

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 5 • 2022 • СЕНТЯБРЬ–ОКТАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Зубкова Н.В., Пеков И.В., Чуканов Н.В., Ксенофонтов Д.А., Япаскурт В.О., Бритвин С.Н., Пущаровский Д.Ю. Новый сульфамат $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$ — продукт техногенного изменения медных сульфидов | 3 |
| Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д., Архипова Е.В., Анисимова О.В. Новейшие структуры и сейсмичность Загроса | 9 |
| Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией Кергелен | 19 |
| Зыков Д.С., Полещук А.В., Котова Е.А., Агибалов А.О., Мануилова Е.А., Хмаренко А.А. Закономерности строения Мозырского соляного криптодиапира (Гомельская область, Республика Беларусь) | 28 |
| Куницына И.В., Никишин А.М., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Костенко О.В. Тектоностратиграфия и история геологического развития Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны | 35 |
| Тевелев А.В., Борисенко А.А., Соболев И.Д., Казанский А.Ю., Правикова Н.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Червяковский В.С. Ареал проявления внутривизейской фазы тектоногенеза в восточной зоне Южного Урала (по данным U–Pb датирования детритовых цирконов из солнечной толщи верхнего визе) | 47 |
| Яковичина Е.В., Гречихина Н.О., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф. Маастрихтский разрез горы Кыз-Кермен (Горный Крым): биостратиграфия, условия седиментации и палеогеография | 57 |
| Лыгина Е.А., Правикова Н.В., Чинова Е.Р., Тверитинова Т.Ю., Яковичина Е.В., Никишин А.М., Коротаев М.В., Тевелев А.В., Краснова Е.А., Косоруков В.Л., Самарин Е.Н. Эоценовая сейсмичность и палеогеография Центрального Крыма | 68 |
| Ульяхин А.В., Новиков И.В., Иванов А.В., Габдуллин Р.Р. Палеогеографические условия формирования богдинской свиты (нижний триас, Прикаспийская синеклиза) | 78 |
| Старостин И.А., Гирфанов М.М., Ярцев Е.И. Геологическое строение, метасоматическая и скрытая минералогическая зональность медно-порфирового месторождения Кызык-Чадр (Республика Тыва) | 90 |
| Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Усманова Ш.В., Тевелев А.В. Минералого-геохимические особенности месторождения Ёшлик (Алмалык-Ангренский горнорудный район, Узбекистан) | 95 |
| Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Основные факторы седиментогенеза и раннего диагенеза в донных осадках Карского моря на основе методов математической статистики | 99 |
| Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф. Новые находки карангатских отложений в восточной части Черного моря | 113 |
| Барановская Е.И., Харитоновна Н.А., Филимонова Е.А., Краснова Е.А., Маслов А.А. Новые данные о химическом и изотопном (H, O, C, N) составе минеральных вод Ессентукского месторождения | 120 |
| Аверкина Т.И., Правикова Н.В. Учебная геоинформационная система для анализа опыта инженерно-геологических изысканий | 137 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| Zubkova N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Ksenofontov D.A., Yapaskurt V.O., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Yu. A new sulfamate $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$, a product of the anthropogene alteration of copper sulfides | 3 |
| Koronovsky N.V., Bryantseva G.V., Zhigalin A.D., Arkhipova E.V., Anisimova O.V. The latest structures and seismicity of Zagros | 9 |
| Agranov G.D., Dubinin E.P., Grokholsky A.L. Physical modeling of the interaction between the spreading ridge and the large Kerguelen igneous province | 19 |
| Zykov D.S., Poleshchuk A.V., Kotova E.A., Agibalov A.O., Manuilova E.A., Khmarenko A.A. Regularities of the structure of the Mozyr salt cryptodiapir (Gomel region of Republic Belarus) | 28 |
| Kunitsyna I.V., Nikishin A.M., Malyshev N.A., Verzhbitsky V.E., Kostenko O.V. Tectonostratigraphy and history of geological development of North Caspian fold-thrust zone | 35 |
| Tevelev A.V., Borisenko A.A., Sobolev I.D., Kazansky A.Yu., Pravikova N.V., Koptev E.V., Volodina E.A., Chervyakovsky V.S. The areas of manifestation of the Intravisean orogeny in the Eastern Zones of the Southern Urals (According to the detrital zircons U-Pb dating data from the Solnechnay Formation of the Upper Visean) ... | 47 |
| Yakovishina E. V., Grechikhina N.O., Bordunov S. I., Kopaevich L.F. Maastrichtian section Kyz-Kermen (Mountain Crimea): biostratigraphy, conditions of sedimentation ... | 57 |
| Lygina E.A., Pravikova N.V., Chizhova E.R., Tveritina T.Yu., Yakovishina E.V., Nikishin A.M., Korotaev M.V., Tevelev A.V., Krasnova E.A., Kosorukov V.L., Samarin E.N. Eocene seismicity and paleogeography of the Central Crimea | 68 |
| Uliakhin A.V., Novikov I.V., Ivanov A.V., Gabdullin R.R. Paleogeographic conditions for the formation of the Bogdinsky formation (Lower Triassic, Caspian syncline) | 78 |
| Starostin I.A., Girfanov M.M., Yartsev E.I. Geological features, hydrothermal alterations, and cryptic mineralogical zonation of the Kyzyl-Chadr porphyry copper deposit, (Tyva Republic) | 90 |
| Karimova F.B., Jumaniyazov D.I., Usmanova Sh.V., Tevelev A.V. Mineralogical and geochemical features of the Yoshlik deposit (Almalyk-Angren are region, Uzbekistan) | 95 |
| Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R. Identification of the main factors of sedimentogenesis and early diagenesis in bottom sediments of the Kara Sea based on methods of mathematical statistics | 99 |
| Sorokin V.M., Yanina T.A., Romanjuk B.F. New finds of Karangat deposits in the eastern part of the Black Sea | 113 |
| Baranovskaya E.I., Kharitonova N.A. New data on the chemical and isotopic (H, O, C, S, N) composition of mineral waters of the Essentuki deposit | 120 |
| Averkina T.I., Pravikova N.V. Educational geoinformation system for analyzing the experience of engineering and geological survey | 137 |

УДК 546.226 + 549.7 (571.150)

НОВЫЙ СУЛЬФАМАТ $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$ — ПРОДУКТ ТЕХНОГЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ МЕДНЫХ СУЛЬФИДОВ

Наталья Витальевна Зубкова¹✉, Игорь Викторович Пеков²,
Никита Владимирович Чуканов³, Дмитрий Александрович Ксенофонов⁴,
Василий Олегович Япаскерт⁵, Сергей Николаевич Бритвин⁶,
Дмитрий Юрьевич Пушчаровский⁷

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
n.v.zubkova@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0000-0002-1346-7545>

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

³ Институт проблем химической физики РАН, Черноголовка, Россия; nikchukanov@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
ksen53@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-2408-0776>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
yvo72@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4277-7216>

⁶ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия;
sbritvin@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-3183-7594>

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
dmitp@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6960-1021>

Аннотация. Структурно и ИК-спектроскопически охарактеризован новый техногенный основной сульфамат меди $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$ из зоны окисления Мурзинского золоторудного месторождения (Алтайский край, Россия). Этот сульфамат, не имеющий аналогов среди природных и синтетических соединений; моноклинный; пр. гр. $P2_1/c$; $a = 7,5817(4)$; $b = 5,9823(3)$; $c = 17,0084(8)$ Å; $\beta = 99,140(5)^\circ$; $V = 761,63(7)$ Å³; $Z = 4$, — представитель нового структурного типа. В его структуре ($R = 4,91\%$) выделяются искаженные бруситоподобные слои из трех типов Cu^{2+} -центрированных октаэдров: $\text{CuO}_2(\text{OH})_4$, $\text{Cu}(\text{OH})_6$ и $\text{CuO}(\text{OH})_5$, к которым с двух сторон присоединяются изолированные один от другого тетраэдры $\text{SO}_3(\text{NH}_2)$. Между собой соседние гетерополиэдрические слои из октаэдров Cu и тетраэдров $\text{SO}_3(\text{NH}_2)$ соединяются только через систему водородных связей.

Ключевые слова: сульфамат меди, Мурзинское золоторудное месторождение, техногенное химическое соединение, новый структурный тип

Для цитирования: Зубкова Н.В., Пеков И.В., Чуканов Н.В., Ксенофонов Д.А., Япаскерт В.О., Бритвин С.Н., Пушчаровский Д.Ю. Новый сульфамат $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$ — продукт техногенного изменения медных сульфидов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 3–8.

A NEW SULFAMATE $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$, A PRODUCT OF THE ANTHROPOGENE ALTERATION OF COPPER SULFIDES

Natalia V. Zubkova¹✉, Igor V. Pekov², Nikita V. Chukanov³, Dmitry A. Ksenofontov⁴,
Vasily O. Yapasurt⁵, Sergey N. Britvin⁶, Dmitry Yu. Pushcharovsky⁷

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia;
n.v.zubkova@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0000-0002-1346-7545>

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia; igorpekov@mail.ru

³ Institute of Problems of Chemical Physics RAS, Chernogolovka, Russia; nikchukanov@yandex.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia;
ksen53@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-2408-0776>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia;
yvo72@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4277-7216>

⁶ St Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia; sbritvin@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-3183-7594>

⁷ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia;
dmitp@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6960-1021>

Abstract. A new basic copper sulfamate $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$ of the anthropogene origin from the oxidation zone of the Murzinskoe gold deposit (Altai Krai, Russia) has been characterized with XRD and IR spectroscopy. This compound has not natural or synthetic analogue and represents a novel structure type. It is monoclinic, space group $P2_1/c$, $a = 7.5817(4)$; $b = 5.9823(3)$; $c = 17.0084(8)$ Å; $\beta = 99.140(5)^\circ$; $V = 761.63(7)$ Å³; $Z = 4$. The crystal structure of this sulfamate ($R = 4.91\%$) is based on the distorted brucite-type layers built by Cu^{2+} -centred octahedra of three different types: $\text{CuO}_2(\text{OH})_4$, $\text{Cu}(\text{OH})_6$ and $\text{CuO}(\text{OH})_5$. Isolated from each other SO_3NH_2 tetrahedra are linked to the layers

from both sides. The neighboring heteropolyhedral layers formed by Cu-centred octahedra and SO_3NH_2 tetrahedra are connected *via* the system of hydrogen bonds.

Key words: copper sulfamate, Murzinskoe gold deposit, chemical compound of anthropogene origin, new structure type

For citation: Zubkova N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Ksenofontov D.A., Yapaskurt V.O., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Yu. A new sulfamate $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$, a product of the anthropogene alteration of copper sulfides. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5: 3–8. (In Russ.).

Введение. В составе вторичной минерализации, развивающейся в зоне окисления кварцевых и карбонат-кварцевых жил с сульфидами на Демидовском участке Мурзинского золоторудного месторождения (Краснощекровский район, Алтайский край), недавно были обнаружены азотсодержащие соединения меди — основные нитраты ликазит $\text{Cu}_3(\text{NO}_3)(\text{OH})_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и руаит $\text{Cu}_2(\text{NO}_3)(\text{OH})_3$ [Касаткин, 2021], а также амминнитрат шиловит $\text{Cu}(\text{NH}_3)_4(\text{NO}_3)_2$ (наши данные). Они вместе со спертиниитом $\text{Cu}(\text{OH})_2$ и лангитом $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ находятся в трещинах и мелких кавернах частично окисленных агрегатов халькопирита, халькозина и пирита, нарастая непосредственно на эти сульфиды, а также на кварц и гипергенные минералы — малахит, азурит, гётит и оксиды Mn. Азотсодержащие медные соединения формируют здесь богатые сплошные, а чаще прерывистые корочки площадью до нескольких квадратных сантиметров при толщине до 0,5 мм, а также гнезда до 3 мм в поперечнике. Учитывая, что материал собран в действующем карьере в развалах недавно отбитой руды (данные В.С. Леднева, непосредственно отбиравшего образцы в 2018–2020 гг.), можно с уверенностью говорить о техногенной природе этих Cu-N-H-O-соединений.

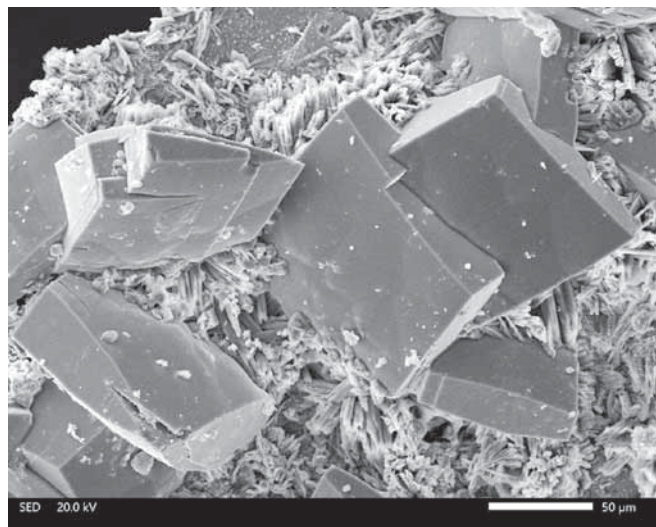
Здесь же нами обнаружено соединение, относящееся к химическому классу сульфаматов, имеющее состав $\text{Cu}^{2+}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$, основная медная соль сульфаминовой (аминосульфоновой) кислоты $\text{NH}_2\text{SO}_3\text{H}$. В отношении трех упомянутых

выше азотсодержащих соединений меди, несмотря на их техногенное происхождение, мы сочли возможным употреблять минералогические названия, соответствующие их природным аналогам. Новый сульфамат, в отличие от них, не встречен в чисто природных системах, где он возник бы без участия человека. Кроме того, среди известных сегодня минералов нет ни одного сульфамата.

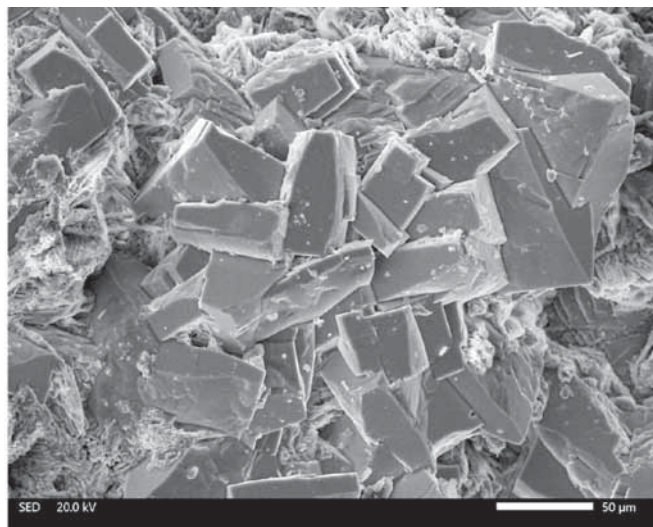
В литературе и в электронных базах данных нам не удалось найти сведений о таком соединении, как природном, так и техногенном или синтетическом. В статье приводится характеристика этого нового сульфамата с главным акцентом на его кристаллической структуре и результатах ИК-спектроскопии.

Материалы и методы исследований. Сульфамат $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$ образует прозрачные, с сильным стекляннным блеском ярко- или густо-синие, близкие к прямоугольным таблитчатые (уплотненные по оси *c*) кристаллы размером до 0,15 мм в поперечнике при толщине до 0,05 мм, а также их сростки и щетки, выросшие на бледно-голубые мелкокристаллические корочки руаита (рис. 1), а иногда на халькопирит, халькозин или кварц в трещинах частично окисленной сульфидной руды. Также с ним ассоциируют ликазит, лангит, спертиниит и более ранние малахит и гётит (лимонит).

Изучение морфологии и количественное определение химического состава (Cu, S, N и O) описываемого сульфамата выполнено в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры



а



б

Рис. 1. Сростки (а) и щетка (б) кристаллов сульфамата $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$ на корочках, сложенных мелкошестоватым руаитом. СЭМ-изображения во вторичных электронах

петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM IT-500 (производство Jeol, Япония), оснащенного энергодисперсионным спектрометром X-Maxⁿ (производство Oxford Instrument, Великобритания). Количественный энергодисперсионный анализ выполняли при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 0,7 нА в режиме сканирования площади (около 12 мкм²). Время накопления спектра (без учета «мертвого» времени) составляло 120 с. Обработку результатов измерения проводили в программе INCA (версия 21b) с использованием ХРР-модели коррекции. Концентрацию всех анализируемых элементов измеряли по К α -линиям с использованием стандартов Oxford/109758 (регистрационный № 6298, производитель Micro-Analysis Consultants Ltd.): Cu (металл), пирит — для измерения S; Si₃N₄ гексагональный синтетический — для N; корунд синтетический — для O. Измерения для исследованного образца сульфамата и стандартов проводили в идентичных условиях с углеродным покрытием толщиной около 25 нм.

ИК-спектр порошка изученного сульфамата меди, запрессованного в таблетку с KBr, снят в Институте проблем химической физики РАН на фурье-спектрометре ALPHA FTIR (Bruker Optics, Германия) в диапазоне волновых чисел 360–3800 см⁻¹ при разрешающей способности 4 см⁻¹ и числе сканирований, равном 16. В качестве образца сравнения использована аналогичная таблетка из чистого KBr.

Порошковая рентгенограмма получена на дифрактометре Rigaku R-AXIS Rapid II с цилиндрическим детектором (монокроматизированное CoK α -излучение, 40 кВ, 15 мА, экспозиция 15 мин.; геометрия Дебая–Шеррера, $d=127,4$ мм). Интегрирование исходных данных с цилиндрического детектора выполнено с помощью программного пакета osc2tab [Бритвин и др., 2017].

Рентгеновское исследование монокристалла нового сульфамата с размерами 0,04×0,04×0,08 мм выполнено при комнатной температуре на дифрактометре XCaliburS CCD на MoK α -излучении ($\lambda=0,71073$ Å) для половины сферы обратного пространства. Обработывали экспериментальные данные с помощью пакета программ CrysAlisPro v. 1.171.39.46 [Rigaku..., 2018]. Параметры моноклинной элементарной ячейки следующие: $a=7,5817(4)$; $b=5,9823(3)$; $c=17,0084(8)$ Å; $\beta=99,140(5)^\circ$; $V=761,63(7)$ Å³. Кристаллическая структура определена на основе прямых методов и уточнена в рамках пространственной группы $P2_1/c$ с использованием комплекса программ SHELX-97 [Sheldrick, 2015]. Заключительное значение R составило 4,91% для 1049 независимых отражений с $I>2\sigma(I)$. В процессе уточнения локализованы позиции всех атомов водорода. Ограничения на расстояния O–H и N–H — 0,90(1) Å, тепловые поправки для атомов водорода рассчитаны как $1,2U_{eq}(O/N)$. Кристаллографические характеристики, данные

монокристалльного эксперимента и параметры уточнения структуры изученного соединения приведены в табл. 1, координаты атомов и параметры атомных смещений — в табл. 2, межатомные расстояния — в табл. 3, данные о водородных связях — в табл. 4.

Таблица 1

Кристаллографические характеристики, данные монокристалльного эксперимента и параметры уточнения структуры Cu₃(OH)₅[SO₃(NH₂)]

| Формула | Cu ₃ (OH) ₅ [SO ₃ (NH ₂)] |
|--|--|
| Сингония, пр. группа, Z | Моноклинная, P2 ₁ /c, 4 |
| Параметры ячейки, Å/град. | $a=7,5817(4)$, $b=5,9823(3)$, $c=17,0084(8)$, $\beta=99,140(5)$ |
| V , Å ³ | 761,63(7) |
| Расчетная плотность, г/см ³ | 3,242 |
| Температура, К | 293(2) |
| Размеры кристалла, мм | 0,04×0,04×0,08 |
| μ , мм ⁻¹ | 8,590 |
| Дифрактометр | Xcalibur S CCD |
| Излучение, λ , Å | MoK α ; 0,071073 |
| F_{000} | 724 |
| $\theta_{\text{мин}} / \text{макс. град.}$ | 2,721 / 28,277 |
| Интервалы сканирования | $-10 \leq h \leq 8$, $-7 \leq k \leq 7$, $-22 \leq l \leq 22$ |
| Рефлексы измеренные/независимые | 6081 / 1877 ($R_{\text{int}}=0,0455$) |
| Независимые рефлексы $I>2\sigma(I)$ | 1049 |
| Метод уточнения | МНК по F^2 |
| Уточняемые параметры | 139 |
| Весовая схема | $w=1/[\sigma^2(F_o^2)+(0,0252P)^2]$ |
| S | 1,056 |
| $R1 [I>2\sigma(I)]$, $wR2 [\text{all data}]$ | 0,0491, 0,0980 |
| $\Delta_{\text{макс}}/\text{мин}^\circ$ e/Å ³ | 0,829 / -0,591 |

Таблица 2

Координаты атомов и эквивалентные параметры атомных смещений (U_{eq} , Å²) в структуре Cu₃(OH)₅[SO₃(NH₂)]

| Позиция | x | y | z | U_{eq} |
|---------|--------------|-------------|-------------|-------------|
| Cu1 | 0,00410(10) | 0,87575(14) | 0,24986(5) | 0,01304(19) |
| Cu2 | -0,04023(9) | 0,62554(13) | 0,07937(4) | 0,0129(2) |
| Cu3 | -0,04175(10) | 1,12748(13) | 0,07725(4) | 0,0135(2) |
| S | 0,4535(2) | 0,6445(3) | 0,35698(10) | 0,0209(4) |
| O1 | 0,1473(5) | 1,1277(7) | 0,2880(2) | 0,0140(9) |
| H1 | 0,248(4) | 1,127(10) | 0,267(3) | 0,017* |
| O2 | 0,2646(5) | 0,6355(8) | 0,3240(3) | 0,0234(11) |
| O3 | 0,0786(5) | 0,8776(7) | 0,1441(2) | 0,0117(9) |
| H3 | 0,196(2) | 0,884(9) | 0,144(3) | 0,014* |
| O4 | -0,1550(5) | 0,8728(7) | 0,0177(2) | 0,0162(9) |
| H4 | -0,271(2) | 0,873(10) | -0,003(3) | 0,019* |
| O5 | -0,0762(5) | 0,8759(7) | 0,3548(2) | 0,0126(9) |
| H5 | -0,193(2) | 0,850(10) | 0,339(3) | 0,015* |

Окончание табл. 5

Таблица 5

| Пози-ция | <i>x</i> | <i>y</i> | <i>z</i> | <i>U</i> _{eq} |
|----------|-------------|------------|-----------|------------------------|
| O6 | −0,1572(5) | 0,3810(7) | 0,0168(2) | 0,0137(9) |
| H6 | −0,2758(18) | 0,376(10) | 0,015(3) | 0,016* |
| O7 | 0,5563(6) | 0,7593(8) | 0,3044(3) | 0,0359(14) |
| O8 | 0,4878(5) | 0,7277(8) | 0,4376(3) | 0,0313(13) |
| N | 0,5373(8) | 0,3922(10) | 0,3635(4) | 0,0291(15) |
| HN1 | 0,528(8) | 0,298(9) | 0,322(3) | 0,035* |
| HN2 | 0,511(8) | 0,301(9) | 0,402(3) | 0,035* |

**U*_{iso}.

Таблица 3

Некоторые межатомные расстояния (Å)
в структуре Cu₃(OH)₅[SO₃(NH₂)]

| | |
|-----------------|-----------------|
| Cu1 O1 1,910(4) | Cu2 O4 1,938(4) |
| Cu1 O1 1,923(4) | Cu2 O6 1,939(4) |
| Cu1 O3 1,969(4) | Cu2 O5 1,987(4) |
| Cu1 O5 1,976(4) | Cu2 O3 1,996(4) |
| Cu1 O2 2,601(4) | Cu2 O6 2,387(4) |
| Cu1 O2 2,707(4) | Cu2 O1 2,516(4) |
| Cu3 O4 1,951(4) | S4 O8 1,443(5) |
| Cu3 O6 1,959(4) | S4 O7 1,449(5) |
| Cu3 O5 2,004(4) | S4 O2 1,454(4) |
| Cu3 O3 2,008(4) | S4 N 1,635(6) |
| Cu3 O4 2,366(4) | |
| Cu3 O2 2,565(4) | |

Таблица 4

Водородные связи в структуре Cu₃(OH)₅[SO₃(NH₂)]

| <i>D</i> —H... <i>A</i> | <i>d</i> D—H, Å | <i>d</i> H—A, Å | <i>d</i> D—A, Å | ∠D—H—A, град. |
|-------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------|
| O1—H1...O7 | 0,894(10) | 2,21(3) | 3,044(6) | 155(5) |
| O3—H3...N | 0,895(10) | 2,043(13) | 2,937(7) | 177(5) |
| O4—H4...O8 | 0,894(10) | 2,04(2) | 2,894(6) | 161(6) |
| O5—H5...O7 | 0,897(10) | 1,975(13) | 2,868(6) | 174(6) |
| O6—H6...O8 | 0,895(10) | 2,11(3) | 2,888(5) | 145(5) |
| N—HN1...O7 | 0,900(10) | 2,15(4) | 2,941(8) | 146(6) |
| N—HN2...O8 | 0,898(10) | 2,73(4) | 3,493(8) | 143(6) |

Результаты исследований и их обсуждение.
Химический состав изученного сульфата следующий (масс. %; электронно-зондовые данные, содержание водорода вычислено из расчета 7 атомов Н на формулу): Cu 50,69; N 3,71; S 7,85; O 34,91; H_{выч} 1,90; сумма 99,06. Он отвечает эмпирической формуле Cu_{2,97}N_{0,99}S_{0,91}O_{8,13}H₇, что весьма близко к идеальной формуле Cu₃NSO₈H₇ = Cu₃(OH)₅[SO₃(NH₂)].

Порошковая рентгенограмма нового сульфата меди (табл. 5) не имеет аналогов и может служить для его надежной диагностики.

Кристаллическая структура исследованного сульфата меди (рис. 2) уникальна — это соединение не только новое, но и является представителем нового структурного типа. В структуре выделяются три кристаллографически независимые позиции

Результаты расчета порошковой рентгенограммы
Cu₃(OH)₅[SO₃(NH₂)]

| <i>I</i> _{изм} | <i>d</i> _{изм} , Å | <i>I</i> _{выч} * | <i>d</i> _{выч} , Å** | <i>hkl</i> |
|-------------------------|-----------------------------|---------------------------|-------------------------------|----------------|
| 100 | 7,48 | 100 | 7,485 | 100 |
| 2 | 6,09 | 1 | 6,088 | −102 |
| 3 | 5,63 | 3 | 5,635 | 011 |
| 7 | 5,19 | 5 | 5,193 | 102 |
| 6 | 4,873 | 5 | 4,872 | 012 |
| 3 | 4,626 | 2 | 4,622 | −111 |
| 2 | 4,390 | 1 | 4,391 | 111 |
| 3 | 4,269 | 3 | 4,267 | −112 |
| 2 | 4,097 | 2 | 4,087 | 013 |
| 4 | 3,922 | 4 | 3,921 | 112 |
| 1 | 3,640 | 2 | 3,639 | −202 |
| 2 | 3,196 | 1 | 3,197 | −211 |
| 6 | 3,046 | 6 | 3,044 | −204 |
| 2 | 2,988 | 1, 1 | 2,991, 2,980 | 020, 114 |
| 6 | 2,797 | 4 | 2,799 | 006 |
| 15 | 2,774 | 17 | 2,770 | −106 |
| 3 | 2,716 | 3 | 2,715 | 121 |
| 20 | 2,637 | 15 | 2,638 | 023 |
| 3 | 2,549 | 3 | 2,549 | −123 |
| 9 | 2,500 | 1, 1, 4 | 2,503, 2,495, 2,495 | −302, 300, 106 |
| 31 | 2,435 | 14, 24 | 2,435, 2,432 | −206, 123 |
| 2 | 2,313 | 2 | 2,312 | −304 |
| 7 | 2,238 | 8 | 2,237 | −223 |
| 16 | 2,084 | 1, 13, 2 | 2,088, 2,084, 2,081 | 206, 223, 125 |
| 4 | 2,032 | 5 | 2,029 | −306 |
| 2 | 2,010 | 2 | 2,009 | 304 |
| 1 | 1,932 | 1 | 1,930 | −321 |
| 3 | 1,888 | 3 | 1,885 | −323 |
| 4 | 1,880 | 4 | 1,878 | 321 |
| 1 | 1,835 | 1 | 1,835 | 225 |
| 4 | 1,749 | 6 | 1,749 | 323 |
| 3 | 1,729 | 2 | 1,731 | 306 |
| 2 | 1,685 | 2 | 1,684 | −406 |
| 7 | 1,595 | 1, 8 | 1,597, 1,593 | 227, −129 |
| 7 | 1,585 | 1, 6 | 1,583, 1,583 | 325, 029 |
| 1 | 1,561 | 1 | 1,560 | 421 |
| 2 | 1,536 | 3 | 1,534 | −229 |
| 2 | 1,510 | 4 | 1,508 | 129 |
| 3 | 1,496 | 4 | 1,496 | 040 |
| 2 | 1,477 | 1 | 1,475 | 423 |
| 1 | 1,428 | 2 | 1,427 | −329 |
| 1 | 1,419 | 1 | 1,417 | −1.0.12 |
| 2 | 1,391 | 1, 2 | 1,392, 1,389 | 229, 240 |

* Включены только рефлексы с *I*_{выч} ≥ 1; ** рассчитано для параметров элементарной ячейки, определенных из монокристаллических данных.

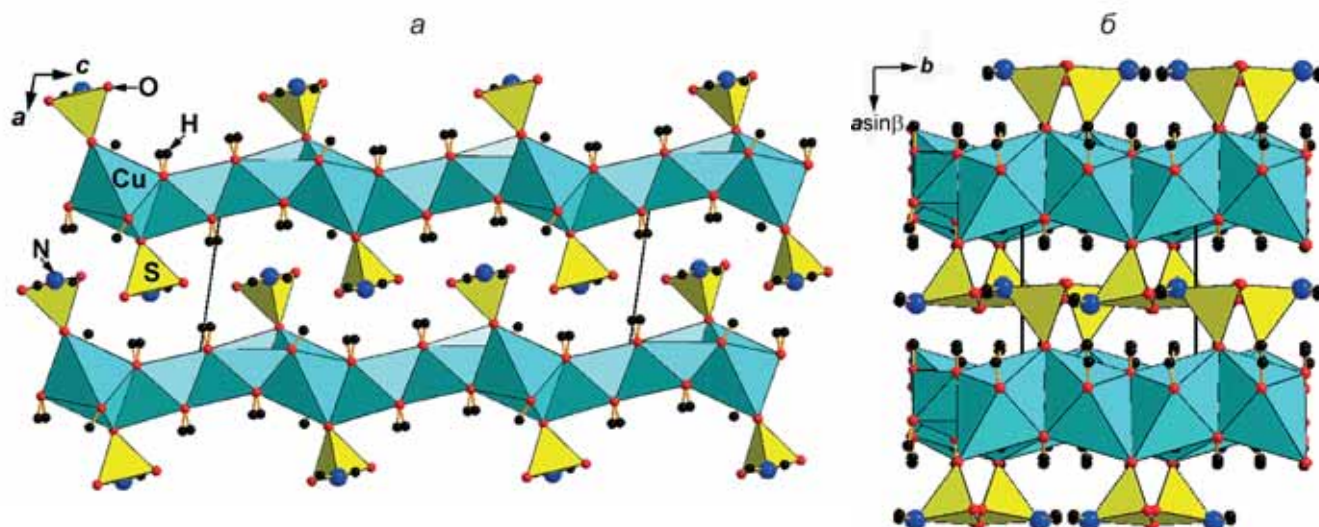


Рис. 2. Кристаллическая структура сульфата $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$ в двух проекциях: вдоль оси b (а) и вдоль оси c (б)

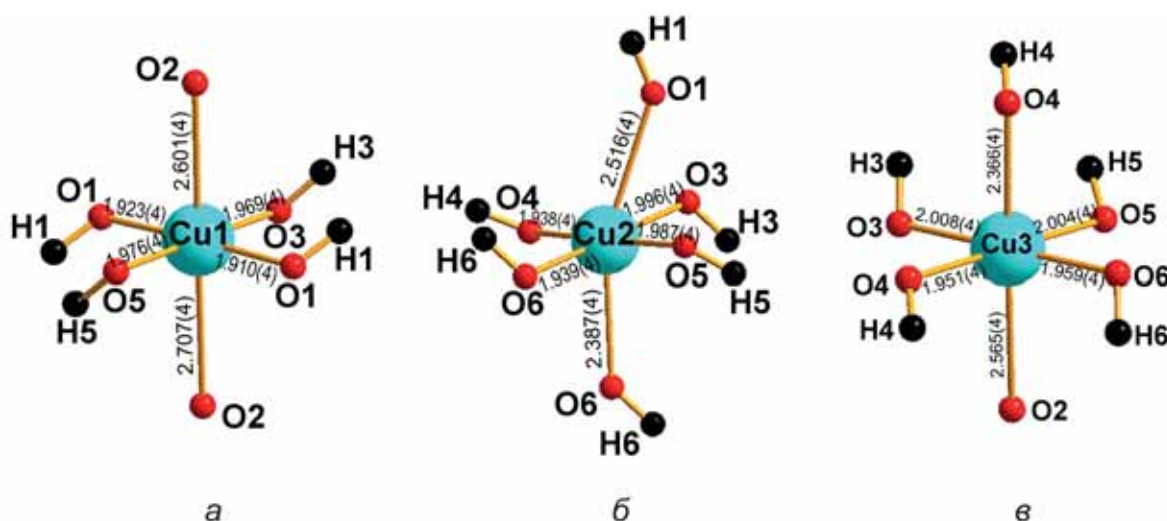


Рис. 3. Окружение медных полиэдров в структуре сульфата $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$

атомов Cu . Все катионы Cu^{2+} заселяют искаженные за счет эффекта Яна–Теллера октаэдры с четырьмя короткими расстояниями $\text{Cu}–\text{O}$ и двумя удлинёнными (табл. 3). При этом окружение катионов Cu в разных позициях различается соотношением между анионами O^{2-} и группами $(\text{OH})^-$: $\text{Cu}_1\text{O}_2(\text{OH})_4$, $\text{Cu}_2(\text{OH})_6$ и $\text{Cu}_3\text{O}(\text{OH})_5$ (рис. 3). Соединяясь через общие ребра, Cu -центрированные октаэдры образуют искаженные слои бруситового типа, лежащие в плоскости (100). С двух сторон к слоям из Cu -октаэдров через общие вершины присоединяются изолированные один от другого тетраэдры $\text{SO}_3(\text{NH}_2)$. Между собой соседние гетерополиэдрические слои, состоящие из Cu -октаэдров и тетраэдров $\text{SO}_3(\text{NH}_2)$, соединяются только через систему водородных связей.

ИК-спектроскопические данные для исследованного сульфата хорошо согласуются с результатами рентгеноструктурного анализа. В ИК-спектре этого соединения (рис. 4) в области $\text{O}–\text{H}$ -валентных колебаний (диапазон $3300–3600\text{ см}^{-1}$) присутствуют четыре пика. Учитывая, что уширенная полоса при

3424 см^{-1} представляет собой неразрешенный дублет, эти полосы соответствуют валентным колебаниям пяти неэквивалентных OH -групп, присутствующих в структуре изученного сульфата меди. Полосы при 3211 и 3293 см^{-1} относятся к симметричным и антисимметричным валентным колебаниям группы

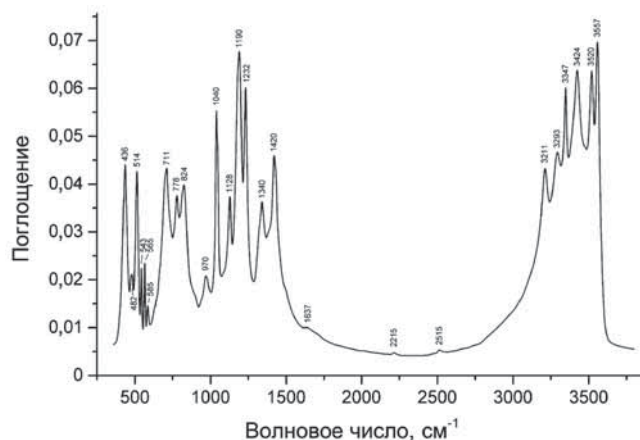


Рис. 4. Инфракрасный спектр сульфата $\text{Cu}_3(\text{OH})_5[\text{SO}_3(\text{NH}_2)]$

NH_2 соответственно. Деформационным колебаниям валентных углов H-N-H и H-N-S соответствуют полосы при 1420 и 1340 см^{-1} . S-O -валентные колебания фрагмента SO_3 проявляются в виде полос при 1128 , 1190 и 1232 см^{-1} . Синглет при 1040 см^{-1} относится к валентным колебаниям с участием связей S-N и S-O (аналог невырожденной моды тетраэдра SO_4). Слабая полоса при 970 см^{-1} соответствует крутильным колебаниям группы NH_2 . Деформационные колебания фрагментов $\text{Cu}\cdots\text{O-H}$ проявляются в виде серии полос в интервале $700\text{--}900\text{ см}^{-1}$. Полосы в диапазоне $500\text{--}600\text{ см}^{-1}$ относятся к смешанным деформационным колебаниям аниона SO_3NH_2^- с изменением углов O-S-O и O-S-N (в этой области также возможен резонанс с Cu-O -валентными колебаниями). Полоса при 436 см^{-1} соответствует колебаниям связи Cu-O . В области $1500\text{--}3000\text{ см}^{-1}$ наблюдаются слабые пики, относящиеся к комбинационным модам (при 2215 и 2515 см^{-1}) и адсорбированным молекулам воды (при 1637 см^{-1}). Отнесение полос ИК-спектра проведено с учетом данных [Hughes et al., 1975], за исключением полос в интервале $700\text{--}900\text{ см}^{-1}$, которые, согласно указанной работе, должны быть отнесены к колебаниям связи S-N , что исключало бы единственно возможное отнесение сильного синглета при 1040 см^{-1} к невырожденной моде с участием связи S-N .

Не вызывает сомнения, что рассматриваемый сульфамат меди образовался при воздействии на медные минералы NO_3^- - и NH_4^+ -содержащих растворов, возникающих в карьере при растворении дождевыми или снеговыми водами невзорвавшихся остатков аммонита — взрывчатого материала на основе нитрата аммония NH_4NO_3 . В пользу этого свидетельствуют и возрастные соотношения карбонатов меди — малахита и азурита — с Cu-N-H-O -соединениями: последние всегда более поздние.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бритвин С.Н., Доливо-Добровольский Д.В., Кржижановская М.Г. Программный пакет для обработки рентгеновских порошковых данных, полученных с цилиндрического детектора дифрактометра Rigaku RAXIS Rapid II // Зап. РМО. 2017. Вып. 3. С. 104–107.

Касаткин А.В. Новые находки редких минералов на территории России. Ч. II // Минералогический альманах. 2021. Т. 26, № 2. С. 20–58.

Hughes M.N., lusty J.R., Barton T.J. Some metal sulphamates and their complexes with diamines and pyridine. Evidence for ambidentate behaviour and linkage isomerism of the sulphamate group // J. Chem. Soc. Dalton Transactions. 1975. P. 1478–1483.

Отметим, что октаэдры Cu^{2+} , совместно координированные лигандами O^{2-} и OH^- , в целом характерны именно для низкотемпературных кислородных соединений меди, формирующихся в зоне окисления халькогенидных руд, которые содержат медные сульфиды [Pekov et al., 2018].

В структурном отношении изученный сульфамат имеет некоторые общие черты с малахитом, у которого октаэдры $\text{CuO}_4(\text{OH})_2$ связаны в колонки, объединенные в слои анионами $[\text{CO}_3]^{2-}$. Отметим, что ранее был установлен и структурно охарактеризован сукцинат меди $\text{Cu}(\text{C}_4\text{H}_4\text{O}_4)(\text{H}_2\text{O})$, возникший как продукт реакции азурита с раствором стирального порошка, содержащим янтарную кислоту [Rastsvetaeva et al., 1996]. Это тоже яркий пример техногенной соли Cu^{2+} , образовавшейся при взаимодействии медного минерала с агрессивным синтетическим соединением.

Закключение. Таким образом, рассматривать охарактеризованный в статье сульфамат и другие найденные в карьере Мурзинского золоторудного месторождения азотсодержащие медные соединения как полноправные минералы нельзя — это техногенные (антропогенные) вещества, которые возникли в природной (минеральной) системе, но для их появления необходимо было вмешательство человеческой деятельности.

Благодарности. Порошковое рентгенографическое изучение сульфамата меди осуществлено на оборудовании ресурсного центра «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ. Работа выполнена с использованием дифрактометра XCaliburS CCD (МГУ).

Финансирование. Минералогические и структурные исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-17-00050 для Н.В. Зубковой, И.В. Пекова, Д.Ю. Пушаровского).

Pekov I.V., Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu. Copper minerals from volcanic exhalations — a unique family of natural compounds: crystal chemical review // Acta Crystallogr. 2018. Vol. B74. P. 502–518.

Rastsvetaeva R.K., Pushcharovsky D.Yu., Furmanova N.G., Sarp H. Crystal and molecular structure of $\text{Cu}(\text{II})$ succinate monohydrate or «Never wash copper minerals with detergents» // Zeitschrift für Kristallographie, 1996. Bd. 211. S. 808–811.

Rigaku Oxford Diffraction. CrysAlisPro Software System, v. 1.171.39.46, Rigaku Corporation, Oxford, UK, 2018.

Sheldrick G.M. Crystal structure refinement with SHELXL // Acta Crystallogr. 2015. Vol. C71. P. 3–8.

Статья поступила в редакцию 06.06.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УДК 551.248.2:550.348(55)

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗАГРОСА

Николай Владимирович Короновский¹, Галина Владимировна Брянцева²✉,
Александр Дмитриевич Жигалин³, Елена Витальевна Архипова⁴,
Ольга Витальевна Анисимова⁵

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

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

³ Институт Физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zhigalin.alek@yandex.ru

⁴ Государственный университет «Дубна», Дубна, Московская обл., Россия; olenageo@mail.ru

⁵ Государственный университет «Дубна», Дубна, Московская обл., Россия; kachestvo@uni-dubna.ru

Аннотация. Современная структура складчато-надвигового сооружения Загрос сформировалась под влиянием коллизионных процессов на восточном фланге зоны коллизии Евразии и Аравии. На основе структурно-геоморфологического анализа и пространственно-временных особенностей распределения сейсмичности рассмотрены особенности новейшего и современного геодинамического развития Загроса как классического коллизионного орогена. Отмечено, что ороген находится на стадии конэрозионного развития, его сейсмическая активизация связана в большей степени с локальными деформациями внутри отдельных блоков и трансформируется под влиянием интенсивных техногенных воздействий, связанных с добычей углеводородов в пределах Месопотамской низменности и Персидского залива.

Ключевые слова: неотектоника, Иран, Загрос, Месопотамская впадина, сейсмичность, структурная геоморфология

Для цитирования: Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Жигалин, А.Д., Архипова Е.В., Анисимова О.В. Новейшие структуры и сейсмичность Загроса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 9–18.

THE LATEST STRUCTURES AND SEISMICITY OF ZAGROS

Nikolay V. Koronovskiy¹, Galina V. Bryantseva²✉, Alexander D. Zhigalin³,
Elena V. Arkhipova⁴, Olga V. Anisimova⁵

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

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; bryan.bryan@yandex.ru ✉

³ Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia;

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zhigalin.alek@yandex.ru

⁴ State University "Dubna", Dubna, Moscow region, Russia; olenageo@mail.ru

⁵ State University "Dubna", Dubna, Moscow region, Russia; kachestvo@uni-dubna.ru

Annotation. The modern structure of the Zagros folding-thrust structure was formed under the influence of collision processes on the eastern flank of the collision zone of Eurasia and Arabia. Based on structural-geomorphological analysis and spatio-temporal features of the seismicity distribution, the article considers the features of the latest and modern geodynamic development of Zagros as a classical collision orogen. It is noted that the orogen is at the stage of erosion development, its seismic activation is associated to a greater extent with local deformations within individual blocks and is transformed under the influence of intense man-made impacts associated with the extraction of hydrocarbons within the Mesopotamian Lowland and the Persian Gulf.

Key words: neotectonics, Iran, Zagros, Mesopotamian depression, seismicity, structural geomorphology

For citation: Koronovsky N.V., Bryantseva G.V., Zhigalin A.D., Arkhipova E.V., Anisimova O.V. The latest structures and seismicity of Zagros. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5; 9–18. (In Russ.).

Введение. Складчато-надвиговое сооружение Загроса расположено на восточном фланге Аравийско-Евразийской коллизионной области и простирается в виде дугообразно-изогнутых субпараллельных хребтов и долин-впадин, ориентированных вдоль Месопотамского прогиба. Внешнее крыло прогиба и его осевая часть заняты Месопотамской низменностью и Персидским заливом, в пределах последнего сосредоточены и активно разрабатываются значительные мировые запасы углеводородов.

Горные массивы Загроса представляют собой внешний край Месопотамского прогиба, деформированный в ходе коллизии Евразии и Аравии.

Особенность строения осадочного чехла — наличие нескольких горизонтов солей. Мощная толща вендско-нижнекембрийских эвапоритов ормузской формации находится в основании разреза, в составе верхних горизонтов присутствуют прослои верхнеюрских и нижнемеловых соленосных пород. Помимо эвапоритов, особую пластичность отложе-

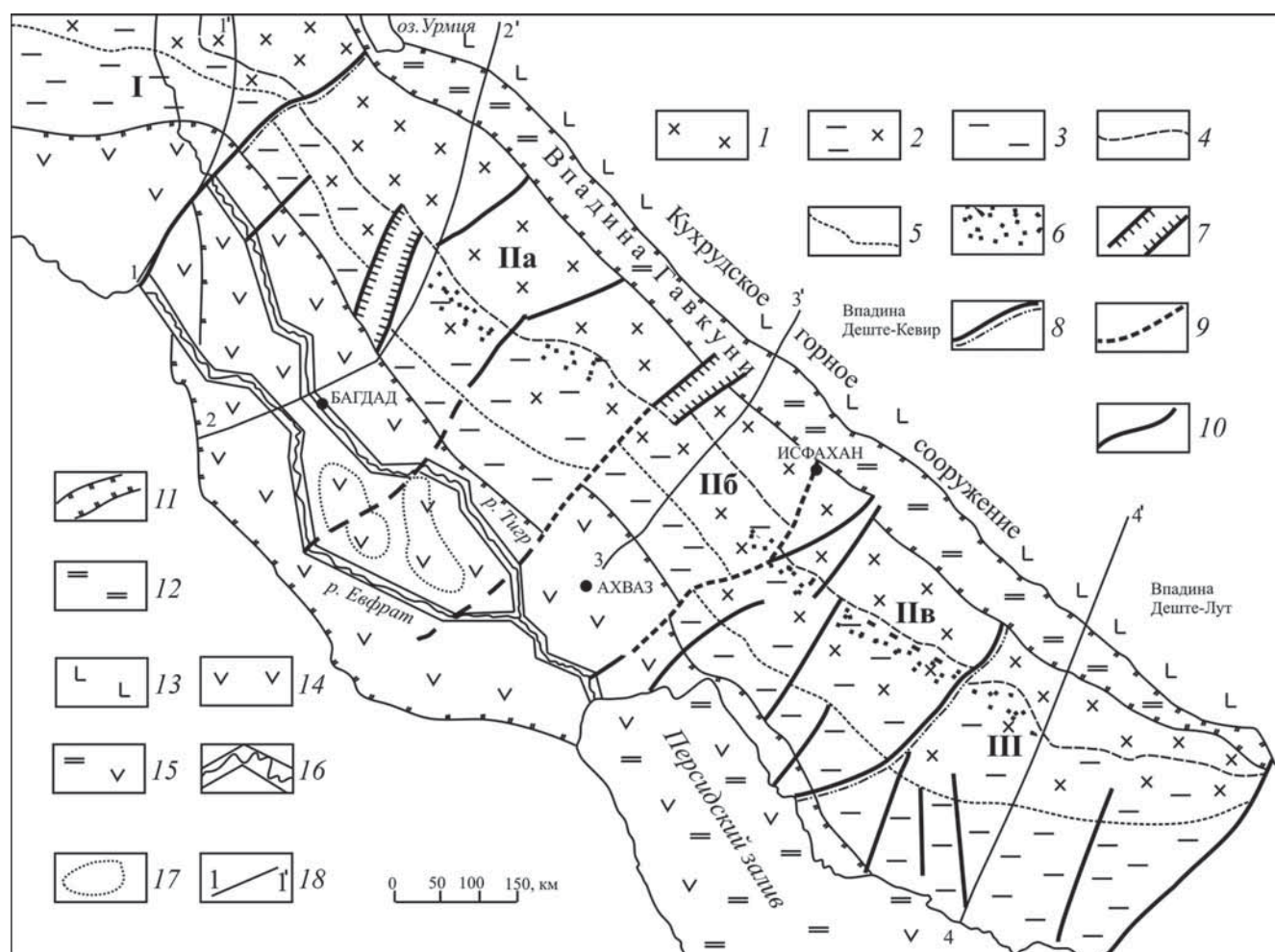


Рис. 1. Схема геоморфологического районирования позднеорогенной структуры Загроса

Горное сооружение Загроса: системы хребтов-поднятий (обобщенные очертания в плане): 1 — Внутренние; 2, 3 — Внешние (предгорье: 2 — высокое, 3 — низкое); 4 — граница между Внутренним и Внешним Загросом; 5 — граница высокой и низкой (предгорье) ступени в пределах Внешнего Загроса; 6 — внутренние горные впадины; 7 — грабенообразные впадины; 8 — зоны изменения общих простираний хребтов-поднятий орогена (I–III); 9 — границы районов (Па, Пб, Пв) с разной шириной складчатого сооружения; 10 — предполагаемые секущие разломы

Сопредельные с Загросом структуры: 11 — граница сопредельных впадин Гавкуни и Месопотамской с горным сооружением Загроса; 12 — горная впадина Гавкуни; 13 — Кухрудское горное сооружение; 14–16 — Месопотамская впадина: 14 — Месопотамско-Персидский предгорный прогиб, 15 — акватория Персидского залива, 16 — структурно-приуроченные долины рек Тигр и Евфрат; 17 — предполагаемые внутридепрессийные поднятия; 18 — линии профилей

ний Месопотамского прогиба обеспечивают многочисленные глинистые прослои мел-палеогенового возраста. Современное развитие структур Загроса происходит под влиянием поперечного укорочения, а также субширотного сжатия с формированием складок и структур выжимания с надвиганием в юго-западном направлении. Благодаря наличию слоев пониженной вязкости чехол Загроса слабо связан с фундаментом и дисгармонично деформируется в ходе коллизионных процессов с образованием складок, чешуйчатых надвигов и соляных диапиров [Трифонов, 2012].

Современное строение Загроса позволяет рассматривать его как классический пример орогена в структуре Альпийско-Гималайского коллизионного пояса [Бачманов и др., 2000; Копп, 1997]. Чтобы выявить специфические особенности новейшего развития Загроса как типичного коллизионного

орогена, нами выполнен структурно-геоморфологический анализ. Для выявления особенностей современного сейсмотектонического развития, в том числе в условиях интенсивной добычи углеводородов, проанализировано пространственно-временное распределение сейсмичности.

Материалы и методы исследования. Структурно-геоморфологический анализ. В формировании рельефа орогенов выделяют два этапа. К первому и, по-видимому, более длительному этапу относится *конденудационный* этап развития, при котором поднятия и впадины орогена еще не выражены в рельефе. Второй этап — *конэрозионный*, при котором зарождаются морфологически выраженные структурные формы. Ороген Загроса сформировался в результате эволюции и закрытия мезозойского океана Тетис. Начало первого (конденудационного) этапа относится к среднему–позднему миоцену,

когда в результате коллизии после смыкания Аравийской плиты со структурами Центрального Ирана на северо-востоке началось развитие складчатости [Трифонов, 2016]. Начало второго (конэрозионного) этапа в пределах горного сооружения Загрос приурочено главным образом к плиоцену и соответствует морфологическому становлению горного сооружения. На завершающем — орогенном — этапе развития происходила перекомпоновка структуры горного сооружения по системе региональных надвигов и сдвигов с большой амплитудой. Интенсивность деформаций постепенно смещалась в юго-западном направлении. В результате внутреннее складчатое крыло Месопотамского прогиба было втянуто в общее поднятие Загроса в конце миоцена [Хаин, 2001], а формирование антиклинальных складок, вытянутых вдоль горного сооружения Загроса, началось в раннем плейстоцене и продолжается в настоящее время [Трифонов, 2016]. В современном рельефе Месопотамская низменность выражена равниной с отметками высоты, не превышающими 100–200 м. Однако на этом фоне хорошо дешифрируются развивающиеся локальные поднятия, особенно вдоль его северо-восточной границы с горным сооружением.

Формирование горного сооружения Загроса связано с перемещением Аравийской плиты на север и северо-восток, когда отложения пассивной окраины Неотетиса, представленные породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя с мощной эвапоритовой формацией венд-кембрийского возраста в основании общей мощностью до 8–10 км, были смяты в протяженные складки [Хаин, 2001].

В результате новейшего тектонического развития в рассматриваемом регионе широкое развитие получили складчато-блоковые и сводово-блоковые структурные формы, выраженные в рельефе в виде новейших хребтов-поднятий и межгорных впадин. Эта важнейшая особенность развития определила применение специальных методов структурно-геоморфологического анализа. В пределах складчато-блоковой орогенной структуры Загроса, сформировавшейся в позднеорогенный этап развития, с северо-запада на юго-восток наблюдается изменение простирания хребтов-поднятий, что позволяет выделить три района (рис. 1): Западный (I), Центральный (II) и Восточный (III).

Коллизионный процесс в Загросе последовательно смещался в сторону Месопотамского передового прогиба, что привело к формированию различных по строению продольных зон, связанных с временем начала складчатости в соответствующей зоне орогена [Бачманов, 2001]. В соответствии с этим по изменению морфологии складок [Короновский и др., 2017] и их внутренней структуры [Хаин, 1984] горное сооружение Загроса можно подразделить на Внешний и Внутренний.

Западный район (рис. 1, I) характеризуется субширотным простиранием и общим сокращением

горного сооружения в направлении к Диярбакырской впадине, а полное его вырождение происходит в районе свода Рутба, представляющего собой погребенный выступ Аравийско-Нубийского щита [Хаин, 2001]. Именно здесь Загрос обрамляет с севера Месопотамский передовой прогиб.

Ширина поднятия складчато-блокового сооружения Внутреннего Загроса на этом участке значительно превосходит ширину Внешнего. Хребты Внешнего Загроса расположены кулисообразно, их высота редко превышает 1000 м, они разделены широкими впадинами. Брахиморфные структуры Внутреннего Загроса имеют ширину до 50 км, высота их достигает 2–3 км [Короновский и др., 2017]. Граница Западного района с Центральным четкая, определяется переходом субширотного простирания всех орогенных хребтов-поднятий Загроса в юго-восточное.

Центральный район (рис. 1, II) на всем протяжении имеет общее юго-восточное простирание. Для горного сооружения этого района характерно морфологическое отличие между поднятиями Внешнего и Внутреннего Загроса. Внешний Загрос характеризуется ярко выраженным простиранием линейных цепей хребтов горст-антиклиналей и сопредельных грабенообразных впадин. Большинство складок здесь имеет небольшую (10–15 км) ширину при значительном протяжении (100 км и более), с кулисообразным замещением хребтов-поднятий. Это свидетельствует о существенной роли горизонтальных смещений, сопровождавших формирование новейших структур, и наличии складок срыва [Короновский и др., 2017]. Внешняя зона Загроса сложена осадочными образованиями от вендских до миоценовых общей мощностью 10–12 км. В развитии складчатости этой зоны важную роль играли горизонты эвапоритов [Бачманов, Иванова и др., 2000]. Во Внутреннем Загросе хребты-поднятия и долины-впадины становятся шире, их линейный облик выражен менее четко, чем у Внешнего Загроса. Здесь преобладают брахиморфные очертания орогенных поднятий, особенно в его северо-западной части. Ширина хребтов достигает 30 км и более.

В пределах Центрального района в соответствии с изменением ширины горного сооружения Внешнего Загроса можно выделить 3 подрайона (а, б, в), которые несколько отличаются по размеру. *Первый подрайон* (рис. 1, IIa) характеризуется значительным развитием и большей шириной складчато-блоковых систем хребтов-поднятий и впадин. В пределах первого подрайона Внутреннего Загроса брахиморфные структуры отличаются от линейных структур Внешнего Загроса. Последний осложнен крупным секущим грабеном, моделированным рекой. На юго-востоке от грабена происходит постепенное расширение Внешнего Загроса и предгорий. *Второй подрайон* (рис. 1, IIб) выделяется своими очертаниями — он сужается в плане, что сопровождается здесь расширением Месопотамской впадины. Гра-

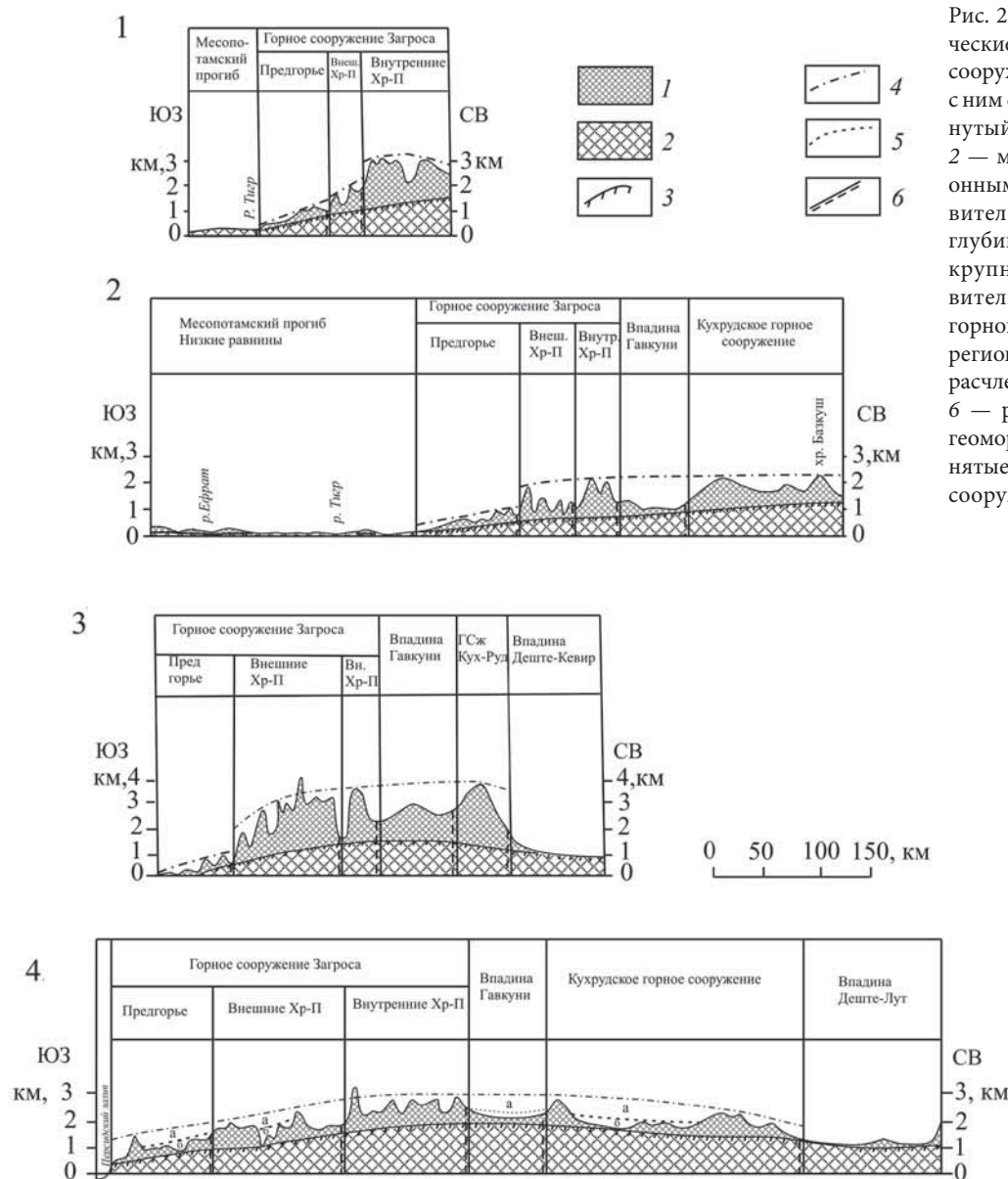


Рис. 2. Поперечные геоморфологические профили (1–4) через горное сооружение Загроса и сопредельные с ним структуры: 1 — массив, затронутый эрозионным расчленением; 2 — массив, не затронутый эрозионным расчленением; 3 — сопоставительная линия, объединяющая глубину эрозионного расчленения крупными реками; 4 — сопоставительные линии реконструкции горного сооружения; 5 — границы региональных циклов эрозионного расчленения (а, б — номера циклов); 6 — разрывы, определенные по геоморфологическим данным. Принятые сокращения: ГСж — горное сооружение, Хр-П — хребты-поднятия

ница с первым подрайоном проходит по грабену, секущему по отношению к горному сооружению Загроса. Выражение в рельефе грабена отчетливее на участке пересечения им Кухрудского горного сооружения. *Третий подрайон* (рис. 1, Пв), как и первый, характеризуется значительной шириной горного сооружения. Однако здесь наблюдается сокращение зоны Внутреннего Загроса и расширение Внешнего Загроса, а также обилие секущих разрывов субмеридионального простирания, осложняющих строение складчато-блоковых хребтов-поднятий.

Восточный район Загросского горного сооружения (рис. 1, Пв) простирается до Оманского разлома, проходящего в западной части Ормузского залива. На этом участке происходит изменение простирания орогенных поднятий Внешнего и Внутреннего Загроса с юго-восточного на субширотное. Здесь, в восточном направлении, наблюдается сужение горного сооружения Внутреннего Загроса и значительное расширение зоны предгорий.

Особенность метода геоморфологического исследования — объемный (трехмерный) анализ орографических форм в плане и в двух вертикальных сечениях — продольном и поперечном, а также в их взаимной увязке. В поперечном строении складчатая система Загроса может быть подразделена на Предгорье, Внешнюю и Внутреннюю зоны (рис. 2). Хамаданскую зону, которая примыкает к системе Загроса с северо-востока, большинство исследователей также включают в складчатую систему Загроса [Короновский и др., 2017].

В результате исследования вертикальных поперечных сечений Загроса (рис. 2) установлены следующие особенности его строения. В пределах Западного района (профиль 1) отчетливо выделяется по высоте зона предгорий и система хребтов-поднятий. Их разная морфология позволяет считать, что все три зоны (Предгорье, Внешняя и Внутренняя горные зоны) разделены разломами, которые определяют своеобразие и особенности их новейшего

развития. По мнению Д.М. Бачманова и др. [2000], эти разломы, служащие границами главных зон, достигают фундамента.

В Центральном районе (профили 2 и 3) все упомянутые уже различия между зонами становятся еще более выраженными. Впадина Гавкуни морфологически отчетливо выражена, но ее южный склон уже испытывает тенденцию к поднятию и причленению к горному сооружению Загроса. Начинается формирование общего сводообразного гетерогенного поднятия, в котором участвует и Кухрудское горное сооружение. В Восточном районе (профиль 4) особенно ярко выражено формирование единого сводообразного поднятия Загрос-Кухрудского гетерогенного горного сооружения. Высота Предгорья изменяется от 200 до 2000 м. Граница предгорья и Загросского горного сооружения поводится по резкому увеличению наклона южного горного склона (профиль 1) или по резкому изменению высоты (профили 2 и 3), превышение составляет до 1,5 км.

Таким образом, в пределах Загросского горного сооружения наблюдается повсеместное морфологическое преобладание хребтов над впадинами, что позволяет считать хребты более активным компонентом позднеорогенной структуры горного сооружения. Вертикальные сечения через Загрос, сопредельную горную впадину Гавкуни и Кухрудское горное сооружение свидетельствуют, что в целом эти горные сооружения активно разрастаются за счет сопредельной впадины. Это привело к возникновению в рельефе новой сложной гетерогенной структуры — общего обширного сводообразного поднятия — Загросско-Кухрудского. Такое строение структурно обусловленного рельефа свидетельствует о направленном положительном конэрозионном развитии горного рельефа в плиоцене–плейстоцене.

Анализ пространственно-временного распределения сейсмичности. Сейсмичность Загроса находится под влиянием нескольких процессов различных масштаба и генезиса, включая конвергентное движение Евразии и Аравии, преобразование отложений чехла и верхней части фундамента во внешней части Месопотамского прогиба, а также изменение флюидного режима, связанного с интенсивной добычей углеводородов, особенно интенсивной в районе Персидского залива. Пространственно-временной анализ сейсмичности выполнен для того, чтобы, с одной стороны, выявить пространственно-временные особенности распределения сейсмичности в условиях взаимодействия этих процессов, а с другой — оценить динамику и степень влияния этих процессов на основе анализа временного хода сейсмичности для региона в целом, для отдельных участков концентрации эпицентров землетрясений, а также для различных уровней локализации сейсмических очагов.

Пространственное распределение эпицентров землетрясений. Для выявления пространственно-временных закономерностей распределения сейс-

мичности использовали Мировой каталог USGS за период с 1973 по 2021 г. [Мировой каталог ... USGS]. Пространственное распределение эпицентров землетрясений в пределах Загроса выявлено в результате построения карты плотности эпицентров с окном осреднения $1^\circ \times 1^\circ$ с нанесением отдельных эпицентров сильных событий с $M \geq 6$. (рис. 3).

На карте плотности эпицентров землетрясений с $M \geq 4,5$ отчетливо обособляются три основных кластера событий, которые согласуются со сменой простирания геологических структур Загроса и приурочены к зонам изменения общих простираний хребтов-поднятий орогена (рис. 1). Кластер I приурочен к северному сегменту Загроса, который ограничивает с севера впадину Месопотамского прогиба. Наиболее протяженный кластер II расположен в центральной части Загроса с общим северо-западным простиранием структур. Внутри кластера отчетливо обособляются северо-западное и юго-восточное скопления эпицентров, которые выделены как отдельные домены Π^1 и Π^2 . Кластер III находится на юго-восточном замыкании Загроса с субширотным простиранием структур. Приуроченность к центральным частям складчато-надвигового сооружения Загроса указывает на то, что основная сейсмическая активность проявляется не вблизи региональных магистральных разломов, обрамляющих Загрос, а сосредоточена именно в центральной части и, по-видимому, в большей степени обусловлена деформациями локального характера в пределах каждого кластера.

Эпицентры сильных событий в пределах большинства кластеров локализованы в основном в их центральных частях. Только в домене Π^2 сильные события тяготеют к его периферии и отсутствуют на западе. Возможно, снижение активности сильных событий в центральной и западной частях домена Π^2 связано со сменой сильных событий сериями более слабых событий в условиях интенсивной добычи углеводородов в районе Персидского залива. В целом для кластера II, расположенного в пределах наиболее протяженного центрального сегмента Загроса, характерна приуроченность сильных событий к Внутреннему Загросу (рис. 3).

На гистограмме, которая показывает распределение гипоцентров сейсмических событий по глубине, отчетливо обособляются два сейсмически активных уровня (рис. 4). Один из них приурочен к небольшой глубине (до 10 км), а другой — к глубине от 30 до 40 км. Отчетливая неоднородность распределения сейсмических событий по глубине, на наш взгляд, связана с разными причинами — активизация верхнекоровых событий происходит под влиянием техногенных воздействий, в то время как высокая концентрация гипоцентров на глубине от 30 до 40 км обусловлена современными сейсмотектоническими процессами.

Временной ход сейсмических событий. Анализ временного хода сейсмических событий за период

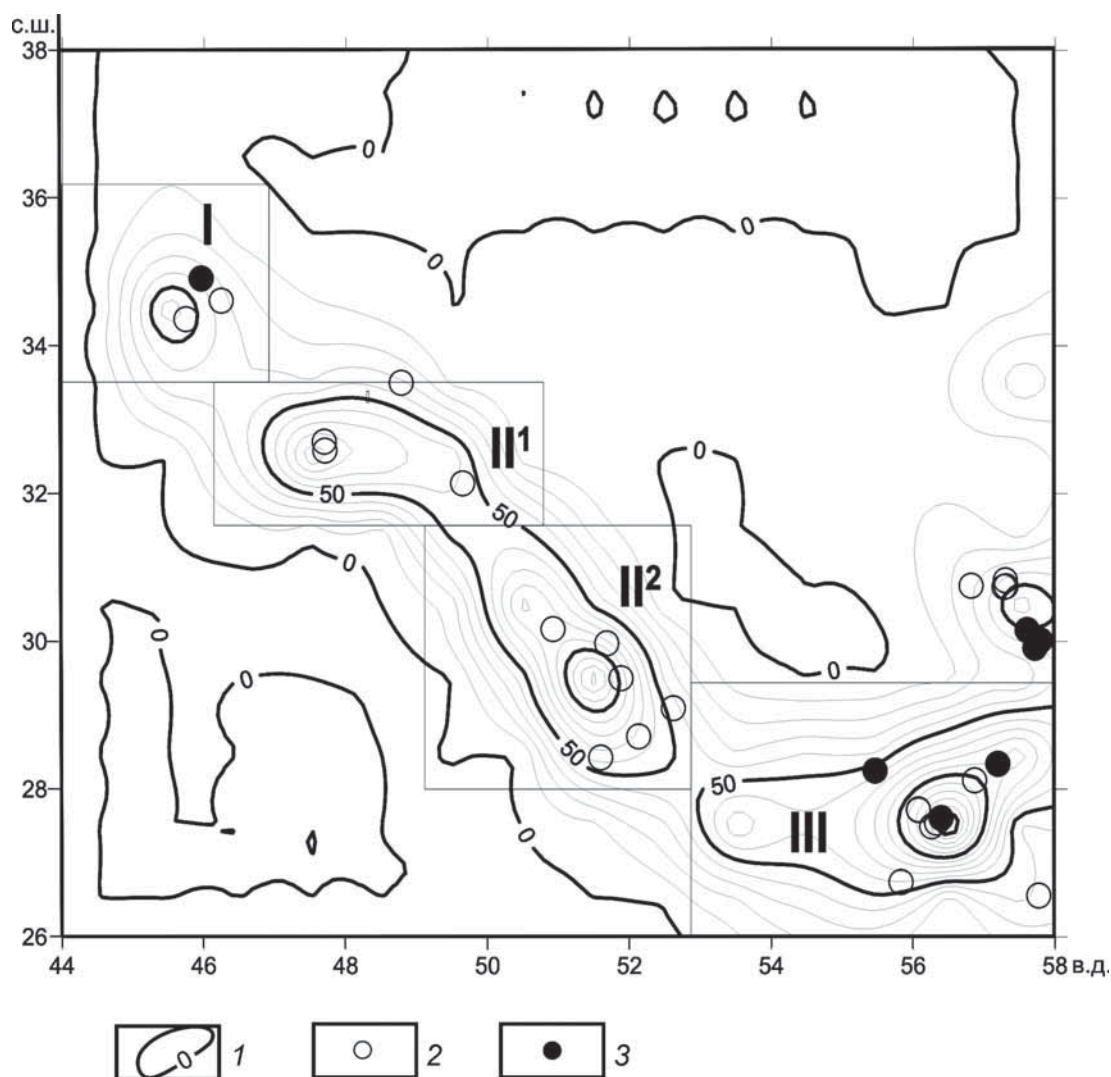


Рис. 3. Карта плотности эпицентров сейсмических событий с $M \geq 4,5$. Прямоугольниками обозначены кластеры с высокой концентрацией событий: I — Западный Загрос; II¹, II² — Центральный Загрос; III — Восточный Загрос; 1 — изолинии плотности эпицентров; 2, 3 — эпицентры сильных землетрясений: 2 — с $M=6 \div 6,5$; 3 — с $M \geq 6,5$

с 1973 по 2021 г. для всего Загроса, а также для отдельных доменов проводился путем построения временных рядов со скользящим осреднением по 5 годам, а также их корреляционного сопоставления. Минимальная магнитуда представительных событий, начиная с которой делали выборки для построения временных рядов, определена по изменению прямолинейности графика повторяемости землетрясений общей выборки по Загросу в области малых значений магнитуды (рис. 5).

На общем графике изменения числа сейсмических событий со скользящим осреднением по 5 годам и сдвигом в один год видны флуктуации среднегодовых значений в интервале от 24 до 58 событий с общим трендом на активизацию к концу рассматриваемого периода (рис. 6). Построенный по той же методике график изменения числа сильных событий с $M \geq 6$ демонстрирует относительное увеличение активности в начале и в конце рассматриваемого периода, при этом наиболее контрастная активизация приурочена к последнему десятилетию периода наблюдений. Анализируя пространствен-

но-временную локализацию сильных событий, отметим, что резкое увеличение активности во второе десятилетие XXI в. реализуется за счет наличия 3-х событий в I кластере в 2017 и 2018 г., 2-х событий в домене II¹ в 2014 г., а также одного события в домене II² и в кластере III в 2013 г. В активизации сильных событий в Загросе в интервале с 2013 по 2018 г. прослеживается миграция в направлении с юго-востока на северо-запад, что в целом согласуется с направлением воздействия в результате северного дрейфа Аравийской литосферной плиты. Возможно, сильное событие в кластере III в 2021 г. — начало нового цикла активности, которая в дальнейшем будет реализована вдоль Загроса в северо-западном направлении.

На следующем этапе анализа построены временные ряды, отражающие вариации активности землетрясений с $M \geq 4,5$ в кластерах I и III, а также в доменах II¹ и II² в соответствии с выделением участков с высокой плотностью эпицентров в кластере II (рис. 7). В целом для всего периода наблюдений значимые корреляции временных рядов не выявлены

Рис. 4. Распределение гипоцентров землетрясений Загроса с $M \geq 4,5$ по глубине, по [Мировой каталог ... USGS]

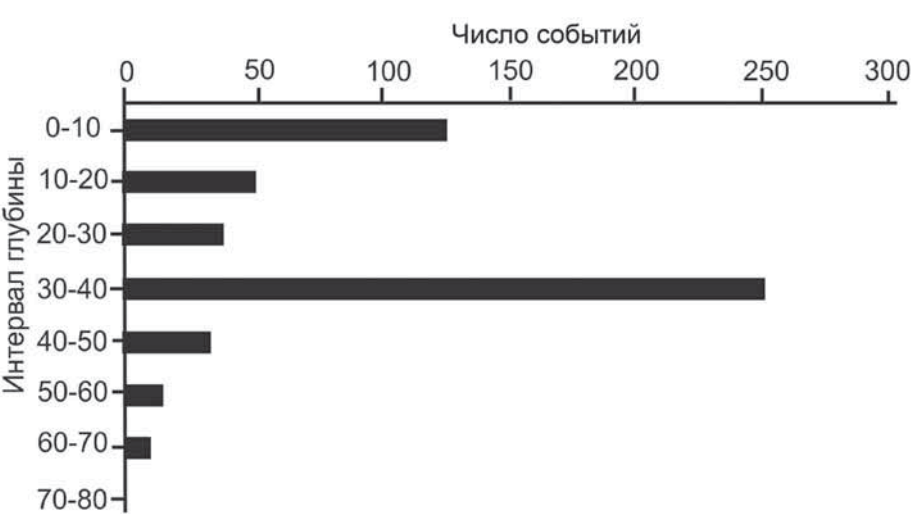


Рис. 5. График повторяемости землетрясений Загроса за период с 1973 по 2021 г., по [Мировой каталог ... USGS]. 1 — прямолнейная часть графика повторяемости землетрясений, 2 — график повторяемости землетрясений для событий с $M \geq 3$

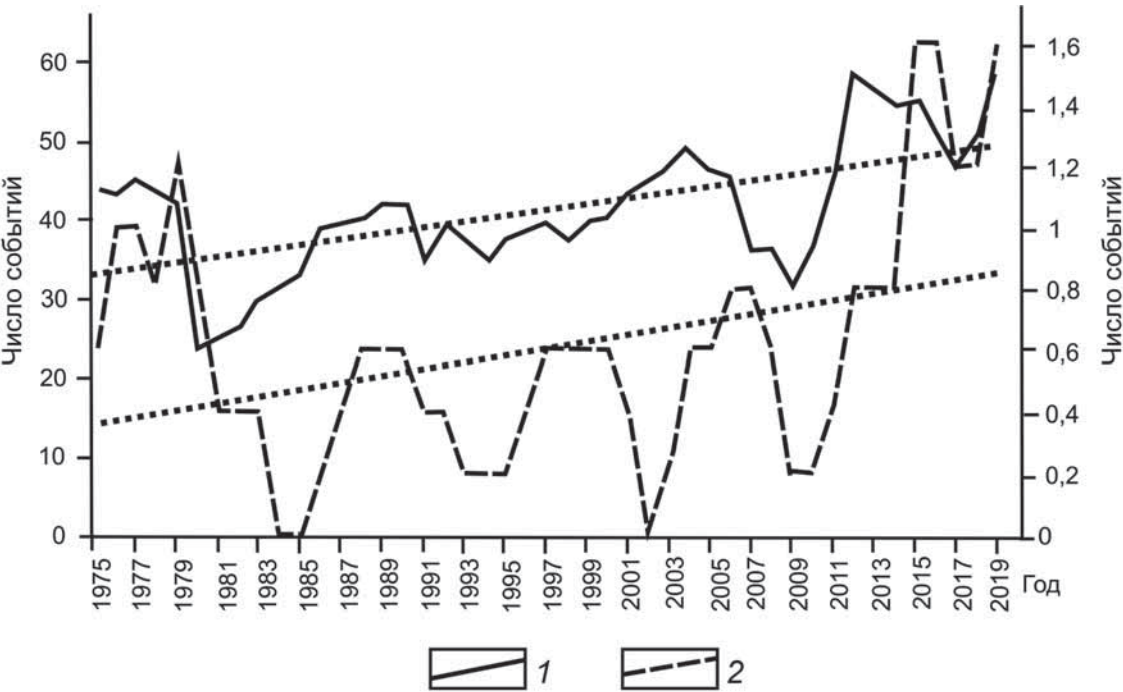
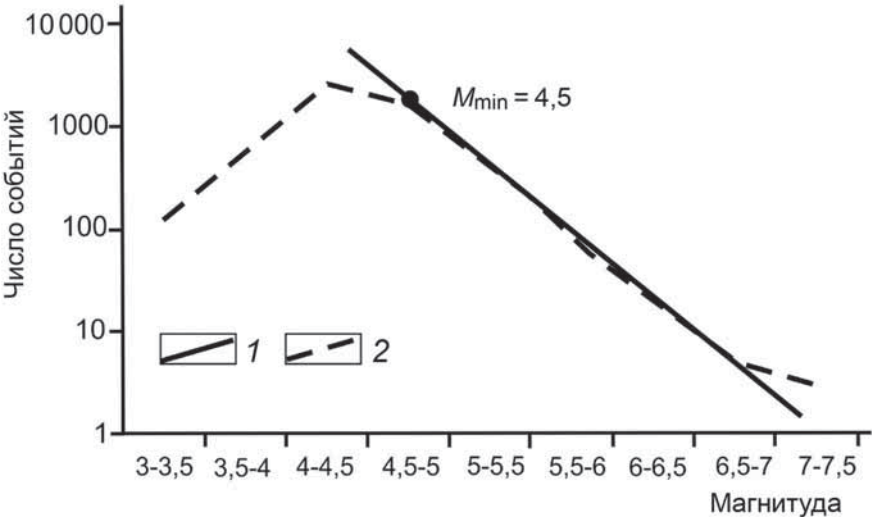


Рис. 6. Временной ход землетрясений Загроса с $M \geq 4,5$ (1) и $M \geq 6$ (2, ось справа) в период с 1973 по 2021 г. Скользящее среднее по 5 годам, год на горизонтальной оси — год середины 5-летнего интервала, пунктиром показаны линии трендов

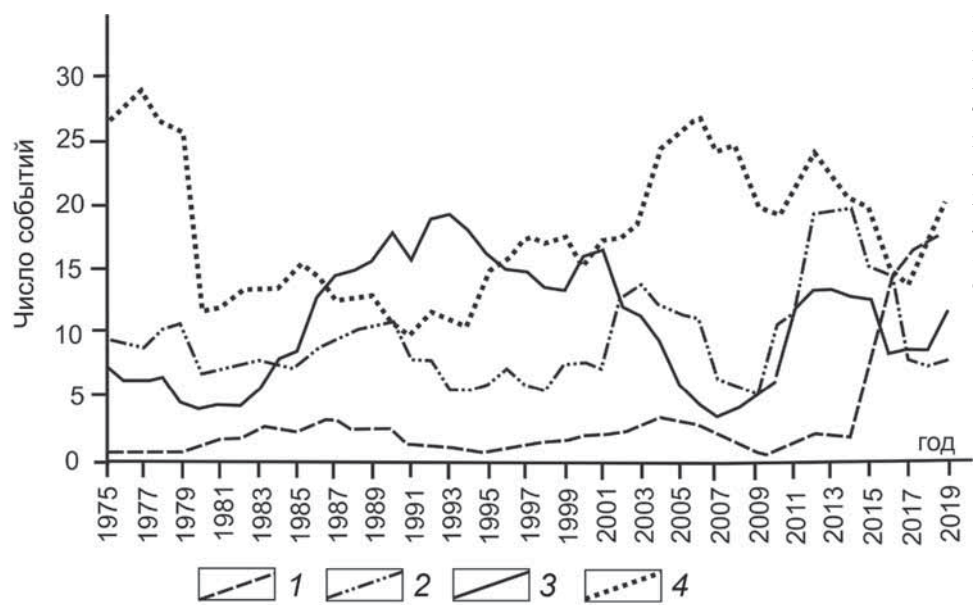


Рис. 7. Временной ход землетрясений Загроса с $M \geq 4,5$ в кластерах с высокой концентрацией эпицентров землетрясений в период с 1973 по 2021 г.: 1 — Западный Загрос; 2, 3 — Центральный Загрос (2 — домен 1, 3 — домен 2); 4 — Восточный Загрос. Скользящее среднее по 5 годам, год на горизонтальной оси — год середины 5-летнего интервала

(таблица). При сопоставлении временных рядов отмечены два случая временной синхронизации вариаций сейсмичности: синхронизация для кластера I и домена II¹ в период с начала наблюдений до 2011 г.; противофазное изменение сейсмичности для домена II² и III кластера в интервале от 1987 до 2010 г. с коэффициентом корреляции, равным $-0,9$. Для кластеров I и II, соответствующих северо-западному и центральному сегментам Загроса, отмечен общий пик активности в период 2010–2016 гг. Для кластера III на юго-востоке Загроса пиковая активизация наступила несколько позже, к концу рассматриваемого периода наблюдений. В итоге анализ временных вариаций в отдельных кластерах показывает, что, несмотря на отдельные периоды и эпизоды временной синхронизации, изменение активности кластеров носит мозаичный характер и, скорее всего, обусловлено локальными деформациями в различных сегментах Загроса под влиянием коллизии.

Следующая группа временных рядов построена для разных уровней глубины. Отдельно рассматривались верхнекоровые события с глубиной гипоцентров до 10 км, промежуточный уровень активности на глубине от 10 до 25 км, а также в основном нижнекоровые события с глубиной очага >25 км (рис. 8). На рис. 8 отчетливо видна относительная активизация событий с глубиной очагов >25 км в середине рассматриваемого периода и резкое сниже-

ние к его концу. В то же время события на глубине ≤ 25 км, напротив, активизировались к концу периода наблюдений. На графике, отражающем изменение числа событий с глубиной очагов до 10 км, с 2010 г. прослеживается резкое увеличение активности. Последний пик в 4 раза превышает среднегодовой уровень в 11 событий, отмеченный для предыдущего периода максимальной активности в 1987 г.

При сопоставлении отдельных графиков выяснилось, что тенденции изменения активности верхнекоровых и нижнекоровых событий противоположны, это подтверждается и более ранними нашими исследованиями [Короновский и др., 2017]. Временной ряд с промежуточной глубиной от 10 до 25 км, который приблизительно соответствует нижней части деформированного осадочного чехла, по тенденции изменения сейсмичности ближе к временному ряду в интервале глубины 0–10 км. При корреляционном сопоставлении с временным рядом для глубины >25 км выяснилось, что оба временных ряда, отражающие вариации относительно мелких событий, находятся с ним в противофазе (таблица). Таким образом, выявлена обратная динамическая взаимосвязь изменения сейсмичности для событий выше и ниже уровня 25 км.

Результаты исследований и их обсуждение. Складчато-надвиговое сооружение Загроса развивается под влиянием коллизионных процессов на

Значения коэффициента корреляции временных рядов годового числа землетрясений с $M \geq 4,5$ с 1973 по 2021 г. со скользящим осреднением по 5 годам и сдвигом в один год для различных кластеров (1.1) и уровней глубины (1.2) в пределах Загроса

| 1.1. | | | | | 1.2. | | | |
|-----------------|--------|-----------------|-----------------|-------------|--------------------|---------------|--------------------|---------------|
| Кластер | I | II ¹ | II ² | III | <i>h</i> | <i>h</i> ≤ 10 | 25 ≤ <i>h</i> < 10 | <i>h</i> > 25 |
| I | | 0,08 | −0,06 | −0,07 | <i>h</i> ≤ 10 | | 0,54 | −0,55 |
| II ¹ | 0,08 | | 0,04 | 0,33 | 25 ≤ <i>h</i> < 10 | 0,54 | | −0,75 |
| II ² | − 0,06 | 0,04 | | −0,5 (−0,9) | <i>h</i> > 25 | −0,55 | −0,75 | |
| III | − 0,07 | 0,33 | −0,5 (−0,9) | | | | | |

Примечание. Курсивом выделены значения коэффициента корреляции на временном интервале с 1987 по 2010 г.

