез Ессентукского месторождения подземных вод

Эльбрусско-Минераловодская зона сейсмической активности глубиной до 20 км указывает на тектоническую подвижность верхней части коры Центрального Кавказа и обуславливает образование в пределах этой тектонической зоны участков концентраций деформаций растяжения и месторождений углекислых минеральных вод (Кисловодская, Ессентукско-Ново-Благодарненская, Железноводско-Бештаугорская, Джукко-Юцкая, Пятигорская, Золотокурганская зоны растяжения).

В геологическом строении КМВ участвуют кристаллический фундамент, представленный метаморфическими и магматическими породами протерозой-палеозойского возраста (PR-PZ), и моноклинально залегающий осадочный чехол, сложенный карбонатно-терригенными отложениями мезо-кайнозойского возраста (MZ-KZ) (рис. 1). Поверхность фундамента постепенно погружается на север, северо-восток до глубин ~1500–1800 м у северной границы ЕМ МПВ.

Гидрогеологические условия. Ессентукское месторождение минеральных вод находится в центральной части региона КМВ, расположенного в северо-восточной части Минераловодского предгорного артезианского бассейна, представленного чередованием слоев карбонатно-терригенных отложений мезо-кайнозойского возраста, которые постепенно погружаются в северо-восточном направлении и содержат подземные воды различного состава и физико-химических свойств. Областью питания подземных вод бассейна являются южная горная часть и кристаллический фундамент, а областью транзита и их бокового оттока за границу бассейна — северный и северо-восточный районы. По многочисленным разрывным нарушениям, а также линейным, кольцевым и оперяющим радиальным (на участках гор-лакколитов) зонам повышенной трещиноватости, происходят внутренние меж- и внутрипластовые перетоки подземных вод. Кроме этого, по тектонически ослабленным зонам (каналам повышенной проницаемости) на локальных участках осуществляется разгрузка подземных вод на поверхность земли. Основными продуктивными водоносными горизонтами являются:

Датско-зеландский (ранее эльбурганская) водоносный горизонт (P_1d-sl);

Сеноман-маастрихтский (ранее верхнемеловой) водоносный горизонт (K_2s-m);

Аптско-нижнеальбский водоносный горизонт (K_1a-al_1);

Титонско-валанжинский водоносный горизонт (J_3tt-K_1v).

Подробное описание гидрогеологических условий Ессентукского месторождения подземных вод приведено в [Абрамов, 2015; Лаврушин и др., 2020; Filimonova et al., 2020; Filimonova et al., 2022].

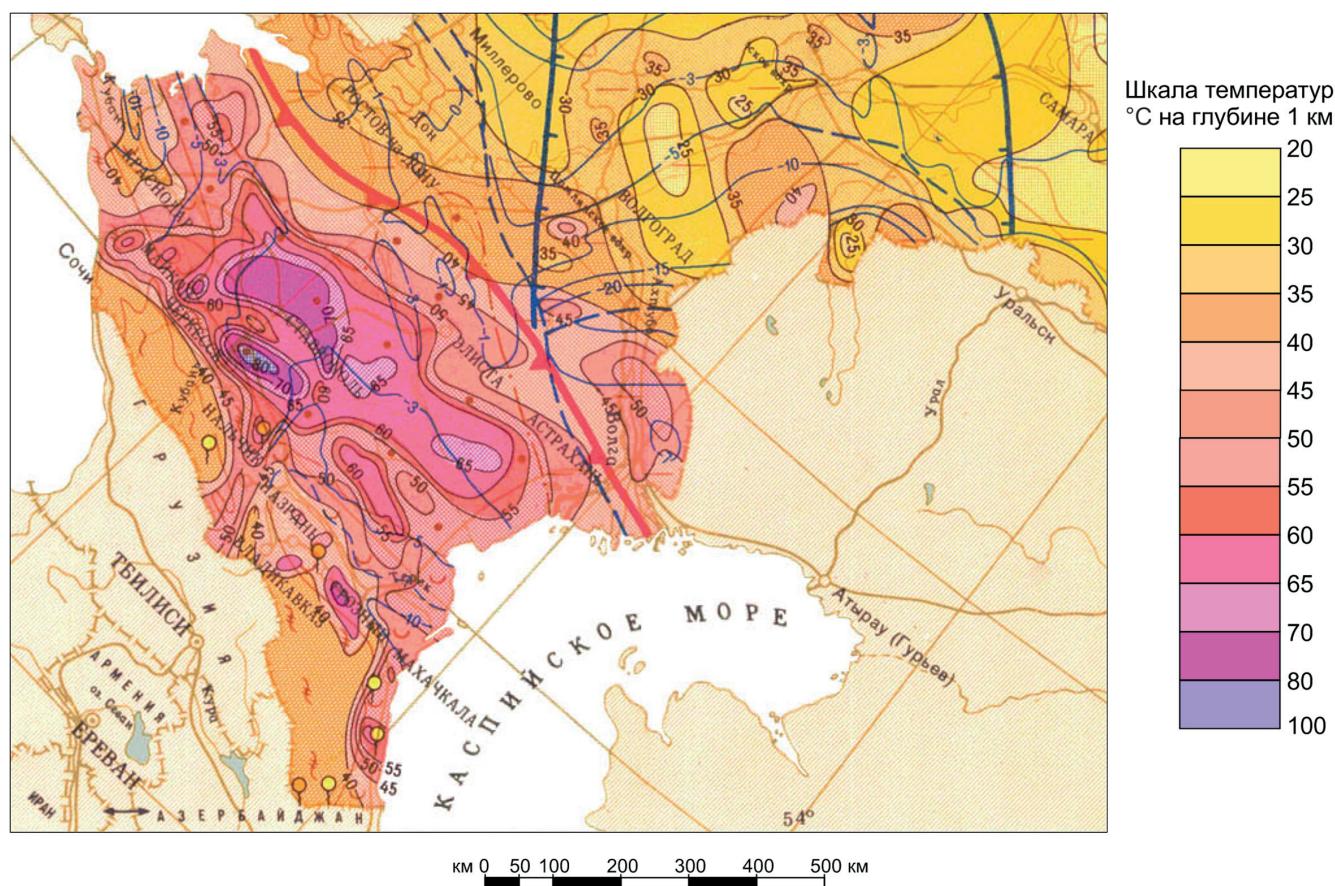
Геотермические условия. Температура подземных вод обусловлена сочетанием многих факторов, которые включают внутренние (распад радиоактив-

ных элементов, тектонические движения, геохимические реакции) и внешние (солнечная радиация). В районе КМВ температура вод определяется в большей степени глубинным эндогенным тепловым потоком. В районе КМВ на глубине 40–50 км, где земная кора переходит в мантию геофизическими методами зафиксирован глубинный энергогенерирующий очаг; также предполагается наличие второго очага на глубине 15–20 км, с которым связывают магматизм Кавминводского интрузивно-купольного поднятия [Киссин, 1964]. На Ессентукском месторождении величина теплового потока составляет 88 мВт/м² [Fuchs, Norden, 2021] (рис. 2). Литологические, геолого-структурные и гидрогеологические условия определяют характер пространственного распределения теплового поля и положительных и отрицательных аномалий, при этом литологический фактор определяет условия кондуктивного, а тектонический и гидрогеодинамический — конвективного теплопереноса [Бондарева, 2011]. Положительные тепловые аномалии выделяются в горизонтах, распространенных в зонах кольцевых и полукольцевых разломов гор-лакколитов.

Выделяют Кавминводскую термальную кольцевую структуру, которая связана с тектонической кольцевой структурой (рис. 3). В центре этой структуры расположена положительная тепловая аномалия с максимальными значениями конвективного теплового потока, которая охватывает горы-лакколиты Бештау, Железная, Змейка, Развалка и Машук [Бондарева, 2011]. Ближняя периферия структуры представляет собой полукольцевую зону повышенного конвективного теплового потока размером до 10 км, которая простирается по северному и восточному ограничениям Минераловодского выступа. Более низкий уровень конвективного теплового потока характеризует дальнюю периферию, ширина которой до 25 км. Общие размеры термальной кольцевой структуры составляют 80–90 км, что соответствует структуре, выявленной морфоструктурным анализом [Преков и др., 2005]. Области повышенного конвективного выноса тепла связаны с зонами глубинных разломов, это подтверждается наличием термальных вод на месторождениях Кавказских минеральных вод.

Наличие магматического очага снижает величину геотермической ступени: наиболее низкие значения геотермической ступени (9,0–18,0 м/°C) характерны для водоупорных пород, таких как майкопские глины, аргиллиты палеоценена и верхнего альба, границы палеозоя, геотермический градиент для них изменяется от 7,6 до 11,0 °C/100 м. Для водоносных горизонтов значения геотермической ступени изменяются от 22,1 до 48,9 м/°C в зависимости от возраста пород и их состава и как правило увеличиваются от молодых отложений к более древним [Бондарева, 2011]. Значения геотермической ступени и геотермического градиента приведены в табл. 1.

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ КАРТА



ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

— Изотермы достоверные и предполагаемые

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Черноморско-среднеазиатский (фрагмент) геотермический пояс

Гидрогеотермические бассейны

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

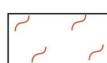
20-50 °C

Термальные источники

50-75 °C

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

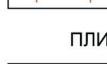
ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ (ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ)



Байкальские, каледонские и герцинские (позднепротерозойско-палеозойские)



Альпийские (мезозойско-кайнозойские)



Древних



Молодых



КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Границы тектонических структур



Граница Русской и Скифско-Туранской платформ



Изогипсы поверхности складчатого фундамента достоверные и предполагаемые, км



Разломы

Рис. 2. Фрагмент геотермической карты России масштаба 1:10 000 000

Таблица 1

Величина геотермической ступени и геотермического градиента для пород, слагающих водоносные горизонты региона КМВ [Бондарева, 2011].

| Возраст водоносного горизонта | Геотермическая ступень G , м/°C | Геотермический градиент Γ , °C/100 м |
|-------------------------------|-----------------------------------|---|
| Q | 0,4–19,0 | 5,3–250,0 |
| P_1t | 6,1–133,3 | 0,8–16,4 |
| $P_1d-sl + P_1t$ | 14,3 | 7,0 |
| $K_2 + P_1d-sl$ | 10,0 | 10,0 |
| K_2s-m | 19,7–77,5 | 1,3–5,1 |
| K_1a-al | 31,5–111,1 | 0,9–3,2 |
| $J_3tt - K_1v$ | 95,0 | 1,1 |

Согласно одной из гипотез часть углекислого флюида поступает в осадочную толщу из фундамента по каналам, расположенным в пределах Минераловодского интрузивного района. Эти каналы связаны с полукольцевыми зонами разломов, сопровождающими соответствующими гидрологическими активными зонами повышенной тектонической трещиноватости пород, по которым в ряде случаев происходит разгрузка углекислых минеральных вод на дневную поверхность в виде восходящих источников или их групп.

Методика расчета температур формирования подземных вод. Глубинные температуры геотермальной системы являются важнейшей характеристикой энергетического потенциала и исходным параметром для расчета запасов глубинного тепла. Однако по мере подъема воды охлаждаются в результате отдачи тепла в окружающие породы и разбавления более холодными водами. Ориентировочно глубинные температуры формирования подземных вод можно оценить по составу разгружающихся термоминеральных вод, используя гидрохимические геотермометры. Полученная температура относится к глубине формирования конкретных гидротерм, т. е. является «базовой» температурой [Лаврушин, 2012]. Химический состав для оценки температурных условий в геотермальных системах начали использовать с 1960 г., первый геотермометр был полностью эмпирическим [Gendenjams, 2003].

Применение геотермометров основано на зависимости концентраций растворенных веществ от температуры и построено на предположении о сохранении равновесия в системе вода–порода–газ. Применяются катионные, кремниевые, изотопные геотермометры [Fournier, 1979; Kharaka, Mariner, 1987; Giggenbach, 1988; Arnorsson, 2000] и др., в последние годы используются газовые и мультикомпонентные геотермометры [Зиппа и др., 2019; Лепокурова, Трифонов, 2022; Челноков и др. 2019, Bragin et al., 2021; Spycher et al., 2014; Ystroem et al., 2020]. Катионные геотермометры основаны на реакциях ионно-

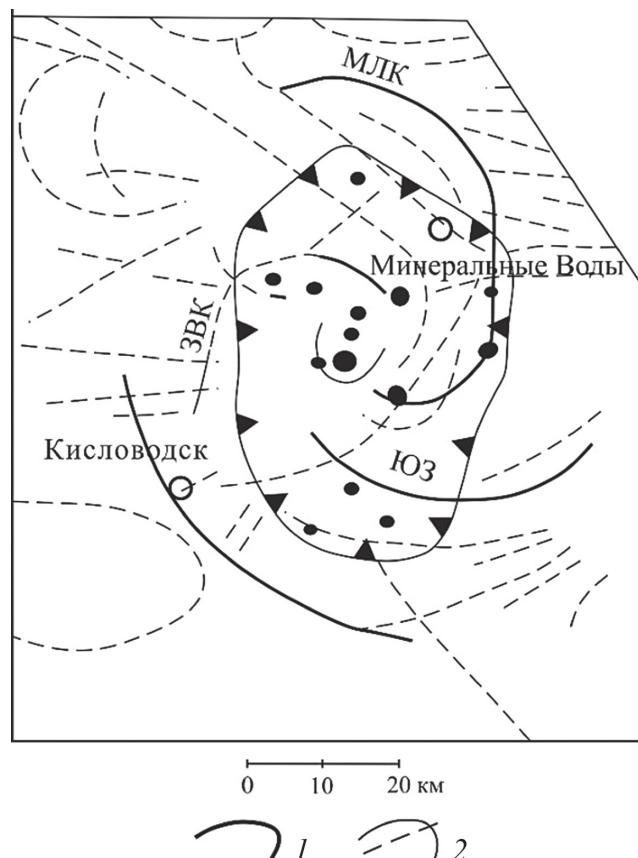


Рис. 3. Схема Кавминводской кольцевой структуры по материалам вертикальной расчлененности рельефа. Линеаменты кольцевой, дуговой и линейной морфологии: 1 — первого порядка; 2 — второго порядка; вихревые «лопасти»: МЛК — Машук-Лысогорско-Кумагорская, ЗВК — Змейка-Верблюд-Кисловодская, ЮЗ — Юца-Золотокурганенская [Греков и др., 2005]

го обмена, характеризующихся константами равновесия, зависящими от температуры [Giggenbach, 1988]. Применяются $\text{Na}-\text{K}$, $\text{Na}-\text{Li}$, $\text{Mg}-\text{Li}$, $\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$ геотермометры. Кремниевый геотермометр основан на экспериментально определенных изменениях растворимости различных видов кремнезема (кварца, аморфного кремнезема и халцедона) в горизонте в зависимости от температуры и давления и применяется для низкотемпературных термальных вод [Шестакова, Гусева, 2018; Gendenjams, 2003].

При использовании гидрохимических геотермометров необходимо учитывать ряд допущений. Предполагается, что равновесие в системе вода–порода–газ сохраняется на всем пути движения до разгрузки на поверхности, также важным является допущение об отсутствии смешивания различных типов вод при движении к поверхности, либо о возможности его оценки [Fournier, 1979; Arnorsson, 2000].

Кремниевые геотермометры. В 1961 г. Bödvarsson и Pálmason [1961] обнаружили связь между содержанием кремнезема и температурой воды в пласте. Кремниевый геотермометр основан на изменениях растворимости различных видов кремнезема, таких как кварц, аморфный кремнезем и халцедон, в зависимости от температуры и давления (табл. 2);

его широко используют для оценки глубинных температур подземных вод. Кремниевые геотермометры позволяют корректно рассчитывать растворимость кремнезема в диапазоне температур от 0 до 250 °C, при температурах больше 250 °C уравнения Si-геотермометров отклоняются от растворимости кремнезема, определенной экспериментально.

Кварц определяет концентрацию растворенного кремнезема в геотермальном растворе при температуре выше 120–180 °C, поэтому кварцевые геотермометры лучше всего работают в диапазоне температур от 120 до 250 °C [Gendenjamts, 2003]. При более низких температурах содержание кремнезема в воде определяется таким минералом как халцедон. В случае, если вода находилась в контакте с породой при данной температуре в течение длительного времени, халцедон может определять содержание растворенного кремнезема при температурах ниже 100 °C. При очень низких температурах эта реакция не будет происходить из-за медленной кинетики.

При разбавлении термальных вод холодными водами с низким содержанием растворенного кремнезема, термальные воды теряют его и расчетная температура становится заниженной, поэтому использование абсолютных концентраций кремнезема в воде для Si-геотермометра является его недостатком. При высоких температурах происходит процесс вскипания, кремний осаждается и тогда Si-геотермометр занижает температуры формирования подземных вод. Допущением для кремниевых геотермометров является нахождение растворенного диоксида кремния в растворе в виде кремниевой кислоты (H_4SiO_4) [Gendenjamts, 2003; Лаврушин, 2012; Шестакова, Гусева, 2018].

Применение кремниевого геотермометра осложняется тем, что не всегда возможно определить, какой именно минерал повлиял на содержание кремнезема в воде. Powell и Cumming [2010] разработали диаграмму зависимости модификации кремнезема от химического состава воды, которая далее используется в работе (рис. 4).

Катионные геотермометры. Катионные геотермометры широко используются для расчета температуры формирования подземных вод, отбираемых

Таблица 2
Наиболее популярные типы ионных геотермометров, используемых в мировой практике для расчета глубинных температур

| Геотермометр | Уравнение | Автор, год |
|--------------|---|---|
| Кварц | $\frac{1309}{5,9 - \log S} - 273,15$ | Fournier, 1977 ¹ |
| Халцедон | $\frac{1032}{4,69 - \log S} - 273,15$ | Fournier, 1977 ¹ |
| Халцедон | $\frac{1112}{4,91 - \log S} - 273,15$ | Arnorsson et al., 1983 ² |
| Na-K | $\frac{933}{0,993 - \log \left(\frac{Na}{K} \right)} - 273,15$ | Arnorsson et al., 1983 ² |
| Na-K | $\frac{856}{0,957 - \log \left(\frac{Na}{K} \right)} - 273,15$ | Truesdell, 1976 ² |
| Na-K | $\frac{1217}{1,750 - \log \left(\frac{Na}{K} \right)} - 273,15$ | Fournier, 1979 ³ |
| Na-K | $\frac{1390}{1,750 - \log \left(\frac{Na}{K} \right)} - 273,15$ | Giggenbach, 1988 ⁴ |
| Na-K-Ca | $\frac{1647}{\log \left(\frac{Na}{K} \right) + \beta [\log \left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na} \right) + 2,06] + 2,47} - 273,15$ | Fournier и Truesdell, 1973 ⁵ |
| Mg-Li | $\frac{2200}{\log \left(\frac{\sqrt{Mg}}{Li} \right) + 5,47} - 273$ | Kharaka и Mariner, 1989 ⁶ |
| Na-Li | $\frac{1000}{\log \left(\frac{Na}{Li} \right) - 0,14} - 273$ | Fouillac и Michard, 1981 ² |
| Na-Li | $\frac{1590}{\log \left(\frac{Na}{Li} \right) + 0,779} - 273$ | Kharaka et al., 1982 ² |
| K-Mg | $\frac{1000}{0,14 - \log \left(\frac{K^2}{Mg} \right)} - 273,15$ | Giggenbach, 1988 ⁷ |

Примечания: S — концентрация SiO_2 , в мг/л, $\beta = 4/3$ для $T < 100$ °C, $\beta = 1/3$ для $T > 100$ °C 1 — Fournier, 1977; 2 — Gendenjamts, 2003; 3 — Fournier, 1979; 4 — Giggenbach, 1988; 5 — Fournier и Truesdell, 1973; 6 — Kharaka и Mariner, 1989; 7 — Шестакова, Гусева, 2018.

из горячих источников и скважин. Катионные геотермометры основаны на реакциях ионного обмена, характеризующихся температурно-зависимыми константами равновесия. Существует целый ряд катионных геотермометров, применяемых для различных условий (табл. 3).

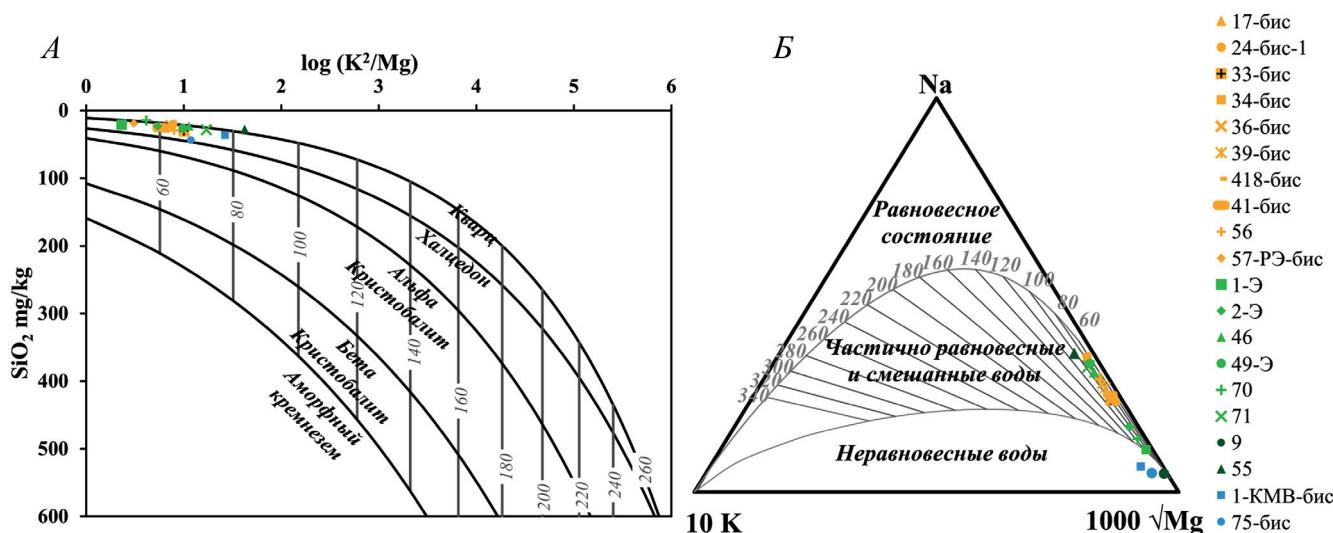
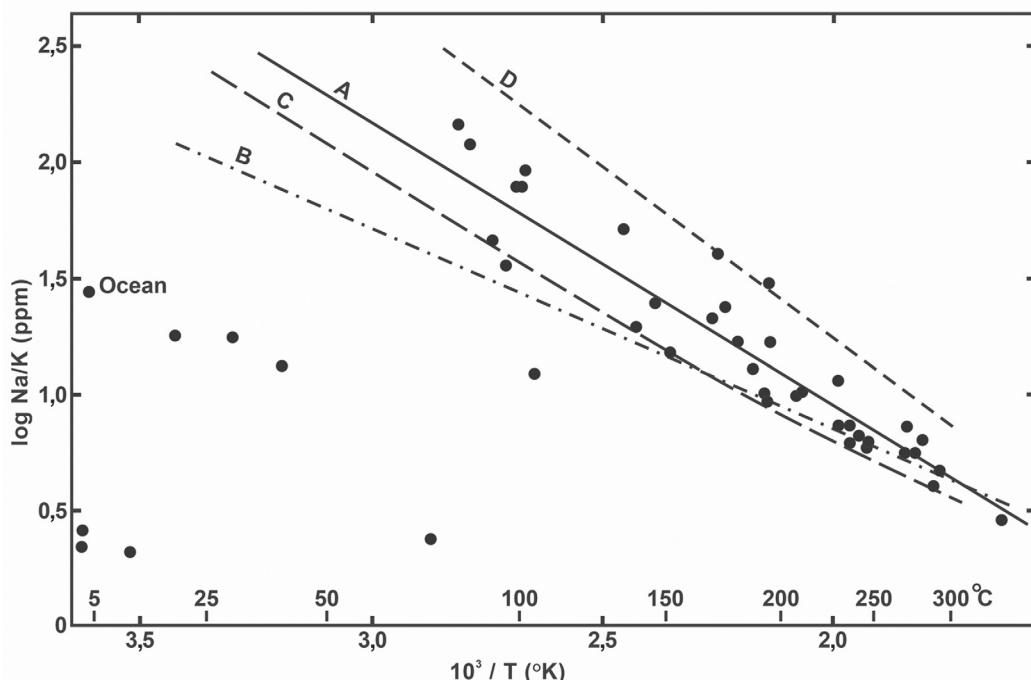


Рис. 4. Диаграмма зависимости модификации кремнезема от состава воды (A) и диаграмма Гиггенбаха для минеральных вод Ессентукского месторождения (Б)

Таблица 3

Химический состав изучаемых минеральных вод

| Горизонт | Тип воды | № скв. | Формула Курлова |
|---|--|-----------|---|
| Дат-зеландский $P_1d - sl$ | Ессентуки-17 | 17-бис | $\text{CO}_2 0,4-2,9 \text{ H}_3\text{BO}_3 0,04-0,09 M_{9,9-12,7} \frac{\text{HCO}_3 57-60 \text{ Cl} 40-41}{\text{Na} 92-96} T 14 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| | | 24-бис-1 | |
| | | 36-бис | |
| | Ессентуки-4 | 33-бис | $\text{CO}_2 0,58-2,84 M_{8,0-9,6} \frac{\text{HCO}_3 59-65 \text{ Cl} 35-41}{\text{Na} 90-93} T 14 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| | | 34-бис | |
| | | 39-бис | |
| | | 418-бис | |
| | | 41-бис | |
| | | 56 | |
| | | 57-РЭ-бис | |
| Сеноман-мастрихтский K_2s-m | Пресная гидрокарбонатная на- триевая | 70 | $M_{0,62} \frac{\text{HCO}_3 76 \text{ SO}_4 13 \text{ Cl} 11}{\text{Na} 95} T 17 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| | Маломинерализованная сла- боуглекислая сероводородная хлоридно-гидрокарбонатная натриевая | 1-Э | $\text{CO}_2 0,2-0,3 \text{ H}_2\text{S} 0,009-0,01 M_{2,5-3,0} \frac{\text{HCO}_3 68-74 \text{ Cl} 25-31}{\text{Na} 83-89 \text{ Ca} 10-13} T 23-24,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| | | 2-Э | |
| | Ессентуки-17 | 46 | $\text{CO}_2 0,7 \text{ H}_3\text{BO}_3 0,05 M_{10,5} \frac{\text{HCO}_3 61 \text{ Cl} 39}{\text{Na} 94} T 36 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| | Ессентуки-4 | 49-Э | $\text{CO}_2 0,5-0,7 M_{8,2-8,4} \text{ H}_3\text{BO}_3 0,05 \frac{\text{HCO}_3 57-60 \text{ Cl} 40-43}{\text{Na} 96} T 41-51 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| | | 71 | |
| Апт-нижне- альбский $K_1a - al_1$ | Пресная сульфатно-гидрокарбо- натная кальциево-натриевая | 9 | $M_{0,66} \frac{\text{HCO}_3 49 \text{ SO}_4 38 \text{ Cl} 13}{\text{Na} 66 \text{ Ca} 27} T 23,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| | Пресная сульфатно-гидрокарбо- натная натриевая | 55 | $M_{0,71} \frac{\text{HCO}_3 55 \text{ SO}_4 26 \text{ Cl} 18}{\text{Na} 98} T 41,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| Титон-ва- ланжинский $J_3tt - K_1v$ | Среднеминерализованная слабо- углекислая хлоридно-гидрокар- бонатная кальциево-натриевая | 1-KMB-бис | $\text{CO}_2 1,2 M_{7,21} \frac{\text{HCO}_3 56 \text{ Cl} 24 \text{ SO}_4 20}{\text{Na} 49 \text{ Ca} 33 \text{ Mg} 18} T 23,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| | Среднеминерализованная слабо- углекислая хлоридно-гидрокар- бонатная натриево-кальциевая | 75-бис | $\text{CO}_2 1,2 \text{ H}_2\text{SiO}_3 0,03 M_{7,2} \frac{\text{HCO}_3 61 \text{ Cl} 20 \text{ SO}_4 19}{\text{Ca} 50 \text{ Na} 32 \text{ Mg} 16} T 24,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ |

Рис. 5. Зависимость $\log \text{Na}/\text{K}$ от $10^3/T$ [Fournier, 1979]

Na–K-геотермометры основаны на реакциях ионного обмена K^+ и Na^+ в минералах полевого шпата при контакте с водой в пластовых условиях. Концентрацию c_i в мг/кг преобразуют в активность a_i через соотношение

$$a_i = c_i \dot{\gamma}_i / 1000 M_i$$

где $\dot{\gamma}_i$ — общий или стехиометрический коэффициент ионной активности растворенного вещества i и M_i — атомный вес.