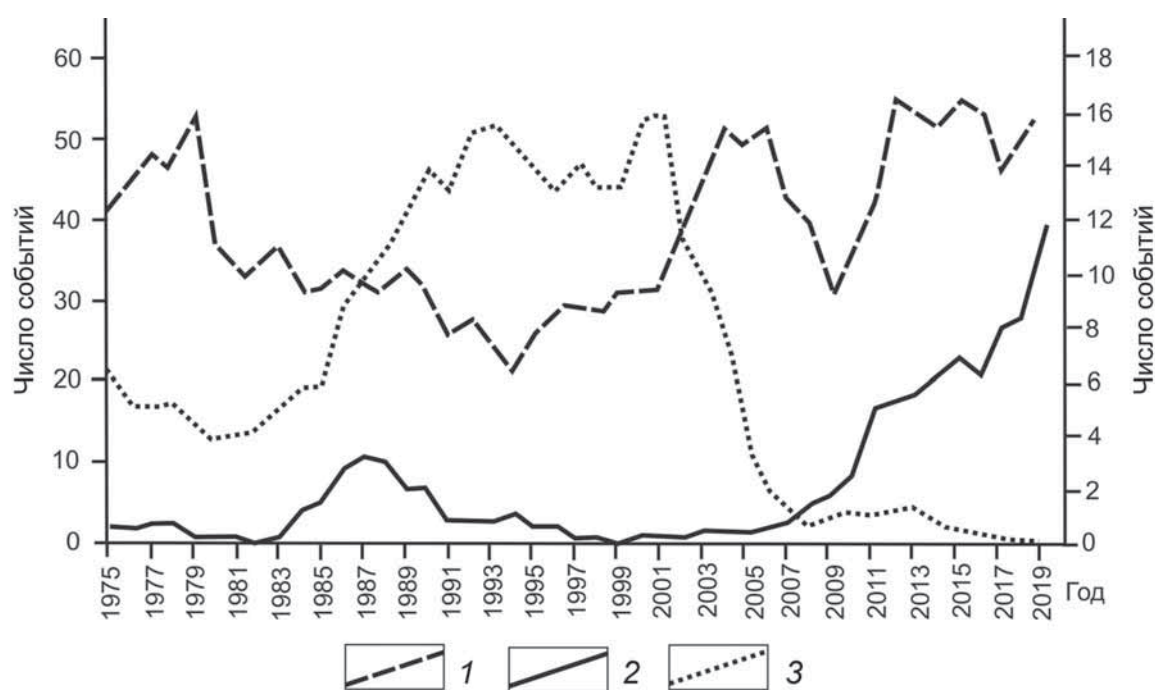


Рис. 8. Временной ход землетрясений Загроса с $M \geq 4,5$ на разных уровнях глубины гипоцентров в период с 1973 по 2021 г.: 1 — глубина 10–25 км, 2 — 0–10 км, 3 — >25 км. Скользящее среднее по 5 годам, год на горизонтальной оси — год середины 5-летнего интервала

восточном фланге области сближения Евразии и Аравии. Динамика этого процесса находит отражение в постепенном изменении морфологии рельефа и сейсмических проявлениях. Результаты структурно-геоморфологического анализа показывают интенсивное протекание процессов орогенеза с вовлечением в поднятие межгорных впадин. При этом максимальная плотность сейсмических событий отмечена в центральных частях складчатой системы, где она сопровождается современным интенсивным поднятием горной системы Загроса. Протекание сейсмического процесса в отдельных кластерах во времени носит хаотичный характер, с периодичной синхронизацией проявлений отдельных кластеров или их фрагментов.

По вертикали отчетливо обособляются два уровня максимальной активности. Один из них расположен в приповерхностной части земной коры до глубины 10 км, а другой — в верхах нижней коры на глубине 30–40 км, где связан с хрупкими деформациями по чешуйчатым надвигам и другим структурам дробления, образование которых сопровождается утолщением нижней коры в процессе орогенеза. Относительно более низкая активность других уровней связана с особенностями состояния вещества на разной глубине. В пределах глубоких частей чехла пониженная вязкость обеспечивается литологическим составом пород и их высокой флюидонасыщенностью, а в пределах более глубоких частей нижней коры — особыми термодинамическими условиями [Трифонов, 2012]. Учитывая особенности строения и изменения вязкости коры на разной глубине, а также данные о распределении гипоцентров, можно сказать, что большинство

относительно глубоких землетрясений отражает деформационные процессы, связанные с поперечным сжатием и утолщением коры, и приурочено к наиболее хрупкой части фундамента с наличием надвигов и иных структур дробления.

Верхний уровень с глубиной очагов до 10 км становится активным лишь в последние 15 лет вследствие появления землетрясений, в том числе и сильных, на малой глубине. По-видимому, тенденция к резкому увеличению числа землетрясений связана здесь с изменениями в ходе интенсивной добычи углеводородов в Персидском заливе и примыкающих частях восточного борта Месопотамской впадины и Внешнего Загроса [Алджабасини, 2021]. Одна из последних работ о возможной природно-техногенной природе землетрясений Загроса — исследование сейсмической последовательности событий Халили в 2019–2020 гг. в районе газового месторождения Шануль на территории Юго-Восточного Загроса [Jamalreyhani, 2021]. Один из главных аргументов в пользу антропогенного происхождения этой последовательности — снижение глубины очагов по сравнению с фоновой сейсмичностью района. Современная сейсмическая активизация земной коры на малой глубине свидетельствует о важной роли добычи углеводородов в изменении общей системы накопления и разрядки тектонических напряжений и для Загроса в целом.

Индущирующие техногенные воздействия, которые накладываются на естественные деформационные процессы, могут неоднозначно сказываться на сейсмической опасности региона. С одной стороны, такие воздействия ведут к некоторому смягчению сейсмических сценариев со сменой сильных событий

на серии относительно слабых. По-видимому, это наблюдается для Центрального Загроса (кластер II), в пределах которого сильные события тяготеют к его восточному краю (рис. 3). С другой стороны, дефлюидизация и изменение напряженно-деформированного состояния верхов коры приводят к более жестким сценариям разрушения, которые сопровождаются увеличением активности землетрясений на небольшой глубине.

Выводы. 1. Формирование общего структурно-географического плана, региональные деформации с образованием магистральных разрывов, продольной и поперечной зональности складчато-надвигового сооружения Загроса происходят в условиях новейшего развития региона как восточного фланга области коллизии Евразии и Аравии.

2. Строение структурно обусловленного рельефа, а именно преобладание горных хребтов над

впадинами и постепенное вовлечение впадин в процесс поднятия, свидетельствует о направленном положительном конэрозионном развитии горного рельефа Загроса в плиоцене–плейстоцене.

3. Наличие зон высокой концентрации эпицентров в центральных частях Западного, Центрального и Восточного сегментов Загроса указывает на то, что наиболее активно проявляются в современной сейсмичности локальные деформации отдельных блоков, связанные с общим утолщением коры в условиях сжатия и орогенеза.

4. Пиковая активизация верхнекоровых землетрясений на глубине до 10 км в последние десятилетия сигнализирует о перестройке системы накопления и разрядки тектонических напряжений под влиянием изменений напряженно-деформированного состояния и флюидного режима в ходе интенсивной добычи углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алджабасини Мухаммад Диб Хиба. Геологическое строение и сейсмическая активность региона нефтедобычи Персидского залива: Автореф. канд. дисс. М., 2021.

Бачманов Д.М. Возрастная зональность грубой молассы Внешнего Загроса и миграция новейшего орогенеза // Геотектоника. 2001. № 6. С. 90–94.

Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Проблемы континентальной коллизии: современный коллизионный пояс Загроса // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Мат-лы XXXIII тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 36–39.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.

Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Архипова Е.В., Анисимова О.В. Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность Иранского региона // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 93, № 3. С. 12–22.

Мировой каталог землетрясений геологической службы USGS [Электрон. ресурс]. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (дата обращения: 21.02.2022)

Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС, 2017 (Тр. ГИН РАН; вып. 614). 180 с.

Трифонов В.Г., Додонов А.Е., Бачманов Д.М. и др. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии / Отв. ред. В.Г. Трифонов. М.: ГЕОС, 2012. (Тр. ГИН РАН; вып. 598). 216 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Jamalreyhani M., Pousse-Beltran L., Büyükkapınar P. et al. The 2019–2020 Khalili (Iran) earthquake sequence — anthropogenic seismicity in the Zagros simply folded belt // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2021. Vol. 126. e2021JB022797. С. 1–19. URL: <https://doi.org/10.1029/2021JB022797>

Статья поступила в редакцию 31.05.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УДК 551.242

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА С КРУПНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИЕЙ КЕРГЕЛЕН

Григорий Дмитриевич Агранов¹✉, Евгений Павлович Дубинин²,
Андрей Львович Грохольский³

¹ Музей Землеведения Московского государственного университета имени Ломоносова; Геологический институт РАН; Московский государственный университет имени Ломоносова, Москва, Россия; Agranovgr@gmail.com

² Музей Землеведения Московского государственного университета имени Ломоносова; Московский государственный университет имени Ломоносова, Москва, Россия; edubinin08@rambler.ru

³ Музей Землеведения Московского государственного университета имени Ломоносова, Москва, Россия; andregro2@yandex.ru

Аннотация. Проблема взаимодействия спрединговых хребтов с крупными магматическими провинциями широко обсуждается в научной литературе. Наиболее яркий и хорошо сохранившийся пример такого взаимодействия в геологическом прошлом — «столкновение» Юго-Восточного Индийского спредингового хребта и плато Кергелен, которое произошло около 43 млн лет назад. Следствием этого события стало разделение единого плато Кергелен на две части: собственно плато Кергелен и хр. Броукен.

Условия формирования этих морфоструктур исследованы с помощью эксперимента. В статье представлены результаты моделирования взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией. Результаты экспериментов хорошо коррелируют с геолого-геофизическими данными и с предложенной моделью развития этого региона.

Ключевые слова: физическое моделирование, магматическая провинция, горячая точка, Юго-Восточный Индийский хребет, плато Кергелен

Для цитирования: Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией Кергелен // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 19–27.

PHYSICAL MODELING OF THE INTERACTION OF THE SPREADING RIDGE WITH THE LARGE IGNEOUS PROVINCE OF KERGUELEN

Gregory D. Agranov¹✉, Evgeniy P. Dubinin², Andrey L. Grokholsky³

¹ The Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; Agranovgr@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0000-0001-8877-1747>

² The Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; edubinin08@rambler.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2128-3890>

³ The Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; andregro2@yandex.ru

Annotation. The problem of the interaction of spreading ridges with large igneous provinces is widely discussed in the scientific literature. The most striking and well-preserved example of such interaction in the geological past is the “collision” of the Southeast Indian spreading ridge and the Kerguelen plateau, which occurred about 43 Ma ago. The consequence of this event was the division of a single Kerguelen plateau into two parts: in fact, the Kerguelen plateau and the Broken ridge.

The conditions for the formation of these morphostructures were studied experimentally. The paper presents the results of modeling the interaction of a spreading ridge with a large igneous province. The experimental results correlate well with geological and geophysical data and with the proposed model for the development of this region.

Key words: physical modeling, large igneous province, hot spot, South-East Indian ridge, Kerguelen plateau.

For citation: Agranov G.D., Dubinin E.P., Grokholsky A.L. Physical modeling of the interaction between the spreading ridge and the large Kerguelen igneous. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5; 19–27. (In Russ.).

Введение. Проблема взаимодействия спрединговых хребтов с крупными магматическими провинциями, связанными с деятельностью мантийных плюмов и горячих точек, в настоящее время особенно актуальна, так как именно здесь происходит

наглядное проявление плюм- и плейт-тектоники, приводящее к формированию сложных форм рельефа, что требует объяснения их геодинамической природы. В пределах дна Мирового океана есть немало примеров взаимодействия горячих точек

и спрединговых хребтов (например, Азорская, Галапагосская, Амстердам–Сен-Поль, Буве и др.). Однако выявлено немного случаев, когда спрединговый хребет в процессе развития пересекает крупную магматическую провинцию, морфологически представляющую собой крупное поднятие (плато). Современный пример — взаимодействие Срединно-Атлантического хребта на отрезке между хребтами Рейкьянес и Кольбенсей с Исландской магматической провинцией, сформированной в результате деятельности одноименного плюма. Наиболее яркий и хорошо сохранившийся пример древнего взаимодействия — столкновение развивающегося Юго-Восточного Индийского спредингового хребта (ЮВИХ) и плато Кергелен, которое произошло около 43 млн лет назад (л. н.) [Лейченко и др., 2014]. Результатом этого взаимодействия стало разделение единого плато Кергелен на две части: собственно плато Кергелен и хр. Броукен (рис. 1). Само же плато Кергелен в основном сформировалось в результате интенсивных магматических процессов в период между 120 и 110 млн л. н. [Coffin et al., 2002].

В рамках рассматриваемой проблемы эти два региона идентичны, но находятся на разных этапах развития. Если в случае с плато Кергелен горячая точка, благодаря которой около 120 млн л. н. сформировались магматическая провинция и подводное плато, уже не действует (или находится на стадии минимальной активности), и спрединговый хребет давно расколол ее на две части, отделив хр. Броукен, то пример Исландии помогает в изучении стадии непосредственного взаимодействия горячей точки и хребта. Можно предположить, что через определенное время крупная магматическая провинция (КМП) современной Исландии расколется на две части, образовав некоторый амагматичный блок — аналог хр. Броукен и магматически активный блок, расположенный над Исландским плюмом. Оба блока будут разделены Срединно-Атлантическим спрединговым хребтом (САХ).

Цель нашей работы — создание экспериментальной модели эволюции плато Кергелен и хр. Броукен на основе физического моделирования условий взаимодействия ЮВИХ с крупной магматической провинцией.

Геолого-геофизическая характеристика и основные этапы развития плато Кергелен. Современное плато Кергелен простирается в северо-западном направлении более чем на 2000 км, а по ширине изменяется от 500 до 1000 км. Оно возвышается над окружающим океаническим дном на 2–4 км, местами выходит выше уровня моря в виде вулканических островов Кергелен, Макдональд и Хьюрт. С запада, севера и востока к плато Кергелен примыкают разновозрастные океанические котловины (Эндерби, Крозе и Австрало-Антарктическая соответственно), а с юга оно отделяется от Антарктиды рифтогенным бассейном трога принцессы Елизаветы (рис. 1, а). Изученность плато Кергелен позволяет выделить в

его пределах следующие провинции: северную, центральную, южную и банку Элан, сложенные преимущественно корой плюмового генезиса с включением микроблоков, выполненных континентальной корой [Borissova et al., 2002; Benard et al., 2010; Булычев и др., 2015; Лейченко и др., 2018; Дубинин и др., 2020]. Такое деление отчетливо проявляется на картах гравитационных аномалий в различных редукциях (рис. 1, в–д). Плато Кергелен и хр. Броукен также отчетливо прослеживаются на карте магнитных аномалий (рис. 1, б).

Хребет Броукен протягивается в восточном направлении от южного окончания Восточно-Индийского хребта (ВИХ) приблизительно на 1200 км (рис. 1). Ширина хребта достигает 400 км в самой широкой части. Гребень хребта находится на глубине около 1000 м. Крутой южный склон хребта возвышается над ложем океана на 3000–5000 м, северный склон — очень пологий. На юге хребет ограничен крутым 3000-метровым эскарпом с желобом Обь широтного простираения в основании, а далее на восток — зоной разломов Дамантина. Полный размах рельефа южного уступа достигает почти 4000 м. Со склонов хребта подняты базальты и хорошо окатанные и сцементированные обломки конгломератов. Большинство исследователей рассматривают хр. Броукен как часть гигантской магматической провинции, состоящей из плато Кергелен и хр. Броукен. Мощность коры плато Кергелен и хр. Броукен оценивается в 20–40 км, что значительно превышает мощность нормальной океанической коры (около 7 км). В целом вся эта крупная магматическая провинция занимает огромную площадь около 2×10^6 км² и возвышается на 2–4 км над окружающими океаническими котловинами [Frey et al., 2000].

Формирование плато Кергелен началось, как реакция на рифтогенное отделение Индии от Австралии и Антарктиды. Около 136–130 млн л. н. на завершающей стадии рифтогенеза между Индией и Австралией проявились первые признаки действия мантийного плюма в Восточной Гондване, представленные базальтами Банбери (Западная Австралия). Кульминацией проявления плюмового магматизма было излияние большой массы базальтов с образованием южной провинции плато Кергелен в период между 120 и 110 млн л. н. Позднее, в период от 110 до 100 млн л. н. сформировалась центральная провинция плато, а от Индийской плиты отделилась банка Элан [Coffin et al., 2002].

Раскрытие между Австралией и Антарктидой началось 83 млн л. н. назад после длительного (~60 млн лет) периода континентального рифтогенеза (рис. 2, а) [Лейченко и др., 2014, 2018; Дубинин и др., 2018]. Начало формирования здесь океанической коры привело к реорганизации границ плит, следствием чего стало продвижение рифтовой трещины к западу, в пределы древней океанической литосферы. Этот процесс сопровождался рифтогенным разрушением древней океанической

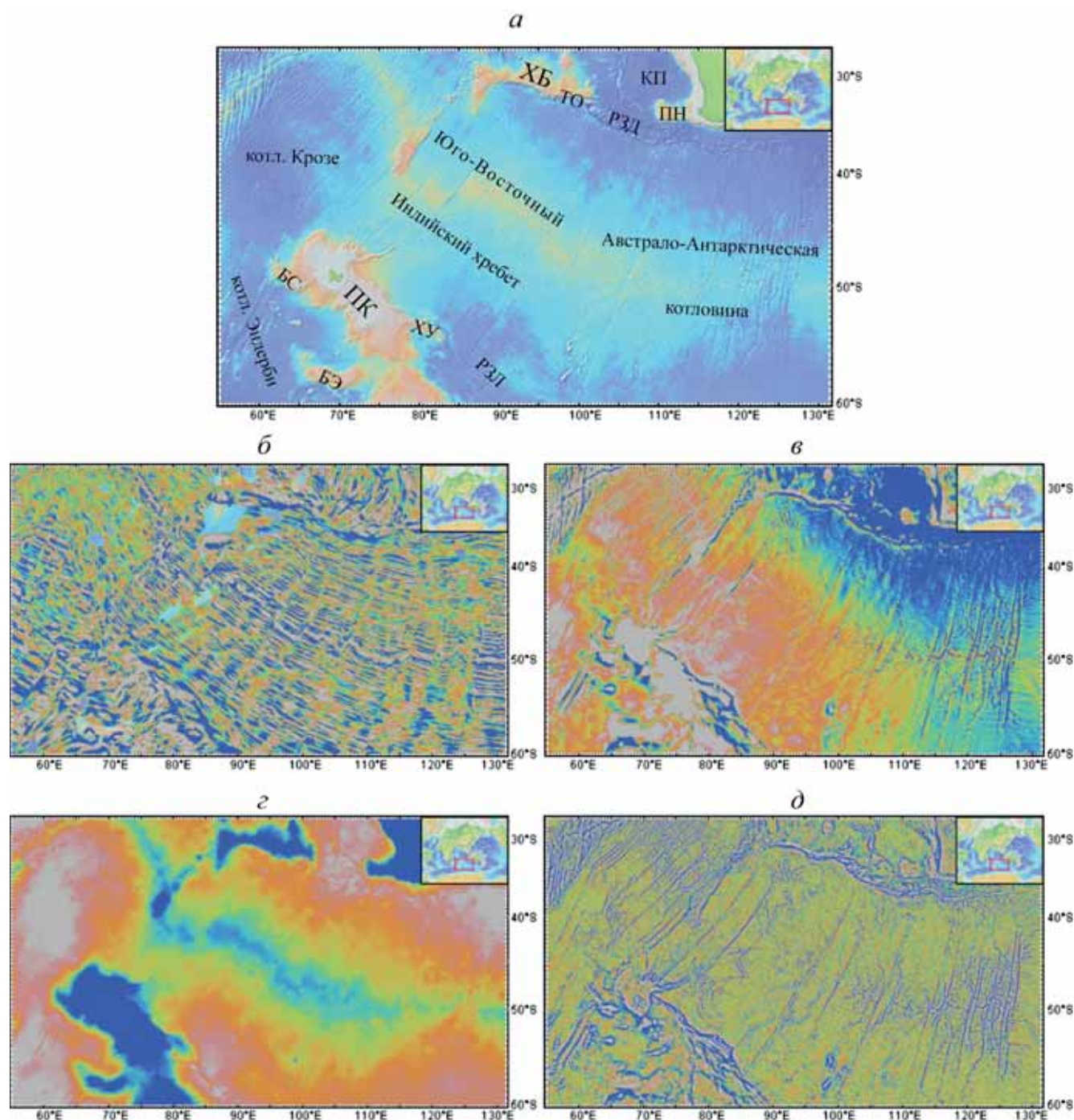


Рис. 1. Геофизические характеристики исследуемого региона: а — батиметрическая карта, по [GMRT Version 3.8]; ПК — плато Кергелен, ХБ — хр. Броукен, ПН — плато Натуралист, КП — котловина Перт, РЗД — разломная зона Диамантина, РЗЛ — разломная зона Лабуан, БЭ — банка Элан, БС — банка Скифа, ХУ — хр. Уильямса, ТО — трог Обь; б — магнитное поле, по [EMAG2, 2013]; в — аномалии в свободном воздухе, по [Sandwell et al., 2014 v.24.1]; г — аномалии Буге, по [WGM2012]; д — вертикальный гравитационный градиент, по [Sandwell et al., 2014 v24.1]

литосферы и последующим спредингом на молодом развивающемся ЮВИХ (рис. 2, б). Вначале спрединг происходил с ультрамедленной скоростью (< 2 см/год), формируя кору с резко контрастным высокоамплитудным рельефом.

Место первоначального раскола старой океанической литосферы четко фиксируется в настоящее время шовной зоной Диамантина, отчетливо выраженной в рельефе в виде чередования впадин и

поднятий с амплитудой ≥ 3000 м и сопряженной с ней структурой бассейна Лабуан на юго-западной окраине современного плато Кергелен [Агранов и др., 2021]. Затем, по мере увеличения скорости спрединга до современных значений ≥ 7 см/год, морфоструктурный план молодой океанической коры постепенно выполаживался (рис. 1, а), менялся также характер линейных магнитных аномалий (рис. 1, б).

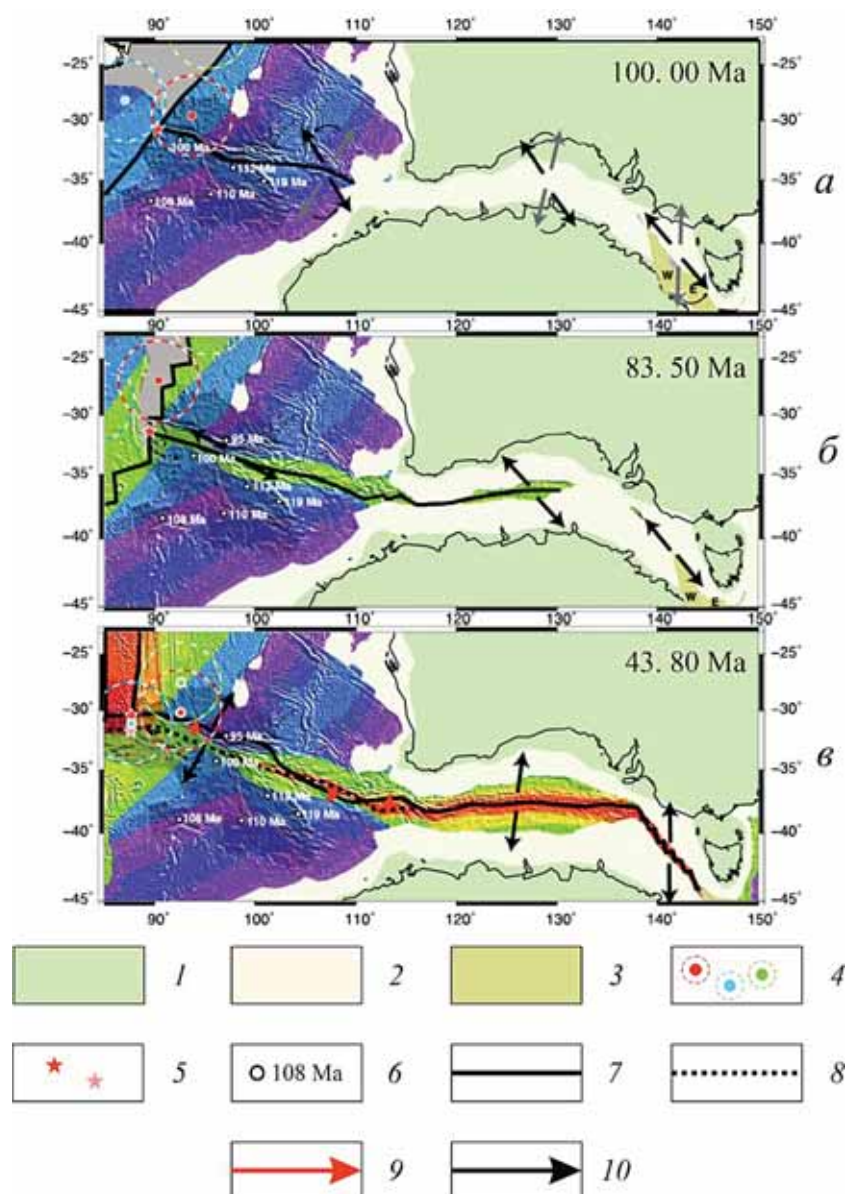


Рис. 2. Эволюция Юго-Восточного Индийского хребта на трех временных срезах: *а* — длительный этап континентального рифтинга между Австралией и Антарктидой; *б* — переход от рифтинга к океаническому спредингу и продвижение спредингового хребта на западе; *в* — столкновение спредингового хребта с плато Кергелен и разделение его на две части — хр. Броукен и плато Кергелен; 1 — континентальная кора; 2 — континентальная окраина; 3 — блоки Южно-Тасманского поднятия; 4 — смоделированное положение плюма Кергелен (красное — Mu93, зеленое — Do12, синее — ON05); 5 — тройное сочленение Индия–Антарктида–Австралия (красное — актуальный этап, розовое — предыдущий); 6 — буровые площадки ODP/IODP с возрастом фундамента; 7 — ось спрединга; 8 — ось палеоспрединга; 9 — направление перескока оси спрединга; 10 — направление относительного движения плит, по [Whittaker et al., 2013] с дополнениями

Около 43 млн л. н. произошло столкновение [Borissova et al., 2002] ЮВИХ с плато Кергелен, т. е. спрединговый хребет стал проходить через магматическую провинцию плато Кергелен (геодинамический аналог современной Исландии). Следствием такого столкновения стало разделение плато Кергелен на две асимметричные части: собственно плато Кергелен и хр. Броукен, расположенный на северо-востоке от ЮВИХ. Современные места раскола некогда единого плато четко фиксируются в резко расчлененном рельефе, выраженном в виде хр. Вильямс со стороны северо-восточной окраины плато Кергелен и крутого уступа трога Обь, определяющих границу более молодой коры, сформированной на ЮВИХ (рис. 1). В дальнейшем эти два крупных массива некогда единого плато были удалены один от другого в процессе спрединга на ЮВИХ. В процессе дальнейшей эволюции этой структуры магматическая активность на хр. Броукен прекратилась, а на плато Кергелен она сохраняется до настоящего времени.

Материалы и методы исследования. Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с магматической провинцией. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [Грохольский, Дубинин, 2006; Грохольский и др., 2012, 2014; Shemenda, Grokholsky, 1994]. Модельное вещество представляло собой сложную коллоидную систему, основа которой — жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с разными поверхностно-активными добавками. Вещество отвечает критерию подобия по модулю сдвига $F = \tau_s / \rho g H = \text{const}$, где τ_s — значение характерного надгидростатического напряжения; ρ , H — плотность и толщина литосферы соответственно; g — ускорение свободного падения [Шеменда, 1983]. Конкретный вид τ зависит от выбора реологической модели литосферы. Если используется пластическая модель, то уровень надгидростатического напряжения в литосфере при достаточно больших деформациях задается пределом ее текучести, т. е. $\tau = \tau_s$ [Шеменда, 1983].

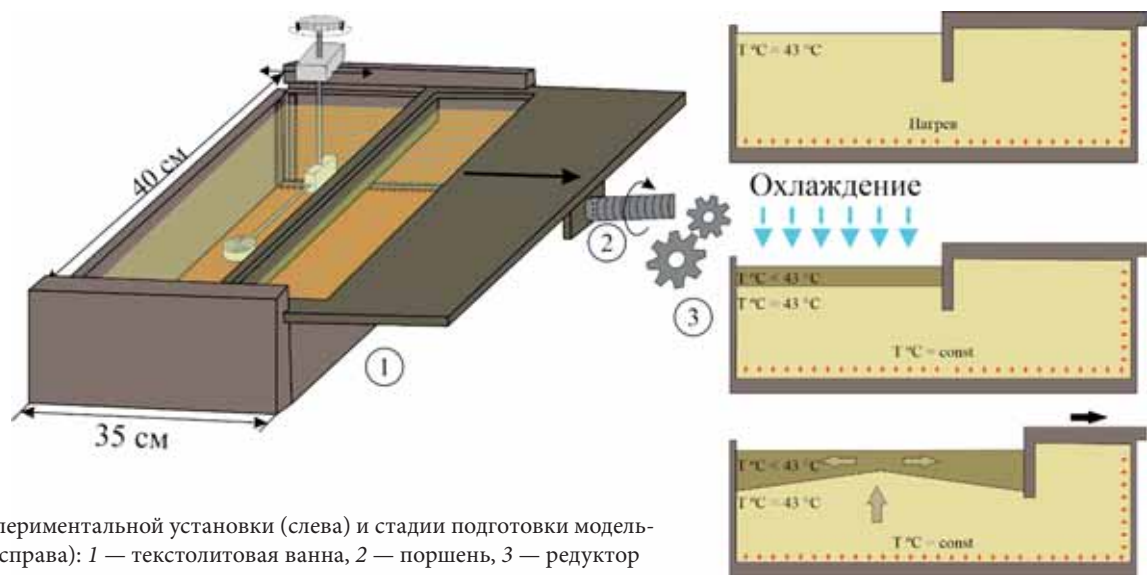


Рис. 3. Схема экспериментальной установки (слева) и стадии подготовки модельного вещества (справа): 1 — текстолитовая ванна, 2 — поршень, 3 — редуктор

Экспериментальная установка представляла собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Равномерное температурное поле модельного вещества создается благодаря нагревательному контуру, расположенному вдоль стенок и дна установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорость деформации модельной плиты (рис. 3). Применяемые методики дают возможность создавать обстановки ортогонального или косо­го растяжения. Изменение длительности охлаждения при подготовке модельной плиты обеспечивает различное соотношение ее хрупкого и пластичного слоев [Грохольский, Дубинин, 2006].

Результаты исследований и их обсуждение. Исследования включали две серии экспериментов.

Первая серия была посвящена расколу северной провинции плато Кергелен с отделением хр. Броу­кен (рис. 4, А). В этой серии экспериментов горячая точка задавалась в виде локального источника на­грева (ЛИН). Термическая аномалия, возникающая в процессе его работы, приводит к формированию на поверхности модели магматической провинции. Интенсивность термической аномалии и, сле­довательно, размеры магматической провинции в экспериментах можно варьировать. В процессе рас­тяжения и продвижения рифтовой трещины спре­дингового хребта в пределы этой новообразованной провинции она разделялась на две части.

Эксперимент № 2188. При подготовке экспе­римента в первоначальной модельной литосфере задавали разрез (центр зарождения трещины)

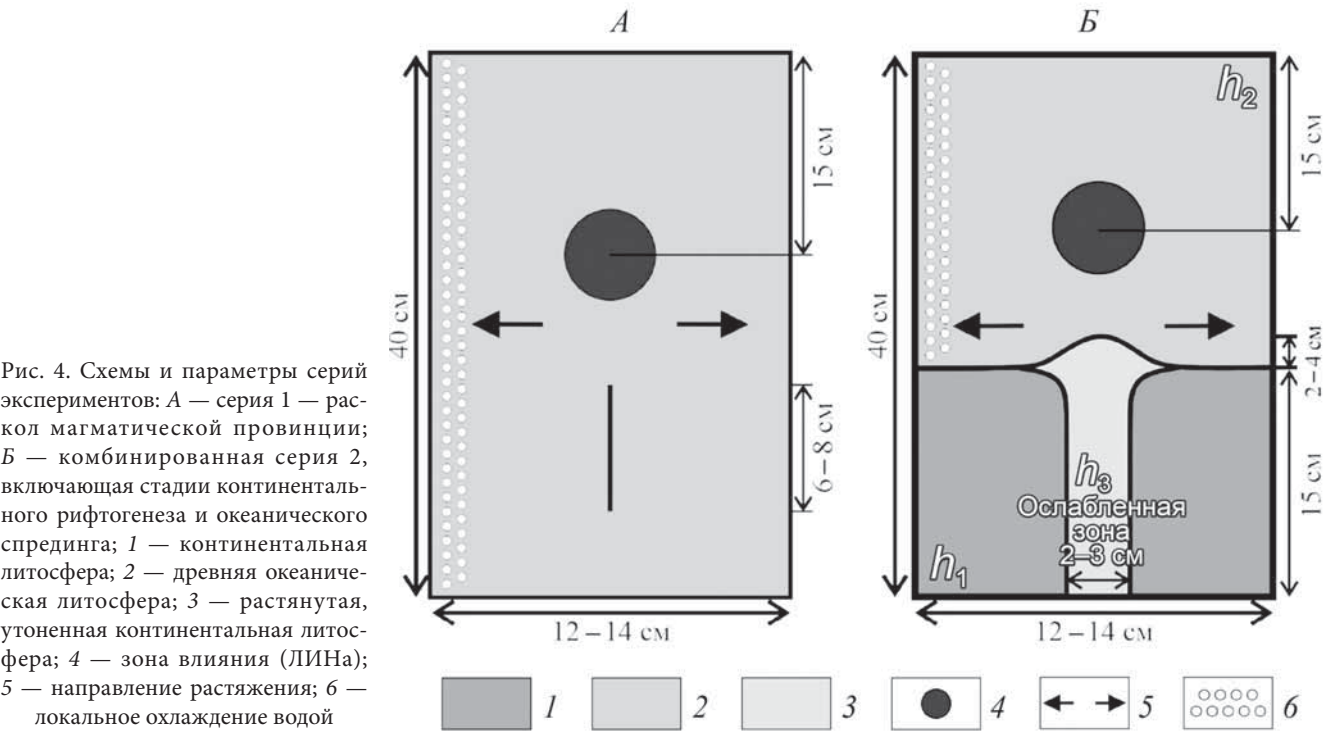


Рис. 4. Схемы и параметры серий экспериментов: А — серия 1 — рас­кол магматической провинции; В — комбинированная серия 2, включающая стадии континентального рифтогенеза и океанического спрединга; 1 — континентальная литосфера; 2 — древняя океаниче­ская литосфера; 3 — растянутая, утоненная континентальная литос­фера; 4 — зона влияния (ЛИНа); 5 — направление растяжения; 6 — локальное охлаждение водой

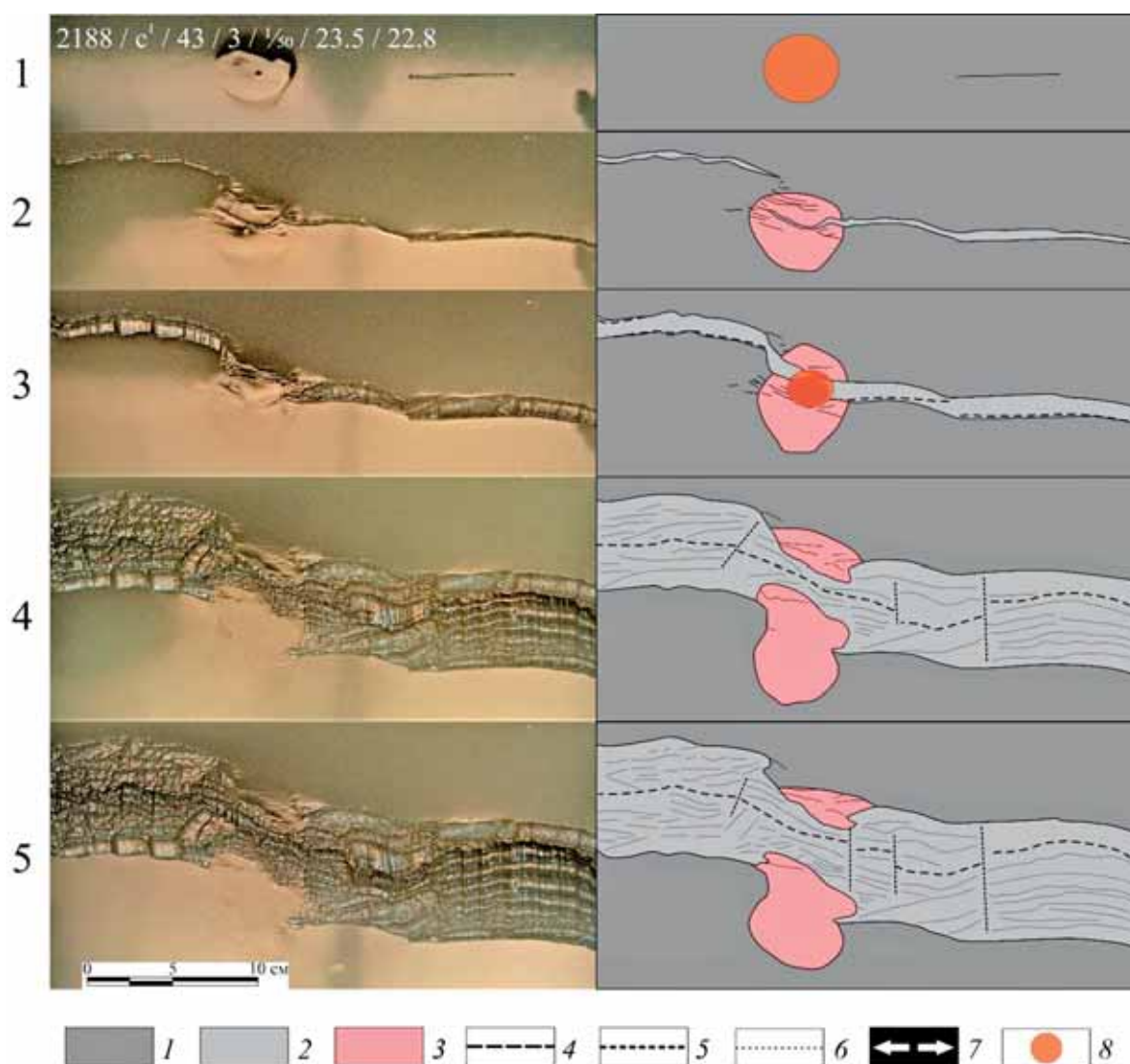


Рис. 5. Эксперимент № 2188: взаимодействие спредингового хребта с крупной магматической провинцией и отделение магматического хребта ($H_l = 2 \cdot 10^{-3}$ м; $V_l = 3 \cdot 10^{-5}$ м/с); 1–5 — слева последовательные стадии эксперимента (вид сверху), справа — соответствующие стадиям структурные схемы по результатам моделирования

1 — древняя океаническая литосфера; 2 — новообразованная океаническая литосфера; 3 — модельная магматическая провинция; 4 — действующая ось спрединга; 5 — зоны поперечных смещений; 6 — границы между аккреционными валами; 7 — направление растяжения; 8 — область действия горячей точки

и включали ЛИН, имитирующий горячую точку и формирующий магматическую провинцию (после ее формирования ЛИН выключали) (рис. 4, А; рис. 5, стадия 1). Затем в модели началось растяжение. Трещины начали продвигаться из разреза в обе стороны, к боковой стенке установки и к магматической провинции. Когда трещина достигла области магматической провинции, на встречу ей, с другой стороны, начала развиваться другая трещина. Затем первая трещина расколола магматическую провинцию и соединилась со второй (рис. 5, стадия 2). После этого был повторно включен ЛИН с меньшей мощностью (рис. 5, стадия 3). Повторное включение ЛИН объясняется геолого-геофизическими данными, которые свидетельствуют о периодичности в активности плюма Кергелен. Нагрев изменил в модели геометрию рифтовой трещины и после

выключения ЛИН от магматической провинции откололся узкий вытянутый фрагмент, который в природе соответствует хр. Броукен (рис. 5, стадия 4). Обе рифтовые трещины соединились, сформировав единую ось спрединга, на которой формировалась новая океаническая кора, разделяющая хр. Броукен и плато Кергелен.

Этот эксперимент демонстрирует сложность длительного взаимодействия срединно-океанического хребта с крупной магматической провинцией и эволюцию подобного процесса на примере ЮВИХ и плато Кергелен при периодической плюмовой активности.

Вторая серия демонстрирует максимально приближенную модель экспериментов к природным условиям. В экспериментах задавалась неровная граница между континентальной и древней океаниче-

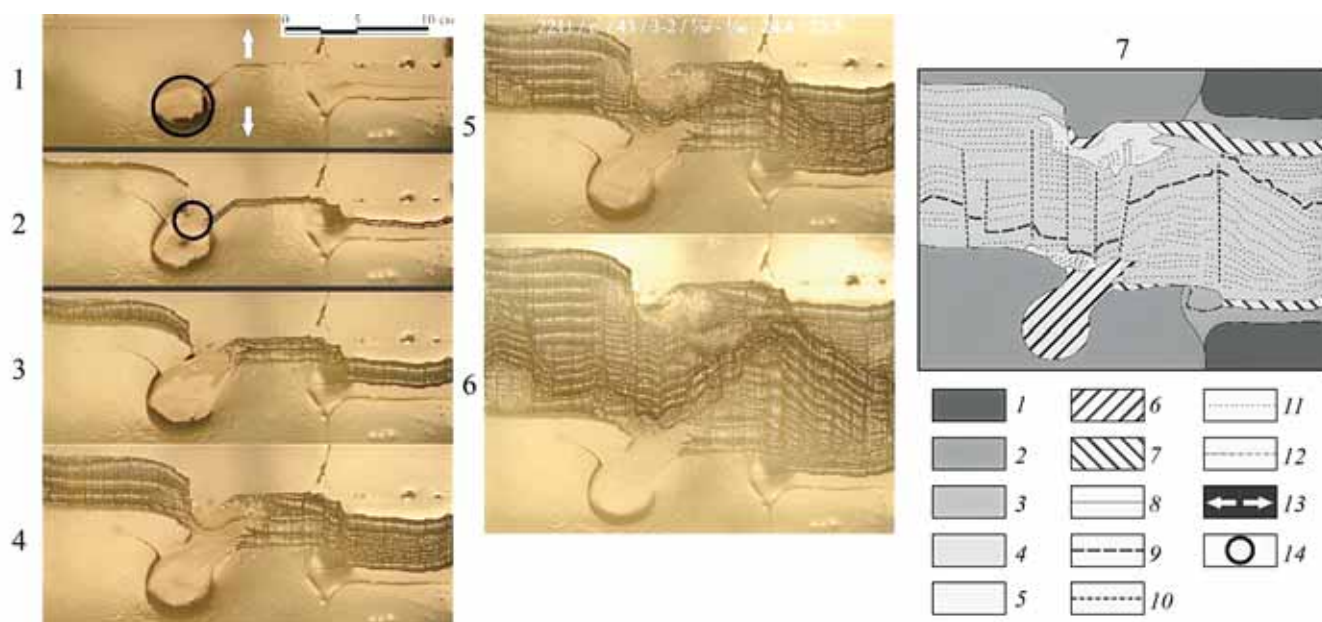


Рис. 6. Эксперимент № 2211: развитие трещины с континента в древнюю океаническую литосферу при действии горячей точки с дальнейшим расколом магматической провинции и отделением магматического хребта ($h_1 = 2 \cdot 10^{-3}$ м; $h_2 = 3 \cdot 10^{-3}$ м; $h_3 = 1,5 \cdot 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \cdot 10^{-5}$ м/с; $V_2 = 5 \cdot 10^{-5}$ м/с); 1–6 — последовательные стадии эксперимента (вид сверху); 7 — структурная схема по результатам моделирования

1 — континентальная литосфера; 2 — древняя океаническая литосфера; 3 — ослабленная зона растяжения в пределах континентальной литосферы; 4 — новообразованная океаническая литосфера; 5 — зона интенсивного влияния горячей точки при аккреции; 6 — излияния под воздействием горячей точки; 7 — зона эксгумации мантии; 8 — границы между зонами; 9 — действующая ось спрединга; 10 — зоны поперечных смещений; 11 — границы между аккреционными валами; 12 — ось палеоспрединга; 13 — направление растяжения; 14 — зона действия горячей точки

ской литосферой и горячей точкой с магматической провинцией (рис. 4, Б; рис. 6).

Эксперимент № 2211. Первоначально в модельной литосфере была задана неровная граница между континентальной и древней океанической литосферой, а также ослабленная зона в пределах континента, имитирующая утоненную в процессе рифтогенеза континентальную литосферу. Перед началом растяжения включали ЛИН, имитирующий горячую точку. Затем задавали небольшой разрез между горячей точкой и границей континент–океан, что впоследствии создаст необходимые условия для образования погруженного плато, соответствующего в природе плато Натуралист. После этого был выключен ЛИН и началось растяжение модели (рис. 6).

На рис. 6, стадия 1, видно, как трещина начинает развиваться из разреза, сделанного перед началом растяжения. Продвигаясь из него в сторону горячей точки, трещина быстро доходит до нее, а продвигаясь из разреза в другую сторону, преодолевает модельную криволинейную границу континент–океан. Навстречу ей начинает продвигаться трещина, зародившаяся в ослабленной зоне. Они встречаются в области сочленения ослабленной зоны и искривленной границы океан–континент, формируя перекрытие.

На рис. 6 (стадия 2) видно, что зона перекрытия перестала деформироваться, так как перекрывающиеся трещины соединились. Видно также, что трещина, которая вышла из разреза, прошла через область

влияния горячей точки и сразу же остановилась, так как ей на встречу вдоль поршня продвигалась другая трещина, которая дошла до горячей точки. После этого скорость растяжения была увеличена, горячая точка незначительно смещена, включена, а ее интенсивность уменьшена.

На стадии 3 (рис. 6) продолжалось растяжение модели. В результате деятельности ЛИН увеличивались размеры магматической провинции вследствие излияния расплава на поверхность, поэтому ось растяжения в ее пределах еще не локализовалась.

На стадии 4 (рис. 6) в пределах застывшей модельной коры в области действия ЛИН и магматической провинции сформировалась ось спрединга. На рис. 6 хорошо видно, что аккреционные валы в пределах действия ЛИН имеют меньшую амплитуду по вертикали и горизонтали, чем валы, образованные в условиях нормального спрединга вдали от ЛИН. Видно также, что правее области влияния ЛИН закончил формироваться перескок оси спрединга, в связи с чем хорошо обозначился контраст в рельефе между новообразованными и первыми аккреционными валами, которые образовывались на контакте с более холодной литосферой и при более низкой скорости спрединга.

На 5-й стадии (рис. 6) произошло полное отделение модельного хр. Броукен от плато Кергелен. Новообразованный рельеф в более прогретой литосфере в пределах даже слабого воздействия горячей

точки характеризуется слабой изрезанностью (см. стадию 6 и структурную схему).

На стадии 6 (рис. 6) хорошо виден изгиб спрединговой оси под углом $\sim 110^\circ$, как правило, это происходит при асимметричном спрединге на отдельных сегментах. Если сегменты не граничат один с другим и их оси смещены как вдоль простираия СОХ, так и поперек на значительное расстояние, то сегмент, расположенный между ними, будет наклонным по отношению к ним, а угол наклона будет зависеть от величины продольного и поперечного смещения сегментов с асимметричным спредингом. Структура наклонного сегмента будет представлять собой серию нетрансформных смещений со спрединговыми осями, субортогональными направлению растяжения. При асимметричном спрединге на соседних сегментах между ними будет формироваться трансформное смещение. В представленном эксперименте к асимметрии спрединга на различных сегментах могло привести наличие горячей точки в этой области. Результаты экспериментов хорошо коррелируют с геолого-геофизическими данными и соответствуют современным моделям эволюции рассматриваемого региона.

Заключение. С помощью физического моделирования изучено продвижение и внедрение спредингового хребта в пределы крупной магматической провинции, что приводит к ее разделению и формированию на океанском дне сопряженных морфоструктур.

В работе рассмотрен классический пример взаимодействия Юго-Восточного Индийского хребта

с крупной магматической провинцией Кергелен. В результате от плато Кергелен отделился узкий фрагмент, сформировавший хр. Броукен. Это подтверждается геолого-геофизическими данными и результатами моделирования. Выполнены две серии экспериментов, посвященных рассматриваемой проблеме. В первой серии исследовалось взаимодействие спредингового хребта с крупной магматической провинцией — продемонстрированы особенности влияния горячей точки на срединно-океанический хребет, формирование овальной в плане магматической провинции и изменение геометрии рифтовой трещины в результате периодической активности горячей точки, а также механизм отделения вытянутого фрагмента магматического плато. Вторая серия экспериментов воспроизводила эволюцию всего изучаемого региона: раскол Австралии и Антарктиды, продвижение Юго-Восточного Индийского хребта на северо-запад, его взаимодействие с крупной магматической провинцией Кергелен и отделение хр. Броукен, формирование краевых плато Натуралист и Брюса, а также сопряженных шовных зон Диамантина–Лабуан, трога Обь–хр. Вильямс, фиксирующих места первоначального раскола старой океанической литосферы и плато Кергелен соответственно. Моделирование воспроизвело наблюдаемые в этом регионе структуры и позволило выявить условия их формирования.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Условия формирования сопряженных структур Диамантина и Лабуан в юго-восточной части Индийского океана (физическое моделирование) // Жизнь Земли. 2021. Т. 43, № 1. С. 20–28.
- Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, № 4. С. 15–35.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Севинян К.Т., Галушкин Ю.И. Экспериментальное моделирование взаимодействия горячей точки и спредингового хребта (на примере Юго-Восточного Индийского хребта) // Жизнь Земли. 2012. № 34. С. 24–35.
- Дубинин Е.П., Шайхуллина А.А., Булычев А.А. и др. Строение тектоносферы краевых зон плато Кергелен по геолого-геофизическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 3. С. 12–14.
- Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.
- Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.
- Bénard F., Callot J.-P., Vially R. et al. The Kerguelen plateau: Records from a long-living/composite microcontinent // Marine and Petrol. Geol. 2010. Vol. 27, N 3. P. 33–649.
- Borissova I., Moore A., Sayers J. et al. 2002. Geological Framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins // Geosci. Australia Record. 2002. N 05. P. 1–177.
- Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A. et al. Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma // J. Petrology. 2002. Vol. 43, N 7. P. 1121–1139.
- Frey F.A., Weis D., Yang H.-J. et al. Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen Plume // Chem. Geol. 2000. N 164. P. 61–80.
- Gaina C., Muller R. D., Brown B. et al. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica // Geophys. J. Internat. 2007. N 170, P. 151–169.
- Grokholskiy A.L., Dubinin E.P., Kokhan A.V., Petrova A.V. Formation and development of off-axis structures in spreading zones according to the results of experimental modelling // Geotectonics. 2014. N 2. P. 3–22.
- Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth magnetic anomaly grid compiled

from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. Vol 10, N 8. P. 1–12.

Munsch M., Dymant J., Boulanger M.O. et al. Breakup and seafloor spreading between the Kerguelen plateau-Labuan basin and the Broken ridge — Diamantina zone // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1992. Vol. 120. P. 931–944.

Sandwell D., Muller D., Smith W. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science.* 2014. Vol. 346. P. 65–67.

Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 9137–9153.

Whittaker J.M., Williams S.E., Müller R.D. Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. P. 1–14.

Статья поступила в редакцию 12.06.2021,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УДК 551.24.03

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ МОЗЫРСКОГО СОЛЯНОГО КРИПТОДИАПИРА (ГОМЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ, РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)

Дмитрий Сергеевич Зыков¹✉, Антон Владимирович Полещук²,
Елена Анатольевна Котова³, Алексей Олегович Агибалов⁴,
Екатерина Алексеевна Мануилова⁵, Алексей Александрович Хмаренко⁶

¹ ООО «Газпром геотехнологии», ГИН РАН, Москва, Россия; d.zykov@gazpromgeotech.ru ✉

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; anton302@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7276-6107>

³ ООО «Газпром геотехнологии», Москва, Россия; e.kotova@gazpromgeotech.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН Москва, Россия; agibalo@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

⁵ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия;
e.manuilova@ifz.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9531-8403>

⁶ ОАО «Газпром трансгаз Беларусь» филиал «Молодеченское УБР», Молодечно, Республика Беларусь;
a.hmarenko@btg.by

Аннотация. По данным бурения реконструирована внутренняя структура Мозырского соляного криптодиапира, основные элементы которой — сильно сжатые складки с радиально расположенными пластами на крыльях, осложняющие купола и межкупольные понижения, флексуры. Установлена высокая степень взаимосвязи современного рельефа и погребенной на глубине несколько сотен метров кровли криптодиапира, что объясняется продолжающейся подвижностью солей на современном этапе. Эта особенность позволила дополнить структурно-геологические данные результатами морфоструктурного анализа рельефа и выявить определенные элементы упорядоченности в строении Мозырского купола.

Ключевые слова: Мозырский купол, структурная геология, морфоструктурный анализ

Для цитирования: Зыков Д.С., Полещук А.В., Котова Е.А., Агибалов А.О., Мануилова Е.А., Хмаренко А.А. Закономерности строения Мозырского соляного криптодиапира (Гомельская область, Республика Беларусь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 28–34.

REGULARITIES OF THE STRUCTURE OF THE MOZYR SALT CRYPTODIAPIR (GOMEL REGION OF REPUBLIC BELARUS)

Dmitry S. Zykov¹✉, Anton V. Poleshchuk², Elena A. Kotova³, Alexey O. Agibalov⁴,
Ekaterina A. Manuilova⁵, Alexey A. Khmarenko⁶

¹ ООО “Gazprom Geotechnologies”, Geological Institute RAS; Moscow, Russia; d.zykov@gazpromgeotech.ru

² Geological Institute RAS, Moscow, Russia; anton302@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7276-6107>

³ ООО “Gazprom Geotechnologies”, Moscow, Russia; e.kotova@gazpromgeotech.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University; Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; agibalo@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

⁵ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; e.manuilova@ifz.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9531-8403>

⁶ OJSC “Dazprom transgaz Belarus” branch “Molodechno UBR” Molodechno, Republic of Belarus; a.hmarenko@btg.by

Abstract. According to drilling data, the internal structure of the Mozyr salt cryptodiapir has been reconstructed, the main elements of which are strongly compressed folds with radially arranged layers on the wings, complicating domes and inter-dome depressions, flexures. A high degree of interrelation between the modern relief and the cryptodiapir roof buried at a depth of several hundred meters has been established. It is explained by the continued mobility of salts at the present stage. This feature allows us to supplement the structural and geological data with the results of morphostructural analysis of the relief and to identify certain elements of order in the structure of the Mozyr dome.

Key words: Mozyr dome, structural geology, morphostructural analysis

For citation: Zykov D.S., Poleshchuk A.V., Kotova E.A., Agibalov A.O., Manuilova E.A., Khmarenko A.A. Regularities of the structure of the Mozyr salt cryptodiapir (Gomel region of Republic Belarus). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5; 28–34. (In Russ.).

Введение. Соляной диапиризм широко распространен в различных районах Земли, и характер его проявления в значительной степени изучен. В то же время в этой области остаются проблемы, освещение которых требует исследований и весьма актуально с практической точки зрения. В частности, речь идет о путях восстановления внутренней струк-

туры соляных куполов, знание строения которой необходимо для прогнозирования геологических условий при технологической разработке этих геологических объектов (например, создания подземных резервуаров для хранения газообразных или жидких углеводородов). Цель нашего исследования — реконструировать внутреннюю структуру

Мозырского соляного криптодиапира с использованием результатов морфоструктурного анализа. Обоснованием возможности использования этого метода для достижения поставленной цели служит установленная нами высокая степень согласованности морфологических особенностей современного рельефа и погребенной на глубине нескольких сотен метров кровли соляного купола.

Геологический очерк Мозырского предтриасового соляного криптодиапира. Изучаемый объект находится в Мозырском районе Гомельской области (Республика Беларусь). Мозырский купол (антиклиналь) входит в состав протяженного субширотного Сколодинского вала, расположенного над Шестовичско-Сколодинской тектонической ступенью фундамента, которая находится в центральной части Припятского прогиба, сформировавшегося в герцинское время [Конищев, 1984]. Для производственных целей Мозырский купол длительное время изучали с помощью бурения и геофизических методов. Результаты отражены в производственных отчетах белорусских и московских организаций (БелКГРЭ, ВНИИПромгаз и др.) и позволяют понять его общее строение. По кровле соленосных отложений, имеющих девонский возраст, купол представляет собой брахиантиклинальное поднятие с размерами 6,5×3,5 км (по изогипсе –1200 м) со сводом широтного простираения и крутым северным склоном, который осложнен взбросом, смещающим девонские и пермские отложения. Амплитуда смещения составляет ~200 м. По данным геофизических исследований мощность соленосной толщи достигает 2,5 км и более. Вершина купола срезана процессами подземного выщелачивания и перекрыта кепроком. Рельеф денудированной поверхности неровный, бугристый.

Комплекс девонских, каменноугольных, пермских и отчасти триасовых пород деформирован и редуцирован процессами соляной тектоники, однако начиная с мозырской свиты триаса, перекрывающие купол мезозойско-кайнозойские породы чехла залегают практически горизонтально. Их мощность составляет несколько сотен метров.

Четвертичные отложения представлены преимущественно моренными и отчасти водно-ледниковыми отложениями. Рельеф дневной поверхности в районе Мозырского купола сравнительно ровный, слабовсхолмленный и расчлененный эрозией, однако исследуемый участок расположен непосредственно у юго-западного склона возвышенной Мозырской конечно-моренной гряды [Емелин и др., 1983], поэтому степень расчленения и абсолютные отметки рельефа возрастают в северо-восточном направлении.

Верхняя соленосная толща Мозырского купола представлена каменной солью с прослойками и пачками ангидрита, соленосных глин, мергелей, доломитов и известняков. Ядро купола сложено подтолщей, в которой каменная соль составляет 80–85%.

Падение прослоев преимущественно крутое, достигает 60–90°, реже пологое, 10–30° к горизонту. Угол падения может значительно меняться вдоль скважин, направление падения по керну не установлено, что сильно усложняет выявление структуры купола. Прослои небольшой мощности — от нескольких миллиметров до нескольких дециметров, иногда нескольких метров, часто сильно тектонизированы — смяты в дисгармоничные складки и будинированы. Нередко более мощные прослои сильно трещиноваты, содержат зеркала скольжения и, возможно, дислоцированы так же, как и более тонкие. В солях выделяются области и прослои с разными текстурными и прочностными особенностями — соли консолидированные и рыхлые, с массивной или флюидальной (т.е. тектоногенной) текстурой и т.п. Разрезы, наблюдаемые в разных, даже близко расположенных скважинах, чаще всего сильно разнятся как по соотношению мощности и количеству прослоев нерастворимых пород и их углам падения, так и по свойствам самих солей.

Строение соленосной толщи геологи воспринимают (что отражено во множестве производственных отчетов) как нерегулярное нагромождение перемещенных фрагментов деформированных пропластков нерастворимых пород, хаотически «плавающих» в разнородном соляном субстрате с отчетливыми следами течения.

Сложное строение разреза и нелинейность процессов течения в большинстве случаев приводят геологов-производственников к выводам о полной невозможности установить какие-либо закономерности в строении соляного купола. Считают, что соляная толща настолько дислоцирована, что восстановить внутреннюю структуру ее практически невозможно. Нельзя увязать отдельные пласты терригенных пород по скважинам, предсказать их поведение даже в соседних скважинах и т.п. В целом в настоящее время преобладает осторожное мнение о невозможности выявить какие-либо закономерности в строении купола. На наш взгляд, это утверждение не совсем справедливо. Детальная проработка материалов предшественников показывает, что редкие закономерности в строении купола, позволяющие с допущениями создать его модель и перейти к предварительному установлению его строения, наблюдались и фиксировались, однако требуют обобщения.

Материалы и методы исследования. Для реконструкции внутреннего строения Мозырского купола использованы данные бурения: в изучаемом районе пробурено более 20 скважин, по разрезам которых построена поверхность кровли криптодиапира. Нами принято допущение о том, что скважины, в которых наблюдается схожий разрез соленосной толщи, можно соединить и считать, что ими вскрыт единый пласт. По мнению ряда исследователей, этот подход возможен для выявления структурных особенностей соляных куполов. Для Мозырского

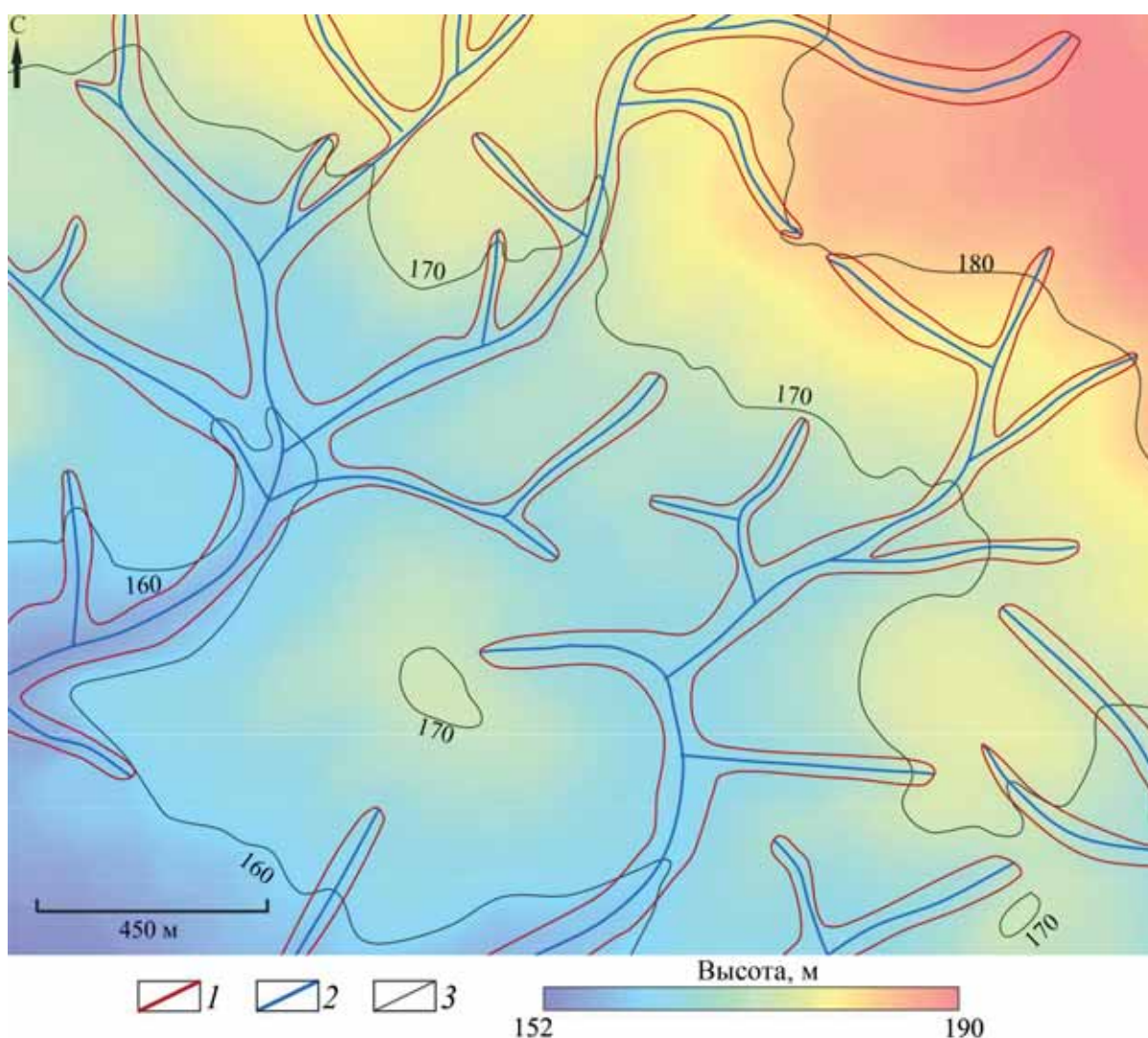


Рис. 1. Рельеф дневной поверхности в районе Мозырского соляного купола: 1 — овраги, 2 — тальвеги оврагов, 3 — горизонтали рельефа

купола геологи-производственники объединяют разрезы скважин 6Э и 4АЭ, а в работе [Конищев, 2006] упомянутый методический прием применен для обоснования сдвигания разреза у взброса в северной части рассматриваемого участка. Кроме того, нами учтены данные наклонотриии пластов, инклинометрии скважин, а также результаты изучения форм подземных резервуаров, опубликованные в производственных отчетах.

Известно, что морфоструктурный анализ рельефа — один из традиционных методов изучения соляных диапиров, достигающих поверхности Земли [Свидзинский, 1992]. С целью оценки возможности его использования для понимания структуры Мозырского криптодиапира, залегающего на глубине несколько сотен метров, проведено сопоставление рельефа кровли соленосной толщи и поверхности современного рельефа. Установленная высокая степень взаимосвязи между ними позволила сделать предположения о характере структурного рисунка внутри купола на основе полученных нами морфоструктурных данных.

Результаты исследований и их обсуждение.

Как показывают результаты бурения, кровля Мозырского соляного купола имеет бугристую форму, которая могла образоваться в результате выщелачивания солей. Использовать ее с целью выявления структурных особенностей можно, подтвердив наличие тектоно-динамической составляющей в образовании локальных особенностей рельефа поверхности купола. Для этого мы сравнили рельеф кровли солей и дневной поверхности. При этом наилучшим оказалось выделение овражно-эрозионной сети, существующей на поверхности (рис. 1), и наложение ее на схему рельефа кровли солей (рис. 2).

Установлена значительная сходимость элементов обоих рельефов при некотором их смещении в плане. Элементы рельефа не затушевывает даже общее повышение рельефа в северо-восточном направлении к Мозырской конечно-моренной гряде, которая резко доминирует по высоте. Возвышенности на поверхности приблизительно соответствуют положительным формам на кровле солей, а овраги на поверхности довольно точно соответствуют

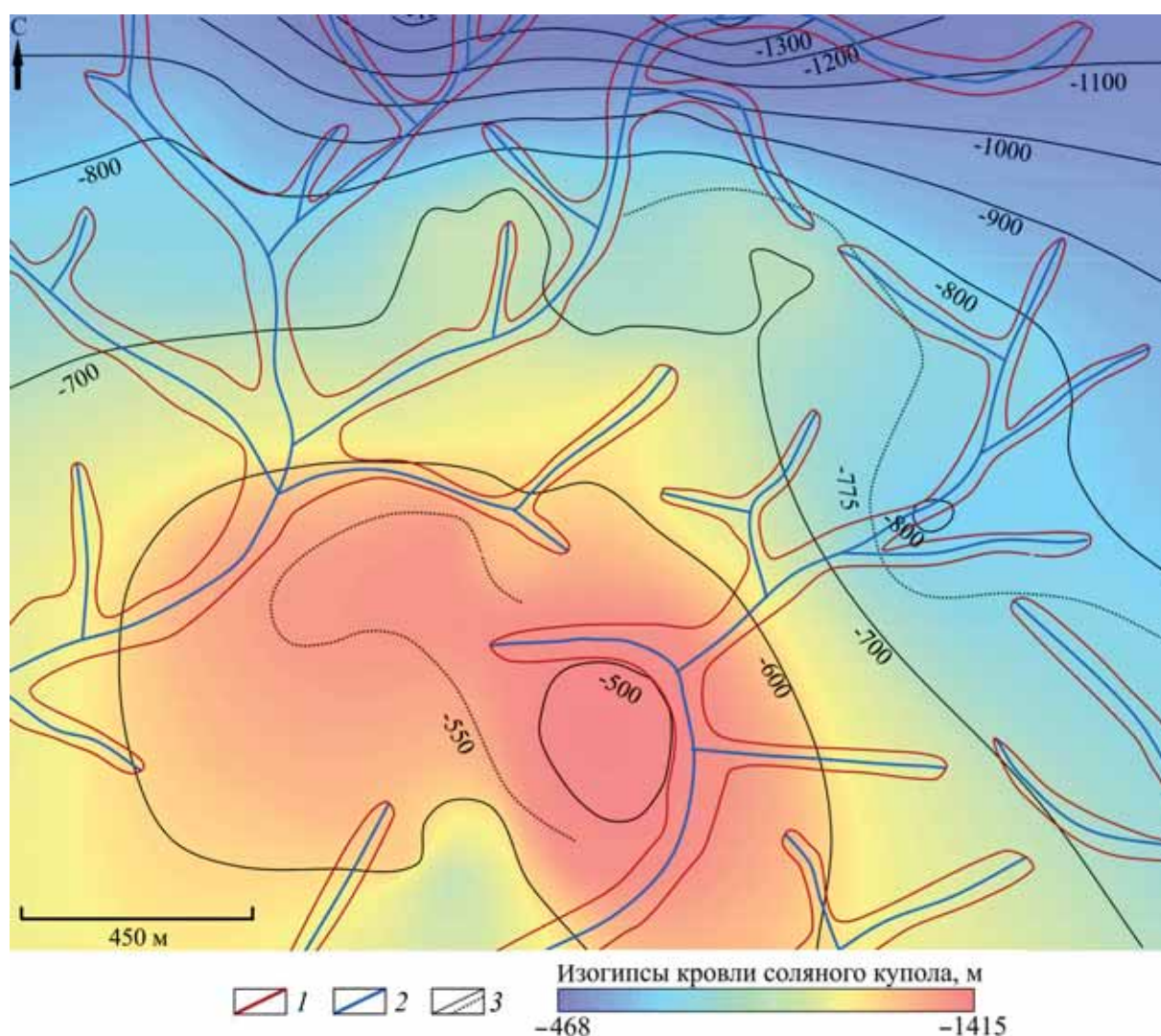


Рис. 2. Рельеф кровли Мозырского соляного купола: 1 — контуры оврагов, выделенных по рельефу дневной поверхности; 2 — тальвеги оврагов; 3 — изогипсы кровли купола

углублениям на этой кровле, хотя и направлены в противоположном направлении, т.е. от гряды. Результат кажется невероятным, если учесть, что кровля купола отделена от поверхности земли сотнями метров субгоризонтально залегающих осадочных пород мезозойско-кайнозойского чехла, однако это можно объяснить. Известно, что гидросеть в условиях выровненного рельефа — чуткий индикатор любых самых малых деформаций поверхности и уверенно мигрирует в сторону от растущих поднятий. Поэтому даже незначительное влияние растущего купола на первичное распределение гидросети в условиях равнинного рельефа вполне возможно. Амплитуда тектонических поднятий и прогибаний при этом может быть минимальной, не фиксирующейся по материалам бурения в разрезе подстилающих пород. Однако в условиях общего поднятия территории над уровнем моря [Матвеев и др., 1980] происходит неизбежное врезание гидросети в выбранных ею местах, при этом положительные и отрицательные элементы рельефа утрируются и становятся гораздо рельефнее и амплитуднее, чем если бы они были обусловлены только локальными тектоническими деформациями.

Таким образом, неровности погребенного рельефа купола — бугры и понижения — представляют собой морфоструктурные элементы, имеют тектоно-динамическое происхождение и отражают направленность развития отдельных его участков, следовательно, относятся к структуре, развивающейся параллельно поднятию и подчеркиваемой нерастворимыми прослоями в солях.

Обращение к описаниям структурных особенностей соляных поднятий на разных стадиях их развития и результаты тектонофизического моделирования [Паталаха, 1973; Dynamical..., 1987] позволяют структурно интерпретировать выявленный объемный морфоструктурный рисунок поверхности купола. В самом общем виде на ранних стадиях развития соляного поднятия, когда соли, обычно спровоцированные тектоническими особенностями ложа, под весом вышележащих пород начинают отжиматься в область наименьшего вертикального давления, структура представляется пологой складкой, слои в которой параллельны крыльям и лишь местами нарушены складчатостью нагнетания. Горизонтальный срез (например, денудационный)

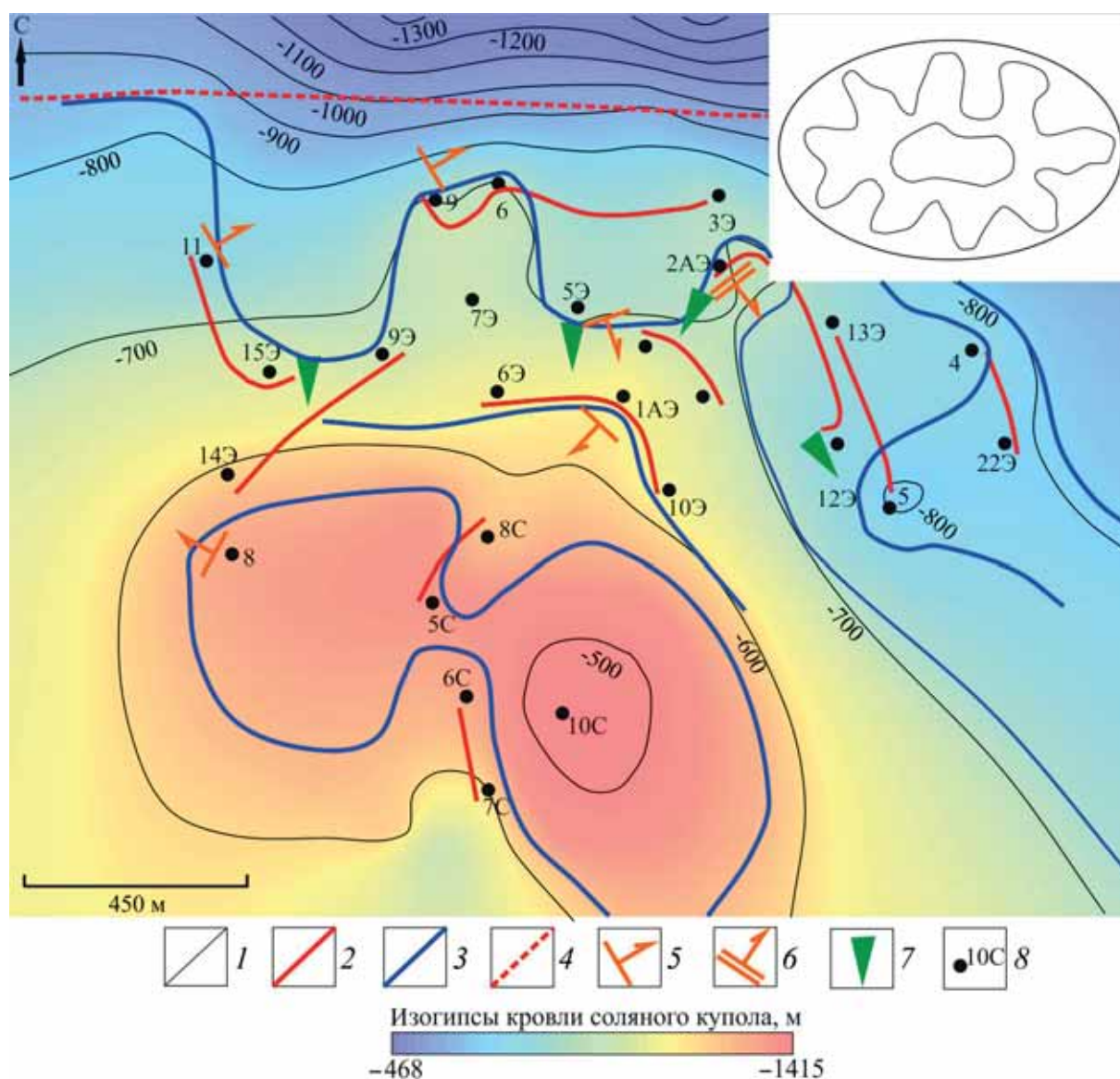


Рис. 3. Морфоструктурная схема Мозырского купола: 1 — изогипсы кровли купола; 2 — участки единых пластов, выявленные по схожим разрезам в скважинах; 3 — вероятный структурный рисунок в куполе, реконструированный по рельефу; 4 — ориентировочное положение взброса на севере купола; 5–7 — падение пластов по данным: 5 — инклинометрии, 6 — инклинометрии и наклонметрии, 7 — формам размытых полостей; 8 — скважины и их номера. На врезке сверху — закономерный рисунок сильно сжатых складок с радиально расположенными пластами на крыльях, наблюдаемый в денудационных срезах соляных куполов (по материалам дистанционных данных для солянокупольных районов)

показывает концентрическую, слабдеформированную структуру пластов. Результаты проведенной в 2015 г. сотрудниками БелНИПИнефть переработки двух сейсмических профилей прошлых лет через седловину Мозырского купола подтвердили наличие в крыльях купола элементов такой наклонной структуры, подчеркивающей его форму.

При дальнейшем росте купола и протыкании им вышележащих пород внутренняя структура усложнилась за счет активизации процессов нагнетания, течения и обжимания соляного тела со стороны рамы, структура при этом в плане могла оставаться сравнительно ровной, изометричной или эллипсоидной (рис. 3, врезка). При этом в соляных куполах, в основном в их верхних частях, образуются сложные складчатые структуры, в которых наблюдаются

сильно сжатые как в разрезе, так и в плане изоклинальные складки. В условиях течения вся структура пластов носит неровный, осложненный флексурами, дополнительными складками и будином характер. Такая картина подтверждается на Мозырском куполе материалами бурения, которые показывают преобладание крутого залегания пластов, а также большие отличия в разрезах пород в близко расположенных скважинах, возникающую за счет того, что в крыльях складчатой структуры оказываются сближены отдаленные участки соляной толщи.

В горизонтальном денудационном срезе в верхних частях таких соляных поднятий наблюдается весьма закономерный рисунок сильно сжатых складок с радиально расположенными пластами на крыльях, внешне напоминающими цветок с ле-

пестками. За счет процессов течения пласты в этом случае также образуют неровные контуры (рис. 3, врезка).

Как проиллюстрировано в [Паталаха, 1973], на поверхности неразрушенного купола эти складчатые структуры будут образовывать самостоятельные осложняющие купола и межкупольные понижения, расположенные также радиально по отношению к основному соляному поднятию. В случае срезания вершинной части поднятия при продолжающемся его развитии осложняющие купола будут продолжать свой селективный рост.

Применение изложенных и имеющих широкое распространение закономерностей к рельефу срезанной вершинной части Мозырского купола, поднимающегося в новейшее время в целом [Конищев, 1984; Матвеев, 1980], позволяет уверенно предположить, что рисунок бугров и понижений на его денудированной поверхности можно соотнести с селективно растущими фрагментами купола и, соответственно, с изгибами развивающейся складчатой структуры, которая подчеркнута менее подверженными разрушению крутопадающими пластами нерастворимых пород. Предложенная нами реконструкция морфоструктуры Мозырского купола показана на рис. 3. Приведенная схема не отражает число и мощность пропластков нерастворимых пород, а только дает их вероятную ориентировку в плане в соответствии с формами рельефа, которые были определены как тектоногенные, и показывает упрощенную модель строения.

Отметим, что наличие под северным склоном Мозырского купола взброса, падающего под нависающий купол, также позволяет довольно уверенно предположить в этом месте перевернутое залегание сорванных разрывом пластов и их падение в направлении приблизительно под склон. Такая структурная картина часто наблюдается в зонах динамического влияния взбросов [Ярошевский, 1981].

Получившийся морфоструктурный рисунок может быть в отдельных местах уточнен независимыми методами, прежде всего выявлением участков единых пластов по схожим разрезам скважин. Для большей наглядности мы сочли возможным немного изогнуть линии, соединяющие единые пласты в скважинах в соответствии с изогипсами рельефа кровли купола. Результаты показывают, что выявленные пласты в целом подчеркивают как общую эллипсовидную форму купола, располагаясь вдоль изогипс рельефа, так и границы отдельных выступов (бугров), и при этом секут изогипсы.

Для уточнения характера структуры использованы и другие наблюдения. Например, в производственном отчете ВНИИПромгаз за 1982 г. опубликованы результаты наклонометрии пластов, проведенные в скважине 2АЭ. Было установлено, что на протяжении 42 м падение пластов имело практически везде юго-восточное направление, измеренные углы падения соответствовали углам падения

в керне. Такая картина подтверждает возможность существования закономерно повторяющейся структуры в отдельных значительных объемах соленосной толщи в Мозырском куполе.

При буровых работах на куполе проводились инклинометрические наблюдения за отклонениями стволов скважин от вертикали. Результаты опубликованы в многочисленных производственных отчетах. Учитывая, что при встрече бурового инструмента с крутопадающим, более компетентным прослоем, чем вмещающие толщи, можно предполагать его отклонение от вертикали в направлении падения пласта [Пальянов, Штейнберг, 1964]. Результаты инклинометрии с долей некоторой вероятности также можно использовать для определения положения пласта в пространстве. К сожалению, не всегда приводимые в текстах и таблицах отчетов данные представлены достаточно полно для уверенного использования метода. В частности, они не позволяют определить, когда началось отклонение, — в толще солей или над ними, не связано ли оно с технологическими причинами, какие точно углы падения имели пропластки и т. п. Мы воспользовались табличными данными из производственных отчетов ВНИИПромгаз и Белорусской геологоразведочной экспедиции за 1980–1990 гг., материалы в которых представлены наиболее полно, и нанесли результаты инклинометрии на морфоструктурную схему (рис. 3). Отметим также, что результаты инклинометрии в скважине 2АЭ совпадают с результатами наклонометрии, полученными на локальном участке. При пологом падении пластов ($10\text{--}15^\circ$) такие соотношения, скорее, вызывают вопросы, однако отметим этот факт.

Свидетельствовать о структурных особенностях соленосной толщи могут и формы подземных резервуаров, которые всегда ориентированы в пространстве при исследованиях ультразвуковым локатором. Как неоднократно отмечено в производственных отчетах, их асимметрия и наклон стенок при аномальных отклонениях от идеализированной формы, получающейся при размыве однородной толщи солей, можно с определенной уверенностью интерпретировать, что они возникли в результате препарирования прочностных неоднородностей, особенно когда есть сведения о структуре благодаря наличию керна материала. Однако методически этот вопрос еще недостаточно разработан, и результаты анализа в значительной степени субъективны.

Проиллюстрируем такую реконструкцию на примере подземного резервуара в солях в скважине 5Э (рис. 4, а), для которого известно крутое падение слоистости, но неизвестно ее простирание. Форма выработки в определенном вертикальном сечении показывает, что ее нижняя часть асимметрична, и в полости на одной из сторон наблюдается наклонная стенка, которая при этом плоская, что отражено в горизонтальном сечении (рис. 4, б). Учитывая вероятность существования наклонных прослоев в разрезе, можно интерпретировать эту стенку как

созданную при встрече растворителя с наклонным нерастворимым (или малорастворимым) прослоем, и, таким образом, ориентировать простирание и падение слоистости. С подобной же точки зрения мы предположительно установили характер структуры соляных толщ в скважине 15Э. В производственных отчетах также приводится выработка-емкость скважины 12Э, форма которой сильно редуцирована проходящим рядом с ней крутопадающим мощным карбонатным прослоем.

Данные о направлении падения пластов, установленные по наклонометрии, инклинометрии, формам полостей, нанесены на морфоструктурную схему поверхности купола (рис. 3). Отметим, что выявленные направления падения пластов по большей части не противоречат установленным ранее особенностям структурного рисунка, но существенно уточняют его.

Заключение. Подводя итоги, отметим следующее. Результаты многолетнего бурения показывают, что в вершинной части Мозырского купола среди толщи тектонизированных течением солей наблюдаются многочисленные, преимущественно крутопадающие и дислоцированные прослои нерастворимых терригенно-карбонатных пород. В их пространственном расположении большинство геологов не находят отчетливых закономерностей. Сравнение погребенной поверхности купола с рельефом дневной поверхности показывает, что не только он отражается в рельефе (как было известно ранее), но и отдельные формы его поверхности находят свое прямое отражение в рельефе. Этот феномен объясним продолжающейся подвижностью как самого купола, так и его отдельных частей.

Привлечение известных моделей роста соляных куполов и развития их структуры позволило провести морфоструктурный анализ — по рельефу поверхности купола в общих чертах восстановить его внутреннюю структуру. Наложение на структурную схему фрагментов единых пластов, выявленных в схожих разрезах скважин, а также данных о направлении падения пластов, полученных по материалам наклонометрии, инклинометрии и формам размытых полостей, показало, что они отчасти подтверждают, но и сильно усложняют выявленный

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Емелин А.В., Швецов А.А. Граница и особенности строения Мозырской гряды // Морфогенез на территории Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983. С. 48–52.
- Конищев В.С. Сравнительная тектоника областей галокинеза древних платформ / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1984. 190 с.
- Конищев В.С. Внутричехольные бескорневые разрывные нарушения Припятского прогиба // Литасфера. 2006. № 1. С. 56–62.
- Матвеев А.В., Абраменко Н.Н., Девков Э.А. и др. Неотектоника территории Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 106 с.
- Паталаха Е.И. О некоторых закономерностях и причинах внутренней структуры диапировых куполов //

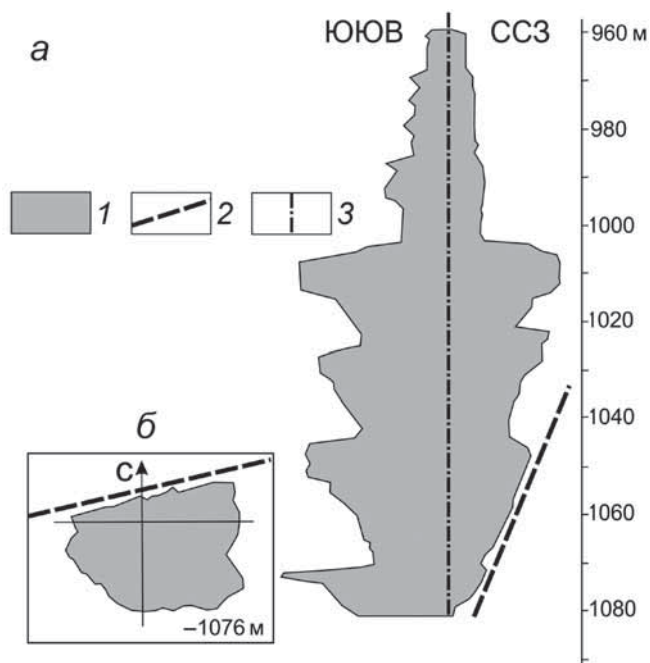


Рис. 4. Выделение направления падения пластовых неоднородностей по форме размытой полости в разрезе скважины 5Э: а — форма емкости сбоку в сечении северо-северо-запад-юго-юго-восток; б — горизонтальный срез емкости в ее нижней части (отметка –1076 м): 1 — полость технологической емкости; 2 — пропласток нерастворимых пород; 3 — скважина 5Э

морфоструктурный рисунок. Полученные результаты могут быть использованы при установлении геологической структуры купола, что необходимо при заложении подземных резервуаров, служащих для хранения газообразных или жидких углеводородов.