Константа равновесия K_p , определяющая реакцию



учитывая $\dot{\gamma}_{\text{Na}^+} = \dot{\gamma}_{\text{K}^+}$, становится равной:

$$K_p = (a_{\text{Na}^+}/a_{\text{K}^+})(a_{\text{K-шп}}/a_{\text{альбит}}) = M_{\text{K}^+} c_{\text{Na}^+} / M_{\text{Na}^+} c_{\text{K}^+} = 1,7 c_{\text{Na}^+} / c_{\text{K}^+}.$$

Отношение активности $a_{\text{K-шп}}/a_{\text{альбит}}$ для вторичных полевых шпатов можно считать близким к единице.

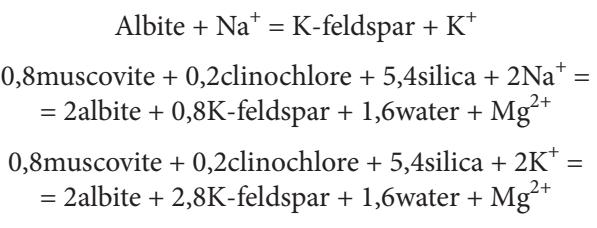
Константа равновесия K_p выражается отношением моляльностей соответствующих ионов. Если в обменной реакции участвуют двухвалентные и одновалентные ионы, например, K^+ и Mg^{2+} , константа равновесия будет примерно равна 028

От константы равновесия K_p к температуре T переходят через выражение:

$$\ln K_p = \frac{\Delta G_{m,r}^{\circ}}{RT},$$

где $\Delta G_{m,r}^{\circ}$ — энергия Гиббса, R — универсальная газовая постоянная [Giggenbach, 1988].

Для определения возможности использования катионных геотермометров для расчетов температур Гиггенбахом разработана треугольная диаграмма, которая позволяет установить степень равновесия подземных вод с вмещающими породами, а также смешивание вод. Диаграмма основана на зависимости равновесия вод с минералами калия и натрия, образующимися после изохимического метаморфизма породы при геотермальном влиянии. Диаграмма основана на температурной зависимости следующих реакций [Gendenjamts, 2003]:



В случае, если точки опробования на диаграмме попадают на линию «равновесного состояния», воды насыщаются вторичными минералами натрия. При расположении точек в зоне «частичного равновесия и смешанных вод» происходит растворение минералов, но воды не достигает полного насыщения, либо термальные смешиваются с холодными подземными водами. Положение точек в области «неравновесных вод» говорит о начальных стадиях растворения, т. е. равновесие вод с минералами магния и калия отсутствует, а также на такое расположение точек может оказывать влияние большое содержание магния в воде [Шестакова, Гусева, 2018].

Na–K геотермометр основывается на обмене ионов K^+ и Na^+ в пластовых условиях и хорошо подходит для оценки температуры воды свыше 150–200°C, варианты уравнений для различных

условий вывели Arnorsson с соавторами, Truesdell, Fournier, Giggenbach [Gendenjamts, 2003]. На рис. 5 представлены прямые, отражающие геотермометры, разработанные для различных условий. Fournier в статье 1979 г. для минералов полевого шпата рекомендует использовать уравнение, соответствующее прямой А. Прямая В показывает положение кривой Ellis-White в соответствии с уравнением Truesdell (1979). Линия С соответствует растворам, находящимся в равновесии при низком содержании альбита и микроклина, а линия D — растворам, находящимся в равновесии при высоком содержании альбита и санидина [Fournier, 1979].

Na-K-Ca геотермометр, выведенный Fournier и Truesdell [1973], учитывает повышенное содержание Ca^{2+} в некоторых водах, где Na-K геотермометр дает слишком высокие температуры. Na-K-Ca геотермометр может давать ошибочные результаты из-за высокого парциального давления CO_2 , а также из-за обменной реакции Na, K и Ca с дополнительными ионами, такими как Mg. Во избежание влияния парциального давления CO_2 на Na-K-Ca геотермометр были внесены некоторые поправки. Также рекомендуют вводить поправки и для магния, когда данный геотермометр применяется для вод, богатых этим элементом [Gendenjamts, 2003].

В Mg-Li геотермометре, который разработали для глубинных вод Kharaka и Mariner (1989), как и в Na-K-Ca, используется соотношение концентраций щелочных и щелочноземельных металлов. Оба этих геотермометра чувствительны к разбавлению. Менее чувствителен к процессам разбавления Na-Li геотермометр, полученный Fouillac и Michard [Gendenjamts, 2003]. Giggenbach в 1988 г. разработал уравнение для K-Mg геотермометра для систем с пластовой температурой 50–300 °C. Геотермометр отражает самые последние значения температуры геотермальной жидкости [Шестакова, Гусева, 2018].

Результаты и обсуждение. Химический и газовый состав минеральных вод. Подземные воды Ессентукского месторождения имеют уникальный состав, который сильно варьирует как в разрезе, так и по латерали [Байдарико и др., 2021; Иванов, 1973; Лаврушин и др., 2020; Потапов и др., 2013; Барановская и др., 2022; Fillimonova et al., 2020]. Выделяемые на месторождении четыре продуктивных водоносных горизонта, вмещают минеральные воды, различающиеся преимущественно в анионной части, в то время как их катионный состав практически не зависит от горизонта циркуляции (табл. 3). Характеристика химического и газового состава дается по данным, ранее опубликованными авторами [Барановская и др., 2022; Fillimonova et al., 2020].

Минеральные подземные воды дат-зеландского водоносного горизонта по анионному составу являются хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми (табл. 3). Минерализация вод данного горизонта варьирует от скважины к скважине и находится в пределах 8–13 г/л. Бальнеологически важными

компонентами минеральных вод горизонта являются $\text{CO}_{2\text{раст}}^{\text{раст}}$, варьирующая от 1,4 до 2,9 г/л, и ортоборная кислота — 0,04–0,05 г/л [ГОСТ Р 54316-2020].

Минеральные воды сеноман-маастрихтского горизонта вскрываются скважинами 46, 49-Э, 71, 1-Э, 2-Э и относятся к хлоридно-гидрокарбонатному натриевому типу. В скважинах 1-Э и 2-Э выявлено значительно количество растворенного сероводорода (до 0,01 г/л). Скважина 70 расположена в области питания и вскрывает пресные воды, не содержащие значимых количеств иона-хлора. Наблюдается увеличение минерализации подземных вод на глубину при их движении от области питания по падению слоя (рис. 1). Вода изменяется от пресной (0,62 г/л) до среднеминерализованной (8,15 г/л). В скважине 46 минерализация увеличивается до 10,5 г/л.

Минеральные подземные воды апт-нижнеальбского горизонта выводятся скважинами 9 и 55. Минерализация подземных вод горизонта незначительная и составляет примерно 0,66 г/л (табл. 3). Среди анионов преобладают гидрокарбонаты (~49 мг-экв %), затем следуют сульфаты (~38 мг-экв %); в катионном составе превалирует натрий (~66 мг-экв %). Содержание растворенных газов в обеих скважинах низкое, однако, состав газов отличен: в скв. 9 присутствуют метан, азот и углекислота, а в скв. 55 фиксируется $\text{CO}_{2\text{раст}}^{\text{раст}}$ (<0,5 г/л) и $\text{H}_2\text{S}_{\text{раст}}^{\text{раст}}$ со средней концентрацией 1,7 мг/л. Воды из скв. 9 — слаботермальные (~23 °C) без специфических компонентов, в то время как воды скв. 55 — термальные (~42 °C) с повышенным содержанием (ниже бальнеологической нормы) H_3BO_3 (21–45,5 мг/л) и железа (<5,2 мг/л) [Барановская и др., 2022]. В попутных газах скв. 55 выявлены азот, кислород, метан, гелий и углекислота, а по гидрохимическому типу воды отнесены к слабоминерализованным природным столовым водам сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава [Барановская и др., 2022].

Минеральные воды наиболее глубокорасположенного горизонта, титон-валанжинского, выводятся на поверхность двумя скважинами 1-КМВ-бис и 75 бис. По своему химическому составу воды весьма схожи (табл. 3): среди анионов преобладают гидрокарбонаты (~56 мг-экв %), затем следуют хлориды (~24 мг-экв %). Среди катионов превалирует натрий (~47 мг-экв %), на втором месте кальций (~32 мг-экв %). Минерализация вод находится в районе 7 г/л, $\text{CO}_{2\text{раст}}^{\text{раст}}$ присутствует в значимых концентрациях 485–1570 мг/л, которые регулируются температурным режимом, H_3BO_3 достигает 91 мг/л. Вода скважины 1-КМВ-бис отличается высокой газонасыщенностью: газовый фактор варьирует от 17 до 30. Из спонтанных газов преобладает углекислый газ, составляя в среднем 86 об. %, остальные газы (азот, метан, кислород) встречаются в незначительных количествах. По температуре воды скважины (~40 °C) относятся к термальным. В минеральных водах, выданных скв. 75-бис выявлены $\text{CO}_{2\text{раст}}^{\text{раст}}$ ~1179 мг/л, кремниевая кислота (до 32,4 мг/л). Растворенный

газ почти полностью представлен CO_2 . Воды скважины являются теплыми ($\sim 24^\circ\text{C}$) и принадлежат к лечебно-столовым среднеминерализованным слабоуглекислым водам хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с повышенным содержанием кремниевой кислоты.

Температуры и глубины погружения подземных вод. Для расчета температур формирования минеральных вод Ессентукского месторождения были использованы различные типы геохимических геотермометров. Принципы их работы детально изложены в разделе «Методика расчета температур формирования подземных вод». Далее представлены полученные температуры для каждого водоносного горизонта и обоснован геотермометр наиболее пригодный с нашей точки зрения для расчета в данных гидрогеологических условиях.

Дат-зеландский водоносный горизонт. Результаты оценки температур формирования минеральных подземных вод дат-зеландского водоносного горизонта приведены в табл. 4. Применение кремниевых геотермометров дает значительный разброс значение: согласно кварцевому геотермометру диапазон «глубинных» температур составляет $67\text{--}84^\circ\text{C}$, а халцедоновому значительно ниже — $29\text{--}49^\circ\text{C}$. При применении кремниевых геотермометров сложно установить точно, какой кремнеземный минерал определяет концентрацию растворенного кремнезема. При циркуляции в гранитных породах кварц может определять концентрацию растворенного кремнезема до 80°C [Brook et al., 1979]. Кроме того, смешение может резко снизить концентрацию растворенного кремнезема, что приводит к низким расчетным температурам. Химические кремневые геотермометры хорошо работают в условиях, когда гидравлическое давление равно давлению паров воды при температурах меньше 150°C . В случае геотермальных систем с высокой энталпийей ошибка применения кварцевого геотермометра невелика, поскольку гидравлические давления в пластовых условиях этих систем приближаются к кривой кипения [Ellis and Mahon, 1977], в результате чего давление, как правило, составляет менее 100 бар.

Температуры, рассчитанные по Na-K -геотермометру составляют $54\text{--}81^\circ\text{C}$, по Mg-Li — $61\text{--}77^\circ\text{C}$, по Na-Li — $89\text{--}98^\circ\text{C}$. Температуры, рассчитанные по Si - и Na-K -геотермометрам дают относительно хорошую корреляцию, в то время как зависимостей между парами Si - и Na-Li , Si - и Mg-Li не выявлено. Вероятно, Na-K геотермометр занижает значения глубинных температур для данного горизонта, поскольку на диаграмме Гиггенбаха, точки, характеризующие минеральные воды дат зеландского горизонта, ложатся в область частичного равновесия, а также расчет по Na-K может быть некорректен в связи с тем, что породы, слагающие горизонт, являются карбонатными, а данный геотермометр основан на реакциях обмена в минералах полевого шпата.