Отметим, что в результате исследований в хаотичном строении Мозырского купола нами выявлены элементы упорядоченности, связанные с его развитием как соляного диапира. Безусловно, речь идет только об общих особенностях деформации, пока не представляется возможным эту структуру восстановить детально, поскольку процессы деструкции пластов в процессе тектонического течения солей сильно нарушают и искажают модельную картину.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственных заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата: Наука, 1973. С. 53–61.

Пальянов П.Ф., Штейнберг А.М. Бурение скважин. М.: Недра, 1964. 350 с.

Свидзинский С.А. Внутренняя тектоника солянокупольных структур и методы ее изучения. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1992. 92 с.

Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок / Пер. с польского. М.: Недра, 1981. 245 с.

Dynamical geology of salt and related structures / Ed. J.J. Lerche, O'Brien. N. Y.: Academic press. Inc., 1987. 827 p.

Статья поступила в редакцию 21.03.2022, одобрена после рецензирования 08.06.2021, принята к публикации 22.11.2022

УДК 551.73: 551.761

ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-КАСПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ

Ирина Владимировна Куницына^{1✉}, Анатолий Михайлович Никишин²,
Николай Александрович Малышев³, Владимир Евгеньевич Вержбицкий⁴,
Ольга Владимировна Костенко⁵

¹ ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия; kunir@yandex.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com

³ ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия; n_malyshev@rosneft.ru

⁴ ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия; v_verzhbitskiy@rosneft.ru

⁵ ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия; ovkostenko@rn-exp.rosneft.ru

Аннотация. Статья посвящена актуальной проблеме региональной геологии — реконструкции истории геологического развития верхнепалеозойско-триасового комплекса в южной части Северного Каспия. Понимание геологической эволюции региона — одно из необходимых условий повышения достоверности прогноза характеристик геологических объектов, строение которых определяет формирование скоплений углеводородных флюидов. Несмотря на достаточно ограниченный материал, представленный главным образом сейсмическими данными 2D, создана тектоностратиграфическая модель изучаемого региона, базирующаяся на результатах комплексной интерпретации геолого-геофизической информации, проведенной с использованием современных методических подходов.

Ключевые слова: Северный Каспий, Северо-Каспийская складчато-надвиговая зона, история геологического развития, тектоностратиграфия, несогласие, рифтинг, краевой прогиб

Для цитирования: Куницына И.В., Никишин А.М., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Костенко О.В. Тектоностратиграфия и история геологического развития Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 35–46.

TECTONOSTRATIGRAPHY AND HISTORY OF GEOLOGICAL DEVELOPMENT OF NORTH CASPIAN FOLD-THRUST ZONE

Irina V. Kunitsyna^{1✉}, Anatoly M. Nikishin², Nikolay A. Malyshev³,
Vladimir E. Verzhbitsky⁴, Olga V. Kostenko⁵

¹ LLC «RN-Exploration», Moscow, Russia; kunir@yandex.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com

³ Rosneft Oil Company, Moscow, Russia; n_malyshev@rosneft.ru

⁴ Rosneft Oil Company, Moscow, Russia; v_verzhbitskiy@rosneft.ru

⁵ LLC «RN-Exploration», Moscow, Russia; ovkostenko@rn-exp.rosneft.ru

Abstract. The presented article is devoted to the actual problem of regional geology — the reconstruction of the history of geological development of the Upper Paleozoic-Triassic complex in the southern part of the North Caspian. Understanding of evolution is one of the necessary conditions for improving the reliability of predicting the geological objects characteristics, the structure of which determines the possibilities for the formation of hydrocarbon accumulations. Despite the rather limited data presented mainly by 2D seismic, the authors created a tectonostratigraphic model of the region. It is based on the results of integrated interpretation of geological and geophysical information, carried out using modern methodological approaches.

Key words: Key words: North Caspian, North Caspian fold-thrust zone, history of geological development, tectonostratigraphy, unconformity, rifting, foredeeps

For citation: Kunitsyna I.V., Nikishin A.M., Malyshev N.A., Verzhbitsky V.E., Kostenko O.V. Tectonostratigraphy and history of geological development of North Caspian fold-thrust zone. *Moscow University. Geol. Bull.* 2022; 5: 35–46. (In Russ.).

Введение. С 1960-х гг. тектоническим районированием и проблемами истории геологического развития Каспийского моря и его обрамления занимались многие исследователи. Развитие технологий и методик геофизических работ в конце XX — начале XXI в. позволило существенно уточнить геологическое строение его акватории [Хаин

и др., 2009; Никишин и др., 2005; Волож и др., 2008; Абилхасимов, 2016].

С юга Прикаспийскую синеклизу ограничивает система дислокаций, в составе которой по кровле палеозойских отложений на западе выделяется Каракульско-Смушковская складчато-надвиговая зона, на востоке — Южно-Эмбинская, а в акватории



Рис 1. Обзорная карта Северного Каспия: 1 — границы государств; 2–3 — месторождения нефти и газа: 2 — в подсоловых палеозойских отложениях, 3 — в надсоловых мезозойских отложениях; 4 — скважины на акватории; 5–6 — границы тектонических элементов: 5 — I порядка, 6 — II порядка (складчато-надвиговые зоны: КСЗ — Каракульско-Смушковская, СКЗ — Северо-Каспийская, ЮЭЗ — Южно-Эмбинская); 7 — линии профилей 2D

Каспия — Северо-Каспийская (рис. 1) [Куницына и др., 2019].

Первые две зоны, расположенные на суше, пробурены в XX в. и характеризуются существенно разным строением и, соответственно, историей геологического развития. Строение палеозойско-триасового комплекса Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны до сих пор составляет предмет дискуссий. При этом понимание особенностей процессов осадконакопления и эволюции тектонических режимов нам представляется очень важным для оценки перспектив ее нефтегазоносности.

Материалы и методы исследований. Для изучения геологического строения и реконструкции истории развития Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны использованы сейсморазведочные данные 2D объемом около 10 тыс. км, полученные в период с 1995 по 2019 г. Качество сейсмических материалов для палеозойского комплекса удовлетворительное и/или низкое. Такая их особенность связана с тем, что объектом исследований большинства сейсморазведочных работ была верхняя, мезозойская, часть разреза. Помимо этого, строение палеозойского интервала осложнено многочисленными складчато-надвиговыми деформациями с проявлением соляной тектоники.

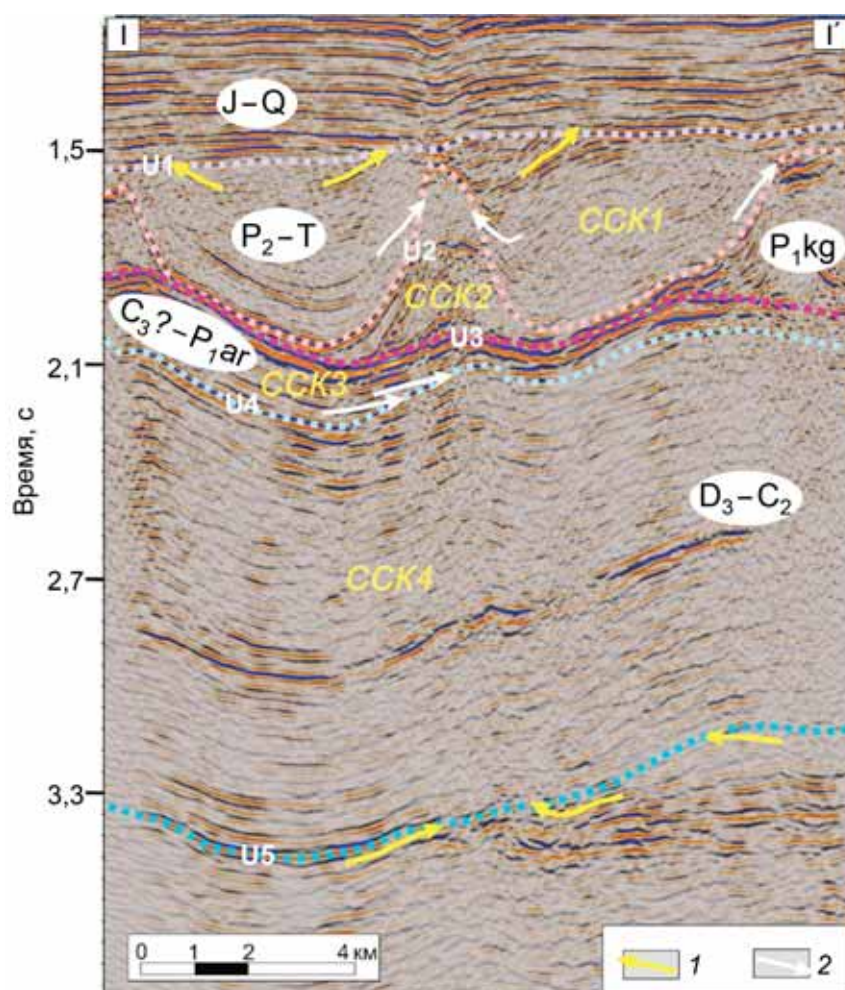
Кроме сейсмических данных, авторы использовали результаты глубокого бурения. К сожалению, в Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоне на подсоловые отложения пробурена лишь одна скважина Сатпаев-1РЗ, которая, достигнув проектной глубины, вскрыла только нижнепермские (P_{1ar}) глинистые отложения [Пронин, Шестоперова, 2020], не войдя в результате в целевой девонско-каменно-

гольный интервал разреза. В отдельных скважинах, целевыми объектами которых были мезозойские отложения, породы на забое датированы московским веком среднего карбона (в процессе бурения по этим отложениям пройдено не более нескольких метров или нескольких десятков метров) [Пронин, Шестоперова, 2019]. Все другие скважины пробурены до нерасчлененной верхнепермско-триасовой толщи, выделяемой ниже поверхности предъюрского несогласия.

На протяжении всей геологической истории Северо-Каспийский регион находился под влиянием многократно изменявшихся тектонического режима и полей напряжения. Для региональных исследований таких территорий традиционно используют метод тектоностратиграфии [Никишин, Копаевич, 2009]. Тектоностратиграфия тесно связана с секвентной стратиграфией и региональной тектоникой. В основе метода лежит выделение поверхностей несогласий и реперов, ограничивающих различные тектоностратиграфические комплексы, которые образовались в течение определенного тектонического режима. Основные материалы для тектоностратиграфического анализа — сейсмические данные, которые позволяют выделять и проследить региональные несогласия и реперы на большой площади.

Результаты исследований и их обсуждение.
Выделение тектоностратиграфических единиц на сейсморазведочных профилях 2D. На региональных сейсмических данных 2D выделены границы несогласий, отвечающих ключевым тектоническим событиям в регионе и свидетельствующих о смене тектонического режима. Сейсмокомплексы между поверхностями несогласий отражают особенности

Рис. 2. Характер выраженности поверхностей несогласий и реперных горизонтов на временном разрезе по профилю I–I' (положение профиля см. на рис. 1): характерные типы залегания слоев: 1 — эрозионное срезание, 2 — подошвенное налегание; U1–U5 — границы несогласий, ССК1–ССК4 — сейсмокомплексы



обстановок осадконакопления внутри мегасеквенций. Проанализированные нами в большом объеме сейсмические данные в комплексе с другими материалами позволили детальнее реконструировать основные тектонические события в позднепалеозойское время и выделить некоторые особенности эволюции процессов седиментации. Пример выделения тектоностратиграфических границ представлен на сейсмическом профиле (рис. 2).

Самое крупное и значительное несогласие в регионе — предъюрское несогласие U1. Оно связано с тектоническими деформациями сжатия, перерывом в осадконакоплении и эрозией в конце триаса, обусловленными орогеническими процессами на юго-востоке Евразийского континента [Волож и др., 1999]. Предъюрское несогласие U1 зафиксировано не только на территории Северного Каспия, но и на значительной площади (сотни квадратных километров) сопряженных территорий. На сейсмических профилях поверхность несогласия хорошо идентифицируется и прослеживается как отражающий горизонт, характеризующийся резким угловым несогласием по отношению к осям синфазности подстилающего комплекса и соответствующий поверхности эрозионного срезания.

Далее вниз по разрезу выделяются границы U2 и U3, которые фиксируются в кровле и подошве

эвапоритовых отложений соответственно. Этим отложениям на временных разрезах соответствует сейсмокомплекс ССК2, представленный хаотичным волновым полем с локально протяженными осями синфазности в его нижней части и часто имеющий характерную форму в виде соляных подушек и диапиров.

Следующее несогласие — U4 — хорошо фиксируется на временных разрезах в западной части изучаемой территории как поверхность подошвенного налегания по отношению к подстилающим отложениям (рис. 2, 3). Отражающий горизонт U4 формировался, вероятно, в результате контраста физических свойств при смене терригенных отложений вниз по разрезу на карбонатные. Согласно литературным данным на прилегающей суше (в Каракульско-Смушковой и Южно-Эмбинской зонах, на Астраханском поднятии) и в акватории (на месторождении Кашаган и по результатам бурения скважины Каламкас-море-1) в разрезе отмечается крупное предпермское несогласие. Логично предположить, что несогласие U4 соответствует именно предпермскому времени.

Наиболее древняя поверхность несогласия, которая прослеживается на сейсмических разрезах 2D в виде поверхности эрозионного срезания, — несогласие U5 (рис. 2). На Северном Каспии оно не

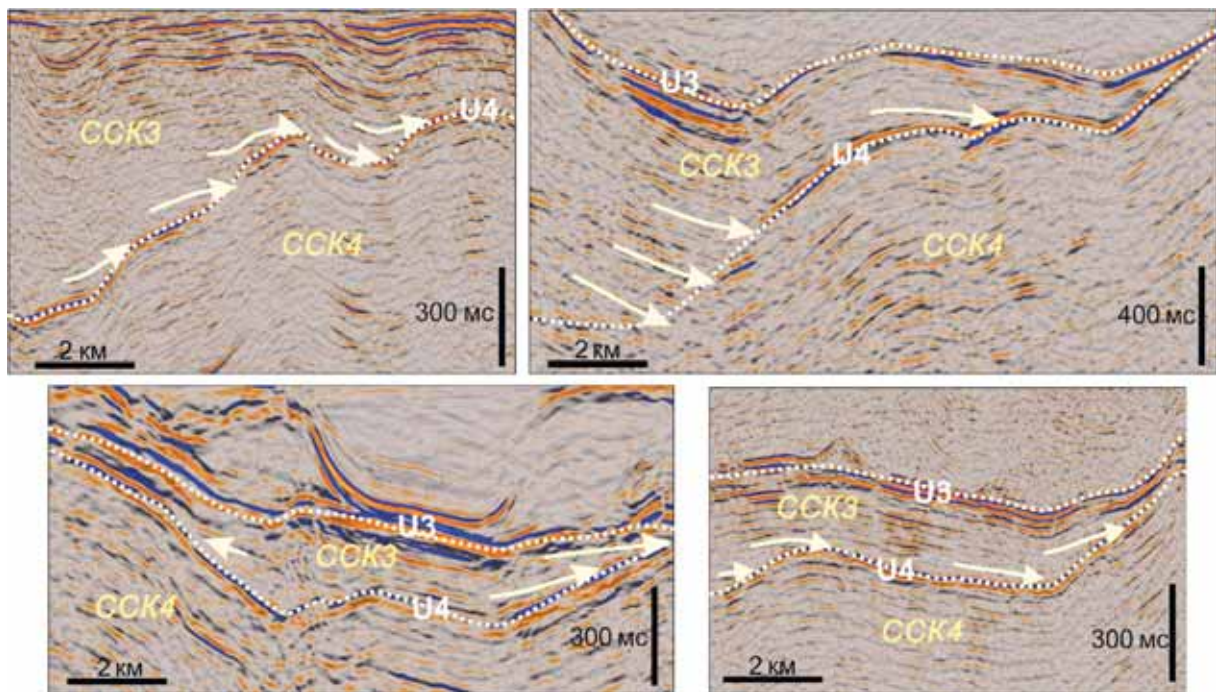


Рис. 3. Выраженность несогласия U4 на временных разрезах (условные обозначения см. на рис. 2)

вскрыто скважинами. На Астраханском поднятии в разрезе зафиксировано отсутствие отложений живетского яруса среднего девона, связанное с предпозднедевонским несогласием. Можно предположить, что это угловое несогласие U5 также имеет предпозднедевонский возраст.

Выделенные на сейсмических профилях поверхности несогласий и реперы ограничивают в девонско-триасовом интервале разреза четыре тектоностратиграфических комплекса, которые образовались в течение определенного тектонического режима.

Тектоностратиграфический комплекс (ССК4), ограниченный несогласиями U4 и U3, фиксирует фазу относительного тектонического покоя и по-

гружения. Он характеризуется на временных разрезах понижением частоты сейсмической записи и имеет преимущественно выдержанную временную мощность. Такая запись волнового поля характерна прежде всего для карбонатных отложений, которые, согласно региональным геологическим данным, образовались здесь в позднедевонско-среднекаменноугольное время.

Комплекс отложений, ограниченный реперами U3 и U4, на временных разрезах представлен разными тектоностратиграфическими комплексами в западной (ССК3) и восточной (ССК3-1) частях Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны (рис. 4). В западной части ССК3 имеет переменную толщину: в синклиналях мощность отложений резко

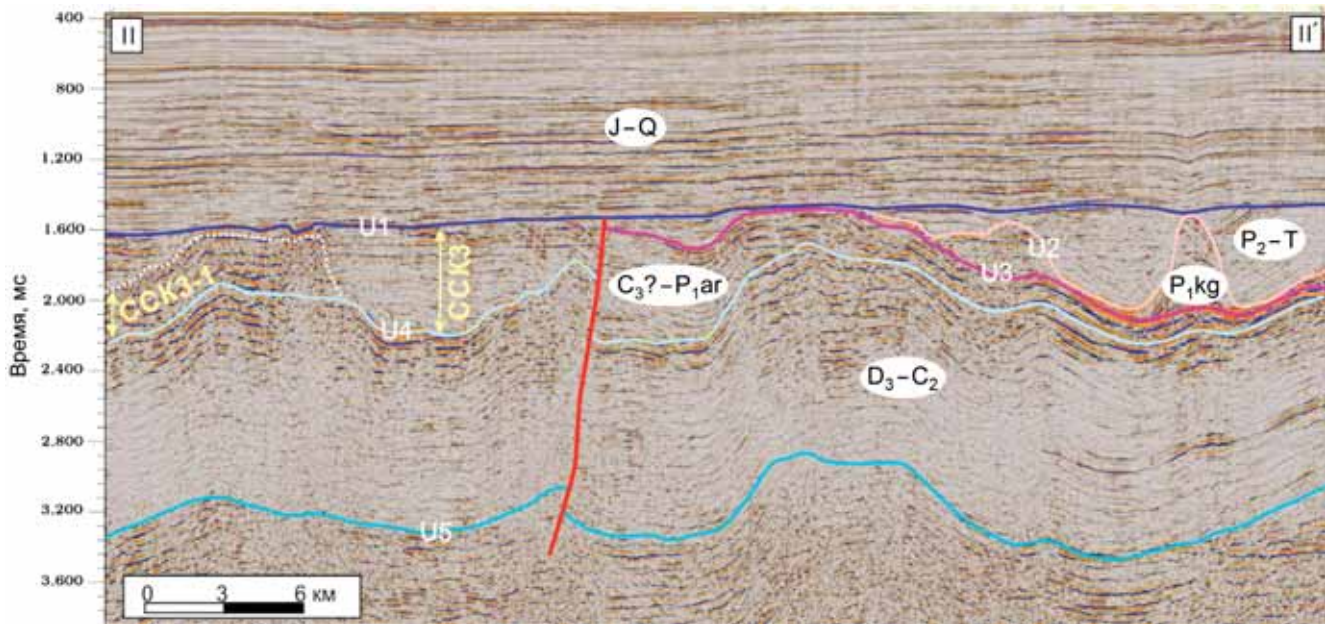


Рис. 4. Временной разрез по линии II–II' (положение профиля см. на рис. 1)

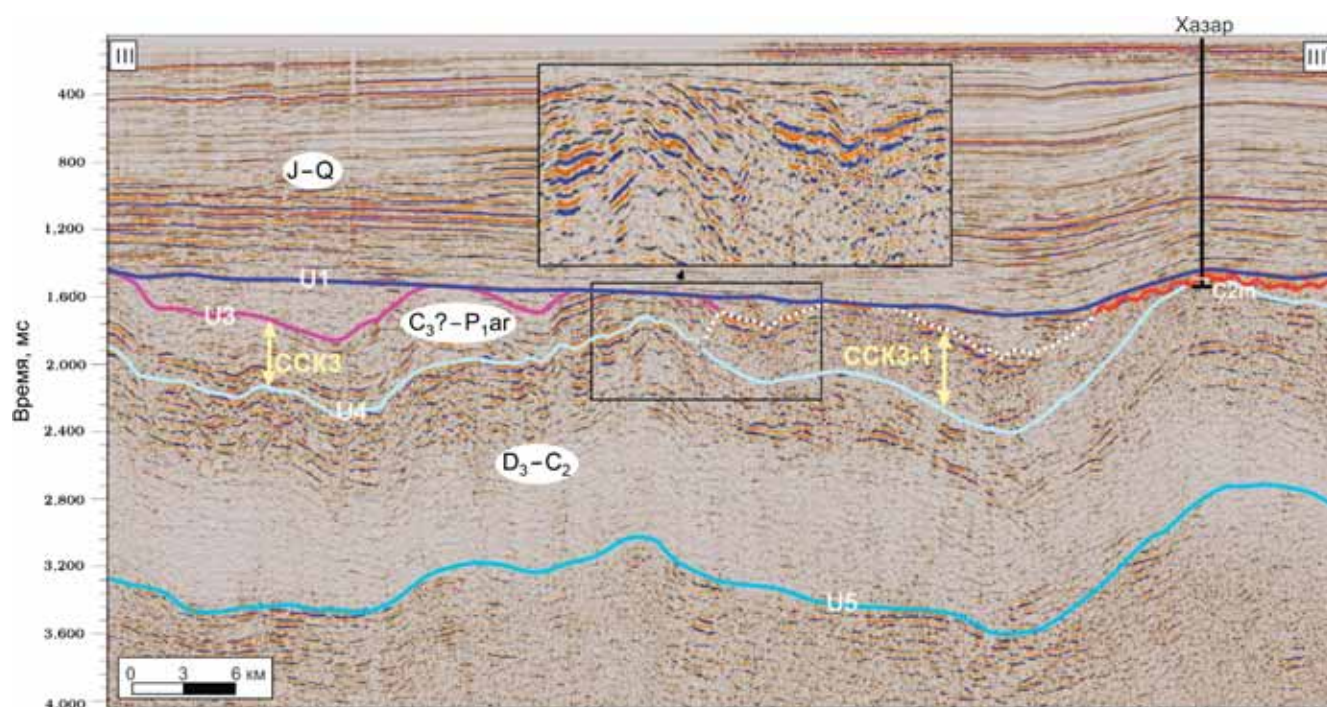


Рис. 5. Временной разрез по линии III–III' (положение профиля см. на рис. 1)

увеличивается, а в пределах антиклиналей уменьшается до практически полного исчезновения. Можно предположить, что комплекс отложений отражает синорогенный этап развития и тектоническую обстановку, характерную для краевого прогиба. В восточной части зоны отмечена другая запись волнового поля (ССК3-1), заключенного между несогласиями U3 и U4. Сейсмокомплекс ССК3-1 вскрыт скважинами Каламкас-море-1, Ауэзов-1 и Нарын-1 под верхнетриасовыми отложениями и сложен аналогично Южно-Эмбинской зоне нижнепермскими отложениями карбонатной платформы [Пронин, Шестоперова, 2019]. На субмеридиональных и субширотных профилях 2D в волновом поле фиксируется резкая граница сейсмокомплекса ССК3-1, ассоциируемая с границей изолированной нижнепермской карбонатной платформы (рис. 5). Можно сделать вывод, что комплекс ССК3-1 формировался в условиях относительного тектонического покоя.

Тектоностратиграфический комплекс ССК2 сложен деформированными эвапоритовыми отложениями, а комплекс ССК1, заключенный между несогласиями U2 и U1, представлен в южной части Северного Каспия синрифтовыми отложениями.

Таким образом, основные границы несогласий в верхнепалеозойско-триасовом комплексе: предюрская, предпермская и предпозднедевонская границы. В результате обобщенного анализа нами была построена тектоностратиграфическая схема (рис. 6).

История геологического развития. В результате анализа в Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоне в палеозойско-триасовом комплексе выделено четыре крупных тектоностратиграфических комплекса, которые соответствуют различным этапам геологической истории: 1) пострифтовому

(D₃–C₂) — время относительного спокойного тектонического развития и погружения; 2) орогенному в западной части зоны, синхронному горообразованию в пределах кряжа Карпинского и формированию во фронтальной части краевого прогиба (C₃?–P₁), а также этапу относительного тектонического покоя в ее восточной части; 3) этапу стабилизации с образованием соляных толщ (P₁k) и 4) рифтовому (P₂–T), сменившемуся в конце триаса коллизионным.

Позднедевонско-среднекаменноугольный период развития. В досреднедевонское время на месте Прикаспийской синеклизы происходило формирование рифтового бассейна с грабенами и полуграбенами и накоплением мощного синрифтового осадочного комплекса. По южному краю Прикаспийского бассейна существовал раннедевонский вулканический пояс [Волож, Парасына, 2008]. В позднем девоне останцы вулканической дуги образовали Астраханско-Актюбинскую зону поднятий, включавшую территории современных Астраханского и Желтыйского поднятий и, вероятно, Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны. Эти палеоподнятия послужили фундаментом для дальнейшего образования карбонатных платформ, рост которых начался в позднем девоне. Этот этап продолжался в ранне- и среднекаменноугольные эпохи и характеризовался разной интенсивностью карбонатообразования, а также небольшими перерывами в осадконакоплении. Сейсмокомплекс ССК3 отражает рассматриваемый временной интервал развития региона.

Иным характером развития отличалась территория на месте современной Южно-Эмбинской надвиговой зоны. В интервале времени от позднего франа до позднего визе здесь формировался краевой прогиб и накапливались терригенные молассовые

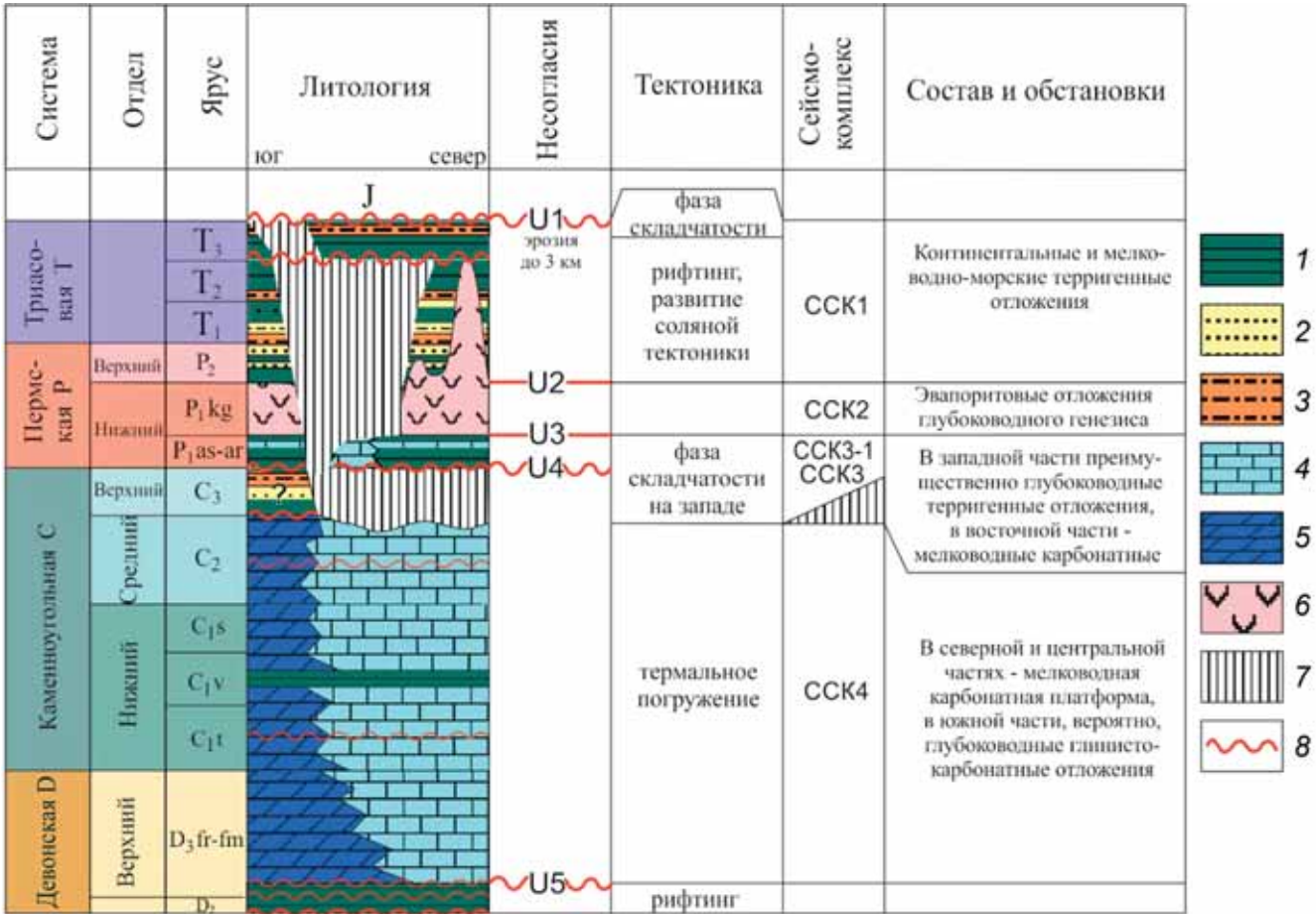


Рис. 6. Тектоностратиграфическая схема верхнепалеозойско-триасового комплекса: 1 — глины, аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — алевриты; 4 — карбонаты; 5 — мергели; 6 — эвапориты; 7 — эрозия; 8 — несогласия

образования. В конце визейского века завершилось сближение Устьюртского террейна с краем Восточно-Европейского палеоконтинента [Абилхасимов, 2016]. Оно сопровождалось интенсивными деформациями сжатия верхнедевонско-нижнекаменноугольного терригенного комплекса Южно-Эмбинской зоны и излиянием андезитовых лав. В результате этих процессов формировался инверсионный Южно-Эмбинский мегавал, который ограничил с юго-востока Прикаспийский бассейн [Абилхасимов, 2016]. На территории Северного Каспия на временных сейсмических разрезах признаки проявления этих процессов не идентифицируются.

Позднекаменноугольно-раннепермский период развития. Как отмечено выше, западная и восточная части территории исследования в позднекаменноугольно-раннепермское время развивались по-разному.

Согласно современному тектоническому плану по подсолевому структурному этажу Северо-Каспийская складчато-надвиговая зона продолжает Каракульско-Смушковскую складчато-надвиговую зону. Последняя расположена на западе от Северного Каспия, ее активно изучали геофизическими методами и бурением в 1970–1980-х гг. Бурением в Южно-Астраханской зоне поднятий, на Краснохудукском и Смушковском валах Каракульско-

Смушковской складчато-надвиговой зоны вскрыты молассовые отложения верхнего карбона (рис. 7). В направлении с юга на север эти отложения выклиниваются [Капустин и др., 1986]. Ю.А. Волож и В.С. Парасына отмечают [2008], что в разрезе фиксируется также уменьшение мощности отложений с запада на восток. Кроме этого, бурением вскрыты депрессионные терригенные отложения нижней перми, залегающие с угловым несогласием на подстилающих каменноугольных породах. В.В. Пыхалов отмечает [2015], что нижнепермский (докунгурский) тип разреза формировался в условиях предгорного прогиба. Таким образом, в позднекаменноугольно-раннепермское время на территории современной Каракульско-Смушковской складчато-надвиговой зоны развивался краевой прогиб, заполнявшийся продуктами разрушения горной системы Карпинского (ныне это территория кряжа Карпинского). В позднекаменноугольное время в пределах этой территории проявилась первая фаза складчатости, а следующая — на рубеже карбона и перми. Именно в это время произошла главная фаза инверсии тектонического режима в районе современного кряжа Карпинского.

В западной части Северного Каспия расположены скважины Укатная-1, Жамбыл-1, Жетысу-1, которые не были добурены до верхнекаменноуголь-

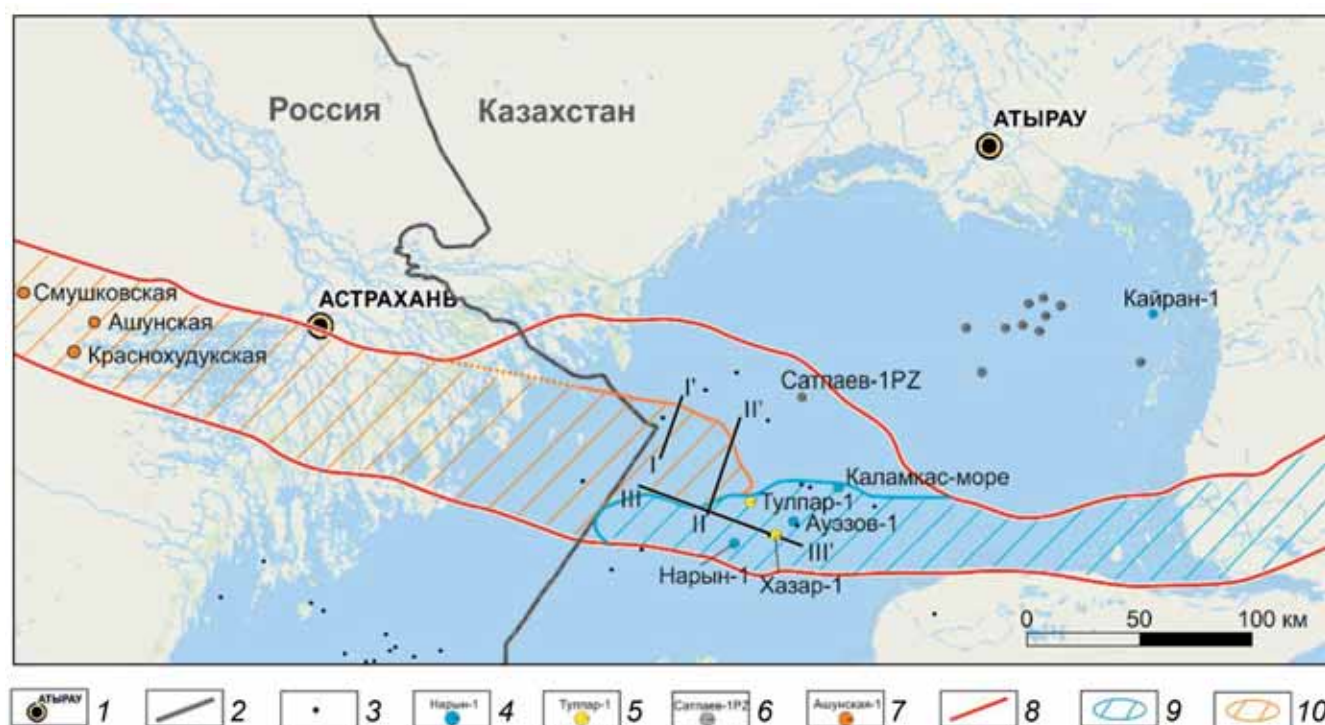


Рис. 7. Обзорная карта структурных элементов и распространения комплексов пород в ассельско-артинское время: 1 — крупные города; 2 — граница РФ и Казахстана; 3–7 — скважины, в которых ассельско-артинские отложения: 3 — не вскрыты, 4 — карбонатные, 5 — отсутствуют (эродированы), 6 — глубоководные глинистые, 7 — терригенные (отложения краевого прогиба); 8 — границы тектонических элементов по кровле палеозойского комплекса; 9 — предполагаемая граница нижнепермского карбонатного комплекса; 10 — предполагаемая граница Каракульско-Смушковского раннепермского краевого прогиба

но-нижнепермского комплекса. Скважина Сатпаев-1PZ вскрыла около 1 км разреза нижнепермских глубоководных глин, в которых и была остановлена [Пронин, Шестоперова, 2020]. Рассматриваемый этап развития в западной части Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны фиксируется сейсмокомплексом ССКЗ, характеризующимся переменными толщинами. Этот сейсмокомплекс связан, вероятно, с отложениями краевого прогиба (как продолжение Каракульско-Смушковского) и представлен продуктами разрушения горной системы Карпинского.

Иной характер развития в позднекаменноугольно-раннепермское время проявился в Южно-Эмбинской зоне, расположенной на востоке от изучаемой территории. В позднекаменноугольное время резкое падение уровня моря привело здесь к частичному размыву ранее накопившихся отложений в области приподнятых участков и карбонатных построек. После длительного перерыва в осадконакоплении в раннепермское время произошла трансгрессия моря и продолжилось карбонатакопление [Абилхасимов, 2016]. Как отмечено нами выше, согласно результатам бурения и анализа сейсморазведочных данных, восточная часть современной Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны в среднекаменноугольное и раннепермское время представляла собой мелководную карбонатную платформу и, вероятно, продолжала Южно-Эмбинскую зону

(рис. 7). Отметим, что северная и западная границы этой платформы картируются достаточно уверенно, а южная проведена условно. Эти границы хорошо согласуются с результатами более ранних исследований [Пронин, Шестоперова, 2019]: в разрезах скважин Каламкас-море-1 вскрыты склоновые отложения карбонатной платформы, а в скважинах Хазар-1, Ауэзов-1 и Тулпар-1 — мелководные.

Кунгурский этап развития. К началу кунгурского века бассейн осадконакопления в пределах современной Прикаспийской синеклизы стал изолированным, и в нем накапливались эвапориты, которые частично нивелировали рельеф глубоководной впадины [Куницына и др., 2022]. Отложение пород этого комплекса стало ключевым фактором активно проявившихся впоследствии процессов галокинеза.

Позднепермско-триасовый период развития. В поздней перми и триасе в пределах современной Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны терригенные отложения заполняли пониженные формы рельефа. На территории Прикаспийской синеклизы под нагрузкой молодых осадков начался рост соляных диапиров. В то же время на юге исследуемой территории проявились процессы рифтогенеза [Никишин и др., 2005].

Рассмотрим подробнее историю развития южной части Северного Каспия. Она расположена в пределах кряжа Карпинского. Последний находится на продолжении девонского рифта Донбасса [Волож

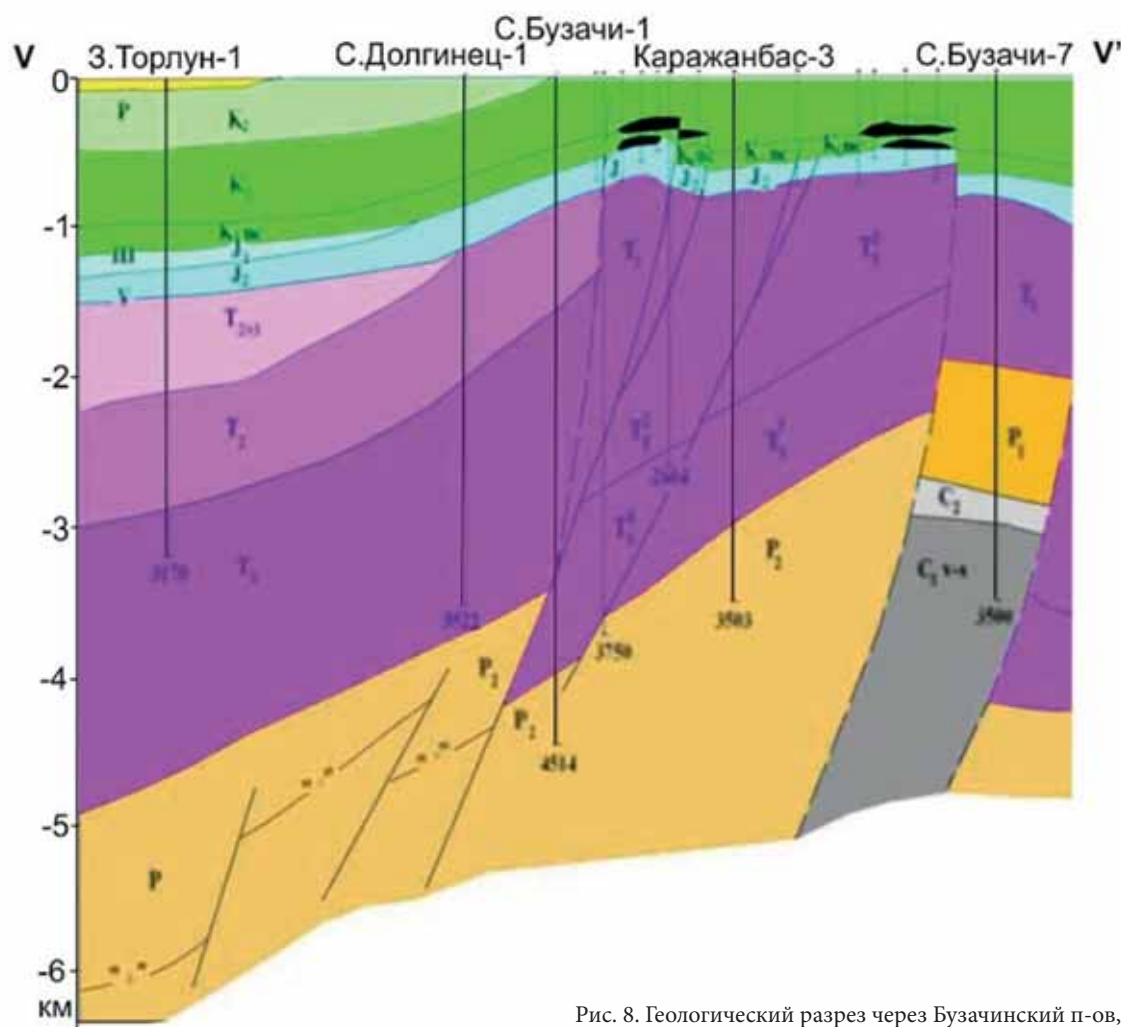


Рис. 8. Геологический разрез через Бузачинский п-ов, по [Блоки..., 2003]

и др., 1999], поэтому предполагается, что в девоне на месте кряжа Карпинского также развивался рифтовый бассейн, который в позднекаменноугольном и раннепермском периодах был инверсирован (вовлечен в процессы орогении), что сопровождалось формированием краевого прогиба. В поздней перми и ранне-среднем триасе на этой территории вновь проявился рифтинг с формированием глубоких (до 3–5 км) рифтовых впадин. Одна из них находилась на юге исследуемой территории (под Кулалинским валом). Приблизительно в конце триаса в регионе проявились процессы интенсивного сжатия. Большинство рифтовых палеобассейнов испытало инверсию тектонических движений с образованием складчато-надвиговых структур [Волож и др., 1999]. Деформации сжатия в значительной степени осложнялись сдвиговыми смещениями. В современном структурном плане толщи триасовых бассейнов проявлены на разрезах в виде остаточных комплексов пород после деформаций и эрозии.

Наиболее полный разрез рифтового комплекса вскрыт на п-ове Бузачи (рис. 8). Здесь в составе пермско-триасовых отложений выделяют три комплекса пород: красноцветный, пестроцветный и сероцветный. Красноцветный литолого-стратиграфический

комплекс включает отложения верхней перми и нижнего триаса, пестроцветный — среднего триаса, а сероцветный — верхнего триаса [Блоки..., 2003].

Предыдущими исследователями область развития верхнепермско-триасового рифта на территории Каспийского моря не была закартирована. Отложения рифтового комплекса значительной мощности вскрыты в пределах акватории в разрезах скважин Курмангазы-1 (1077 м среднетриасовых отложений) и Тюб-Караган-1 (около 620 м нижнетриасовых отложений). Большая часть скважин в пределах Каспийско-Мангышлакской системы поднятий, выделяющейся по мезозойским отложениям, остановлена в юрских отложениях. В пределах Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны скважины на структурах Хазар, Ауэзов, Тулпар и Каламкас-море вскрывают лишь небольшую мощность (менее 100 м) верхнетриасовых отложений, залегающих на среднекаменноугольных или нижнепермских карбонатных породах (рис. 9).

По сейсмическим данным в южной части Северного Каспия выделяется инверсированный прогиб, сложенный верхнепермско-триасовыми отложениями (рис. 10). На сейсмических профилях синрифтовый комплекс имеет отчетливую верхнюю

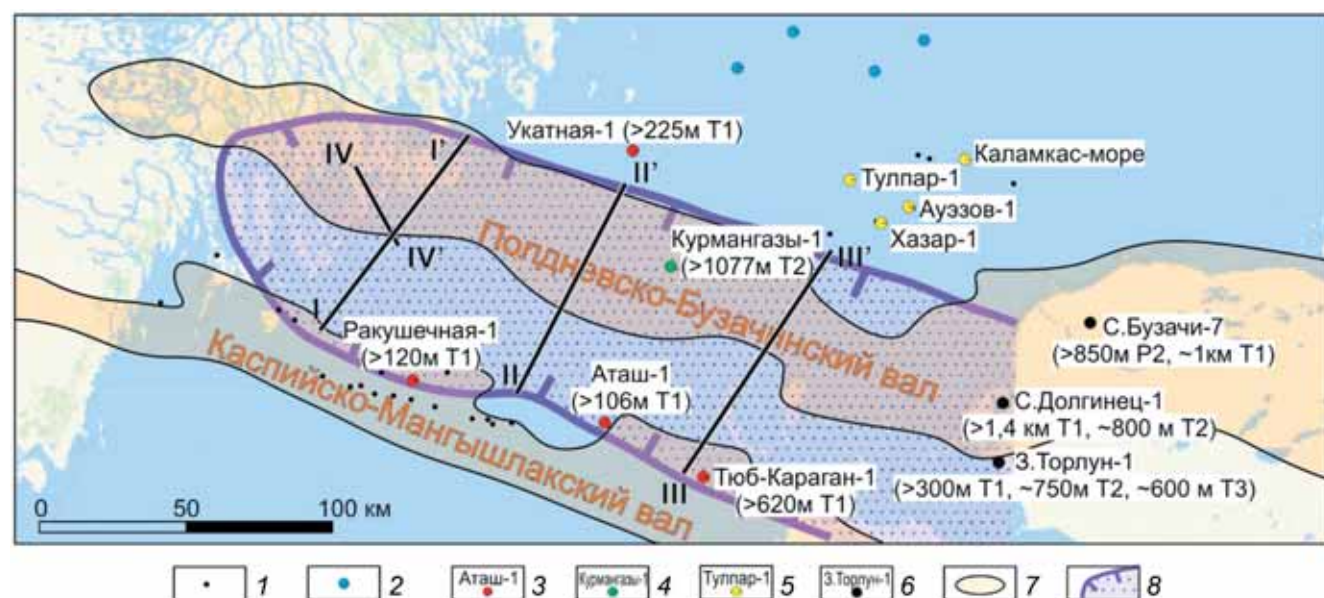


Рис. 9. Обзорная карта структурных элементов и скважин, вскрывших верхнепермско-триасовые отложения: 1 — скважины, остановленные в юрских отложениях; 2–6 — скважины, вскрывшие под юрскими отложениями: 2 — нерасчлененные верхнепермско-триасовые отложения, 3 — нижнетриасовые отложения, 4 — среднетриасовые отложения, 5 — верхнетриасовые отложения при полном отсутствии верхнепермско-среднетриасовых, 6 — различные комплексы рифтовых отложений большой мощности; 7 — системы поднятий по мезозойским отложениям; 8 — предполагаемая граница распространения позднепермско-триасового рифта

границу. Ей отвечает триасово-юрское несогласие (U1), выделяемое в подошве юрских отложений и вскрытое в разрезах многих скважин. Подошвой предполагаемого синрифтового комплекса в его северной части служит яркое динамичное отражение, выше которого видны четкие оси синфазности, а ниже — протяженные отражения практически отсутствуют.

В южном направлении корреляция нижней границы комплекса затруднена и весьма неоднозначна. На поперечных профилях проявлена складчатая структура синрифтового комплекса с многочисленными разрывными нарушениями. В западном направлении в пределах акватории отложения палеорифта выходят под поверхность предъюрского размыва.

По результатам интерпретации сейсмических и скважинных данных можно сделать вывод, что северной границей остаточного триасового палеорифта служит северный склон Полдневско-Бузачинской системы поднятий. Севернее него останцы верхнепермско-триасовых отложений сохранились лишь в локальных впадинах. Верхнепермско-триасовые отложения в северной части Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны (район расположения скважин Сатпаев, Жамбыл и Жетысу) и на юге Прикаспийской впадины имеют схожее строение и не являются палеорифтовыми образованиями.

Южная граница остаточного палеорифтового комплекса фиксируется по сейсмическим данным не так однозначно в связи с отсутствием реперных отражающих горизонтов в верхнепермско-триасовых отложениях. Предположительно она расположена под Каспийско-Мангышлакской системой поднятий.

По юрско-меловым отложениям этой зоне отвечает зона правостороннего сдвига.

Отметим, что верхнепермско-нижнетриасовые отложения имеют максимальную мощность в районе Северо-Ракушечного и Южно-Бузачинского прогибов (между Полдневско-Бузачинской и Каспийско-Мангышлакской системами поднятий). В северном направлении их мощность уменьшается. Можно предположить, что палеорифт имел асимметричное строение. Главный разлом, который контролировал этот палеорифт, находился, вероятно, на юге, под современной Каспийско-Мангышлакской системой поднятий.

Таким образом, комплексы пород остаточного триасового рифта в пределах акватории распространены в субмеридиональном направлении от северного склона Полдневско-Бузачинской системы поднятий до Каспийско-Мангышлакской системы поднятий и в субширотном направлении — от западной границы Каспийского моря и уходит далее под Бузачинский п-ов (рис. 11). Мы предлагаем именовать этот позднепермско-триасовый палеорифт Полдневско-Бузачинским.

В конце триаса закрытие океана Палеотетис привело к началу коллизионных процессов на современном Северном Каспии, что обусловило регрессию морского бассейна и глубокий размыв верхнекаменноугольно-триасового комплекса пород, а также усиление роста соляных куполов [Хаин и др., 2009]. Время деформаций фиксируется до ранней юры. В региональном плане эти деформации имели место и на рубеже среднего и позднего триаса. В ходе доюрских процессов воздымания и деформаций было эродировано около 1–2 км, возможно и боль-

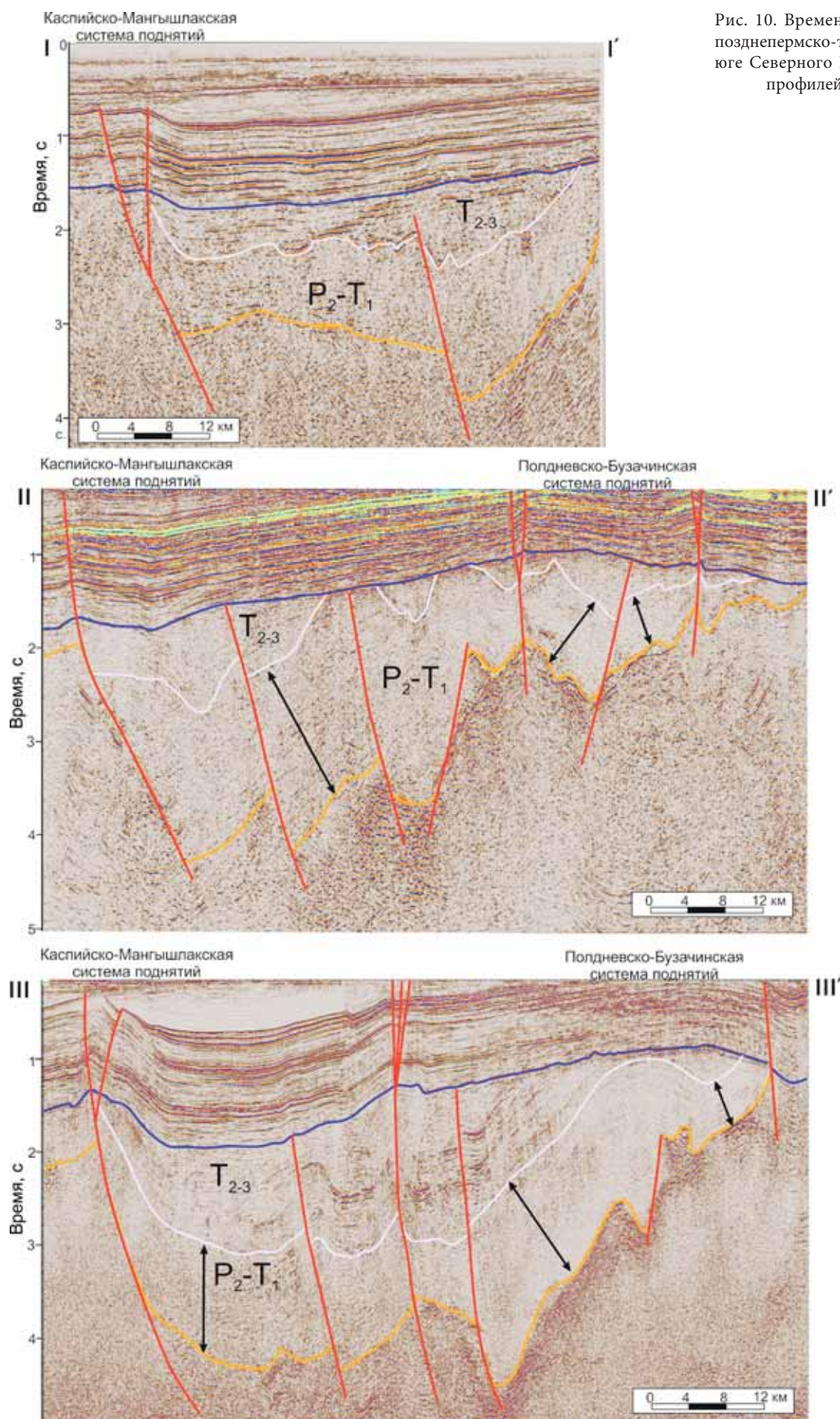


Рис. 10. Временные разрезы через позднепермско-триасовый грабен на юге Северного Каспия (положение профилей см. на рис. 9)

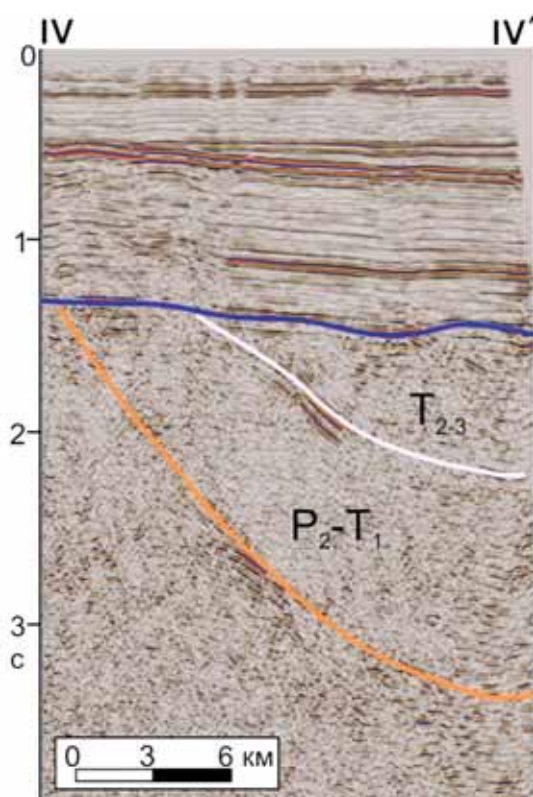


Рис. 11. Временной разрез по линии IV–IV' (положение профиля см. на рис. 9)

ше, пермско-триасового комплекса, а в некоторых местах и нижележащих отложений. Складчато-надвиговые деформации были значительно осложнены сдвиговыми перемещениями. На месте современных Каракульско-Смушковской, Северо-Каспийской и Южно-Эмбинской зон сформировалась горная система с последующим проявлением в их пределах процессов эрозии пород мощностью до нескольких километров.

Активизация тектонических движений в юрско-четвертичное время (киммерийская и альпийская фазы складчатости) практически не повлияла на строение палеозойского структурного этажа, в котором происходили лишь малоамплитудные смещения по существующим тектоническим нарушениям.

Таким образом, значительное влияние на развитие и структурный план верхнепалеозойского структурного этажа оказали две фазы складчатых деформаций — позднекаменноугольно-раннепермская (в районе современной Каракульско-Смушковской складчато-надвиговой зоны) и позднетриасовая (на всей Калмыцко-Устюртской системе палеозойских дислокаций), а также позднепермско-триасовый рифтинг.

Заключение. В результате проведенных нами исследований в истории геологического развития

Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны можно выделить пять крупных этапов.

Позднедевонско-среднекаменноугольный этап отличался стабилизацией условий осадконакопления на большей части территории с различной интенсивностью карбонатообразования и небольшими перерывами в осадконакоплении. Лишь область современной Южно-Эмбинской надвиговой зоны в то время была частью краевого прогиба.

Позднекаменноугольно-раннепермский этап характеризовался различными обстановками. В западной части современной Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны зафиксировано формирование краевого прогиба (как продолжение Каракульско-Смушковского краевого прогиба), который заполнялся продуктами разрушения горной системы Карпинского (области современного края Карпинского). В то же время в восточной части происходило накопление карбонатного комплекса, продолжающегося Южно-Эмбинской карбонатной платформой.

Кунгурскому веку соответствует кратковременный этап стабилизации. Бассейн осадконакопления в пределах современной Прикаспийской синеклизы стал изолированным, в нем накапливались эвапориты, которые практически полностью нивелировали рельеф глубоководной впадины после некомпенсированного прогибания. В пределах современной Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны происходило накопление небольших толщ эвапоритов, вероятно, с преобладанием ангидритов.

В позднепермско-триасовый этап на юге исследуемой территории формировался Полдневско-Бузачинский асимметричный рифт. В конце триаса в результате коллизионных процессов образовалась Калмыцко-Устюртская система палеозойских дислокаций, часть которой — Северо-Каспийская складчато-надвиговая зона. В ходе доюрских деформаций и воздымания было эродировано 1–2 км, а вероятно и более, пород пермо-триасового комплекса, а местами и нижележащих отложений (вплоть до среднекаменноугольных).

Юрско-четвертичное время характеризовалось относительной стабильностью развития территории. Активизация тектонических движений в конце юрского периода и начале палеогена практически не оказала влияния на строение палеозойского структурного этажа, в котором происходили лишь малоамплитудные смещения по существующим тектоническим нарушениям.

Благодарности. Авторы выражают благодарность компании ПАО «НК «Роснефть» за предоставленную возможность использовать и публиковать материалы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абилхасимов Х.Б. Особенности формирования природных резервуаров палеозойских отложений Прикаспийской впадины и оценка перспектив их нефтегазоносности. М.: Изд. дом Академии естествознания, 2016. 244 с.

Афанасенков А.П., Скворцов М.Б., Никишин А.М. и др. Геологическая история и нефтяные системы Северного Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 3. С. 3–10.

Блоки казахстанской части Каспийского шельфа. Перспективы нефтегазоносности. ЮКОС — Центральная Азия. Алматы, 2003. 119 с.

Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.

Волож Ю.А., Парасына В.С. Астраханский карбонатный массив. Строение и нефтегазоносность. М.: Научный мир, 2008. 222 с.

Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г., Молодых Г.Н. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Калмыкии. Элиста: Калмыцкое кн. изд-во, 1986. 155с.

Куницына И.В., Дердуга А.В., Вержбицкий В.Е. и др. Прогноз распространения кунгурских соленосных отложений в пределах Северного Каспия // Геология нефти и газа. 2022. № 3. С. 17–27.

Куницына И.В., Дердуга А.В., Никишин А.М., Короткова М.А. Тектоническое строение и история развития

палеозойского комплекса Северного Каспия // Геология нефти и газа. 2020. № 3. С. 11–17.

Никишин А.М., Копяевич Л.Ф. Тектоностратиграфия как основа палеотектонических реконструкций // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 3–12.

Никишин А.М., Циглер П.А., Панов Д.И. и др. Позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская тектоническая история и геодинамика южной части Восточной Европы. М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. 163 с.

Пронин А.П., Шестоперова Л.В. Нижнепермские отложения Северо-Каспийского поднятия (северная часть акватории Каспийского моря, Казахстан) // Недра Поволжья и Прикаспия. 2020. Вып. 101. С. 37–47.

Пронин А.П., Шестоперова Л.В. Литолого-стратиграфическая характеристика доюрских отложений Северо-Каспийского поднятия // Недра Поволжья и Прикаспия. 2019. Вып. 99. С. 35–47.

Пыхалов В.В. Определение новых нефтегазоперспективных направлений на основе геологической модели Астраханского свода: Автореф. докт. дисс. М., 2015.

Хаин В.Е., Попков В.И., Воскресенский И.А. и др. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы // Объясн. зап. к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000. Краснодар, 2009.

Статья поступила в редакцию 11.05.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УДК 551.71:551.72:550.93(470.55/.57)

АРЕАЛ ПРОЯВЛЕНИЯ ВНУТРИВИЗЕЙСКОЙ ФАЗЫ ТЕКТОГЕНЕЗА В ВОСТОЧНОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА (ПО ДАННЫМ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ СОЛНЕЧНОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ВИЗЕ)

**Александр Вениаминович Тевелев¹✉, Александра Андреевна Борисенко²,
Иван Дмитриевич Соболев³, Алексей Юрьевич Казанский⁴,
Наталья Витальевна Правикова⁵, Егор Владимирович Коптев⁶,
Екатерина Алексеевна Володина⁷, Василий Станиславович Червяковский⁸**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; atevelev@yandex.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени М.В. Федоровского, Москва, Россия; borsanya@yandex.ru

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; sobolev_id@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени М.В. Федоровского, Москва, Россия; kazansky_alex@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; npravikova@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; coptevgor@gmail.com

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; ekaterina.volodina2015@yandex.ru

⁸ Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого (ФГБУН ИГиГ УрО РАН); Екатеринбург, Россия; v.chervyakovskiy@mail.ru

Аннотация. Цель работы состояла в определении источников сноса для верхневизейской солнечной толщи (Южный Урал) с помощью U–Pb датирования детритовых цирконов. Для анализа выбраны 138 кристаллов циркона с дискордантностью в интервале $\pm 10\%$. Подавляющая часть кристаллов циркона имеет ордовикский и кембрийский возраст. Главный пик приходится на начало ордовикского периода (около 480 млн лет назад), а локальные пики — на начало позднего ордовика, середину кембрия и ранний кембрий. Снос терригенного материала происходил исключительно из Восточно-Уральской мегазоны.

Ключевые слова: Южный Урал, визейский век, детритовые цирконы, U–Pb (ЛА–ИСП–МС) датирование, саурская фаза

Для цитирования: Тевелев А.В., Борисенко А.А., Соболев И.Д., Казанский А.Ю., Правикова Н.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Червяковский В.С. Ареал проявления внутривизейской фазы тектогенеза в восточных зонах Южного Урала (по данным U–Pb датирования детритовых цирконов из солнечной толщи верхнего визе) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 47–56.

THE AREAS OF MANIFESTATION OF THE INTRAVISEAN OROGENY IN THE EASTERN ZONES OF THE SOUTHERN URALS (ACCORDING TO THE DETRITAL ZIRCONS U–Pb DATING DATA FROM THE SOLNECHNAYA FORMATION OF THE UPPER VISEAN)

**Alexander V. Tevelev¹✉, Alexandra A. Borisenko², Ivan D. Sobolev³,
Alexey Yu. Kazansky⁴, Natalia V. Pravikova⁵, Egor V. Koptev⁶, Ekaterina A. Volodina⁷,
Vasiliy S. Chervyakovskiy⁸**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; atevelev@yandex.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University; Fedorovsky All-Russian scientific research Institute of mineral resource, Moscow, Russia; borsanya@yandex.ru

³ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry; (IGEM) RAS, Moscow, Russia; sobolev_id@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University; Fedorovsky All-Russian scientific research Institute of mineral resources, Moscow, Russia; kazansky_alex@mail.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; npravikova@mail.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; coptevgor@gmail.com

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; ekaterina.volodina2015@yandex.ru

⁸ The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of RAS; Ekaterinburg, Russia; v.chervyakovskiy@mail.ru

Abstract. The aim of this work is to determine the provenance for the Upper Visean Solnechnay formation (The Southern Urals) using the U-Pb dating of detrital zircons. 138 zircon grains with discordance range of $\pm 10\%$ were selected for the analysis. The vast majority of the zircons yielded the Ordovician and Cambrian ages. The main peak corresponds to the beginning of the Ordovician period (circa 480 Ma), and the secondary peaks correspond to the beginning of the Late Ordovician, the middle Cambrian, and the early Cambrian. The clastic material was derived from the East Ural megazone exclusively.

Key words: Southern Urals, Visean, detrital zircons, U-Pb (LA-IC-MS) dating, Saurian orogeny

For citation: Tevelev A.V., Borisenko A.A., Sobolev I.D., Kazansky A.Yu., Pravikova N.V., Koptev E.V., Volodina E.A., Chervyakovskiy V.S. The areas of manifestation of the Intravisean orogeny in the Eastern Zones of the Southern Urals (According to the detrital zircons U-Pb dating data from the Solnechnaya Formation of the Upper Visean). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5; 47–56. (In Russ.).

Введение. Современная структура Урала сформировалась в результате уральского орогенеза, который продолжался с середины московского века до конца перми [Наливкин, 1950; Пучков, 2000; Прудников и др., 2015]. Вместе с тем для восточных зон Уральского орогена существенную роль сыграла фаза тектогенеза, произошедшая в середине визейского века. Несмотря на локальность проявления, ее можно считать предтечей общеуральского орогенеза.

В структуре Восточного Урала традиционно выделяют две мегазоны [Пучков, 2000 и др.]: Магнитогорскую и Восточно-Уральскую, разделенные узкой шовной зоной (Уйско-Новооренбургской) (рис. 1).

Внутривизейская фаза тектогенеза фиксируется в пределах Восточно-Уральской мегазоны по структурному несогласию в основании терригенно-карбонатной солнечной толщи поздневизейского возраста и залегающей выше верхневизейско-серпуховской карбонатной биргильдинской свиты. В Магнитогорской мегазоне несогласие отчетливо не выражено и носит по большей части характер параллельного. Однако внутривизейская фаза тектогенеза косвенно проявлена и в этой мегазо-

не. В середине визейского века в Магнитогорской мегазоне завершился рифтинг, сопровождавшийся вулканизмом (контрастная субщелочная серия), и началось повсеместное карбонатное осадконакопление. Несогласие в основании верхневизейских толщ отмечали многие исследователи, проводившие крупномасштабное геологическое картирование еще в 1970-е гг., однако принципиального значения ему не придавали. Новые данные, полученные при проведении среднемасштабного геологического доизучения [Мосейчук и др., 2013; Тевелев и др., 2018], указывают на существенную роль внутривизейского тектогенеза в формировании структуры Восточного Урала.

Материалы и методы исследований. Цель работы состояла в определении источников сноса для солнечной толщи с помощью датирования детритовых цирконов. Аналитические данные о изотопном составе U-Pb системы получены с использованием масс-спектрометрии (МС) с индуктивно-связанной плазмой (ИСП) и лазерной абляцией (ЛА) проб (ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», Екатеринбург). U-Pb датирование кристаллов циркона выполнено на квадрупольном ИСП-МС NexION 300S с приставкой для

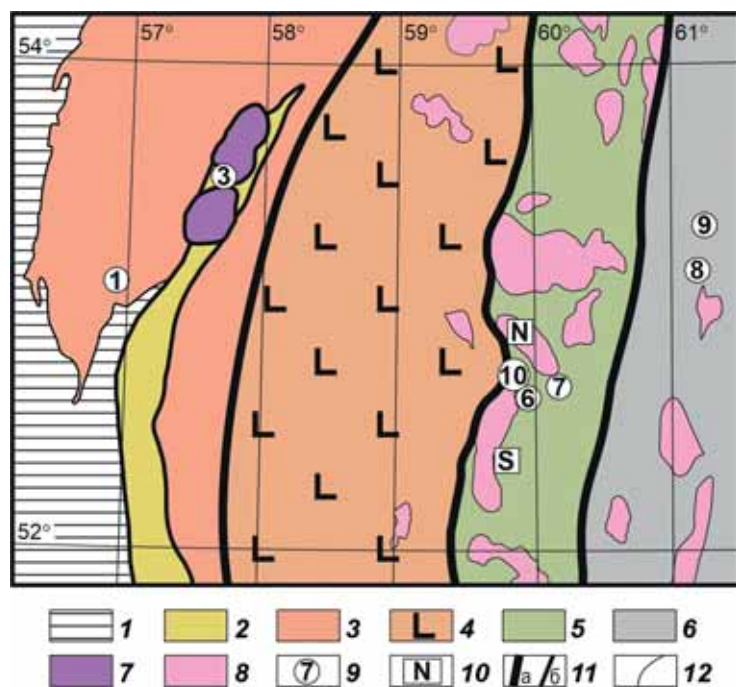


Рис. 1. Схема строения изученного района: 1–6 — структурные элементы Южного Урала: 1 — Предуральский краевой прогиб; 2 — Зилаирский прогиб, включающий Сакмарский и Кракинский аллохтоны; 3 — комплексы Башкирской мегазоны и зоны Уралтау; 4 — Магнитогорская мегазона; 5 — Восточно-Уральская мегазона; 6 — Зауральская мегазона; 7 — ультрамафитовые массивы Крака; 8 — гранитоидные массивы; 9 — точки отбора проб на детритовые цирконы (объяснения см. в тексте); 10 — места отбора проб на цирконы из гранитоидов и метаморфитов (N — Неплюевский массив, S — экзоконтат Суундукского массива); 11 — разрывы (a — главные, б — прочие); 12 — геологические границы

ЛА NWR 213 при диаметре кратера 25 мкм (аналитик В.С. Червяковский). Использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Процедура измерения изотопных отношений Pb/U и алгоритм расчета возраста изложены в [Зайцева, 2016]. Гистограммы и кривые плотности вероятности построены в программе Dezirteer 1.0.2 [Powerman et al., 2021].

Результаты исследований и их обсуждение.
Строение Восточно-Уральской мегазоны в середине визейского века. В преддверии внутривизейской фазы тектогенеза Восточно-Уральская мегазона имела отчетливо двухъярусное строение. Фундамент мегазоны был погружен на глубину не менее 2 км и представлял собой цепочку блоков, разделенных широтными разрывами. В строении фундамента принимали участие дислоцированные раннепалеозойские метаморфические и стратифицированные комплексы: гнейсы и кристаллические сланцы кусаканской толщи и углеродистые кварциты чулаксайской свиты раннего палеозоя (?), граувакки рымникской свиты нижнего ордовика, метааркозы маячной свиты нижнего–среднего ордовика, а также аповулканогенные кварц-эпидот-плагноклаз-роговообманковые кристаллосланцы слюдинской толщи предположительно нижнего ордовика. Эти породы были прорваны крупными массивами гранитоидов неплюевского комплекса (Суундукским, Неплюевским, Крыклинским), для которых доказан турнейско-ранневизейский возраст, и Астафьевским массивом предположительно раннекаменноугольного [Попов и др., 2003] или силурийского [Горожанин и др., 1999] возраста. На обеих окраинах мегазоны в позднефранское время сформировались вулканические пояса шошонит-абсарокитовой и шошонит-латит-риодацитово-формаций.

В строении чехла Восточно-Уральской мегазоны участвовали две формации — терригенная паралическая угленосная турне-ранневизейская (брединская свита и ее возрастные аналоги), а также средневизейская высокотитанистых натриевых базальтов (березняковский вулканический комплекс и его аналоги). Детальное изучение раннекаменноугольных вулкаников показало, что они имеют рифтогенную природу [Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2005].

Строение Магнитогорской мегазоны в середине визейского века. В Магнитогорской мегазоне внутривизейская фаза проявлена только косвенно — приблизительно в середине визейского века здесь завершился рифтинг и связанный с ним вулканизм, началось повсеместное карбонатное осадконакопление (кизильская свита). Вероятно, кизильская свита залегает на вулканиках с параллельным несогласием. К середине визейского века разрез восточной части мегазоны был представлен девонскими островодужными и турне-ранневизейскими рифтогенными вулканиками с пачками известняков [Мосейчук и др., 2013].

Положение и состав солнечной толщи. Солнечная толща впервые была выделена В.М. Мосейчуком с коллегами [2013] при проведении региональных геологических исследований при подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 территории листа N-40-XXX, где солнечная толща представлена субаркозовыми, аркозовыми, полимиктовыми, кварцевыми метапесчаниками, метагравелитами с прослоями метаконгломератов, графитсодержащих метаалевролитов, мраморизованных известняков, углистых мергелей. Солнечная толща имеет незначительное распространение в двух ареалах Восточно-Уральской мегазоны. На севере она выходит узкой полосой северо-восточного простирания (приблизительно 8×1 км) и перекрывает гранитоиды неплюевского комплекса Суундукского плутона. Перекрытие доказано детальными работами и данными бурения — базальные валунно-глыбовые конглобрекции солнечной толщи содержат гальку и глыбы плагногранитов неплюевского комплекса [Мосейчук и др., 2013].

Южнее солнечная толща образует несколько разноориентированных пологих складок длиной не более 6 км и шириной 0,5–2,0 км. С аркозовым контактом она налегает на гранитоиды Крыклинского массива того же неплюевского комплекса и согласно перекрывает биргильдинской толщей [Тевелев и др., 2018]. В контакте с Крыклинским массивом в подошве толщи прослеживается пачка базальных гравелитов и конгломератов мощностью 50–100 м с галькой кварцитов, гранитоидов, осколков кварца в кварцево-полевошпатовом песчанистом цементе. По простиранию базального горизонта на юг конгломераты и гравелиты сменяются аркозовыми и полимиктовыми гравелитистыми полосчатыми песчаниками, в которых полосы и линзочки тонкого материала чередуются с грубозернистыми. Мощность толщи составляет 200–800 м.

В пачке известняков в средней части разреза солнечной толщи, в керне скважины Т.И. Степановой определены фораминиферы *Archaeodiscus karreri* Brady и *Planoarchaeodiscus* (?) sp., которые распространены в отложениях верхов нижнего визе–низов верхнего визе, а Г.В. Лактионовой определен коралл *Aulophyllum fungites* (Flem.), указывающий на поздне-визейско-серпуховский возраст. Эти определения, а также залегание под верхневизейскими слоями биргильдинской толщи указывают, что возраст солнечной толщи соответствует началу позднего визе, а точнее — жуковскому времени [Мосейчук и др., 2013].

Источники сноса. Для определения возможных источников сноса была составлена геологическая схема изученного района с элиминированными послераннекаменноугольными комплексами (рис. 2). Изученный локальный бассейн накопления солнечной толщи был расположен на западе Восточно-Уральской мегазоны, вблизи ее границы с Магнитогорской мегазоной. Таким образом, снос

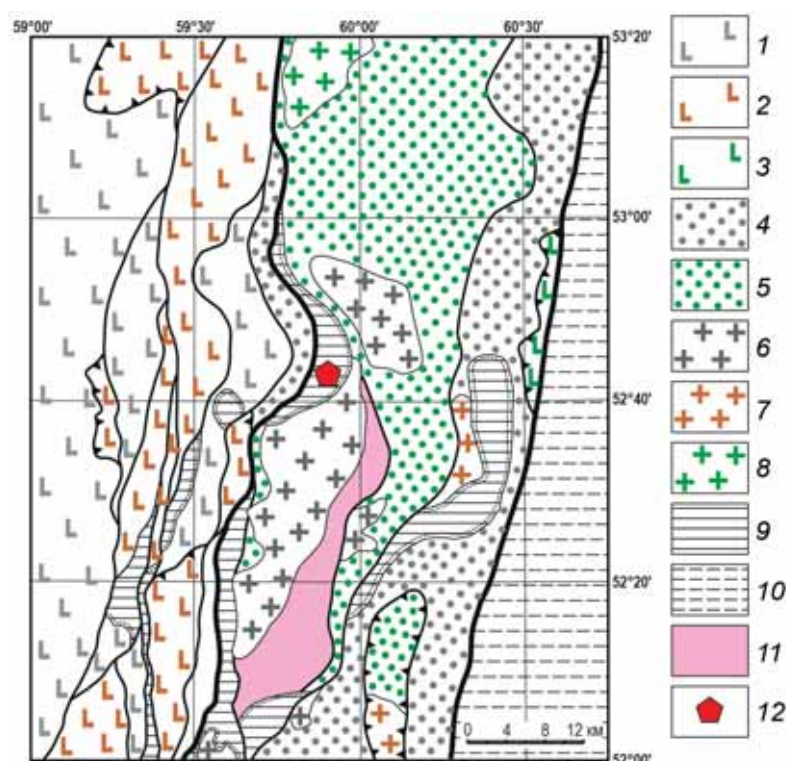


Рис. 2. Схема предполагаемого строения изученного района с элиминированными послераннекаменноугольными образованиями: 1–2 — вулканические комплексы Магнитогорской мегазоны: 1 — каменноугольные, 2 — девонские; 3 — ордовикские базальтоиды; 4, 5 — осадочные комплексы: 4 — каменноугольные, 5 — ордовикские; 6–8 — plutонические комплексы: 6 — раннекаменноугольные, 7 — девонские, 8 — силурийские (?); 9 — поздневизейско-серпуховский чехол; 10 — Зауральская мегазона; 11 — метаморфические комплексы; 12 — место отбора проб из солнечной толщи

терригенного материала, содержащего зерна циркона, мог происходить либо из Магнитогорской мегазоны, сложенной преимущественно девонскими и раннекаменноугольными магматическими породами, либо из Восточно-Уральской, в которой магматические породы имеют в основном силурийский, девонский и раннекаменноугольный возраст. Кроме того, не исключался привнос материала из более дальних источников. Исходя из этих соображений в солнечной толще ожидалось детритовые цирконы главным образом девонского и раннекаменноугольного возраста.

Плутонотипическим для неплюевского комплекса является Неплюевский интрузив. В нем выделяют четыре интрузивные фазы: 1-я фаза — габбро и диориты, 2-я фаза — кварцевые диориты и гранодиориты, 3-я фаза — адамеллиты, 4-я фаза — лейкограниты. Rb-Sr изохронный возраст пород Неплюевского плутона соответствует позднему турне-раннему визе (346–340 млн лет [Попов и др., 2003]). Данные о U-Pb изотопии по цирконам несколько отличаются от таковых, полученных Rb-Sr методом, и определяют изотопный возраст неплюевского комплекса в интервале 334–356 млн лет [Тевелев и др., 2021]. Поскольку массивы неплюевского комплекса перекрыты солнечной толщей, в конгломератах которой присутствует галька гранитоидов, в породах солнечной толщи ожидалось встретить большое количество «неплюевских» цирконов.

Пробы для анализа отбирали в районе дер. Новинка в небольших карьерах, вскрывающих песчаники солнечной толщи из точек, описанных ранее В.М. Мосейчуком с коллегами [2013]: проба № 6021-1 (рис. 3, а) — в северном карьере (52°41'16,18" с. ш.; 59°51'33,04" в. д.), проба № 6021-2 (рис. 3, б) — в юж-

ном карьере (52°41'12,52" с. ш.; 59°51'32,27" в. д.). Песчаники средне-крупнозернистые, субаркозовые, реже аркозовые и полимиктовые, изредка кварцевые, часто косослоистые. Подчиненно развиты конгломераты, графитсодержащие алевролиты. Судя по характеру разреза, перенос материала вряд ли был далеким.

Микроскопически породы пробы № 6021-1 представляют собой однородно буровато-серые с темно-бурыми и черными включениями олигомиктовые песчаники с равномернозернистой мелкозернистой литокристаллокластической (соотношение кластов 1:9) структурой и неотчетливо слоистой текстурой. Размер обломков колеблется от 0,3 до 0,7 мм. В матриксе преобладает средне-мелкозернистая фракция, присутствуют единичные литокласты размером 2–5 мм; сортировка плохая до умеренной, обломки плохо- до угловатоокатанных (рис. 4, а). Литокласты представлены песчаниками, гранитоидами, кристаллокласты — кварцем (85–90%), плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (5–10%), мусковит-биотитом (2–3%), отмечены единичные мелкие зерна рудного минерала (по-видимому, магнетита; красно-бурая окраска цемента обусловлена его окислением), а также циркона, рутила, турмалина. Цемент поровый (20–30%), глинисто-карбонатный.

В пробе № 6021-2 песчаники представляют собой желтовато-серые неравномернозернистые литокристаллокластические породы с размером обломков от 0,05 до 2 мм и более. В матриксе преобладает мелкозернистая фракция, сортировка отсутствует, обломки угловатоокатанные или совсем неокатанные (рис. 4, б). Литокласты представлены лейкогранитами, алевролитами, кристаллокласты — кварцем (80–85%) с частично корродированными



Рис. 3. Точки отбора проб на детритовые цирконы: а — № 6021-1, б — № 6021-2. Красными прямоугольниками отмечены места отбора проб

гранями зерен, плагиоклазом и микроклином (10–15%), рудным минералом (2–3%), единичными зернами биотита, мусковита, циркона, рутила. Цемент поровый (15–25%), глинисто-кремневый, карбонатный.

В общей сложности проанализировано 210 зерен циркона из двух проб, впоследствии объединенных в одну выборку. Для построения гистограмм были выбраны 138 кристаллов циркона с дискордантностью в интервале $\pm 10\%$ (табл. 1 доступна по ссылке https://disk.yandex.ru/i/XPwaan_tMuwJbw).

Результаты исследований и их обсуждение.

Результаты датирования оказались неожиданными. Во-первых, в выборке оказался только один кристалл циркона турнейского возраста, возможно, из гранитоидов неплюевского комплекса, а во-вторых, в выборке не оказалось ни одного девонского циркона. Подавляющая часть кристаллов с дискордантностью $\pm 10\%$ имеет ордовикский и кембрийский возраст (рис. 5), причем главный пик приходится на самое начало ордовикского периода (около 480 млн лет назад), а локальные пики — на начало позднего ордовика, середину кембрия и ранний кембрий (рис. 6).

В кембрийской популяции кристаллов циркона, включающей частично вендские, выделяются группы зерен с возрастом 490–560 млн лет и выраженными максимумами 492, 516, 532 млн лет. В небольшом количестве (12 шт.) присутствуют вендские цирконы (570–650 млн лет) с максимумами 564 и 572 млн лет. Кембрийские цирконы (37 зерен) представлены прозрачными медово-желтыми субидiomорфными кристаллами с довольно высокой степенью сохранности (существенно окатанных зерен около 2% от всего набора, зерна неокатанные или угловатоокатанные), которые условно можно разделить на две группы. Первая представлена более крупными, бипирамидально-призматическими, удлинёнными ($K_{удл} = 3 \div 5$) кристаллами длиной 80–180 мкм, с небольшими черными включениями. На катодолюминесцентных изображениях (рис. 7, а, б) эти цирконы характеризуются умеренным свечением с хорошо проявленной умеренно контрастной осцилляционной зональностью; судя по рисунку, ядра когенетичны периферийным зонам. Вторая группа представлена более темными кристаллами с четко выраженными инхеритными ядрами. Ясно видна осцилляционная зональность, которая в цен-

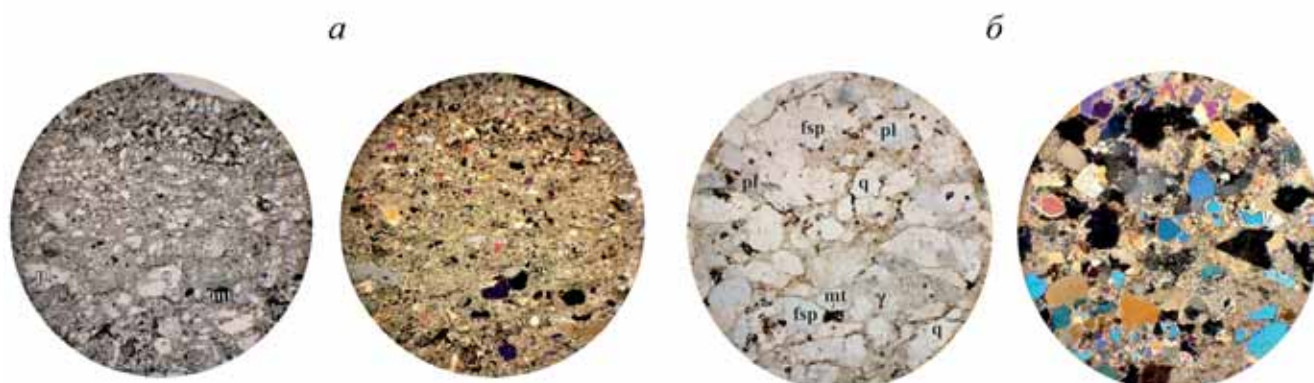


Рис. 4. Микрофотографии шлифов песчаников: а — № 6021-1, б — № 6021-2. Слева — без анализатора, справа — с анализатором; q — кварц, pl — плагиоклаз, fsp — калий-натриевый полевой шпат, mt — магнетит (поле зрения 1 мм)

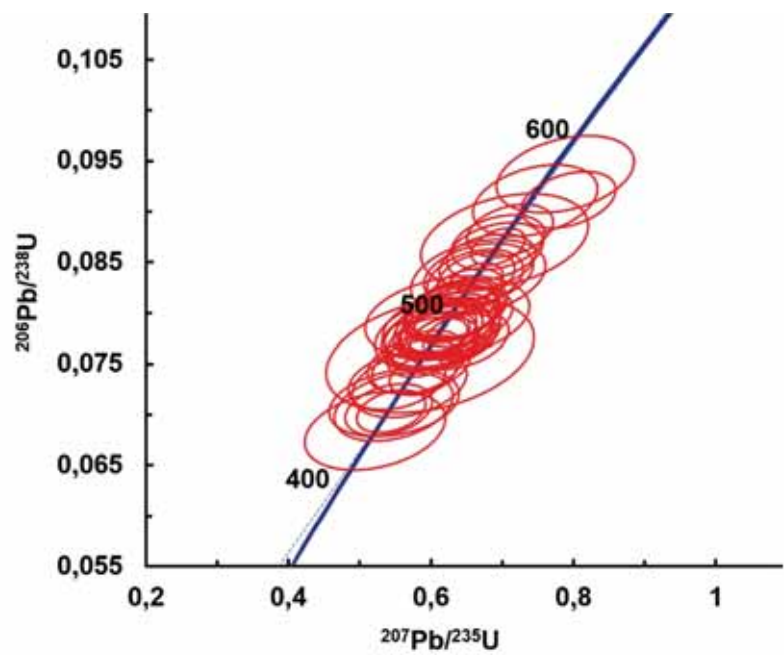


Рис. 5. U-Pb-диаграмма с конкордией для проанализированных детритовых цирконов из песчаников солнечной толщи (пробы № 6021-1 и № 6021-2) на интервале 420–580 млн лет; эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ; дискордантность ±10%

тральных частях зерен часто переходит в лоскутную. В этих кристаллах существенно больше крупных зон метамиктного распада, тяготеющих к ядрам.

Цирконы ордовикской популяции (рис. 7, в) с возрастом 450–480 млн лет (49 шт.), с хорошо выраженными максимумами 460, 468, 476, 484 млн лет, представлены полупрозрачными светло-желтыми

угловато окатанными субидiomорфными бипирамидальными короткостолбчатыми ($K_{удл} = 2 \div 3$) кристаллами длиной 100–250 мкм, слегка трещиноватыми, с умеренным количеством черных включений. На катодолюминесцентных изображениях ордовикские цирконы характеризуются умеренным свечением с умеренно контрастной грубой и тонкой

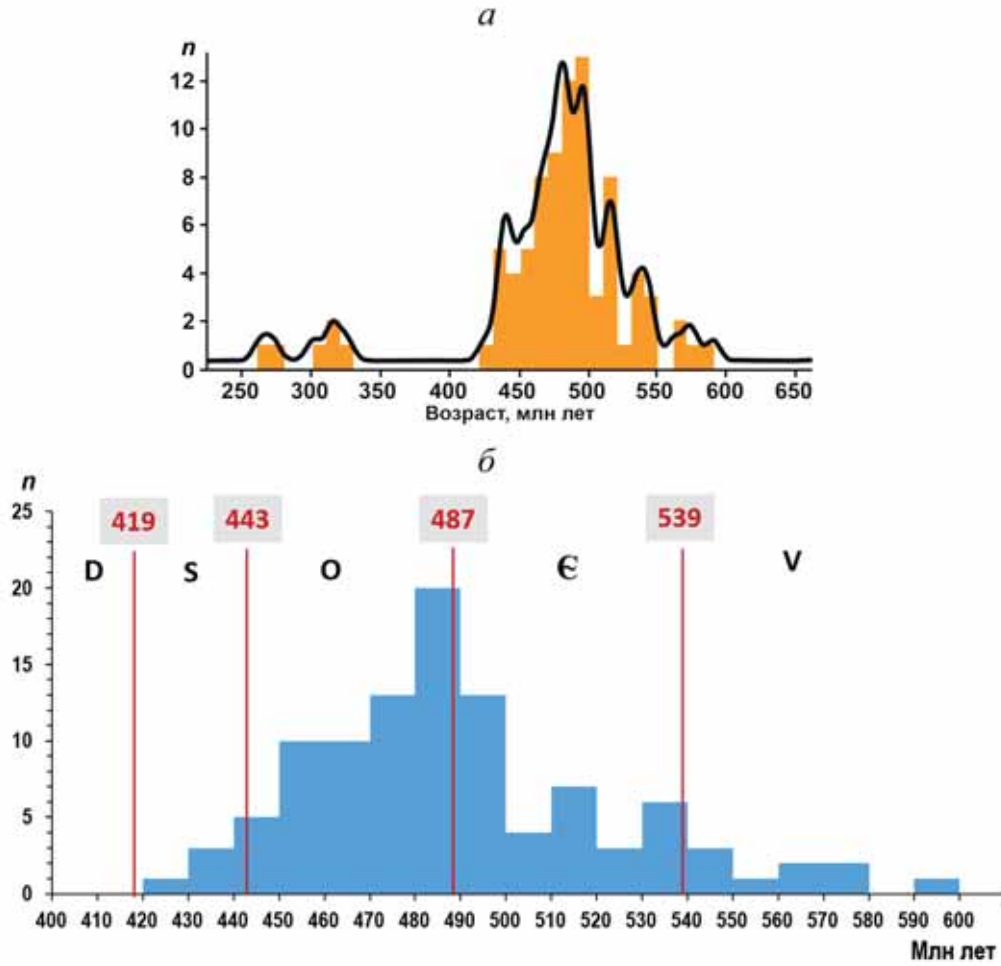


Рис. 6. Гистограммы и кривая плотности вероятности распределения значений возраста детритовых цирконов солнечной толщи: а — полные, б — выборка от 400 до 600 млн лет. Границы систем по [Geologic Time Scale, 2020], округлено до 1 млн лет



Рис. 7. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из солнечной толщи. Популяции: а — вендская (V), б — кембрийская (Є), в — ордовикская (O), г — позднесилурийская (S), д — раннекаменноугольная (C₁), среднекаменноугольная (C₂), пермская (P)

осцилляционной зональностью. У некоторых зерен центральные части имеют метамиктное строение. Но выделяется и несколько зерен, близких по облику к второй группе кембрийских цирконов.

Силурийские цирконы (8 шт.) также представлены индивидами двух групп размером 50–180 мкм. Наиболее распространены желтые субидiomорфные

короткостолбчатые цирконы (рис. 7, г). На катодолуминесцентных снимках они выглядят темно-серыми, почти черными, но при этом в них отчетливо выражена тонкая осцилляционная зональность. К ядрам цирконов часто приурочены черные, иногда амёбовидные зоны газово-жидких включений и зоны метамиктного распада.

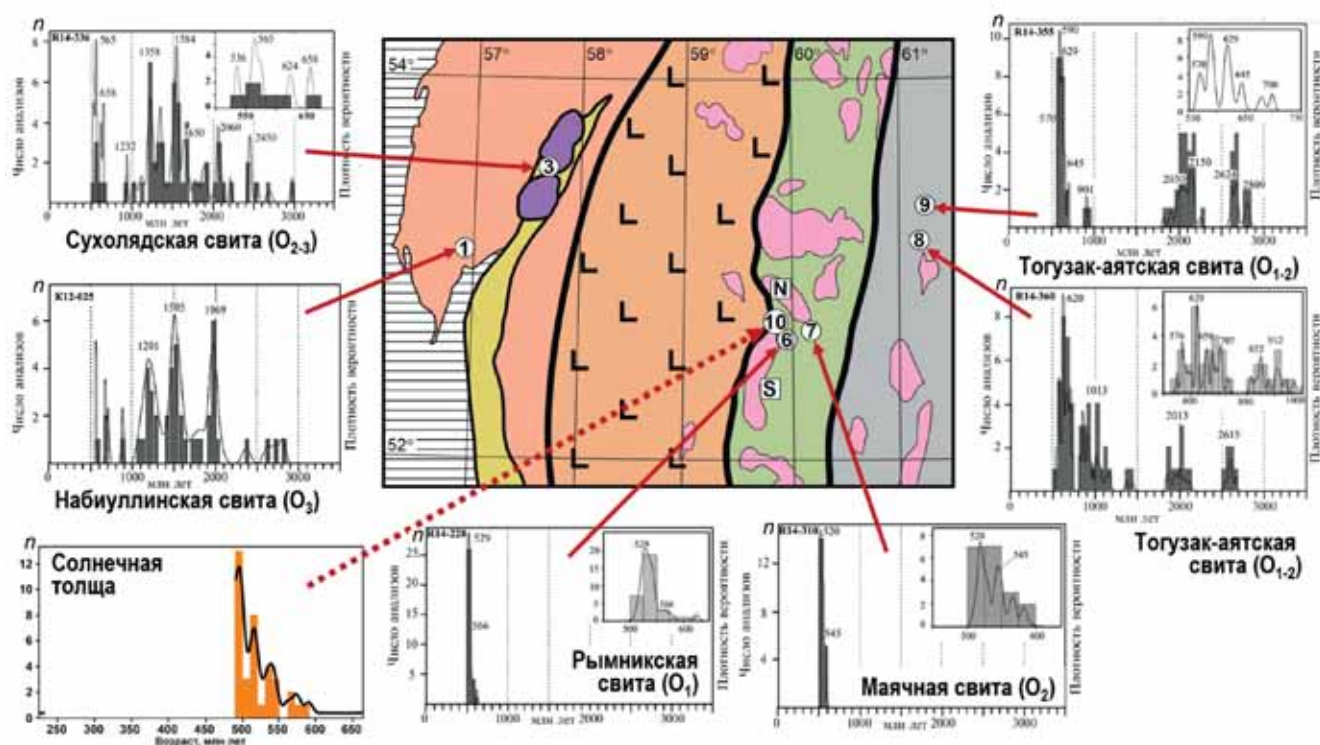


Рис. 8. Схема расположения точек отбора проб на детритовые цирконы и гистограммы распределения значений их возраста. Условные обозначения к геологической схеме см. на рис.1. Объяснения см. в тексте

Три зерна циркона раннекаменноугольного возраста — мелкие (40–50 мкм), темно-серые на катодолюминесцентных изображениях, со слабо выраженной осцилляционной зональностью (рис. 7, д).

Совершенно особый тип представляют среднекаменноугольные (5 шт.) и пермские (2 шт.) кристаллы циркона, которые по морфологии резко отличаются от остальных. Это крупные (до 500 мкм) длиннопризматические ($K_{удл} = 4 \div 7$) кристаллы хорошей огранки, без следов окатанности, с четкой осцилляционной зональностью (рис. 7, д). Они темно-серые, местами почти черные, возможно, высокоурановые, омоложенные. Появление в выборке этой популяции пока не имеет объяснения, возможно, это результат частичного засорения.

Бросается в глаза морфологическое сходство цирконов кембрийской (включая вендские), ордовикской и силурийской популяций. При этом отметим, что доказанных магматических комплексов этого возраста в пределах южной части Восточно-Уральской мегазоны нет. Поэтому источники сноса ордовикских и кембрийских цирконов приходится искать в других комплексах.

Анализ распределения значений возраста детритовых цирконов из верхневизейской солнечной толщи позволяет сделать важные выводы о источниках сноса, о характере и ареале проявления внутривизейского тектогенеза, а также существенно уточнить представления о каменноугольной геодинамике Южного Урала.

Выводы. 1. Источником ордовикских цирконов могут служить предположительно силурийские гранитоиды Астафьевского массива и островодужные метавулканы слюдинской толщи [Мосейчук и др., 2013]. Еще раз подчеркнем, возраст этих образцов принят в существенной степени условно. Кембрийские комплексы при региональных исследованиях в этом районе вообще не выделяются.

2. Другим источником детритовых цирконов солнечной толщи могут быть метаморфические комплексы обрамления Суундукского массива (точка «S» на рис. 8). По данным А.В. Рязанцева [2020], возраст цирконов из гранитогнейсов зеленодольского комплекса составляет 478 ± 5 млн лет, что соответствует главному пику гистограммы распределения, а возраст цирконов из биотит-кварц-полевошпатовых гнейсов кусаканской свиты — 529 ± 6 млн лет, что соответствует локальному пику гистограммы.

3. В качестве возможных источников кембрийско-вендской популяции детритовых цирконов солнечной толщи можно рассматривать терригенные породы рымникской и маячной свит ордовика (точки 6 и 7 на рис. 8). По данным А.В. Рязанцева с коллегами [2019], спектры распределения значений возраста детритовых цирконов из этих свит весьма близки к спектру распределения значений возраста цирконов из солнечной толщи >500 млн лет назад. Сходство проявляется также в том, что во всех этих спектрах отсутствуют довендские цирконы. Скорее всего, в солнечной толще эти зерна заново переотложены уже из ордовикских песчаников.

4. Предположение о дальних источниках сноса из Зауральской мегазоны вызывает некоторые вопросы. С одной стороны, в Денисовской офиолитовой зоне на границе палеозойского Урала и Казахстана U–Pb-методом по цирконам из гранитоидов выявлены значения возраста $482,6 \pm 3,6$ и $486,2 \pm 6,7$ млн лет [Рязанцев, 2019]. С другой стороны, среди детритовых цирконов из ордовикских песчаников Зауралья (точки 8 и 9 на рис. 8) существенную долю составляют цирконы раннепротерозойского и архейского возраста [Рязанцев и др., 2019], которые отсутствуют среди цирконов солнечной толщи.

5. Предположение о дальних источниках сноса из Западно-Уральской и Башкирской мегазон тоже не подтверждается, поскольку в ордовикских песчаниках сухоядской и набиуллинской свит (точки 3 и 1 на рис. 8) присутствует большое количество протерозойских и архейских зерен циркона [Рязанцев и др., 2019], которых нет в солнечной толще. Кроме того, при транспортировке такого терригенного материала через Магнитогорскую мегазону он непременно был бы обогащен детритовыми цирконами девонского и раннекаменноугольного возраста из островодужных и рифтогенных магматических комплексов.

6. Таким образом, в позднем висте снос в бассейн, расположенный в зоне сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон, происходил исключительно из Восточно-Уральской мегазоны, вероятно, с серии локальных поднятий в районе Суундукского массива. Сам массив при этом был вскрыт только частично, в северной части, поэтому цирконов турнейско-ранневизейского возраста в выборке практически нет.

7. Роль внутривизейской фазы в истории развития Восточного Урала состоит в наращивании мощности земной коры, главным образом за счет деформации допоздневизейского чехла и фундамента [Тевелев, Правикова, 2006]. В условиях общей левосторонней транспрессии на отдельных участках формировались зоны активного воздымания, в пределах которых на поверхность постепенно выводились комплексы фундамента, вплоть до вскрытия ин-

трузивов неплюевского комплекса, т. е. за короткий срок было денудировано до 10 км формирующегося орогена. Однако никакие следы такого гигантского события нигде на Южном Урале не зафиксированы. Объем терригенного материала солнечной толщи и ее аналогов на несколько порядков меньше. В качестве механизма вывода гранитоидного массива на поверхность можно рассматривать эксгумацию в результате коллапса локального орогена, возникшего в фазу внутривизейского тектогенеза.

С точки зрения В.Н. Пучкова [2000], главным рубежом в развитии Южного Урала в это время была граница девона и карбона, когда, по его мнению, произошла смена направления падения зоны субдукции с восточного на западное. Следующим существенным рубежом В.Н. Пучков считает границу башкирского и московского веков — время отмирания субдукции и начала коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов. С нашей точки зрения, в раннем карбоне субдукции в пределах Южного Урала уже не было, на границе девона и карбона начался рифтинг [Салихов, Яркова, 1992; Тевелев и др., 2005]. Начало же коллизии, которая привела к прекращению рифтинга, скорее всего, приходится как раз на середину визейского века. Однако внутривизейская фаза тектогенеза фиксируется только в пределах Восточно-Уральской мегазоны. Коллизия, скорее всего, была косой, что отражается в крупных левосторонних сдвиговых деформациях по границам Восточно-Уральской мегазоны [Тевелев и др., 2005].

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009). Определение U–Pb возраста цирконов методом ЛА-ИСП-МС выполнено в ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГТ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 075-15-2021-680).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горожанин В.М., Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джабыкского и Астафьевского массивов // Ежегодник-1997 ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1999. С. 191–196.

Зайцева М.В., Пупышев А.А., Шапова Ю.В., Вотряков С.Л. U–Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20, № 4. С. 294–306.

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 236 с.

Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 47. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1950. 127 с.

Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В. и др. Изотопный Rb–Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 89–94.

Прудников И.А., Зайцева Е.Л., Хотылев А.О. и др. Модели формирования азымской и абдрезяковской свит Уфимского амфитеатра в свете новых литологических и стратиграфических данных // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90, вып. 4. С. 3–30.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Рязанцев А.В. Ордовикский габбро-тоналит-трондьмитовый комплекс и ассоциирующие эффузивы в сутуре на границе палеозойского Урала и Казахстана // Докл. РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 485, № 2. С. 202–206.

Рязанцев А.В. Раннепалеозойский возраст протолитов гнейсов и гранито-гнейсов на востоке Южного Урала: ре-

зультаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494, № 2. С. 3–8.

Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. и др. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. № 4. С. 43–59.

Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегантиклинория. Уфа: УНЦ РАН, 1992. 142 с.

Тевелев Ал.В., Кашина Л.В., Кошелева И.А. и др. Стратиграфическое положение и условия формирования карбонатной толщи нижнего карбона Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 3. С. 32–42.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Тр. лаборатории складчатых поясов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 123 с.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Буриштейн Е.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIX (Варна). Объясн. зап. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 236 с.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXXVI (Кваркено). Объясн. зап. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 226 с.

Тевелев Ал.В., Правикова Н.В. Судетский тектогенез на Южном Урале: масштабы и роль в формировании структуры Восточно-Уральской мегазоны // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Мат-лы XXXIX Тект. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 290–294.

Тевелев А.В., Соболев И.Д., Борисенко А.А. и др. Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые результаты U–Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 6. С. 40–48.

Тевелев Ал.В., Тихомиров П.Л., Дегтярев К.Е. и др. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247. (Тр. ГИН РАН; вып. 561).

Тевелев Ал.В., Фокин П.А., Кошелева И.А. Строение и условия образования каменной толщи нижнего карбона Уйской шовной зоны, Южный Урал // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2013. Т. 88, вып. 6. С. 42–53.

Geologic Time Scale 2020 by Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B. and Ogg G.M. (2020, published by Elsevier). URL: <https://timescalefoundation.org> (дата обращения: 01.01.2022–30.04.2022).

Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool “Dezirteer” along with the suggested universal workflow // Chem. Geology. 2021. Vol. 583. P. 1–17.

Статья поступила в редакцию 04.06.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УДК 551.763.333 (234.86)

МАОСТРИХТСКИЙ РАЗРЕЗ ГОРЫ КЫЗ-КЕРМЕН (ГОРНЫЙ КРЫМ): БИОСТРАТИГРАФИЯ, УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Елена Васильевна Яковичина¹✉, Наталья Олеговна Гречихина²,
Сергей Иванович Бордунов³, Людмила Федоровна Копеевич⁴

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; grnatusik@yandex.ru

³ Геологический институт РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Москва, Россия; sib-msu@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lfkopaevich@mail.ru

Аннотация. Приведены результаты комплексного изучения маастрихтских отложений горы Кыз-Кермен, расположенной на территории Юго-Западного Крыма. Разрез представлен ритмично построенной карбонатной толщей, которая постепенно сменяется карбонатными песчаниками. Изучение пород в шлифах позволило выделить восемь литотипов, а химические анализы показали изменение содержания отдельных элементов в составе пород. Интерпретация данных о планктонных и бентосных фораминиферах позволила определить возраст вмещающих отложений с точностью до зон и слоев, а также установить еще один предполагаемый перерыв в середине разреза, совпадающий с заметным изменением состава пород. Количественный анализ состава фораминифер в комплексе с литолого-геохимическими результатами позволил выявить, что изученные породы формировались в условиях открытой карбонатной платформы на глубине среднего-внешнего шельфа.

Ключевые слова: Крым, верхний мел, маастрихт, карбонаты, литология, стратиграфия, фораминиферы

Для цитирования: Яковичина Е.В., Гречихина Н.О., Бордунов С.И., Копеевич Л.Ф. Маастрихтский разрез Кыз-Кермен (Горный Крым): биостратиграфия и условия седиментации // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 57–67.

MAASTRICHTIAN SECTION KYZ-KERMEN (MOUNTAIN CRIMEA): BIOSTRATIGRAPHY, CONDITIONS OF SEDIMENTATION AND PALEOGEOGRAPHY

Elena V. Yakovishina¹✉, Natalia O. Grechikhina², Sergey I. Bordunov³,
Ludmila F. Kopaevich⁴

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

² Geological Institute RAS; Moscow, Russia; grnatusik@yandex.ru

³ Geological Institute RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lfkopaevich@mail.ru

Abstract. This article presents the results of a comprehensive study of the Maastrichtian sequence of the Kyz-Kermen Mountain, located on the territory of the South-Western Crimea. The section is represented by a rhythmically bedded carbonate sequence, which is gradually replaced by carbonate sandstones. The study of rocks in thin sections made it possible to identify eight lithotypes, and chemical analyzes showed changes in the content of individual elements in the rock composition. Interpretation of data about planktonic and benthic foraminifers made it possible to determine the age of the deposits, define to zones and beds with fauna as well as to establish another supposed hiatus in the middle of this section, coinciding with a noticeable change in the composition of the rocks. Quantitative analysis of the association of foraminifers together with lithological and geochemical results made it possible to establish that the studied section was formed an open carbonate platform at depth of the middle-outer shelf

Key words: Crimea, Upper Cretaceous, Maastrichtian, carbonates, lithology, stratigraphy, foraminifera

For citation: Yakovishina E.V., Grechikhina N.O., Bordunov S.I., Kopaevich L.F. Maastrichtian section Kyz-Kermen (Mountain Crimea): biostratigraphy, conditions of sedimentation. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5: 76–67. (In Russ.).

Введение. В статье приведены результаты комплексных исследований впервые описанного разреза маастрихтских отложений г. Кыз-Кермен (Юго-Западный Крым, рис. 1). Породы представлены чередованием светло-серых мергелей и известняков, верхи разреза сложены карбонатными песчаниками.

Нижняя граница яруса в разрезе не обнажена. Граница маастрихтского и датского ярусов представлена стратиграфическим несогласием по поверхности типа твердого дна со следами размыва (рис. 2).

Интерпретация полученных данных позволила обосновать возраст вмещающих отложений.

Дробное расчленение удалось дать по бентосным фораминиферам (БФ), численно преобладающим в комплексах, в то же время планктонные фораминиферы (ПФ) малочисленны, однообразны и позволяют выделить стратиграфические подразделения только в ранге слоев с фауной. Таксономический состав комплексов фораминифер имеет сходство с таковыми для Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Именно поэтому при расчленении разреза использовалась стратиграфическая схема по БФ и ПФ, предложенная ранее для этой структуры [Бенямовский 2008; Вишневская и др., 2018].

Цель работы — уточнение возраста и реконструкция условий осадконакопления в разрезе г. Кыз-Кермен на основе детальных литологических, химических и биостратиграфических исследований для ранее не публиковавшихся данных о разрезе.

Материалы и методы исследований. Во время полевых работ из толщи пород разреза г. Кыз-Кермен мощностью 75 м отобрано 25 образцов с интервалом 1–3 м. Лабораторные исследования проводили на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Вещественный состав образцов изучали в шлифах с помощью оптического микроскопа Carl Zeiss Axiom на кафедре региональной геологии и истории Земли.

В 5 образцах определен химический состав горных пород. В процессе подготовки к исследованию каждый образец измельчали до состояния пудры. В лаборатории они были разделены на 3 навески по 0,5 г. Первую навеску заливали 2%-ным раствором HCl, кипятили 5 мин, затем фильтровали. На фильтре оставался минеральный нерастворимый остаток, а в растворе сохранялись полуторные оксиды (R_2O_3). Затем раствор опять фильтровали, в колбе оставался раствор, содержащий кальций, марганец, магний (Ca, Mn, Mg). Процентное содержание Ca и Mg определяли методом трилонометрии, а содержание Mn — методом калориметрии на спектрофотометре. Для второй навески определяли влажность породы, затем образец сушили и прокаливали в печи при температуре 900 °C, таким образом определяли потери при прокаливании (ппп). Третья навеска необходима для определения процентного содержания двухвалентного железа, которое определяли методом бихроматометрии.

Данные, касающиеся определения возраста пород, получены путем микропалеонтологического анализа комплексов фораминифер. Материалом для исследования послужили 10 образцов. Образцы отмывали традиционным способом, неоднократно описанным в литературе [Копаевич, 2011]. Раковины фораминифер выделяли из проб с навеской 150–200 г путем механической дезинтеграции до размерности 0,1–0,5 см, а затем отмучивали глинистую составляющую. Существенно глинистые пробы кипятили с технической содой $NaHCO_3$. Полученные порошки высушивали при комнатной температуре или с небольшим нагреванием (до



Рис. 1. Положение разреза г. Кыз-Кермен на карте Крыма (показано звездочкой), геологическая карта из [Атлас..., 2003]

50–60 °C), затем просеивали, делили на три фракции: мелкую (<0,1 мм), среднюю (0,1–0,25 мм), крупную (> 0,25 мм) и взвешивали. При отборе фораминифер использовали навески около 1 г для каждого образца. Раковины определяли из средней фракции, так как в мелкой присутствуют раковины фораминифер ранних стадий развития, которые невозможно определить до вида, а крупная фракция определимых раковин фораминифер не содержала.

Раковины бентосных (БФ) и планктонных (ПФ) фораминифер отбирали с помощью стереоскопического микроскопа Leica MZ12 при увеличении 20–40. Отобранные раковины определены с использованием базы данных о ПФ мезозоя и кайнозоя [База данных..., 2022; Всемирная база..., 2022], а также других определителей фораминифер [Василенко, 1956; Маслакова, 1978; Robaszynski et al., 1984; Caron, 1985; Gawor-Biedowa, 1992; Premoli Silva et al., 2004; Georgescu, 2015]. Характерные виды сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV в лаборатории на кафедре петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Результаты исследований и их обсуждение.

Описание разреза. Выходы пород маастрихтского яруса протягиваются вдоль Второй гряды Крымских гор. Они согласно (иногда со следами небольшого перерыва) залегают на мергелях кампанского яруса и перекрыты породами датского яруса палеоцена. В кровле маастрихтских отложений наблюдается поверхность твердого дна, что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении. Верхние горизонты маастрихтского яруса в Юго-Западном Крыму сохранились лишь в некоторых местах в долинах рек Бельбек и Кача и отсутствуют на остальной площади за счет регионального размывав в начале датского века [Геологическое..., 1989, с. 154]. На южном склоне описываемого разреза г. Кыз-Кермен к северу от п. Машино снизу вверх в разрезе обнажаются следующие породы (рис. 2).

| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Свита | Литология | Мощность, м | Номер образца | Литотип | Литологическое описание | Фаунистические остатки | | | |
|---------|---------|---------------|----------|------------|-----------|---------------------------------|---------------------------------|--|---|-------------------------------|--|--|--|
| Меловая | Верхний | Маастрихтский | Верхний | Кудринская | | >1 | 7.1 | Грейнстоун | Известняк желтовато-серый мшанково-криноидный, неслоистый, пористый | Danocrania tuberculata Nilson | | | |
| | | | | | 0,5 | 6.1 | Вакстоун песчанистый | Песчаник бежево-серый, средне-мелкозернистый, глауконитовый | | | | | |
| | | | | | 5 | | | Песчаник серовато-желтый, мелкозернистый, с крупными банками устриц | Neobelemnella Kazimiroviensis, Pycnodonte vesiculare (Lamarck), Chlamys cretosa (Defr.), Agerostrea unguata (Schloth) | | | | |
| | | | | | 12 | 4.2 4.1 | Вакстоун песчанистый | Известняк неслоистый, песчанистый, светло-бежевый, с примесью кварца, глауконита | | | | | |
| | | | | | 28 | 3.12 3.11 3.10 | Мадстоун | Мергель песчанистый биотурбированный светло-серый, тонкоплитчатый, с примесью кварца, глауконита | Hyotissa semiplana (J. Sow) | | | | |
| | | | | | | 3.9 3.8 | Мадстоун-вакстоун | | | | | | |
| | | | | | | 3.7 | Пакстоун фораманиферовый | | | | | | |
| | | | | | | 3.6 | Мадстоун – вакстоун песчанистый | | | | | | |
| | | | | | | 3.5 3.4 3.3 3.2 3.1 | Вакстоун песчанистый | | | | | | |
| | | | | | 8 | 2.2 2.1 | Вакстоун-пакстоун | Известняк светло-серый, чистый, с остатками морских ежей, с примесью кварца, глауконита | Echinocorys species | | | | |
| | | | | | >20 | 1.7 | Вакстоун | Мергель светло-серый, слоистый, биотурбированный, с примесью кварца, глауконита | Microchlamys mantellianus | | | | |
| | | | | | | 1.6 | Мадстоун | | | | | | |
| | | | | | | 1.5 | Вакстоун | | | | | | |
| | | | | | | 1.4 | Мадстоун | | | | | | |
| | | | | | | 1.3 | Вакстоун | | | | | | |
| | | | | | | 1.2 | Мадстоун | | | | | | |
| | | | | | | 1.1 | | | | | | | |
| | | | Нижний | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |

Рис. 2. Распределение литологических типов пород в разрезе г. Кыз-Кермен

Пачка I. Мергель светло-серый, почти белый, слоистый, биотурбированный, с примесью кварца, глауконита, со следами окремнения по губкам, с *Microchlamys mantellianus* (d’Orbigny). Мощность более 20 м (обр. 1.1–1.7).

Пачка II. Известняк светло-серый, чистый, с примесью кварца, глауконита, с остатками морских ежей *Echinocorys* sp., в рельефе образует характерный субвертикальный выступ. Мощность 8 м (обр. 1-2.2).

Пачка III. Мергель светло-серый, песчанистый, биотурбированный, слоистый, тонкоплитчатый, с примесью кварца и глауконита, с *Hyotissa semiplana* (J. Sow). В рельефе образует крутой осыпной склон. Мощность 28 м (обр. 3.1–3.12).

Пачка IV. Известняк светло-бежевый, неслоистый, песчанистый, плотный, с примесью кварца, глауконита. В рельефе образует крутой ступенчатый уступ. Мощность 12 м (обр. 4.1–4.2).

Пачка V. Песчаник серовато-желтый, мелкозернистый, слоистый, с крупными банками устриц и двустворок, представленных *Pycnodonte vesiculare* (Lamark), *Chlamys cretosa* (Defr.), *Agerostrea unguolata* (Schloth). В кровле пачки встречаются многочисленные ростры белемнитов *Neobelemnella kazimiroviensis* (Skołodźówna) зональной формы верхнего маастрихта. Мощность 5 м (обр. 5).

Пачка VI. Песчаник бежево-серый, средне-мелкозернистый, неслоистый, глауконитовый, известковистый, рыхлый, с остатками раковин двустворок. В рельефе образует узкую глубокую нишу. В подошве наблюдается поверхность твердого дна. Мощность 0,5 м (обр. 6.1).

Пачка VII. Известняк желтовато-серый, серпуло-мшанково-криноидный, с примесью глауконита, неслоистый, пористый, с раковинами брахиопод *Danocrania tuberculata* Nilson. В рельефе образует нависающую стенку грота. Мощность более 20 м (обр. 7.1). Слой относится к датскому ярусу палеоцена.

Из приведенного описания следует, что разрез представляет собой ярко выраженную регрессивную последовательность.

Условия седиментации карбонатов. В результате изучения петрографических шлифов выделено 8 литологических типов пород, которые позволили составить представление об условиях формирования изучаемой толщи (рис. 2).

Литологический тип (ЛТ) 1. Мадстоун неслоистый, биотурбированный по ходам илоедов, с раковинами фораминифер, обломками криноидей и с примесью кварца, глауконита мелко-тонкозернистой размерности.

ЛТ 2. Вакстоун микрослоистый, сильно биотурбированный, доломитизированный, с раковинами фораминифер, иглами и табличками скелета морских ежей, обломками иноцерамов, спикулами губок и примесью кварца, глауконита, слюды, доломита мелко-тонкозернистой размерности.

ЛТ 3. Вакстоун-пакстоун микрослоистый, доломитизированный, с раковинами фораминифер, с иглами и пластинками морских ежей, спикулами губок и примесью кварца, глауконита, доломита мелкозернистой размерности.

ЛТ 4. Вакстоун песчанистый, неслоистый, со следами окремнения по раковинам двустворок, с примесью кварца, глауконита, доломита мелкозернистой размерности.

ЛТ 5. Мадстоун-вакстоун песчанистый, микрослоистый, биотурбированный, пористый, с единичными раковинами фораминифер, с примесью кварца, глауконита, полевого шпата, слюды мелкозернистой размерности.

ЛТ 6. Пакстоун микрослоистый, фораминиферовый, с мелкими раковинами фораминифер, с примесью кварца, глауконита, слюды мелкозернистой размерности.

ЛТ 7. Мадстоун-вакстоун микрослоистый, с мелкими раковинами фораминифер, с примесью

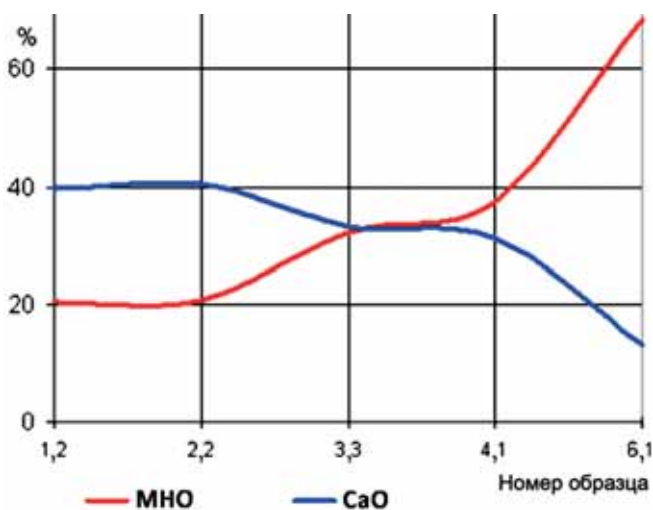


Рис. 3. График процентного содержания МНО и СаО в разрезе г. Кыз-Кермен

кварца, глауконита, слюды мелкозернистой размерности.

ЛТ 8. Грейнстоун песчанистый, неслоистый, пористый, с остатками криноидей и мшанок, с примесью кварца, глауконита мелкозернистой размерности. Принадлежит к нижней части датского яруса.

На основании полученных результатов химического анализа пород из пачек I, II, III, IV, VI построены графики, показывающие изменение процентного содержания различных элементов (таблица) в выделенных пачках. Характер распределения значений терригенной составляющей (МНО) и СаО (рис. 3), показывает, что вверх по разрезу происходит уменьшение количества СаО и увеличивается содержание МНО. Это свидетельствует о падении уровня моря и приближении источника сноса. На графике изменения процентного содержания MgO (рис. 4) видно, что переломный момент наступает на уровне пачки III, что соответствует возможному незначительному опреснению бассейна и некоторому падению уровня моря. Однако в верхней части пачки III вновь наблюдается кратковременный импульс углубления.

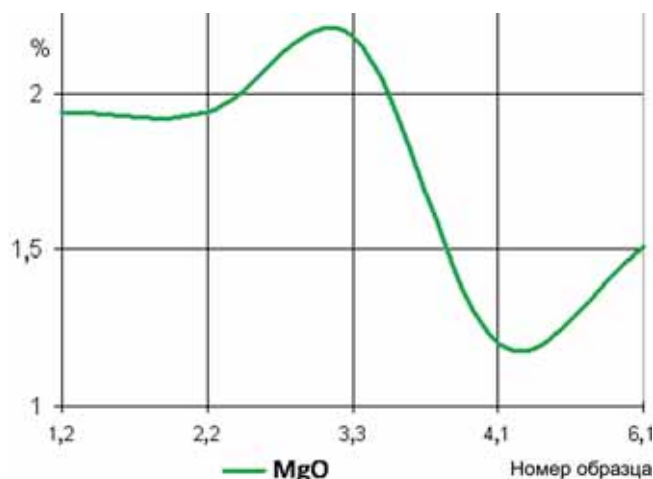


Рис. 4. График изменения процентного содержания MgO в разрезе г. Кыз-Кермен

Содержание основных химических элементов в пробах из разреза г. Кыз-Кермен

| Номер образца | MnO | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | MnO | H ₂ O ⁻ | ппп | S | FeO, % |
|---------------|-------|-------------------------------|-------|------|-------|-------------------------------|-------|-------|--------|
| 1.2 | 20,36 | 1,15 | 39,65 | 1,94 | 0,01 | 0,42 | 34,35 | 97,88 | 0,22 |
| 2.2 | 20,58 | 1,03 | 40,32 | 1,94 | 0,01 | 0,2 | 34,47 | 98,55 | 0,25 |
| 3.3 | 32,14 | 1,15 | 33,26 | 2,18 | 0,001 | 0,2 | 29,71 | 98,64 | 0,14 |
| 4.1 | 37,34 | 1,05 | 31,25 | 1,2 | 0,004 | 0,22 | 27,44 | 98,5 | 0,11 |
| 6.1 | 68,3 | 1,05 | 13,3 | 1,51 | 0,006 | 0,45 | 12,79 | 97,41 | 0,14 |

Примечания. МНО — минеральный нерастворимый остаток (нерастворимый в 2% HCl), R₂O₃ — полутормные оксиды (алюминия, железа), ппп — потери при прокаливании, %FeO — двухвалентное железо (входит в R₂O₃).

Изученный разрез имеет определенное сходство с описанными ранее разрезами г. Беш-Кош, овра. Такма, которые расположены восточнее, в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма [Яковишина, 2006; Барабошкин и др., 2020; Alekseev, Koraevich, 1997]. На рубеже маастрихтского и датского веков на всей территории Горного Крыма проявился перерыв в седиментации, который сопровождался формированием поверхности твердого дна и частичным размывом ранее накопившихся осадков. Амплитуда этого размыва была наименьшей в районе р. Бельбек и увеличивалась в северо-восточном направлении. Так, уже на правобережье р. Бодрак денудировано около 15–20 м пород маастрихтского яруса [Геологическое....., 1989, с. 154].

Согласно выделенным фаціальным поясам Уилсона [Рединг, 1990], описанные отложения относятся к открытой платформе, для которой характерно на-

личие биотурбированных микритов. Чередование мадстоунов и вакстоунов, вакстоунов и пакстоунов в пачке I, возможно, соответствует частым периодически повторяющимся эвстатическим колебаниям уровня моря незначительного масштаба.

Биостратиграфический анализ. Верхне-меловые разрезы Юго-Западного Крыма содержат богатые комплексы микрофоссилий (фототаблица), которые имеют значительное сходство с таковыми на ВЕП, особенно в его верхней части. Поэтому для стратиграфического расчленения разреза применена схема для ВЕП [Беньямовский, 2008; Копаевич, 2010; Вишневская и др., 2018; Гречихина, Копаевич, 2019; Гречихина, 2021; Гречихина, Крупина, 2021, 2022].

С самого основания разреза, с пробы 1/2, в разрезе присутствуют раковины зональной формы *Falsoplanulina multipunctata* (Jones) (рис. 5, 6). Вместе с ней постоянно присутствуют сопутствующие

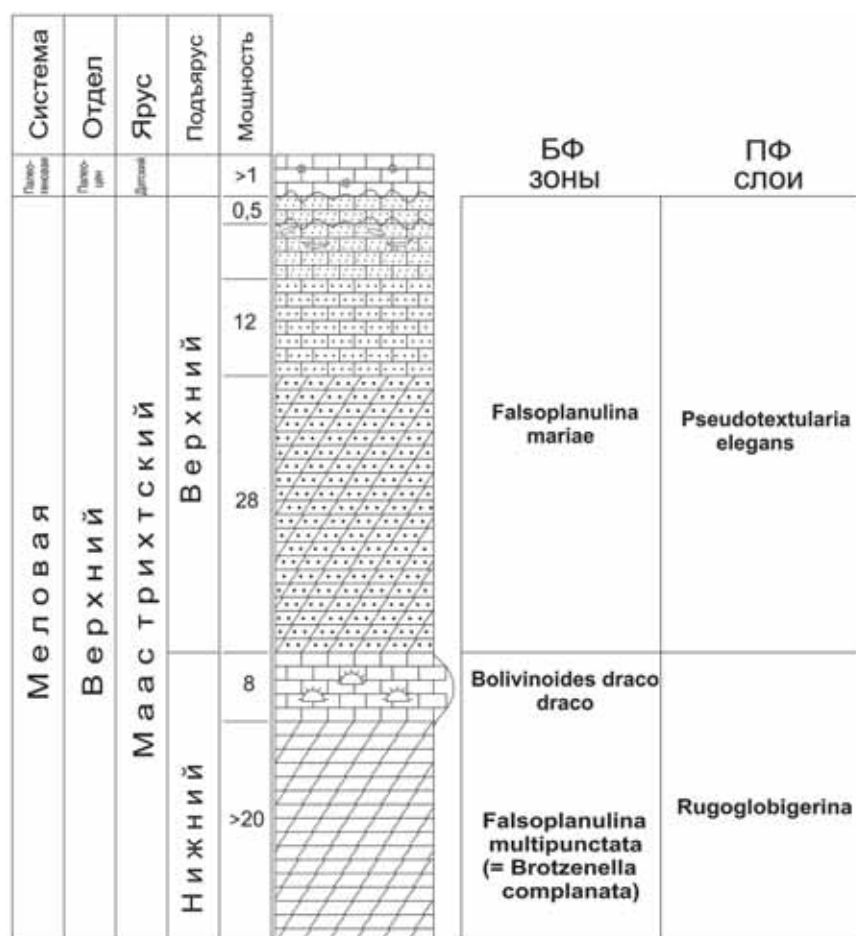


Рис. 5. Расчленение разреза и возраст пород г. Кыз-Кермен по бентосным и планктонным фораминиферам

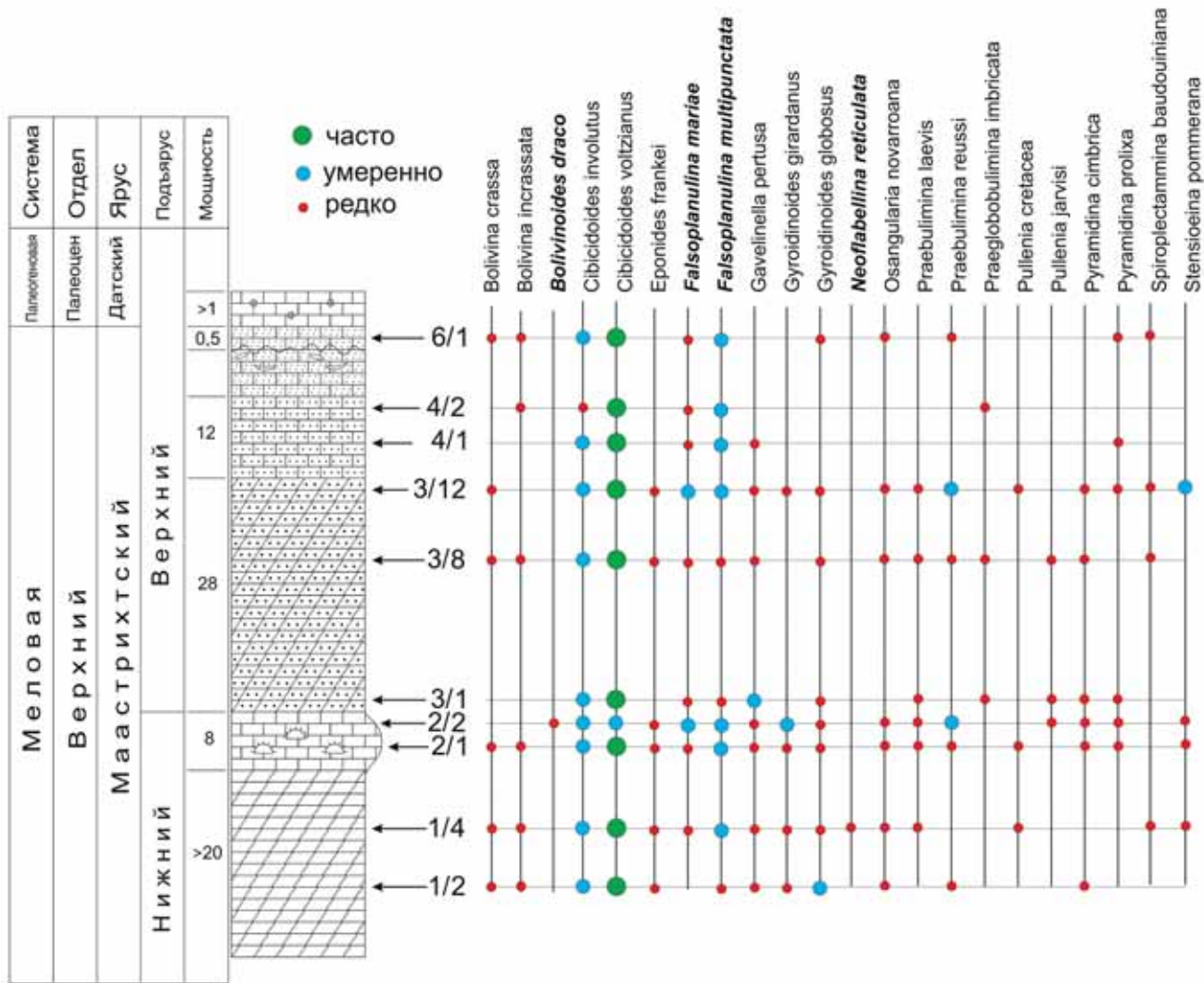


Рис. 6. Распределение основных видов БФ в разрезе г. Кыз-Кермен. Цветными точками обозначена встречаемость раковин в образце: красным — редко (до 15 экземпляров), голубым — умеренно (до 50 раковин), зеленым — часто (более 50). Жирным курсивом выделены виды-индексы

виды других БФ, в том числе раковины *Bolivina crassa* Vassilenko. Это позволяет отнести интервал разреза от пробы 1/2 до пробы 2/2 к одноименной зоне [Беньямовский, 2008]. Она была пронумерована этим автором как зона LC20. Самая верхняя часть нижнемаастрихтского комплекса в разрезе соответствует зоне *Bolivinoides draco draco*, или зоне LC 21, и выделяется на уровне проб 2/2–3/1. Этот вид имеет широкое пространственное распространение от территории Западной Европы до Закаспия и, согласно анализу В.Н. Беньямовского, характерен для верхней части нижнего маастрихта. В комплексе БФ зоны LC 21 присутствуют практически все виды БФ предшествующей зоны. Комплекс ПФ всего разреза г. Кыз-Кермен имеет низкое таксономическое разнообразие и представлен небольшим количеством экземпляров (рис. 7). Однако на уровне выделенных двух зон по БФ уверенно выделяются слои с *Rugoglobigerina* [Кобаевич, 2011; Вишневская и др., 2018]. Они охватывают интервал от пробы 1/2 до 3/1 и характеризуются постоянным присутствием *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) и *R. milamensis* Smith

et Pessagno. Отметим, что увеличение содержания раковин *Rugoglobigerina* на этом стратиграфическом уровне характерно как для ВЕП, так и для разрезов Юго-Западного Крыма [Кобаевич, 2010, 2011].

В пробе 3/1 появляется вид БФ *Falsoplanulina mariae* (Jones), который является видом-индексом верхней зоны верхнего маастрихта, или зоны LC 23 (рис. 5, 6). Для выделяемой зоны характерны также многорядные спирально-винтовые ПФ *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), что позволяет выделить здесь одноименные слои (рис. 5, 7). Таким образом, возможно присутствие в разрезе г. Кыз-Кермен перерыва на уровне пробы 3/1, так как отсутствуют отложения зоны *Brotzenella praeacuta*, или зоны LC 22 [Беньямовский, 2008]. На этом уровне зафиксирована также заметная смена литотипов, так как именно здесь резко возрастает терригенная составляющая.

Палеогеографические реконструкции. Для этого были подсчитаны количественные соотношения раковин БФ и ПФ (П/Б). По этим данным составлены графики (рис. 8). ПФ принадлежат к видам-космопо-

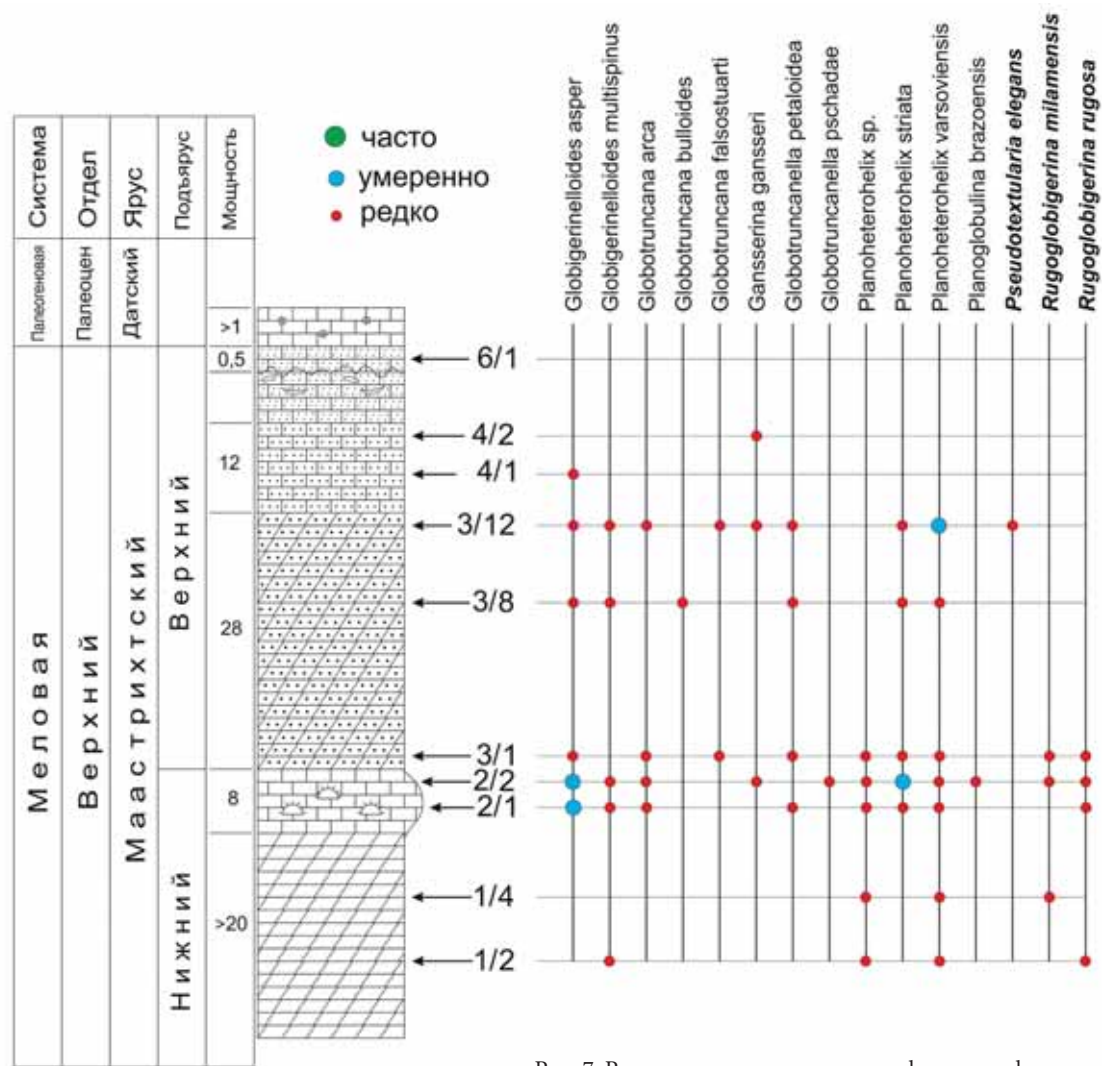


Рис. 7. Распределение планктонных фораминифер в разрезе г. Кыз-Кермен

литам, пользующимся широким пространственным распространением, однако в некоторых пробах встречаются единичные раковины таксонов с более узким ареалом.

Для распределения ПФ и БФ характерно то, что они обычно группируются в определенные ассоциации для приспособления к существующим палеогеографическим обстановкам. Изменение обстановок способствовало вариации состава комплексов фораминифер. Существует определенная закономерность в распределении раковин ПФ и БФ в современных осадках: в местах, приближенных к береговой линии, количество раковин БФ может достигать 99%, а ПФ — 1%. При удалении от берега это отношение постепенно меняется на обратное. Таким образом, количественные соотношения ПФ и БФ (П/Б) позволяют судить о глубине бассейна и степени его удаленности от береговой линии [Горбачик и др., 1996]. Эти данные успешно применяются для ископаемых фораминифер, особенно активно в отношении мезозойско-кайнозойских ассоциаций [Копаевич, 2011].

Среди ПФ удалось выделить 3 группы таксонов, которым для осуществления полного жизненного

цикла необходима разная глубина [Горбачик и др., 1996; Копаевич, 2011; Hart, Bailey, 1979; Leckie, 1989].

Мелководные формы (EWF, или эпиконтинентальная морская фауна) в процессе жизненного цикла осваивают только эуфотическую зону. Это морфотипы мелких размеров, с шаровидными камерами, с тонкой слабоскульптурированной стенкой. К ним относятся роды *Planoheterohelix*, *Hedbergella* и, мелкие раковины *Globigerinelloides*.

Переходным формам (SWF, или мелководная морская фауна) для осуществления полного жизненного цикла необходим интервал глубины от 50 до 100 м. Они представлены более крупными экземплярами родов *Archaeoglobigerina*, *Rugoglobigerina*, крупными *Globigerinelloides* и некоторыми видами рода *Globotruncana*.

Для глубоководных форм (DWF, или глубоководная морская фауна) для осуществления жизненного цикла требуется глубина более 150 м. Это морфологически сложные особи с протяженным жизненным циклом, с сильноскульптурированной стенкой. К ним относятся раковины родов *Globotruncanella*, *Contusotruncana*, *Gansserina*, *Planoglobulina*, *Pseudotextularia* и большинство *Globotruncana*.

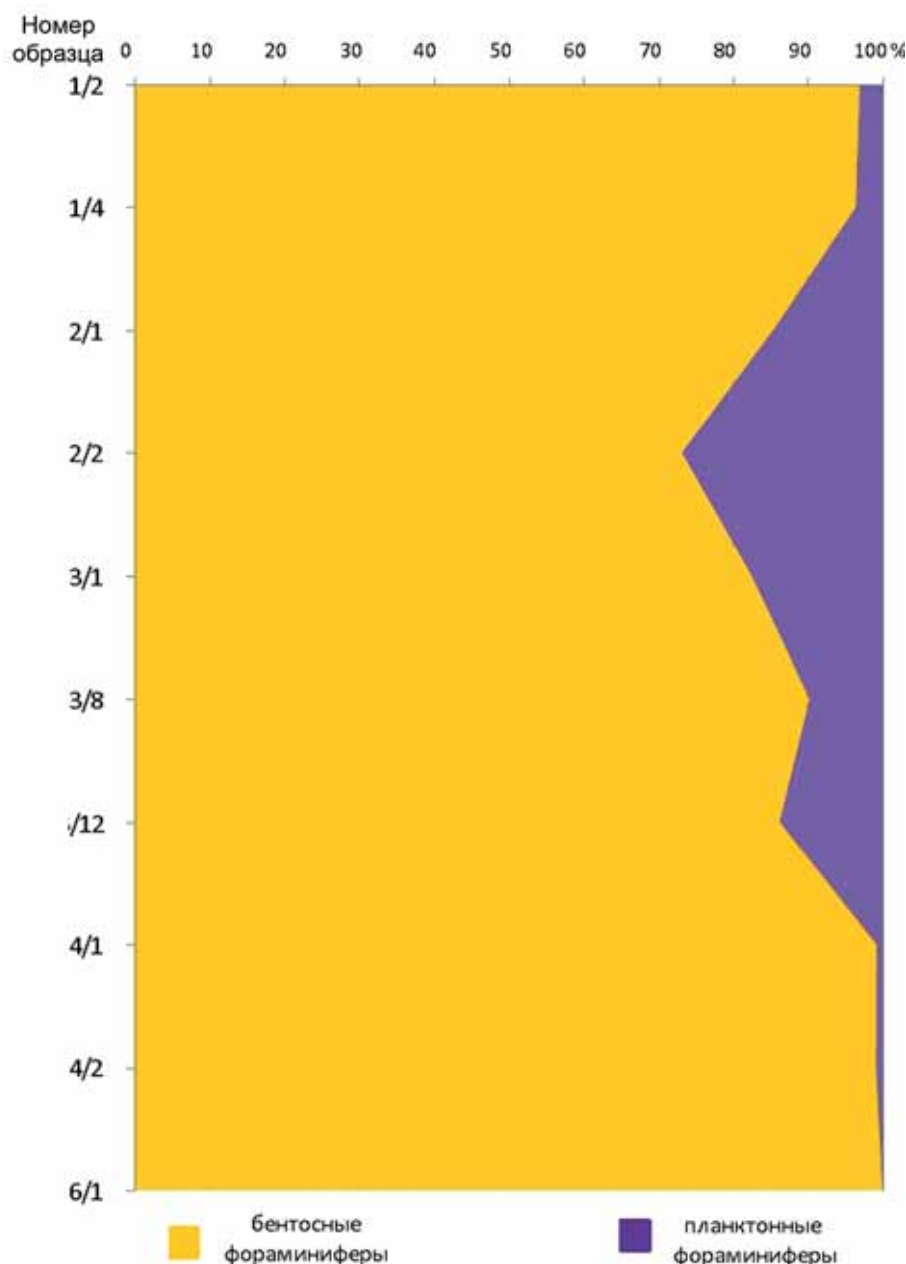


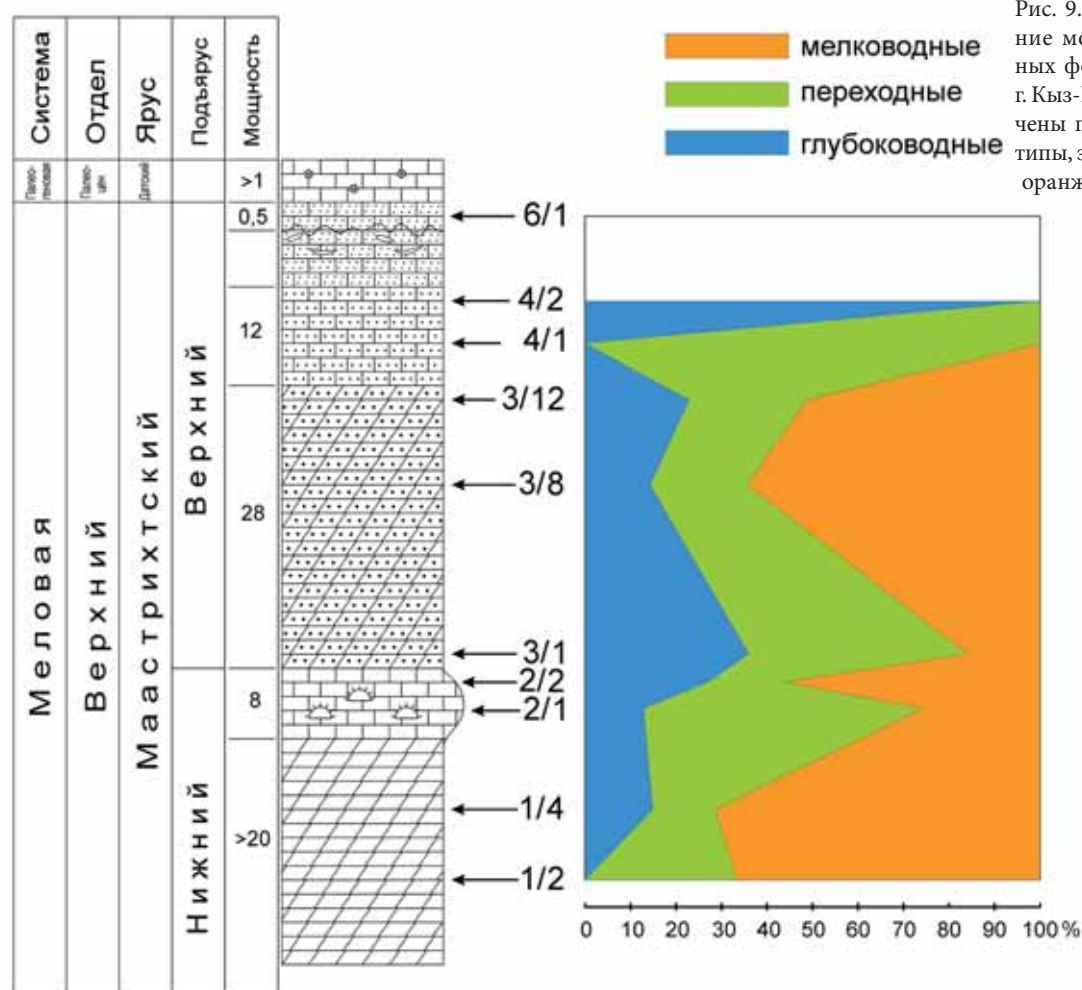
Рис. 8. Процентное содержание раковин БФ и ПФ в разрезе г. Кыз-Кермен

Для палеогеографических реконструкций важно соотношение таксонов разных групп. Для мелководных обстановок, приближенных к береговой линии, характерно увеличение отношения EWF/SWF, а также отсутствие DWF. Для комплексов открытого мелководного бассейна характерно преобладание в комплексе SWF таксонов, присутствие EWF постоянно колеблется, а DWF малочисленны или отсутствуют (менее 2%). Для глубоководных фаций, участков внешнего шельфа, удаленных от береговой линии, типично увеличение количества DWF.

В разрезе г. Кыз-Кермен отношение П/Б постепенно увеличивается от обр. 1/2 до обр. 2/2, достигая значения 25/75% (рис. 8). Это максимальное значение для всего разреза, которое указывает на постепенное увеличение глубины бассейна от внутреннего до среднего шельфа. Выше по разрезу наблюдается один пик этого отношения на уровне пробы 3/12, где

он показывает значение 15/85%. В остальных пробах отношение П/Б значительно меньше, а минимальные его значения приходятся на интервал проб от обр. 4/1 до обр. 6/1 и до полного отсутствия ПФ в последних пробах.

В комплексе ПФ (рис. 9) установлено преобладание спирально-винтовых раковин (от 13,8 до 85,7%) над спирально-плоскостными (от 14,3 до 35,5%) и спирально-коническими (от 14,3 до 69%). В нижней и средней частях разреза преобладают раковины эпиконтинентальных (EWF) и мелководных (SWF) форм, таких, как *Globigerinelloides*, *Rugoglobigerina* и *Planoheterohelix*. Глубоководные таксоны немногочисленны, их присутствие установлено в средней и верхней частях разреза лишь в незначительном числе экземпляров. Таким образом, просматриваются два импульса незначительного увеличения глубины. Преобладание эпиконтинентальных и мелководных



морфотипов свидетельствует о незначительной глубине, не превышающей 100 м (рис. 9).

Заключение. Для разреза г. Кыз-Кермен в маастрихтском веке характерна регрессивная направленность эволюции бассейна. Вверх по разрезу происходит уменьшение количества карбонатной составляющей, увеличивается количество терригенной составляющей, что свидетельствует о падении уровня моря и приближении источника сноса. В верхней части пачки III наблюдается кратковременный импульс углубления бассейна. Седиментологические и геохимические данные позволяют утверждать, что отложения г. Кыз-Кермен формировались в условиях открытой морской карбонатной платформы на относительно незначительной глубине. В разрезе г. Кыз-Кермен наблюдается довольно высокое таксономическое разнообразие фораминифер с явным преобладанием БФ. Присутствуют основные виды-индексы как БФ, так и некоторых ПФ (*Pseudotextularia elegans*), а также несколько видов р. *Rugoglobigerina*, что следует из выделяемых стратиграфических подразделений. Именно это позволило установить маастрихтский возраст изучаемых пород. Граница нижнего и верхнего подъярусов проходит между образцами 2/2 и 3/1, что совпадает со сменой вещественного состава

отложений. Отсутствие в разрезе отложений зоны *Brotzenella praeacuta* — нижней зоны верхнего маастрихта — указывает на существование перерыва между пробами 2/2 и 3/1, что совпадает с изменением вещественного состава пород и увеличением терригенной составляющей, количество которой увеличивается вверх по разрезу.

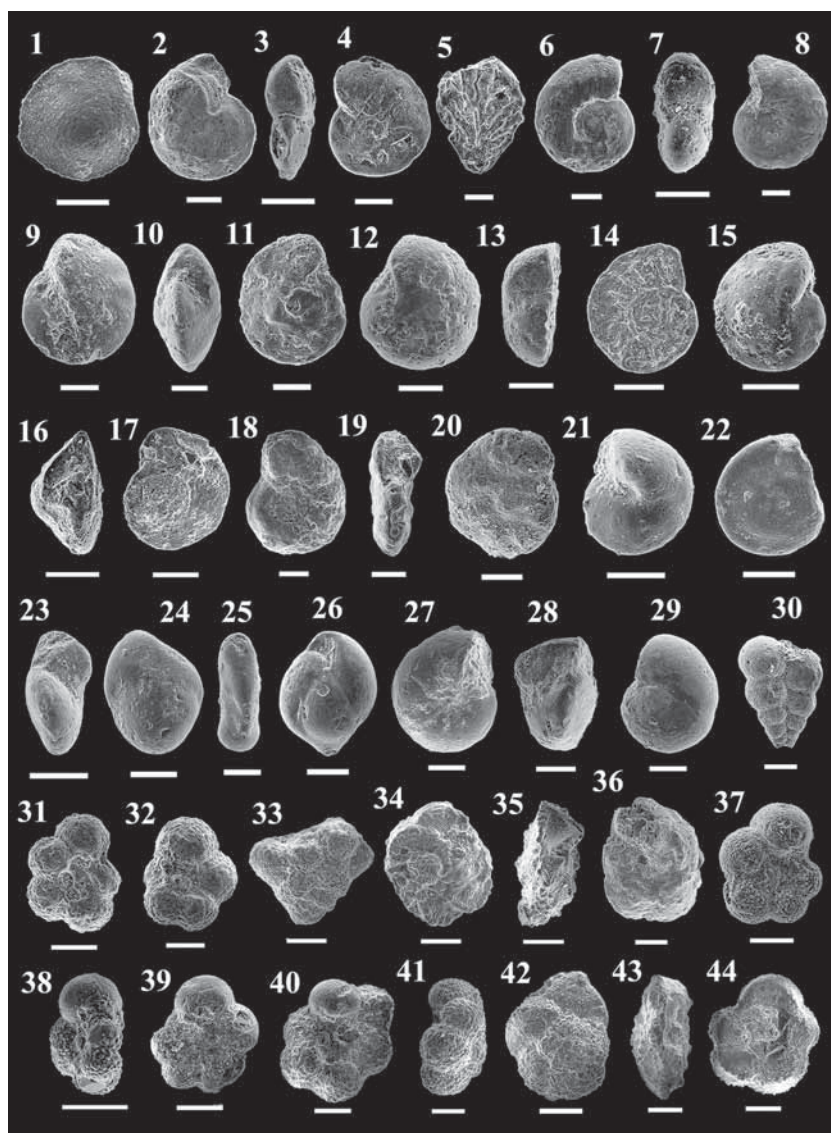
Для всего разреза характерны низкие значения П/Б и преобладание мелководных морфотипов. Это свидетельствует о глубине до 100 м. Однако присутствие раковин глубоководных таксонов, хотя и немногочисленное, изменения отношения П/Б в отдельных точечных интервалах, а также незначительное увеличение таксономического разнообразия ПФ указывают на кратковременные импульсы углубления бассейна до глубины среднего-внешнего шельфа.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам, мнение которых было учтено при переработке статьи, М.А. Устиновой (ГИН РАН), сделавшей существенные замечания, которые помогли улучшить статью. Авторы признательны сотрудникам кафедры литологии и морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова В.Л. Косорукову и Е.В. Карповой за аналитические данные. Особая благодарность сотрудникам лаборатории локальных методов ис-

Фототаблица. Бентосные и планктонные маастрихтские фораминиферы из разреза г. Кыз-Кермен из коллекции № 145 Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова.

Длина масштабных линеек равна 100 мкм

1 — *Osangulariana varroana* (Cushman) (МЗ МГУ №1 45-3-10), вид с умбиликальной стороны; 2–4 — *Falsoplanulina multipunctata* (Bandy): 2 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-12), 3 — вид с периферического края (МЗ МГУ № 145-3-16), 4 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-16); 5 — *Bolivinoides draco* (Marsson), общий вид (МЗ МГУ №145-3-12); 6–8 — *Falsoplanulina mariae* (Jones): 6 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-12), 7 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-13), 8 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ №145-3-13); 9–11 — *Cibicidoides involutus* (Reuss) (МЗ МГУ № 145-3-10): 9 — вид с умбиликальной стороны, 10 — вид с периферии, 11 — вид с дорзальной стороны; 12–14 — *Stensioeina exculpta* (Reuss) (МЗ МГУ № 145-3-9): 12 — вид с умбиликальной стороны, 13 — вид с периферии, 14 — вид с дорзальной стороны; 15–17 — *Cibicidoides voltzianus* (d'Orbigny): 15 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-13), 16 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-10), 17 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-13); 18–20 — *Gavelinella pertusa* (Marsson): 18 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-10), 19 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-13), 20 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-13); 21–23 — *Gyroidinoides girardanus* (Reuss) (МЗ МГУ № 145-3-10): 21 — вид с умбиликальной стороны, 22 — вид с периферии, 23 — вид с дорзальной стороны; 24, 25 — *Bolivina crassa* (Vasilenko&Myatlyuk): 24 — общий вид (МЗ МГУ № 145-3-14), 25 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-10); 26 — *Praebulimina reussi* (Morrow), общий вид (МЗ МГУ № 145-3-11); 27–29 — *Gyroidinoides globosus* (Hagenow): 27 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-10), 28 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-14), 29 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-10); 30 — *Planoheterohelix striata* (Ehrenberg) общий вид (МЗ МГУ № 145-3-3); 31, 32 — *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer): 31 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-5), 32 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-4); 33 — *Planoglobulina brazaensis* (Martin), общий вид (МЗ МГУ № 145-3-3); 34–36 — *Gansserina gansseri* (Bolli): 34 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-4), 35 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-7), 36 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-7); 37–39 — *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg) (МЗ МГУ № 145-3-3): 37 — вид с дорзальной стороны, 38 — вид с периферии, 39 — вид с дорзальной стороны; 40, 41 — *Rugoglobigerina milamensis* (SmithandPessagno): 40 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-5), 41 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-4); 42–44 — *Globotruncana arca* (Cushman) (МЗ МГУ № 145-3-3): 42 — вид с умбиликальной стороны, 43 — вид с периферии, 44 — вид с дорзальной стороны



24 — общий вид (МЗ МГУ № 145-3-14), 25 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-10); 26 — *Praebulimina reussi* (Morrow), общий вид (МЗ МГУ № 145-3-11); 27–29 — *Gyroidinoides globosus* (Hagenow): 27 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-10), 28 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-14), 29 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-10); 30 — *Planoheterohelix striata* (Ehrenberg) общий вид (МЗ МГУ № 145-3-3); 31, 32 — *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer): 31 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-5), 32 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-4); 33 — *Planoglobulina brazaensis* (Martin), общий вид (МЗ МГУ № 145-3-3); 34–36 — *Gansserina gansseri* (Bolli): 34 — вид с умбиликальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-4), 35 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-7), 36 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-7); 37–39 — *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg) (МЗ МГУ № 145-3-3): 37 — вид с дорзальной стороны, 38 — вид с периферии, 39 — вид с дорзальной стороны; 40, 41 — *Rugoglobigerina milamensis* (SmithandPessagno): 40 — вид с дорзальной стороны (МЗ МГУ № 145-3-5), 41 — вид с периферии (МЗ МГУ № 145-3-4); 42–44 — *Globotruncana arca* (Cushman) (МЗ МГУ № 145-3-3): 42 — вид с умбиликальной стороны, 43 — вид с периферии, 44 — вид с дорзальной стороны

следования вещества кафедры петрологии за постоянное сотрудничество при изучении раковин фораминифер под электронным сканирующим микроскопом и получении их фотоизображений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас Автономная Республика Крым. Симферополь; Киев, 2003. 80 с.

База данных по планктонным фораминиферам мезозоя и кайнозоя [Электронный ресурс] / Под ред. J.R. Young, P.R. Bown, B.T. Huber. URL: https://www.mikrotax.org/pforams/index.php?dir=pf_mesozoic (дата обращения: 08.05.2022).

Финансирование. Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН № 0114-2021-0003, при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00495-а, 18-05-00503-а, 19-05-00361-а).

Барбошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н. и др. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана-маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 125–170.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон-маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 5. С. 62–74.

Василенко В.П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлак // Труды ВНИГРИ. 1961. 487 с.

Вишневская В.С., Копеевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1, С. 26–35.

Всемирная база данных по фораминиферам [Электронный ресурс] / Под ред. B.W. Hayward, F. Le Coze, D. Vachard, O. Gross. URL: <https://www.marinespecies.org/foraminifera/index.php>. (дата обращения: 08.05.2022).

Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича и В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.

Горбачик Т.Н., Долицкая И.В., Копеевич Л.Ф., Пирумова Л.Г. Микропалеонтология: Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 112 с.

Гречихина Н.О. Микропалеонтологические данные разреза Кыз-Кермен (ЮЗ Крым) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2021». Москва, 12–23 апреля, 2021.

Гречихина Н.О., Копеевич Л.Ф. Условия формирования нижнемаастрихтских отложений Центрального Крыма (гора Кубалач) по микропалеонтологическим данным // Современная палеонтология: классические и новейшие методы (Мат-лы 16 Всеросс. науч. школы молодых ученых-палеонтологов. Москва, 14–16 октября 2019 г.). Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический ин-т имени А.А. Борисяка, 2019. С. 11.

Гречихина Н.О., Крупина Н.И. Коллекция фораминифер из верхнемеловых отложений Горного Крыма в монографическом фонде Музея земледования МГУ // Жизнь Земли. 2022. Т. 44, № 1. С. 82–88.

Гречихина Н.О., Крупина Н.И. Микропалеонтологическая коллекция бентосных и планктонных фораминифер из монографического фонда Музея земледования МГУ // Наука в вузовском музее: Мат-лы ежегодной Всеросс. науч. конф. с международным участием (Москва, 23–25 ноября 2021 г.). М.: МАКС Пресс, 2021. С. 63–66.

Копеевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85, вып. 5. С. 40–52.

Копеевич Л.Ф. Планктонные фораминиферы позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: зональная биостратиграфия, смена на главных рубежах, палеоокеанические реконструкции: Автореф. докт. дисс. М., 2011. 59 с.

Копеевич Л.Ф., Никишин А.М., Беньямовский В.Н. и др. О позднемаастрихтско-раннедатских водных массах, литологических и фораминиферовых комплексах в тектонически различных зонах Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2007. № 3. С. 42–49.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 176 с.

Рединг Х.Г. Обстановки осадконакопления и фации. В 2-х т. Т. 2. М.: Мир, 1990. 384 с.

Яковишина Е.В. Строение и условия формирования карбонатных отложений верхнего маастрихта Крыма: Автореф. канд. дисс. М., 2006. 28 с.

Caron M. Cretaceous planktonic foraminifera // Plankton stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press. 1985. P. 17–86.

Gawor-Biedowa E. Campanian and Maastrichtian Foraminifera from the Lublin Upland, Eastern Poland // Palaeontologica Polonica. 1992. 187 p.

Georgescu M.D. Handbook of Late Cretaceous Planktic Foraminifera (Practical Classification, Biostratigraphy). N. Y.: Nova Science Publishing, 2015. 331 p.

Hart M.B., Bailey H.W. The distribution of planktonic Foraminifera in the Mid-Cretaceous of NW Europe // Aspekte der Kreide Europas. IUGS ser. A (6). 1979. P. 527–542.

Kopaevich L., Vishnevskaya V. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea–Caucasus area: Palaeoceanography, Palaeoclimate and Sea Level Changes // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2016. Vol. 441, N 3. P. 493–515.

Leckie R. M. A paleoceanographic model for the early evolutionary history of planktonic foraminifera // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1989. Vol. 73. P. 107–138.

Premoli Silva I., Verga D. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera // In Internat. School on Planktonic Foraminifera. Perugia: Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, 2004. 288 p.

Robaszynski F., Caron M., Gonzalez-Donoso. European Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids // Group on Planktonic Foraminifera. Revue de Micropaleontologie. 1984. Vol. 26. P. 145–305.

Статья поступила в редакцию 31.05.2022, одобрена после рецензирования 08.06.2022, принята к публикации 22.11.2022

УДК 550.34.06:551.781.4+551.87(477.75)

ЭОЦЕНОВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

Екатерина Александровна Лыгина¹✉, Наталья Витальевна Правикова²,
Екатерина Романовна Чижова³, Татьяна Юрьевна Тверитинова⁴,
Елена Васильевна Яковичина⁵, Анатолий Михайлович Никишин⁶,
Максим Валерьевич Коротаев⁷, Александр Вениаминович Тевелев⁸,
Елизавета Андреевна Краснова⁹, Владимир Леонидович Косоруков¹⁰,
Евгений Николаевич Самарин¹¹

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

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

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; chizhova_er@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tvertat@yandex.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yakovishina@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; korm1111@yandex.ru

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; atevelev@yandex.ru

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; e.krasnova@oilmsu.ru

¹⁰ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kosorukov-vladimir@rambler.ru

¹¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samarinen@mail.ru

Аннотация. Представлены результаты комплексного изучения мел-эоценовых отложений Центрального Крыма (г. Ак-Кая). Определены температура и солёность формирования пород маастрихта и эоцена, проведена корреляция с глобальным климатическим событием EECO (Early Eocene Climate Optimum). Доказана синхронность формирования крутых субмеридиональных трещин и базального горизонта эоцена. Выделено три крупных этапа деформаций: доэоценовый, эоценовый и постэоценовый. Показано, что эоценовый этап отвечает формированию палеосейсмодислокаций на фоне главной фазы тектонической активности в Понтидах (Восточная Турция).

Ключевые слова: Центральный Крым, мел, эоцен, палеосейсмодислокации, тектонические события

Для цитирования: Лыгина Е.А., Правикова Н.В., Чижова Е.Р., Тверитинова Т.Ю., Яковичина Е.В., Никишин А.М., Коротаев М.В., Тевелев А.В., Краснова Е.А., Косоруков В.Л., Самарин Е.Н. Эоценовая сейсмичность и палеогеография Центрального Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 68–77.

EOCENE SEISMICITY AND PALEOGEOGRAPHY OF THE CENTRAL CRIMEA

Ekaterina A. Lygina¹✉, Natalia V. Pravikova², Ekaterina R. Chizhova³,
Tatiana Yu. Tveritinova⁴, Elena V. Yakovishina⁵, Anatoly M. Nikishin⁶,
Maksim V. Korotaev⁷, Aleksandr V. Tevelev⁸, Elizaveta A. Krasnova⁹,
Vladimir L. Kosorukov¹⁰, Eugeny N. Samarin¹¹

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

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

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; chizhova_er@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tvertat@yandex.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yakovishina@mail.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; korm1111@yandex.ru

⁸ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; atevelev@yandex.ru

⁹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; e.krasnova@oilmsu.ru

¹⁰ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kosorukov-vladimir@rambler.ru

¹¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samarinen@mail.ru

Abstract. The article considers the results of a comprehensive study of the Cretaceous-Eocene deposits of the Central Crimea (Ak-Kaya mount.). The temperature and salinity of the formation of Maastrichtian and Eocene rocks have been determined, and a correlation has been made with the global climatic event EECO (Early Eocene Climate Optimum). The synchronicity of the formation of steep submeridional fractures and the basal horizon of the Eocene has been proved. Three major stages of deformation have been identified: pre-Eocene, Eocene, and post-Eocene. It

is shown that the Eocene stage corresponds to the formation of paleoseismic dislocations during the main phase of tectonic activity in the Pontids (Eastern Turkey).

Key words: Central Crimea, Cretaceous, Eocene, paleoseismic dislocations, tectonic events

For citation: Lygina E.A., Pravikova N.V., Chizhova E.R., Tveritinova T.Yu., Yakovishina E.V., Nikishin A.M., Korotaev M.V., Tevelev A.V., Krasnova E.A. Kosorukov V.L., Samarina E.N. Eocene seismicity and paleogeography of the Central Crimea. *Moscow University Geol. Bull.* 2022: № 5; 68–77. (In Russ.).

Введение. Статья посвящена результатам изучения пограничных мел-палеогеновых отложений Центрального Крыма и продолжает начатые в 2016–2017 гг. исследования, итоги которых описаны в работе [Лыгина и др., 2019]. Опробован участок, соседний с исследованным ранее, на северо-западном склоне г. Ак-Кая и проведен более широкий комплекс анализа вещества. Задачей работ была проверка ранее выдвинутой версии о широком развитии эоценовых структурных преобразований в этом регионе. Последние проявились в формировании палеосейсмодислокаций в виде дизъюнктивных сейсмогенных структур в результате древних землетрясений. Последние в свою очередь отражают периодический рост крупных поднятий складчатого фундамента Крыма, связанного с тектоническими событиями в Северо-Восточной Турции [Nikishin et al., 2014].

Материалы и методы исследований. В основу работы положен материал, отобранный в течение полевых сезонов 2019–2020 гг. Район исследований находится в пределах Белогорско-Курской структурно-фациальной зоны (СФЗ) центральной части Предгорного Крыма [Астахова и др., 1984; Зернецкий и др., 2014], на северной окраине г. Белогорск и представляет собой скальный уступ эоценовой куэсты (рис. 1, 2).

Разрез пограничных меловых–эоценовых отложений изучен на северо-западном склоне г. Ак-Кая ($45^{\circ}06'49''$ с. ш.; $34^{\circ}36'41''$ в. д.) в 1,25 км на север от северного окончания с. Белая Скала. Замеры трещиноватости (более 100 трещин) и отбор материала заполнения крупных трещин проведены в 760 м на юго-восток от первого обнажения ($45^{\circ}06'33''$ с. ш.; $34^{\circ}37'05''$ в. д.) (рис. 2).

В описанном разрезе снизу вверх выделены 4 слоя (рис. 3). Слои 1, 2 отнесены к маастрихту, слои 3, 4 — к эоцену по аналогии с ранее описанным соседним обнажением [Лыгина и др., 2019].

Слой 1. Серые, плотные, песчанистые известняки с многочисленными ходами роющих организмов, местами ожелезненные (>3 м).

Слой 2. Спикуловые известняки светло-серые, массивные, с примесью глауконита и кварца. В верхней части ожелезнены, биотурбированы (5 м).

Несогласная граница меловых пород и нуммулитовых известняков эоцена обнажена под нависающим карнизом куэсты. Она представлена неровной ожелезненной поверхностью твердого дна, покрытой глауконитовой коркой и пронизанной ходами роющих организмов на глубину до 0,5–0,7 м.

Слой 3. Нуммулитовые глауконитовые известняки с базальным конгломератом в основании (2 м).

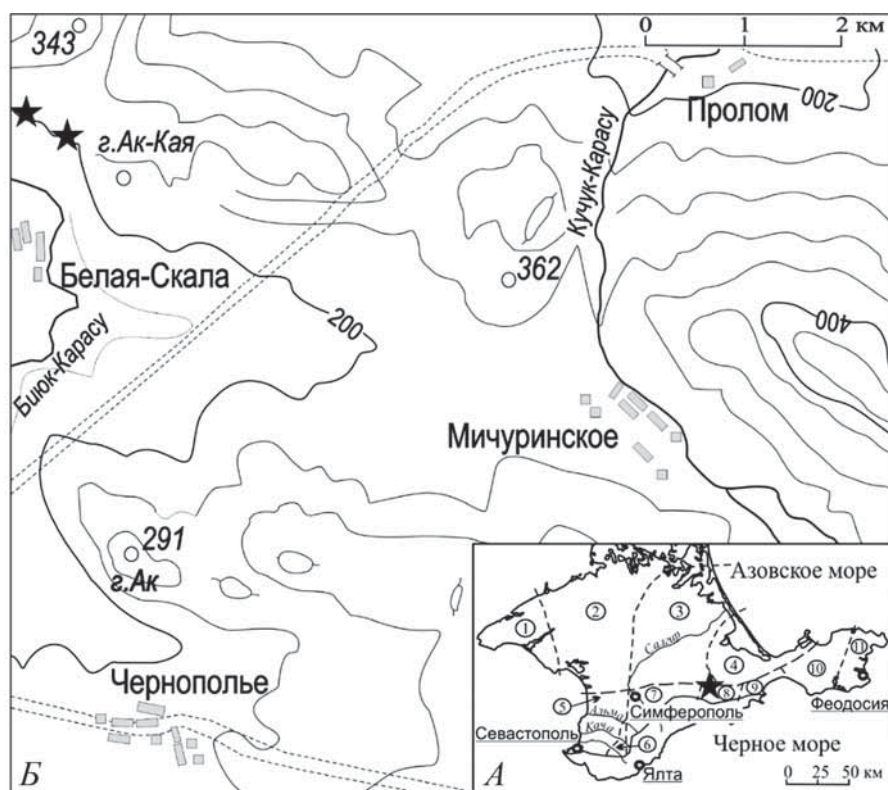


Рис. 1. Положение изученных разрезов (звездочки): А — на карте-схеме Крымского п-ова, по [Зернецкий и др., 2014]: цифры в кружках — структурно-фациальные зоны: Равнинный Крым: 1 — Тарханкутская, 2 — Сивашская, 3 — Северо-Восточная, 4 — Индольская, 5 — Юго-Западная, 6 — Бахчисарайский стратотипический район; Предгорный Крым: 7 — Симферопольская, 8 — Белогорско-Курская, 9 — Насыпкойская, Керченский район: 10 — Центральная, 11 — Восточная; Б — на топографической схеме Белогорского района Крыма, по [Лыгина и др., 2019]

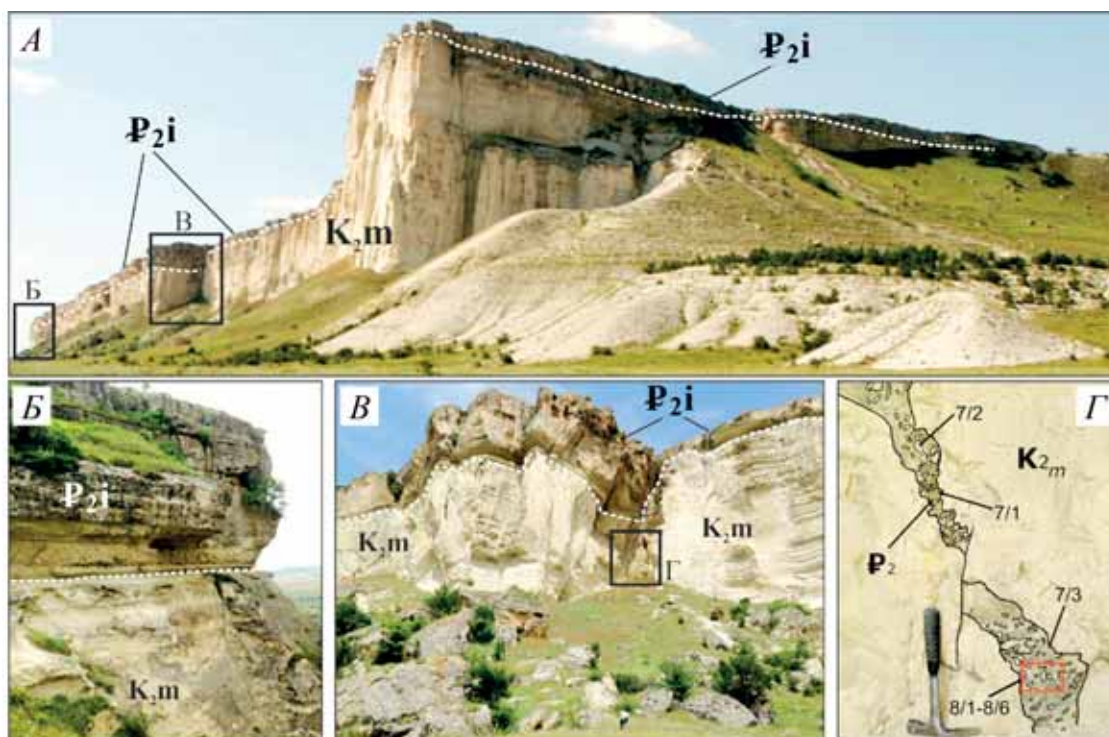


Рис. 2. Общий вид изученных обнажений пограничных мел-эоценовых отложений г. Ак-Кая. Белый пунктир — границы разновозрастных отложений, рамки с буквами — положение отдельных частей изученных обнажений на фото: А — общий вид на г. Ак-Кая с юг-юго-востока; Б, В — общий вид изученных обнажений на северо-западном склоне г. Ак-Кая (Б) и на юго-восток от него (В) (в рамке на рис. 2 В — положение крупной трещины в обнажении, см. Г); Г — фото крупной трещины с элементами дешифрирования и схемой отбора образцов

Слой 4. Нуммулитовые известняки органогенно-обломочные, плотные, массивные (>3 м). В слоях 3 и 4 снизу вверх количество глауконита уменьшается.