Таблица 4
Рассчитанные температуры формирования минеральных вод

| № сква- жины | Температура воды на участке скважины, $^\circ\text{C}$ | Расчетные температуры прогрева под- земных вод | | | | |
|---|--|---|--------------------------------|-------------------|--------------------|--------------------|
| | | Кварце- вый ¹ | Халцедо- новый ¹ | Na-K ² | Mg-Li ³ | Na-Li ⁴ |
| Дат-зеландский водоносный горизонт | | | | | | |
| 17-бис | 15 | 75 | 39 | 56 | 74 | 98 |
| 24-бис-1 | 16 | 69 | 32 | 54 | 77 | 95 |
| 33-бис | 16 | 84 | 49 | 81 | 61 | 89 |
| 34-бис | 15 | 77 | 41 | 70 | 64 | 92 |
| 36-бис | 16 | 82 | 47 | 72 | 68 | 92 |
| 39-бис | 15 | 72 | 35 | 68 | 65 | 90 |
| 418-бис | 15 | 78 | 42 | 70 | 61 | 89 |
| 41-бис | 14 | 76 | 39 | 66 | 66 | 95 |
| 56 | 16 | 82 | 47 | 76 | 62 | 89 |
| 57-РЭ-бис | 14 | 67 | 29 | 58 | 62 | 92 |
| Сеноман-маастрихтский водоносный горизонт | | | | | | |
| 70 | 17 | 58 | 19 | 92 | 46 | 87 |
| 1-Э | 26 | 69 | 32 | 90 | 40 | 86 |
| 2-Э | 24 | 73 | 36 | 87 | 54 | 93 |
| 46 | 37 | 74 | 37 | 68 | 57 | 70 |
| 49-Э | 47 | 78 | 42 | 61 | 62 | 74 |
| 71 | 53 | 81 | 45 | 74 | 82 | 106 |
| Апт-нижнеальбский водоносный горизонт | | | | | | |
| 9 | 27 | 64 | 26 | 102 | 25 | 89 |
| 55 | 40 | 80 | 44 | 86 | 57 | 62 |
| Титон-валанжинский водоносный горизонт | | | | | | |
| 1-КМВ- бис | 45 | 90 | 56 | 198 | 49 | 124 |
| 75-бис | 23 | 97 | 65 | 192 | 52 | 145 |

Примечание: 1 — Fournier, 1977; 2 — Giggenbach, 1988; 3 — Kharaka и Mariner, 1989; 4 — Kharaka et al., 1982.

Na-Li геотермометр видимо дает завышенные температуры, поскольку сильно зависит от солености воды и присутствия в ней хлоридов. Расчеты по Mg-Li -геотермометру для скважин 17-бис и 57-РЭ-бис близки к температурам по кремневому геотермометру (табл. 2), а в остальных скважинах температурные показатели занижены, исключая скважину 24-бис-1. Это связано с тем, что Mg-Li -геотермометр разработан для месторождений подземных вод в осадочных породах, где Mg^{2+} и Li^+ имеющие одинаковые радиусы обычно замещают друг друга в амфиболах, пироксенах, слюдах и глинистых минералах. Фиксируемая хорошая сходимость температурных оценок для скважин 17-бис и 57-РЭ-бис обусловлена повышенной концентрацией Li^+ в водах выводимых этими скважинами.

Авторы считают, что наиболее надежные глубинные температуры для дат-зеландского горизонта

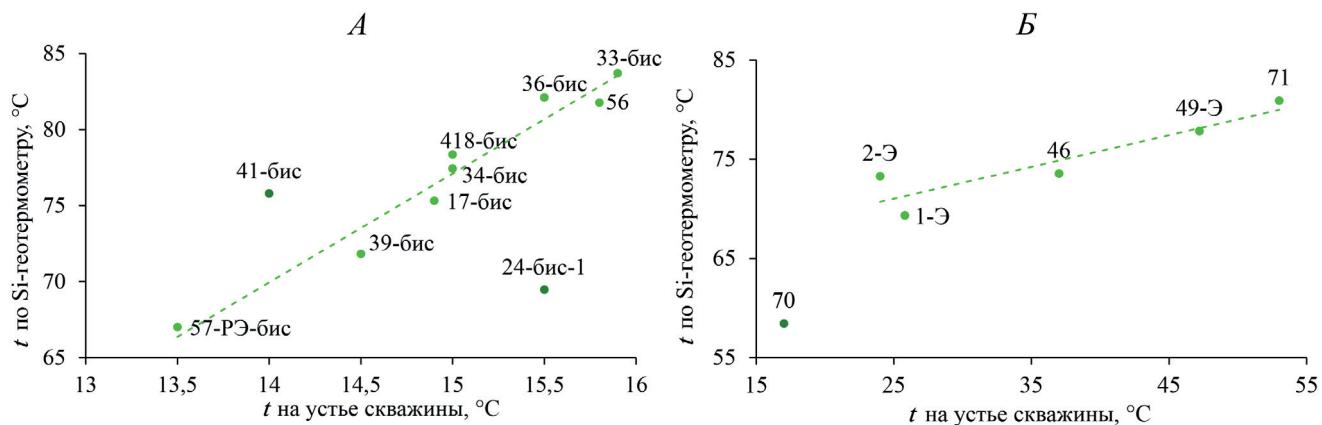


Рис. 6. Корреляция измеренных на устье температур подземных вод Ессентукского месторождения с рассчитанными значениями по кремнистому геотермометру: *а* — дат-зеланский водоносный горизонт; *б* — сеноман-маастрихтский водоносный горизонт

представляют оценки, выполненные по кварцевому геотермометру (рис. 6, *а*): во-первых, наблюдаются хорошие корреляционные взаимоотношения с $R=0.98$, а во-вторых, на диаграмме модификации кремнезема от состава воды (рис. 4, *а*) фигуративные точки данного горизонта располагаются на линии растворения кремнезема. Заниженные температуры для скважин 24-бис-1 и 57-РЭ-бис обусловлены происходящими в них процессами разбавления, так как они расположены близко к области питания. В этой зоне мощность отложений, перекрывающих дат-зеландский горизонт, небольшая, например, для скважины 57-РЭ-бис составляет 6 м. При удалении от области питания мощность перекрывающей толщи увеличивается, например, для отложений, вскрытых скважиной 36-бис, она составляет 97,5 м. Подземные воды в этой области меньше подвержены процессам смешения с пресными инфильтрационными водами и расчетные температуры формирования подземных вод становятся выше и для скважины 36-бис составляют 82 °C, что является более корректным значением.

Сеноман-маастрихтский водоносный горизонт. Применение различных геотермометров выявляет значительный диапазон расчетных глубинных температур: кварцевый геотермометр дает наиболее адекватные температуры 58–81 °C, в то время как халцедоновый сильно занижает оценки — 19–45 °C (табл. 3). Температуры, рассчитанные по Na-K-геотермометру составляют 61–92 °C, по Mg-Li — 40–82 °C, по Na-Li — 70–106 °C. В целом не наблюдается значимой корреляции температур для различных геотермометров (рис. 7). Na-K завышает значения температур относительно Si для менее глубоких скважин (70, 1-Э, 2-Э), что вероятно обусловлено присутствием в водах значительного количества кальция. Также, воды этих скважин не находятся в равновесии с водовмещающими толщами (рис. 4), что препятствует получению корректного результата. Для более глубоких скважин (46, 49-Э, 71)

значения температур, полученных при расчете по Na-K- и Si-геотермометрам, сопоставимы друг с другом. Na-K дает более низкие значения относительно Si-геотермометра. На диаграмме Гиггенбаха, точки, характеризующие минеральные воды, выводимые данными скважинами, так же попадают в область частичного равновесия, но лежат ближе к линии равновесных вод, чем предыдущие, поэтому разница температур, рассчитанных по разным геотермометрам, меньше.

Na-Li геотермометр дает более высокие значения, чем кварцевый. Это, вероятно, обусловлено весьма низкими концентрациями Li^+ относительно Na^+ . В тех скважинах, где фиксируется более высокие содержания Li^+ , температурные оценки, выполненные по Na-Li- и Si-геотермометрам близки. Такая картина наблюдается в скважинах 46 (70 и 74 °C по Na-Li- и Si-геотермометрам соответственно) и в скважине 49-Э (74 и 78 °C).

Mg-Li-геотермометр дает завышенные температуры в сравнении с кремневым геотермометром, что обусловлено низкими концентрациями Li^+ относительно Mg^{2+} . В водах, выводимых скважиной 71 фиксируются более высокие содержания обоих элементов, чем в водах других скважин сеноман-маастрихтского горизонта, поэтому температура по Mg-Li-геотермометру почти совпадает с температурой по кварцевому (82 и 81 °C соответственно).

Значительные различия температур, рассчитанных по кварцевому геотермометру для сеноман-маастрихтского горизонта, связаны с расположением скважин (рис. 7). Скважина 70 расположена в области питания горизонта, поэтому происходит активное смешение с пресными водами, что вызывает снижение расчетных температур. Таким образом температура формирования для воды, выводимой скважиной 70, по кварцевому геотермометру составляет 58 °C, что отличается от остальных на 10–20 °C, и является некорректным.

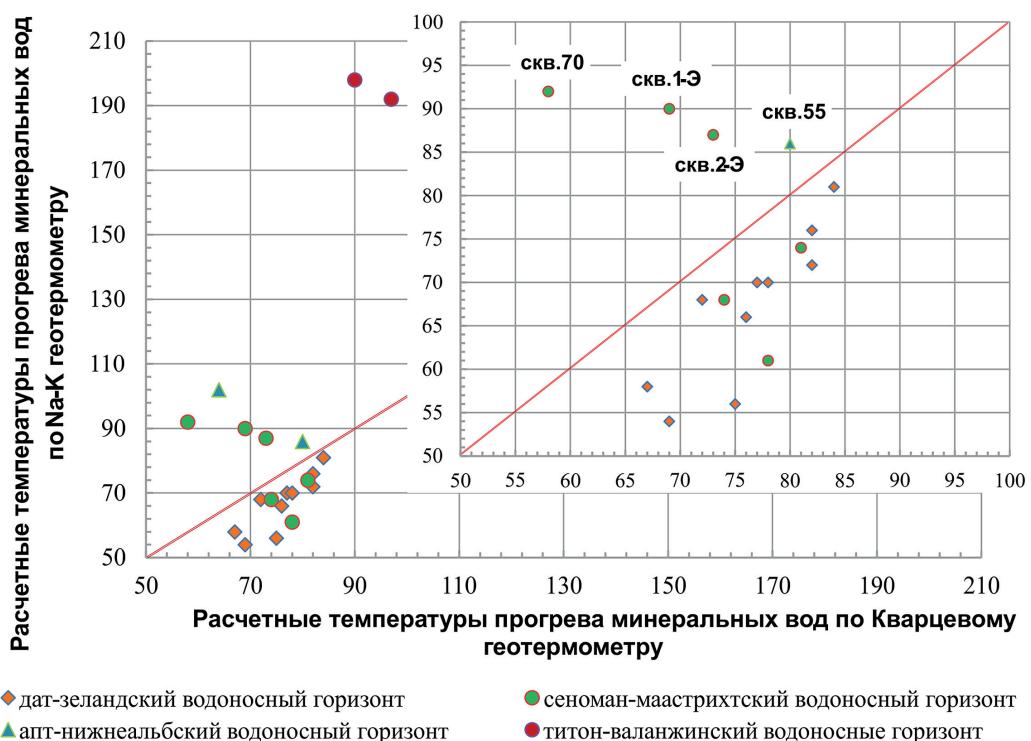


Рис. 7. Корреляция расчетных глубинных температур прогрева минеральных вод Ессентукского месторождения

Хорошая корреляционная зависимость между измеренными температурами воды на устьях скважин и температурными оценками по кварцевому геотермометру ($R=0,8$), исключая воду скважины 70 (рис. 6, б), позволяет утверждать, что наиболее приемлемые температуры получаются при использовании кварцевого геотермометра.

Апт-нижнеальбский и титон-валанжинский водоносные горизонты. Результаты расчета глубинных температур прогрева минеральных подземных вод апт-нижнеальбского и титон-валанжинского водоносных горизонтов по различным геотермометрам приведены в табл. 3. Наименьшие температуры получены с использованием халцедонового и Mg-Li-геотермометров: 26–65 и 25–57 °C, соответственно. Na-K-геотермометр дает весьма завышенные температурные оценки 86–192 °C, наиболее корректная температура (86 °C) получена практически безкальциевых вод скважины 55 (табл. 3). На диаграмме Гиггенбаха из четырех данных точек, только одна, характеризующая воды, выываемые скважиной 55, попадает в область частичного равновесия, поэтому для остальных скважин расчет по Na-K-геотермометру некорректен. Для скважины 55 полученную температуру так же нельзя считать достоверной, так как точка не ложится на линию равновесных вод, но можно предположить, что из всех имеющихся результатов она наиболее близка к реальной.

Температурные оценки, полученные при использовании Mg-Li-геотермометра, весьма низкие (25–57 °C) и далеки от реальных параметров, в то время как Na-Li-геотермометр вероятно демон-

стрирует завышенные значения: 62–89 °C для апт-нижнеальбского и 124–145 °C для титон-валанжинского. Как и вышеуказанные горизонты, апт-нижнеальбский и титон-валанжинский не совсем подходят по условиям для расчета по Na-Li- и Mg-Li-геотермометрам. Поэтому полученные при их использовании результаты некорректны.

Таким образом, и для вод наиболее глубоких горизонтов наиболее приемлемыми являются глубинные температуры, определенные по кварцевому геотермометру.

Глубина формирования подземных вод. Зная значения температур формирования минеральных вод и среднего геотермического градиента можно приблизительно определить глубину формирования вод, которая вычисляется по формуле:

$$h = (t_{\text{глуб}} - t_0) / \gamma,$$

где h — глубина погружения; $t_{\text{глуб}}$ — температура прогрева; t_0 — среднегодовая локальная температура; γ — геотермический градиент данного региона.