Кровля маастрихтских пород расчленена многочисленными различно ориентированными трещинами, в том числе крупными структурами отрывного типа, которые заполнены материалом, близким по составу к базальному горизонту эоцена с обломками маастрихтских пород разного размера (рис. 2, 3).

Всего из описанных обнажений отобрано 18 образцов, из которых изготовлено 10 шлифов. Образцы отобраны из послойно описанного разреза верхней части маастрихтских пород до границы с эоценом (3 шт.), из перекрывающих нуммулитовых известняков эоцена (6 шт.), в том числе из базального горизонта (3 шт.), а также из материала, заполняющего крупные трещины в верхнемеловых отложениях (9 шт., рис. 3). Шлифы изучены под микроскопом Zeiss Lab. A1 на кафедре региональной геологии и истории Земли МГУ имени М.В. Ломоносова. В результате выделено 5 литологических типов (ЛТ) отложений, при описании которых использована классификация карбонатных пород по первично-осадочным структурам Р.И. Данема, усовершенствованная А. Эмбри и Дж. Кловеном [Уилсон, 1980]. Классификация строится на разнице соотношения микритового заполнителя и зерен (целых раковин, обломков скелетов, литокластов и др.) карбонатных пород. Она позволяет перейти к интерпретации палеогеографических обстановок с

использованием стандартных микрофаций (СМФ) и модели фациальных поясов [Уилсон, 1980], дающих достаточно полное представление о палеогеографии древнего бассейна осадконакопления.

ЛТ1 (шлиф 3/1). Известняк спикуловый, алевроитистый, органогенно-обломочный, мелко-среднеобломочный (мад-вакстоун). В породе присутствуют обломки спикул известковых губок от 0,05 до 0,6 мм (в среднем 0,2–3 мм, 20%), обломки раковин фораминифер размером до 1 см (10%) и единичные двустворки. Присутствуют зерна кварца размером до 0,05 мм (5–7%), глауконита размером около 0,3 мм (1–2%), цемент базальный (55–60%), микритовый, комковато-сгустковый, цианобактериально-водорослевый; порода сильно биотурбирована, развито ожелезнение. Литотип характеризует породы маастрихта.

ЛТ2 (шлифы 4/2, 4/3). Известняк спикулово-фораминиферовый, алевроитистый (мадстоун), органогенно-обломочный, тонкозернистый. В породе присутствуют остатки фораминифер и спикул губок (10–15%), единичные остатки двустворков, криноидей. Литотип практически идентичен ЛТ1, однако здесь содержится до 10–15% алевроитовых частиц кварца (0,05–0,07 мм). Основная масса сложена кальцитовым микритом (70–75%). Встречены отдельные области с четкой границей, внутри которых в средне-мелкокристаллической кальцитовой массе присутствуют глауконит и редкие нуммулиты. К ЛТ2 относятся породы обломков твердого дна в кровле

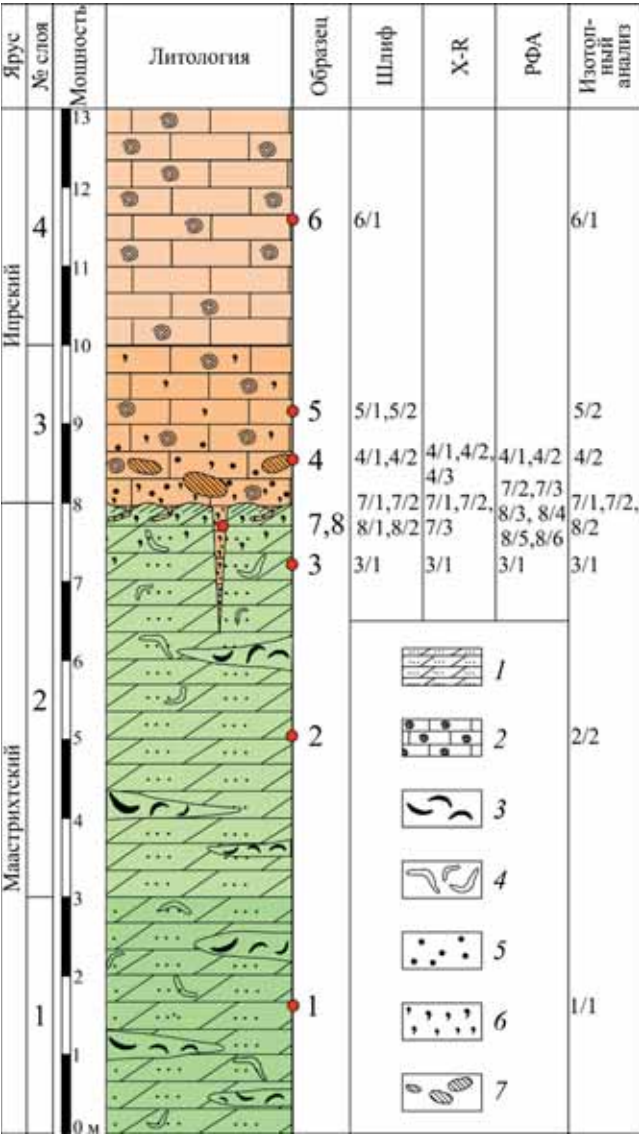


Рис. 3. Разрез пограничных мел-эоценовых отложений г. Ак-Кая со схемой отбора образцов и выполненными исследованиями: 1 — мергели алевролитистые; 2 — известняки нуммулитовые; 3 — скопления раковинного детрита; 4 — ходы роющих организмов; 5 — конкреции фосфорита; 6 — конкреции глауконита; 7 — обломки кровли пород твердого дна

маастрихтских отложений, закатанные в базальный горизонт эоценовых отложений.

Отложения ЛТ1-2 сформированы в пределах относительно глубоководной части внешнего шельфа с глубиной до нескольких сотен метров в нормально-морских водах, насыщенных кислородом [Уилсон, 1980].

ЛТ3 (шлиф 7/2). Седиментационная брекчия (рудстоун). Структура обломочная, крупнозернистая, литокласты с размерами до 1,5 см составляют до 70% породы и представлены породами, аналогичными таковым в шлифах 3/1, 4/2, 4/3 (ЛТ1-2), текстура брекчиевая. Пространство между литокластами заполнено вторичным крупнокристаллическим кальцитом (30%) со следами деформаций, с зернами глауконита размером от 0,2 мм до 0,5 мм, в некоторых местах глауконит представлен мелко-

кристаллическим цементом, отмечено ожелезнение. К ЛТ3 относятся породы, заполняющие трещины в верхней части меловых пород. Идентичность образцов маастрихтских пород и литокластов седиментационной брекчии может указывать на их одновозрастность.

ЛТ4 (шлифы 5/1, 5/2, 7/1, 8/1, 8/2). Известняк нуммулитовый глауконитовый (вак-пакстоун), биоморфный, большую часть породы составляют обломки и целые раковины крупных (20%) и единичные мелких бентосных фораминифер (от 0,1 до 22 мм, в среднем 0,9 мм), редкие крупные (более 2 см) остатки раковин двустворок, единичные обломки криноидей. Материал сгружен, плохо сортирован, присутствуют средне- и плохо окатанные зерна глауконита (40%) размером от 0,1 до 1 мм (в среднем 0,3–0,5 мм). Цемент (30%) микритовый, комковато-сгустковый, цианобактериально-водорослевый. Пористость от 5–7 до 20–30%, частично открытая и залеченная среднекристаллическим кальцитом (5–7%). К ЛТ4 относится материал, заполняющий трещины, и породы базального горизонта эоцена.

ЛТ5 (шлиф 6/1). Известняк нуммулитовый, органогенно-обломочный, с примесью глауконита (пакстоун). Структура крупно- и органогенно-обломочная, присутствуют целые раковины крупных бентосных фораминифер и их обломки (от 0,2 до 2 мм, в среднем 0,8 мм; 65–70%), обломки раковин брахиопод, зерна глауконита (0,1–0,7 мм, в среднем 0,3–0,4 мм; 2–3%). Цемент (20–25%) микритовый, комковато-сгустковый, цианобактериально-водорослевый. Отмечены следы ожелезнения по всей площади шлифа. К ЛТ5 относятся эоценовые породы, перекрывающие все вышеописанные образования.

Отложения ЛТ3, ЛТ4 и ЛТ5 накапливались на незначительной глубине (несколько десятков метров) в море с нормальной соленостью [Уилсон, 1980].

Целью проведения **рентгенофазового анализа** было уточнение и сравнение минерального состава заполняющего трещины материала и пород маастрихта. Для этого было отобрано 6 образцов из трещин, один образец из верхней части разреза маастрихта и 2 образца из базального горизонта эоценовых отложений (рис. 3, 4). В процессе анализа определялся валовый минеральный состав проб. Съемка проводилась на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3М в лаборатории кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова.

Рентгено-флуоресцентный анализ. Валовой химический состав исследованных образцов анализировали в лаборатории грунтоведения и технической мелиорации кафедры инженерной и экологической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова. Анализ выполнен на приборе СПЕКТРОСКАН МАХ-GV (НПО «СПЕКТРОН», г. Санкт-Петербург, заводской № 4164) согласно методике выполнения измерений массовой доли металлов и оксидов металлов в по-

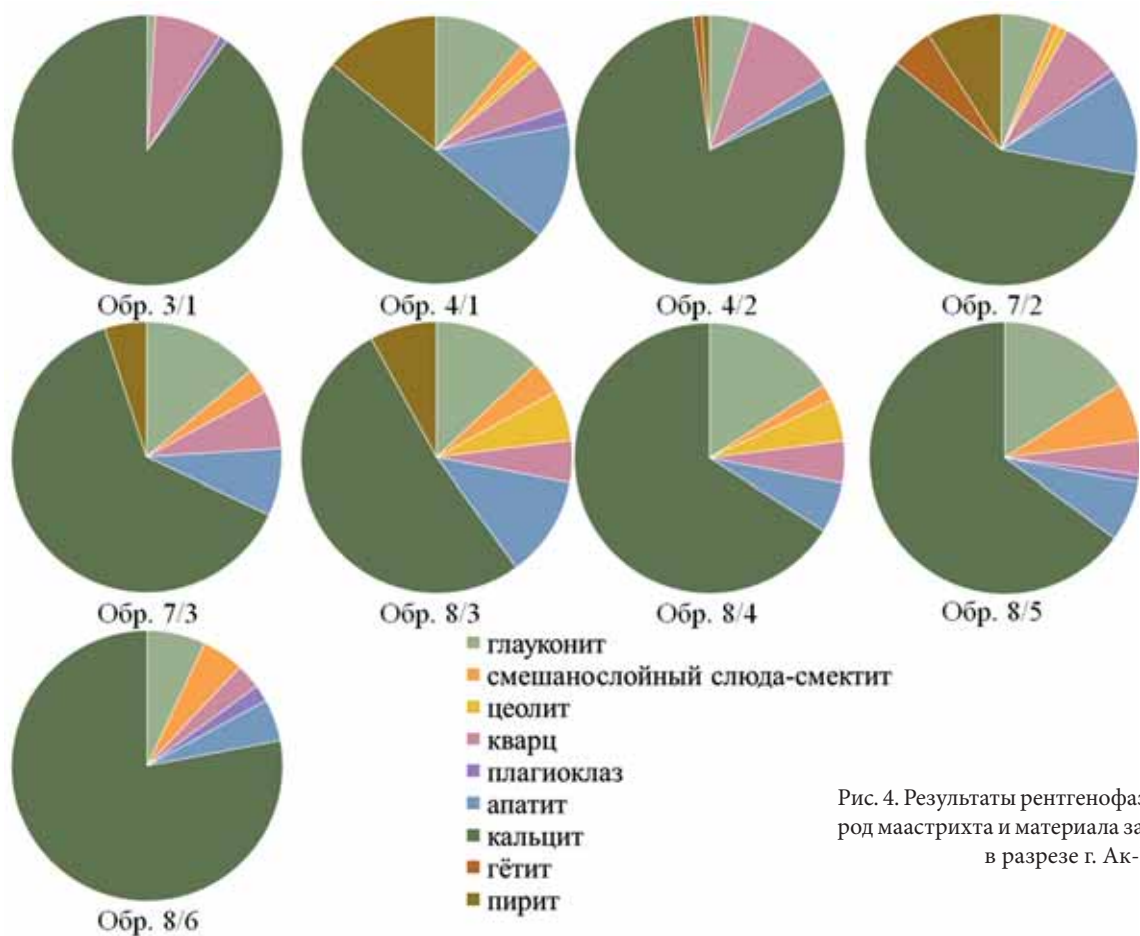


Рис. 4. Результаты рентгенофазового анализа пород маастрихта и материала заполнения трещин в разрезе г. Ак-Кая

Таблица 1

Результаты рентгено-флуоресцентного анализа маастрихтских пород и материала заполнения трещин в разрезе г. Ак-Кая

| Ок-сиды, эле-менты | Единицы измерения | Номера образцов | | | | | | |
|--------------------------------|-------------------|-----------------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|
| | | 7-1 | 7-2 | 7-3 | 3-1 | 4-1 | 4-2 | 4-3 |
| SiO ₂ | % | 3,91 | 4,72 | 3,34 | 3,36 | 4,12 | 2,87 | 6,89 |
| TiO ₂ | | 0,54 | 0,77 | 0,42 | 0,78 | 0,54 | 0,53 | 0,41 |
| Al ₂ O ₃ | | 9,10 | 6,93 | 9,50 | 5,48 | 8,30 | 5,04 | 6,52 |
| Fe ₂ O ₃ | | 6,06 | 2,62 | 6,92 | 1,96 | 5,42 | 2,73 | 4,30 |
| MnO | | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,08 | 0,04 |
| CaO | | 29,79 | 27,03 | 30,65 | 46,98 | 40,43 | 44,74 | 42,24 |
| MgO | | 1,69 | 1,19 | 1,63 | 0,24 | 1,50 | 1,23 | 1,19 |
| K ₂ O | | 3,00 | 2,50 | 3,02 | 2,37 | 2,94 | 1,89 | 2,40 |
| Na ₂ O | | 2,68 | 4,43 | 0,93 | 2,49 | 2,40 | 2,54 | 2,03 |
| CO ₂ | | 23,41 | 21,24 | 24,08 | 36,91 | 31,76 | 35,15 | 33,19 |
| P ₂ O ₅ | | 9,66 | 0,23 | 4,42 | 0,16 | 1,38 | 0,81 | 0,86 |
| S | | 0,17 | 0,23 | 0,08 | 0,33 | 0,15 | 0,15 | 0,10 |
| summ | | 92,90 | 77,68 | 85,01 | 101,09 | 98,97 | 97,76 | 100,15 |

| Ок-сиды, эле-менты | Единицы измерения | Номера образцов | | | | | | |
|--------------------|-------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | 7-1 | 7-2 | 7-3 | 3-1 | 4-1 | 4-2 | 4-3 |
| Ba | ppm | – | 54 | – | 187 | – | – | – |
| Cr | | 306 | 370 | 247 | 388 | 312 | 259 | 220 |
| Cs | | 9,5 | 11,2 | 9,5 | 13,5 | 12,6 | 9,5 | 7,1 |
| Rb | | 77 | 46 | 97 | 29 | 75 | 33 | 58 |
| Sc | | 38,5 | 12,7 | 28,8 | 12,7 | 27,9 | 10,0 | 17,1 |
| Sr | | 693 | 439 | 535 | 650 | 336 | 309 | 339 |
| V | | 15 | 11 | 23 | 18 | 27 | 11 | 26 |
| Co | | 11,7 | 4,5 | 15,0 | 10,0 | 3,8 | 3,8 | 6,2 |
| Cu | | 92 | 30 | 89 | 46 | 62 | 64 | 68 |
| Mo | | 4,1 | 2,7 | 3,9 | 1,8 | 2,8 | 2,8 | 2,8 |
| Ni | | 104 | 38 | 99 | 53 | 73 | 71 | 78 |
| Zn | | 143 | 108 | 114 | 98 | 105 | 75 | 73 |
| Cd | | 1,06 | 0,26 | 0,13 | 0,30 | 0,72 | 0,48 | 0,63 |
| Hg | | 0,134 | 0,060 | 0,118 | 0,080 | 0,069 | 0,047 | 0,084 |
| As | | 14,4 | 10,8 | 11,8 | 11,0 | 10,2 | 6,0 | 11,4 |
| Sn | | – | – | – | – | – | – | – |
| Pb | | 85 | 34 | 56 | 10 | 41 | 21 | 21 |

рошковых пробах пород методом рентгено-флуоресцентного анализа, регламентированной в методике М049-П/04 и аттестованной в соответствии с ГОСТ Р 8.563-2009 9. По данным анализа получены следующие результаты (табл. 1).

Таблица 2

Результаты изотопного анализа пород маастрихта (1), эоцена (2) и материала заполнения трещин (3) в разрезе г. Ак-Кая

| Номер п/п | Лабораторный номер образца | $\delta^{13}\text{C}$, ‰, VPDB | $\delta^{18}\text{O}$, ‰, VPDB | T пересчета | $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, 5 T, °C | S, ‰ | Примечание |
|-----------|----------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-------------|--|------|------------------------|
| 1 | 1/1 | 1,74 | -1,63 | 21 | -3,63 | 31 | 1 |
| 2 | 2/2 | 0,66 | -2,34 | 25 | -4,33 | 30 | 1 |
| 3 | 3/1 | 2,97 | -1,02 | 19 | -3,01 | 33 | 1 |
| 4 | 4/2 | 0,72 | -1,72 | 22 | -3,71 | 31 | 1 |
| 5 | 5/2 | -0,16 | -4,83 | 38 | -6,82 | 26 | 2 (базальный горизонт) |
| 6 | 5/2-1 | 0,54 | -3,10 | 29 | -5,09 | 29 | 2 (раковина) |
| 7 | 5/2-2 | 0,40 | -3,55 | 31 | -5,54 | 28 | 2 (базальный горизонт) |
| 8 | 6/1 | 2,36 | -2,08 | 24 | -4,07 | 31 | 2 |
| 9 | 7/1 | 1,15 | -2,57 | 26 | -4,56 | 30 | 3 |
| 10 | 7/2 | 2,45 | -1,44 | 21 | -3,43 | 32 | 3 |
| 11 | 8/2 | 1,08 | -2,70 | 27 | -4,69 | 29 | 3 |

Примечания. Значения солёности и изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ по [Bauch et al., 1995; Brezgunov et al., 1983; Brezgunov, 1990; Létolle et al., 1993].

Изотопный состав углерода и кислорода.

Пробы отбирали точечно из каждой выделяемой разности, в зависимости от количества карбонатного материала навеску брали массой от 100 до 500 мкг. Пробу подвергли обработке 105%-ной полифосфорной кислотой на линии пробоподготовки Gas Bench II, подключенной непосредственно к масс-спектрометру. Углекислый газ, выделившийся в результате реакции карбоната с кислотой, поступал в камеру масс-спектрометра, где анализировался изотопный состав углерода и кислорода в нем. Для расчета изотопного состава углерода и кислорода анализируемых образцов использован стандартный газ CO_2 с известным изотопным составом. Для карбонатов изотопные значения как углерода ($\delta^{13}\text{C}$), так и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) указываются в промилле относительно VPDB — аналог PDB (Pee Dee Belemnite, Belemnite Americana из известняковой формации Pee Dee, Южная Каролина). Точность измерений контролировалась по международным стандартам NBS-18 и NBS-19 с известными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Каждый образец анализировали 2 раза. Воспроизводимость результатов анализа, включая полный цикл пробоподготовки образцов, не вышла в среднем за пределы $\pm 0,2\%$. Исследования проводились в лаборатории кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ имени М.В. Ломоносова. Результаты изотопного анализа представлены в табл. 2.

На распределении изотопа ^{18}O между кислородом воды и минерала, т.е. на наличии изотопного обмена между этими двумя компонентами, основан метод изотопной термометрии. Это распределение зависит от температуры осаждения: чем ниже температура, тем больше $\delta^{18}\text{O}$ содержится в соединении, а чем выше температура, тем меньше будет отличаться изотопный состав кислорода минерала от кислорода воды того водного резервуара, с которым он связан [Тейс, Найдин, 1973].

Значения палеотемпературы рассчитывали с использованием уравнения Эпштейна [Epstein et al., 1953] с измененными температурными коэффициентами, рассчитанными для лабораторного неорганического осаждения кальцита [Kim et al., 1997].

Увеличение содержания $\delta^{13}\text{C}$ в изученных образцах свидетельствует о повышении роли органического вещества в бассейне, так как живые организмы для фотосинтеза используют легкий изотоп ^{12}C , а тяжелый изотоп ^{13}C остается в воде и идет на постройку карбонатов, т.е. чем больше $\delta^{13}\text{C}$, тем выше была биопродуктивность бассейна [Галимов, 1968].

Характеристика трещиноватости. Вдоль всего склона горы кровля меловых пород нарушена многочисленными трещинами. Большинство из них немые, т.е. не несут признаков смещений. Кроме того, установлены структуры отрывного типа, а также сколы, сопровождающиеся зеркалами скольжения с различным направлением смещения. Для восстановления полей напряжений использованы результаты статистической обработки массовых замеров ориентировки трещин, разрывных нарушений и жильных тел с применением методики парагенетического анализа дизъюнктивных структур [Расцветаев, 1987 и др.], который позволяет выделять среди структур разрушения их определенные парагенетические семейства, связанные общностью условий формирования и отвечающие определенным этапам развития. Статистическая обработка проведена с помощью построения структурных диаграмм по стандартной методике [Курдин, 2000]. Диаграмма трещиноватости изученных отложений указывает на присутствие нескольких систем трещинных дизъюнктивов:

- послойные трещины пологого северного падения;
- различно ориентированные крутопадающие трещины неясной кинематики, ортогональные слоистости;

– две системы структур отрывного типа: крутопадающие отрывы север-северо-восточного простирания, часто сопровождающиеся дроблением и заполненные материалом, который визуально близок базальному горизонту эоцена; маломощные крутопадающие субширотные жилы;

– две системы сколовых трещин: правые сдвиги север-северо-восточного и левые сдвиги север-северо-западного простирания.

Результаты исследований и их обсуждение.

По результатам рентгенофазового анализа породам свойственны следующие вариации состава (рис. 4).

В образце из верхней части маастрихта (3/1) зафиксировано максимальное количество кальцита (90%). Встречается кварц (8%), отмечено минимальное количество глауконита и плагноклаза.

В образцах из кровли маастрихта (обр. 4/1 и 4/2) количество кальцита варьирует от 50 до 80%, глауконита — от 5 до 11%, кварца — от 6 до 11%, апатита — от 2 до 14%, пирита от 1 до 14%. Максимальное количество апатита, пирита и глауконита встречено в образце 4/1, где и визуально, и в шлифах определено большое количество темноцветных зерен.

В образцах из материала, заполняющего трещины (обр. 7/2, 7/3, 8/3, 8/4, 8/5, 8/6), количество кальцита варьирует от 52 до 66%, глауконита — от 6 до 16%, кварца — от 3 до 7%, апатита — от 5 до 12%, пирита от 0 до 9%. В образцах 8/2, 8/3 определено 5–6% цеолита и 2–7% слюды-сметита.

Таким образом, породы маастрихта отличаются по валовому минеральному составу от пород заполнения трещин. По данным изотопного анализа последние наиболее близки по составу к породам базального горизонта эоценовых отложений. Наличие глауконита и апатита свидетельствует о размыве перед началом накопления эоценовых отложений, а присутствие алевритовых зерен кварца — об относительной близости источника сноса терригенного материала. Цеолит мог появиться вследствие вторичных изменений вещества при подвижках по трещинам.

Данные рентгено-флуоресцентного анализа 7 образцов из верхней части разреза маастрихта (обр. 3/1, 4/1–4/3) и материала заполнения трещин (обр. 7/1, 7/3 взяты из основной массы, обр. 7/2 — из крупного обломка, скорее всего, маастрихтского возраста) включают рассчитанные значения концентрации (ppm) 18 элементов и 11 петрогенных оксидов (масс. %, табл. 1). Для оксидов также выполнен пересчет в элементную форму. Эти данные позволили вычислить ряд отношений химических элементов и петрохимических модулей (отношений оксидов элементов), которые традиционно используются для анализа условий осадконакопления [Юдович, Кетрис, 2000; Скляров, 2001]. Несмотря на то что изучение карбонатных отложений на основе модулей считается малоэффективным вследствие незначительного содержания большинства петрогенных оксидов и их ограниченного набора [Скляров, 2001],

полученные данные позволили сравнить породы и уточнить условия среды их формирования.

Были выбраны следующие отношения элементов и петрохимические модули для характеристики геохимии изученных пород (табл. 3): Mg/Ca, Ca/Sr, титановый (ТМ), натриевый (НМ), железный (ЖМ) модули.

По схожести модулей изученные образцы можно объединить в две группы (табл. 3): 1) породы маастрихта (образцы 3/1, 4/2, 7/2) и 2) материал заполнения трещин (образцы 7/1, 7/3, 4/1, 4/3). Последние два образца представляют собой значительно переработанные фрагменты зрелой поверхности твердого дна в кровле маастрихтских пород. По схожести значений отношения химических элементов породы также объединены в две группы: 1) материал заполнения трещин (образцы 7/1–7/3) и 2) породы маастрихта (образцы 3/1, 4/1–4/3).

Таблица 3

Отношения некоторых петрогенных оксидов и химических элементов в породах маастрихта и материале заполнения трещин в разрезе г. Ак-Кая

| Показатель | Номера образцов | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 7/1 | 7/2 | 7/3 | 3/1 | 4/1 | 4/2 | 4/3 |
| Петрохимические модули | | | | | | | |
| ТМ | 0,06 | 0,11 | 0,04 | 0,14 | 0,06 | 0,10 | 0,06 |
| НМ | 0,29 | 0,64 | 0,10 | 0,46 | 0,29 | 0,50 | 0,31 |
| ЖМ | 0,63 | 0,34 | 0,70 | 0,32 | 0,62 | 0,51 | 0,63 |
| Отношение химических элементов | | | | | | | |
| Mg/Ca | 0,048 | 0,037 | 0,045 | 0,004 | 0,031 | 0,023 | 0,024 |
| Ca/Sr | 0,031 | 0,044 | 0,041 | 0,052 | 0,086 | 0,103 | 0,089 |

Примечания. Петрохимические модули: ТМ — титановый, НМ — натриевый, ЖМ — железный.

Образцы первой группы имеют повышенные значения *титанового модуля* ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, ТМ), что может указывать на относительно более влажный (гумидный) климат и/или приближенность к берегу в маастрихтское время [Енгальчев, Панова, 2011]. Низкие значения ТМ в образцах второй группы могут быть связаны с длительным перемывом пород твердого дна и материала, заполняющего трещины и наиболее схожего по составу с базальным горизонтом эоцена, поскольку на величину модуля влияют еще два фактора: содержание Ti в материале, поступившем в осадок, и степень механической сортировки осадочного материала [Скляров, 2001].

Натриевый модуль ($\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, НМ) относится к показателям относительного изменения глубины бассейна. Образцы первой группы отличаются повышенными значениями НМ, но в целом более низким содержанием оксида алюминия, образцы второй группы — примерно одинаковыми пониженными значениями НМ. Максимальные значения НМ могут характеризовать зоны открытого морского бассейна [Енгальчев, Панова, 2011].

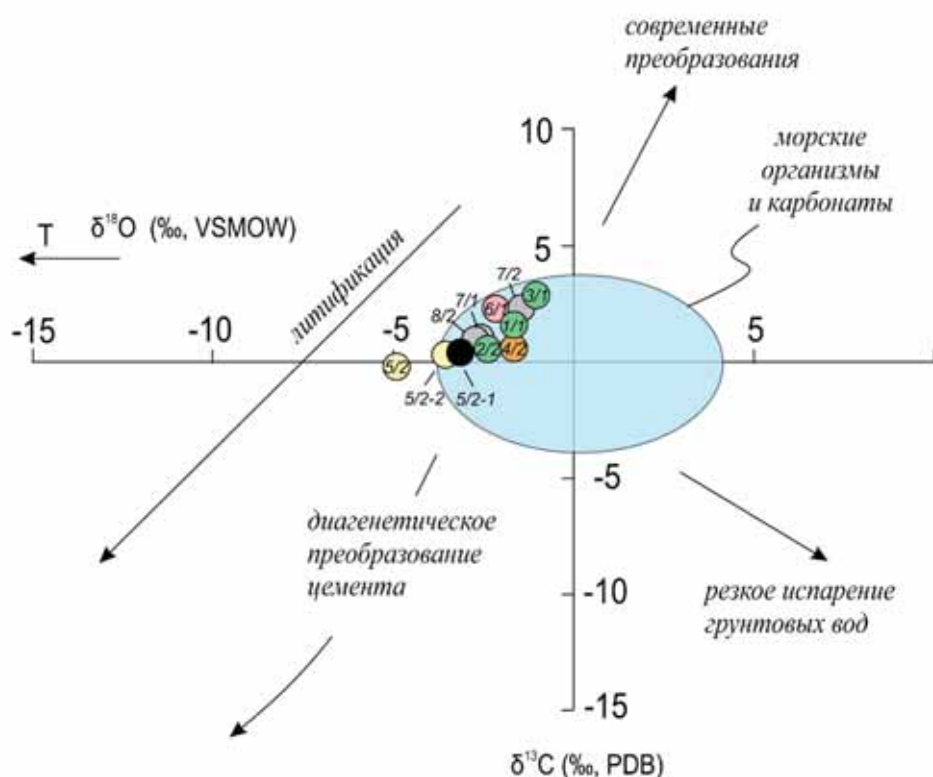


Рис. 5. График отношений изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ образцов маастрихтских, эоценовых пород и материала заполнения трещин в разрезе г. Ак-Кая в системе координат $\delta^{13}\text{C}$, ‰ — VPDB и $\delta^{18}\text{O}$, ‰ — VPDB. Цвет образцов: LT1 — зеленый; LT2 — рыжий; LT4: желтый — базальный горизонт эоцена (основная масса), черный — обломки раковин двустворок из базального горизонта эоцена; серый — материал заполнения трещин (LT3, LT4); LT5 — розовый

На параметр **железного модуля** ($(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$, ЖМ) могут значительно влиять железо или марганец, находящиеся в породе в сульфидной или карбонатной форме и связанные с образованием конкреций [Скляр, 2001]. Образцы второй группы обладают повышенными значениями модуля, что, скорее всего, характеризует процесс эпигенетической пиритизации при формировании зрелой поверхности твердого дна. Результаты согласуются с данными РФА.

Согласно данным работы [Chilingar, 1962], **отношение магния к кальцию** (Mg/Ca) прямо пропорционально температуре воды, что выявлено и в искусственно осажденных карбонатах. Поскольку доломитизация в породах не отмечена (описание шлифов и данные РФА), равно как и присутствие других магнезиальных минералов, то можно предположить, что вариации отношения отражают разницу в палеотемпературных условиях осадконакопления: породы заполнения трещин (образцы 7/1–7/3) формировались при более высоких значениях температуры, чем породы маастрихта (образцы 4/1–4/3). Этот вывод соотносится с данными изотопного анализа.

Рост **отношения кальция к стронцию** (Ca/Sr) показывает относительное увеличение солености водоема [Енгальчев, Панова, 2011]. По этому показателю схожи породы кровли маастрихта (образцы 4/1–4/3) и материал заполнения трещин (образцы 7/1–7/3). Более высокое содержание Ca и более низкое Sr в образцах маастрихта согласуется с представлениями о мелководных условиях среды во время формирования поверхности твердого дна.

Полученные результаты **изотопного анализа** характеризуются узким интервалом значений изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O} = -3,55 \div -1,02\text{‰ VPDB}$), изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C} = -0,16 \div +2,97\text{‰ VPDB}$) (рис. 5). Изотопный состав соответствует морским карбонатам [Фор, 1989]. Образец 5/2 имеет слабый сдвиг изотопного состава кислорода в область отрицательных значений ($\delta^{18}\text{O} = -4,83 \div -0,16\text{‰ VPDB}$). Образец проанализирован несколько раз (5/2-1, 5/2-2): образец 5/2-1 характеризует обломки раковин двустворок, образцы 5/2 и 5/2-2 — основную массу. Изотопный состав раковин характеризуется наименее измененным составом и имеет незначительные следы литификации. По литологическому описанию образец относится к разнородному материалу с обломками раковин бентосных фораминифер, двустворок и криноидей, заполняющему трещины. Различия в изотопном составе основной массы (образцы 5/2 и 5/2-2) фиксируют различную примесь раковин мелких бентосных фораминифер, которые могли отразить сдвиг к более морским организмам. Изотопный состав углерода близок к нулю и определяет низкую степень преобразования цемента в ходе диагенеза. Отсутствие следов литификации позволяет оценить условия образования изучаемых карбонатов. Изотопное отношение $\delta^{18}\text{O}$ указывает на то, что температура осаждения карбонатного материала составляла около 38°C , это коррелирует с известным мировым событием понижения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ и увеличения температуры в начале эоцена (ЕЕСО) [Westerhold et al., 2020]. В сочетании с крайней мел-

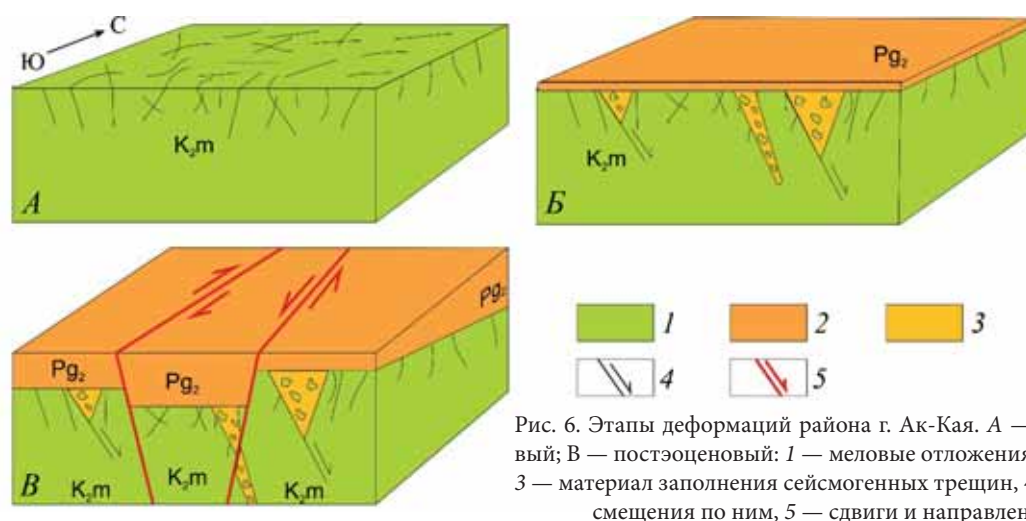


Рис. 6. Этапы деформаций района г. Ак-Кая. А — доэоценовый; Б — эоценовый; В — постэоценовый: 1 — меловые отложения, 2 — эоценовые отложения, 3 — материал заполнения сейсмогенных трещин, 4 — трещины и направления смещения по ним, 5 — сдвиги и направления смещения по ним

ководностью образования изученных пород это могло дать столь заметные повышенные значения палеотемпературы. В свою очередь это позволяет датировать и тектоническое событие, приведшее к появлению палеосейсмодислокаций, началом ипра, что согласуется с ранее высказанными выводами о проявлении фазы тектонической активности в это время в Центральном Крыму [Лыгина и др., 2019].

Данные изотопного анализа подтверждают литологические наблюдения, а результаты рентгено-флуоресцентного анализа и РФА — схожесть образцов заполнения трещин (образец 7/2) с породами маастрихта (например, образцы 1/1, 3/1).

Полученные значения температуры образования пород (данные о $\delta^{18}\text{O}$) маастрихта (образцы 1/1, 2/2, 3/1, 4/2, 7/2) согласуются с данными ранее опубликованных работ [Бадулина и др., 2016] и составляют около 19–22 °С. Разница в значениях $\delta^{13}\text{C}$ в этих же образцах может отражать разную степень переработки/биотурбации осадка, что соответствует натурным наблюдениям. Более низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отличается образец 2/2, который взят из обломка раковины двустворки. Породы маастрихта формировались в море с несколько пониженной соленостью (30–33‰), что также хорошо коррелирует с рассчитанными значениями палеотемпературы.

Образец эоценовых пород из разреза (6/1) и два образца пород заполнения трещины (7/1, 8/2) характеризуются близкими значениями изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, что доказывает предположение о заполнении трещин породами базального горизонта эоцена. Получившиеся колебания солености морских вод (29–31‰) ниже, а температуры (около 24–27 °С) выше, чем в маастрихте, что отвечает накоплению пород во время события EECO [Westerhold et al., 2020].

Восстановление полей напряжений. По результатам парагенетического структурного анализа [Расцветаев, 1987] выделено несколько парагенезисов трещин: 1) крутопадающие (ортогональные слоистости) трещины различной ориентировки;

2) крутопадающие трещины растяжения (в том числе кластические дайки) север-северо-восточного простирания; 3) крутопадающие сколовые правые сдвиги север-северо-восточного и левые сдвиги север-северо-западного простирания и дополняющие их субширотные отрывы.

Каждая выделенная группа трещин отвечает определенному этапу деформаций (рис. 6).

Дозеоценовый этап — формирование трещиноватости меловых отложений, в том числе литогенетической трещиноватости пород в виде пояса ортогональных слоистости крутопадающих трещин различной ориентировки.

Эоценовый этап — формирование крутопадающих трещин отрыва субмеридиональной (север-северо-восточной) ориентировки в условиях субмеридионального сжатия и субширотного растяжения. Описываемые трещины близки к сейсмически индуцированным трещинам из эпицентральных областей древних и современных землетрясений [Лунина, 2016], их можно интерпретировать как древние сейсмогенные разрывы (палеосейсмодислокации), сформировавшиеся в результате сильного палеоземлетрясения. В это же время на фоне роста сооружения Горного Крыма, вероятно, формировались более крупные сбросо-раздвиговые системы в виде грабенов и полуграбенов. Этот этап может быть связан с формированием орогенного комплекса Понтида на севере современной Турции [Лыгина и др., 2019]. В эоцене в условиях максимальной компрессии началось формирование моноклиальной структуры Второй гряды Крымских гор [Никишин и др., 2001].

Постэоценовый этап — формирование сдвигающих эоценовые отложения двух сопряженных систем сдвигов и закономерно с ними связанных отрывов осуществлялось в условиях пологих субширотного сжатия и субмеридионального растяжения на фоне продолжающегося новейшего роста сооружения Горного Крыма. Этап характеризуется формированием крупных грабенообразных структур.

Выводы. 1. Морфология и данные изучения материала заполнения крутых субмеридиональных трещин позволяют отнести их к палеосейсмодислокациям, возникшим в результате крупных землетрясений прошлого. Материал, заполняющий трещины, наиболее близок породам базального горизонта эоценовых отложений, что подтверждается данными микроскопического изучения, РФА, рентгено-флуоресцентного и изотопного анализов. Отдельные обломки аналогичны по составу породам кровли маастрихта. Эти данные свидетельствуют о заполнении крутых субмеридиональных трещин и, соответственно, о проявлении палеосейсмического события синхронно с накоплением базального горизонта эоцена.

2. Средняя температура формирования пород маастрихта составляла 19–22 °С, эоценовых пород — 24–27 °С. Зафиксированное повышение средней температуры до 29–31 °С и даже до 38 °С во время формирования базального горизонта эоцена может быть связано с глобальным климатическим

событием ЕЕСО. Это уточняет возраст накопления базального горизонта и, соответственно, время формирования палеосейсмодислокаций — самое начало эоцена, что совпадает с проявлением фазы тектонической активности в Понтидах (Восточная Турция).

3. В формировании современной структуры г. Ак-Кая выделено три крупных этапа деформаций: 1) доэоценовый — формирование в меловых отложениях исходной, в том числе литификационной трещиноватости; 2) эоценовый — формирование конседиментационных отрывов, в том числе палеосейсмодислокаций, в условиях субмеридионального сжатия; 3) постэоценовый — формирование грабеобразных структур при горизонтальных смещениях по крутым сдвигам в условиях субширотного сжатия и субмеридионального растяжения.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бадулина Н.В., Яковишина Е.В., Габдуллин Р.Р. и др. Литолого-геохимическая характеристика и условия формирования верхнемеловых отложений Северного Перитетиса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91, вып. 4–5. С. 136–147.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

Курдин Н.Н. Структурные диаграммы (составление и основные приемы обработки; Учеб.-метод. пособие по курсу «Структурная геология и геологическое картирование». М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 28 с.

Лунина О.В. Разломы и сейсмически индуцированные геологические процессы на юге Восточной Сибири и сопредельных территориях. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 226 с.

Лыгина Е.А., Никишин А.М., Тверитинова Т.Ю. и др. Эоценовые палеосейсмодислокации горы Ак-Кая (Белогорский район, Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 44–54.

Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Еришов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 3–18.

Расцветов Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: Наука, 1987. С. 173–229.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории / Пер. с англ. М.: Недра, 1980, 463 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989, 590 с.

Bauch D., Schlosser P., Fairbanks R.F. Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean

inferred from the distribution of $H_2^{18}O$ // Progress Oceanogr. 1995. Vol. 35. P. 53–80.

Brezgunov V.S. Study of water exchange in sea-river water mixing zones using the isotopic composition-salinity diagram // Nuclear Geol. 1990. Vol. 4, N 1. P. 71–77.

Brezgunov V.S., Debolskii V.K., Nechaev V.V. et al. Characteristics of the formation of the oxygen isotope composition and salinity upon mixing of sea and river waters in the Barents and Kara Seas // Water Resour. (Transl. of Vodnye Resursy), 1982. N 9. P. 335–344; 1983, N 4. P. 3–14.

Chilingar G.V. Dependence on temperature of Ca/Mg ratio of skeletal structures of organisms and direct chemical precipitates out of sea water // Bull. S. Calif. Acad. Sci. 1962. Vol. 61. P. 45–60.

Epstein S., Mayeda T. Variations of ^{18}O content of waters from natural sources // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1953. Vol. 4, N 5. P. 213–224.

Létolle R., Martin J., Thomas A. et al. ^{18}O abundance and dissolved silicate in the Lena delta and Laptev Sea (Russia) // Marin. Chemistry. 1993. Vol. 43. P. 47–64.

Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. P. 2. Tectonic history and paleogeography // Marin. and Petrol. Geol. 2014. Vol. 59. P. 1–15. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>

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. Vol. 369. P. 1383–1387.

Статья поступила в редакцию 14.01.2022,
одобрена после рецензирования 09.03.2022,
принята к публикации 12.07.2022

УДК 551.761.1: 549.673.1

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БОГДИНСКОЙ СВИТЫ (НИЖНИЙ ТРИАС, ПРИКАСПИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА)

Антон Васильевич Ульяхин^{1✉}, Игорь Витальевич Новиков²,
Алексей Викторович Иванов³, Руслан Рустемович Габдуллин⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Палеонтологический институт имени А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия; ulyakhin@paleo.ru ✉

² Палеонтологический институт имени А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия; Казанский федеральный университет, Казань, Россия; inovik@paleo.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт географии РАН, Москва, Россия; Тамбовский государственный технический университет, Тамбов, Россия; yashkovia@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mosgorsun@rambler.ru

Аннотация. Предложена седиментационная модель формирования карбонатной пачки богдинской свиты (нижний триас) местонахождения тетрапод Большое Богдо II. В ходе литолого-фациального, дифрактометрического, кристаллографического анализов, а также изучения шлифов установлен генезис микрокристаллов анальцима, полученных из костеносного известняка с остатками темноспондильной амфибии *Inflectosaurus* sp. в рассматриваемой свите, что связано с возможным преобразованием пирокластического материала Сибирской трапповой провинции.

Ключевые слова: нижний триас, местонахождение Большое Богдо, богдинская свита, Восточная Европа, анальцим, цеолиты, пирокластическая, Сибирская трапповая провинция, палеогеография

Для цитирования: Ульяхин А.В., Новиков И.В., Иванов А.В., Габдуллин Р.Р. Палеогеографические условия формирования богдинской свиты (нижний триас, Прикаспийская синеклиза) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 78–89.

PALEO GEOGRAPHIC CONDITIONS FOR THE FORMATION OF THE BOGDINSKY FORMATION (LOWER TRIASSIC, CASPIAN SYNECLISE)

Anton V. Uliakhin^{1✉}, Igor V. Novikov², Aleksey V. Ivanov³, Ruslan R. Gabdullin⁴

¹ Lomonosov Moscow State University; Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia; ulyakhin@paleo.ru ✉

² Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia; Kazan Federal University, Kazan, Russia; inovik@paleo.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia; Tambov State Technical University, Tambov, Russia; yashkovia@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mosgorsun@rambler.ru

Abstract. A sedimentation model of the formation of the carbonate bundle of the Bogdinsky formation (Lower Triassic) of the location of the tetrapod Bolshoe Bogdo II is proposed. The genesis of microcrystals of analcime obtained from bone-bearing limestone with the remains of the temnospondyl amphibian *Inflectosaurus* sp was established during lithological-facies, diffractometric, crystallographic analyses, as well as the study of the grinds. The formation under consideration is associated with the possible transformation of the pyroclastic material of the Siberian trap province.

Key words: Lower Triassic, Bolshoye Bogdo locality, Bogdo Formation, Eastern Europe, analcime, zeolites, pyroclastics, Siberian trap province, paleogeography

For citation: Uliakhin A.V., Novikov I.V., Ivanov A.V., Gabdullin R.R. Paleogeographic conditions for the formation of the Bogdinsky formation (Lower Triassic, Caspian syncline). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5: 78–89. (In Russ.).

Введение. Гора Большое Богдо (Астраханская область, Ахтубинский район) — уникальный геологический объект, с которым связана история геологического и палеонтологического изучения триасовых отложений России. Именно на основании разреза этой горы в первой половине XIX в. было доказано присутствие отложений достоверно триасового возраста в европейской части России [Стародубцева, Новиков, 2018].

Разрез горы Большое Богдо относится к нижнему триасу, в составе которого здесь в настоящее время [Кухтинов и др., 2016] выделяют следующие

стратиграфические подразделения (снизу вверх): конгломерато-песчаниковая бутринская свита (мощность до 40 м), красноцветная глинисто-алевролитовая ахтубинская свита (до 55 м) и песчано-известняково-глинистая богдинская свита (до 59 м). Индский возраст самой нижней бутринской свиты основан на находках остатков харовых водорослей. Ахтубинская и богдинская свиты содержат богатый комплекс органических остатков (харофиты, листовая флора, остракоды, конхостраки, фораминиферы, брахиоподы, двустворки, гастроподы, аммониты, рыбы, темноспондильные амфибии), который ука-

зывает на оленекский возраст вмещающих отложений, причем присутствие в прибрежно-морской (лагунной) по генезису богдинской свите аммонитов позволяет сопоставить эту часть разреза с низами верхнеоленекского подъяруса. Ориктоценоз богдинской свиты, помимо аммонитов, включает и остатки представителей континентальной биоты наземных позвоночных — темноспондильных амфибий. Эта важная особенность разреза горы Большое Богдо позволяет уверенно проводить корреляцию широко развитого на территории европейской части России континентального триаса (при расчленении которого ведущую роль играют как раз остатки темноспондильных амфибий) с глобальной стратиграфической шкалой, построенной по аммонитам.

Первые сведения о стратиграфии и седиментологии горы Большое Богдо были опубликованы в конце XVIII в. акад. С.Г. Гмелиным и П.С. Палласом — руководителями больших академических экспедиций, организованных Императорской академией наук и художеств по инициативе Екатерины II [Гмелин, 1777; Паллас, 1788]. Позднее разрез горы изучали А.А. Кейзерлинг (в составе экспедиции под руководством английского геолога Р.И. Мурчисона) и И.Б. Ауэрбах, опубликовавшие первое и наиболее детальное описание фауны и литологии пород, слагающих гору [Мурчисон и др., 1849; Ауэрбах, 1871]. Современный этап геологического и палеонтологического изучения горы Большое Богдо связан с именами Б.П. Вьюшкова, Л.Д. Кипарисовой, Ф.Ю. Киселевского, Д.А. Кухтинова, В.В. Липатовой, А.Ю. Лопато, М.Г. Миниха, А.В. Миних, Е.В. Мовшовича, Э.А. Молоствовского, В.Г. Очева, С.П. Рыкова, Л.Я. Сайдаковского, Н.Н. Старожиловой, А.А. Шевырева, М.А. Шишкина и др. Результатом проведенных этими исследователями в течение десятков лет работ стала коллективная монография «Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо» [1972], в которой, помимо послойного описания разреза (с выделением 93 слоев) и ревизованного списка встреченных органических остатков, приведены минералого-геохимическая и палеомагнитная характеристики ахтубинской и богдинской свит.

Отметим, что, несмотря на минералого-геохимическое изучение пород этого стратиграфического интервала по комплексной методике, присутствие среди минералов легкой фракции анальцита в этой монографии не отмечено, хотя в ранних исследованиях [Колбин, Пимбургская, 1955] показано наличие этого минерала в отложениях богдинской свиты. Новейшее (с 2002 г.) комплексное и планомерное изучение разреза горы Большое Богдо, проводимое экспедициями Палеонтологического института имени А.А. Борисяка РАН (ПИН РАН) совместно с Самарским палеонтологическим обществом (с 2018 г.) и при поддержке государственного заповедника «Богдинско-Баскунчакский», подтвердило присутствие анальцита в породах этой свиты.

Материалы и методы исследований. Материал для исследования — данные рекогносцировочного полевого макро- и микроскопического описания разреза горы Большое Богдо, детально рассмотренного ранее в [Стратотипический..., 1972] с детализацией палеогеографической интерпретации условий его формирования.

Фокус исследования был сделан на изучении кристаллов анальцита, полученных из образца костеносного известняка с фрагментом черепа *Inflexosaurus* sp. Стратиграфическая привязка: нижняя часть богдинской свиты (интервал, охватывающий слои 36–47, по [Стратотипический..., 1972]) верхнеоленекского подъяруса нижнего триаса местонахождения Большое Богдо II (рис. 1).

В результате травления костеносной породы объемом 180 см³ слабым (до 10%) раствором уксусной кислоты получен нерастворимый осадок объемом 23 см³ в виде однородной минеральной фракции бежевого цвета с включениями кристаллов миллиметровой размерности. Минеральный состав кристаллической части изучен с помощью дифрактометрического анализа с использованием многофункционального рентгеновского дифрактометра Rigaku SmartLab в лаборатории рентгеновской дифрактометрии Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина (РГУНиГ). Для определения доли установленного анальцита во взятом образце рассчитывали общий объем полученного шлиха, затем проводили количественную оценку кристаллических зерен анальцита. Для этого пробу объемом 0,5 см³ равномерно распределяли в мерном лотке, после чего считали зерна анальцита во всех секторах. В последующем число зерен оценивали сначала с расчетом на 1 см³ нерастворимого осадка, а затем на 1 см³ вмещающей породы с учетом общего количества шлиха. Литологическая характеристика вмещающей породы с установлением литотипа и характера проявлений анальцита в карбонатном матриксе выполнена на основе макролитологического анализа и анализа шлифов (продольный и поперечный срезы). Фото съемка кристаллов анальцита велась на модульном стереомикроскопе LeicaM165 с камерой Leica DFC425 в Палеонтологическом институте имени А.А. Борисяка РАН (ПИН РАН). Фотографирование изготовленных в ПИН РАН двух петрографических шлифов анальцитомсодержащей породы выполнено в РГУНиГ в поляризованном и естественном свете с использованием оптического микроскопа Axio Imager.A2m. Изображения шлифов получены с использованием Axio Zoom.V16. Обработка полученных изображений осуществлялась с применением программного обеспечения CorelDRAW.

Нумерация слоев дана в соответствии с описанием разреза горы Большое Богдо в [Стратотипический..., 1972], стратиграфическое — сверху вниз.

Результаты исследования и их обсуждение.
Кристаллографический анализ. Объектом для кри-

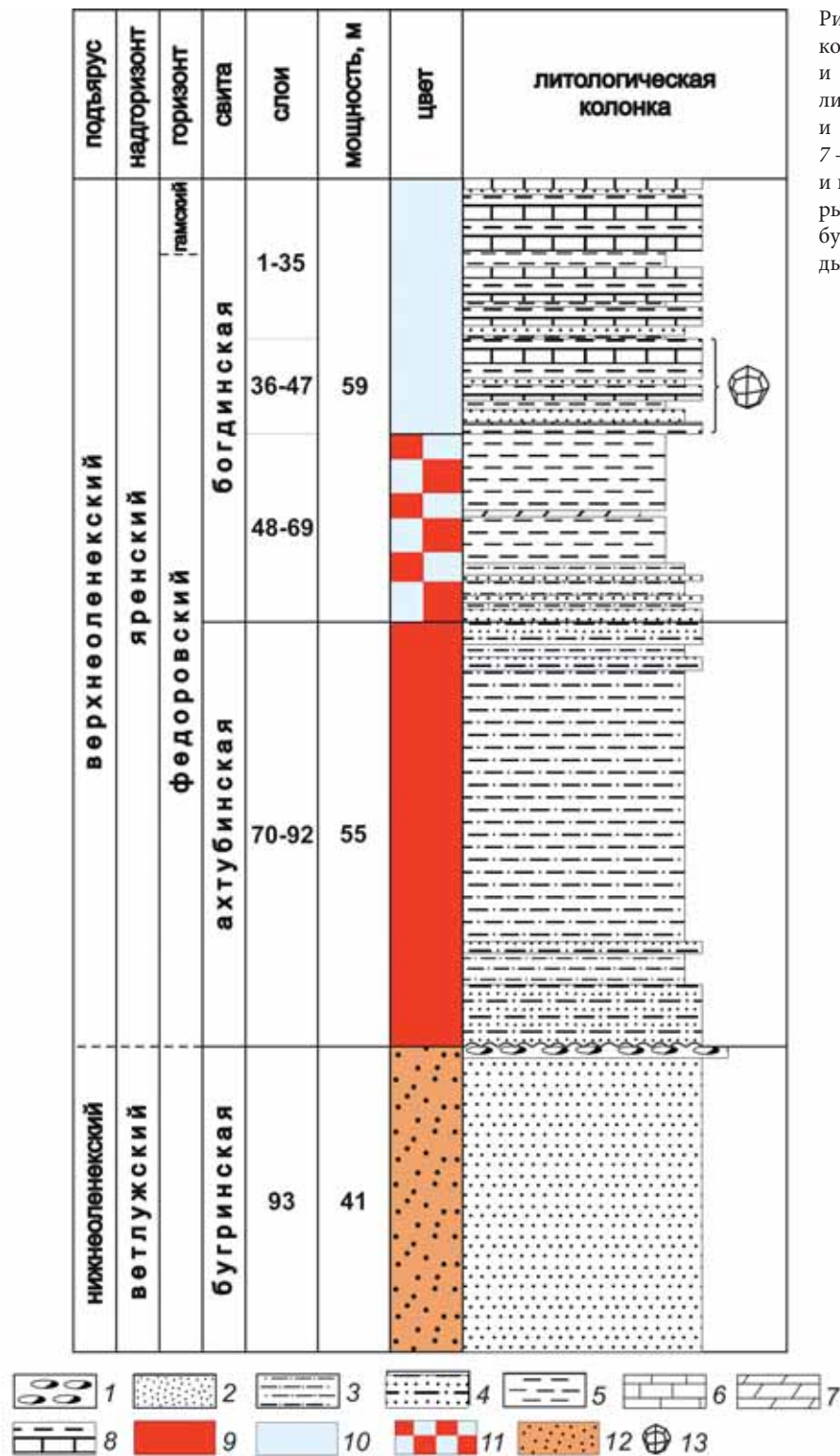


Рис. 1. Сводная литолого-стратиграфическая колонка горы Большое Богдо: 1 — гравелит и конгломерат; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — частое переслаивание песчаников и алевролитов; 5 — глина; 6 — известняк; 7 — мергель; 8 — частое переслаивание глин и известняков; 9 — красные, красновато-бурые породы; 10 — серые, зеленовато-серые, буровато-серые породы; 11 — пестрые породы; 12 — бурые песчаники; 13 — кристаллы анальцима

сталлографического анализа послужили кристаллы анальцима размером 0,4–0,8 мм. Изометричные кристаллы, инкrustирующие стенки внутренних полостей известняка (пустоты выщелачивания и трещины), представлены хорошо ограненными тетрагонтриоктаэдрами, прозрачными и полупрозрачными, без выраженных оттенков (рис. 2). По результатам дифрактометрического анализа кристаллической фракции нерастворенного в кислоте

осадка кристаллы на 99,5% состоят из минерала анальцима, 0,5% приходится на кварц (рис. 3).

Макролитологическая характеристика. Анальцимсодержащая порода представлена органо-обломочным светло-серым известняком высокой крепости с многочисленными остатками двустворчатых моллюсков и редкой чешуей. Залегание наблюдается по всему разрезу богдинской свиты в виде маломощных (0,5–10 см) прослоев, часто не-

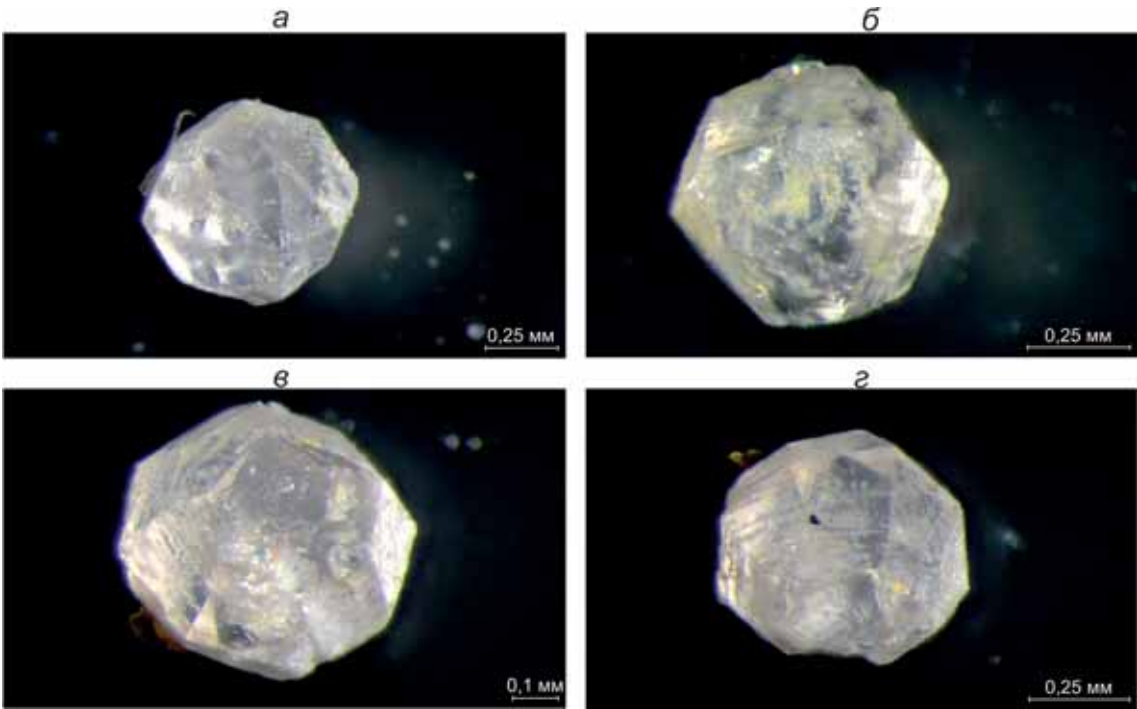


Рис. 2. Микрокристаллы анальцима в виде хорошо ограненных тетрагонтриоктаэдров

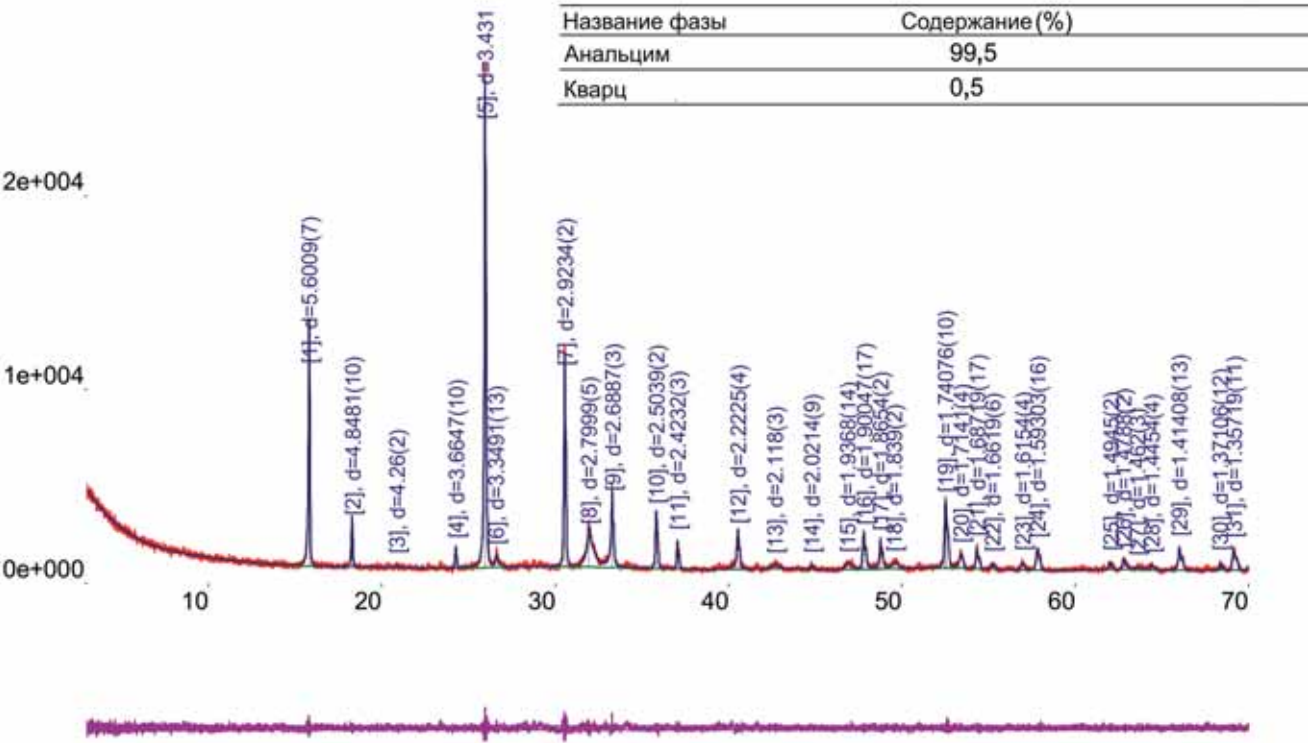


Рис. 3. Интерпретация дифрактограммы кристаллов анальцима

выдержанных по мощности и выклинивающихся по простиранию с образованием линз в карбонатных отложениях.

Микролитологическая характеристика. Органические остатки составляют не меньше 50% от площади шлифов, распределены достаточно равномерно и представлены преимущественно створками пеллеципод со следами растворения размером до

10 мм и костными остатками (чешуей рыб) хорошей сохранности размером 0,3 мм (рис. 4, а). Скелетные форменные элементы в виде равномерно распределенных сгустков и реже комков размером 0,02–0,05 мм составляют до 25%. Кристаллическая часть занимает до 50% от площади шлифа и представлена микритом. Некарбонатные примеси имеют вид неравномерно распределенных пятен

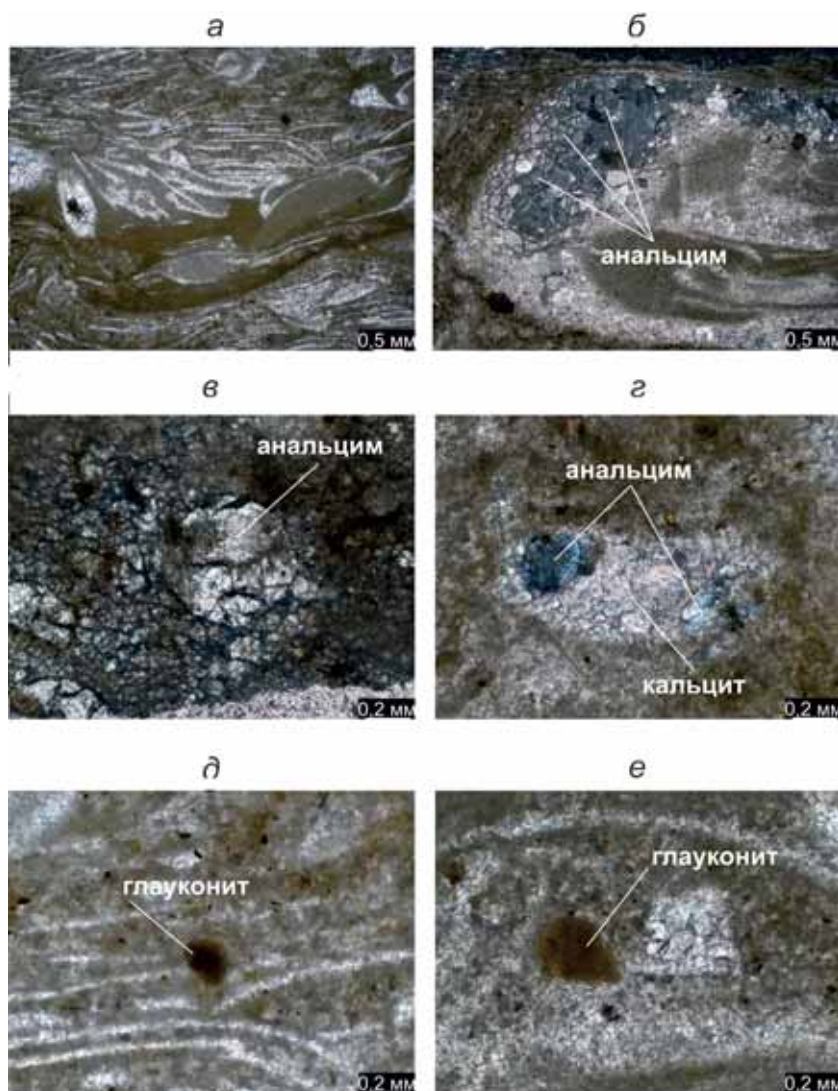


Рис. 4. Фото шлифов аналцимсодержащего костеносного известняка богдинской свиты из местонахождения Большое Богдо II: а — общий вид карбонатного матрикса (поперечный срез) с остатками двустворчатых моллюсков; б — каверна выщелачивания по раковине двустворки с проявлениями аналцима; в — кристалл аналцима в трещиноватом матриксе; г — полное заполнение каверны кристаллами аналцима и спаритовым кальцитом; д–е — зерна пирокластического (?) биотипа из двух шлифов. Изображения а, б, г — с анализатором; в, д, е — без анализатора

ожелезнения размером 0,1–0,2 мм, а также единичных зерен глауконита округлой формы размером 0,2–0,4 мм (рис. 4, д, е). Кристаллы аналцима в виде правильных многоугольников (6–9 сторон) размером 0,1–0,5 мм с хорошо выраженными следами циклического роста (рис. 4, г) занимают около 2% от площади шлифа и распределены крайне неравномерно. Кристаллы приурочены к системе мелких извилистых трещин, к внутриформенным пустотам выщелачивания, образованным по створкам двустворчатых моллюсков (рис. 4, б).

Аналцим обрамляет внешнюю поверхность каверн, образуя микросекреции, причем размер кристаллов увеличивается от периферии к центру, также кристаллы тяготеют к внутренним стенкам каверн размером до 1,2 мм, полностью заполненных спаритовым карбонатным цементом (рис. 4, в). Из микротекстурных особенностей можно выделить нечеткую волнистую микрослоистость по плотно упакованным створкам двустворок с одинаковой ориентировкой относительно плоскости напластования. Вторичные изменения выражены в частичной или полной перекристаллизации створок раковин двустворок с замещением полигональных

кальцитовых призм на спаритовый кальцитовый и аналцимовый кристаллический заполнитель. Пустотное пространство представлено редкими местоформенными кавернами размером до 3,5 мм, а также сетью нераскрытых трещин.

Исходя из описания шлифа порода, вмещающая кристаллы аналцима, представлена пелитоморфным комковато-сгустковым известняком с остатками двустворок (пакстоун, пелмикрит).

Условия формирования верхней карбонатной пачки богдинской свиты. В целом для отложений баскунчакской серии характерны фации мелководного морского бассейна: мелкого шельфа (центральная часть впадины), мелководной прибрежной зоны, лагуны (западная часть впадины Большое Богдо), морского побережья — приморских озер. Выделяются также фации речных русел и дельт. Терригенный материал поступал с востока. Баскунчакский морской бассейн окаймлялся широкой полосой заливаемых морем прибрежных равнин [Айзенштадт и др., 1967].

С завершением формирования нижней пестроцветной песчано-глинистой пачки богдинской свиты произошли заметные изменения на начальном этапе накопления отложений верхней сероцветной извест-

няково-глинистой (карбонатной) пачки мощностью до 33 м. В карбонатной пачке отмечено частое пере-слаивание зеленовато-серых, светло-зеленых, буровато-серых, реже красновато-бурых карбонатных глин и алевролитов с органогенно-обломочными известняками и в меньшей степени с зеленовато-серыми, полимиктовыми, мелкозернистыми, местами брекчиевидными песчаниками. Примесь терригенного материала в карбонатах составляет — 2–15%.

С учетом особенностей литолого-палеонтологического комплекса богдинской свиты установлены физико-географические условия и режимы осадконакопления в пределах изучаемого района седиментации на протяжении баскунчакского времени.

Для рассматриваемой части разреза выделено два типа фаций, по [Алексеев, 2007]:

1) фация песчано-алевритовых осадков прибрежной части лагуны (слои 5–7, 34, 37, 41, 45–46);

2) фация алевроито-глинисто-карбонатных осадков в центральной части лагуны (слои 1 — 4, 8–33, 35–36, 38–40, 42–44, 47).

В целом для лагунных отложений характерна быстрая смена литотипов и фаций как в вертикальном разрезе, так и по площади распространения, что наблюдается в карбонатной части разреза горы Большое Богдо. Карбонатные разности формировались в условиях солоноводной лагуны, а глинисто-алевритово-известковистые — солоноватоводной лагуны в периоды активного речного опреснения. Колебания уровня солености в мелководной обстановке происходили очень часто и циклично, носили, вероятно, сезонный характер.

Наличие в разрезе богдинской свиты единичных непоследовательных слоев мелкозернистого, тонкогоризонтальнослоистого песчаника и песчанистой глины авандельтового генезиса явно свидетельствует о связи приустьевой лагуны с речной системой посредством дельтовых рукавов (слои 5, 34, 41, 45–46). Реки обеспечивали пониженный уровень солености (солоноватоводная лагуна). Помимо песчаника, на обстановку прибрежной части лагуны в периоды регрессии и ее обмеления указывают текстурные особенности пород — четкая и неясная волнистая слоистость в прослоях известняков (слои 6, 7, 21), а также косая слоистость глин неясного генотипа (слой 37). Таким образом, выясняется, что наиболее частыми регрессивные циклы были на начальных этапах формирования богдинской свиты (слои 34, 37, 41, 45–46), после чего наступила трансгрессивная стабилизация с единичным регрессивным событием (слои 5–7).

Формирование глинисто-карбонатных и алевроитовых осадочных образований серого и зеленоватого оттенков без следов ожелезнения (слои 3, 6, 8, 12, 18, 21, 25, 27, 29–33, 43–45), отмеченных в виде характерных слоев по всему разрезу, указывает на нормальный кислородный режим. Наиболее продолжительный щелочной режим (слои 29–33) связан с отложениями, накапливавшимися на начальных

этапах развития карбонатной пачки. Накопление глинистого и алевроитового материала происходило при пенеппленезации источников сноса [Триас..., 1982].

Периодически лагуна переходила на режим кислой или слабокислой геохимической обстановки седиментации, на что указывают следы ожелезнения карбонатов в виде различных по морфологии ржаво-бурых проявлений оксидных форм железа, как правило, это сидеритовые стяжения и журавчики, лимонитовые корки и стустки, местами равномерно рассеянные в породе. Такой режим для лагуны был наиболее частым.

О развитии анокии, по крайней мере в придонных частях лагуны, свидетельствует лимонитизированный пирит (слой 9 и 10).

В разрезе (слои 5, 13, 15, 35, 37–39, 46) встречены редкие прослои доломитизированных известняков (зерна доломита до 15–20%). Доломитизация носила, вероятнее всего, постседиментационный характер [Мовшович, 1977]. Доломитовые проявления связаны, в частности, с вторичными изменениями по створкам раковин двустворчатых моллюсков. При частичной или полной перекристаллизации среднего призматического слоя раковин происходило замещение полигональных кальцитовых призм на спаритовый карбонатно-доломитовый заполнитель [Новиков и др., 2021]. Накопление магнезиальных карбонатов могло быть связано с жизнедеятельностью водной растительности. Так, в современной лагуне Куронг доломитообразование происходит с возрастанием pH среды, что синхронизируется с периодами активного развития флоры, поглощающей и утилизирующей растворенный в воде углекислый газ, обеспечивая тем самым возрастания щелочности среды [Кузнецов, 2020].

В пределах лагуны происходило активное испарение без полного прекращения связи с открытым морским бассейном, на что указывает присутствие в глинах эвапоритов в виде прожилков гипса-селенита (слои 20, 24, 28), это период максимального осолонения лагуны.

Литолого-фациальный анализ карбонатной пачки богдинской свиты позволил выделить следующие стадии ее формирования:

1) неустойчивый трансгрессивно-регрессивный режим лагуны (слои 34–47);

2) устойчивый трансгрессивный режим лагуны (слои 8–33);

3) устойчивый регрессивный режим (слои 5–7);

4) устойчивый трансгрессивный режим лагуны (слои 1–4).

На условия, которые были в пределах лагуны, а также на характер биотопы указывает ориктокомплекс фауны и флоры карбонатной пачки богдинской свиты. В большинстве слоев разреза примерно одинаково часто встречаются таксономически разнообразные остракоды и гораздо менее разнообразные двустворчатые моллюски. Более

редки конхостраки (менее половины слоев) и еще реже отмечены харофитовые водоросли (в 1/5 части слоев). Гораздо реже встречаются беззамковые брахиоподы рода *Lingula*, аммониты (*Doricranites bogdoanus*, *D. acutus*, *Tirolites cassianus*), гастроподы, фораминиферы, черви-илоеды (установлены по ихнофоссилиям в виде характерных ходов), а также позвоночные (рыбы, тетраподы).

Двустворчатые моллюски были наиболее чувствительны к смене условий осадконакопления. Их таксономическое разнообразие не сильно колеблется в пределах всего разреза, достигая максимума в его средней части (слои 10, 13–15). Остатки двустворчатых моллюсков (часто целые раковины) нередко образуют плотные скопления, в частности, в виде ракушняков, фиксируемых по всему разрезу. Главными факторами, участвовавшими в образовании карбонатного осадка с многочисленными остатками раковин двустворчатых моллюсков, были микроприливно-отливные и волновые движения воды. Активная гидродинамика в условиях максимальной открытости лагуны способствовала формированию массовых поселений пелеципод в сублиторальной части, в пределах которой происходило захоронение костных остатков тетрапод.

Редкие находки таксономически неразнообразных аммонитов могут указывать на неблагоприятные условия обитания в Северном Прикаспии в начале триаса и их возможный привнос из палеобассейна Тетис [Мовшович, 1977].

Харофиты встречаются в средней и нижней частях разреза (слои 10–12, 22, 34, 35, 41–45). Обильное развитие харофитов приурочено к начальным этапам трансгрессии. Стабилизация палеобассейна приводила к обеднению харофитового комплекса, как количественно, так и таксономически, вплоть до его полного исчезновения (верхняя часть разреза) [Триас..., 1982]. В большинстве случаев отмечено максимальное таксономическое разнообразие остракод в слоях 10, 34, 35, 41–44, 46, откуда известны остатки харофитов.

По берегам лагуны произрастали плауновидные рода *Pleuroteia*, их остатки встречаются совместно с неопределимыми обугленными растительными остатками в средней и нижней частях разреза (слои 10, 16, 17, 35, 41 и 44).

Карбонаты, лишенные следов ожелезнения, местами биотурбированы (слои 6 и 12) в ходе жизнедеятельности червей-илоедов, что указывает на хорошую аэрируемость при активной водной циркуляции до самого дна.

Фауна эвригалинных двустворчатых и брюхоногих моллюсков, а также присутствие пресноводных и солоноватоводных остракод [Шнейдер, 1960] и харофитов [Сайдаковский, 1969] свидетельствует о пониженной солености вод [Баярунас, 1936; Соколова и др., 1961]. Периодическое опреснение и палеоглубина до 40–100 м также подтверждаются присутствием брахиопод-лингулид [Габдуллин,

2002]. Опресненность лагуны объясняется заметным речным стоком в бассейн Северного Прикаспия, имевшего связь с открытым палеобассейном Тетис посредством пролива. При этом максимальная связь с океаном Тетис происходила в течение накопления богдинской свиты, поскольку только в ней встречаются аммониты [Мовшович, 1977]; их крайняя малочисленность, вероятнее всего, обусловлена малоблагоприятными условиями для обитания в лагуне этих организмов, характерных для палеобассейнов с нормальной соленостью.

На протяжении раннего триаса на рассматриваемой территории происходили существенные климатические изменения. Жаркий аридный климат, который сопутствовал образованию красноцветных пород ахтубинской свиты, к моменту формирования богдинской свиты, особенно ее карбонатной пачки, сменился на более гумидный [Липатова и др., 1982] с короткими засушливыми сезонами.

На уменьшение аридизации указывают особенности отложений с преимущественно сероцветной окраской, формирование которых происходит при усилении химического выветривания [Мовшович, 1977]. На относительно влажный климат указывает также развитие приморского растительного покрова [Соколова, 1958]. По немногочисленным данным анализа проб на содержание $C_{орг}$ его содержание увеличивается вверх по разрезу до 0,4% [Мовшович, 1977]. Накопление органического материала могло происходить как за счет привнесения биомассы водорослей, так и наземной растительности [Прошляков, 1962].

Обнаруженные в карбонатах и терригенных породах разреза горы Большое Богдо кристаллы анальцима изначально интерпретировали как результат усиления химического выветривания и вынос с континента гелей кремнезема и глинозема в условиях гумидизации климата [Мовшович, 1977]. Гели при взаимодействии с хлоридами лагунных вод на стадии позднего диагенеза приводили к образованию анальцима. Однако если рассматривать генезис этого минерала как возможно пирокластический, климатический фактор минералообразования полностью отпадает с учетом не зависящих от характера водного стока условий поставки материала в лагуну и его дальнейшего преобразования в водной обстановке.

Генезис анальцима. Анальцим — минерал из группы водных цеолитов с химической формулой $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$. Этот цеолит считается типичным низкотемпературным минералом гидротермального генезиса, отвечающим температуре 55–160 °C и приуроченным как к магматическим, так и к осадочным горным породам. Наряду с прочими цеолитами анальцим — важнейший компонент гипабиссальных габброидов [Природные..., 1980].

Анальцим для осадочных пород менее типичен. Рассматриваемый цеолит способен метасоматически замещать кластическую часть терригенных пород, представленную эффузивами, полевыми шпата-

ми, роговой обманкой и пироксенами [Ермолова, 1955]. При взаимодействии растворов, содержащих углекислоту, с эффузивными горными породами возможна активизация гидролизных процессов. Присутствие ионов Na в системе способствует высвобождению глинозема и кремнезема из полевых шпатов терригенного матрикса и их связыванию в анальцит. При этом кристаллы анальцита формируют цеолитовый цемент вторичной природы, обволакивающий минеральные зерна [Габделвалиева, 2018].

Малокремнистые цеолиты, подобные анальциту, широко распространены в пермских и триасовых отложениях Приуралья [Природные..., 1980]. Примечательно, что в пределах горы Большое Богдо на протяжении мезозоя и кайнозоя отсутствовала магматическая активность с внедрением интрузий в нижнетриасовые или нижележащие осадочные толщи.

Для анальцита из местонахождения Большое Богдо II возможна изначальная пирокластическая природа — цеолитизация пепловых туфов или туффитов. Во многих случаях вулканические туфы, отложенные в субаквальной обстановке, способны существенно преобразовываться на постседиментационных стадиях литогенеза, переходя в такие минеральные формы, как анальцит [Обстановки..., 1990]. Анальцит — типоморфный минерал зон начального эпигенеза осадочных формаций с пирокластикой [Коссовская, 1975]. Отметим, что присутствие этого цеолита в континентальных отложениях Оренбургского Приуралья связывают с диагенетическими процессами и самым началом эпигенеза, на что указывает его ассоциация именно с карбонатами, для которых цеолиты без явного участия гидротермальных процессов не характерны. Его формирование происходило в разнообразных обстановках (фашии лагун, пойменных озер, застойных опресненных водоемов) в ходе преобразования алюмосиликатного материала с высокой реакционной способностью, такого, как витрокластическая в виде оскольного вулканического стекла [Соколова, 1982].

В карбонатах Богдинской свиты кластический компонент присутствует в количестве от 1 до 20%. Кластический материал, отчасти возможной пирокластической природы, в пределах свиты представлен (средние значения) кварцем (27,3%), сидеритом (20%), иногда развивающимся по пириту, а также полевым шпатом (16,4%), биотитом (12,7%), хлоритом (7,3%), мусковитом (5,5%), халцедоном (~2%), опалом (~2%), магнетитом (~2%), эпидотом (~2%), цирконом (~2%) и роговой обманкой (~2%). В самом образце с анальцитом доля довольно однородной силикатной литокластической в виде отдельных и спаренных чешуек и реже микрокристаллов составляет 12,8%; в шлифах это единичные биотитовые зерна в карбонатном матриксе.

Преобразование реакционно-способной витрокластической, вероятно, происходило в прибрежно-морской обстановке на участках с умеренной гидродинамикой в условиях полуизолированного

мелководья (лагуна). Накопление анальцитомсодержащих карбонатов происходило во фронтальной и наименее соленой области лагуны. Преобразованная пирокластическая способствовала насыщению ионами натрия и алюминия раствора, проникающего по трещинному пространству в костеносный слой богдинской свиты.

Анальцит в карбонатах богдинской свиты кристаллизовался в пустотах выщелачивания в процессе циркуляции и попадания в них пересыщенного раствора, скорее всего, на стадии позднего диагенеза, когда наступала литификация карбонатного осадка. После образования диагенетических трещин и пустот выщелачивания происходило полное или частичное заполнение вторичного пустотного пространства диагенетическими минералами (сначала анальцитом, затем кальцитом) в ходе кристаллогенеза. Отметим, что анальцит установлен не только в карбонатах, но и в терригенных породах богдинской свиты или нижележащих свит [Соколова и др., 1961]. Это, по мнению некоторых исследователей, указывает на усиленное химическое выветривание и вынос с континента кремнеземного и глиноземного компонентов [Мовшович, 1977].

На горе Большое Богдо давно известны свинцовые рудопоявления в виде вкрапленников галенита [Ауэрбах, 1871]. Это сульфид типичного гидротермального генезиса, вероятно, он имеет нормально осадочное происхождение в известняках богдинской свиты. Вынос свинца мог осуществляться в хлоридных или бикарбонатных растворах в процессе химического выветривания водосборных отложений на стадии позднего диагенеза [Константинов, 1963], т. е. формирование галенита в карбонатах происходило одновременно с анальцитом.

Конец перми для Южного Приуралья стал начальным этапом проявления вулканической активности, наиболее широко представленной в триасе [Соколова, 1982]. Для выпадения вулканических продуктов извержения в пределах богдинской лагуны необходимо было соблюдение нескольких условий: 1) источник пирокластической должен был находиться на удалении гораздо меньшем, чем наиболее активная в начале триаса восточно-сибирская часть обширной Сибирской трапповой провинции; 2) тип вулканизма должен был быть эксплозивным, с большим объемом выброса тифры и формированием высоких эруптивных колонн и облаков, подверженных в верхней части ветровому разносу на большое расстояние; 3) объем выбрасываемого пеплового материала, с учетом длительности извержений, должен был быть большим.

Ближайший к Прикаспийской синеклизе источник высокой вулканической активности в начале триаса был расположен в пределах современной Челябинской области [Reichow et al., 2009] (рис. 5). Северо-восточнее района Челябинска распространены вулканические толщи туринской серии (оленинский ярус нижнего триаса–средний триас) на площади

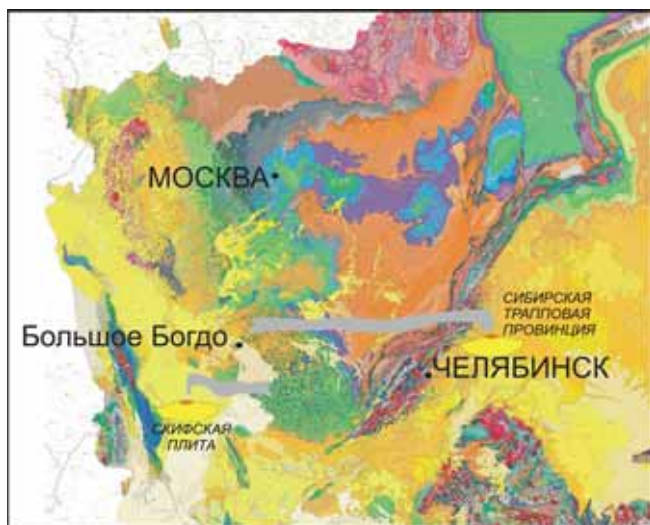


Рис. 5. Область распространения (отмечена красными полями) ближайших проявлений раннетриасового вулканизма в пределах Сибирской трапповой провинции на территории Челябинской, Курганской, Свердловской и Тюменской областей [Saunders, Reichow, 2009] относительно местонахождения Большое Богдо II

41 000 км², мощность которых составляет до 2 км в центральных частях грабенов юго-западного простирания [Тужикова, 1973; Иванов, 1974; Киричкова, 2011]. Отложения серии сложены магматическими, пирокластическими и терригенно-осадочными породами с преобладанием эффузивов (базальты и липариты), а также грубыми агломератами и тонкозернистыми туфами [Геология..., 1969]. Разведывательной скважиной № 7, пробуренной юго-восточнее Челябинска, в интервале глубины 254–696 м вскрыты базальтовые толщи, представленные туфами, лавовыми потоками и долеритами. Возраст вулканитов по биостратиграфическим данным соответствует раннему триасу [Тужикова, 1973]. Таким образом, происходившие в начале триаса эксплозивные извержения в регионе способствовали вулканическим излияниям с выбросом большого количества пеплового материала. Проявление вулканической активности происходило на расстояние не менее 1000 км от «богдинской» лагуны. Однако это не исключает возможности выпадения пирокластических продуктов за пределами юго-западной границы Сибирской трапповой провинции с учетом возможности разноса тефры от эпицентра выброса на очень большое расстояние. В качестве примера можно привести исландский вулкан Эйяфьятлайокудль, эксплозия которого в 2010 г. привела к широкому рассредоточению пеплового материала общим небольшим объемом 0,27 км³ в атмосфере [Gudmundsson et al., 2012], следы которого обнаруживались в центральных регионах России на расстоянии более 3000 км от эпицентра выброса [Skorokhod et al., 2016].

Также нельзя исключать, что источником пирокластического материала могла быть вулканическая активность в пределах Скифской плиты Предкавказья, в основании платформенного чехла которой

залегает верхнепермско-нижнетриасовая осадочно-вулканогенная толща [Молодые..., 1975]. Так, вулканогенно-карбонатный комплекс куманской свиты характерен для Пашолкинско-Алексеевской зоны. Кроме того, в пределах Ачикулакско-Каясулинской зоны выделена доломитово-известняковая толща нефтекумской свиты с частыми прослоями кислых туфов, сформированная при пульсационном вулканизме [Назаревич и др., 1983]. Обе свиты в неполном объеме по стратиграфическим данным соответствуют нерасчлененным образованиям верхней перми–нижнего триаса (?). При этом проявления вулканизма происходили на удалении около 450 км от места предполагаемого выпадения тефры в районе богдинской лагуны.

Закключение. Таким образом, с учетом литолого-фациальных и палеонтологических данных формирование отложений карбонатной пачки богдинской свиты происходило в обстановке заливно-лагунного побережья (рис. 6) на участках с умеренной гидродинамикой в условиях полуизолированного мелководья (лагуна) с переменной соленостью — от солоноватоводной до солоноводной. Лагуна была сезонно связана с континентальными водами, что приводило к частому колебанию уровня солености от очень высокой с выпадением эвапоритов до нормальной (солоноводная лагуна) и с садкой известковых илов и заметным опреснением (солоноватоводная лагуна) с садкой глинисто-алевритисто-карбонатного материала. На некоторых этапах лагуна переходила на аноксидный придонный режим с выпадением пирита. Накопление всех типов отложений происходило при гумидном климате в преимущественно окислительной и реже в восстановительной обстановке. При этом начальные этапы развития лагуны характеризовались неустойчивым трансгрессивно-регрессивным режимом, за которым последовала относительная стабилизация трансгрессивного режима.

По результатам дифрактометрического и кристаллографического анализов удалось установить принадлежность микрокристаллических зерен, полученных из костеносных известняков богдинской свиты, к анальциму. В соответствии с результатами анализа шлифов осадочный кристаллогенез анальцима происходил, вероятнее всего, на позднедиагенетической стадии одновременно с галенимом, после образования диагенетических трещин и пустот выщелачивания по раковинам двустворчатых моллюсков. Ионный состав раствора, заполняющего каверны и трещины, мог определяться его обогащением за счет воздействия на породы, содержащие реакционно-способную витрокластику, такую, как вулканическое стекло. Витрокластика могла быть преобразована в субаквальной обстановке мелководных участков солоноватоводной лагуны. На палеогеографические условия указывают литолого-фациальные особенности карбонатов богдинской свиты. Пирокластический материал в разрезе горы Большое Богдо косвенно

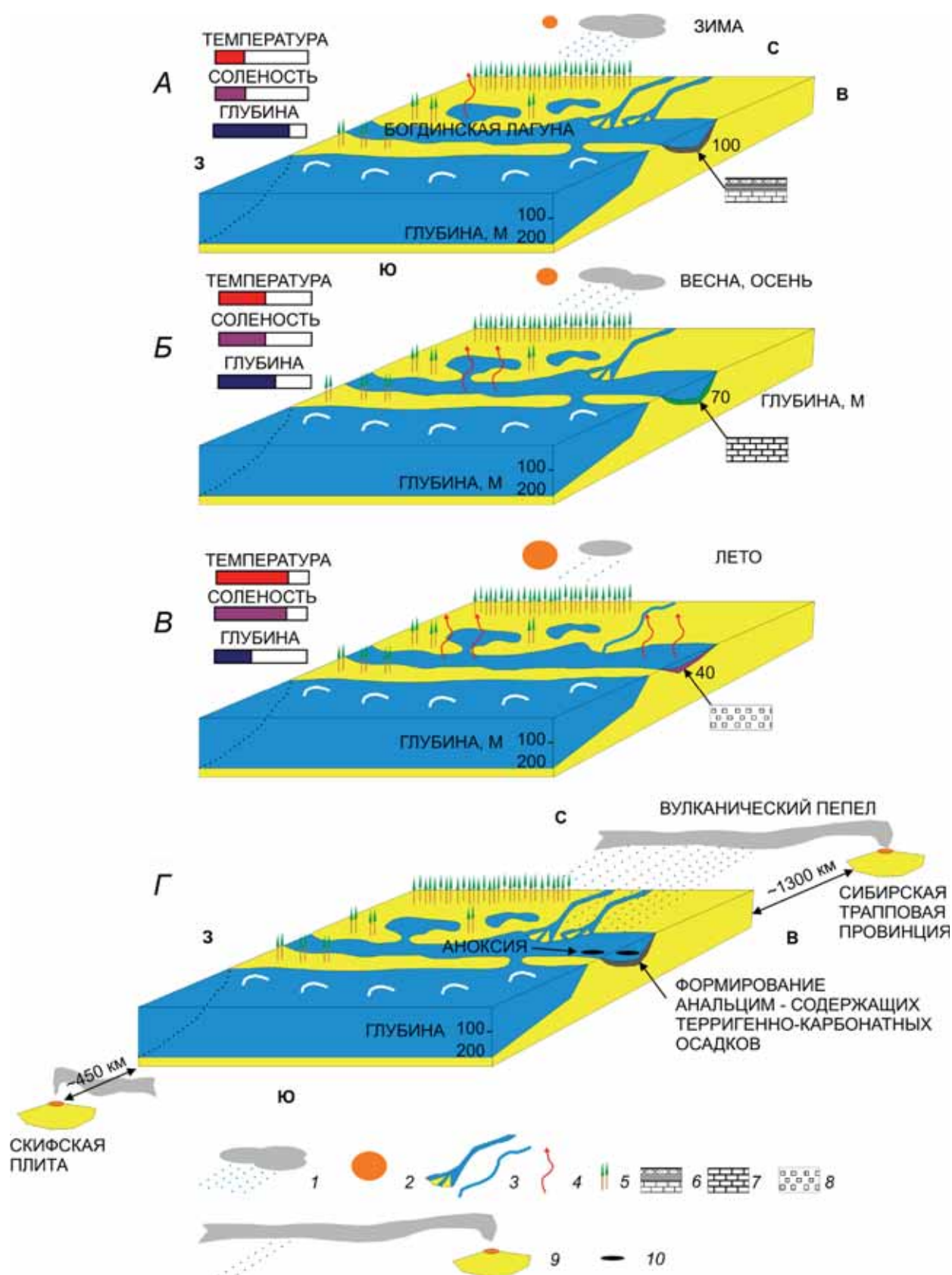


Рис. 6. Модель палеогеографических условий формирования богдинской свиты: А — фаза накопления глинисто-алевритисто-карбонатных осадков в зимнее время в условиях заметного опреснения (солонатоводная лагуна); Б — фаза накопления карбонатных илов в весеннее и осеннее время в условиях нормальной солености (солонководная лагуна) с садкой известковых илов; В — фаза накопления эвапоритовых осадков в летнее время в условиях повышенной солености; Г — фаза аккумуляции аналцим-содержащих осадков в анакисидных условиях путем привноса вулканического пепла из Сибирской трапповой провинции; 1 — атмосферные осадки; 2 — солнечная инсоляция; 3 — речной сток; 4 — испарение; 5 — наземная растительность; 6 — терригенно-карбонатные осадки; 7 — карбонатные илы; 8 — эвапоритовые осадки; 9 — вулканическая активность и пеплопады; 10 — аноксия

установлен по минеральному набору литокластики, входящей в состав карбонатов и глин, а также по наличию округлых зерен биотита в карбонатном матрикс аналцитомсодержащего известняка. Возможными источниками пирокластики могли быть раннетриасовые эксплозии, проявившиеся в пределах юго-западной границы Сибирской трапповой провинции в районе современного Челябинска или в пределах Предкавказья.

Благодарности. Авторы благодарны сотрудникам кафедры литологии РГУНиГ А.С. Кузнецову и А.С. Рахматуллиной за дифрактометрический анализ и предоставленный доступ к работе со стереомикроскопом, профессору кафедры петрологии и вулканологии МГУ имени М.В. Ломоносова П.Ю. Плечову за рекомендации, а также профессорам Московского университета А.М. Никишину и Ю.В. Ростовцевой за советы и замечания по рукописи статьи. Материал собран частично в рамках экспедиции «Флотилия плавучих университетов».

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке государственных заданий

Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова № АААА-А16-116042010089-2 «Биосферные функции экосистем, их компонентов и рациональное природопользование» (научный руководитель А.В. Смуров) и № АААА-А16-116042710030-7 «Музееведение и образование музейными средствами в области наук о Земле» (научный руководитель В.В. Снакин), в рамках темы государственного задания Института географии РАН № АААА-А19-119021990093-8 (FMGE-2019-0007) «Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования» (научный руководитель, член-корр. РАН А.А. Тишков) и при финансовой поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем», а также за счет субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения госзадания № 671-2020-0049 в сфере научной деятельности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айзенштадт Г.Е.-А., Колтыгин С.Я., Размыслова С.С. и др. Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. 1967. Вып. 253.
- Алексеев В.П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГТУ, 2007.
- Аузрбах И.Б. Гора Богдо. Исследования, произведенные по поручению Императорского Русского географического общества в 1854 г. СПб., 1871.
- Баярунас М.В. Возраст слоев с Docraticanites // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 4. С. 539–548.
- Белянкин Д.С., Самойлова В.Н., Петров В.П. Анальцит и лейцит в вулканогенном эоцене Талыша // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1951. Вып. 3. С. 3–9.
- Габделвалиева Р.Р. Стадийность формирования песчаных коллекторов Ашальчинского битумного месторождения // Тез. Докл. 72-й международной молодежной научной конф. «Нефть и газ–2018» (23–26 апреля 2018 г.). М., 2018. Т. 1. С. 21.
- Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного. Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 304 с.
- Геологическая карта России. Масштаб 1 : 2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
- Геология СССР. Т. XII. М.: Недра, 1969.
- Гмелин С.Г. Путешествие по России для исследования трех царств природы. Ч. 2. СПб: Имп. АН, 1777.
- Ермолова Е.П. Анальцит и морденит в олигоценых и миоценовых отложениях Западного Закавказья // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1955. Вып. 7. С. 76–82.
- Иванов К.П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974.
- Каикай М.А. Основные и ультраосновные породы Азербайджанской ССР. Баку: Изд-во АН Аз. ССР, 1947.
- Киричкова А.И. Особенности литологии континентального триаса Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6, № 1. С. 1–28.
- Колбин М.Ф., Пимбургская М.И. Анальцит в осадочных породах горы Б. Богдо // Докл. АН СССР. 1955. Т. 100, № 1. С. 155–157.
- Константинов М.М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 23–40.
- Кузнецов В.Г. Геохимические обстановки седиментации докембрия // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 2. С. 117–130.
- Кухтинов Д.А., Ярошенко О.П., Шишкин М.А. и др. Актуализированная стратиграфическая схема триасовых отложений Прикаспийского региона. Объясн. зап. М.: ФГБУ «ВНИГНИ», 2016.
- Лабунцов А.Н. Цеолиты Хибинских и Ловозерских тундр // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1927. Т. 2. С. 91–100.
- Липатова В.В., Волож Ю.А., Самодуров В.И., Светлакова Э.А. Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности // Тр. ВНИГНИ. 1982. Вып. 236.
- Мовшиович Е.В. Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977.
- Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1975.
- Мурчисон Р., Вернейль Э., Кейзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Ч. 1. СПб., 1849.
- Назаревич Б.П., Назаревич Н.А., Швыдко Н.И. Нижнетриасовые отложения Скифской плиты и нефтегазоносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 123–151.
- Новиков И.В., Ульяхин А.В., Силантьев В.В. Ранее неизвестный образец темноспондильной амфибии *Parotosuchus bogdoanus* (Woodward, 1932) из нижнего триаса Восточной Европы // Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. естеств. науки. 2021. Т. 163, кн. 4. С. 581–590.

Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1 / Пер. с англ. под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990.

Паллас П.С. Путешествие по разным провинциям Российского государства. Ч. третья, половина первая 1772 и 1773 годов, перевел Василий Зуев. СПб: при Импер. АН, 1788.

Природные цеолиты / Отв. ред. А.Г. Коссовская. М.: Наука, 1980.

Прошляков Б.К. Литологическая характеристика и условия образования триасовых пород центральной части Прикаспийской впадины / Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР // Тр. МИНГ. 1962. Вып. 38. С. 133–143.

Сайдаковский Л.Я. Стратиграфия триасовых отложений юга Русской платформы по харофитам // Тр. МИНХ и ГП. Вып. 83. М.: Недра, 1969. С. 47–51.

Соколова Е.И. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 118.

Соколова Е.И., Иванова Е.П., Егоров И.П. Пермские и триасовые отложения Южной Эмбы и их нефтеносность. Л.: Гостоптехиздат, 1961. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 164).

Соколова Т.Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. М.: Наука, 1982.

Стародубцева И.А., Новиков И.В. История геологического и палеонтологического изучения горы Большое Богдо // Изв. вузов. Геология и разведка. 2018. № 2. С. 65–72.

Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1972.

Тужикова В.И. История нижнемезозойского угленакпления на Урале. М.: Наука, 1973.

Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности. М.: Недра, 1982.

Шнейдер Г.Ф. Фауна остракод нижнетриасовых отложений Прикаспийской низменности // Геология и нефтегазоносность СССР. Туркменистан и Зап. Казахстан. Л.: Гостоптехиздат, 1960. С. 287–303. (Тр. компл. геол. экспедиции. АН СССР: Вып. 5).

Gudmundsson M.T., Thordarson T., Höskuldsson Á. et al. Ash generation and distribution from the April-May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland // Sci. Rep. 2012. Vol. 2. N 572. P. 1–12.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et. al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 277, Iss. 1–2. P. 9–20.

Saunders A., Reichow M. The Siberian Traps and the End-Permian mass extinction: a critical review // Chinese Sci. Bull. 2009. Vol. 54. P. 20–37.

Skorokhod A.I., Elansky N.F., Safronov A.N. et al. The impact of the April 2010 Eyjafjallajökull eruption on the atmosphere composition in Moscow // Volcanology and Seismology. 2016. Vol. 10, N 4. P. 263–274.

Статья поступила в редакцию 27.04.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УДК 556.3.01

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ И СКРЫТАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫЗЫК-ЧАДР (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

Иван Александрович Старостин^{1✉}, Михаил Миргалимович Гирфанов², Евгений Игоревич Ярцев³

¹ Центральный научно-исследовательский институт цветных и благородных металлов (ФГБУ «ЦНИГРИ»), Москва, Россия; starostin@tsnigri.ru ✉

² Центральный научно-исследовательский институт цветных и благородных металлов (ФГБУ «ЦНИГРИ»), Москва, Россия; girfanov@tsnigri.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; evgenyrtsev@mail.ru

Аннотация. Измененные породы месторождения Кызык-Чадр сложены преимущественно кварцем и диоктаэдрическими калиевыми слюдами мусковит-фенгитового ряда, которые доминируют практически во всех зонах метасоматического ореола; парагенезисы альбита с хлоритом и эпидотом характерны лишь для периферических частей этого ореола, где проявлены изменения пропилитового характера. В центральных и глубоких частях ореола фиксируются кварц-калишпатовые изменения. С целью выявления скрытой минералогической зональности месторождения Кызык-Чадр выполнено петрографическое изучение метасоматитов, а также использованы результаты рентгено-структурного анализа и инфракрасной спектроскопии слюд, входящих в состав минерализованных кварц-серicitовых метасоматитов. По результатам рентгеновского и ИК-спектроскопического исследования светлослюдистых метасоматитов установлены элементы скрытой минералогической зональности, обусловленной вариациями соотношения фенгитового и мусковитового компонентов в их составе. Фенгитовая составляющая преобладает в центральных и глубоких частях рудно-метасоматического ореола месторождения, тогда как к его флангам и верхним частям последовательно увеличивается доля мусковитового компонента. Установленная тенденция коррелирует с общей направленностью минералогической рудно-метасоматической зональности и предположительно может объясняться сменой *PT*-условий в объеме медно-порфировой рудно-магматической системы. Индикатор скрытой минералогической зональности по соотношению фенгит–мусковит можно использовать при поисках и оценке месторождений медно-порфирового типа как объективный критерий при увязке уже полученных рудных пересечений и прогнозировании рудных тел.

Ключевые слова: месторождение Кызык-Чадр, золотосодержащее молибден-медно-порфировое месторождение, скрытая минералогическая зональность, Республика Тыва

Для цитирования: Старостин И.А., Гирфанов М.М., Ярцев Е.И. Геологическое строение, метасоматическая и скрытая минералогическая зональность медно-порфирового месторождения Кызык-Чадр (Республика Тыва) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 90–94.

GEOLOGICAL FEATURES, HYDROTHERMAL ALTERATIONS, AND CRYPTIC MINERALOGICAL ZONATION OF THE KYZYK-CHADR PORPHYRY COPPER DEPOSIT (TYVA REPUBLIC)

Ivan A. Starostin^{1✉}, Mikhail M. Girfanov², Evgeny I. Yartsev³

¹ FSBI Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia; starostin@tsnigri.ru ✉

² FSBI Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia; girfanov@tsnigri.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia; evgenyrtsev@mail.ru

Abstract. The altered rocks of the Kyzzyk-Chadr deposit are predominantly composed of quartz and potassic dioctahedral micas of the phengite–muscovite series, that dominate in almost all zones of the alteration halo. Parageneses of albite with chlorite and epidote are only characteristic of peripheral sections of the halo, subjected to the propylite-type alteration. Quartz–potassium feldspar alterations are distributed in the central and deep-seated sections of the halo. Petrographic investigations of hydrothermal alterations and results of the X-ray structural analysis and infrared (IR) spectroscopy of micas from the mineralized quartz–sericite metasomatites were applied to reveal a cryptic mineralogical zonation of the Kyzzyk-Chadr porphyry copper deposit. Elements of the cryptic mineralogical zonation, revealed based on results of the X-ray study and IR spectroscopy of light-colored micaceous metasomatites of the deposit, are caused by variable proportions of the phengite and muscovite components in their composition. The phengite component predominates in the central and deep-seated sections of the alteration–mineralization halo of the deposit, while the muscovite component progressively increases toward its flanks and upper sections. This tendency correlates with the general vector of the mineralogical alteration–mineralization zonation and are

supposedly explained by changing PT conditions within the porphyry copper ore-magmatic system. The indicator of the cryptic mineralogical zonation by the “phengite-muscovite” relationship can be applied for prospecting and preliminary evaluation of porphyry copper type deposits, being used as an objective guide for correlation of already obtained ore-grade interceptions and forecasting the ore bodies.

Key words: nitrogen thermal waters, Kuldur spa, geothermometers, hydraulic conductivity, hydrogeological model

For citation: Starostin I.A., Girfanov M.M., Yartsev E.I. Geological features, hydrothermal alterations, and cryptic mineralogical zonation of the Kyzyk-Chadr porphyry copper deposit (Tyva Republic). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5: 90–94. (In Russ.).

Введение. Кызыкчарское рудное поле (Республика Тыва) с потенциальным золотосодержащим молибден-медно-порфировым месторождением (рудопроявлением) Кызык-Чадр расположено в области северо-западного замыкания каледонского Монголо-Тувинского вулcano-плутонического пояса (ВПП), сформированного на гетерогенном основании Алтае-Саянского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [Гирфанов, 2019].

Месторождение находится в краевой части Ожинского полиформационного плутона (выступа), в составе которого выделяются образования таннукского (E_2) и кызыкчадрского (E_{2-3}) интрузивных комплексов [Семенов, 2014]. Месторождение локализовано в пределах полифазного Кызык-Чадрского интрузивного массива габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации одноименного комплекса. Кызык-Чадрский интрузивный массив с размерами 12,5×3 км прорывает метаморфиты туматтайгинской толщи позднего докембрия и приурочен к зоне магматической активизации Туранского глубинного разлома, ограничивающего Ожинский выступ с юга.

Золотосодержащая молибден-медно-порфировая минерализованная зона месторождения Кызык-Чадр локализована в экзо-эндоконтакте крутопадающего дайкообразного тела, сложенного несколькими разновидностями (фазами внедрения) пород порфировой структуры, в том числе гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами и кварцевыми порфирами гранит-порфирового состава, отнесенными к кызык-чадрскому интрузивному комплексу (порфировый интрузив) [Андреев и др., 2021]. Порфировый интрузив прорывает среднезернистые породы гранит-гранодиоритового состава того же комплекса и вытянут в субширотном направлении более чем на 2300 м при горизонтальной мощности до нескольких сотен метров и протяженности по падению более 500 м.

Особенность минерализованной зоны месторождения — интенсивная тектоническая проработка оруденелых пород (катаклаз, милонитизация). Лишь в отдельных блоках сохраняются структурно-текстурные признаки, позволяющие идентифицировать породы главных и порфировых фаз кызыкчадрского комплекса. Штокверковое медно-молибденное оруденение и сопровождающие его кварц-полевошпатовые и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты прослежены бурением на глубину до

500 м, в ряде случаев без признаков выклинивания. Характерен комплексный медно-молибденовый с золотом состав руд при сравнительно невысоком среднем содержании меди (несколько десятых долей процента) и молибдена (тысячные–сотые доли процента).

Метасоматиты месторождения интенсивно пиритизированы. Кварцевые, реже кварц-карбонатные ветвящиеся прожилки часто образуют зоны интенсивного окварцевания мощностью 2,5–20 м. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, в подчиненном количестве присутствуют блеклые руды, борнит, халькозин, галенит, сфалерит, магнетит, редко субмикроскопические выделения самородного золота. По мере удаления от контакта порфирового тела интенсивность рудной минерализации резко снижается.

Зональность метасоматических изменений в пределах участка месторождения заключается в смене от центра к периферии следующих генерализованных метасоматических зон: калиевой, филлизитовой и пропилитовой (с внутренней и внешней подзонами) (рис. 1) [Старостин, 2019].

Молибден-медное оруденение и сопровождающий его метасоматический ореол проявляются в геофизических и геохимических полях: пиритизированные кварц-серицитовые метасоматиты медно-порфирового месторождения отличаются повышенными значениями кажущейся поляризуемости, рудные тела маркируются крупными комплексными вторичными ореолами рассеяния меди, молибдена и других элементов-спутников.

Материалы и методы исследования. Нами выполнено специализированное изучение метасоматических изменений месторождения Кызык-Чадр с использованием петрографических методов и результатов рентгенофазового анализа и инфракрасной спектроскопии. Изучалось распределение в пространстве вариаций состава диоктаэдрических слюд изоморфного ряда мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ – фенгит $KAl_{2-x}(Mg,Fe)x[Al_{1-x}Si_3+xO_{10}](OH,F)_2$ промежуточного состава между мусковитом и селадонитом. С этой целью проанализированы образцы из керна скважин, вскрывших различные части рудно-метасоматического ореола месторождения Кызык-Чадр — из внутренних зон этого ореола с медно-порфировой минерализацией (скважины С-902, С-908, С-910, С-922) и из его фланговой «без-

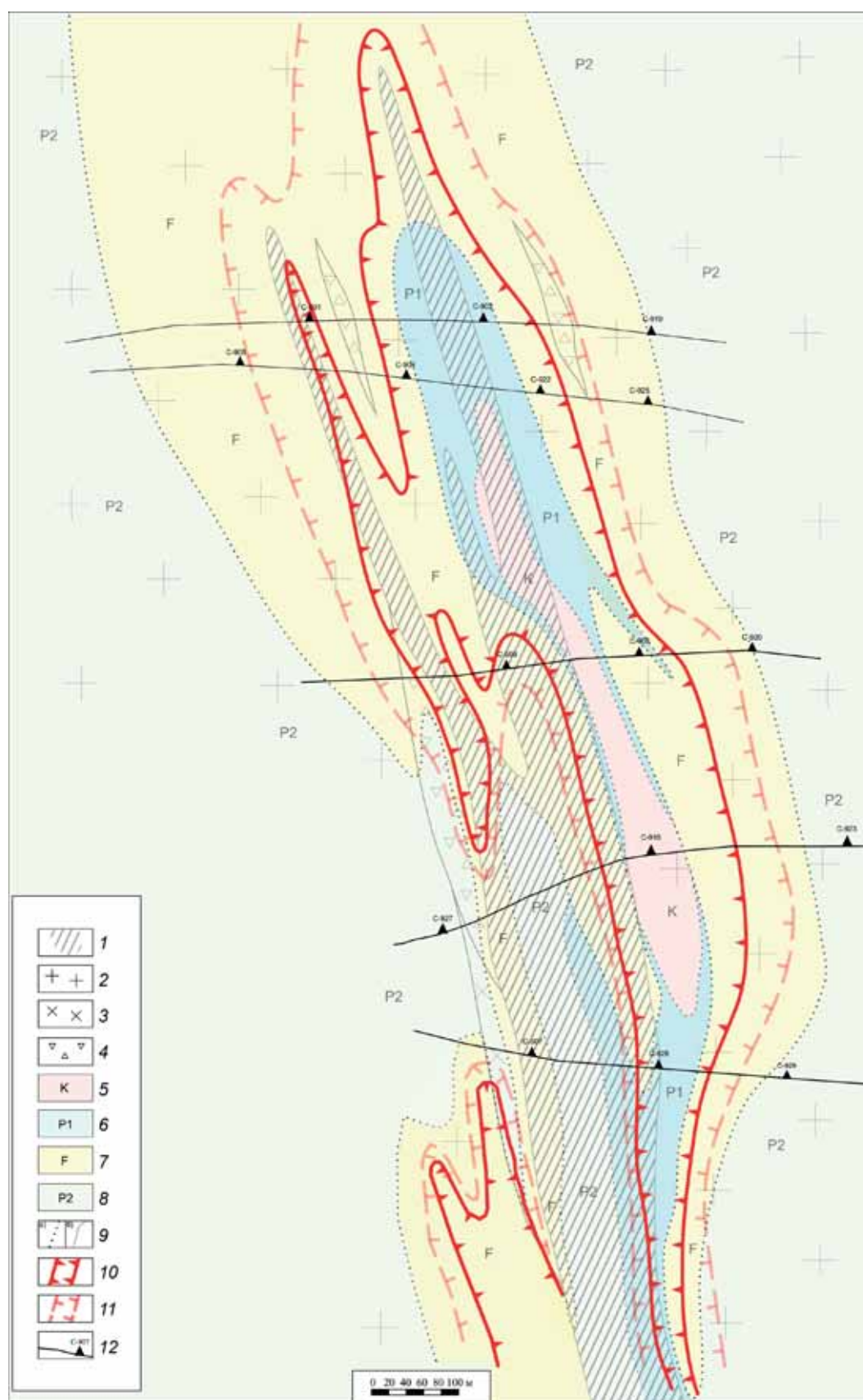


Рис. 1. Модель метасоматической зональности месторождения Кызык-Чадр. Вертикальное поперечное сечение: 1 — кварцевые диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры рудоносного порфирового интрузива; 2 — граниты среднезернистые; 3 — кварцевые диориты, гранодиориты среднезернистые; 4 — брекчи (тектонического или эксплозивного генезиса); генерализованные зоны гидро-термально-метасоматических изменений: 5 — калиевая: qz, kfsp ± ab, chl; 6 — внутренняя пропиловитовая: qz, chl, ab ± kfsp, ser, cc; 7 — филлизитовая: ser, qz ± chl, cc; 8 — внешняя пропиловитовая: chl, ep ± ab, cc, ser, qz; 9 — границы; а — метасоматических зон; б — геологических; 10 — прогнозируемый контур меднорудного тела по $C_{\text{борт}} \text{ Cu } 0,2\%$; 11 — прогнозируемый контур распространения медной минерализации по $C_{\text{Cu}} 0,05\%$; 12 — различные уровни эрозионного среза медно-порфировой рудно-магматической системы, отвечающие положению линий буровых профилей АО «Сибирское ПГО» (показаны устья и стволы скважин). Минералы метасоматических зон: ab — альбит, cc — кальцит, chl — хлорит, ep — эпидот, kfsp — калиевый полевой шпат, qz — кварц, ser — серицит

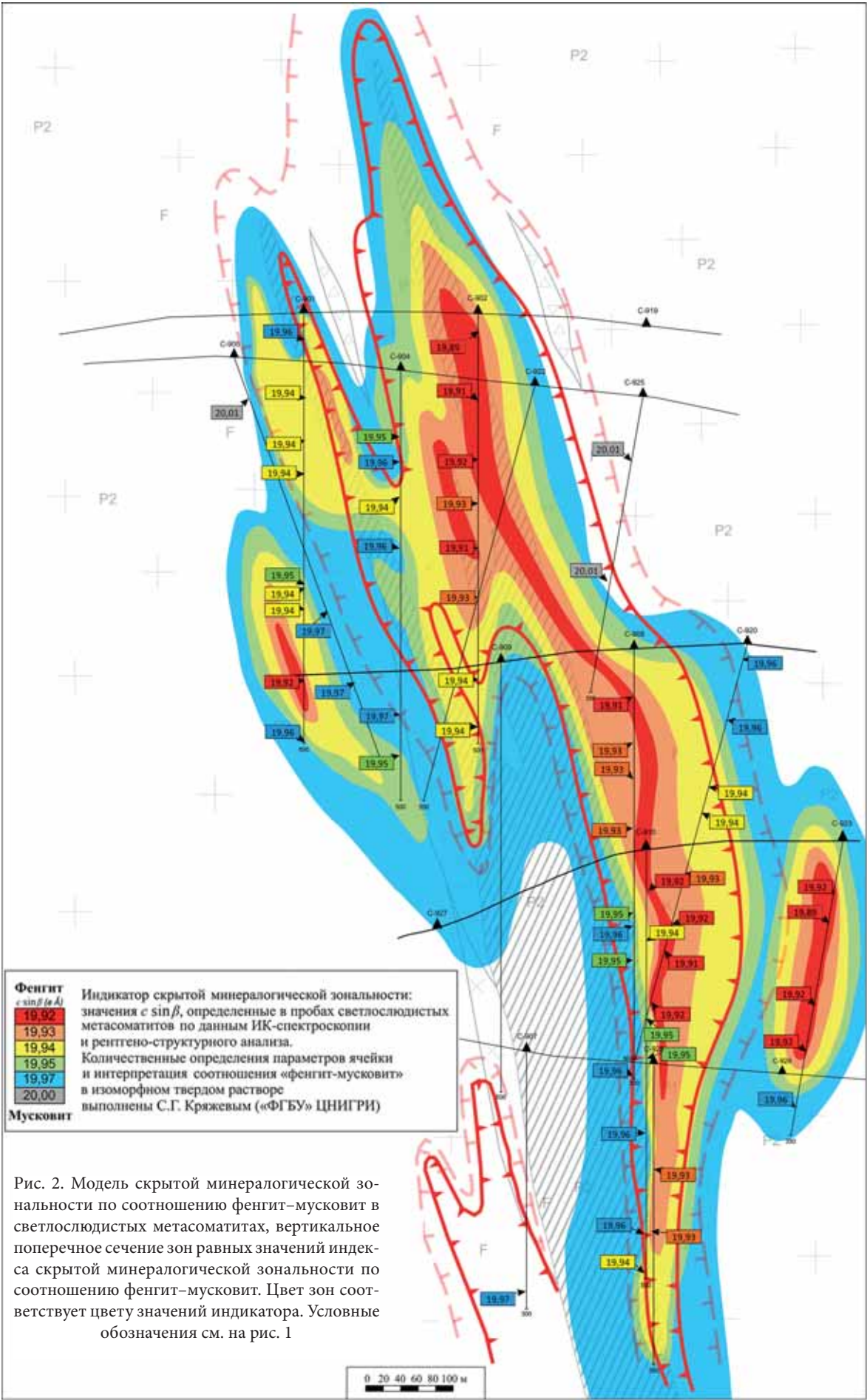


Рис. 2. Модель скрытой минералогической зональности по соотношению фенгит-мусковит в светлослюдистых метасоматитах, вертикальное поперечное сечение зон равных значений индекса скрытой минералогической зональности по соотношению фенгит-мусковит. Цвет зон соответствует цвету значений индикатора. Условные обозначения см. на рис. 1

рудной» зоны (скважины С-901, С-904, С-905, С-923). В слюдах определяли параметр элементарной ячейки $c\sin\beta$, характеризующий толщину слюдяного пакета, которая зависит как от изоморфизма в пределах слюдяного слоя (мусковит–фенгит), так и от характера межслоевого заполнения (калий–натрий) [Дриц, 1991]. Другие слюдяные фазы (парагонит, пиррофиллит, гидрослюды, смектиты) не установлены. Определения выполнены С.Г. Кряжевым (отдел минералогии и изотопной геохимии ФГБУ «ЦНИГРИ»).

Результаты исследований и их обсуждения.

Как показали результаты исследований, в пределах изученной части рудно-метасоматического ореола состав основных минералов метасоматитов достаточно однообразен. Измененные породы сложены преимущественно кварцем и диоктаэдрической калиевой слюдой мусковит-фенгитового ряда, которые доминируют практически во всех метасоматических зонах; парагенезис альбита с хлоритом и эпидотом характерен лишь для периферических частей ореола, где проявлены изменения пропилитового характера. В центральных и глубоких частях ореола фиксируются кварц-калишпатовые изменения.

По результатам рентгенофазового анализа и инфракрасной спектроскопии светлослюдистых метасоматитов месторождения Кызык-Чадр установлены

элементы скрытой минералогической зональности, обусловленной вариациями соотношения фенгитового и мусковитового компонентов в слюдястых агрегатах. При этом в качестве индикатора такой скрытой зональности принимается определяемое значение параметра $c\sin\beta$. Фенгитовая составляющая преобладает в центральных и глубоких частях рудно-метасоматического ореола месторождения, тогда как к его флангам и верхним частям последовательно увеличивается доля мусковитового компонента (рис. 2). Установленная тенденция в целом коррелирует с общей направленностью минералогической рудно-метасоматической зональности, предположительно ее можно объяснить сменой PT -условий в объеме медно-порфировой рудно-магматической системы.

Закключение. Область развития существенно фенгитовых слюд фиксирует наиболее продуктивную зону медно-порфировой системы, вмещающую промышленные рудные тела. Это дает основание использовать индикатор скрытой минералогической зональности по соотношению фенгит–мусковит в качестве объективного критерия при увязке полученных рудных пересечений и прогнозировании рудных тел на ранних стадиях геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев А.В., Гирфанов М.М., Старостин И.А. и др. Геологическое строение, рудно-метасоматическая и минералого-геохимическая зональность золотосодержащего молибден-медно-порфирового месторождения Кызык-Чадр, Республика Тыва // Руды и металлы. 2021. № 1. С. 57–76.

Гирфанов М.М., Андреев А.В., Авилова О.В., Старостин И.А. Геолого-поисковая модель золотосодержащих медно-порфировых объектов Кызыкчадрского рудного поля (Республика Тыва) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: Сб. тез. докл. IX Междунар. науч.-практ. конф., 2019. С. 166–167.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991.

Меднопорфировые месторождения / Под ред. А.И. Кривцова. Сер. Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2001. 232 с.

Семенов М.И., Юркевич Л.Г. Геология, геохимия и рудоносность Ожинского интрузивного плутона // Геологическое строение и полезные ископаемые Центральной Сибири. Красноярск: АО «Сибирское ПГО», 2019. С. 110–119.

Старостин И.А., Авилова О.В., Андреев А.В., Гирфанов М.М. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфирового рудопроявления Кызык-Чадр (Республика Тыва) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: Сб. тез. докл. IX Междунар. науч.-практич. конф., 2019. С. 200.

Статья поступила в редакцию 16.05.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УДК 552.31:553.43(11)

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЁШЛИК (АЛМАЛЫК-АНГРЕНСКИЙ ГОРНОРУДНЫЙ РАЙОН, УЗБЕКИСТАН)

Феруза Бахтиёровна Каримова^{1✉}, Денис Икрамович Джуманиязов²,
Шаходат Валиджановна Усманова³, Александр Вениаминович Тевелев⁴

¹ Институт геологии и геофизики имени Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз (ИГиГ), Ташкент, Узбекистан; karimova.ingeo@mail.ru ✉

² Институт геологии и геофизики имени Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз (ИГиГ), Ташкент, Узбекистан; denisbey@list.ru

³ Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан; shaxina_u@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; atevelev@yandex.ru

Аннотация. Приведены минералого-геохимические особенности типов и сортов руд медно-молибденового месторождения Ёшлик, а также химические, масс-спектрометрические результаты анализов отобранных проб. При описании аншлифов установлены рудные минералы и их структурно-текстурные особенности.

Формирование месторождения Ёшлик связано с малыми интрузивами диоритов, главным образом монцодиоритов и монзонитов, так как оно полихронное и полиформационное, как и другие медно-порфировые объекты Алмалыкского рудного района. Предполагается связь оруденения золота, серебра и платиноидов с плутоническими дайковыми образованиями.

Ключевые слова: рудное поле, рудогенные элементы, медно-порфировое месторождение, благородные, редкие металлы, минералого-геохимические особенности, медь, молибден, свинец, цинк

Для цитирования: Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Усманова Ш.В., Тевелев А.В. Минералого-геохимические особенности месторождения Ёшлик (Алмалык-Ангренский горнорудный район, Узбекистан) // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2022. № 5. С. 95–98.

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE YOSHLIK DEPOSIT (ALMALYK-ANGREN ARE REGION, UZBEKISTAN)

Feruza B. Karimova^{1✉}, Denis I. Jumaniyazov², Shachodat V. Usmanova³,
Alexander V. Tevelev⁴

¹ Institute of Geology and Geophysics named after H.M. Abdullaev. State Committee of the Republic of Uzbekistan for Geology and Mineral resource, Tachkent, Uzbekistan; karimova.ingeo@mail.ru ✉

² Institute of Geology and Geophysics named after H.M. Abdullaev. State Committee of the Republic of Uzbekistan for Geology and Mineral resource, Tachkent, Uzbekistan; denisbey@list.ru

³ National University of Uzbekistan Mirzo Ulugbek, Tachkent, Uzbekistan; shaxina_u@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; atevelev@yandex.ru

Abstract. The article presents the mineralogical and geochemical features of the types and grades of ores of the Yoshlik copper-molybdenum deposit. Chemical, mass spectrometric results of analyses of the selected samples are given. Ore minerals and their structural and textural features are established in the description of the anschlifs. The formation of the Yoshlik deposit is associated with small intrusions of diorites and mainly monzodiorites and monzonites, since it is polychronous and polyformational like other copper-porphyry objects of the Almalyk ore region. There is a possible connection between the mineralization of gold, silver and platinoids with plutonic dyke formations.

Key words: ore field, ore elements, copper-porphyry deposit, precious, rare metals, mineralogical and geochemical features, copper, molybdenum, lead, zinc

For citation: Karimova F.B., Jumaniyazov D.I., Usmanova Sh.V., Tevelev A.V. Mineralogical and geochemical features of the Yoshlik deposit (Almalyk-Angren are region, Uzbekistan). *Moscow University Geol. Bull.* 2022. 5: 95–98. (In Russ.).

Введение. Алмалыкский рудный район, который включает месторождения медно-порфировых (Ёшлик, Кальмакыр, Карабулак и Северо-Западный Балыкты), свинцово-цинковых (Кургашинокан) и золотых руд (Актурпак, Сартабуткан), расположен в Среднем Тянь-Шане в Кураминской металло-генетической зоне Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса. Геологическое строение рудного поля характеризуется обилием магмати-

ческих пород, пестрым составом и разным возрастом. Изученное медно-порфировое месторождение Ёшлик находится в Пскентском районе Ташкентской области, на левом берегу р. Алмалык.

Изучение рудных формаций, их минералогических, геохимических и петрографических особенностей, проведенное исследователями в течение нескольких лет, позволило установить многофазность рудного процесса в Чаткало-Кураминских горах.

Таблица 1

Результаты спектрального анализа исходных проб

| Номер пробы | Элемент | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------|------------------|----|----|----|---|----|----|-----|----|----|---|-----|----|-----|------------------------------------|------|-------|----|-----|-----|----|----|----|-----|-----|----|----|----|
| | Si | Al | Ca | Na | K | Fe | Mg | P | Ba | Sr | B | Mn | V | Ti | Cr | Ag | Cu | Pb | Zn | Bi | Ni | Co | Sb | Mo | Sn | Li | Zr | Ga |
| | Массовая доля, % | | | | | | | | | | | | | | Массовая доля, $n \cdot 10^{-3}$ % | | | | | | | | | | | | | |
| ФБ-01 | 25 | 8 | 1 | 8 | 4 | 4 | 1 | 60 | 40 | 20 | - | 30 | 30 | 100 | - | 0,03 | 40,0 | 4 | 2 | - | - | 3 | | 0,4 | 0,3 | 4 | 3 | 1 |
| ФБ-07 | 20 | 3 | 2 | 1 | 1 | 8 | 4 | 10 | 20 | - | | 100 | 3 | 6 | - | 0,04 | 10,0 | 4 | 10 | - | - | 3 | | - | 0,3 | 1 | - | 1 |
| ФБ-09 | 25 | 5 | 1 | 8 | 2 | 8 | 10 | 40 | - | 10 | | 60 | 60 | 300 | 1 | 0,4 | 60,0 | 4 | 2 | 0,1 | 6 | 10 | 1 | 0,4 | 0,3 | 4 | 2 | 3 |
| ФБ-17 | 20 | 6 | 1 | 4 | 1 | 15 | 8 | 100 | 10 | 10 | | 40 | 60 | 300 | 2 | 0,04 | 200,0 | 4 | 3 | 0,2 | 1 | 8 | | 0,3 | 0,4 | 6 | 2 | 1 |
| ФБ-30 | 20 | 6 | 1 | 6 | 1 | 15 | 10 | 10 | 10 | 10 | | 40 | 40 | 200 | 1 | 0,04 | 60,0 | 3 | 6 | - | 6 | 20 | | 0,2 | 0,3 | 4 | 2 | 4 |
| ФБ-59 | 30 | 0 | - | 0 | 0 | 15 | 0 | 30 | - | - | | 30 | 3 | 4 | - | - | 6% | 30 | 100 | 1 | 1 | 3 | 1 | - | - | 3 | - | 1 |

С той или иной степенью детальности изучены минералого-геохимические особенности типов и сортов руд медно-молибденовых месторождений Алмалыкского горно-рудного района [Ахунджанов, Туресебеков. 1985; Голованов и др., 1988; Головин и др., 1981; Каримова, 2020; Туресебеков, Василевский, 2006]. Руды представлены главным образом прожилково-вкрапленными и жильным типами с подчиненной ролью вкрапленных образований. Они служат основным источником получения меди, молибдена, свинца, цинка, благородных и других редких металлов в металлургическом производстве Алмалыкского горно-металлургического комбината (АГМК).

Формирование месторождения Ёшлик связано с малыми интрузивами диоритоидов (главным образом монцодиоритов и монцонитов), оно является полихронным и полиформационным, как и другие медно-порфировые объекты Алмалыкского рудного района. Представляется возможная связь оруденения золота, серебра и платиноидов с плутоническими дайковыми образованиями [Туресебеков и др., 1993].

Материалы и методы исследований. Отобранные нами образцы пород месторождения Ёшлик проанализированы различными методами, результаты которых приведены ниже. Исследования состава пород и руд выполнено в Центральной лаборатории Госкомгеологии Республики Узбекистан, определение содержания петрогенных и редких элементов в породах и сульфидов проводили методами ICP MS на спектрометре ICPE-9000.

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты изучения проб алюмосиликатного состава с повышенным содержанием железа, натрия, магния, калия в некоторых пробах приведены в табл. 1. Содержание меди в составе исходных проб колеблется от $9 \cdot 10^{-3}$ до 6,0%. В некоторых пробах установлено повышенное содержание свинца (до $30 \cdot 10^{-3}$ %), цинка (до $100 \cdot 10^{-3}$ %), висмута (до $n \cdot 10^{-3}$ %).

По данным химического анализа содержание меди в исходных пробах составляет от 0,011 до 4,51% (табл. 2). Самое высокое содержание меди установлено в кварцевых жилах с вторичными минералами меди, гидроксидами железа (проба ФБ-59).

Таблица 2

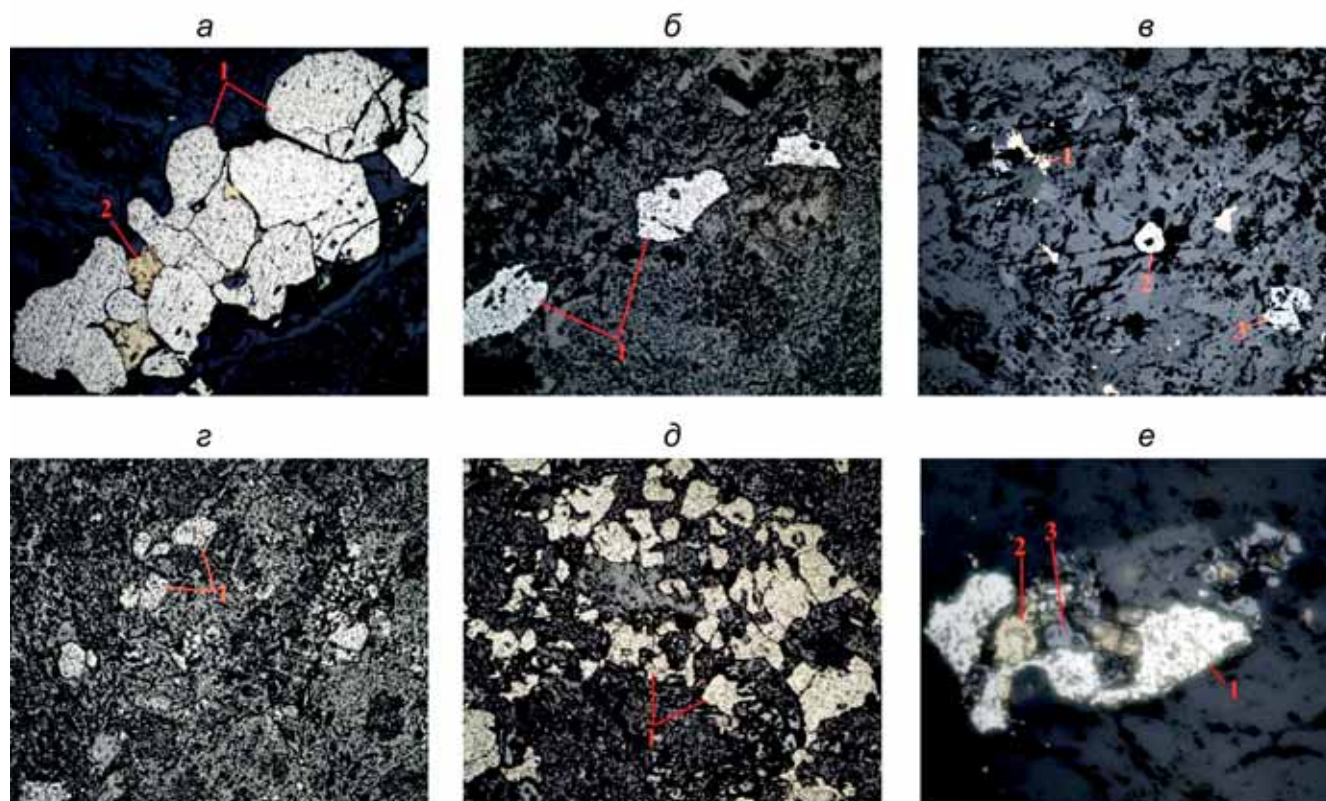
Содержание меди в исходных пробах по данным химического анализа, %

| Номер пробы | Характеристика проб | Cu |
|-------------|--|-------|
| ФБ-01 | Сиенито-диорит с вкраплениями, гнездами магнетита, пирита и халькопирита | 0,051 |
| ФБ-07 | Измененный монцодиорит с вкрапленностью, гнездами пирита и магнетита | 0,011 |
| ФБ-09 | Диорит с сульфидной минерализацией | 0,022 |
| ФБ-17 | Монцодиорит с магнетитом, пиритом, халькопиритом | 0,077 |
| ФБ-30 | Габбродиорит с вкрапленностью магнетита | 0,018 |
| ФБ-59 | Кварцевая жила с вторичными минералами меди, гидроксидами железа | 4,51 |

Результаты ICP-масс-спектрометрического анализа в изученных пробах показывают содержание меди от $59 \cdot 10^{-4}$ до 5,3%. Из попутных компонентов установлено повышенное содержание молибдена (до 41 г/т), серебра (до 16,0 г/т), висмута (до 18 г/т). Во всех изученных пробах содержание селена значительно превышает кларковое значение и составляет 4,2–15,0 г/т.

Также в единичных пробах установлено повышенное содержание теллура — до 4,0 г/т, свинца — до 1200 г/т, цинка — до 1300 г/т.

При описании аншлифов установлены рудные минералы и их структурно-текстурные особенности. Текстура рудных минералов в основном вкрапленная, редко прожилковая, вкрапленная — прожилковая и гнездовая. Прожилки имеют существенно пиритовый и халькопирит-пиритовый состав. Иногда сульфиды представлены продуктами окисления. Вкрапленники рудных минералов в основном слагают отдельные зерна, редко образуют агрегативные сростки. Структура руд тонко-, среднезернистая, неравномерноезернистая, гипидиоморфноезернистая. Рудные минералы часто развиваются в межзерновом пространстве, по трещинам пород и по слоистости нерудных минералов. Содержание рудных минералов в аншлифах варьирует от единичных зерен до 2–5% (рисунок, а–f). Преобладают аншлифы с содержанием рудных минералов 1–2%.



Микрофотографии аншлифов: а — аншлиф № ФБ-17: 1 — пирит, 2 — халькопирит (увеличение 100, без анализатора, прожилковая текстура рудных минералов); б — аншлиф № ФБ-32: 1 — гидрооксиды железа (увеличение 100, без анализатора, прожилково-вкрапленная текстура рудных минералов); в — аншлиф № ФБ-17: 1 — халькопирит, 2 — пирит, 3 — магнетит (увеличение 100, без анализатора, вкрапленная текстура рудных минералов); г — аншлиф № ФБ-30: 1 — магнетит (увеличение 40, без анализатора, вкрапления магнетита); д — аншлиф № ФБ-09: 1 — пирит (увеличение 40, без анализатора, скопление рудных минералов); е — аншлиф № ФБ-17: 1 — пирит, 2 — халькопирит, 3 — магнетит (увеличение 400, без анализатора, агрегативное срастание пирита, халькопирита и магнетита)

Магнетит, пирит, халькопирит, гематит, рутил — основные рудные минералы. В окисленных породах преобладают оксиды и гидрооксиды железа. Часто в единичных зернах отмечены борнит, сфалерит, галенит.

Содержание основных и попутных компонентов в составе продуктов гравитационного обогащения было установлено спектральным, химическим и ИСР-масс-спектрометрическими методами.

В результате промывки происходило разделение исходного материала на концентрат, промежуточный продукт, легкую фракцию, шлам (частицы размером $<0,01$ мм). После высушивания и взвешивания каждого продукта на аналитических весах рассчитан выход каждого продукта (табл. 3). Выход концентратов колеблется от 0,53 до 4,10% и в среднем по 6 пробам составляет 2,77%.

По данным спектрального анализа установлено, что содержание основных породообразующих компонентов, таких, как кремний, алюминий, магний, натрий, калий, кальций в составе промышленных продуктов, легких фракций и шламов, значительно выше, чем в концентратах.

По данным ИСР-масс-спектрометрического анализа содержание меди в концентратах гравитационного обогащения составляет от 260 до 20 000 г/т

и более. В составе концентратов содержание молибдена достигает 120 г/т. Из попутных компонентов в составе концентратов установлены серебро (от 0,69 до 80 г/т), теллур (до 16,0 г/т), селен (от 9,4 до 170 г/т). Содержание золота в концентратах единичных проб составило 0,5 г/т. Повсеместно в составе концентратов выявлено повышенное содержание висмута — от 0,65 до 33 г/т.

Содержание рудогенных элементов в остальных продуктах гравитационного обогащения меньше, чем в концентратах. Установленное повышенное содержание некоторых ценных компонентов в составе промышленных продуктов, легких фракций и шламах обусловлено тонкозернистой структурой рудных минералов.

В составе концентратов содержание меди составляет от 0,06 до 15,32% по данным химического анализа. Серы сульфидной в составе концентратов содержится до 30,86%. Оксиды железа — основные компоненты концентратов. Содержание Fe_2O_3 колеблется от 29,99 до 76,07%, FeO — от 1,72 до 20,4%.

Заключение. Во всех горных породах по пересчетам полученных данных на кларки-концентрации элементов (по А.П. Виноградову) наибольшие кларки-концентрации отмечены для Те (более чем в 300 раз) и Вi (в пробе ФБ-64 в 233 раза). Содержание

таких элементов, как Cu, Au, Ag, Pt, Re, As, Se, во всех образцах превышает кларковое в земной коре более чем в 10 раз. Остальные элементы характеризуются околоскларковыми или даже нижекларковыми значениями.

Большинство этих элементов наряду с медью, молибденом — рудогенные, главные на золото-серебряных месторождениях Алмалык-Ангренской металлогенической зоны. Образование руд Au, Ag, Te, Se, As, U связано с наиболее поздними дайками лампрофиров [Каримова, 2020], широко представленными на месторождениях Кызылалма и Кочбулак.

Предполагая возможное функционирование в конце палеозоя Чаткало-Кураминской горячей точки [Далимов, 2011], нам представляется, что медно-порфировое месторождение Ёшлик генетически связано с формированием ранне-среднекаменноугольного диоритового интрузива. Образование молибденового оруденения, наложенного на медное, было обусловлено проявлением процессов, связанных с внедрением штока гранитов в ранней перми. Руды благородных металлов — наиболее поздние образования, они связаны с внедрением даек внутриплитного этапа магматизма [Каримова, 2020].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахунджанов Р., Туресебеков А.Х. Связь скарново-полиметаллических медно-молибденовых месторождений Карамазара с интрузиями (Кураминские горы) // Узб. геол. журн. 1985. № 3. С. 6–9.

Голованов И.М., Николаева Е.Н., Кажихин М.А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфировой формации. Ташкент: Фан, 1988. 203 с.

Головин А.Ф., Туресебеков А.Х., Балакин В.В. Новый золото-серебряный полиметаллический жильный тип минерализации в медно-порфировых месторождениях (УзССР) // Зап. Узб. ВМО. 1981. Вып. 34. С. 182–186.

Далимов Т.Н. Межрегиональная корреляция и основные проблемы палеозойского магматизма Западного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2011. № 1. С. 3–17.

Таблица 3

Выход продуктов при гравитационном обогащении, %

| Номер пробы | Общий вес, кг | Концентрат | Промежуточный продукт | Легкая фракция | Шлам |
|-------------|---------------|------------|-----------------------|----------------|-------|
| Фб-01 | 100 | 2,91 | 16,63 | 66,52 | 13,94 |
| Фб-07 | 100 | 1,81 | 13,64 | 65,07 | 19,48 |
| Фб-09 | 100 | 4,10 | 5,16 | 71,60 | 19,13 |
| Фб-17 | 100 | 3,29 | 13,09 | 65,50 | 18,12 |
| Фб-30 | 100 | 0,53 | 20,48 | 63,90 | 15,09 |
| Фб-59 | 100 | 3,99 | 4,21 | 79,49 | 12,30 |
| Среднее | | 2,77 | 12,20 | 68,68 | 16,35 |

Благороднометалльные руды наложены на медно-молибденовые.

Таким образом, пространственная совмещенность руд меди, редких, благородных металлов и формирование так называемого Большого Алмалыка объясняется длительным функционированием Чаткало-Кураминской горячей точки и связанных с ней разновременных и гетерогенных рудно-магматических систем.

Каримова Ф.Б. Плутонические дайки золото-серебряных месторождений Алмалык-Ангренского района. Ташкент: Lesson Press, 2020. 113 с.

Туресебеков А.Х., Ахунджанов Р., Игнатилов Е.Н., Сайдыганиев С.С. О полиформационности медно-молибденового месторождения Кальмакыр (Алмалыкский рудный район, Республика Узбекистан) // Узб. геол. журн. 1993. № 6. С. 33–44.

Туресебеков А.Х., Василевский Б.Б. Геолого-генетическая модель формирования руд медно-порфировых месторождений Алмалыкского рудного района, Узбекистан // Руды и металлы. 2006. № 5. С. 67–76.

Статья поступила в редакцию 04.06.2022, одобрена после рецензирования 08.06.2022, принята к публикации 22.11.2022

УДК 550.8.01.550.85

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА В ДОННЫХ ОСАДКАХ КАРСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ

Кирилл Владимирович Сыромятников¹, Руслан Рустемович Габдуллин²✉

¹ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия;

Sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

Gabdullin@fgp.msu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Аннотация. Для изучения процессов седиментогенеза и раннего диагенеза поверхностных осадков Карского моря использованы методы математической статистики. С помощью корреляционного анализа установлены две группы оксидов, связанных с определенными гранулометрическими типами отложений. В результате применения однофакторного дисперсионного анализа установлена закономерность распределения песка, алевроита и пелита в соответствии с условиями седиментации на основе различий между их средними значениями. По этим данным построены карты распределения песка, алевроита и пелита в пределах изученной части Карского моря. На основе данных статистики выявлены некоторые особенности основных факторов седиментогенеза для этого региона.

В результате установленной взаимосвязи отношений Mn/Al, Mn/Fe, MnO/SiO₂ и глубины с применением одномерного регрессионного анализа была изучена интенсивность раннего окислительного диагенеза в пределах шельфовой зоны Карского моря.

Ключевые слова: современные осадки Карского моря, гранулометрический состав, фации, корреляционный анализ, дисперсионный анализ, регрессионный анализ, ранний диагенез, окислительный диагенез

Для цитирования: Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Выявление основных факторов седиментогенеза и раннего диагенеза в донных осадках Карского моря на основе методов математической статистики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 99–112.

IDENTIFICATION OF THE MAIN FACTORS OF SEDIMENTOGENESIS AND EARLY DIAGENESIS IN BOTTOM SEDIMENTS OF THE KARA SEA BASED ON METHODS OF MATHEMATICAL STATISTICS

Kirill V. Syromyatnikov¹, Ruslan R. Gabdullin²✉

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia;

Sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Gabdullin@fgp.msu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Abstract. In the article, methods of mathematical statistics were used to study the processes of sedimentogenesis and early diagenesis of the surface sediments of the Kara Sea. Correlation analysis established two groups of oxides associated with certain granulometric types of deposits. As a result of applying one-way analysis of variance, the regularity of the distribution of sand, silt and pelite was established in accordance with the conditions of sedimentation based on differences between their average values. Based on these data, maps of the distribution of sand, silt, and pelite were constructed within the studied part of the Kara Sea. On the basis of statistical data, some features of the main factors of sedimentogenesis for this region were revealed.

As a result of the established relationship between the Mn/Al, Mn/Fe, MnO/SiO₂ ratios and depth, using a one-dimensional regression analysis, the intensity of early oxidative diagenesis within the shelf zone of the Kara Sea was studied.

Key words: recent sediments of the Kara Sea, particle size distribution, facies, correlation analysis, analysis of variance, regression analysis, early diagenesis, oxidative diagenesis

For citation: Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R. Identification of the main factors of sedimentogenesis and early diagenesis in bottom sediments of the Kara Sea based on methods of mathematical statistics. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5: 99–112. (In Russ.).

Введение. При изучении различных факторов, влияющих на процессы седиментации в Мировом океане, большой интерес вызывают исследования между распределением отдельных химических компонентов, входящих в состав современных осадков, их минералогией, гранулометрией и фаціальными

условиями накопления. Методы математической статистики позволяют проводить такие исследования с высокой точностью на количественном уровне [Burone et al., 2003; Costa et al., 2018; Zhang et al., 2021; Левитан и др., 2014; Сыромятников и др., 2021]. Отметим работы по изучению фаціальных

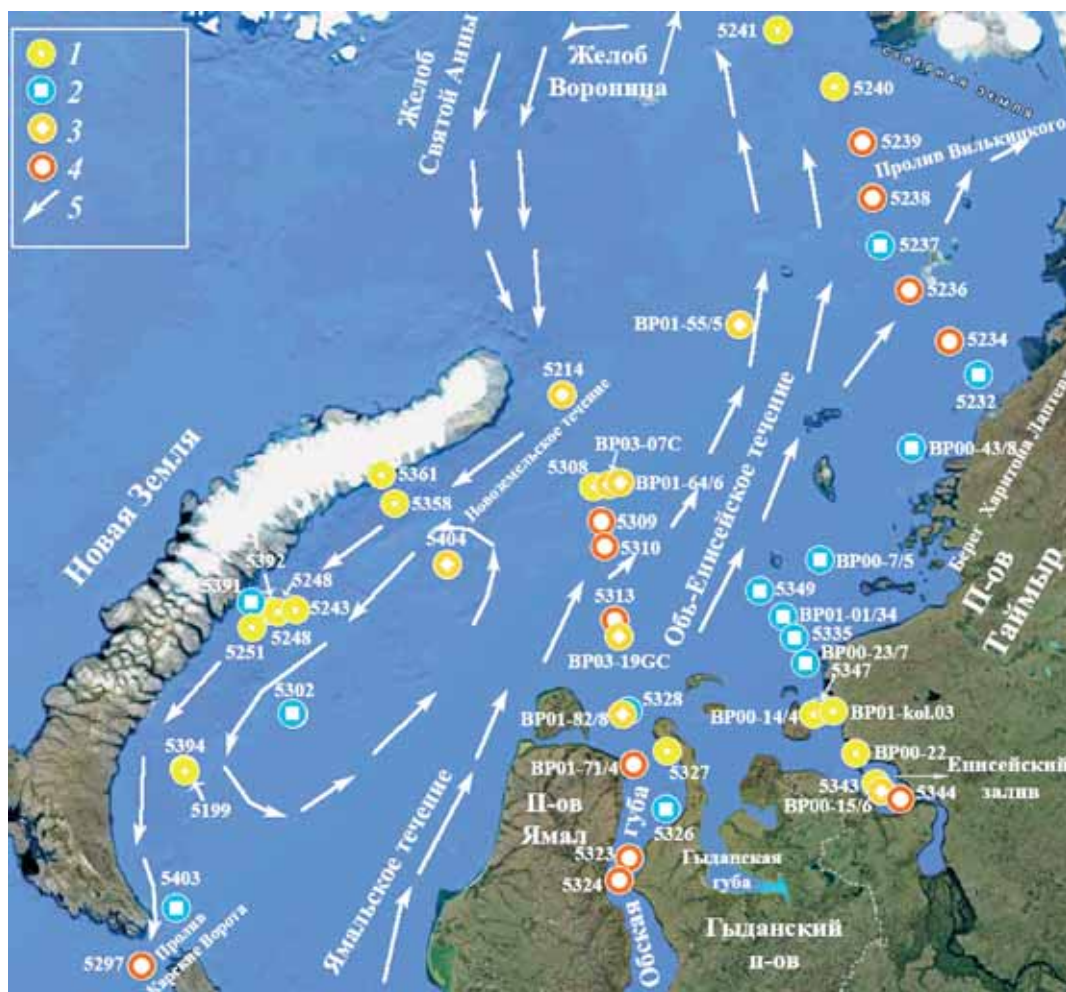


Рис. 1. Карта расположения станций в изучаемой части Карского моря, по [Русаков и др., 2018]: 1 — зона лавинной аккумуляции осадков; 2 — зона аккумуляции песчаных алевритов; 3 — зона аккумуляции алевритовых песков; 4 — зона размыва; 5 — направление морских течений

условий накопления осадков с учетом минерально-петрографического и химического состава осадков Карского моря [Горбунова, 1997; Крылов, 2000; Куликов, 1963; Кошелева, 2014; Левитан и др., 1998, 2000, 2005, 2007, 2012; Gordeev et al., 2007; Dethleff, 2010; Nürnberg, 1995; Schoster et al., 1999, 2004; Stein et al., 1994]. В работе [Левитан и др., 2007] успешно использованы методы корреляционного анализа при обнаружении связи между химическим и минеральным составом современных осадков Карского моря. Известно [Асадулин и др., 2013, 2016; Левитан и др., 2000, 2002, 2005; Levitan et al., 2002], что большое влияние на формирование минерального состава осадков Карского моря оказывала транспортирующая деятельность Оби и Енисея. В большинстве работ выделение фациальных обстановок Карского моря выполнено на основе описания литологического, петрологического и химического состава отложений, в том числе изучалось влияние современных условий седиментации на формирование поверхностного слоя осадков. В результате установлена связь между литологическим составом осадков и фациальными условиями их накопления [Левитан и др., 2004, 2007; Levitan et al., 2003]. Исследования в этой области на основании полученных новых данных отражены в работах [Русаков и др., 2017а,б]. В них изучалось распределение тяжелых металлов — Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Sn, Sb, Pb и Bi в поверхностном слое донных осадков

Карского моря, а также Si, Al, Fe и Mn в флювиальных, гляциальных, эстуарных, мелководно-морских, фоновых морских и реликтовых осадках.

В статье [Русаков и др., 2018] на основе факторного и кластерного анализов обнаружена связь между химическим и гранулометрическим составом терригенных отложений с выделением макро- и микрохимических групп компонентов в соответствии с условиями их седиментации. Для проведения исследований нами использованы материалы указанной статьи о содержании оксидов, гранулометрических типов, а также выделенных кластеров, соответствующих определенным условиям накопления осадков (рис. 1, табл. 1, 2). В результате применения корреляционного анализа установлены две группы оксидов, связанных с определенными гранулометрическими типами донных осадков Карского моря. Подчеркнем, что однофакторный дисперсионный анализ распределения песка, алеврита и пелита в различных фациальных обстановках Карского моря на основе значимости различий между их средними значениями и с учетом условий их накопления был применен впервые. В результате построены схематические карты распределения песка, алеврита и пелита для этого региона.

С помощью одномерного регрессионного анализа установлена закономерность в распределении отношений Mn/Al, Mn/Fe, Mn/SiO₂ по глубине в

Таблица 1

**Расположение станций с координатами и глубиной пробоотбора поверхностного слоя (0–2 см) осадков
в изученном регионе Карского моря [Русаков и др., 2018]**

| № станции | Координаты | Глубина, м | № станции | Координаты | Глубина, м | № станции | Координаты | Глубина, м |
|-------------|------------------|---------------|------------|------------------|---------------|-----------|------------------|---------------|
| 5199 | 72°33'N, 57°85'E | 330 | 5326 | 72°17'N, 74°29'E | 13 | 5232 | 75°9'N, 89°52'E | 51 |
| 5394 | 72°35'N, 57°8'E | 330 | 5328 | 73°23'N, 73°27'E | 22 | 5237 | 77°5'N, 87°17'E | 128 |
| 5392 | 74°1'N, 60°26'E | 313 | 5347 | 72°94'N, 80°E | 21 | BP00-15/6 | 72°N, 81°6'E | 6 |
| 5205 | 74°77'N, 66°6'E | 190 | BP00-23/7 | 73°47'N, 79°85'E | 33 | 5404 | 74°78'N, 66°6'E | 160 |
| 5304 | 74°78'N, 66°6'E | 192 | 5335 | 73°76'N, 79°61'E | 30 | BP01-82/8 | 73°2'N, 73°033'E | 29 |
| 5358 | 75°37'N, 64°35'E | 350 | BP01-01/34 | 74°N, 79°33'E | 91 | BP03-19GC | 74°N, 73°13'E | 34 |
| 5308 | 75°56'N, 72°48'E | 200 | 5349 | 74°3'N, 78°63'E | 34 | BP01-64/6 | 75°58'N, 73°63'E | 99 |
| 5251 | 73°92'N, 59°37'E | 120 | BP00-7/5 | 74°5'N, 81°13'E | 38 | BP03-07C | 75°57'N, 73°13'E | 108 |
| 5248 | 74°12'N, 60°E | 130 | BP00-43/8 | 75°38'N, 85°82'E | 48 | 5214 | 76°53'N, 71°37'E | 159 |
| 5243 | 74°17'N, 60°93'E | 200 | 5232 | 75°9'N, 89°52'E | 51 | BP01-55/5 | 77°05'N, 79°73'E | 83 |
| 5361 | 75°65'N, 63°72'E | 123 | 5237 | 77°5'N, 87°17'E | 128 | 5297 | 70°2'N, 57°56'E | 124 |
| 5327 | 72°77'N, 74°5'E | 12 | BP00-15/6 | 72°N, 81°6'E | 6 | 5324 | 71.47 N, 72.56 E | 16 |
| 5343 | 72°09'N, 81°48'E | 11 | 5404 | 74°78'N, 66°6'E | 160 | 5323 | 71.69 N, 72.95 E | 18 |
| BP00-22 | 72°45'N, 81'E | 15 | BP01-82/8 | 73°2'N, 73°033'E | 29 | BP01-71/4 | 72.67 N, 73.3 E | 23 |
| BP01-kol.03 | 72°93'N, 80°53'E | 17 | BP03-19GC | 74°N, 73°13'E | 34 | 5313 | 74.18 N, 73 E | 28 |
| BP00-14/4 | 72°93'N, 79°78'E | 19 | BP01-64/6 | 75°58'N, 73°63'E | 99 | 5310 | 74.94 N, 72.78 E | 28 |
| 5240 | 79°25'N, 87°62'E | 290 | BP03-07C | 75°57'N, 73°13'E | 108 | 5309 | 75.2 N, 72.73 E | 32 |
| 5241 | 80°N, 85°5'E | 330 | 5214 | 76°53'N, 71°37'E | 159 | 5234 | 76.32 N, 88.83 E | 47 |
| 5200 | 73°1'N, 61°27'E | 205 | BP01-01/34 | 74°N, 79°33'E | 91 | 5236 | 76.97 N, 87.83 E | 90 |
| 5302 | 73°1'N, 61°33'E | 110 | 5349 | 74°3'N, 78°63'E | 34 | 5238 | 78 N, 87.6 E | 108 |
| 5403 | 70°88'N, 58°32'E | 218 | BP00-7/5 | 74°5'N, 81°13'E | 38 | 5239 | 78.6 N, 88.05 E | 242 |
| 5391 | 74°18'N, 59°17'E | 120 | BP00-43/8 | 75°38'N, 85°82'E | 48 | 5344 | 71.87 N, 82.2 E | 10 |

Таблица 2

**Химический состав оксидов компонентов поверхностного слоя (0–2 см) донных осадков Карского моря,
их гранулометрический состав (масс.%) и кластеры, выделенные с помощью кластерного анализа по методу Уорда
[Русаков и др., 2018]**

| № станции | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | MnO | K ₂ O | CaO | MgO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | Гравий | Песок | Алев-рит | Пелит | Кла-стеры |
|-------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|------------------|-------|-------|-------------------|-------------------------------|--------|-------|----------|-------|-----------|
| 5199 | 50,920 | 13,120 | 0,680 | 6,530 | 3,350 | 2,080 | 0,980 | 2,840 | 3,620 | 0,410 | 0,13 | 5,04 | 72,81 | 22,02 | 1 |
| 5394 | 54,620 | 13,990 | 0,560 | 6,910 | 3,660 | 2,250 | 0,900 | 2,780 | 3,650 | 0,290 | 0,22 | 26,04 | 50,89 | 22,85 | 1 |
| 5392 | 52,520 | 15,580 | 0,680 | 7,980 | 1,350 | 2,350 | 0,800 | 3,200 | 3,670 | 0,270 | 0 | 5,32 | 72,78 | 21,9 | 1 |
| 5205 | 47,530 | 15,360 | 0,737 | 10,240 | 1,700 | 2,570 | 1,060 | 2,260 | 4,190 | 0,346 | 0 | 14,21 | 67,89 | 17,9 | 1 |
| 5304 | 55,190 | 13,470 | 0,640 | 8,130 | 2,650 | 2,210 | 0,940 | 2,590 | 3,940 | 0,310 | 0 | 40,43 | 45,48 | 14,09 | 1 |
| 5358 | 53,350 | 16,080 | 0,650 | 7,530 | 0,840 | 2,500 | 0,900 | 3,260 | 3,450 | 0,250 | 1,8 | 36,07 | 47,01 | 15,12 | 1 |
| 5308 | 52,640 | 13,870 | 0,690 | 9,160 | 2,460 | 2,090 | 0,910 | 2,920 | 3,760 | 0,440 | 0 | 10,6 | 68,25 | 21,15 | 1 |
| 5251 | 52,550 | 18,050 | 0,828 | 7,350 | 0,494 | 2,910 | 2,610 | 2,970 | 2,220 | 0,187 | 0,4 | 1,53 | 84,71 | 13,36 | 1 |
| 5248 | 55,170 | 17,370 | 0,830 | 7,590 | 0,170 | 2,620 | 2,510 | 2,710 | 2,410 | 0,176 | 0 | 0,34 | 86,45 | 13,21 | 1 |
| 5243 | 54,720 | 18,100 | 0,830 | 8,030 | 1,360 | 2,860 | 0,750 | 2,480 | 3,200 | 0,230 | 0,74 | 36,75 | 52,6 | 9,91 | 1 |
| 5361 | 47,900 | 14,780 | 0,640 | 5,320 | 0,060 | 2,280 | 9,480 | 2,700 | 1,980 | 0,100 | 0 | 25,1 | 64,4 | 10,5 | 1 |
| 5327 | 52,890 | 12,200 | 0,640 | 11,530 | 0,300 | 1,680 | 1,720 | 2,660 | 3,650 | 0,720 | 1 | 10,89 | 64,38 | 23,73 | 1 |
| 5343 | 57,240 | 14,240 | 1,110 | 8,220 | 0,200 | 1,770 | 3,410 | 3,340 | 3,620 | 0,230 | 0 | 4,1 | 86,45 | 9,45 | 1 |
| BP00-22 | 54,190 | 15,120 | 0,842 | 8,290 | 0,121 | 1,980 | 1,960 | 3,200 | 3,070 | 0,193 | 0,07 | 10,64 | 63,01 | 26,28 | 1 |
| BP01-kol,03 | 51,990 | 14,970 | 0,831 | 8,990 | 0,108 | 1,880 | 1,990 | 3,120 | 3,300 | 0,209 | 0 | 0,9 | 72,22 | 26,88 | 1 |
| BP00-14/4 | 52,150 | 15,000 | 0,815 | 9,360 | 0,094 | 2,140 | 1,600 | 3,190 | 3,080 | 0,213 | 0 | 1,31 | 73,34 | 25,35 | 1 |
| 5240 | 47,060 | 16,780 | 0,756 | 9,820 | 1,400 | 2,540 | 0,890 | 2,410 | 3,960 | 0,302 | 0 | 6,22 | 74,31 | 19,47 | 1 |

| № станции | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | MnO | K ₂ O | CaO | MgO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | Гравий | Песок | Алев-рит | Пелит | Кла-стеры |
|------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|------------------|-------|-------|-------------------|-------------------------------|--------|-------|----------|-------|-----------|
| 5241 | 52,440 | 16,510 | 0,813 | 8,360 | 0,892 | 2,510 | 0,840 | 2,270 | 3,250 | 0,310 | 0 | 3,51 | 75,07 | 21,42 | 1 |
| 5200 | 60,630 | 13,080 | 0,583 | 5,850 | 1,580 | 2,480 | 1,240 | 1,650 | 3,990 | 0,272 | 0 | 57,74 | 31,08 | 11,18 | 2 |
| 5302 | 59,030 | 13,360 | 0,660 | 6,690 | 1,780 | 2,390 | 1,000 | 2,430 | 3,610 | 0,320 | 2,91 | 49,96 | 32,87 | 14,26 | 2 |
| 5403 | 57,210 | 13,190 | 0,620 | 7,100 | 0,380 | 2,020 | 1,740 | 2,900 | 3,800 | 0,360 | 0 | 41,7 | 44,21 | 14,09 | 2 |
| 5391 | 56,260 | 16,010 | 0,710 | 6,770 | 0,520 | 2,510 | 1,470 | 3,380 | 3,130 | 0,250 | 4,37 | 22,89 | 54,73 | 18,01 | 2 |
| 5326 | 54,940 | 13,540 | 0,710 | 10,940 | 0,390 | 1,870 | 0,790 | 2,710 | 2,830 | 0,380 | 0,39 | 0,47 | 80,52 | 18,62 | 2 |
| 5328 | 58,090 | 13,060 | 0,730 | 8,250 | 0,400 | 1,880 | 1,400 | 2,500 | 3,660 | 0,320 | 1,58 | 6,9 | 68,7 | 22,82 | 2 |
| 5347 | 50,340 | 14,480 | 0,830 | 9,880 | 0,830 | 1,810 | 1,700 | 3,760 | 3,880 | 0,280 | 0 | 2,01 | 65,77 | 32,22 | 2 |
| BP00-23/7 | 55,790 | 14,740 | 0,770 | 8,280 | 0,086 | 2,180 | 1,550 | 2,890 | 3,020 | 0,143 | 0,07 | 11,57 | 61,66 | 26,7 | 2 |
| 5335 | 52,260 | 14,630 | 0,800 | 9,050 | 0,490 | 2,130 | 1,240 | 3,340 | 4,190 | 0,250 | 0 | 11,93 | 72,52 | 15,55 | 2 |
| BP01-01/34 | 56,860 | 16,870 | 0,844 | 6,630 | 0,075 | 2,350 | 1,280 | 2,660 | 2,850 | 0,128 | 0 | 4,84 | 68,34 | 26,83 | 2 |
| 5349 | 51,980 | 14,070 | 0,720 | 10,010 | 0,370 | 1,950 | 1,300 | 3,300 | 3,690 | 0,350 | 0 | 0,79 | 69,92 | 29,29 | 2 |
| BP00-7/5 | 49,220 | 14,960 | 0,713 | 9,770 | 0,354 | 2,000 | 1,180 | 2,900 | 4,190 | 0,246 | 0 | 0,95 | 83,77 | 15,28 | 2 |
| BP00-43/8 | 49,700 | 15,710 | 0,773 | 9,400 | 0,687 | 2,320 | 1,500 | 3,080 | 3,700 | 0,184 | 0,27 | 1,77 | 69,57 | 25,39 | 2 |
| 5232 | 54,450 | 15,410 | 0,764 | 8,000 | 1,074 | 2,390 | 1,410 | 2,260 | 3,740 | 0,261 | 0 | 15,94 | 59,73 | 24,33 | 2 |
| 5237 | 60,050 | 13,800 | 0,679 | 7,170 | 0,424 | 2,440 | 1,190 | 1,890 | 3,530 | 0,298 | 2,86 | 35,72 | 43,93 | 17,49 | 2 |
| BP00-15/6 | 58,810 | 14,070 | 0,998 | 7,710 | 0,116 | 1,770 | 4,200 | 2,980 | 3,050 | 0,251 | 0 | 31,74 | 42,09 | 26,17 | 3 |
| 5404 | 61,660 | 13,240 | 0,680 | 5,500 | 0,040 | 2,200 | 1,300 | 2,370 | 3,780 | 0,270 | 0 | 37,67 | 43,27 | 19,06 | 3 |
| BP01-82/8 | 56,410 | 13,910 | 0,719 | 8,330 | 0,108 | 2,220 | 0,970 | 2,340 | 3,420 | 0,205 | 0 | 4,72 | 68,36 | 26,92 | 3 |
| BP03-19GC | 56,210 | 14,040 | 0,725 | 7,950 | 0,099 | 2,240 | 0,930 | 2,390 | 3,160 | 0,145 | 2,06 | 5,95 | 65,41 | 26,58 | 3 |
| BP01-64/6 | 57,030 | 15,130 | 0,733 | 7,270 | 0,076 | 2,440 | 0,880 | 2,510 | 3,270 | 0,116 | 0 | 4,74 | 65,97 | 29,29 | 3 |
| BP03-07C | 63,910 | 13,660 | 0,686 | 5,560 | 0,076 | 2,440 | 0,960 | 2,110 | 2,950 | 0,119 | 0 | 27,46 | 52,05 | 20,49 | 3 |
| 5214 | 62,910 | 14,710 | 0,648 | 6,050 | 0,171 | 2,640 | 0,910 | 1,950 | 2,810 | 0,241 | 0,41 | 48,07 | 39,78 | 11,74 | 3 |
| BP01-55/5 | 62,460 | 13,360 | 0,647 | 5,520 | 0,078 | 2,300 | 1,200 | 2,290 | 3,020 | 0,140 | 0,38 | 23,65 | 50,48 | 25,49 | 3 |
| 5297 | 76,540 | 9,350 | 0,440 | 2,700 | 0,109 | 2,120 | 1,190 | 1,070 | 2,660 | 0,182 | 11,51 | 66,1 | 17,75 | 4,64 | 4 |
| 5324 | 71,250 | 10,320 | 0,530 | 5,930 | 0,540 | 2,120 | 1,210 | 1,310 | 1,570 | 0,351 | 0 | 90,37 | 8,07 | 1,56 | 4 |
| 5323 | 74,520 | 10,790 | 0,700 | 3,610 | 0,055 | 2,300 | 1,230 | 1,240 | 2,290 | 0,102 | 0 | 59,94 | 28,45 | 11,61 | 4 |
| BP01-71/4 | 67,680 | 12,030 | 0,683 | 5,170 | 0,079 | 2,320 | 1,100 | 1,800 | 2,780 | 0,158 | 0 | 42,95 | 42,34 | 14,71 | 4 |
| 5313 | 82,030 | 6,650 | 0,480 | 2,820 | 0,057 | 1,670 | 0,660 | 0,620 | 2,250 | 0,162 | 0,28 | 85,26 | 9,77 | 4,69 | 4 |
| 5310 | 81,050 | 6,880 | 0,390 | 2,150 | 0,104 | 2,040 | 0,740 | 0,500 | 3,040 | 0,169 | 13,28 | 74,48 | 8,9 | 3,34 | 4 |
| 5309 | 89,960 | 3,640 | 0,280 | 0,990 | 0,096 | 1,220 | 0,340 | 0,100 | 1,790 | 0,071 | 0 | 85,98 | 9,17 | 4,85 | 4 |
| 5234 | 62,080 | 12,990 | 0,530 | 5,970 | 0,006 | 2,180 | 1,030 | 1,710 | 3,460 | 0,209 | 46,75 | 29,06 | 17,69 | 6,5 | 4 |
| 5236 | 64,610 | 12,550 | 0,625 | 5,820 | 0,283 | 2,410 | 1,190 | 1,550 | 3,570 | 0,260 | 0 | 55,5 | 33,1 | 11,4 | 4 |
| 5238 | 67,900 | 12,190 | 0,561 | 4,860 | 0,430 | 2,530 | 1,190 | 1,340 | 3,320 | 0,220 | 0 | 67,8 | 23,97 | 8,23 | 4 |
| 5239 | 65,900 | 12,600 | 0,562 | 5,510 | 0,579 | 2,580 | 0,990 | 1,410 | 3,440 | 0,229 | 0 | 70,41 | 23,73 | 5,86 | 4 |
| 5344 | 68,860 | 11,540 | 0,790 | 5,670 | 0,141 | 2,060 | 2,990 | 2,170 | 2,510 | 0,216 | 0,06 | 86,28 | 6,22 | 7,44 | 4 |

Примечания. Каждый кластер соответствует определенной обстановке осадконакопления [Русаков и др., 2018]: 1 — зона лавинной аккумуляции осадков; 2 — зона аккумуляции песчанистых алевритов; 3 — зона аккумуляции алевритовых песков; 4 — зона размыва (пески, гравий).