Для исследуемой области используем геотермический градиент $\gamma = 42 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, $t_0 = 8,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ [Бондарева, 2011]. Расчетные глубины погружения подземных вод Ессентукского месторождения составляют: 1,2–1,8 км для вод дат-зеландского, сеноман-маастрихтского и апт-нижнеальбского водоносных горизонтов, и более 2 км для вод титон-валанжинского водоносного горизонта (рис. 8). Таким образом, воды верхних трех горизонтов имеют схожие температурные условия формирования, и возможно единую исходную природу.

| Глубина, м | Индекс | Литология | Мощность, м | Температура, °C | Глубина, км |
|------------|---------------|-----------|-------------|-----------------|-------------|
| -100 | Q_{IV} | | 22 | | |
| | P_2 | | 119 | | |
| -200 | P_1t | | 227 | | |
| -300 | | | | | |
| -400 | P_1d-sl | | 140 | 72-84 | ~1,3-1,8 |
| -500 | | | | | |
| -600 | K_2s-m | | 282,5 | 69-81 | ~1,4-1,7 |
| -700 | | | | | |
| -800 | K_1al_{2-3} | | 79,5 | | |
| -900 | | | | | |
| -1000 | $K_1a - al_1$ | | | | |
| -1100 | $K_1g - br$ | | 506 | 86 | ~1,8 |
| -1200 | | | | | |
| -1300 | | | | | |
| -1400 | K_1v | | 46 | 90-97 | ~2,1 |
| | J_3ff | | 38 | | |
| | PZ | | 8 | | |

Рис. 8. Стратиграфическая колонка с расчетными значениями «базовых» температур прогрева и глубин проникновения минеральных вод Ессентукского месторождения

Заключение. Результаты оценки глубинных («базовых») температур прогрева минеральных вод из четырех продуктивных (дат-зеландский, сеноман-маастрихтский, апт-нижнеальбский и титон-валанжинский) водоносных горизонтов Ессентукского месторождения показали:

1. Наиболее пригодным геотермометром в данных условиях является «кварцевый», остальные дают либо завышенную, как в случае Na-K-, либо заниженную Mg-Li и халцедоновый температуру прогрева. Иногда, вблизи области питания, кварцевый геотермометр может давать некорректные, заниженные значения температур, обусловленные смешиванием горячих глубинных вод с приповерхностными холодными. Применение катионных геотермометров ограничено неравновесностью системы вода-порода, а также парциальным давлением углекислого газа.

2. Расчетные температуры формирования минеральных подземных вод Ессентукского месторождения составили в среднем 64–97 °С. Расчетные глубины погружения подземных вод Ессентукского месторождения составляют: 1,2–1,8 км для вод дат-зеландского, сеноман-маастрихтского и апт-нижнеальбского водоносных горизонтов, и более 2 км для вод титон-валанжинский водоносного горизонта. Таким образом, воды верхних трех горизонтов имеют схожие температурные условия формирования, и возможно единую исходную природу. Таким образом, приток глубинных вод, поднимающихся по тектоническим разломам из фундамента, формируется на глубинах ~2 км.

Финансирование. Исследования выполнены при поддержке проекта РНФ № 21-77-00060 «Условия и механизмы формирования, современное состояние и перспективы использования минеральных вод курорта Ессентуки».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абих Г.В. К геологии Ессентуков / Г.В. Абих // Медицинский сборник, издаваемый императорским Кавказским медицинским обществом. Тифлис, 1874. № 19. С. 1–40.
2. Абрамов В.Ю. Формирование химического состава подземных вод в экстремальных термодинамических условиях: Автoref. докт. дисс. М., 2015. 192 с.
3. Байдарико Е.А., Поздняков С.П., Сартыков А.С. и др. Результаты работ по переоценке запасов Ессентукского месторождения // Геология и недропользование. Вып. 4. М.: Евразийский союз экспертов по недропользованию, 2021. С. 130–150.
4. Барановская Е.И., Харитонова Н.А., Филимонова Е.А. и др. Новые данные по химическому и изотопному (Н, О, С, S, N) составу минеральных вод Ессентукского месторождения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 120–136.
5. Бондарева Г.Л. Оценка температурных условий формирования минеральных вод Пятигорского месторождения. 2011.
6. ГОСТ Р 54316-2020 Воды минеральные природные питьевые. Общие технические условия. Москва: Стандартинформ, 2020. 44 с.
7. Греков И.И., Литовко Г.В., Письменская Г.А. и др. Геолого-геофизическая модель Кавминводского интрузивно-купольного поднятия (Северный Кавказ). Региональная геология и металлогения, № 25, 2005. С. 167–177.
8. Зиппа Е.В., Гусева Н.В., Сунь Ч., Чень Г. Оценка температур циркуляции термальных вод провинции Цзянси с применением различных геотермометров. Успехи современного естествознания. 2019. № 10. С. 52–57.
9. Иванов В.В. Кавказские минеральные воды. М.: 1-я типография Профиздата, 1972. 157 с.
10. Киссин И.Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука, 1964. 240 с.
11. Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления / Отв. ред. Б.Г. Поляк. М.: ГЕОС, 2012. 348 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 599).
12. Лаврушин В.Ю., Лисенков А.Б., Айдаркожина А.С. Генезис Ессентукского месторождения углекислых вод (Северный Кавказ) // Геохимия. 2020. Т. 65, № 1. С. 77–91. ТПУ. Т. 329. № 1. 2018. С. 25–36.
13. Лепокурова О.Е., Трифонов Н.С. Оценка применимости геохимических геотермометров для пластовых вод Томской области // Известия Томского политехнического университета [Известия ТПУ]. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333, № 12. С. 208–218.
14. Овчинников А.М. Минеральные воды. 2-е изд. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 375 с.
15. Погорельский Н.С. Ессентукские минеральные воды 1810–1940 гг. / Н.С. Погорельский, С.А. Шагоянц. Ессентуки: СКГУ, 1941. 440 с.
16. Потапов Е.Г., Данилов С.Р. История изучения углекислых минеральных вод Ессентукского месторождения // Курортная медицина. 2012. № 3. С. 9–12.
17. Потапов Е.Г., Данилов С.Р., Гаджиханова С.У. Результаты экспериментальных исследований процессов формирования минеральных вод Ессентукского месторождения // Разведка и охрана недр. 2013. № 2. С. 41–45.
18. Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонова Н.А. и др. Геохимия и условия формирования Ульского термального источника (Охотское побережье, Хабаровский край). Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 2. С. 73–85.
19. Шестакова А.В., Гусева Н.В. Применение геотермометров для оценки глубинных температур циркуляции термальных вод // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329, № 1. 25–36.
20. Arnorsson S. Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation. International Atomic Energy Agency, Vienna, 2000. 351 p.
21. Bödvarsson G., Pálmasón G. Exploration of subsurface temperatures in Iceland // Jökull. 1961. Vol. 11. P. 39–48.
22. Bragin I.V., Zippa E.V., Chelnokov G.A., Kharitonova N.A. Estimation of the deep geothermal reservoir temperature of the Estimation of the Deep Geothermal Reservoir Temperature of the Thermal Waters of the Active Continental Margin (Okhotsk Sea Coast, Far East of Asia). Water (Switzerland). 2021. Т. 13, № 9.
23. Brook C.A., Mariner R.H., Mabey D.R. et al. 1979. Hydrothermal convection systems with reservoir temperatures $\geq 90^{\circ}\text{C}$. In: Muffler, L.I.P. (ed.): Assessment of Geothermal Resources of the United States-1978. U.S. Geological Survey Circular 790. P. 18–85.
24. Ellis A.I., Mahon W.A.I. Chemistry and Geothermal Systems. New York, Academic Press, 1977. 392 p.
25. Filimonova E., Kharitonova N., Baranovskaya E. et al. Geochemistry and therapeutic properties of Caucasian mineral waters: a review // Environ. Geochem. and Health. Springer Nature (Switzerland), 2022.
26. Filimonova E., Lavrushin V., Kharitonova N. et al. Hydrogeology and hydrogeochemistry of mineral sparkling groundwater within Essentuki area (Caucasian mineral water region) // Environ. Earth Sci. 2020. Vol. 79. P. 15.
27. Fournier R.O. A revised equation for the Na/K geothermometer // Geothermal Resources Council. 1979. Vol. 3. P. 221–224.
28. Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems // Geothermics. 1977. Vol. 5. P. 41–50.
29. Fournier R.O., Truesdell A.H. An empirical Na–K–Ca geothermometer for natural waters // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1973. Vol. 37. P. 1255–1275.
30. Fuchs S., Norden B. International Heat Flow Commission. The Global Heat Flow Database: Release 2021. GFZ Data Services. 2021.
31. Gendenjamts O.-E. Interpretation of chemical composition of geothermal fluids from Arskógsströnd, Dalvík, and Hrísey, N-Iceland and in the Khangai area, Mongolia // Geothermal training programme. Orkustofnun. Grensasvegur 9. IS-108: Reykjavík, Iceland, 2003. Report N 10. P. 219–252.
32. Giggenbach W.F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na–K–Mg–Ca geoindicators // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1988. Vol. 52. P. 2749–2765.

33. *Kharaka Y.K., Mariner R.H.* Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. In: Naeser, N.D., McCulloh, T.H. (eds) Thermal History of Sedimentary Basins. Springer, New York, 1989. P. 99–117.

34. *Powell T., Cumming W.* Spreadsheets for geothermal water and gas geochemistry // Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University. 2010.

35. *Spycher N., Peiffer L., Sonnenthal E.L. et al.* Integrated multicomponent solute geothermometry // Geothermics. 2014. Vol. 51. P. 113–123.

36. *Ystroem L.H., Nitschke F., Held S. et al.* A multicomponent geothermometer for high-temperature basalt settings // Geotherm Energy. 2020. Vol. 8. P. 2.

Статья поступила в редакцию 04.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 16.08.2023

УДК 504.06; 544.723; 544.58
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-143-152

ПРИРОДНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ ГРУНТЫ КАК МАТЕРИАЛЫ ДЛЯ СОЗДАНИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ БАРЬЕРОВ БЕЗОПАСНОСТИ ПРИ ЗАХОРОНЕНИИ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

Маргарита Львовна Кулешова¹✉, Татьяна Георгиевна Шимко²,
Наталья Николаевна Данченко³, Ирина Викторовна Авилина⁴,
Нонна Юрьевна Степанова⁵, Валерий Иванович Сергеев

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; rita5715@mail.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tshimko@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-2821-9229>

³ Почвенный институт имени В.В. Докучаева, Москва, Россия; nataly_danch@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4358-4419>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; avili7@yandex.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; snonnay@mail.ru

Аннотация. Выполнены исследования по оценке двух природных глинистых грунтов в качестве перспективных материалов для создания барьеров безопасности при захоронении РАО. Изучены показатели состава, влияющие на поглощающие свойства глин. Поглощающая способность грунтов исследована в динамических условиях на колонках в отношении Cs, Sr, U, Th, Ba (аналог Ra), Nd и Dy (аналоги Am-241, Cm-244) которые могут присутствовать в РАО III и IV класса опасности. Полученные экспериментально миграционные параметры (эффективная пористость, эффективный коэффициент дисперсии, сорбционная емкость грунтов) использованы при прогнозном математическом моделировании для сравнительной оценки эффективности барьеров безопасности из рассмотренных материалов и возможности их применения.

Ключевые слова: сорбция, инженерные барьеры безопасности, радионуклиды, предельно допустимое время эксплуатации барьера

Для цитирования: Кулешова М.Л., Шимко Т.Г., Данченко Н.Н., Авилина И.В., Степанова Н.Ю., Сергеев В.И. Природные глинистые грунты как материалы для создания инженерных барьеров безопасности при захоронении радиоактивных отходов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 143–152.

NATURAL CLAY SOILS AS MATERIALS FOR CREATING ENGINEERING SAFETY BARRIERS DURING RADIOACTIVE WASTE DISPOSAL

Margarita L. Kuleshova¹✉, Tatyana G. Shimko², Natalya N. Danchenko³,
Irina V. Avilina⁴, Nonna Yu. Stepanova⁵, Valery I. Sergeev

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; rita5715@mail.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tshimko@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-2821-9229>

³ Soil Institute named after V.V. Dokuchaev, Moscow, Russia; nataly_danch@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4358-4419>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; avili7@yandex.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; snonnay@mail.ru

Abstract. The studies have been carried out to evaluate two natural clay soils as promising materials for creating safety barriers for radioactive waste disposal. Composition indicators affecting the absorbing properties of clays have been studied. The absorption capacity of soils was studied under dynamic conditions on columns in relation to Cs, Sr, U, Th, Ba (analogue of Ra), Nd and Dy (analogues of Am-241, Cm-244) which may be present in radioactive waste of III and IV hazard classes. The experimentally obtained migration parameters (effective porosity and effective dispersion coefficient, as well as the sorption capacity of the soils) are used in predictive mathematical modeling for a comparative assessment of the effectiveness of safety barriers from the considered materials and the possibility of their usage.

Keywords: sorption, engineering safety barriers, radionuclides, maximum allowable operating time of a safety barrier

For citation: Kuleshova M.L., Shimko T.G., Danchenko N.N., Avilina I.V., Stepanova N.Yu., Sergeev V.I. Natural clay soils as materials for creating engineering safety barriers during radioactive waste disposal. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 143–152. (In Russ.).

Введение. Исследование эффективности использования природных глинистых грунтов, как доступных материалов для инженерных барьеров безопасности (ИББ) в местах складирования и захоронения радиоактивных отходов (РАО), является актуальной задачей экологической геологии [Андерсон и др., 2012; Захарова и др., 2012; Линге и др., 2018; Крупская и др. 2018; Мартынов и др. 2020а]. В качестве материалов для ИББ рассматриваются и изучаются как природные глины различного состава (бентонитовые, каолиновые и другие), так и промышленно обработанные глины в виде сухих порошков и их смеси. Объекты захоронения могут иметь различную конструкцию и быть предназначены для размещения отходов разного радионуклидного состава. Экономическая целесообразность часто диктует приоритетное использование местных природных глин на конкретных объектах. Для подтверждения возможности применения различных глинистых материалов при создании барьеров безопасности на объектах захоронения РАО должны быть исследованы многие характеристики, влияющие на технологические свойства, однако нормативных требований к их перечню и значениям пока нет [Линге и др., 2018, Мартынов и др. 2020б]. При этом основными свойствами глинистых грунтов, которые востребованы при их использовании в качестве барьерных материалов, являются низкая проницаемость и способность к поглощению радионуклидов.

Обоснование эффективности работы инженерных барьеров для защиты окружающей среды от распространения радионуклидов проводится на основании прогнозного математического моделирования. Для создания прогнозных моделей необходимо иметь параметры массопереноса элементов в конкретном материале барьера в конкретных условиях. Глинистые грунты весьма многообразны, а радионуклидный состав каждого объекта захоронения, в свою очередь, также имеет свои особенности, поэтому параметры, характеризующие их взаимодействие, предпочтительно получать экспериментальным путем. Обычно эти параметры включают коэффициенты распределения K_d и коэффициенты диффузии D . Чаще всего поглощающие свойства изучаются в статических условиях [Семенкова и др. 2021, Кулешова и др., 2014].

Несмотря на относительную простоту этого метода определения K_d , точность получаемых значений не всегда удовлетворительна — за кажущимися элементарными операциями скрываются многочисленные нюансы, приводящие к варьированию данных [Contaminant Geochemistry and K_d Values, 1999; Roy et al., 1991; Serne and Relyea, 1981]. Одно из наиболее полных исследований по оценке точности и выявлению важных процедурных деталей было проведено девятью лабораториями США [Serne and Relyea, 1981]. Лаборатории-участники определяли K_d трех элементов: цезия, плутония и стронция

в одинаковых условиях. Полученные значения K_d разнились у цезия и плутония до трех порядков, а у стронция находились в пределах одного порядка. Авторы пришли к выводу, что причина изменчивости значений K_d для плутония и цезия связана с рядом факторов, которые обычно не контролируются, а именно: методом добавления реагентов, соотношением раствора и твердого вещества, начальной концентрацией раствора, методом отделения растворов, температурой. Анализ этих факторов лег в основу методических рекомендаций EPA по проведению экспериментов в статике [Contaminant..., 1999]. Однако они носят только рекомендательный характер, так как в каждом конкретном эксперименте необходимо учитывать особенности химических элементов и сорбентов (грунтов), на которых проводится исследование.

Для создания адекватной математической модели сложного объекта захоронения бывает недостаточно параметров сорбции, полученных в статических условиях. Более достоверные данные о сорбционной способности глинистого материала в отношении конкретного исследуемого химического элемента дают эксперименты, проводимые в динамических условиях. При этом также могут быть получены коэффициенты распределения (K_d), оценена полная емкость поглощения грунта (N) по исследуемому радионуклиду, а также специфические параметры массообмена: эффективная пористость ($n_{\text{эфф}}$) и эффективный коэффициент дисперсии ($D_{\text{эфф}}$). Эти параметры необходимы для моделирования миграции радионуклидов в случае наличия фильтрационного потока через инженерный барьер. Когда в качестве элемента системы защитных барьеров используется, или проектируется использование природной глины (зачастую сюда относят и суглинки), например, на внешнем контуре объекта захоронения РАО, возможность формирования фильтрационного потока должна рассматриваться наряду с возможностью формирования только диффузионного переноса.

Следует отметить, что эксперименты по изучению сорбции радионуклидов в динамике, во время которых происходит полное насыщение глинистого образца исследуемым элементом, затруднительно производить на радиоактивных изотопах, так как приобретаемая грунтом радиоактивность делает невозможным проведение работ в условиях обычной химической, и даже специализированной, лаборатории. В этом случае для изучения поглощающих свойств грунтов можно использовать неактивные изотопы и имитаторы радионуклидов.

В ЛОГС разработан подход и способ количественной оценки естественных и искусственных грунтовых экранов как геохимических барьеров на пути миграции опасных элементов, содержащихся в различных отходах [Сергеев и др., 1993, 2004, 2005]. Он основан на определении поглощающей способности грунтов (N_d) конкретного объекта

по отношению к потенциальным загрязнителям и расчете их миграционных параметров по данным динамических экспериментов на колонках с последующим прогнозированием их распространения в геохимическом барьере во времени с помощью математического моделирования.

Цель настоящей работы — провести сравнительную оценку природных глинистых грунтов различного состава в качестве барьера материала по отношению к компонентам РАО III и IV классов опасности на основе изучения их сорбционных свойств в динамических условиях.

Были исследованы два образца глинистых грунтов: глина ожелезненная (eMz) и суглинок каолиновый (eMz). В зависимости от иммобилизующей способности, фильтрационных и ряда других характеристик грунтов они могут быть использованы для создания внешней изоляции приповерхностного хранилища РАО. Исследования проводились в отношении стабильных изотопов Cs и Sr; низкоактивных изотопов U-238 и Th-232, стабильных элементов-имитаторов радионуклидов Ba (аналог Ra-226), Nd и Dy (аналоги Am-241, Cm-244). Обоснование валидности такого набора элементов, как аналогов радионуклидов для модельных экспериментов, дано в работе [Сергеев и др., 2009а]. Особенностью данного исследования было изучение миграционного и сорбционного поведения указанных элементов при их совместном присутствии в водном растворе, то есть с учетом возможной конкуренции за центры связывания.

Материалы и методы исследования. Для предварительной характеристики выбранных материалов (глина ожелезненная и суглинок каолиновый) по свойствам, которые потенциально могут влиять на процессы иммобилизации, были определены их гранулометрический и минеральный состав, а также емкость катионного обмена и проницаемость (K_f).

Определение гранулометрического состава глинистых материалов проводилось пипеточным методом по ГОСТ 12536-2014. Минеральный состав исследовался методом рентгенофазового анализа на дифрактометре RIGAKU MULTIFLEX 600. Емкость катионного обмена оценивалась по ГОСТ 17.4.4.01-84 (метод Бобко-Аскинази в модификации Алешина). Оценка проницаемости глинистых материалов производилась с использованием прибора АСИС (НПП «Геотек») на образцах максимальной плотности, полученной по ГОСТ 22733-2016.

Поглощающая способность грунтов для ИББ определялась в динамических условиях. Для этой цели были приготовлены фильтрационные колонки высотой 2 см, с площадью сечения $S = 2,8 \text{ см}^2$. Навески грунта из образцов ожелезненной глины и каолинового суглинка в колонках составляли 10 и 9 г, соответственно. Для экспериментов использовался раствор солей Sr, Cs, Ba, Nd, Dy, Th и уранила (UO_2^{2+}) квалификации х.ч. с исходной концентрацией по каждому элементу $\sim 10 \text{ мг/л}$

в дистиллированной воде. Его собственный pH равный 4, позволял удерживать указанные элементы в растворе в течение всего времени проведения эксперимента, то есть в колонку с грунтом поступал раствор с их постоянной концентрацией. Выбор величины исходной концентрации основывался на расчетах по прогнозируемой максимальной концентрации на выходе из модуля захоронения радиоактивных отходов некоторых элементов через 100 лет (например, U — 2,65 мг/л), а также возможности получения «выходных кривых» в реальные сроки, отведенные для опытных работ. Равные концентрации исследуемых элементов-сорбатов в исходном растворе позволил дать сравнительную оценку их иммобилизации. Фильтрация осуществлялась с помощью перистальтического насоса BT100-2J. Раствор подавался в колонки с грунтом снизу с постоянной скоростью 0,6 м/с. Постоянная скорость фильтрации раствора через образец является обязательным условием при проведении экспериментов в динамике для обеспечения корректности дальнейших расчетов и моделирования [Сергеев и др., 2004]. На выходе из колонок производился отбор последовательных проб фильтрата, в которых определялись pH и концентрации всех изучаемых элементов. Эксперименты продолжались до выхода концентрации всех элементов в фильтрате на исходную величину.

Содержание элементов в исходном растворе и пробах фильтрата определялось методом ИСП-МС с помощью масс-спектрометра Element-2 (Thermo) с использованием индия в качестве внутреннего стандарта. Погрешность измерений при используемых в исследованиях концентрациях составила 2–5% в зависимости от элемента.

По полученным результатам строились кривые зависимости относительной концентрации элемента от объема профильтровавшегося раствора (или времени), так называемые «выходные кривые», которые являются основой для последующих расчетов и прогнозного моделирования. По данным «выходных кривых» определялась поглощающая способность (N) сорбента, рассматриваемого в качестве геохимического барьера, в отношении каждого элемента, а также рассчитывались его миграционные параметры.

Математическая модель. Для описания характера массопереноса загрязнителей при фильтрации раствора в слое сорбента использовалась микродисперсионная математическая модель [Шестаков, 1995], учитывающая процесс сорбции потенциальных загрязнителей с линейной кинетикой сорбции. Правомерность использования данной модели была показана многолетними исследованиями поглощающих свойств глинистых грунтов в ЛОГС геологического факультета МГУ [Сергеев и др., 2004, 2009а, 2009б; Petrova et al., 1996]. Модель представлена следующим дифференциальным уравнением с граничными условиями:

$$n_{\phi} \frac{dc(x,t)}{dt} = D_{\phi} \frac{d^2 c(x,t)}{dx^2} - \nu \frac{dc(x,t)}{dx},$$

где t — время; $t > 0$; n_{ϕ} — эффективная пористость, D_{ϕ} — коэффициент микродисперсии, ν — скорость фильтрации, x — расстояние вдоль пути фильтрации ($0 < x < \infty$).

Начальное условие: $c(x, 0) = c^0$ — фоновая концентрация.

Границные условия: $c(0, t) = c_0$ — исходная концентрация в точке $x = 0$; $c(\infty, t) = c^0$ исходная концентрация в точке $x = \infty$.

Модельное решение уравнения имеет вид

$$\bar{C} = 0,5 \operatorname{erfc} \xi, \quad \xi = \frac{n_{\phi} \cdot l - \nu \cdot t}{2\sqrt{D_{\phi} \cdot n_{\phi} \cdot t}},$$

где \bar{C} — относительная концентрация, n_{ϕ} — эффективная пористость, D_{ϕ} — коэффициент микродисперсии, l — расстояние (длина образца), ν — скорость, t — время.

Метод математического моделирования заключается в подборе теоретической кривой, наилучшим образом совпадающей с экспериментальной выходной кривой, и определении характерных коэффициентов: эффективной пористости (n_{ϕ}) и эффективного коэффициента дисперсии (D_{ϕ}), входящих в уравнение, описывающее теоретическую кривую и являющихся искомыми параметрами массопереноса. Определение миграционных параметров n_{ϕ} и D_{ϕ} производится путем подбора таких их значений, при которых достигается минимум функции качества, равный сумме квадратов разностей модельных и экспериментальных значений относительных концентраций по всем моментам времени опыта. Программа написана Авилиной И.В. на языке Visual Basic и оформлена в виде таблицы данных в Excel-7, задаваемых пользователем, и макроса, в котором осуществляются расчеты. В качестве метода минимизации использован метод спирального координатного спуска.

Полученные в результате расчетов параметры массопереноса использованы для прогноза миграции исследуемых элементов в геохимическом барьере во времени.

Результаты и их обсуждение. Основные характеристики грунтов, опосредованно определяющие

иммобилизационные свойства геохимических барьеров, а именно: содержание фракции физической глины (<0,01 мм), и сорбирующих минералов, ЕКО, проницаемость и pH водных вытяжек, приведены в табл. 1.

Результаты рентгенофазового анализа валовых проб и глинистой фракции исследуемых грунтов показали, что помимо минералов, приведенных в табл. 1, в их составе присутствует кварц (43–60%); плагиоклаз, полевые шпаты, хлорит и роговая обманка в незначительных количествах (1–5%); карбонаты и фосфаты отсутствуют. Исходя из приведенных данных, можно ожидать, что ожелезненная глина окажется хорошим сорбентом за счет присутствия железистых минералов (гематит — 13%), смектитовой составляющей, а также достаточно высокого содержания физической глины (58%). Показатель изменения pH водных вытяжек из грунтов демонстрирует значительное ощелачивающее действие глины, которое может привести к осаждению в виде гидроксидов таких элементов, как Th, Nd, Dy (помимо сорбционных процессов). Проницаемость глины ниже на порядок по сравнению с суглинком. Таким образом, каолиновый суглинок, исходя из приведенных выше показателей, будет менее эффективен для иммобилизации радионуклидов.

Эксперименты по изучению сорбции. По результатам экспериментов на колонках были построены «выходные кривые» для Sr, Cs, Ba, Nd, Dy, U и Th, которые представлены на рис. 1 и 2. На этих же графиках показано изменение pH в ходе экспериментов.

Поглощение элементов на ожелезненной глине (рис. 1). Странций первым вышел на исходную концентрацию, демонстрируя наименьшую из всех элементов способность к иммобилизации. Затем последовательно достигли исходной концентрации Ba и Cs. Низкая селективность смектитов по отношению к Sr, а также конкуренция с другими катионами (главным образом с Ca) объясняет его более низкую сорбцию по сравнению с Cs и Ba, что согласуется с ранее опубликованными данными [Семенкова и др., 2020]. Значительное поглощение урана из раствора может объясняться тем, что разнообразные растворимые гидролитические формы, которые образует уранил в широком диапазоне pH, хорошо сорбируются на глине за счет смектита в кислой области и за счет гематита в щелочной, где они отрицательно заряжены [Путилина и др., 2014]. Кон-

Таблица 1

Основные характеристики образцов, определяющие их сорбционные свойства

| Материал барьера | Содержание фракции <0,01 мм, % | Содержание сорбирующих минералов, % | | | | ЕКО, мг-экв /100 г грунта | K_{ϕ} , м/сут | pH водной вытяжки |
|---------------------|--------------------------------|-------------------------------------|----------|------------|---------|---------------------------|--------------------|-------------------|
| | | смектит+ смешано-слойные | каолинит | гидрослюдя | гематит | | | |
| Глина ожелезненная | 58 | 2+9 | 4 | 4 | 13 | 24 | $4 \cdot 10^{-6}$ | 9,0 |
| Суглинок каолиновый | 26 | - | 53 | 0,8 | - | 8 | $3 \cdot 10^{-5}$ | 4,4 |

центрация Th на выходе из колонки с ожелезненной глиной за время эксперимента в 40 суток достигла лишь 0,1 от концентрации в исходном растворе. За это время через образец объемом 5,6 см³ профильтировалось 6,7 л раствора, то есть более 1000 объемов колонки. Способность к сорбции и миграции тория, как и ряда других элементов ряда актинидов, в значительной степени определяется pH среды.