изученной части Карского моря, что позволило оценить степень интенсивности раннего окислительного диагенеза [Холодов, 2020].

Карское море относится к шельфовым морям западной части Северного Ледовитого океана. Оно ограничено с юга побережьем Евразии; с запада — о-вом Вайгач, арх. Новая Земля и арх. Земля Франца-Иосифа; с востока — арх. Северная Земля. Основными поставщиками терригенного материала в Карское море служат реки Обь, Енисей, Таз и Пур.

Характерная глубина для Карского моря — 50–100 м, максимальная глубина в желобе Святой Анны — 620 м, а в районе желоба Воронина глубина составляет 420 м. Восточно-Новоземельский желоб расположен вдоль восточных берегов Новой Земли и имеет глубину 200–400 м. Между желобами Святой Анны и Воронина расположено мелководное Центральное Карское плато с глубиной до 50 м.

На процессы седиментации в этом регионе влияют морские течения Карского моря: Новозе-

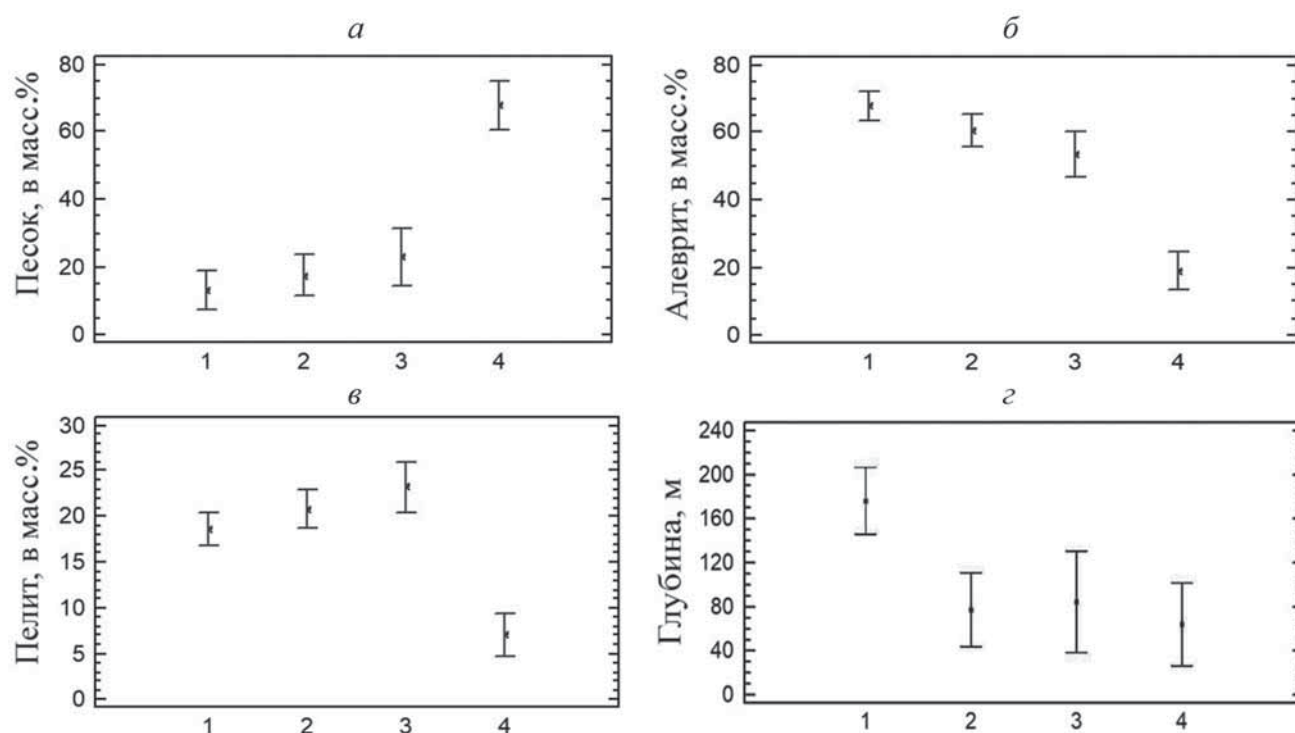


Рис. 2. Распределение среднего содержания гранулометрических типов осадков (%) в четырех фациальных зонах, соответствующих 4-м выделенным кластерам по данным дисперсионного анализа: *а* — средние и 95%-ные доверительные интервалы распределения песка; *б* — средние и 95%-ные доверительные интервалы распределения алеврита; *в* — средние и 99%-ные доверительные интервалы распределения пелита; 1 — зона лавинной аккумуляции осадков; 2 — зона аккумуляции песчаных алевритов; 3 — зона аккумуляции алевритовых песков; 4 — зона размыва

мельское, Ямальское и Обь-Енисейское. Циркуляция поверхностных вод происходит следующим образом (рис. 1): на юго-западе моря расположен замкнутый циклонический круговорот воды, в центральной части моря из Обь-Енисейского мелководья поверхностные течения направлены главным образом на север.

Известно [Карское..., 2016], что в Карском море льды существуют круглый год. Ледообразование начинается с сентября с северо-восточной части моря и далее распространяется по направлению к его южной и юго-западной частям, а в октябре лед охватывает уже почти всю поверхность моря. Ледовитость Карского моря составляет 85%. Здесь морские льды подразделяются на подвижные дрейфующие, а также неподвижные — припайные. В Карском море основную массу составляют дрейфующие льды, постоянно перемещающиеся под действием ветра и течений ледяные поля представляют собой льдины разных очертаний с размером от нескольких десятков метров до километра и более в поперечнике [Карское..., 2016].

Материалы и методы исследований. Для проведения статистического анализа использованы результаты исследований геохимии, гранулометрии и фациальным обстановкам поверхностных осадков, отобранных в ходе 5-й экспедиций на НИС «Академик Борис Петров» (2000, 2001 и 2003 г.) и НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2015 и 2016 г.) (табл. 1, 2). В этом регионе поверхностные осадки

отбирали с помощью дночерпателей типа Океан и бокс-корер. Глубина отбора поверхностных донных осадков составляла 2 см. В лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН влажный осадок подвергался обработке ультразвуком для диспергации, а затем водно-механическому разделению на отдельные фракции ситовым методом и декантацией (аналитик Л.А. Задорина). Для выделения гранулометрических типов использована шкала С.К. Уэнтуорта [Wentworth, 1922, (цит. по [Фролов, 1993])]. Статистические анализы выполнены с помощью пакета Statgraphics plus ver. 5.

На основе изученного литологического, химического и фациального состава 53 образцов (табл. 1) проведен корреляционный анализ с целью определения взаимосвязи некоторых макроэлементов и гранулометрического состава. Анализ выполнен с помощью надстройки стандартного пакета Excel 2003 модулем StatPlus Ver. 5 по методике, описанной в [Берк и др., 2005]. Корреляция определяет степень зависимости между переменными [Иванов, 2005]. Корреляционный анализ уже применялся ранее при исследовании морских осадков в различных районах Мирового океана [Левитан и др., 2007, 2016; Hongjun et al., 2017; Nasra et al., 2014].

Кроме того, было изучено распределение гранулометрических фракций песка, алеврита и пелита в различных фациальных обстановках, соответствующих четырем выделенным кластерам (табл. 2, рис. 2). Известно, что с помощью однофакторного

Таблица 3

Значения коэффициента линейной корреляции для оксидов элементов в поверхностных (0–2 см) донных осадках в изученном регионе Карского моря

| Состав | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | MnO | K ₂ O | CaO | MgO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | Гравий | Песок | Алеврит | Пелит |
|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------|------------------|--------------|--------------|-------------------|-------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 1,000 | -0,87 | -0,64 | -0,87 | -0,34 | -0,30 | -0,24 | -0,87 | -0,56 | -0,37 | 0,19 | 0,84 | -0,84 | -0,64 |
| Al ₂ O ₃ | | 1,000 | 0,73 | 0,69 | 0,18 | 0,61 | 0,18 | 0,77 | 0,37 | 0,10 | -0,17 | -0,74 | 0,75 | 0,52 |
| TiO ₂ | | | 1,000 | 0,64 | -0,06 | 0,14 | 0,30 | 0,74 | 0,24 | 0,04 | -0,30 | -0,66 | 0,69 | 0,53 |
| Fe ₂ O ₃ | | | | 1,000 | 0,22 | 0,05 | 0,01 | 0,79 | 0,57 | 0,55 | -0,21 | -0,79 | 0,78 | 0,64 |
| MnO | | | | | 1,000 | 0,18 | -0,22 | 0,20 | 0,43 | 0,44 | -0,14 | -0,11 | 0,14 | 0,09 |
| K ₂ O | | | | | | 1,000 | -0,06 | 0,07 | 0,09 | -0,15 | -0,03 | -0,09 | 0,13 | -0,06 |
| CaO | | | | | | | 1,000 | 0,26 | -0,29 | -0,16 | -0,09 | -0,10 | 0,16 | -0,04 |
| MgO | | | | | | | | 1,000 | 0,44 | 0,27 | -0,24 | -0,80 | 0,78 | 0,68 |
| Na ₂ O | | | | | | | | | 1,000 | 0,46 | 0,01 | -0,43 | 0,37 | 0,40 |
| P ₂ O ₅ | | | | | | | | | | 1,000 | -0,07 | -0,18 | 0,19 | 0,15 |
| Гравий | | | | | | | | | | | 1,000 | 0,11 | -0,32 | -0,29 |
| Песок | | | | | | | | | | | | 1,000 | -0,95 | -0,78 |
| Алеврит | | | | | | | | | | | | | 1,000 | 0,67 |
| Пелит | | | | | | | | | | | | | | 1,000 |

Примечание. Курсивом выделены значения коэффициента корреляции, отвечающие 95%-ному уровню значимости. Синим фоном обозначены значимые отрицательные значения коэффициента корреляции.

дисперсионного анализа можно изучать влияние одной независимой переменной или фактора на зависимую переменную [Иванов, 2005]. Этот анализ применялся ранее при изучении соотношения цвета и химического состава четвертичных донных осадков из южной части поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря [Левитан и др., 2014;], а также при исследовании взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана [Сыромятников и др., 2021].

В программе Surfer ver. 13, построены карты распределения гранулометрического состава современных осадков.

Результаты исследований и их обсуждение.

Корреляционный анализ поверхностного (0–2 см) слоя осадков с построением корреляционной матрицы Пирсона на основе их гранулометрии и химического состава позволил выделить две группы оксидов, связанных корреляционной зависимостью с песком, алевритом и пелитом (табл. 3). При этом уровень достоверности составил 95%. Первая группа представлена кремнеземом (SiO₂), а вторая — Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MgO и Na₂O (табл. 3). При этом SiO₂ имеет положительный коэффициент корреляции с песком (+0,84) и отрицательные значения коэффициента корреляции с алевритом (–0,84) и пелитом (–0,64). В свою очередь вторая группа оксидов имеет положительную корреляцию с алевритом и пелитом и отрицательную с песком: 1) Al₂O₃ с песком (–0,74), с алевритом (+0,75) и (+0,52) с пелитом; 2) TiO₂ с песком (–0,66), с алевритом (+0,69), с пелитом (+0,53); 3) Fe₂O₃ с песком (–0,79), с алевритом (+0,78) и с пелитом (+0,64); 4) MgO с песком (–0,8), с алевритом (+0,78) и (+0,68) с пелитом; 5) Na₂O с песком (–0,43),

с алевритом (+0,37) и с пелитом (+0,4). Подчеркнем, что сильная корреляционная взаимосвязь SiO₂ и песка связана с высоким содержанием кварца, входящего в состав терригенного материала, источниками которого были реки Обь и Енисей [Левитан и др., 1998], а также дрейфующие морские льды [Левитан и др., 2012]. Отметим широкое распространение осадков с повышенным содержанием кварца в восточной и северной частях Центрального Карского плато [Гуревич, 2002]. При этом наблюдается положительная корреляция оксидов второй группы — Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MgO и Na₂O — с алевритовой и пелитовой фракциями осадков. Это связано с тем, что указанные оксиды входят в состав кристаллических решеток минералов, составляющих алевритовую и пелитовую фракции. Кроме того, в изученном регионе отмечено повышенное содержание алевритовой фракции.

На следующем этапе исследований провели дисперсионный однофакторный анализ 53 образцов на основе данных о химическом и гранулометрическом составе осадков поверхностного слоя. В результате установлена закономерность распределения песка, алеврита и пелита в зависимости от их принадлежности к той или иной фациальной обстановке с уровнем достоверности 95%. В табл. 4 и 5 приведены результаты дисперсионного анализа: 1) суммы квадратов (SS, Sum of Squares); 2) степени свободы (Df); 3) средние квадраты (MS, Mean Square); 4) значения критерия Фишера; 5) *P-value*. При этом общее число степеней свободы (Df) равно числу исследуемых образцов за вычетом единицы. Отметим, что критерий Фишера определяется отношением средних квадратов между группами к средним квадратам внутри групп. Как следует из табл. 4, полученные

Таблица 4

Результаты дисперсионного анализа распределения фракций песка, алеврита и пелита в пределах четырех литолого-фациальных зон в изученном регионе Карского моря

| Литологический тип | Источник | Сумма квадратов, SS | Степени свободы, Df | Средние квадраты | F-отношение | P-значение |
|--------------------|----------------|---------------------|---------------------|------------------|-------------|------------|
| Песок | Между группами | 24743,7 | 3 | 8247,86 | 28,55 | 0,0000 |
| | Внутри групп | 14155,0 | 49 | 288,878 | | |
| | Общая | 38898,7 | 52 | | | |
| Алеврит | Между группами | 18617,4 | 3 | 6205,81 | 34,99 | 0,0000 |
| | Внутри групп | 8691,13 | 49 | 177,37 | | |
| | Общая | 27308,6 | 52 | | | |
| Пелит | Между группами | 1750,22 | 3 | 583,406 | 18,60 | 0,0000 |
| | Внутри групп | 1536,72 | 49 | 31,3616 | | |
| | Общая | 3286,94 | 52 | | | |

Таблица 5

Средние значения содержания песка, алеврита и пелита для четырех литолого-фациальных зон в изученном регионе Карского моря

| Гранулометрические типы | Кластеры | Число образцов | Среднее значение | Минимальное значение | Максимальное значение |
|-------------------------|----------|----------------|------------------|----------------------|-----------------------|
| Песок | 1 | 18 | 13,3 | 0,34 | 40,43 |
| | 2 | 15 | 17,7 | 0,47 | 57,74 |
| | 3 | 8 | 23 | 4,72 | 48,07 |
| | 4 | 12 | 67,8 | 29,06 | 90,37 |
| | Общее | 53 | 28,4 | 0,34 | 90,37 |
| Алеврит | 1 | 18 | 67,9 | 45,48 | 86,45 |
| | 2 | 15 | 60,5 | 31,08 | 83,77 |
| | 3 | 8 | 53,4 | 39,78 | 68,36 |
| | 4 | 12 | 19,1 | 6,22 | 42,34 |
| | Общее | 53 | 52,6 | 6,22 | 86,45 |
| Пелит | 1 | 18 | 18,6 | 9,45 | 26,88 |
| | 2 | 15 | 20,8 | 11,18 | 32,22 |
| | 3 | 8 | 23,2 | 11,74 | 29,29 |
| | 4 | 12 | 7,1 | 1,56 | 14,71 |
| | Общее | 53 | 17,3 | 1,56 | 32,22 |

значения вероятности ошибки (*P-value*) составили <0,05, что свидетельствует о 95%-ной достоверности распределения фракций песка, алеврита и пелита в пределах фациальных обстановок.

На графиках (рис. 2, а, б, в) отражено распределение средних значений песчаной, алевритовой и пелитовой фракций (масс.%) в поверхностных осадках Карского моря в зависимости от их фациальной принадлежности. На графике (рис. 2) и из данных табл. 5 видно, что минимальные значения содержания песчаной фракции (среднее 13,3%) связаны с зоной лавинной седиментации (I), а максимальные (среднее значение 67,8%) — с зоной размыва, где максимально развиты гравийные и песчаные осадки (II). При этом алевритовая фракция в зоне лавинной аккумуляции осадков достигает максимума со средним содержанием 67,9%, несколько уменьшаясь в зонах аккумуляции песчаных алевритов (60,5%)

и алевритовых песков (53,4%) и резко сокращается до 19% в зоне размыва (табл. 5, рис. 2, б). Содержание пелитовой фракции несколько увеличивается от зоны лавинной аккумуляции осадков к области аккумуляции алевритовых песков до 23%, а затем резко уменьшается до 7% в области размыва (табл. 5, рис. 2, в).

Анализ средних, максимальных и минимальных значений глубины, характерных для каждой из четырех литолого-фациальных зон в изученном регионе (табл. 6, 7, рис. 2, г), указывает на отсутствие связи литологического состава с батиметрией. Это обусловлено тем, что механическая дифференциация осадочного материала в процессе его транспортировки реками Обь и Енисей в Карское море осложняется разбавляющей и перемешивающей деятельностью морских течений и волн.

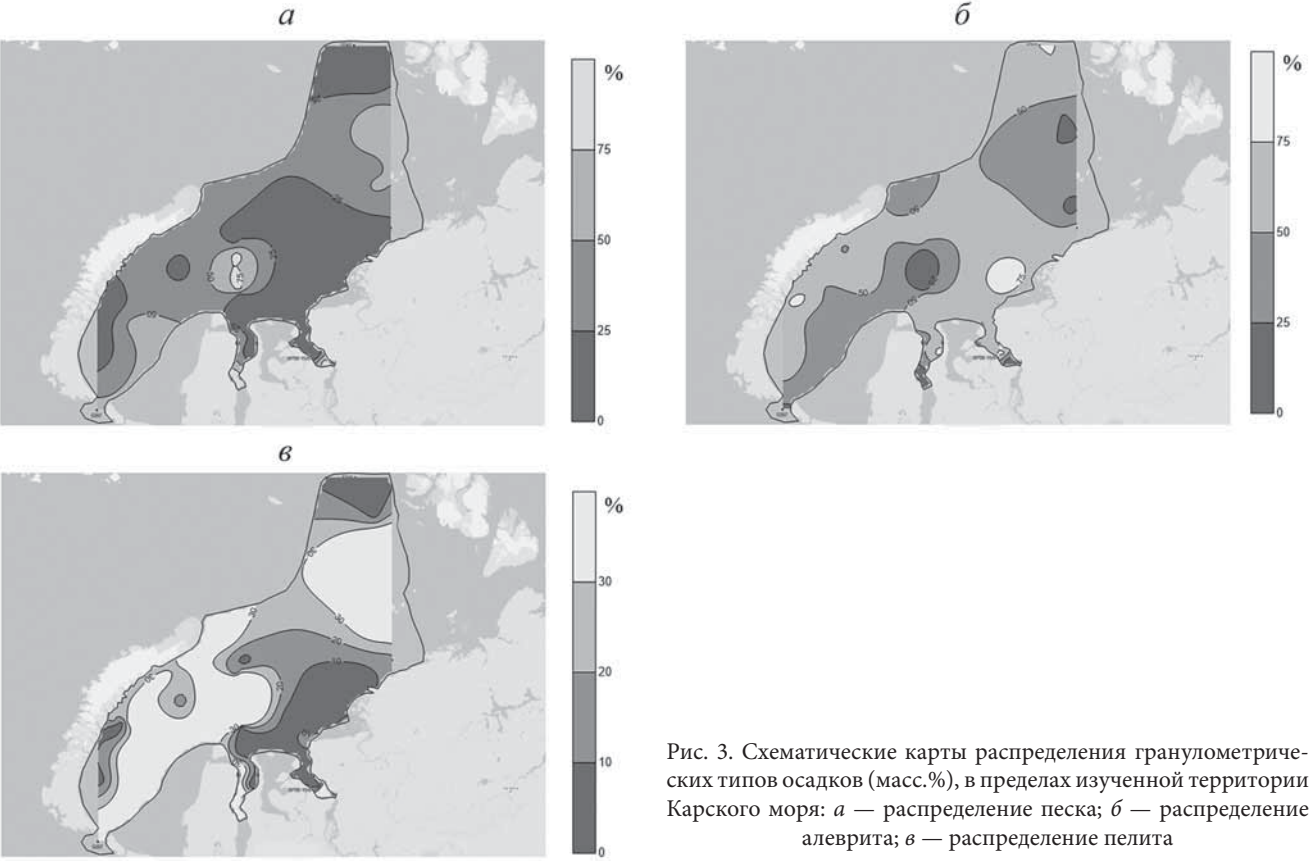


Рис. 3. Схематические карты распределения гранулометрических типов осадков (масс. %), в пределах изученной территории Карского моря: *a* — распределение песка; *б* — распределение алеврита; *в* — распределение пелита

Таблица 6

Результаты дисперсионного анализа взаимосвязи 4-х литолого-фациальных зон с глубиной в пределах изученного региона Карского моря

| Гранулометрический тип | Источник | Сумма квадратов, SS | Степени свободы, Df | Средние квадраты | F-отношение | P-значение |
|------------------------|----------------|---------------------|---------------------|------------------|-------------|------------|
| Песок | Между группами | 125439 | 3 | 41813 | 5,01 | 0,0041 |
| | Внутри групп | 408736 | 49 | 8341,6 | | |
| | Общая | 534175 | 52 | | | |

Таблица 7

Средние значения глубины, характерные для четырех литолого-фациальных зон изученного региона Карского моря

| Кластеры | Число образцов | Среднее значение глубины, м | Минимальное значение | Максимальное значение |
|----------|----------------|-----------------------------|----------------------|-----------------------|
| 1 | 18 | 176 | 11 | 350 |
| 2 | 15 | 77,5 | 13 | 218 |
| 3 | 8 | 84,8 | 6 | 160 |
| 4 | 12 | 63,8 | 10 | 242 |
| Общее | 53 | 109 | 6 | 350 |

На основе данных дисперсионного анализа о распределении гранулометрических типов поверхностных осадков в пределах изученного региона были построены схематические карты содержания песка (рис. 3, *a*), алеврита (рис. 3, *б*) и пелита (рис. 3, *в*). Характер распределения фракций в пределах исследуемого региона Карского моря показывает, что от 50 до 75% песчаной фракции наблюдается в восточной, центральной и юго-западной частях Карского моря. При этом ее содержание, превышающее 75%, отмечено на относительно небольшом участке в центральной части изученного региона, а содержание до 25% характерно для северной, северо-восточной и юго-восточной частей Карского моря. Наряду с этим выявлено широкое распространение алевритовой фракции с содержанием >75%, эта область охватывает большую часть рассматриваемой территории. В то же время пелитовая фракция с содержанием >30% наблюдается в восточной, юго-западной и центральной частях Карского моря и имеет здесь подчиненное значение.

Кроме того, в наши задачи входило изучение распределения пелитовой фракции и содержания Fe_2O_3 в области смешения речных и морских вод. Маргинальный фильтр [Лисицын, 1994] представляет собой довольно узкий в глобальных масштабах пояс, где происходит смешение речных и морских вод. Основное значение для работы маргинальных

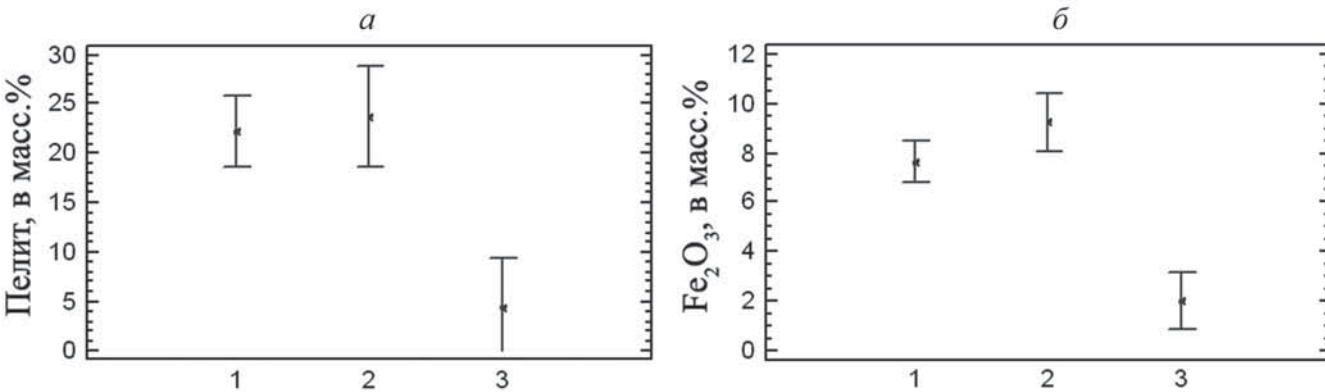


Рис. 4. Распределение пелитовой фракции и Fe₂O₃ (%) в трех фациальных зонах по данным дисперсионного анализа: а — средние и 95%-ные доверительные интервалы распределения пелита; б — средние и 95%-ные доверительные интервалы распределения Fe₂O₃; 1 — современные осадки в области эстуариев Оби и Енисея; 2 — современные осадки в основной зоне смешения речной и морской воды; 3 — современные осадки внутреннего шельфа изученной части Карского моря вне зоны смешения

Таблица 8
Распределение Fe₂O₃, песка, алеврита и пелита (масс.%) в трех переходных фациальных зонах Карского моря

| № станции | Фац- аль- ные зоны | Fe ₂ O ₃ | Песок | Алеврит | Пелит |
|------------|--------------------|--------------------------------|-------|---------|-------|
| BP01-71/4 | 1 | 5,170 | 42,95 | 42,34 | 14,71 |
| BP01-82/8 | 1 | 8,330 | 4,72 | 68,36 | 26,92 |
| 5328 | 1 | 8,250 | 6,90 | 68,70 | 22,82 |
| BP03-19GC | 2 | 7,950 | 5,95 | 65,41 | 26,58 |
| 5313 | 3 | 2,820 | 85,26 | 9,77 | 4,69 |
| 5310 | 3 | 2,150 | 74,48 | 8,90 | 3,34 |
| 5309 | 3 | 0,990 | 85,98 | 9,17 | 4,85 |
| 5349 | 2 | 10,010 | 0,79 | 69,92 | 29,29 |
| BP01-01/34 | 1 | 6,630 | 4,84 | 68,34 | 26,83 |
| 5335 | 1 | 9,050 | 11,93 | 72,52 | 15,55 |
| BP00-23/7 | 1 | 8,280 | 11,57 | 61,66 | 26,70 |
| BP00-7/5 | 2 | 9,770 | 0,95 | 83,77 | 15,28 |

Примечания. Фациальные зоны: 1 — современных осадков в области эстуариев рек Обь и Енисей; 2 — современных осадков в основной зоне смешения речной и морской воды; 3 — современных осадков внутреннего шельфа в изученной части Карского моря вне зоны смешения.

фильтров имеют три компонента сорбционной системы: глинистые минералы, Fe, C_{орг}, а меньшее — Mn и Al.

В результате проведения однофакторного дисперсионного анализа обнаружено соответствие между гранулометрическим и химическим составом осадков, что выражается в фациальном переходе от зоны смешения морских и речных вод к фоновой морской седиментации в современный период времени (табл. 8, 9, 10). В табл. 9 и 10 и на графиках (рис. 4, а, б) в зоне смешения речной и морской воды наблюдается увеличение пелитовой фракции (рис. 4, а), а также Fe₂O₃ (рис. 4, б), уровень достоверности 95%.

Необходимо добавить, что одно из основных направлений наших исследований — изучение степени интенсивности окислительного диагенеза в пределах рассматриваемого региона. Известно [Геохимия..., 1980; Розанов, 1976, 1980; Страхов, 1960; Фролов, 1992; Холодов, 2006, 2020], что к индикаторам раннего окислительного диагенеза относятся отношение Fe и Mn, их валентность и форма нахождения. В процессе раннего диагенеза в окислительных условиях в первую очередь увеличивается содержание Mn, а для восстановительной обстановки характерно его

Таблица 9
Результаты дисперсионного анализа распределения пелитовой фракции в пределах трех переходных фациальных зон (табл. 8)

| Источник | Сумма квадратов, SS | Степени свободы, Df | Средние квадраты | F-отношение | P-value |
|----------------|---------------------|---------------------|------------------|-------------|---------|
| Между группами | 770,086 | 2 | 385,043 | 12,53 | 0,0025 |
| Внутри групп | 276,468 | 9 | 30,7187 | | |
| Общая | 1046,55 | 11 | | | |

Таблица 10
Результаты дисперсионного анализа распределения Fe₂O₃ в пределах трех переходных фациальных зон (табл. 8)

| Источник | Сумма квадратов, SS | Степени свободы, Df | Средние квадраты | F-отношение | P-value |
|----------------|---------------------|---------------------|------------------|-------------|---------|
| Между группами | 91,0288 | 2 | 45,5144 | 28,03 | 0,0001 |
| Внутри групп | 14,6164 | 9 | 1,62405 | | |
| Общая | 105,645 | 11 | | | |

Таблица 11

Рассчитанное содержание отношений Mn/Al, Mn/Fe и MnO/SiO₂ по глубине

| H, м | Mn/Al | Mn/Fe | MnO/SiO ₂ | H, м | Mn/Al | Mn/Fe | MnO/SiO ₂ | H, м | Mn/Al | Mn/Fe | MnO/SiO ₂ | H, м | Mn/Al | Mn/Fe | MnO/SiO ₂ |
|------|-------|-------|----------------------|------|-------|-------|----------------------|------|-------|-------|----------------------|------|-------|-------|----------------------|
| 330 | 0,75 | 1,14 | 0,0658 | 34 | 0,08 | 0,08 | 0,0071 | 17 | 0,02 | 0,03 | 0,0021 | 16 | 0,15 | 0,20 | 0,0076 |
| 330 | 0,77 | 1,17 | 0,0670 | 38 | 0,07 | 0,08 | 0,0072 | 19 | 0,02 | 0,02 | 0,0018 | 18 | 0,01 | 0,03 | 0,0007 |
| 313 | 0,25 | 0,38 | 0,0257 | 48 | 0,13 | 0,16 | 0,0138 | 290 | 0,24 | 0,32 | 0,0297 | 23 | 0,02 | 0,03 | 0,0012 |
| 190 | 0,32 | 0,37 | 0,0358 | 51 | 0,20 | 0,30 | 0,0197 | 330 | 0,16 | 0,24 | 0,0170 | 28 | 0,03 | 0,04 | 0,0007 |
| 192 | 0,58 | 0,72 | 0,0480 | 128 | 0,09 | 0,13 | 0,0071 | 205 | 0,35 | 0,60 | 0,0261 | 28 | 0,04 | 0,11 | 0,0013 |
| 350 | 0,15 | 0,25 | 0,0157 | 6 | 0,02 | 0,03 | 0,0020 | 110 | 0,39 | 0,59 | 0,0302 | 32 | 0,08 | 0,21 | 0,0011 |
| 200 | 0,52 | 0,60 | 0,0467 | 160 | 0,01 | 0,02 | 0,0006 | 218 | 0,08 | 0,12 | 0,0066 | 47 | 0,00 | 0,00 | 0,0001 |
| 120 | 0,08 | 0,15 | 0,0094 | 29 | 0,02 | 0,03 | 0,0019 | 120 | 0,10 | 0,17 | 0,0092 | 90 | 0,07 | 0,11 | 0,0044 |
| 130 | 0,03 | 0,05 | 0,0031 | 34 | 0,02 | 0,03 | 0,0018 | 13 | 0,08 | 0,08 | 0,0071 | 108 | 0,10 | 0,20 | 0,0063 |
| 200 | 0,22 | 0,38 | 0,0249 | 99 | 0,01 | 0,02 | 0,0013 | 22 | 0,09 | 0,11 | 0,0069 | 242 | 0,13 | 0,23 | 0,0088 |
| 123 | 0,01 | 0,03 | 0,0013 | 108 | 0,02 | 0,03 | 0,0012 | 21 | 0,17 | 0,19 | 0,0165 | 10 | 0,04 | 0,06 | 0,0020 |
| 12 | 0,07 | 0,06 | 0,0057 | 159 | 0,03 | 0,06 | 0,0027 | 33 | 0,02 | 0,02 | 0,0015 | | | | |
| 11 | 0,04 | 0,05 | 0,0035 | 83 | 0,02 | 0,03 | 0,0012 | 30 | 0,10 | 0,12 | 0,0094 | | | | |
| 15 | 0,02 | 0,03 | 0,0022 | 124 | 0,03 | 0,09 | 0,0014 | 91 | 0,01 | 0,03 | 0,0013 | | | | |

сокращение [Волков, 1979]. После этого начинаются процессы восстановления Fe³⁺ до Fe²⁺. Известно, что Al и SiO₂ не участвуют в процессах раннего диагенеза [Левитан и др., 2014]. При этом коэффициент корреляции Пирсона между отношениями Mn/Fe, Mn/Al и MnO/SiO₂ составляет 0,9, что свидетельствует о наличии сильной корреляционной взаимосвязи между ними (табл. 11 и 12), что позволяет использовать их для изучения интенсивности окислительного диагенеза в пределах изученной части дна Карского моря. При этом содержание отношения Mn/Al и Mn/Fe, MnO/SiO₂ было рассчитано по следующим формулам:

$$Mn=S_{(MnO)}/A_{r(MnO)}/A_{r(Mn)},$$

где S_(MnO) — содержание MnO, %; A_r — относительная атомная масса;

$$Fe=S_{(Fe_2O_3)}/A_{r(Fe_2O_3)}/A_{r(Fe)},$$

где S_(Fe₂O₃) — содержание Fe₂O₃, %;

Таблица 12

Значения коэффициента корреляции Пирсона для отношений Mn/Al, Mn/Fe и MnO/SiO₂

| | Mn/Al | Mn/Fe | MnO/SiO ₂ |
|----------------------|-------|-------|----------------------|
| Mn/Al | 1,000 | 0,985 | 0,987 |
| Mn/Fe | | 1,000 | 0,963 |
| MnO/SiO ₂ | | | 1,000 |

Таблица 13

Сводные данные регрессионного анализа взаимосвязи отношения Mn/Al и глубины; уравнение нелинейной регрессии Y = (a + bX)²

| Параметры | Значения коэффициентов уравнения регрессии | | Значение случайной ошибки уравнения регрессии | t-критерий Стьюдента | P-value |
|---|--|------------------------|---|----------------------|---------|
| a | 0,1687 | | 0,0321 | 5,2575 | 0,00 |
| b | 0,0013 | | 0,0002 | 5,7887 | 0,00 |
| Дисперсия | Сумма квадратов | Число степеней свободы | Оценка дисперсии | Критерий Фишера | P-value |
| Дисперсия регрессии | 0,8394 | 1 | 0,8394 | 33,51 | 0,00 |
| Дисперсия остатка | 1,2776 | 51 | 0,0251 | | |
| Общая дисперсия | 2,117 | 52 | | | |
| Коэффициент корреляции, R | | | 0,63 | | |
| Коэффициент детерминации, R ² , % | | | 39,65% | | |
| Скорректированный коэффициент детерминации, % | | | 38,47% | | |
| Стандартная ошибка | | | 0,16 | | |
| Среднее значение абсолютной ошибки | | | 0,13 | | |
| Статистика Дурбина-Ватсона | | | 1,91 | | |

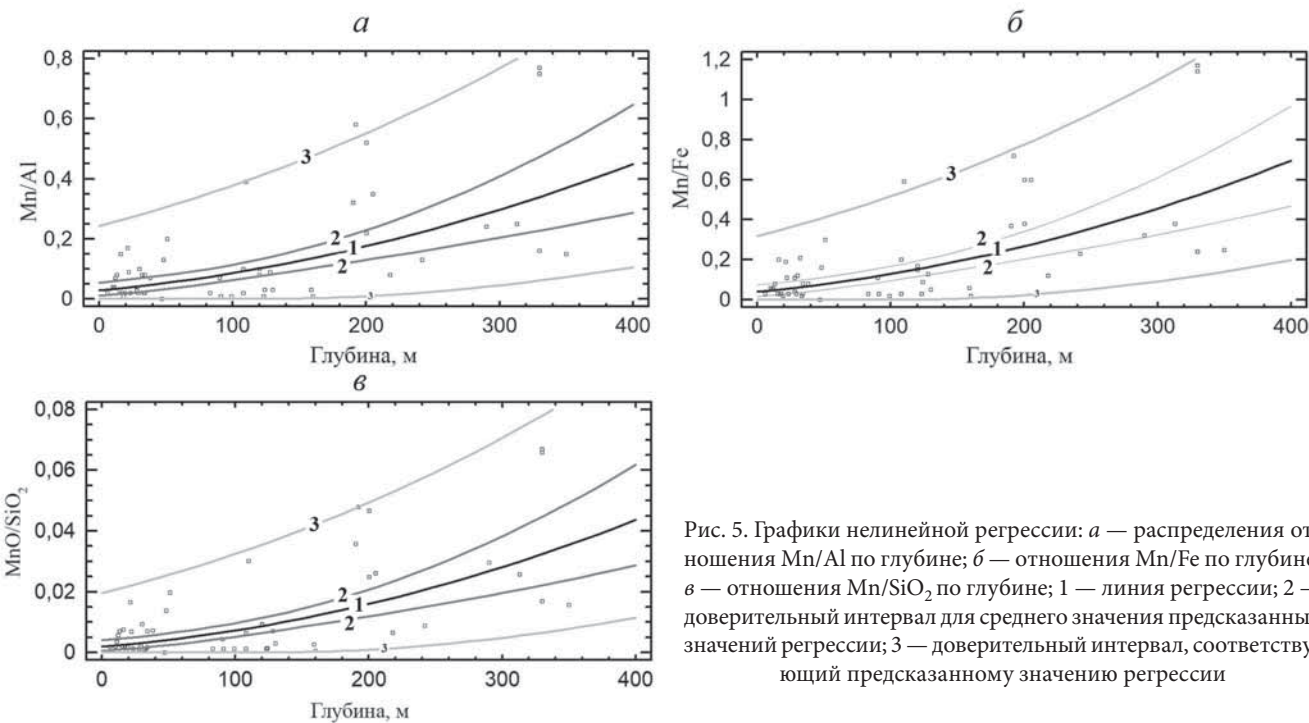


Рис. 5. Графики нелинейной регрессии: *a* — распределения отношения Mn/Al по глубине; *б* — отношения Mn/Fe по глубине; *в* — отношения Mn/SiO₂ по глубине; 1 — линия регрессии; 2 — доверительный интервал для среднего значения предсказанных значений регрессии; 3 — доверительный интервал, соответствующий предсказанному значению регрессии

$$\text{MnO} / \text{SiO}_2 = S_{(\text{MnO})} / S_{(\text{SiO}_2)},$$
где $S_{(\text{MnO})}$ — содержание MnO, %, а $S_{(\text{SiO}_2)}$ — содержание SiO₂, %.

Известно [Иванов, 2005], что основная цель одномерного регрессионного анализа — изучение взаимосвязи между зависимой и независимой переменными. В данном случае в качестве зависимых переменных приняты отношения Mn/Fe, Mn/Al и MnO/SiO₂, а независимую переменную представляет глубина моря.

Рассмотрение первой пары переменных позволило обнаружить положительную взаимосвязь величины отношения Mn/Al с глубиной с уровнем достоверности 99%, так как значение вероятности ошибки (*P-value*) составляет >0,01 (табл. 13 рис. 5, *a*).

Отметим, что рост отношения Mn/Al с глубиной моря составляет 39,7% (табл. 14). Стандартная ошибка регрессии (среднеквадратическое отклонение регрессионных остатков) равна 0,16. Уравнение ре-

Таблица 14
Предсказанные содержания Mn/Al по глубине с учетом уравнения регрессии $\text{Mn/Al} = (0,169 + 0,00125 \cdot H)^2$

| Прогнозные данные | | | |
|-------------------|-------|--------------|-------|
| Глубина H, м | Mn/Al | Глубина H, м | Mn/Al |
| 6 | 0,031 | 300 | 0,297 |
| 200 | 0,176 | 350 | 0,369 |
| 250 | 0,232 | | |

Таблица 15
Сводные данные регрессионного анализа взаимосвязи отношения Mn/Fe и глубины, уравнение нелинейной регрессии $Y = (a + bX)^2$

| Параметры | Коэффициенты уравнения регрессии | | Значение случайной ошибки уравнения регрессии | t-критерий Стьюдента | P-value |
|---|----------------------------------|------------------------|---|----------------------|---------|
| <i>a</i> | 0,2007 | | 0,0361 | 5,565 | 0,00 |
| <i>b</i> | 0,0016 | | 0,00024 | 6,503 | 0,00 |
| Дисперсия | Сумма квадратов | Число степеней свободы | Оценка дисперсии | Критерий Фишера | P-value |
| Дисперсия регрессии | 1,3373 | 1 | 1,33725 | 42,29 | 0,00 |
| Дисперсия остатка | 1,6127 | 51 | 0,03162 | | |
| Общая дисперсия | 2,95 | 52 | | | |
| Коэффициент корреляции, R | | | 0,67 | | |
| Коэффициент детерминации, R ² , % | | | 45,3% | | |
| Скорректированный коэффициент детерминации, % | | | 44,3% | | |
| Стандартная ошибка | | | 0,18 | | |
| Среднее значение абсолютной ошибки | | | 0,14 | | |
| Статистика Дурбина–Ватсона | | | 1,9 | | |

Таблица 16

Предсказанные значения содержания Mn/Fe по глубине, с учетом уравнения регрессии $Mn/Fe = (0,201 + 0,0016H)^2$

| Прогнозные данные | | | |
|-------------------|-------|------------|-------|
| Глубина, м | Mn/Fe | Глубина, м | Mn/Fe |
| 6 | 0,04 | 300 | 0,46 |
| 200 | 0,27 | 350 | 0,57 |
| 250 | 0,36 | | |

грессии, которое описывает эту взаимосвязь, имеет следующий вид:

$$Mn/Al = (0,169 + 0,00125H)^2,$$

где H — глубина, м.

Модель регрессии показывает, что процессы окислительного диагенеза резко активизируются с увеличением глубины моря (рис. 5, а).

Распределение отношения Mn/Fe по глубине имеет положительную корреляцию ($R=0,67$, табл. 15, рис. 5, б). Величина отношения Mn/Fe с глубиной увеличивается на 45,3% (табл. 16). Стандартная ошибка регрессии составляет 0,18. Достоверность этой модели с учетом вероятности ошибки ($P\text{-value}<0,01$) составляет 99% (табл. 11). Уравнение нелинейной регрессии имеет вид: $Mn/Fe = (0,201 + 0,0016H)^2$.

Здесь мы также наблюдаем (табл. 12) повышение значения Mn/Fe по мере увеличения глубины морского бассейна.

Таблица 17

Сводные данные регрессионного анализа распределения MnO/SiO_2 по глубине, уравнение нелинейной регрессии $Y = (a + bX)^2$

| Параметры | Коэффициенты уравнения регрессии | | Значение случайной ошибки уравнения регрессии | t-критерий Стьюдента | P-value |
|---|----------------------------------|------------------------|---|----------------------|---------|
| a | 0,04425 | | 0,0096 | 4,54 | 0,00 |
| b | 0,00041 | | 0,00006 | 6,43 | 0,00 |
| Дисперсия | Сумма квадратов | Число степеней свободы | Оценка дисперсии | Критерий Фишера | P-value |
| Дисперсия регрессии | 0,092 | 1 | 0,091 | 41,4 | 0,00 |
| Дисперсия остатка | 0,114 | 51 | 0,0022 | | |
| Общая дисперсия | 0,206 | 52 | | | |
| Коэффициент корреляции, R | | | | 0,67 | |
| Коэффициент детерминации, R^2 , % | | | | 44,8% | |
| Скорректированный коэффициент детерминации, % | | | | 43,7% | |
| Стандартная ошибка | | | | 0,05 | |
| Среднее значение абсолютной ошибки | | | | 0,04 | |
| Статистика Дурбина–Ватсона | | | | 1,77 | |

Анализ распределения MnO/SiO_2 по глубине — величина отношения MnO/SiO_2 растет при увеличении глубины с 99%-ным уровнем достоверности ($P\text{-value}<0,01$, табл. 17, рис. 5, в). При этом коэффициент корреляции составляет 0,67, а коэффициент детерминации, соответственно, 44,8. Значение стандартной ошибки равно 0,05 (табл. 17). Уравнение регрессии, которое описывает эту взаимосвязь, имеет вид: $MnO/SiO_2 = (0,043 + 0,0004H)^2$.

В связи с тем, что SiO_2 входит главным образом в состав песчаной фракции, содержание которой заметно уменьшается с ростом глубины, а процессы окислительного диагенеза активизируются, это выражается в резком увеличении содержания оксидов марганца в осадках (рис. 5, в, табл. 18), что и отражает приведенное уравнение.

Заключение. В результате применения корреляционного анализа установлена связь гранулометрического состава осадков Карского моря с выделенными группами оксидов, что обусловлено минеральным составом пород питающих провинций. Кроме того, зависимость распределения пел-

ска, алевроита и пелита от фациальных обстановок, установленная с помощью однофакторного дисперсионного анализа, связана с транспортирующей деятельностью рек Обь и Енисей, а также морских течений и волн, которые не только перемещали, но и перемешивали поступающий в море терригенный материал. Это подтверждается обнаружением в зоне эстуариев Оби и Енисея нескольких слоев смешанного осадочного материала обь-енисейского происхождения, так называемый феномен заноса обского осадочного материала в эстуарий Енисея [Osadchiev et al., 2019].

Таблица 18

Предсказанные содержания MnO/SiO_2 по глубине с учетом уравнения регрессии $MnO/SiO_2 = (0,043 + 0,0004H)^2$

| Прогнозные данные | | | |
|-------------------|-------------|------------|-------------|
| Глубина, м | MnO/SiO_2 | Глубина, м | MnO/SiO_2 |
| 6 | 0,002 | 300 | 0,028 |
| 200 | 0,016 | 350 | 0,035 |
| 250 | 0,022 | | |

Таким образом, на процессы седиментации в пределах выделенных литолого-фациальных зон изученного региона влияли следующие основные факторы: 1) минеральный состав пород питающих провинций; 2) транспортирующая деятельность рек Обь и Енисей; 3) деятельность морских течений, волн и дрейфующих льдов; 4) рельеф дна морских фаций.

При этом процессы раннего окислительного диагенеза в поверхностных осадках Карского моря протекали в десятки раз интенсивнее с увеличением глубины дна морского бассейна, что установлено в процессе применения одномерного регрессионного анализа. Отметим, что наблюдается активизация окислительного диагенеза в интервале глубины от 6 до 350 м, что подтверждается ростом значения Mn/Al в 11,9 раз с увеличением глубины моря, Mn/Fe — в 14,3 раза, а MnO/SiO_2 — в 17,5 раз.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Асадулин Э.Э., Мирошников А.Ю. Распределение разнородных терригенных донных осадков в западной части Карского моря по геохимическим признакам // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2016. № 3. С. 98–105.

Асадулин Э.Э., Мирошников А.Ю., Величкин В.И. Геохимическая специализация донных осадков в зонах смешения вод Оби и Енисея с водами Карского моря // Геохимия. 2013. № 12. С. 1116–1129.

Берк К., Кэйри П. Анализ данных с помощью Microsoft Excel. М.: Изд. дом «Вильямс», 2005. 560 с.

Волков И.И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков // Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979. С. 363–413.

Горбунова З.Н. Высокодисперсные минералы в осадках Карского моря // Океанология. 1997. № 37. С. 785–788.

Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (транс-океанский профиль). М.: Наука, 1980. 288 с.

Гуревич В.И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 135 с.

Иванов О.В. Статистика: Учебный курс для социологов и менеджеров. Ч. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 224 с.

Карское море. Экологический атлас. М.: ООО «Арктический Научный Центр», 2016. 271 с.

Кошелева В.А. Седиментогенез Карского моря. СПб.: Росс. госуд. гидрометеорологический ун-т (РГГМУ), 2014. 250 с.

Крылов А.А. Литология современных донных осадков северо-западной части Карского моря: Автореф. канд. дисс. СПб., 2000. 19 с.

Куликов Н.Н. Минералогический состав современных донных отложений Карского моря // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 27–31.

Левитан М.А., Арнольд М., Буртман М.В. и др. К истории голоценовой седиментации в восточной части Карского моря // Океанология. 2000. № 4. С. 614–620.

Левитан М.А., Буртман М.В., Горбунова З.Н., Гурвич Е.Г. Кварц и полевые шпаты в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 115–125.

Основные факторы, которые влияли на степень интенсивности окислительного диагенеза в рассматриваемом регионе, связаны с глубиной моря: гидродинамический режим, рельеф дна и состав осадков морских фаций.

Благодарности. Авторы искренне признательны М.А.Левитану за плодотворное обсуждение 1-го варианта статьи, а также В.Ю. Русакову за предоставленные современные данные о химии и гранулометрии современных осадков поверхностного слоя, которые были использованы при написании статьи.

Финансирование. Участие К.В. Сыромятникова осуществлялось при финансовой поддержке госзаказа ГЕОХИ РАН № 0137-2019-0007; участие Р.Р. Габдуллина осуществлялось при финансовой поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем».

Левитан М.А., Буртман М.В., Демина Л.Л. и др. История голоценовой седиментации в южной части Карского моря // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 6. С. 651–666.

Левитан М.А., Буртман М.В., Демина Л.Л. и др. Фациальная изменчивость поверхностного слоя осадков Обь-Енисейского мелководья и эстуариев Оби и Енисея // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 5. С. 472–484.

Левитан М.А., Кукина Н.А. Минеральный состав легкой фракции верхнечетвертичных осадков желоба Святая Анна и его палеоокеанологическая интерпретация // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 306–315.

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

Левитан М.А., Сыромятников К.В. Методики выявления тонкой структуры полярной толщи и отложений морской изотопной стадии 6 в центральной части Северного Ледовитого океана // Геохимия. 2016. № 5. С. 457–464.

Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. Некоторые литолого-геохимические особенности современной и четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане // Геохимия. 2012. № 7. С. 627–643.

Левитан М.А., Сыромятников К.В., Рощина И.А., Штайн Р. Соотношение цвета и химического состава четвертичных донных осадков из южной части поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2014. № 3. С. 233–248.

Лейн А.Ю., Миллер Ю.М., Намсараев Б.Б. и др. Биогеохимические процессы цикла серы на ранних стадиях диагенеза осадков на профиле река Енисей–Карское море // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 681–692.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.

Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Последледниковая история осадконакопления в депрессиях шельфа Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 142–154.

Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С. и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифор-

нийского залива и прилегающей части Тихого океана // Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976. 208 с.

Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С. Окислительно-восстановительные процессы. Формы железа и марганца в осадках и их изменение // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 22–46.

Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др. Литолого-geoхимическая типизация поверхностного слоя донных осадков Карского моря // Океанология. 2017а. Т. 57. № 1. С. 214–226.

Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др. Некоторые особенности распределения тяжелых металлов в поверхностном слое осадков Карского моря // Геохимия. 2017б. № 12. С. 1088–1099.

Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Торopченoвa Е.С., Жилкина А.В. Механизмы современной седиментации в Карском море по данным литолого-geoхимического изучения поверхностного слоя донных осадков // Геохимия. 2018. № 11. С. 1076–1096.

Страхов Н.М. Основы литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 203 с.

Сыромятников К.В., Левитан М.А. Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана // Геохимия Т. 66, № 2. С. 114–126.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 1, 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с; 1993, 406 с.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС. 2006. 126 с. (Тр. ГИН; вып. 574).

Холодов В.Н. Основы многостадийной фазовой дифференциации в осадочном пороодообразовании и рудогенезе. М.: ГЕОС, 2020. 126 с. (Тр. ГИН; вып. 623). aari.ru/resources/a0013_17/kara/Atlas_Kara_Sea_Winter/text/rejim.htm.

Burone L., Muniz P., Pires-Vanin A.M.S., Rodrigues M. Spatial distribution of organic matter in the surface sediments of Ubatuba Bay // J. Analit. Acad. Bras. Sci. 2003. Vol. 75, № 1. P. 75–90.

Costa E.M., Tassinari W.S., Pinheiro H.S.K. et al. Mapping soil organic carbon and organic matter fractions by geographically weighted regression // J. Environ. Quality. Vol. 47, N 4. P. 718–725.

Dethleff D., Kuhlmann G. Fram Strait sea-ice sediment provinces based on silt and clay compositions identify Siberian

Kara and Laptev seas as main source areas // Polar Res. 2010. Vol. 29. P. 265–282.

Gordeev V.V., Beeskow B., Volker R. Geochemistry of the Ob and Yenisey Estuaries: A Comparative Study // Berichte Polarforsch. 2007. Vol. 565. 235 p.

Gurevich V.I. Recent sedimentogenesis and environment of the Arctic shelf of Western Eurasia. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1995. 95 p.

Hongjun L., Lin L., Sheng Y. et al. Assessment of nutrient and heavy metal contamination in the seawater and sediment of Yalujiang Estuary // Marine Pollution Bull. 2017. Vol. 117. P. 499–506.

Levitani M.A., Kolesov G., Chudetsky M. Chemical characteristics of main lithofacies based on instrumental neutron-activation analysis data // Berichte Polarforsch. 2002. Vol. 419. P. 101–111.

Levitani M.A., Krupskaya V.V. Composition of fraction >125 mkm from surface sediments (on BP01 and BP02 data). Berichte Polarforsch. 2003. Vol. 450. P. 27–34.

Nasra S.M., Khairyb M.A., Okbahc M.A., Solimana N.F. AVS–SEM relationships and potential bioavailability of trace metals in sediments from the Southeastern Mediterranean Sea // Egypt. Chemistry and Ecology. 2014. Vol. 30. P. 15–28.

Miroshnikov A.Y., Asadulin A.A. Tracking and Distribution of Radioactive Contamination from nuclear plants to the Bottom Sediments of Ob and Yenisei Rivers and Kara Sea Basin // Berichte Polarforschung. 2013. Vol. 300. P. 145–153.

Nürnberg D., Levitan M.A., Pavlidis J.A., Shelekhova E.S. Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and south-western Kara seas // Geol. Rundsch. 1995. Vol. 84. P. 665–682.

Schoster F., Stein R. Major and minor elements in surface sediments of Ob and Yenisei estuaries and the adjacent Kara Sea // Berichte Polarforsch. 1999. Vol. 300. P. 196–207.

Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // Quaternary Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1485–1511.

Stein R., Grobe H., Wahsner M. Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments // Marine Geol. 1994. Vol. 119. P. 269–285.

Zhang T., Wang R., Xiao W. et al. Characteristics of terrigenous components of Amerasian Arctic Ocean surface sediments: Implications for reconstructing provenance and transport modes // Marine Geol. 2021. Vol. 437. P. 1–13.

Статья поступила в редакцию 04.05.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УДК 551.352(262.5)

НОВЫЕ НАХОДКИ КАРАНГАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

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 «Морингеология», Рига, Латвия; geology@inbox.lv

Аннотация. Изучены разрезы скважин и грунтовых трубок на таманском участке шельфа и на кавказском континентальном склоне, вскрывших мелководные и глубоководные фации межледникового карангатского горизонта. Мелководные осадки включают глинистые и песчано-ракушничковые разности, содержащие стеногалинную морскую фауну моллюсков. Глубоководные осадки представлены сапропелевыми и кокколитовыми слоями с морской флорой диатомовых водорослей и кокколитофорид.

Ключевые слова: шельф, континентальный склон, осадки, межледниковье, карангат, Черное море

Для цитирования: Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф. Новые находки карангатских отложений в восточной части Черного моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 113–120.

NEW FINDS OF KARANGAT DEPOSITS IN THE EASTERN PART OF THE BLACK 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 «Maringegeology», Riga, Latvia; geology@inbox.lv

Abstract. The sections of boreholes and sediment cores in the Taman shelf area and on the Caucasian continental slope, which uncovered shallow and deep-water facies of the interglacial Karangate horizon, were studied. The shallow-water sediments include clayey and sandy-shell varieties containing stenohaline marine molluscan fauna. Deep-water sediments are represented by sapropelic and coccolithic layers with a marine flora of diatom algae and coccolithophorids.

Key words: shelf, continental slope, sediments, interglacial, Karangat, the Black Sea

For citation: Sorokin V.M., Yanina T.A., Romanjuk B.F. New finds of Karangat deposits in the eastern part of the Black Sea. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5: 113–120. (In Russ.).

Введение. Отложения последнего плейстоценового межледникового Европы (эмское, рисс-вюрмское, микулинское) с разной степенью детальности изучены как в пределах континента, так и на дне прилегающих морей (Северного, Балтийского, Белого, Средиземного и Черного). В Черном море в это время существовал карангатский бассейн, уникальный морской водоем, не имеющий аналогов в четвертичной истории региона. Многочисленными исследованиями установлено, что в условиях связи со Средиземным морем он был самым теплым и соленым (до 30‰), с уровнем почти на 10 м выше современного, с наиболее разнообразным растительным и животным миром и застойным газовым режимом в водной толще.

Карангатские отложения изучают более 100 лет, начиная с работ Н.И. Андрусова [Андрусов, 1903; Архангельский, Страхов, 1938; Невеская, 1965; Попов, 1983; Свиточ, 2009; Федоров, 1978; Островский и др., 1977; Церетели, 1966; Церетели, Майсурадзе,

1980; Янина, 2012] и многих других авторов. Эти отложения наиболее полно описаны в террасах и разрезах скважин на побережьях Черного моря в Болгарии, на Украине, в Крыму, на Кавказе. В результате установлено их соотношение с подстилающими и перекрывающими осадочными образованиями и выявлена стадийность развития одноименной трансгрессии.

За последние 40–50 лет карангатские осадки вскрыты скважинами на болгарском, северо-западном и керченско-таманском участках шельфа, в Керченском проливе и Азовском море [Безродных и др., 2019; Геология шельфа..., 1981; Крыстев, Григорьев, 1990; Хрисчев, Шопов, 1979]. Единичные находки сделаны во впадине в двух скважинах глубоководного бурения и в нескольких грунтовых колонках на поднятии Архангельского у побережья Турции [Геологическая..., 1980; Inital., 1978; Shumilovskikh et al., 2013]. При явной недостаточности данных о глубоководных карангатских отложениях они, тем

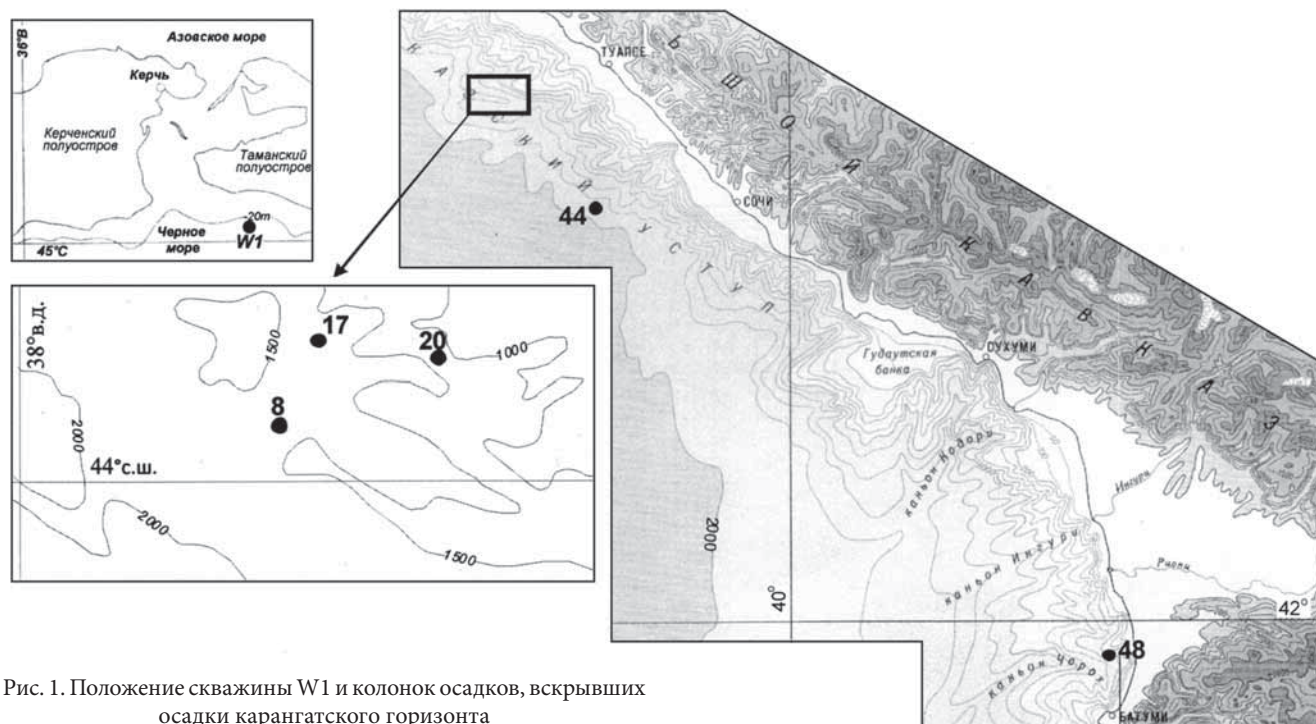


Рис. 1. Положение скважины W1 и колонок осадков, вскрывших осадки карангатского горизонта

не менее, имеют значение для понимания истории как собственно межледниковой трансгрессии, так и для научного прогноза развития современного Черного моря при переходе к будущему ледниковому периоду.

Цель статьи — анализ новых находок карангатских осадочных образований на таманском участке шельфа, а также на континентальном склоне и в прилегающей к нему глубоководной котловине кавказской окраины Черного моря.

Материалы и методы исследований. В основу статьи положены результаты изучения разрезов скважин, пробуренных на юго-востоке от м. Железный Рог, и нескольких глубоководных колонок осадков, отобранных в полосе между Геленджиком и Батуми (рис. 1). В процессе работы нами выполнены определения видового состава комплексов моллюсков, кокколитофорид, диатомовых водорослей (определения Ю.Е. Демиденко под руководством сотрудницы кафедры палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова Л.Г. Пирумовой), радиоуглеродного возраста (датировки получены в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ), а также биологического состава органического материала из лагунных отложений (определения О.Н. Успенской, ФГБНУ Институт овощеводства), кроме того, выполнены литологические и палеогеографические исследования.

Результаты исследований и их обсуждение.
Таманский шельф. В 12 км на юго-восток от м. Железный Рог на глубине моря около 22 м рядом сква-

жин был вскрыт разрез четвертичных отложений, содержащий карангатский горизонт с характерной фауной моллюсков, залегающий на глубине от ~6 до 27 м ниже дна (рис. 2) [Безродных и др., 2019]. Надкарангатские отложения включают голоценовые, новозвксинские, сурожские (?) и посткарангатские слои.

Голоценовые осадки представлены песками с включениями различных раковин морских моллюсков. Залегающие ниже пески, супеси и суглинки вскрытой мощностью 3,6–5,7 м отличаются коричневым цветом, имеют консистенцию от тугопластичной до полутвердой, в их верхней части присутствуют охристо-бурые полосы и пятна ожелезнения, не содержат фауну. Все это может свидетельствовать о континентальном генезисе во время *новозвксинской регрессии*.

Подстилающая толща песков с большим количеством раковин моллюсков, со следами интенсивной цементации, по-видимому, образовалась в мелководных обстановках бара или пересыпи во время *сурожской трансгрессии*. В составе заключенных в ней раковин присутствуют многочисленные обломки со следами окатанности, но встречаются и целые экземпляры хорошей сохранности с преобладанием солоноватоводных и эвригалинных видов, что указывает на опресненный морской комплекс прибрежного характера.

Под песками лежит мощная (4 м) толща глинистых илов с многочисленными прослоями из остатков водорослей, что указывает на ее лагунное происхождение в условиях регрессии *карангатского бассейна*. По совокупности признаков можно предположить, что накопление глин происходило в опресненной обстановке в мелководных лагунно-ли-

| Литология | Комплексы моллюсков | Стратиграфия |
|-----------|---|---------------------------------|
| 0 | 1 <i>Ostrea edulis</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Paphia discrepans</i> , <i>Gibbula maga</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Mytilaster lineatus</i> , <i>Chlamys glabra</i> , <i>Corbula mediterranea</i> , <i>Abra alba</i> , <i>Gafrarium minimum</i> , <i>Nassa reticulata</i> , <i>Cardium papillosum</i> , <i>Gastrana fragilis</i> | Q ₄ голоцен |
| 2 | | |
| 3 | | Q ₃₋₄ новозвксин |
| 4 | <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Paphia discrepans</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Spisula subtruncata</i> , <i>Ostrea edulis</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Abra ovata</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i> (обломку), <i>Chlamys glabra</i> , <i>Hydrobia ventrosa</i> , <i>Theodoxus pallasii</i> | Q ₃ сурож |
| 5 | Возраст по ¹⁴ C для интервала 7,4–7,55 м - 32870±960 кален. лет BP; для органогенных илов из интервала 9,3–9,5 м - 46062 – 48853 кален. лет BP (2 сигма) и 52280±2900 лет BP | Q ₃ посткарангат |
| 6 | <i>Ostrea edulis</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Paphia discrepans</i> , <i>Paphia senescens</i> (обломку), <i>Cardium tuberculatum</i> (обломку), <i>Nassa reticulata</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i> , <i>Chlamys glabra</i> , <i>Gibbula maga</i> , <i>Macra corallina</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Bittium reticulatum</i> , <i>Lithoglyphus naticoides</i> , <i>Didacna cristata</i> , <i>Didacna ultima</i> , <i>Didacna sp.</i> | Q ₃ карангат-2 |
| 7 | <i>Mytilaster lineatus</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Cardium papillosum</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i> , <i>Chlamys glabra</i> , <i>Paphia sp.</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> и, по-видимому, переотложенными древнеэвксинскими <i>Didacna sp.</i> , <i>D. subpallasii</i> ? | Q ₃ карангат-1 |
| 8 | <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Dreissena rostriformis</i> , <i>Dreissena pontocaspia</i> , <i>Didacna borisphenica</i> , <i>Didacna pallasii</i> , <i>Didacna sp.</i> (обломку), <i>Cardium edule</i> | Q ₂ древнеэвксин-2 |
| 9 | <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Paphia sp.</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Didacna sp.</i> , <i>Chlamys glabra</i> , <i>Ostrea edulis</i> , <i>Theodoxus pallasii</i> , <i>Nassa reticulata</i> , <i>Odostomia sp.</i> | Q ₂ палеоузунлар |
| 10 | | N ₂ – Q ₁ |

Рис. 2. Разрез скважины, пробуренной на глубине моря 22 м на юго-восток от мыса Железный Рог: цифры на литологической колонке: 1 — песок с ракушей, 2 — песок, 3 — суглинок, 4 — ракушняк с песком, 5 — лагунный органический ил, 6 — глина

манных условиях, отвечающих падению уровня моря во время *посткарангатской регрессии*. Изучение состава содержащихся в глинах растительных остатков (тростник, осока, мох с примесью синезеленых и желтозеленых водорослей) показало, что обстановка осадконакопления соответствует прибрежной береговой полосе зарастания с тростником, местами превращающейся в тростниковое болото. Радиоуглеродным датированием образцов, проведенным в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН, определен возраст верхней части оторфованных суглинков по AMS ¹⁴C в 52 280±2900 лет BP, что вполне укладывается в представления о посткарангатских слоях и их накоплении в ранневалдайскую стадию оледенения.

В составе *карангатского горизонта* выделены две толщи. Верхняя толща мощностью около 7,8 м преимущественно песчаная. По составу она неоднородна. Нижняя ее часть мощностью от 0,7 до 5,8 м сложена алевритовым и мелкозернистым песком с включениями раковин, скопления которых образуют линзовидные прослои ракушечного грунта мощностью до 2,1 м. Резко меняющаяся мощность и наличие прослоев ракуши значительной мощности указывают на накопление в прибрежных морских условиях. Залегающая выше часть имеет более гли-

нистый состав и представляет собой пачку часто переслаивающихся песчаных и глинистых осадков. В кровле присутствуют скопления (прослои) раковинного материала. Среди раковин определены следующие виды: *Ostrea edulis*, *Paphia discrepans*, *Chione gallina*, обломки *Cardium tuberculatum* (?), *Nassa reticulata*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chlamys glabra*, обломки *Paphia senescens* (?), *Cardium edule*, *Macra corallina*, *Dreissena polymorpha*, *Didacna cristata*, *Didacna ultima*, *Gibbula maga*, *Bittium reticulatum*. В составе комплекса выявлены как представители морской фауны (умеренно стено- и эвригалинной), так и солоноватоводной каспийского типа, т. е. это более опресненный комплекс по сравнению с известными комплексами максимальной стадии карангатской трансгрессии. Наличие каспийской *Didacna cristata* может свидетельствовать о ее проникновении из трансгрессивного гирканского бассейна Каспия во время снижения уровня карангатского водоема.

Нижняя толща имеет площадное распространение. Ее кровля полого погружается на юг. Подошва слоя отмечена на глубине 27,1 м, а его мощность составляет 8,2 м. По нашему мнению, толща сложена относительно глубоководными морскими глинистыми осадками трансгрессивного бассейна с морской фауной: *Mytilaster lineatus*, *Cardium edule*, *Cardium papillosum*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chlamys glabra*,

ные виды: *Thalassiosira nitzschoides*, *T. decipiens*, *T. oestrupii*, *T. eccentrica*, *Coscinodiscus ganischii*, *C. gigas*, *C. gonesianus*, *C. perforatus*, *C. radiatus*, *Cocconeis scutellum*, *Grammatophora hamulifera*, *G. serpentine*.

В колонке 17/89 ($\varphi=44^{\circ}07,5'$; $\lambda=38^{\circ}23,5'$, глубина 1720 м, ГКВ) вскрытые отложения карангатского горизонта (интервал 167–250 см) представлены плотным табачного цвета илом с многочисленными 1–2-сантиметровыми прослоями сапропеля и редкими слоями песка. В низах интервала присутствуют тонкие, белые арагонитовые и кальцитовые слои, линзовидные прослойки раковинного детрита, в том числе с фрагментами раковин морских видов с сохранившимся перламутровым слоем, содержатся кокколиторы *G. caribbeanica* и морские диатомеи.

В колонке 8/89 ($44^{\circ}03,2'$; $\lambda=38^{\circ}20,2'$, глубина 1910 м, ГКВ) в интервале 65–185 см вскрыт плотный глинистый ил разных оттенков зеленого. В нем выявлено множество прослоев песчано-алевритового материала мощностью от 1 мм до 1–1,5 см, а также микрослоистого сапропелевого и кокколиторного ила, прослои более частые в интервале 72–124 см и более редкие в интервале 146–185 см. В толще присутствуют упомянутые выше характерные виды кокколитофорид и морских диатомовых водорослей.

В колонке 20/89 ($\varphi=44^{\circ}06,1'$; $\lambda=38^{\circ}34,2'$, глубина 1140 м, склон межканьонного водораздела) в интервале 35–64 см карангатские осадки находятся в переотложенном залегании в виде оползневых пачек, содержащих сапропель, прослои из *G. caribbeanica* и остатки диатомового планктона.

В колонке 48/89 ($\varphi=41^{\circ}52,4'$; $\lambda=41^{\circ}42,1'$, глубина 230 м, верхняя часть континентального склона в районе Кобулет) карангатский горизонт (137–141 см) сложен тонкослоистым глинисто-известковым илом с *G. caribbeanica*.

Описанные карангатские отложения перекрыты характерными илами новоевксинского облика с пресноводной диатомовой флорой и переотложенными кокколитами *G. caribbeanica*, с редкими включениями детрита раковин *Dreissena* sp. Подстилаются они средне- и нижнеоплейстоценовыми глинами с включениями пресноводно-солонатоводных видов моллюсков рода *Dreissena*.

Сравнение разрезов изученных нами скважин на Таманском шельфе с разрезом скважины, пробуренной в южной части Керченского пролива на запад от м. Панагия [Геология., 1981], со стратотипическим разрезом Эльтиген на Керченском п-ове [Курбанов и др., 2019] показало их определенное сходство.

Как показано выше, карангатские отложения шельфа имеют трехчленное строение. Нижняя — более глубоководная глинистая — часть содержит умеренно-стеногалинную фауну моллюсков без наиболее солелюбивых видов, но с примесью в основании разреза солонатоводных древнеевксинских раковин. Она сопоставляется с глинистыми фациями пролива и песчаными осадками Кер-

ченского п-ова с близким по составу комплексом моллюсков.

Средняя, песчаная, часть разреза включает несколько опресненный комплекс по сравнению с комплексом моллюсков максимальной стадии карангатской трансгрессии. Ярко выраженного комплекса со стеногалинными видами, характерными для вод с максимальной соленостью, в наших образцах нет, за исключением обломков *Cardium tuberculatum* и *Paphia senescens*, типичных для осадков пролива и полуострова. Состав моллюсков отражает снижение уровня карангатского моря и проникновение в него по Манычу каспийских вод с гирканскими (вторая стадия позднего хазара) дидакнами.

Залегающая выше суглинистая толща с песчаными прослоями и линзами отвечает завершающей эпохе существования карангатского моря и дальнейшему снижению его уровня. Уровень был неустойчив, о чем свидетельствуют песчаные прослои и линзы с включением раковин моллюсков, по составу соответствующих опресненному карангатскому комплексу с преобладанием в нем морских умеренно-стеногалинных и эвригалинных видов. Эту толщу мы сопоставляем с верхними прибрежными песчаными слоями эльтигенского разреза, содержащими раковины моллюсков, аналогичных по составу голоценовым видам при современной солености вод не выше 18‰.

Датировки карангатских осадков методом ОСЛ из эльтигенского разреза [Курбанов и др., 2019] позволяют предположить, что максимальный уровень и соленость карангатского бассейна, фиксируемая по присутствию в осадках *Cardium tuberculatum*, достигнуты в интервале 100–105 тыс. лет назад (л. н.). Уровень же бассейна на начальной стадии поднялся до Тобечикского озера-лимана в месте расположения эльтигенского разреза после рубежа около 130 тыс. л. н.

Полученные нами данные о строении и составе глубоководных карангатских отложений близки к характеристикам осадков, вскрытых скважиной 379 Проекта глубоководного бурения [Initial., 1978] и грунтовыми трубками на поднятии Архангельского у восточного побережья Турции [Shumilovskikh et al., 2013], а также глубоководных голоценовых илов морской части Черного моря.

Наиболее полно отложения карангатского горизонта описаны в скважине 379 (глубина моря 2171 м) в интервале 83–100 м, где отнесены к изотопно-кислородной стадии 5e [Initial., 1978; Геологическая история., 1980]. Они представлены двумя фациями. В нижней части на уровне 99–100 м лежит 30-сантиметровый прослой почти черного сапропеля с содержанием C_{org} до 15%, с тонкими слоями рисоподобного хемогенного арагонита и морскими кокколитофорами *Braarudosphaera bigelowi* и *Syracosphaera pirus*, которые указывают на солонатоводные условия, близкие к условиям образования голоценового сапропеля. В спорово-

пыльцевом комплексе установлено доминирование пыльцы широколиственных пород деревьев, что свидетельствует о накоплении осадков во время термического оптимума последнего (микулинского) межледниковья [Жузе и др., 1980]. Данные изотопии кислорода говорят о его облегченном составе ($\delta O^{18} < -6\text{‰}$) и о его утяжелении в подстилающих глинистых илах (-10‰), образовавшихся во время предшествующего оледенения.

Выше, в интервале 93–99 м, залегает серовато-зеленая известковая глина с включениями морских диатомовых водорослей и кокколитоидов *Gephyrocapsa caribbeanica* с примесью переотложенных мезозойских и кайнозойских видов, вплоть до образования тонкослоистых серий. Доминирование среди диатомовых водорослей морских видов, кокколитофорид океанического вида, не живущих в современном море, а в составе спорово-пыльцевых комплексов — преобладание древесной пыльцы с большим содержанием широколиственных пород свидетельствует о теплом межледниковом климате и максимальной солености вод карангатского моря [Жузе и др., 1980]. Изотопный состав кислорода в осадках утяжеляется и колеблется в пределах $-(4,5 \div 6\text{‰})$.

На хр. Архангельского (глубина моря 840 м) вскрыт разрез карангатского горизонта, представленный двумя слоями суммарной мощностью менее 40 см [Shumilovskikh et al., 2013]. Его нижняя часть толщиной до 34 см сложена сапропелем со слоями из арагонита и кокколитоидов, с морскими видами диноцист, с содержанием $C_{org} = 3 \div 6\%$. Выше сапропеля залегает тонкослоистый известково-глинистый ил с кокколитоидами. Время накопления карангатских осадков по результатам интерпретации данных изотопно-кислородного и U/Th анализов предположительно попадает в интервал от 128 до 119 тыс. л. н. [Shumilovskikh et al., 2013], что позволяет отнести их к изотопно-кислородной стадии 5е.

В скважине 379 и грунтовых колонках карангатский горизонт подстилается и перекрывается преимущественно глинистыми отложениями древнеэвксинского и новозэвксинского возраста со слабосолоноватоводной микрофлорой и с высокой долей пыльцы трав, что свидетельствует о холодном ледниковом климате и низкой солености вод моря [Жузе и др., 1980]. Однако однозначно судить о полноте карангатского разреза нельзя, так как мощность осадочных образований явно редуцирована, хотя толщина сапропеля в обоих случаях близка (30 и 36 см), чего нельзя сказать о кокколитоидовом иле.

Как показано выше, в изученных нами колонках карангатские осадки вскрыты в интервале глубины от 230 до ~2000 м в диапазоне обстановок от самой верхней части континентального склона до прилегающей к нему области глубоководной котловины. Они также представлены двумя фациями — сапропелем и турбидитовым песчано-глинистым илом с прослоями, состоящими из *G. caribbeanica*. При этом их вскрытая мощность превышает 1,2 м,

что существенно больше, чем в разрезах колонок с хр. Архангельского. При этом отложения карангатского горизонта, как и в других случаях, подстилаются и перекрыты глинистыми илами средне- и позднеэоплейстоценового возраста, в последнем случае с турбидитовыми прослоями.

В многочисленных разрезах верхнеплейстоценовых и голоценовых глубоководных осадочных образованиях Черного моря, включая илы верхней части новозэвксинского (озерная стадия) и голоценового (морская стадия) горизонтов [Осадконакопление..., 1978; Соловьева, Сорокин, 1993], выявлен характер изменений, подобный карангатскому. В них фиксируется последовательный переход от новозэвксинских глинистых илов ($\delta O^{18} = -(4 \div 7\text{‰})$) к древнечерноморским слоистым сапропелево-глинистым илам ($\delta O^{18} = -(2 \div 1\text{‰})$) и, наконец, к новочерноморским кокколитоидово-глинистым илам с турбидитовыми прослоями ($\delta O^{18} > 0\text{‰}$). Состав палеонтологических остатков отражает смену пресноводных и слабосолоноватоводных планктонных и бентосных видов (моллюсков, диатомовых, диноцист, кокколитофорид) морскими наиболее солелюбивыми видами, что свидетельствует об увеличении солености вод от 2–5‰ до максимальных 18‰. Мощность каждого морского слоя в изученном районе достигает 2–3 м.

По строению и составу глубоководные карангатские осадки практически идентичны голоценовым сапропелевым и глинисто-кокколитоидовым илам, которые накопились во время морской (средиземноморской) фазы послеледниковой трансгрессии Черного моря. Единственное их отличие — более легкий состав изотопов кислорода карангатских отложений, причина которого не ясна. Наличие двух слоев в колонках (сапропель и кокколитоидовый ил) позволяет предположить максимальные подъем уровня и соленость карангатского бассейна в стадию накопления илов с *G. caribbeanica*, если исключить гипотетический сценарий с дальнейшим развитием голоценовой трансгрессии и продолжением голоценового межледниковья, а не его окончание в настоящее время.

Заключение. Представленные нами материалы уточняют и расширяют знания о распространении, строении, составе карангатских отложений и развитии одноименной межледниковой трансгрессии Черного моря. Двучленное строение изученных разрезов (сапропелевый горизонт внизу и кокколитоидовый горизонт сверху), аналогичное сравниваемым глубоководным разрезам скважины DSDP 379 и грунтовых трубок, а также голоценовым разрезам впадины бассейна, свидетельствуют о непрерывном поднятии уровня моря и его осолонении до максимальных значений к концу МИС 5е в интервале 115–120 тыс. л. н.

При сопоставлении глубоководных и мелководных разрезов карангатских отложений выявлено несоответствие времени максимального осолонения одноименного межледникового бас-

сейна. Если глубоководные фации (кокколитовые илы) коррелировать с изотопной стадией МИС 5е, то время достижения максимальной солености по приведенным данным ОСЛ датирования отложений террас Эльтигена должно соответствовать концу ИКС МИС 5.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность коллегам Ю.Е. Демиденко и Л.Г. Пирумовой за выполненные определения, а также заведующей лабораторией радиоуглеродного датирования Э.П. Зазовской (Институт геогра-

фии РАН), профессору Х.А. Арсланову (СПбГУ) и О.Н. Успенской.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания «Динамика процессов осадочного породообразования (современного и в геологическом прошлом) в различных структурно-геологических условиях и их эволюция (2016–2025)».

Малакофаунистические исследования проведены при поддержке РНФ (проект № 22-27-00164 «Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях последней межледниковой эпохи»

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андрусов Н.И. Геологические исследования на Таманском полуострове // Мат-лы для геологии России. 1903. Т. XXI, № 2. С. 257–283.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений участка Таманского шельфа // Геология морей и океанов: Мат-лы XXIII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. Москва, 18–22 ноября 2019 г. Т. 1. М., 2019. С. 29–33.

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 212 с.

Геология шельфа УССР. Керченский пролив. Киев: Наукова думка, 1981. 160 с.

Жузе А.П., Коренева Е.В., Мухина В.В. Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 77–86.

Крыстев Т.И., Григорьев А.В. Геологическое строение прибрежной части шельфа Бургасского залива (Болгария) // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: Изд-во БАН, 1990. С. 275–304.

Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А.С. и др. Возраст карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2019. № 6. С. 29–39.

Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.

Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья

Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61–68.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Свиточ, А.А. Стратотипы карангата Таманского и Керченского полуостровов (сравнительный анализ) // Докл. РАН. 2009. № 424. С. 669–671.

Соловьева Н.А., Сорокин В.М. Генетическая типизация позднечетвертичных осадков восточной окраины Черного моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. № 2. С. 45–54.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.

Хрисчев Х.Г., Шопов В.Л. Морской плейстоцен Бургасского залива и проблема соотношения узунларских и карангатских слоев // *Geologica Balcanica*. 1979. Vol. 9, N 2. P. 69–84.

Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966.

Церетели Д.В., Майсурадзе Г.М. К палеогеографии верхнего плейстоцена Грузии // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1980. № 50. С. 116–122.

Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 210 с.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: био-стратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 264 с.

Initial Reports of Deep-sea drilling project. Vol. 42, pt 2, 1978. 1230 p.

Shumilovskikh L.S., Arz H., Fleitmann D. et al. Vegetation and environmental changes in Northern Anatolia during penultimate deglaciation and Eemian recorded in Black Sea sediments // *Quaternary Res.* 2013. Vol. 80. P. 349–360.

Статья поступила в редакцию 31.05.2021, одобрена после рецензирования 08.06.2022, принята к публикации 22.11.2022

УДК 556+550.845

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ И ИЗОТОПНОМ (H, O, C, S, N) СОСТАВЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ЭССЕНТУКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Екатерина Ивановна Барановская¹✉, Наталья Александровна Харитоновна²,
Елена Александровна Филимонова³, Елизавета Андреевна Краснова⁴,
Алексей Анатольевич Маслов⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; baranovskaya_kat@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-3423-6970>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; tchenat@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0855-3385>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ea.filimonova@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5915-6278>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; e.krasnova@oilmsu.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; maa20070@yandex.ru

Аннотация. Представлены современные данные о химическом и газовом составе, содержании стабильных изотопов кислорода, водорода, углерода и серы в природных минеральных водах Эссентукского месторождения. Детальное изучение геолого-гидрогеологических особенностей территории циркуляции вод, их макрокомпонентного состава, содержания в воде органического вещества, температурных условий и значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIC}}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, $\delta^{15}\text{N}$ позволило выявить генезис водных, газовых и солевых компонентов минеральных вод Эссентукского месторождения. Установлено, что все минеральные воды Эссентукского месторождения — инфильтрационные, а неоднородный компонентный состав вод, циркулирующих в различных водоносных горизонтах, отражает особенности литологического состава водовмещающих пород, степень открытости/закрытости разломов и интенсивности реакций в системе вода–порода–газ–органическое вещество.

Ключевые слова: минеральные углекислые воды, Кавказские Минеральные Воды, изотопный состав, гидрогеохимические условия, генезис вод, формирование

Для цитирования: Барановская Е.И., Харитоновна Н.А., Филимонова Е.А., Краснова Е.А., Маслов А.А. Новые данные о химическом и изотопном (H, O, C, S, N) составе минеральных вод Эссентукского месторождения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 120–136.

NEW DATA ON THE CHEMICAL AND ISOTOPIC (H, O, C, S, N) COMPOSITION OF MINERAL WATERS OF THE ESSENTUKI DEPOSIT

Ekaterina I. Baranovskaya¹✉, Natalia A. Kharitonova², Elena A. Filimonova³,
Elizaveta A. Krasnova⁴, Alexey A. Maslov⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; baranovskaya_kat@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-3423-6970>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Far East Geological Institute (FEGI FEB RAS), Vladivostok, Russia; tchenat@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0855-3385>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ea.filimonova@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5915-6278>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; e.krasnova@oilmsu.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; maa20070@yandex.ru

Abstract. The article presents modern data on the chemical, gas composition, the content of the stable isotopes of oxygen, hydrogen, carbon and sulfur in the natural mineral waters of the Essentuki field. A detailed study of the geological and hydrogeological features of the water circulation territory, their macro components composition, the content of organic matter in the water, temperature conditions and values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIC}}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, $\delta^{15}\text{N}$ revealed the genesis of the aqueous, gas and salt components of the natural mineral waters of the Essentuki field. Established that all natural mineral waters of the Essentuki field are meteoric infiltration waters. The heterogeneous component composition of the natural mineral waters, that circulate in various aquifers, represents the features of the lithological composition of the water-bearing rocks, the degree of openness or closeness of faults and the intensity of reactions in the water-rock-gas-organic matter system.