Для оценки вклада процесса осаждения мало-растворимых гидроокислов Nd, Dy, Th в иммобилизацию элементов в ходе динамического эксперимента на глине, где концентрация по элементам составляла ≈ 10 мг/л, а изменение pH происходило в диапазоне от 8,5 до 4,6, были проведены расчеты с использо-

ванием табличных значений произведения растворимости (ПР) гидроксидов этих элементов и ионного произведения воды K_w по формуле:

$$\bar{c}(x, t) = \frac{c(x, t) - c_0}{c^0 - c_0} = \exp(-\lambda t) \frac{1}{2} (\operatorname{erfc} \xi + \exp(Pe) \operatorname{erfc} \sqrt{\xi^2 + Pe}),$$

где α — доля элемента в осадке; ПР — ПР гидроксидов Nd, Dy, Th; C_m — концентрация ионов металла в растворе; $[\text{H}^+] = 10^{-\text{pH}}$ — концентрация протонов; $K_w = [\text{H}^+][\text{OH}^-] = 10^{-14}$ — ионное произведение воды; z — валентность металла.

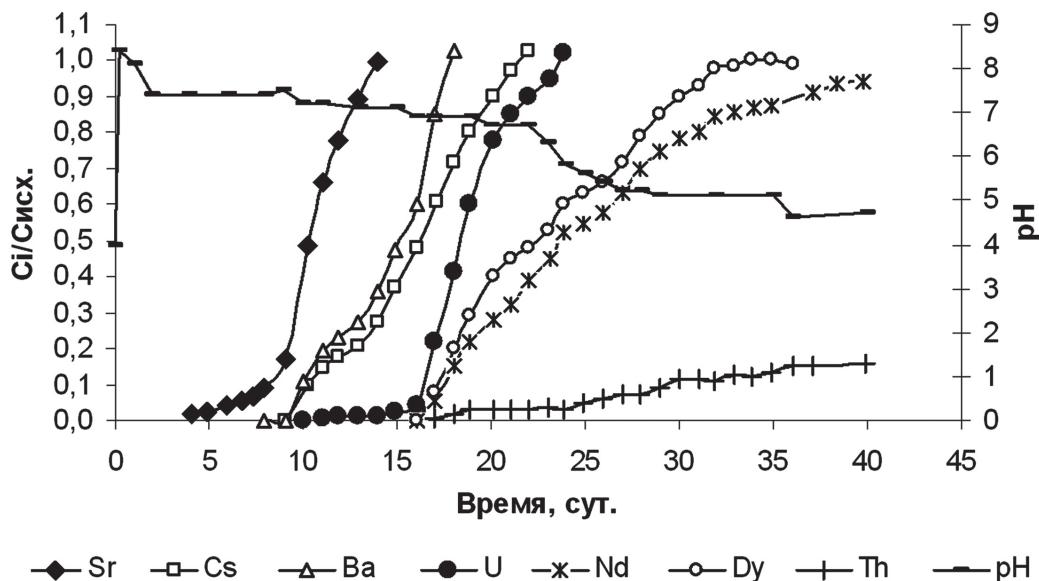


Рис. 1. «Выходные кривые» для компонентов модельного раствора при фильтрации через образец ожелезненной глины и изменение pH фильтрата в ходе опыта

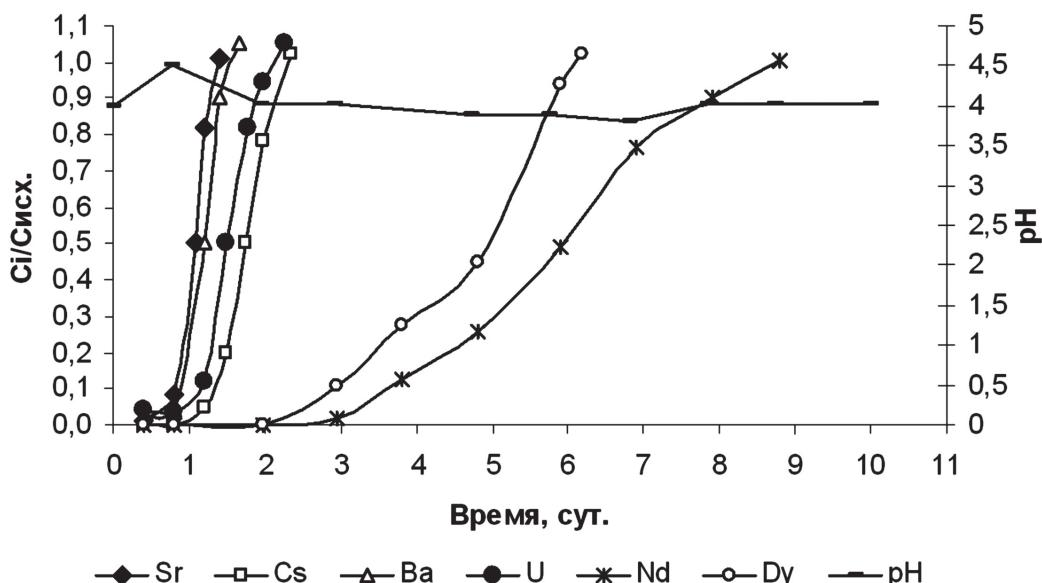


Рис. 2. «Выходные кривые» для компонентов модельного раствора при фильтрации через образец каолинового суглинка и изменение pH фильтрата в ходе опыта

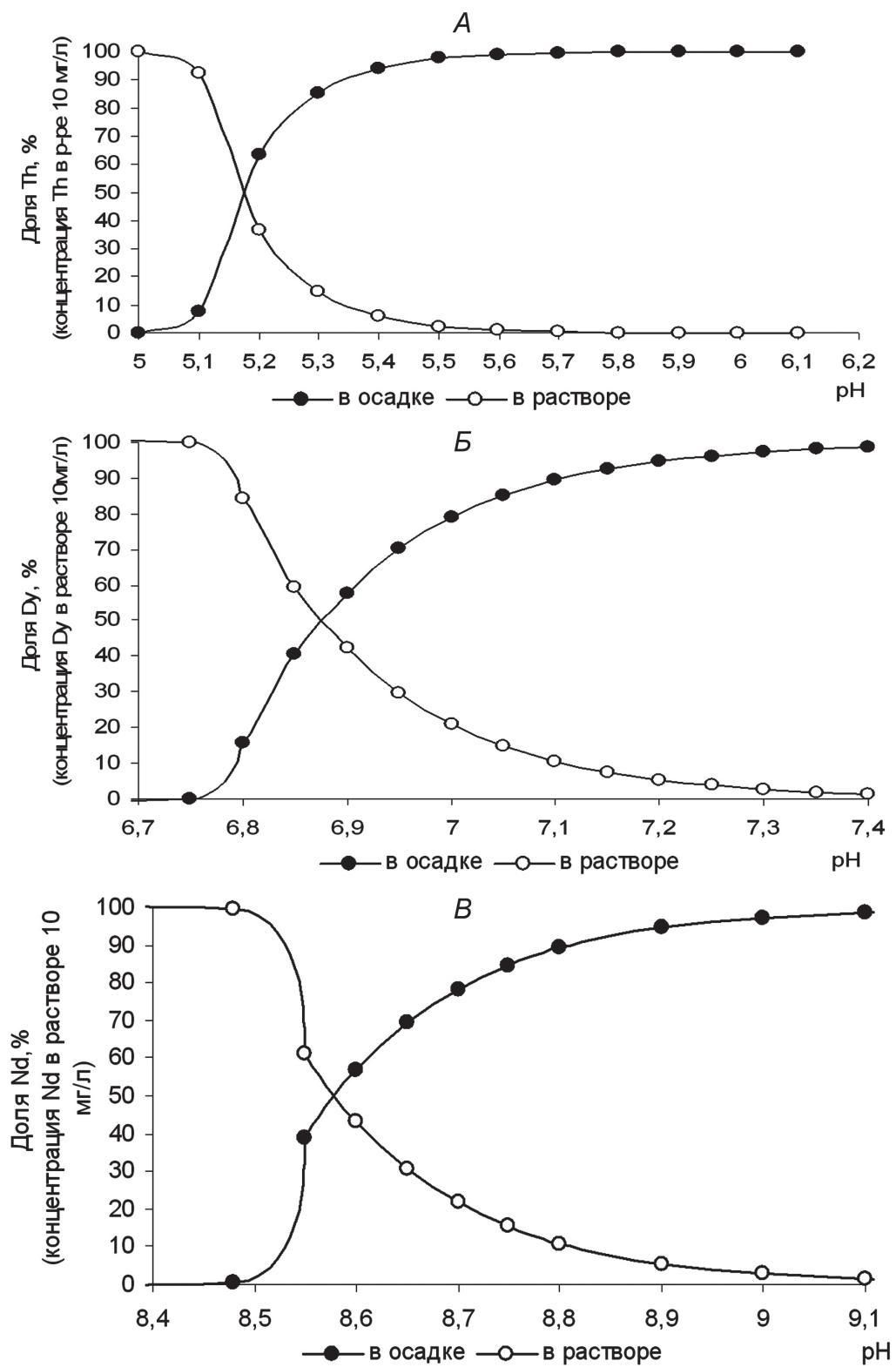


Рис. 3. Относительные доли ионов радионуклидов в осадке (в форме гидроксида) и растворе (в ионной форме) в зависимости от величины pH при концентрации 10 мг/л в исходном растворе: A — Th, B — Dy, C — Nd

Были оценены доли ионов Nd, Dy, Th, перешедших в малорастворимые гидроксиды (α) и оставшихся в растворе (100 — α). Графики, характеризующие этот процесс, приведены на рис. 3.

Сопоставляя приведенные данные расчетов с выходными кривыми при фильтрации через об-

разец ожелезненной глины (рис. 1) можно сказать, что при концентрации 10 мг/л осаждение гидроксидов вносит значительный вклад в иммобилизацию для Nd приблизительно до pH 8,6; Dy — до pH 6,9; а Th — вплоть до pH 5,2. Таким образом, Nd осаждается только на самом начальном этапе фильтрации,

Таблица 2

Сорбционная емкость (N) материалов ИББ

| Элемент | Сорбционная емкость N | | | |
|---------|-------------------------|--------------------|---------------------|--------------------|
| | глина ожелезненная | | суглинок каолиновый | |
| | мг/г | мг/см ³ | мг/г | мг/см ³ |
| Sr | 1,4 | 2,5 | 0,19 | 0,29 |
| Cs | 2,3 | 4,1 | 0,3 | 0,48 |
| Ba | 2,1 | 3,6 | 0,21 | 0,34 |
| Nd | 3,4 | 6,0 | 1,09 | 1,7 |
| Dy | 3,1 | 5,5 | 0,94 | 1,48 |
| U | 2,7 | 4,8 | 0,26 | 0,42 |
| Th | >>3,7 | >>6,4 | >>1,6 | >>2,5 |

тогда как около половины Dy и практически весь Th иммобилизуются за счет осаждения.

Поглощение элементов на каолиновом суглинке (рис. 2). Эксперимент на каолиновом суглинке завершился гораздо быстрее, чем на ожелезненной глине — 10 дней вместо 45-ти, что связано как с большей проницаемостью, так и с меньшей поглощающей способностью данного грунта. Для Sr, Ba, Cs, U концентрация в фильтрате достигла исходной величины менее чем за двое суток. Поглощение Dy и Nd продолжалось 6 и 9 суток, соответственно. В течение всего эксперимента происходило полное осаждение Th. Суммарное количество Th, иммобилизованного на образце (табл. 2), рассчитывалось исходя из объема профильтровавшегося раствора (1,5 л с концентрацией по Th 9,33 мг/л). Каолиновый суглинок, по сравнению с ожелезненной глиной, показал существенно более низкую сорбционную способность в отношении исследуемых элементов, как и ожидалось по результатам изучения его характеристик на предварительном этапе исследований. Иммобилизация радионуклидов на каолиновом суглинке, не оказывающем ощелачивающего действия, протекает в области слабокислых pH, что предполагает преимущественно сорбционный механизм для всех изученных элементов.

«Выходные кривые» позволили рассчитать сорбционную емкость материала в отношении исследуемых элементов, то есть оценить количество элемента, требующегося для насыщения им образца при данной концентрации раствора и pH. В табл. 2 приведены полученные величины сорбционной емкости ожелезненной глины и каолинового суглинка по всем компонентам модельного раствора.

Миграционные параметры. В соответствии с вышеприведенной методикой, по выходным кривым Sr, Cs, Ba, U, Nd, Dy был произведен расчет параметров массопереноса: эффективной пористости ($n_{\text{эф}}$) и эф-

Таблица 3

Миграционные параметры элементов на ожелезненной глине и каолиновом суглинке, полученные в результате расчетов по выходным кривым

| Элемент | Глина ожелезненная | | Суглинок каолиновый | |
|---------|--------------------|--|---------------------|--|
| | $n_{\text{эф}}$ | $D_{\text{эф}}, \text{м}^2/\text{сут}$ | $n_{\text{эф}}$ | $D_{\text{эф}}, \text{м}^2/\text{сут}$ |
| Sr | 309,4 | 1,75E-04 | 31,7 | 1,51E-04 |
| Cs | 470,4 | 3,35E-04 | 52,0 | 1,59E-04 |
| Ba | 441,9 | 1,49E-04 | 34,7 | 1,63E-04 |
| U | 554,5 | 7,25E-05 | 171,8 | 4,28E-04 |
| Nd | 724,0 | 5,11E-04 | 44,6 | 1,93E-04 |
| Dy | 670,7 | 3,64E-04 | 126,8 | 2,51E-04 |
| Th | 2939,6 | 5,41E-03 | — | — |

фективного коэффициента дисперсии ($D_{\text{эф}}, \text{м}^2/\text{сут}$) для исследованных барьерных материалов. Полученные миграционные параметры приведены в табл. 3.

Расчет предельно допустимого времени работы глиняного барьера. Использование полученных эффективных коэффициентов (табл. 3) в решении обратной задачи массопереноса — прогнозе миграции элементов в толще глиняного барьера — позволило дать сравнительную оценку эффективности работы ИББ из глины и суглинка мощностью в 0,5 м. Для этого было рассчитано предельное время $T_{\text{пр}}$, в течение которого элемент будет полностью поглощаться барьером. Это время определяется моментом появления на его нижней границе элемента с концентрацией, равной ПДК (или УВ — уровень вмешательства для радионуклидов). Расчет производился методом подбора такого значения $T_{\text{пр}}$ при котором концентрация радионуклида на внешнем контуре барьера равна ПДК.

Расчеты $T_{\text{пр}}$ для двух материалов ИББ по каждому из исследованных в динамических условиях элементов приведены в табл. 4. При этом концентрация элемента в условном исходном растворе принята 10 мг/л, мощность глиняного экрана 0,5 м, скорость фильтрации $4,8 \cdot 10^{-4} \text{ м/сут}$. ПДК рассчитаны из УВ для радионуклидов. В табл. 4 приведены также значения $T_{\text{пр}}$ для модельных радионуклидов с учетом их распада.

Для распадающихся мигрантов (радионуклидов) с константой распада λ использовано следующее решение [Лехов, 2014]:

$$\bar{c}(x, t) = \frac{c(x, t) - c_0}{c^0 - c_0} = \exp(-\lambda t) \frac{1}{2} \left(\text{erfc} \xi + \exp(Pe) \text{erfc} \sqrt{\xi^2 + Pe} \right).$$

Таблица 4

Время выхода элементов за пределы ИББ из ожелезненной глины и каолинового суглинка без учета и с учетом распада

| Элемент | ПДК (из УВ), мг/л | Время выхода элемента на $C_{\text{ПДК}}$ $T_{\text{пр}}$, годы | | Период полураспада $T_{1/2}$, годы | Время выхода элемента на $C_{\text{ПДК}}$ с учетом радиоактивного распада $T_{\text{пр}}$, годы | |
|------------|-------------------------|---|------------------------|---|---|---------------------|
| | | ожелезнен- ная глина | каолиновый суглинок | | ожелезненная глина | каолиновый суглинок |
| Sr | 4,00E-01 | 833 | 86 | 30,2 | * | 89,2 |
| Ba | 7,40E-01 | 1206 | 95 | 1,60E+03 | 1218 | 94,4 |
| Cs | 1,00E+00 | 1265 | 143 | 29,1 | * | 149 |
| U | 6,00E-01 | 1530 | 121 | 7,04E+08 | 1530 | 121 |
| Dy(Am) | 2,70E-08 | 1438 | 278 | 4,32E+02 | 1467 | 286 |
| Nd (Am,Cm) | 2,70E-08 | 1473 | 343 | Am 4,32E+02 | 1509 | 344 |
| | | | | Cm 1,81E+01 | * | * |
| Th230 | 8,70E-08 | 3410 | – | 7,70E+04 | 3012 | – |
| Th232 | 0,015 | 3769 | – | 1,40E+10 | 4831 | – |

Примечание. * — распад произойдет раньше, чем элемент преодолеет барьер.

Как показали расчеты (без учета распада), самый «быстрый» элемент, первым преодолевающий барьер безопасности из обоих исследованных глинистых материалов, — стронций. Для него получены и самые низкие значения емкости поглощения N , приведенные в табл. 2: у ожелезненной глины — 2,5 мг/см³, у каолинового суглинка — 0,29 мг/см³. Самые высокие значения N у Nd, Dy и Th, в значительной степени за счет ощелачивающего действия грунтов.

Как видно из таблицы, благодаря короткому периоду полураспада, стронций и цезий не выйдут за пределы барьера мощностью 0,5 м из исследованной ожелезненной глины, в то время как барьер из каолинового суглинка будет преодолен стронцием и цезием за 89 и 148 лет, соответственно.

Элементы с длительным периодом полураспада и высокой сорбируемостью (Ba, U, Am, Cm) преодолеют барьер из ожелезненной глины через 1,2–1,5 тыс. лет. Время прохождения этих нуклидов через каолиновый барьер на порядок меньше.

Самое большое время возможного использования барьера ($T_{\text{пр}}$) у тория — более 3 тыс. лет, причем на это время не влияет распад Th из-за исключительно большого периода его полураспада.

При содержании в отходах комплекса элементов при оценке допустимого времени эксплуатации ИББ необходимо ориентироваться на время $T_{\text{пр}}$, оцениваемое по элементу, наиболее быстро проходящему барьер [Сергеев и др., 1993, 2004]. Для исследованного набора элементов и грунтов — это стронций.

Таким образом, выполненные экспериментальные и модельные исследования позволяют сравнить эффективность изученных грунтов в качестве материалов для инженерных барьеров безопасности

в проектах захоронения РАО, содержащих Cs, Sr, U, Th, Ra, Am Cm.

Заключение. Проведенные исследования показали, что из двух изученных глинистых грунтов только ожелезненная глина может использоваться в качестве материала ИББ приповерхностных хранилищ РАО III и IV класса опасности. Для барьера мощностью 0,5 м из этой глины минимальное время его использования ($T_{\text{пр}}$ без учета распада) составляет для Sr 833 года. При этом относительно невысокая сорбционная способность глины по Sr компенсируется коротким периодом полураспада этого нуклида, за счет чего при низкой проницаемости барьера (в данном случае максимальном уплотнении при укладке слоя) выход радиоактивного стронция за его пределы не произойдет.

Каолиновый суглинок не может рассматриваться в качестве материала для создания барьера безопасности при размещении отходов, содержащих исследованные радионуклиды. Период безопасной эксплуатации барьера мощностью 0,5 м, в случае присутствия в составе отходов плохо поглощаемого стронция, даже с учетом его распада, составляет лишь 89 лет.

Оценка эффективности глинистых материалов для применения их в ИББ (высокая эффективность для ожелезненной глины и низкая для каолиновой) соответствует характеристикам грунтов, определенным на начальном этапе исследований (гранулометрический и минеральный состав, ЕКО и др.). Это подтверждает тезис о том, что при оценке местных глинистых материалов при проектировании размещения отходов РАО необходимо предварительное изучение характеристик, определяющих их

сорбционные свойства. Это позволяет отбраковать малоэффективные материалы на начальном этапе.

Примененный подход к изучению поглощающих свойств глинистых грунтов в качестве материалов инженерных барьеров безопасности при захоронении РАО дает более надежные результаты, чем опыты в статическом режиме (batch experiments). Эксперименты в динамических условиях (column experiments) позволяют получить параметры мас-сопренося радионуклида в грунте и использовать их для решения прогнозных задач миграции радионуклида во времени.

В результате выполненного исследования сорбции 7 радионуклидов на двух разновидностях

природных глин для каждого элемента получены миграционные параметры — эффективная пористость $n_{\text{эф}}$ и эффективный коэффициент дисперсии $D_{\text{эф}}$, а также емкости поглощения грунтов, которые могут использоваться для прогнозного моделирования миграции радионуклидов в различных математических моделях.

Полученная информация о взаимодействии глинистых грунтов с радионуклидами может включаться в базы данных о материалах ИББ и использоваться при проектировании объектов захоронения РАО.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Государственного задания по госбюджетной теме № 5-7, № ЦИТИС АААА-А16-116033010108-8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андерсон Е.Б., Савоненков В.Г., Шабалев С.И. Глины как геологическая среда для изоляции радиоактивных отходов. СПб.: РОСАТОМ, 2012. 215 с.
2. Захарова Е.В., Козырев А.С., Зубков А.А., Аверьянов Б.Ю. Создание внешних барьеров безопасности как способ предотвращения миграции радионуклидов из хранилищ РАО // Тематический сборник «Росатома» «Ядерная и радиационная безопасность России». М.: Энергопроманалитика, 2012. Вып. 13. С. 133–139.
3. Крупская В.В., Бирюков Д.В., Белоусов П.Е. и др. Применение природных глинистых материалов для повышения уровня ядерной и радиационной безопасности объектов ядерного наследия // Радиоактивные отходы. 2018. № 2 (3). С. 30–43.
4. Кулешова М.Л., Данченко Н.Н., Сергеев В.И., Шимко Т.Г. Свойства бентонитов как материалов для создания сорбционных барьеров. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 87–95.
5. Лехов А.В. Физико-химическая гидрогеодинамика. М.: КДУ, 2014. 500 с.
6. Линге И.И., Иванов А.Ю., Казаков К.С. О системных мерах по расширению применения глиняных материалов на объектах атомной отрасли // Радиоактивные отходы. 2018. № 4 (5). С. 33–41.
7. Лукнер Л., Шестаков В.М. Моделирование миграции подземных вод. М.: Недра, 1986. 208 с.
8. Мартынов К.В., Захарова Е.В., Дорофеев А.Н. и др. Использование глинистых материалов для создания защитных барьеров радиационно опасных объектов // Радиоактивные отходы. 2020а. № 3 (12). С. 39–53.
9. Мартынов К.В., Захарова Е.В., Дорофеев А.Н. и др. Функциональные свойства глинистых материалов для защитных барьеров радиационно опасных объектов // Радиоактивные отходы. 2020б. № 4 (13). С. 42–57.
10. Путилина В.С., Галицкая И.В., Юганова Т.И. Сорбционные процессы при загрязнении подземных вод тяжелыми металлами и радиоактивными элементами. Уран. Аналитический обзор. Новосибирск: ГПНТБ СО РАН, 2014. 127 с.
11. Семенкова А.С., Ильина О.А., Крупская В.В. и др. Сорбция радионуклидов на глинистых минералах-компонентах инженерных барьеров безопасности // Вестник МГУ. Сер. 2. Химия. 2021. Т. 62, № 5. С. 425–434.
12. Сергеев В.И., Данченко Н.Н., Кулешова М.Л. и др. Оценка эффективности песчано-гелевого материала как сорбционного экрана на пути миграции радионуклидов // Вопросы атомной науки и техники. Серия «Физика ядерных реакторов». 2009а. № 1. С. 42–48.
13. Сергеев В.И., Кулешова М.Л., Петрова Е.В., Святченко Н.А. Апробирование методики оценки защищенности подземных вод на примере золохранилища Артемовской котельной // Геоэкология. 2009б. № 4. С. 321–329.
14. Сергеев В.И., Сквалецкий М.Е., Кулешова М.Л. Оценка грунтовой толщи как геохимического барьера на пути миграции токсичных загрязнителей. География. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. С. 285–296. (Программа «Университеты России»)
15. Сергеев В.И., Шимко Т.Г., Кулешова М.Л. и др. Методика оценки степени защищенности подземных вод от загрязнения в районах складирования отходов атомной промышленности // Вопросы атомной науки и техники: Научно-технический сб. Сер. «Физика ядерных реакторов». Рос. Научн. центр «Курчатовский институт» ФГУП «РФЯЦ–ВНИИПИ». М., 2004. С. 31–36.
16. Сергеев В.И., Шимко Т.Г., Кулешова М.Л. и др. Методика количественной оценки степени защищенности подземных вод от загрязнения в районах захоронения токсичных и радиоактивных отходов. Авторское свидетельство № 8570 от 17 мая 2005 г.
17. Шестаков В.М. Гидродинамика. М.: Изд-во МГУ, 1995. 369 с.
18. Petrova E. V., Sergeev V.I., Shimko T.G. Mathematical modeling of a migration process and forecasting solutions for one-, two-, threelayer subsoil of the aeration zone // Applied Geochemistry. 1996. Vol. 11. Iss. 1–2. P. 305–309.
19. Roy W.R., Drapac I.G., Chou S.F.J., Griffin R.A. Batch-type procedures for estimating soil adsorption of chemicals. EPA/530-SW-87-006-F, Office of solid waste and emergency response, U.S. Environmental Protection Agency, 1991. Washington, D.C.
20. Serne R.J., Relyea J.F. The Status of Radionuclide Sorption-Desorption Studies Performed by the WRIT Program. In The Technology of high-level Nuclear Waste Disposal, 1981. Vol. 1. P. 203–254, DOE/TIC-621, Technical Information Center, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.

21. Contaminant Geochemistry and K_d Values. General // Understanding Variation in Partition Coefficient, K_d . Values. Volume I. The K_d Model, Methods of Measurement, and Application of Chemical Reaction Codes: EPA 402-R-99-004A / US EPA, US DOE. — Washington, DC, 1999. <https://www.epa.gov/sites/default/files/2015-05/documents/402-r-99-004a.pdf> (accessed: 30.11.2022)

22. Contaminant Geochemistry and K_d Values. General // Understanding Variation in Partition Coefficient, K_d .

Values. Volume II: Review of Geochemistry and Available K_d Values for Cadmium, Cesium, Chromium, Lead, Plutonium, Radon, Strontium, Thorium, Tritium (3H), and Uranium. EPA 402-R-99-004B / US EPA, US DOE. Washington, DC, 1999. P. 5.1–5.4. URL: <https://www.epa.gov/sites/default/files/2015-05/documents/402-r-99-004b.pdf> (accessed: 30.11.2022).

Статья поступила в редакцию 27.01.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 16.08.2023

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н.Н. ЕРЕМИН — главный редактор, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 26.06.2023. Формат 60×90^{1/8}.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 19,0. Уч.-изд. л. 14,5. Тираж экз.

Изд. № 12 285. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15

(ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог «Роспечать»)
ИНДЕКС 34114 (каталог «Пресса России»)