Key words: CO₂-rich mineral waters, Caucasian mineral water (CMW) region, isotopic composition, hydro-geochemical conditions, genesis of waters, formation

For citation: Baranovskaya E.I., Kharitonova N.A., Filimonova E.A., Krasnova E.A., Maslov A.A. New data on the chemical and isotopic (H, O, C, S, N) composition of mineral waters of the Essentuki deposit. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5: 120–136. (In Russ.).

Введение. Район Кавказских Минеральных Вод (КМВ) широко известен в России и весьма популярен в качестве здравницы — ежегодно поправить здоровье с помощью бальнеолечения сюда приезжает множество людей из всех регионов Российской Федерации. Циркулирующие в пределах КМВ минеральные воды обладают различной минерализацией, температурой, химическим и газовым составом. Такое многообразие подземных вод обусловлено сочетанием рельефа, геологических и гидрогеологических условий КМВ. Наиболее популярны в Российской Федерации углекислые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые или соляно-щелочные воды, известные под торговыми марками «Ессентуки-4» и «Ессентуки-17». Потребители этих вод — санатории, клиники и больницы г. Ессентуки, а также местные заводы розлива. Углекислые минеральные воды используются преимущественно для питья и лечения заболеваний желудочно-кишечного тракта, ингаляций, орошения, а углекисло-сероводородные минеральные воды — для приема ванн. В настоящее время на территории КМВ функционируют четыре курорта федерального значения (Кисловодск, Ессентуки, Пятигорск и Железноводск) и один курорт местного значения (Кумагорский).

Объект наших исследований — минеральные воды Ессентукского месторождения, на базе которых работает курорт Ессентуки. На территории месторождения, которая составляет около 200 км², в настоящее время эксплуатируется 49 скважин, из которых 22 водозаборные, в том числе 2 опытные. Скважины выводят воды из четырех водоносных горизонтов [Fillimonova et al., 2020].

Несмотря на длительную историю изучения минеральных вод всего региона КМВ и в частности Ессентукского месторождения, вопросы о источниках и процессах формирования и последующей трансформации химического состава по латерали и глубине месторождения, генезисе исследуемых минеральных вод и сопутствующих газов до сих пор остаются актуальны и дискуссионны, нет общепризнанной концепции их формирования. На сегодняшний день существует две группы гипотез, предлагающих принципиально различные схемы формирования минеральных соляно-щелочных вод на месторождении Ессентуки [Абрамов, 2015].

К первой группе можно отнести все гипотезы, утверждающие, что минеральные воды формируются непосредственно на месторождении из метеогенных вод в процессе их взаимодействия с водовмещающими породами при активном участии глубинного углекислотного флюида. Сложные реакции смешения, растворения водовмещающих карбонатных толщ и ионно-обменных реакций приводят к формированию соляно-щелочного (ессентукского) типа вод $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ [Шинкоренко, 1946; Овчинников, 1963; Пантелеев, 1963; Абрамов, 2010].

Вторая группа объединяет гипотезы, предполагающие, что соляно-щелочные воды типа Ессенту-

ки-4 и Ессентуки-17 формируются значительно севернее, в районе Нагутской структуры и поступают на месторождение Ессентуки уже в почти готовом виде, по пути насыщаясь солями морского генезиса в процессе взаимодействия с терригенно-карбонатной толщей [Шагоянц, 1980; Потапов, 1986].

Не так давно была высказана еще одна гипотеза, которая подразумевает реликтовое (седиментогенное) происхождение исследуемых вод и предполагает их изначальную циркуляцию во всех водоносных горизонтах территории. Позднее исходные рассолы были разбавлены или почти полностью вытеснены потоком инфильтрационных вод, поступающих со стороны горного сооружения Большого Кавказа. В настоящее время этот тип вод сохранился только в пределах сеноман-маастрихского (K_2) водоносного горизонта [Лаврушин и др., 2020].

Полученные авторами новые данные о изотопном и химическом составе водной и газовой фаз природных минеральных вод Ессентукского месторождения позволили уточнить условия и механизмы формирования этих минеральных вод.

Материалы и методы исследования. В основу работы легли материалы гидрогеохимического анализа проб, отобранных в 2019–2020 гг. Из 20 скважин Ессентукского месторождения, а также из поверхностных источников (ручей, пруд, р. Подкумок) и снега (рис. 1) были взяты пробы на химический, газовый и изотопный состав.

Нестабильные параметры (рН, температура) определяли непосредственно на месте отбора проб с помощью анализатора жидкости Эксперт-001 (Россия) и Mettler Toledo (Швейцария). Пробы воды, переназначенные для выполнения лабораторных химических анализов, отфильтровывали через целлюлозный фильтр (0,45 мкм) на месте отбора.

Основные катионы и анионы определяли методом жидкостной ионной хроматографии (HPLC-10Avp, SHIMADZU) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Изотопные исследования стабильных изотопов кислорода и дейтерия в подземных водах выполняли в аналитическом центре, в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН. Подготовку проб воды для изотопного анализа проводили по стандартной методике высокотемпературного пиролиза воды на углероде. Для анализов использован высокотемпературный пиролизатор TC/EA (ThermoQuest, Бремен, Германия), соединенный с изотопным масс-спектрометром MAT 253 (ThermoQuest, Бремен, Германия) через интерфейс ConFlo-IV (ThermoQuest, Бремен, Германия). Результаты анализов приведены относительно международного стандарта VSMOW.

Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ сульфат-иона выполнен на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Scientific, Германия) в режиме непрерывного потока гелия в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН. Результаты измерений $\delta^{34}\text{S}$ даны в отношении к международному стандарту VCDT.

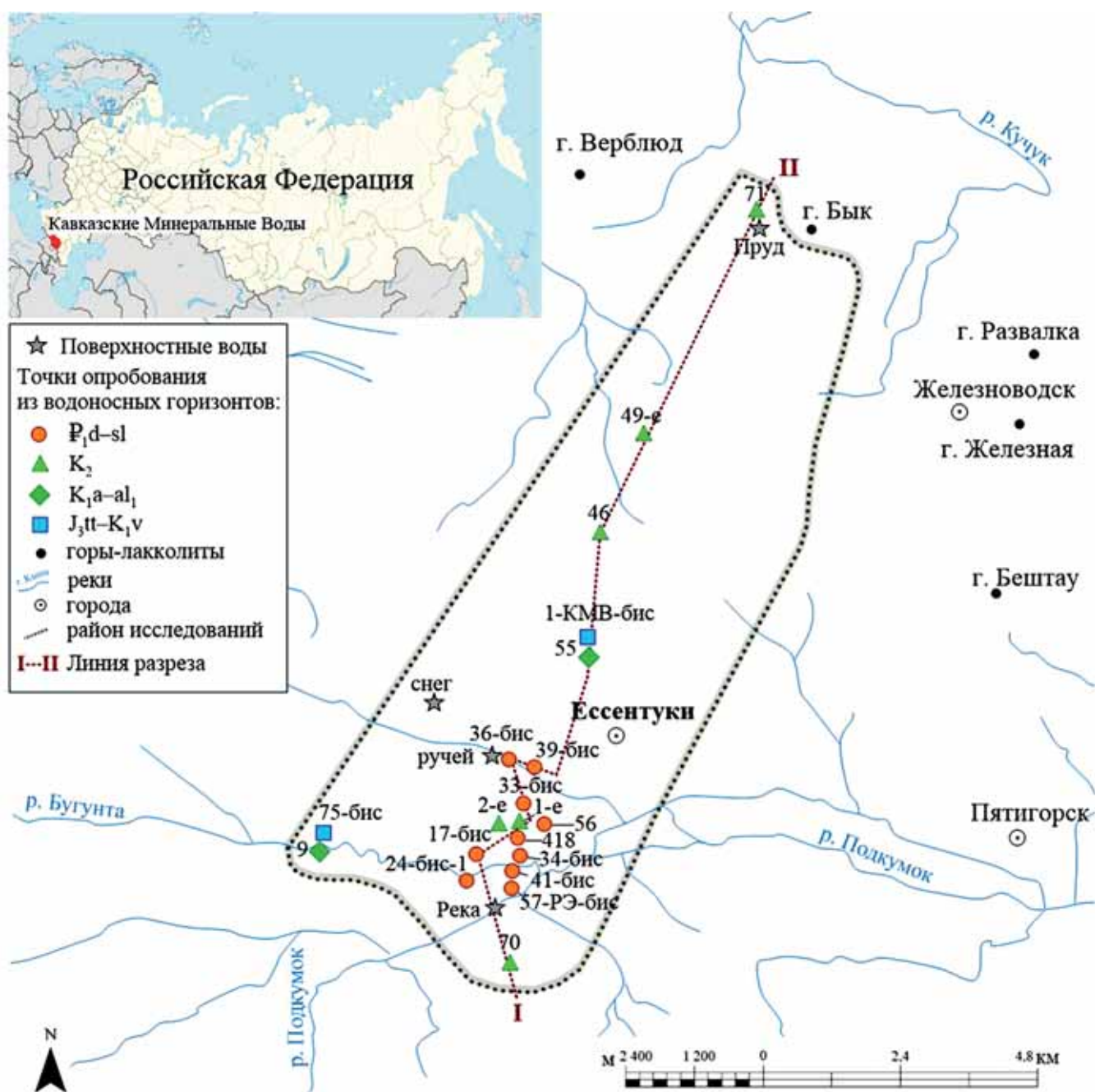


Рис. 1. Обзорная карта района исследований с расположением точек опробования

Химический состав свободного газа определяли методом газовой хроматографии на газовом хроматографе Кристалл-2000М в лаборатории ГИН РАН.

Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 и CH_4 анализировали в МГУ имени М.В. Ломоносова на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых. Стабильные изотопы $\delta^{13}\text{C}$ растворенных карбонатов определяли в предварительно высаженных из воды карбонатах (масса около 0,1 г). Пробы подвергали обработке полифосфорной кислотой на линии пробоподготовки Gas Bench II, подключенной непосредственно к масс-спектрометру Delta V Advantage (Thermo Fisher Scientific). Для калибровки аналитической системы в ходе выполнения анализов использовали стандарт VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

Изотопный состав азота $\delta^{15}\text{N}$ в газовом азоте определяли в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре DELTA Plus XL (ThermoFinnigan, Бремен, Германия). В качестве стандарта использовался атмосферный воздух с $\delta^{15}\text{N} = 0\text{‰}$, а ошибка измерения составляла $\pm 0,3\text{‰}$.

Объект исследования. Кавказские Минеральные Воды (КМВ) — группа курортов, расположенных на юге европейской части России, в пределах стыка Минераловодской полого-наклонной равнины и северных склонов Большого Кавказа. Ессентукское месторождение минеральных вод расположено в центральной части региона КМВ, его площадь достигает 200 км^2 .

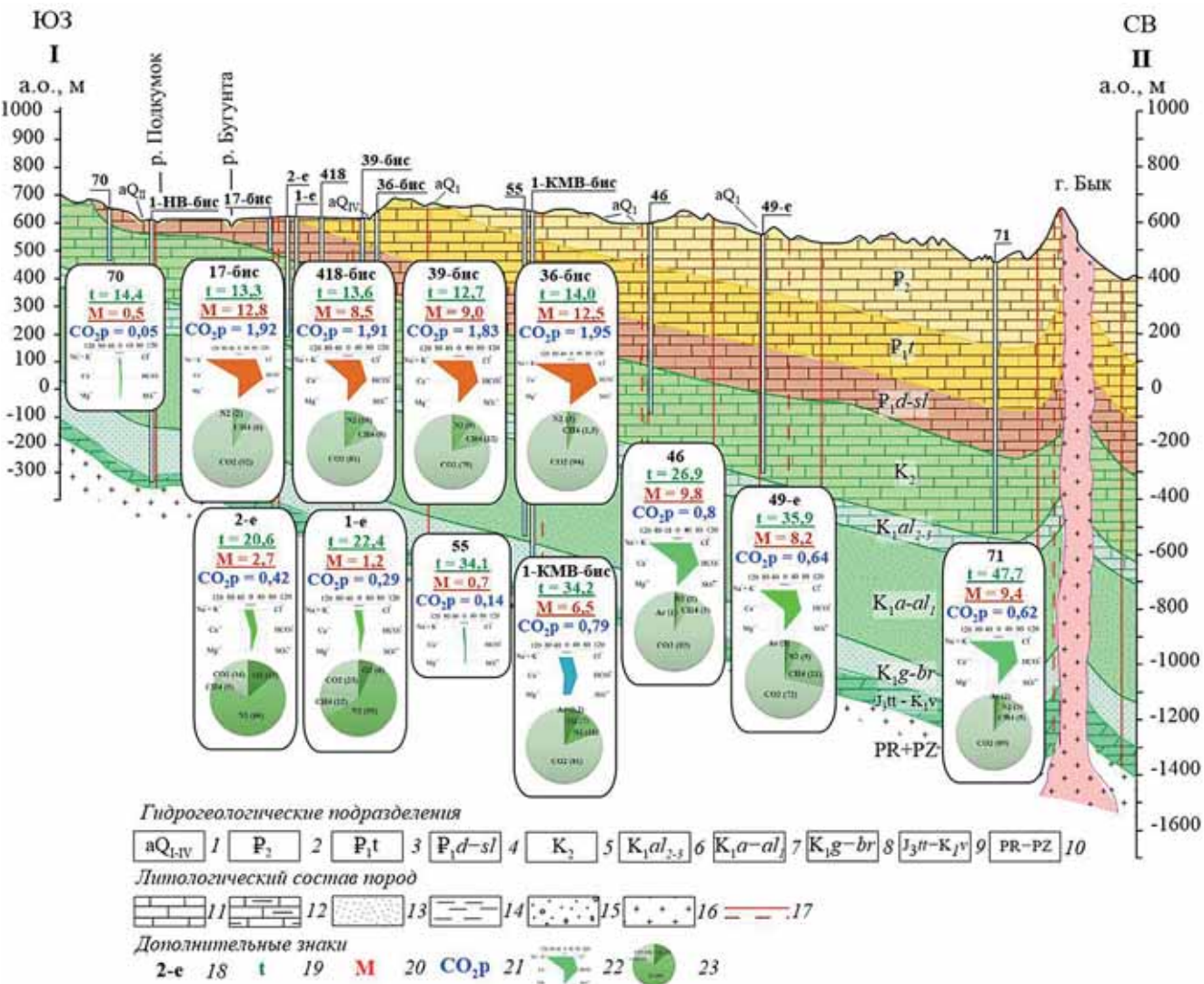


Рис. 2. Схематический гидрогеологический разрез по линии I–II с нанесенными данными о минерализации (M), температуре (T), химическом составе водной (Стифф-диаграмма) и газовой (круговая диаграмма) фаз: 1 — аллювиальный голоцен-плейстоценовый водоносный комплекс; 2 — эоценовый относительно водоупорный горизонт; 3 — танетский относительно водоупорный горизонт; 4 — датско-зеландский (эльбурганский) водоносный горизонт; 5 — верхнемеловой (сеноман-маастрихтский) водоносный горизонт; 6 — средне-верхнеальбский водоупорный горизонт; 7 — нижнемеловой (апт-нижнеальбский) водоносный горизонт; 8 — готеривско-барремский водоносный горизонт; 9 — титон-валанжинский водоносный горизонт; 10 — палеозойская интрузивно-метаморфическая зона; 11 — известняки; 12 — мергели; 13 — песчаники; 14 — аргиллиты; 15 — гравий, галька; 16 — граниты; 17 — разрывные нарушения; 18 — номер скважины; 19 — температура воды в скважине, °C; 20 — минерализация, г/л; 21 — растворенная углекислота, г/л; 22 — Стифф-диаграмма вод; 23 — состав спонтанного газа, об. %

Особенность равнинной части рельефа региона — наличие отдельных вулканических сооружений — гор-лакколитов (около 17), представленных гранит- и сиенит-порфирами, прорывающими мезозойско-кайнозойские осадочные породы. Ессентукское месторождение минеральных вод приурочено к моноклиальной структуре, погружающейся в северном направлении и упирающейся в интрузивные горы Бык.

Предполагается [Иванов, 1972], что водоносные комплексы гидрогеологически изолированы. Их гидродинамическая взаимосвязь осуществляется по зонам разломных нарушений и по контактными зонам лакколлитов.

Гидрогеологический разрез Ессентукского месторождения представлен чередованием моноклиально

залегающих, относительно водоупорных и водопроницаемых пород мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и протерозойско-палеозойского фундамента (рис. 2). Отметим, что к особенностям геологического строения района КМВ относится неглубокое залегание пород кристаллического фундамента.

В геологическом строении осадочного чехла выделяют четыре водоносных комплекса [Fillimonova et al., 2020]:

- 1) палеогеновый (эльбурганский, P₁d-sl), представлен мергелями, песчаниками, известняками;
- 2) верхнемеловой (сеноман-маастрихтский, K₂), карбонатный, выполнен известняками и мергелями;
- 3) нижнемеловой (апт-нижнеальбский, K₁a-al₁), сложен терригенными песчано-глинистыми отложениями;

Таблица 1

Химический состав природных вод Ессентукского месторождения (средние значения за 2019–2020 гг.)

| Номер скважины, место отбора | Водоносный горизонт | Глубина, м | Тип воды | T, °C | pH | M | CO ₂ p | Na | K | Ca | Mg | HCO ₃ | SO ₄ | Cl |
|------------------------------|------------------------------------|------------|---|-------|-----|------|-------------------|--------|-------|--------|--------|------------------|-----------------|--------|
| | | | | | | г/л | | мг/л | | | | | | |
| 57-РЭ-бис | P ₁ d-sl | 92 | Na-HCO ₃ -Cl | 12,9 | 6,9 | 8,1 | 1,68 | 2161,6 | 16,22 | 64,2 | 51,08 | 4616,3 | 5,62 | 1376,8 |
| 24-бис-1 | | 96 | Na-HCO ₃ -Cl | 14,2 | 7,1 | 9,5 | 1,20 | 2646,1 | 13,61 | 29,1 | 23,77 | 4530,2 | 77,06 | 1906,8 |
| 41-бис | | 115 | Na-HCO ₃ -Cl | 12,8 | 6,8 | 9,1 | 1,78 | 2356,5 | 22,15 | 74,0 | 48,63 | 4684,3 | 0,52 | 1703,7 |
| 34-бис | | 125 | Na-HCO ₃ -Cl | 14,0 | 6,8 | 8,6 | 1,93 | 2266,1 | 22,77 | 76,8 | 48,99 | 4551,9 | 0,67 | 1643,3 |
| 17-бис | | 125 | Na-HCO ₃ -Cl | 13,3 | 7,0 | 12,8 | 1,92 | 3354,2 | 24,88 | 60,3 | 58,90 | 6198,7 | 10,18 | 2515,5 |
| 418-bis | | 157 | Na-HCO ₃ -Cl | 13,6 | 6,9 | 8,5 | 1,91 | 2227,8 | 23,91 | 65,3 | 47,94 | 4360,0 | 0,48 | 1657,0 |
| 56 | | 191 | Na-HCO ₃ -Cl | 15,0 | 6,5 | 8,8 | 1,74 | 2278,8 | 25,49 | 86,9 | 51,70 | 4478,5 | 1,22 | 1756,4 |
| 33-бис | | 212 | Na-HCO ₃ -Cl | 14,3 | 6,8 | 8,8 | 1,86 | 2301,5 | 27,89 | 82,4 | 53,50 | 4350,1 | 0,52 | 1766,0 |
| 39-бис | | 266 | Na-HCO ₃ -Cl | 12,7 | 6,9 | 9,0 | 1,83 | 2376,3 | 21,46 | 64,5 | 40,96 | 4508,5 | 0,60 | 1734,8 |
| 36-бис | | 301 | Na-HCO ₃ -Cl | 14,0 | 6,8 | 12,5 | 1,95 | 3323,1 | 32,08 | 75,8 | 73,43 | 6202,3 | 0,58 | 2471,3 |
| 70 | K ₂ | 212 | Na-HCO ₃ | 14,4 | 8,5 | 0,6 | 0,05 | 155,3 | 2,38 | 5,1 | 1,15 | 369,8 | 47,21 | 22,0 |
| 2-е | | 435 | Na-HCO ₃ -Cl | 20,6 | 7,3 | 2,7 | 0,42 | 616,8 | 9,31 | 33,8 | 10,72 | 1490,4 | 23,11 | 309,4 |
| 1-е | | 462 | Na-HCO ₃ -Cl | 22,4 | 7,2 | 1,2 | 0,29 | 486,7 | 7,14 | 49,2 | 12,10 | 1110,6 | 26,38 | 314,3 |
| 46 | | 686 | Na-HCO ₃ -Cl | 26,9 | 6,7 | 9,8 | 0,80 | 2604,2 | 36,34 | 28,3 | 49,70 | 4934,3 | 0,24 | 1727,8 |
| 49-е | | 865 | Na-HCO ₃ -Cl | 35,9 | 6,6 | 8,2 | 0,64 | 2308,0 | 24,23 | 20,3 | 23,11 | 4042,5 | 1,08 | 1623,4 |
| 71 | | 999 | Na-HCO ₃ -Cl | 47,7 | 6,8 | 9,4 | 0,62 | 2478,7 | 32,44 | 22,5 | 24,21 | 4524,3 | 0,10 | 1801,3 |
| 9 | K ₁ a-al ₁ | 600 | Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄ | 16,4 | 7,9 | 0,6 | 0,41 | 116,5 | 2,59 | 37,4 | 5,99 | 215,7 | 158,75 | 42,7 |
| 55 | | 1222 | Na-HCO ₃ -SO ₄ | 34,1 | 7,1 | 0,7 | 0,14 | 184,0 | 2,12 | 2,4 | 0,14 | 276,5 | 125,17 | 59,43 |
| 75-бис | J ₃ tt-K ₁ v | 974 | Na-Mg-Ca-HCO ₃ -Cl-SO ₄ | 15,0 | 6,3 | 2,5 | 2,12 | 650,3 | 43,23 | 263,0 | 178,25 | 3338,2 | 837,75 | 704,8 |
| 1-КМВ-бис | | 1468 | Na-Mg-HCO ₃ -Cl-SO ₄ | 34,2 | 6,7 | 6,5 | 0,79 | 752,7 | 63,57 | 211,67 | 192,50 | 2790,2 | 821,17 | 853,5 |
| Ручей | – | – | Na-Mg-Ca-HCO ₃ -SO ₄ | 10,6 | 6,1 | 0,91 | – | 95,6 | 1,85 | 61,8 | 39,20 | 421,0 | 220,0 | 60,7 |
| Р. Подкумок | | | Ca-Mg-Na-HCO ₃ -SO ₄ | 7,0 | 5,7 | 0,92 | | 42,7 | 5,23 | 123,0 | 28,30 | 402,0 | 211,0 | 87,8 |
| Пруд | | | Na-Ca-SO ₄ -Cl | 10,2 | 6,7 | 3,99 | | 633,0 | 12,80 | 435,0 | 129,00 | 90,0 | 2254,0 | 418,0 |
| Снег | | | Na-Ca-HCO ₃ -Cl-SO ₄ | <0,0 | 5,0 | 0,02 | | 2,24 | 0,85 | 1,95 | 0,25 | 7,0 | 2,7 | 2,8 |

4) титон-валанжинский (J₃tt-K₁v), в районе Ессентукского месторождения он непосредственно залегает на породах фундамента и представлен загипсованными глинами, гранитной дресвой, известняками, доломитизированными известняками. Протерозойско-палеозойский фундамент имеет блоковое строение и сложен осадочно-метаморфическими и изверженными породами (граниты, гранодиориты, сланцы, гнейсы, амфиболиты, туфы, песчаники, конгломераты). Породы дислоцированы, перемяты и трещиноваты. Трещины заполнены глинистым материалом, жильным кварцем, реже кальцитом.

Южная часть региона рассматривается как область инфильтрационного питания подземных вод; северо-восточная и северная части — область транзита, что, вероятно, связано с наличием тектонических разломов северо-восточного простирания.

По зонам трещиноватости и многочисленным разрывным нарушениям осуществляются внутренние перетоки подземных вод. Воды характеризуются латеральной и вертикальной зональностью, а гидрогеологические условия изменяются в северо-восточном направлении, что связано с удалением от области питания и увеличением глубины залегания водоносных горизонтов.

Разнообразие минеральных вод Ессентукского месторождения объясняется сложными гидрогеологическими условиями, включающими несколько водоносных комплексов с разными гидродинамическими и гидрохимическими условиями [Иванов, 1972].

Результаты исследования и их обсуждение.
Температура подземных вод в исследованных скважинах варьирует в широком диапазоне — от 13 до 48 °C (табл. 1). Максимальная измеренная на выходе температура (около 48 °C) характерна для

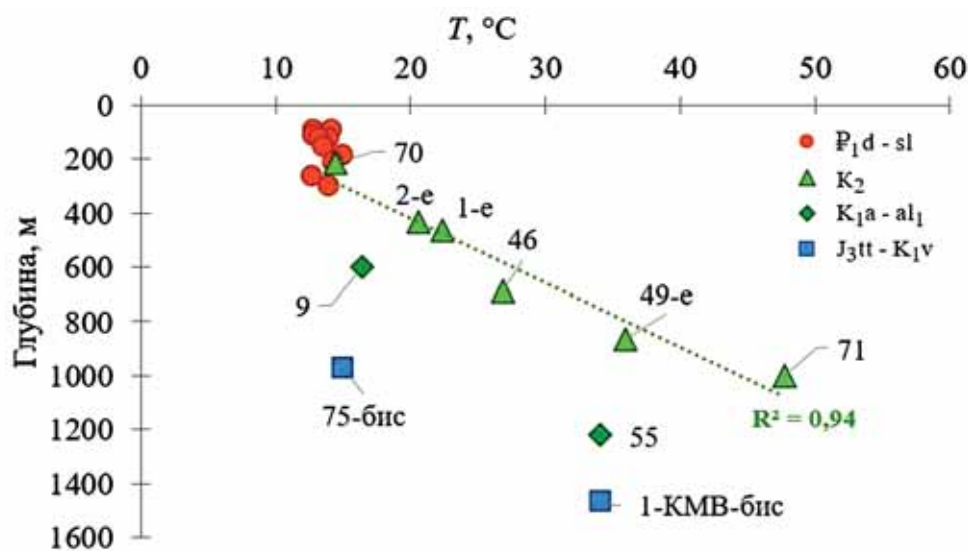


Рис. 3. Зависимость температуры излива минеральных вод от глубины выводящей скважины: прямая линия — линейная зависимость температуры вод верхнемелового водоносного горизонта (K_2) от глубины циркуляции подземных вод

вод скважины 71 (верхнемеловой водоносный горизонт), расположенной на северо-востоке территории вблизи горы-лакколита Бык, а минимальная температура ($13\text{ }^{\circ}\text{C}$) зафиксирована для вод самой южной скважины 70 на рассматриваемой территории (верхнемеловой водоносный горизонт), расположенной вблизи предполагаемой области питания подземных вод — горной системы Эльбрус. В целом температура подземных вод имеет тенденцию к увеличению с глубиной залегания водоносных горизонтов в северном направлении. Для подземных вод, отобранных из верхнемелового продуктивного горизонта, на-

блюдается очень хорошая корреляция температуры ($R=0,94$) с глубиной опробования (рис. 3).

Температура поверхностных вод в ручье (около скважины 36-бис), в пруду, расположенном около скважины 71, и в р. Подкумок в момент опробования (летний период) имела примерно одинаковые значения и составляла около $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (табл. 1).

Поверхностные водотоки региона имеют низкую минерализацию (около $0,6\text{ г/л}$) и смешанный химический состав: среди анионов преобладает гидрокарбонат, далее следуют сульфат и хлорид (табл. 1, рис. 4). В катионной части в водах р. Подку-

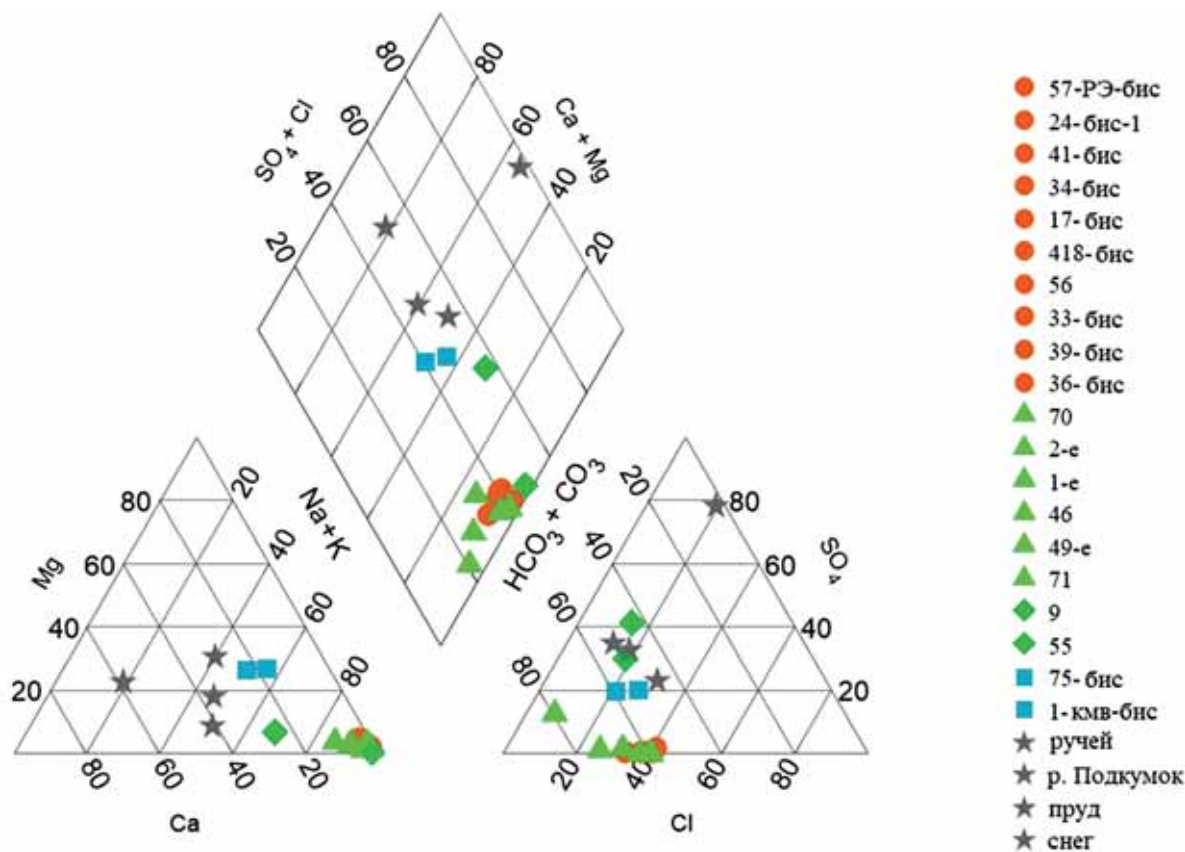


Рис. 4. Диаграмма Пайпера для изучаемых природных вод Эссентукского месторождения

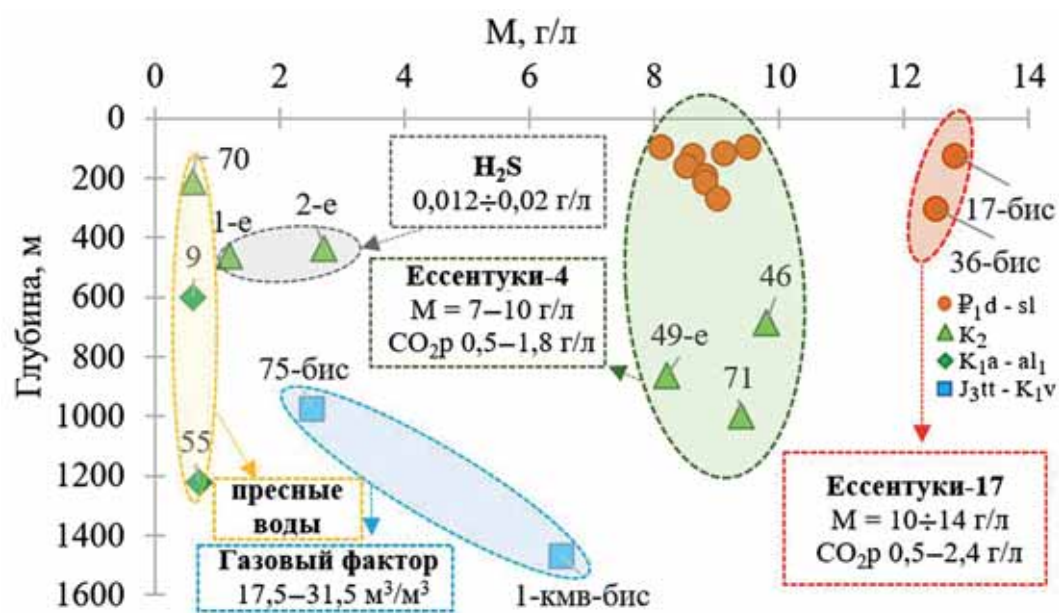


Рис. 5. Зависимость минерализации исследуемых вод от глубины вскрытия водоносных горизонтов

мок преобладает кальций, а в ручье около скважины 36 — натрий.

Воды пруда характеризуются значительно более высокой минерализацией (около 4,0 г/л), чем поверхностные водотоки, среди анионов в этих водах превалирует сульфат-ион (2,25 г/л), далее следует хлор-ион (0,4 г/л), а среди катионов преобладает натрий (0,63 г/л), затем кальций (0,44 г/л) и магний (0,13 г/л). Атмосферные осадки (снег) имеют весьма низкую минерализацию (не более 0,02 г/л) и смешанный химический состав (табл. 1).

Все исследуемые подземные воды слабощелочные — измеренные значения pH варьируют от 6,3 до 8,5, а поверхностные воды в р. Подкумок и ручье характеризуются более кислыми значениями pH, находящимися в диапазоне 5,7–6,1 (табл. 1).

Минерализация подземных вод Ессентукского месторождения изменяется в широком интервале значений — от 0,6 до 12,8 г/л и сильно варьирует в зависимости от горизонта их циркуляции (рис. 5). Для вод, приуроченных к палеогеновому водоносному горизонту P_1d-sl , характерны высокие значения минерализации, находящиеся в диапазоне (г/л) 8,1–12,8 (среднее 9,6); для подземных вод сеноман-маастрихтского водоносного горизонта (K_2) разброс значений минерализации шире — от 0,6 до 9,8 (среднее 5,3); для вод, отобранных из скважин, выводящих воды апт-нижнеальбского водоносного горизонта (K_1a-al_1), характерна низкая минерализация, находящаяся в узком диапазоне 0,6–0,7, в то время как подземным минеральным водам, циркулирующим глубже — в титон-валанжинском горизонте (J_3tt-K_1v), присуща более высокая минерализация с диапазоном от 2,5 до 6,5 (среднее 4,5). Таким образом, в вертикальном разрезе прослеживается отчетливая гидрогеохимическая зональность: подземные воды, циркулирующие в промежуточном апт-альбском водоносном горизонте, имеют значительно более низкие значения минерализации, чем подземные воды, локализован-

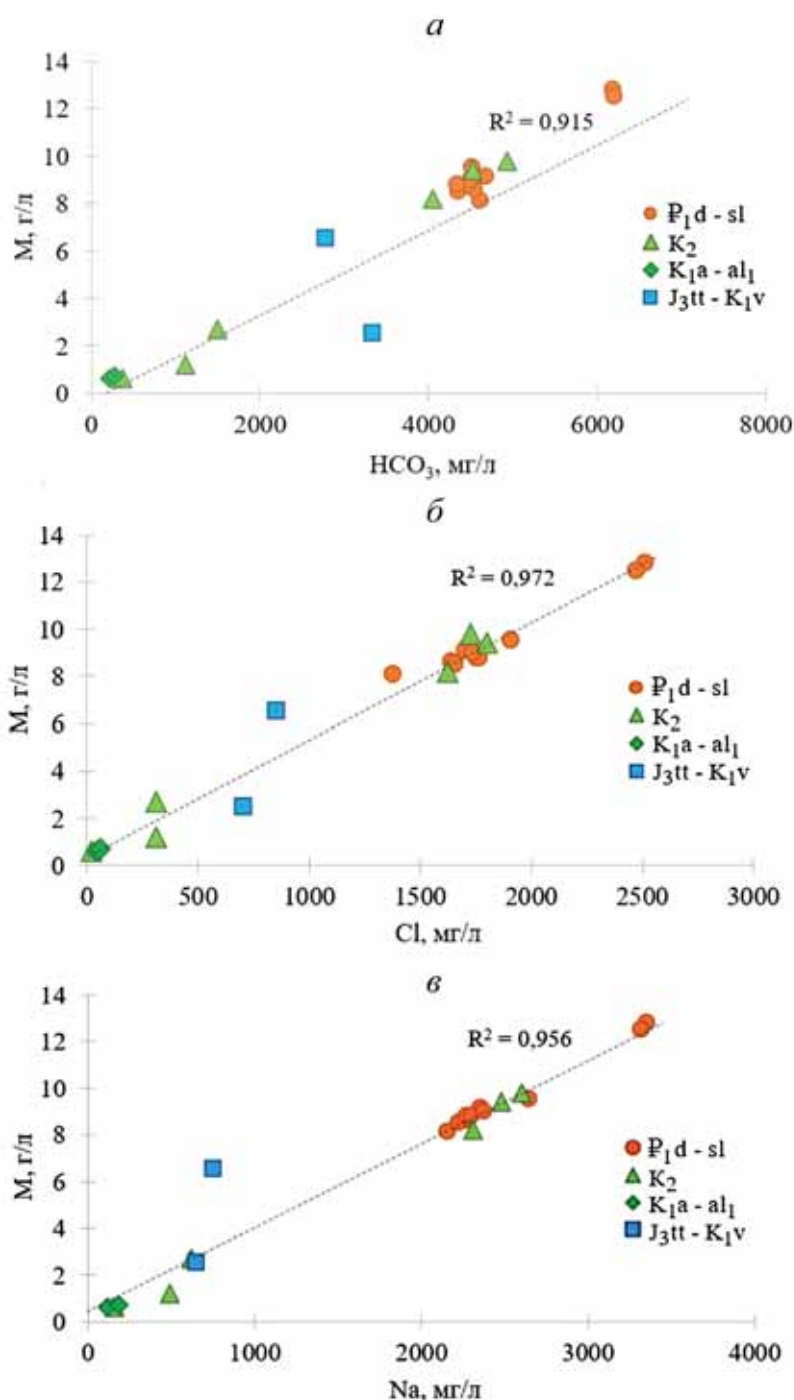
ные в породах палеогенового (P_1d-sl) и верхнемелового (K_2) водоносных горизонтов, расположенных гипсометрически выше по разрезу, и чем подземные воды из титон-валанжинского горизонта (J_3tt-K_1v), залегающего ниже по разрезу (рис. 2). Наименьшая минерализация (0,6 г/л) характерна для подземных вод, выводимых скважинами 70 (продуктивный горизонт K_2) и 9 (продуктивный горизонт K_1a-al_1), расположенных на юге территории в области инфильтрационного питания.

Средние значения содержания макрокомпонентов в изученных водах по результатам опробования в 2019–2020 гг. представлены в табл. 1.

В анионном составе минеральных вод продуктивных водоносных горизонтов Ессентукского месторождения всегда преобладает гидрокарбонат-ион (табл. 1, рис. 4), в то время как содержание сульфат-иона и хлор-иона варьирует и регулируется местом циркуляции подземных вод, т. е. их приуроченностью к водоносному горизонту (рис. 2). В водах эльбурганского водоносного горизонта (P_1d-sl) доля HCO_3^- -иона среди анионов варьирует от 57 до 66%-экв; Cl^- -иона — от 34 до 42%-экв; SO_4^{2-} -ион присутствует в следовом количестве, за исключением скважины 24-бис-1, где концентрация сульфат-иона составила 77,1 мг/л (1,2%-экв). Среднее содержание растворенного углекислого газа 1,78 г/л. Несмотря на различную минерализацию, все изученные воды из этого водоносного горизонта имеют единый химический тип воды и генезис (рис. 2).

В водах сеноман-маастрихтского водоносного горизонта (K_2) доля HCO_3^- -иона среди анионов изменяется (%-экв) от 59 до 79; Cl^- -иона — от 8 до 41; SO_4^{2-} -ион выявлен в скважинах 1-е, 2-е, выводящих углекисло-сероводородные воды, и в скважине 70, расположенной близко к области питания и выводящей пресные воды (12,8). Концентрация растворенного углекислого газа варьирует весьма значительно в зависимости от места расположения выводящих

Рис. 6. Взаимосвязь минерализации исследуемых вод от содержания: *a* — гидрокарбонат-иона; *б* — хлор-иона; *в* — натрий-иона



скважин и находится в интервале от 0,05 (скважина 70) до 0,8 г/л (скважина 46).

В водах апт-нижнеальбского водоносного горизонта ($K_1a - al_1$) после HCO_3^- -иона (от 44 до 51%-экв) следует SO_4^- -ион (30–41%-экв), затем Cl^- -ион — от 15 до 19%-экв. Содержание растворенного углекислого газа низкое и варьирует от 0,14 до 0,41 г/л.

В водах титон-валанжинского водоносного горизонта ($J_3tt - K_1v$) средняя концентрация HCO_3^- -иона (%-экв) достигает 56; Cl^- -иона — 25; SO_4^- -иона — 19. Среднее содержание растворенного углекислого газа высокое, близко к таковому в водах эльбурганского водоносного горизонта и составляет 1,46 г/л. В подземных водах этого горизонта отмечен очень высокий газовый фактор 17,5–31,5 м³/м³ (рис. 5).

Повышенная концентрация сульфат-иона в водах, выводимых скважинами из апт-нижнеальбского ($K_1a - al_1$) и титон-валанжинского ($J_3tt - K_1v$) водоносных горизонтов, отражает особенности литологического состава водовмещающих пород и будет рассмотрена далее при определении изотопного состава серы сульфатов подземных вод.

Максимальная концентрация гидрокарбонат-иона характерна для вод сеноман-маастрихтского водоносного горизонта (K_2), а минимальная — для апт-нижнеальбского водоносного горизонта ($K_1a - al_1$). Прямая зависимость минерализации исследуемых вод от содержания гидрокарбонат-иона (рис. 6, *a*) свидетельствует о том, что минерализация углекислых вод контролируется преимущественно

Таблица 2

Изотопные характеристики природных вод Ессентукского месторождения

| Номер скважины, место отбора | Водоносный горизонт | $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ | $\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$ | $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIC}}$ | $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ |
|---------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| | | ‰ | | | | |
| 57-РЭ-бис | P ₁ d-sl | -10,68 | -80,52 | -0,61 | -11,48 | - |
| 24-бис-1 | | -10,19 | -77,83 | -1,05 | -10,15 | 17,2 |
| 41-бис | | -10,31 | -83,35 | -0,03 | -12,62 | - |
| 34-бис | | -9,93 | -76,29 | -10,93 | -12,90 | |
| 17-бис | | -10,55 | -88,34 | 0,23 | -10,61 | |
| 418-bis | | -9,96 | -86,51 | -0,32 | -12,07 | |
| 56 | | -10,11 | -74,39 | -5,61 | -12,96 | |
| 33-бис | | -9,88 | -74,36 | -13,73 | -11,58 | |
| 39-бис | | -10,22 | -79,39 | -0,40 | -11,87 | |
| 36-бис | | -9,97 | -85,06 | -9,34 | -11,21 | |
| 70 | K ₂ | -10,89 | -78,34 | -5,02 | -11,97 | 4,73 |
| 2-е | | -10,81 | -74,34 | -0,76 | -10,13 | 2,6 |
| 1-е | | -9,69 | -78,33 | -1,40 | -10,07 | 4,1 |
| 46 | | -10,32 | -76,58 | 2,11 | -7,68 | - |
| 49-е | | -10,73 | -79,79 | 2,10 | -6,58 | - |
| 71 | | -10,54 | -77,27 | 1,68 | -7,60 | - |
| 9 | K _{1a} -al ₁ | -13,75 | -101,08 | -14,43 | -14,34 | -23,55 |
| 55 | | -12,91 | -93,49 | -10,95 | -12,71 | -16,75 |
| 75-бис | J ₃ tt-K ₁ v | -11,06 | -78,98 | 8,59 | -6,90 | 17,75 |
| 1-КМВ-бис | | -11,52 | -83,25 | 2,97 | -14,52 | 17,25 |
| Ручей | - | -8,80 | -61,00 | - | - | - |
| Р. Подкумок | | -10,00 | -72,30 | | | |
| Пруд | | -7,10 | -61,20 | | | |
| Снег | | -29,00 | -225,30 | | | |

количеством гидрокарбонат-иона, который формируется при растворении в водах углекислого газа, мигрирующего из глубоких горизонтов через открытые разломы и зоны тектонической деформации.

На величину минерализации значимо влияет также содержание хлор-иона, что подтверждается прямой зависимостью (рис. 6, б). Повышенное содержание хлоридов в минеральных водах Ессентукского месторождения связано с солевым комплексом седиментационных поровых вод морского генезиса, который частично сохранился в плохопроницаемых блоках терригенно-карбонатных пород сеноман-маастрихского водоносного горизонта (K₂) [Иванов, 1972; Лаврушин, 2020].

В катионном составе минеральных вод продуктивных водоносных горизонтов Ессентукского месторождения преобладает ион натрия (57–98 %-экв), остальные катионы находятся в резко подчиненной концентрации (рис. 4). На рис. 6, в отражена прямая зависимость минерализации вод от содержания натрия-иона с $R^2 = 0,96$.

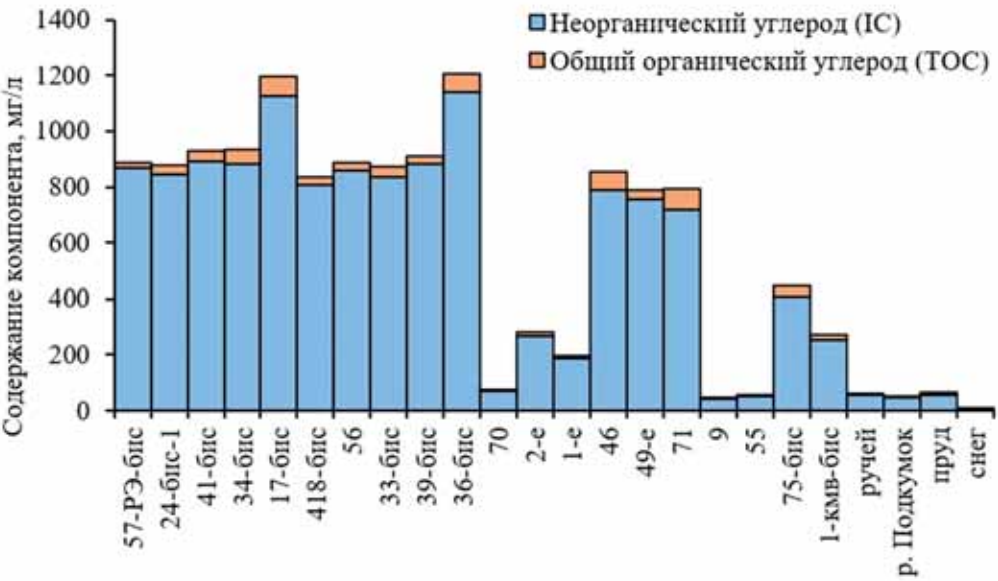
Содержание общего углерода (C_{общ}) в исследованных пробах минеральных и поверхностных вод указывает на значительное преобладание неорганического углерода (>95%), который формируется

при растворении водовмещающих карбонатных пород (рис. 2, 7). Незначительное количество C_{орг} в углекислых подземных водах обусловлено весьма малым количеством органической фракции водовмещающих толщ; наибольшая концентрация C_{орг} (2,2%) характерна для глинистых минеральных фаз нижнего мела и известняков, содержащих остатки органического вещества верхнего мела [Потапов и др., 2018]. В безуглекислых водах C_{орг} не обнаружен, видимо, вследствие слабого взаимодействия воды и водовмещающих пород.

Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$) в минеральных водах Ессентукского месторождения сильно варьирует и находится в диапазоне от -13,75 до -9,69‰ и от -101,08 до -74,34‰ соответственно. Диапазон изменения изотопного состава поверхностных вод значительно уже — от -10,00 до -7,10‰ для $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и от -72,30 до -61,00‰ для $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ (рис. 8, табл. 2). Изотопный состав снежного покрова имеет весьма легкие значения как по кислороду -29,00‰, так и по водороду -225,30‰, что указывает на значительную высоту его формирования.

Анализ содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в водной фазе показывает, что ми-

Рис. 7. Распределение различных форм углерода в пробах природных вод Эссентукско-го месторождения



неральные воды эльбурганского (P_1d-sl) и сеноман-маастрихтского (K_2) водоносных горизонтов близки между собой, а также с атмосферными осадками и поверхностными водами региона по изотопному составу (табл. 2). На бинарной диаграмме (рис. 8) видно, что большая часть фигуративных точек минеральных вод этих продуктивных водоносных горизонтов расположена вдоль глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ), что свидетельствует о их инфильтрационном генезисе. Кроме того, область питания вод эльбурганского и сеноман-маастрихтского водоносных горизонтов расположена весьма компактно, образуя облако, что свидетельствует о сходном генезисе вод, извлекаемых из обоих горизонтов. Отсутствие значительного сдвига вправо, свидетельствующего о кислородном изотопном обмене между породой и водой в условиях повышенной температуры,

свидетельствует об активном гидродинамическом режиме подземных вод в вышеуказанных горизонтах и слабом взаимодействии между водой и породой. Незначительное отклонение от ГЛМВ некоторых фигуративных точек подземных вод из эльбурганского водоносного горизонта, а также пробы воды из пруда, по-видимому, отражает исходное испарительное концентрирование в поверхностных водоемах, при котором происходит накопление тяжелых изотопов водорода и кислорода (рис. 8).

Минеральные воды апт-нижнеальбского (K_1a-al_1) и титон-валанжинского (J_3tt-K_1v) водоносных горизонтов по содержанию изотопов кислорода и водорода отличаются от вод вышезалегающих горизонтов значительно более легкими значениями, однако они также ложатся на ГЛМВ, что свидетельствует об их инфильтрационном генезисе. Наиболее изотопно

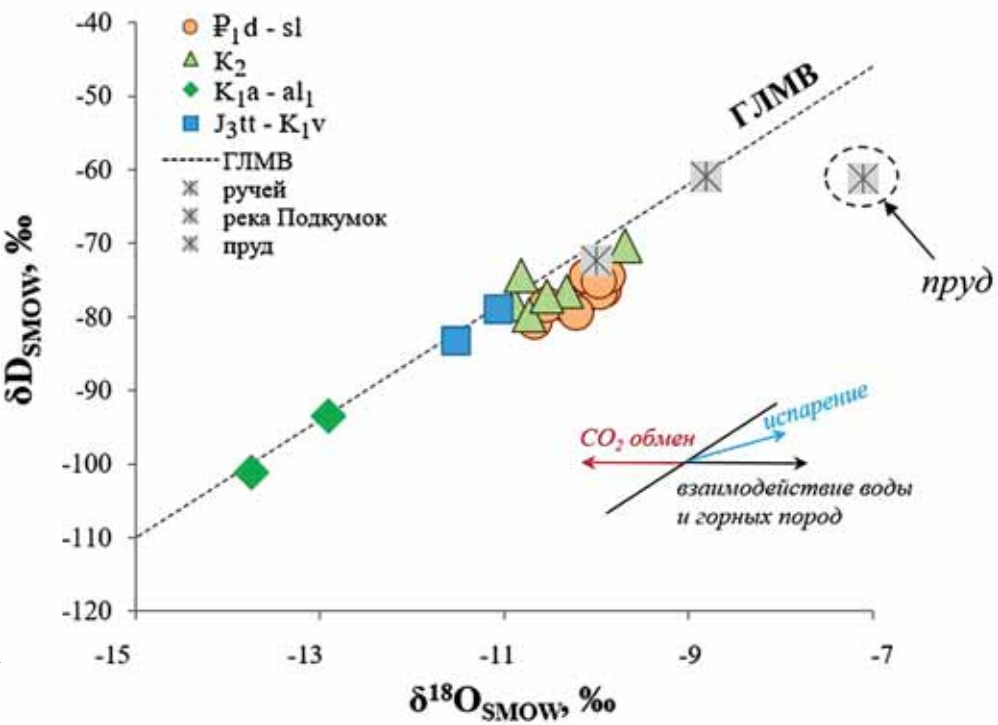


Рис. 8. Бинарная диаграмма распределения $\delta^{18}O_{SMOW}$ и δD_{SMOW} в природных водах Эссентукско-го месторождения

легкие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (от $-13,75$ до $-12,91\text{‰}$), $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ (от $-101,08$ до $-93,49\text{‰}$), фиксируемые для вод апт-нижнеальбского водоносного горизонта, вероятно, обусловлены либо большей долей зимних осадков в питании подземных вод горизонта, либо расположением области их питания на гипсометрически более высоких отметках рельефа.

Таким образом, водная фаза минеральных вод Эссентукского месторождения, несомненно, имеет метеорный генезис, а формирование ионно-солевого состава минеральных вод эссентукского типа происходит в результате взаимодействия их с толщей водовмещающих карбонатно-терригенных пород. Схожий химический состав, а главное, идентичные пропорции распределения главных компонентов в минеральных водах палеогенового и верхнемелового горизонтов указывают на единый генезис вод (рис. 2). Следовательно, все рассматриваемые минеральные воды изначально метеорные, а современный химический состав сформировался в результате комплекса гидрогеохимических и гидробиохимических процессов, протекающих в системе подземная вода–порода–газ–живое вещество. В процессе циркуляции исходно метеорных вод происходит их взаимодействие с водовмещающими породами и метаморфизация вод, при которой в их химическом составе начинает увеличиваться содержание солей морского генезиса и преобладает натрий. Зона питания минеральных вод месторождения расположена в отрогах Кавказского

хребта на высоте 615–2100 м, при этом зона питания вод, циркулирующих в апт-альбском горизонте, находится гипсометрически выше, чем зона питания вод из титон-валанжинского горизонта.

Полученные нами данные находятся в соответствии с более ранними материалами исследования источников питания и условий формирования вод Эссентукского месторождения [Лаврушин, 2012; Лаврушин и др., 2020; Потапов, 2018; Байдарико и др., 2021; Filimonova et al., 2020, 2022]. Кроме того, анализ полученных материалов подтверждает мнение С.А. Шагоянца и Е.Г. Потапова о том, что соляно-щелочные воды эссентукского типа поступают на месторождение из северной части региона в уже практически сформированном виде, а длительная циркуляция вод в эльбурганских мергелях не приводит к изменению их химического типа [Потапов и др., 2013]. Принадлежность к водам типа Эссентуки-4 или Эссентуки-17 зависит от пропорций смешения пресных подземных вод, поступающих со стороны южных областей питания, с минерализованными водами, движущимися с севера со стороны Нагутской флексуры.

Углекисло-сероводородные воды Эссентукского месторождения, выводимые скважинами 1-е и 2-е из сеноман-маастрихского водоносного горизонта, по изотопному составу сходны с углекислыми водами месторождения, что свидетельствует об идентичности их генезиса (табл. 3, рис. 8). Более низкие зна-

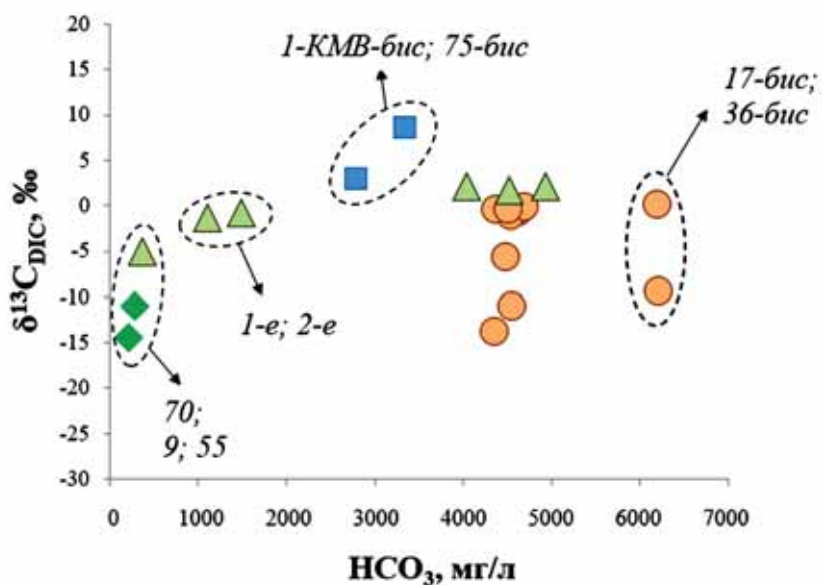
Таблица 3

Химический и изотопный состав свободных газов подземных вод Эссентукского месторождения

| Номер скважины | Водоносный горизонт | CO ₂ | CH ₄ | N ₂ | O ₂ | Ar | He | δ ¹³ C, CH ₄ | δ ¹³ C, CO ₂ | δ ¹⁵ N |
|----------------|------------------------------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-------|--------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------|
| | | об.% | | | | | | ‰ | | |
| 57-РЭ-бис | P ₁ d–sl | 79,36 | 13,3 | 6,96 | 0,18 | 0,09 | 0,11 | –60,75 | –7,61 | –0,24 |
| 24-бис-1 | | 53,05 | 28,59 | 17,91 | 0,01 | 0,17 | 0,28 | –66,41 | –9,59 | 2,50 |
| 41-бис | | 86,87 | 6,67 | 5,47 | 0,91 | 0,06 | 0,03 | –61,71 | –7,65 | –0,20 |
| 34-бис | | 91,21 | 2,09 | 6,29 | 0,36 | 0,03 | 0,02 | –62,07 | –23,34 | –1,58 |
| 17-бис | | 91,47 | 6,21 | 2,06 | 0,21 | 0,03 | 0,03 | –62,38 | –7,23 | –1,54 |
| 418-bis | | 81,2 | 7,88 | 10,11 | 0,65 | 0,09 | 0,07 | –60,93 | –6,87 | –0,19 |
| 56 | | 81,48 | 12,37 | 5,94 | 0,03 | 0,07 | 0,11 | –61,12 | –7,83 | 0,64 |
| 33-бис | | 98,13 | 1,08 | 0,68 | 0,07 | 0,03 | 0,01 | –61,54 | –22,94 | – |
| 39-бис | | 78,96 | 11,45 | 8,94 | 0,5 | 0,05 | 0,09 | –62,54 | –7,29 | 0,22 |
| 36-бис | | 94,44 | 1,47 | 3,27 | 0,77 | 0,04 | 0,01 | –61,55 | –21,14 | –2,31 |
| 70 | K ₂ | 0,35* | 0,015* | 98,00* | 0,04* | 1,30* | 0,003* | – | – | 0,4 |
| 2-е | | 15,46 | 5,28 | 65,63 | 12,63 | 0,62 | 0,39 | –59,24 | –8,5 | 0,05 |
| 1-е | | 22,27 | 11,56 | 59,08 | 6,16 | 0,55 | 0,38 | –59,2 | –9,52 | 0,41 |
| 46 | | 91,52 | 4,61 | 2,43 | 0,23 | 1,14 | 0,07 | –60 | –6,04 | 0,3* |
| 49-е | | 71,57 | 21,31 | 5,13 | 0,52 | 1,22 | 0,25 | –61,21 | –6,03 | 0,1* |
| 71 | | 88,83 | 5,33 | 2,58 | 0,42 | 1,86 | 0,98 | –61,11 | –7,43 | 1,3* |
| 9 | K ₁ a–a ₁ | 0,55 | 0,02 | 78,95 | 19,72 | 0,77 | – | – | –16,37 | – |
| 55 | | 0,18 | 0,44 | 94,13 | 3,57 | 1,33 | 0,35 | –23,66 | –17,35 | 1,2* |
| 75-бис | J ₃ tt–K ₁ v | 82,27 | 0,01 | 13,41 | 4,1 | 0,21 | 0,003 | – | –1,96 | – |
| 1-КМВ-бис | | 80,93 | 0,01 | 10,98 | 6,75 | 1,21 | 0,12 | – | –2,46 | –2,0* |

* Данные заимствованы из [Лаврушин и др., 2020].

Рис. 9. Соотношение между содержанием стабильного изотопа углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) в минеральных водах Эссентукского месторождения и содержанием HCO_3^-



чения минерализации вод (1,0–3,0 г/л) обусловлены значительным разбавлением исходных соляно-щелочных вод эссентукского типа пресными подземными водами локальной области питания (например, скважина 70). Генезис растворенного сероводорода (до 22 мг/л) в этих водах дискусионен, наиболее вероятно, что к наличию $\text{H}_2\text{S}_{\text{раств}}$ в водах приводят реакции анаэробной сульфатредукции, проходящие при взаимодействии локальных подземных вод, содержащих сульфат-ион в значимой концентрации, с водовмещающими породами — известняками и мергелями [Потапов и др., 2017].

Изотопный состав углерода гидрокарбоната-иона ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) позволяет выяснить источник водорастворенного углерода в исследуемых минеральных водах. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ минеральных вод Эссентукского месторождения варьируют в широком диапазоне — от $-14,43$ до $+8,59$ ‰, что указывает на полигенетический источник карбоната (рис. 9, табл. 3). Наиболее тяжелые значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ обнаружены в пробе воды из титон-валанжинского водоносного горизонта (скважина 75-бис), что указывает на поступление гидрокарбоната-иона в воду скважины преимущественно за счет растворения карбонатных пород. Воды этого же горизонта, отобранные из скважины 1-KMB-бис, характеризуются также положительными значениями, однако меньшими в абсолютном выражении (2,97 ‰). Такие значения характерны для углерода из карбонатных водовмещающих толщ. Более легкие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ указывают на значительную примесь магматической углекислоты, поступающей через глубинные разломы и зоны тектонических нарушений из протерозойско-палеозойского фундамента.

Наиболее легкий изотопный состав $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ($-14,43$ и $-10,95$ ‰) характерен для проб, выводящих воду из апт-нижеальбского водоносного горизонта (скважины 9 и 55). Такие низкие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ указывают на смешанный генезис карбоната в этих

водах: большая часть имеет биогенную (почвенную) природу, и незначительная часть поступает при растворении карбонатного материала водовмещающих толщ. Так как количество почвенной углекислоты незначительно, а глубинный углекислотный флюид в этот горизонт не поступает, то реакции взаимодействия в системе вода–водовмещающие толщ (терригенные породы горизонта) весьма слабые при температуре до 45°C , и воды формируются пресные.

Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ в водах, выводимых скважинами 71, 46 и 49-е из апт-нижеальбского ($\text{K}_1\text{a-a}_1$) водоносного горизонта, положительны и достаточно близки: 1,68, 2,11 и 2,10 ‰ соответственно. Такие схожие значения указывают на единый источник карбонатов в этих водах — им служит карбонатный материал водовмещающих толщ. Углекисло-сероводородные и пресные воды этого горизонта характеризуются более легким изотопным составом углерода (табл. 2), что обусловлено присутствием в них значительного количества почвенной углекислоты. Промежуточное значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ в водах скважин 1-е и 2-е подтверждает их формирование в результате смешения локальных пресных вод и движущихся с севера соляно-щелочных вод.

Воды эльбурганского горизонта ($\text{P}_1\text{d-sl}$), за исключением вод из скважин 34-бис, 33-бис, 36-бис и 56, характеризуются околонулевыми или слабоотрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (табл. 2). Такое облегчение изотопного состава растворенного углерода — результат фракционирования $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ при смешении более глубинных соляно-щелочных вод с пресными водами из локальных зон питания. Сильноотрицательные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ в скважинах 34-бис, 33-бис и 36-бис ($-10,93$; $-13,73$ и $-9,34$ ‰ соответственно) вызваны изменением значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ при использовании газлифта при эксплуатации скважин, обеспечивающего насыщение воды углекислым газом. Облегченные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ в скважине 56, видимо, вызваны поступлением в воду биогенной

углекислоты (почвенной или образованной при окислении рассеянного органического вещества эльбурганских мергелей), так как гидрокарбонат-ион наследует изотопный состав исходного углекислого газа.

В целом очевидно, что подземные воды с высокой минерализацией, за исключением вод с принудительным газлифтом, содержат более изотопно тяжелую угольную углекислоту, чем низкоминерализованные воды (рис. 9). Полученные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{DIC}}$ характеризуются отрицательными величинами и варьируют от $-14,52$ до $-6,58$ ‰ (табл. 2).

Минеральные воды Эссентукского месторождения характеризуются высокой газонасыщенностью ($0,5\text{--}3,5$ дм³/дм³), меняющейся от скважины к скважине. В самом глубоком титон-валанжинском водоносном горизонте, залегающем непосредственно на кристаллических породах фундамента, выявлено аномально высокое содержание углекислого газа, в то время как промежуточный апт-нижнеальбский водоносный горизонт на месторождении характеризуется наиболее низким содержанием газа (часто наблюдается его практически полное отсутствие).

Неравномерная газонасыщенность подземных вод, характерная для титон-валанжинского горизонта, на Эссентукском месторождении лимитируется раскрытостью (или закрытостью) тектонических нарушений в протерозойско-палеозойском фундаменте. В районе расположения скважины 75-бис фиксируется зона повышенной трещинной проницаемости, приуроченной к глубинному широтному Северо-Бугунтинскому разлому [Байдарики и др., 2021].

В целом в *свободной газовой фазе* вод Эссентукского месторождения преобладает (об.%) углекислый газ (его содержание часто доходит до 98), второй по распространенности газ — азот (до 66), далее следует метан (до 29). В незначительном количестве присутствуют кислород (13), аргон (1,86) и гелий (0,98) (табл. 3, рис. 2).

Значения коэффициента N_2/Ar варьируют от 1 до 190, и наиболее низкие его значения (1–15) характерны для проб, отобранных из скважин, которые выводят воду из титон-валанжинского горизонта ($\text{J}_3\text{tt-K}_1\text{v}$). В газах из скважин 9 и 55, выводящих воду из апт-нижнеальбского ($\text{K}_1\text{a-al}_1$) водоносного горизонта, значения отношения N_2/Ar варьируют от 60 до 100, что выше, чем значения этого коэффициента в воздухе. В пробах свободного газа из скважин, выводящих минеральную углекислую воду из сеноман-маастрихтского водоносного горизонта, значения отношения N_2/Ar находятся в диапазоне 1–40, а в углекисло-сероводородных водах этот коэффициент имеет более высокие значения (72–96). Пресные воды из скважины 70 характеризуются очень высоким значением N_2/Ar (280), что много выше, чем отношение N_2/Ar в воздухе и, вероятно, указывает на примесь неатмосферного азота. В газовых пробах из эльбурганского горизонта значения

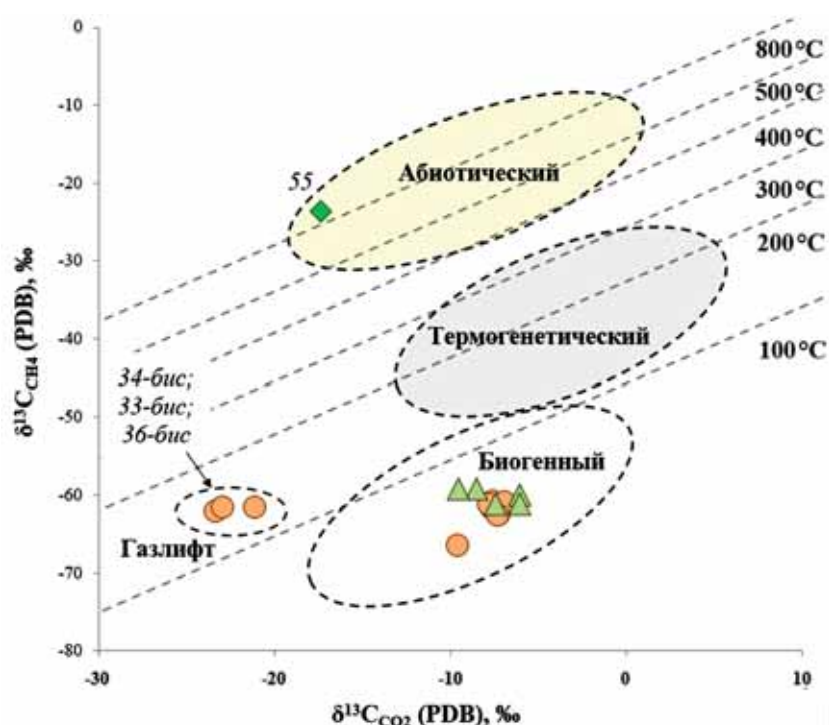
N_2/Ar варьируют от скважины к скважине и находятся в диапазоне 60–270.

Для выявления генезиса азота выполнено 11 самостоятельных определений $\delta^{15}\text{N}$ в азотной фазе попутного газа скважин, также некоторые данные о $\delta^{15}\text{N}$ были заимствованы из работы В.Ю. Лаврушина с соавторами [Лаврушин и др., 2020]. Значения $\delta^{15}\text{N}$ в азоте попутных газов минеральных вод Эссентукского месторождения варьируют довольно значительно — от $-2,31$ до $2,50$ ‰ (табл. 3), что указывает на различный источник газа в минеральных водах. Типично атмосферный азот ($\delta^{15}\text{N}$ близко к $0 \pm 0,5$ ‰) характерен для большинства минеральных вод скважин, выводящих воду из палеогенового (скважины 57-РЭ-бис, 41-бис, 418-бис, 56, 39-бис) и сеноман-маастрихтского (за исключением скважины 71) водоносных горизонтов. Газовая фаза проб, отобранных из скважин 34-бис, 17-бис и 36-бис, демонстрирует слабоотрицательные значения $\delta^{15}\text{N}$ (от $-1,54$ до $-2,31$ ‰). Азот из наиболее глубокой скважины 1-КМВ-бис, выводящей воду из титон-валанжинского ($\text{J}_3\text{tt-K}_1\text{v}$) водоносного горизонта, также характеризуется изотопно легкими значениями $\delta^{15}\text{N}$ ($-2,0$ ‰). Такие значения свидетельствуют о возможной примеси мантийного азота ($\delta^{15}\text{N}_{\text{мантийный}} \approx -5$ ‰), в $\text{N}_{2\text{газ}}$ минеральных вод [Cartigny, Marty, 2013]. Изотопно тяжелый азот ($\delta^{15}\text{N}$ от $+1,2$ до $+2,5$) обнаружен в попутном газе из скважин 55, 71 и 24-бис-1 (табл. 3). Такие значения указывают на примесь корового азота ($\delta^{15}\text{N}_{\text{коровый}} \approx +6$ ‰) в $\text{N}_{2\text{газ}}$ по данным [Cartigny, Marty, 2013]. Таким образом, изотопные характеристики азота в газовой фазе Эссентукского месторождения указывают на его полигенетический генезис.

Азот имеет преимущественно атмосферное происхождение, однако в некоторых локальных обстановках возможен дополнительный источник этого газа либо из глубинных частей земной коры ($\text{N}_{\text{мантийный}}$), либо в результате деградации водовмещающих толщ ($\text{N}_{\text{коровый}}$).

Изотопный состав углерода в газовой фазе ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$) позволил выявить генезис углеродсодержащих газов в минеральных водах Эссентукского месторождения (рис. 10, табл. 3). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ варьируют в широком диапазоне — от $-23,34$ до $-6,03$ ‰. Максимальные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ($-1,96$ – $-2,46$ ‰) характерны для газов наиболее глубокого титон-валанжинского водоносного горизонта. В составе попутных газов этого горизонта практически совсем отсутствует метан. Такие показатели очень близки к значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{карб}}$ варьирует от -2 до $+2$ ‰), образованного при термическом разложении карбонатных комплексов. Для этого горизонта наиболее вероятны два источника CO_2 : значительная доля поступает при метаморфогенном преобразовании карбонатной толщи, однако нельзя исключать и незначительную примесь мантийного газа, поступающего из фундамента через открытые трещины.

Рис. 10. Бинарная диаграмма распределения стабильного изотопа углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) в попутном газе минеральных вод Эссентукского месторождения



На рис. 10 отчетливо выделяется группа скважин (36-бис, 33-бис и 34-бис), выводящих минеральные воды из эльбурганского горизонта, с весьма изотопно легкими значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, которые свойственны газам биогенного происхождения [Batard et al., 1982]. Как уже говорилось ранее, эти скважины работают в принудительном режиме эксплуатации с помощью газлифта, и полученные значения показывают фракционирование $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ при этом процессе. Другие скважины, выводящие воду из $\text{P}_1\text{d-sI}$ толщи, демонстрируют значительно более тяжелые значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, расположенные в достаточно узком интервале значений — от $-9,59$ до $-6,87$ ‰ (табл. 3). Весьма близкие значения содержания $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ($-9,52 \div -6,03$ ‰) характерны и для минеральных вод, выводимых из сеноман-маастрихтского (K_2) водоносного горизонта. Такие сходные значения подтверждают предположение о едином источнике углекислого газа для минеральных вод обоих горизонтов, которым, вероятно, является мантийная углекислота, изотопные значения для которой составляют $-8 \div -3$ ‰ [Deines et al., 1974]. Более высокие значения, фиксируемые в ряде скважин (24-бис-1, 1-е и 2-е), вероятно, свидетельствуют о привносе углекислоты биогенного генезиса.

Содержание $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ в водах, добываемых из апт-нижнеальбского (K_{1a-aI_1}) водоносного горизонта, достаточно низкие ($-17,35 \div -16,37$ ‰) и близки к верхнему порогу биогенного (почвенного) CO_2 , образованного при окислении органического вещества, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{почв}}$ варьирует от -30 до -18 ‰ [Лепокурова, 2018], что позволяет говорить о почвенном генезисе данного газа.

Таким образом, можно утверждать, что углекислый газ в минеральных водах Эссентукского месторождения не имеет единого источника, а ха-

рактеризуется смесью газов различного происхождения — мантийного, биогенного и метаморфогенного.

Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ во всех изученных пробах, кроме скважины 55, весьма схожи, варьируют незначительно в диапазоне от $-66,41$ до $-59,20$ ‰ и попадают в поле метана биогенного генезиса (рис. 10). Исключение составляет только проба, отобранная из скважины 55 (K_{1a-aI_1} водоносный горизонт), характеризующаяся более тяжелыми значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ ($-23,66$ ‰), характерными для абиотического метана (рис. 10).

Изотопные определения сульфатных форм серы позволили выявить источники сульфата в минеральных водах исследуемого района. В целом для вод Эссентукского месторождения характерно незначительное содержание сульфат-иона, увеличивающееся вниз по разрезу (табл. 1). Наибольшая концентрация сульфат-иона выявлена в водах, извлекаемых из титон-валанжинского ($\text{J}_3\text{tt-K}_1\text{v}$) водоносного горизонта (до $831,1$ мг/л). В водах эльбурганского ($\text{P}_1\text{d-sI}$) и сеноман-маастрихтского (K_2) водоносных горизонтов содержание сульфат-иона незначительное, менее 10 мг/л практически во всех скважинах (за исключением четырех: 24-бис-1, 70, 1-е и 2-е, табл. 1). Воды скважин 1-е и 2-е — углекисло-сероводородные, содержат до 20 мг/л $\text{H}_2\text{S}_{\text{раств}}$. Воды, выводимые из K_{1a-aI_1} водоносного горизонта, в среднем содержат $142,1$ мг/л сульфат-иона.

Результаты изотопных исследований показали, что для минеральных вод эльбурганского горизонта (скважина 24-бис-1) характерен утяжеленный состав $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} +17,2$ ‰ (табл. 2, 4, рис. 11), соответствующий изотопному составу сульфатов из мергелей эльбурганского горизонта, по данным [Потапова и др., 2018]; $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} \approx +12,4$ ‰. Схожий изотопный состав серы сульфатов наблюдается и в водах титон-ва-

Таблица 4

Изотопный состав серы в минеральных водах и водовмещающих породах Эссентукского месторождения

| Водоносный горизонт | Индекс | Скважина | $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ в породах*, ‰ | $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ в водной фазе, ‰ |
|-----------------------------------|------------------------------------|-----------|---|--|
| Датско-зеландский (эльбурганский) | P ₁ d-sl | 24-бис | сульфаты мергелей, 12,2÷12,5 | 17,4÷17,7 |
| Сеноман-маастрихский | K ₂ | 1-е | нет данных | 3,2÷5,0 |
| | | 2-е | | 1,3÷3,9 |
| | | 70 | | 4,01÷5,45 |
| Апт-нижеальбский | K ₁ a-al ₁ | 9 | пирит, -11,0 | -23,3÷-23,8 |
| | | 55 | | -16,7÷-16,8 |
| Титон-валанжинский | J ₃ tt-K ₁ v | 75-бис | сульфаты, 12,2÷20,4 | 17,7÷17,8 |
| | | 1-KMB-бис | | 17,2÷17,3 |

* Данные из [Панкина и др., 1966; Потапов, Дубинина, 2018].

ланжинского (J₃tt-K₁v) горизонта, где $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ также имеет положительные значения (17,3 ÷ 17,8 ‰). Подобные значения выявлены у гипсов и ангидритов, слагающих этот комплекс, — 12,2 ÷ 20,4 ‰ [Панкина и др., 1966].

Минеральные воды, выводимые из сеноман-маастрихтского водоносного горизонта, характеризуются также положительными, но более низкими значениями $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (2,6÷4,7 ‰) (табл. 2, рис. 11), чем воды вышележащего и нижележащего горизонтов. Значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ безуглекислых вод (скважина 70) и углекисло-сероводородных вод (скважины 1-е и 2-е) близки, что указывает на единый источник серы в этих водах.

Отрицательные значения и облегченный изотопный состав сульфата характерен как для вод апт-нижеальбского водоносного горизонта (от -16,8 до -23,6 ‰), так и для пиритов из песчаников нижнего мела ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} = -11,0$ ‰) [Потапов и др., 2018]. Вероятно, сульфат в водах этого водоносного комплекса формируется при растворении сульфидов, содержащихся в песчаниках и аргиллитах.

Таким образом, растворенный сульфат в минеральных водах Эссентукского месторождения в различных водоносных горизонтах поступает в воду при растворении водовмещающих толщ; но нет данных, указывающих на возможные перетоки подземных вод между горизонтами. В целом поступление сульфатов в воды эльбурганского, титон-валанжинского водоносного горизонта обусловлено процессами растворения гипсов и ангидритов водовмещающих отложений. В воды апт-нижеальбского горизонта сульфат-ион попадает при окислении пирита водовмещающих толщ. Дополнительным источником сульфатов в водах сеноман-маастрихтского водоносного горизонта, помимо водовмещающих пород, служат пресные воды из области питания горизонта.

Основной источник сероводорода в исследуемых углекисло-сероводородных водах скважин 1-е и 2-е — продукты жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, которые генерируют H₂S, потребляя органическое вещество осадочных пород территории. Согласно предыдущим исследованиям,

например [Потапов, 2018], установлено, что практически все подземные воды основных продуктивных водоносных горизонтов рассматриваемого региона содержат сульфатредуцирующие бактерии, которые активно растут на различных питательных средах (водорастворенное органическое вещество, водород, метан и др.). В результате анаэробной сульфатредукции бактериями исходных вод со значительным содержанием сульфат-иона происходит заметное снижение концентрации сульфатов и формирование растворенного сероводорода. Полученные нами данные хорошо согласуются с имеющимися работами о формировании углекисло-сероводородных вод Эссентукского месторождения [Потапов, 2012; Потапов и др., 2018; Панкина, 1966].

Закключение. Анализ новых данных о химическом, газовом и изотопном составе природных минеральных вод Эссентукского месторождения позволил выявить общие закономерности условий их формирования.

В целом минеральные воды Эссентукского месторождения характеризуются латеральной и вертикальной зональностью. Гидрогеологические, гидрогеохимические, газогидрохимические условия постепенно изменяются в северо-восточном направлении с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов в разрезе и с удалением от южной питающей границы в плане.

Состав стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$) в водной фазе варьирует в диапазоне от -13,75 до -9,69 ‰ и от -101,08 до -74,34 ‰ соответственно. Воды эльбурганского и сеноман-маастрихтского водоносных горизонтов характеризуются идентичным изотопным составом, что свидетельствует о едином или близком источнике формирования. Вероятно, эти воды изначально были метеорными, а их солевой состав сформировался при взаимодействии атмосферных осадков с водовмещающими породами при активном участии газовой фазы. Минеральные воды апт-нижеальбского и титон-валанжинского водоносных горизонтов весьма сильно отличаются от вод вышележающих горизонтов, при этом они также соответствуют ГЛМВ, что свидетельствует об их преимущественно инфильтрационном гене-

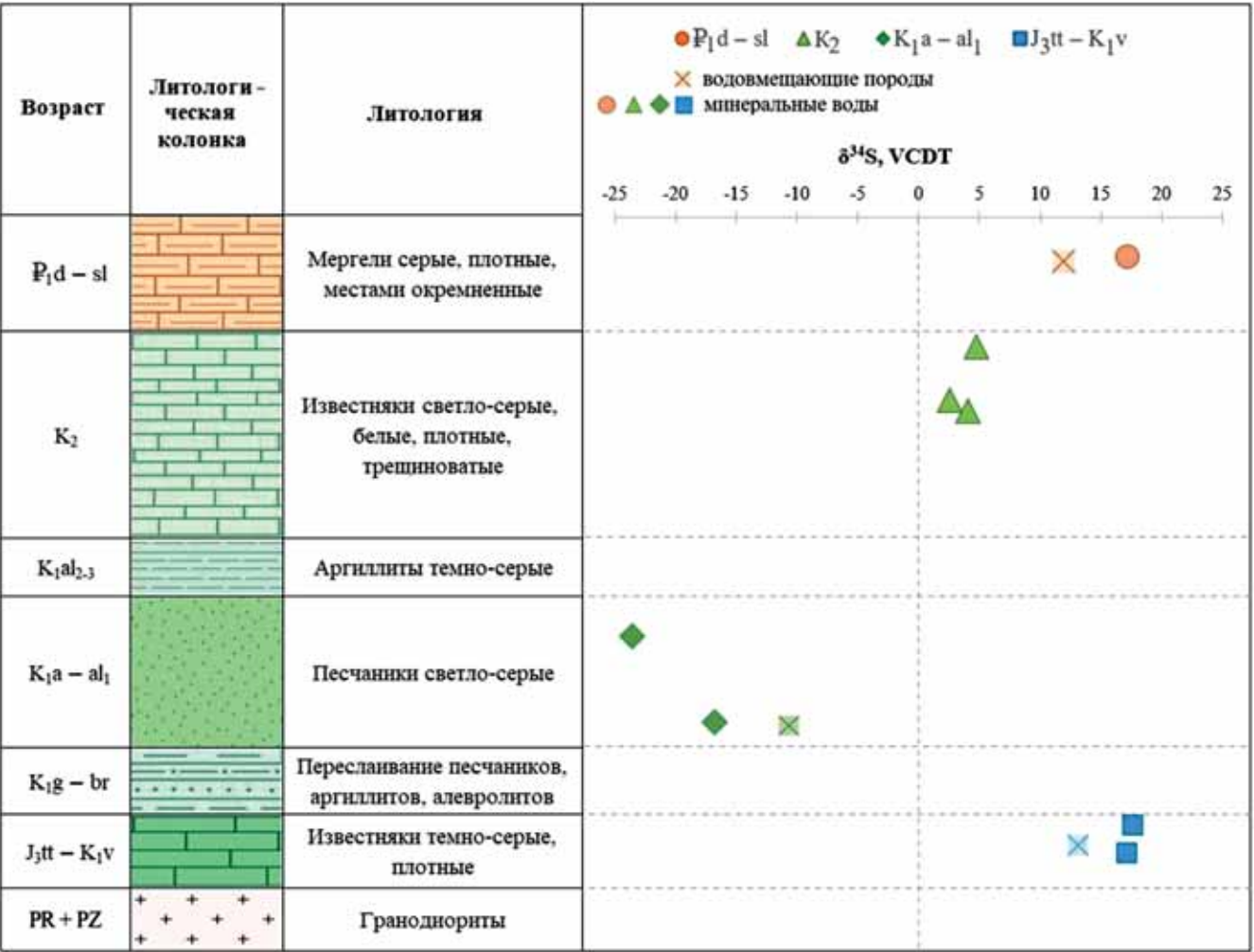


Рис. 11. Изотопный состав серы в минеральных водах Ессентукского месторождения. Данные о изотопном составе серы в породах из [Потапов и др., 2017]

зисе. Наиболее изотопно легкие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (от $-13,75$ до $-12,91$ ‰) и $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ (от $-101,08$ до $-93,49$ ‰) апт-нижнеальбского водоносного горизонта обусловлены либо большей долей зимних осадков, либо расположением области их питания на более высоких отметках рельефа. Отклонение содержания $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от глобальной линии метеорных вод (так называемый кислородный сдвиг) в некоторых пробах отражает исходное испарительное концентрирование в водоемах, при котором происходило накопление тяжелых изотопов водорода и кислорода.

Анализ состава газа и изотопный состав углерода углекислоты ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) и метана ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$), а также углерода гидрокарбонат-иона ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) позволил рассмотреть источники газовой составляющей минеральных вод Ессентукского месторождения, которые выявили их смешанный генезис. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ минеральных вод Ессентукского месторождения варьируют в широком диапазоне — от $-14,43$ до $+8,59$ ‰. Наиболее тяжелый углерод ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) относится к пробе воды из титон-валанжинского водоносного горизонта, что может указывать на поступление гидрокарбоната в воду за счет рас-

творения карбонатных толщ. Наиболее легкий углерод $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ характерен для пробы воды из апт-нижнеальбского водоносного горизонта, что указывает на его биогенный источник. По значениям ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) для вод титон-валанжинского водоносного горизонта сложно выявить единый источник газовой составляющей, скорее всего, это смесь разных генетических типов углекислотного флюида (мантийного и метаморфогенного). Воды эльбурганского и сеноман-маастрихтского водоносных горизонтов характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, близкими к значениям мантийной углекислоты. Более высокие значения, фиксируемые в ряде скважин, вероятно, свидетельствуют о привносе углекислоты биогенного генезиса. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ изменяются от $-66,41$ до $-59,20$ ‰ и близки к этим показателям для метана биогенного генезиса.

Изотопные характеристики газообразного азота минеральных вод Ессентукского месторождения указывают на несколько источников поступления газа: в верхние водоносные горизонты N_2 в основном поступает из атмосферы, однако в более глубоких слоях существует дополнительный источник газа: либо из глубинных частей земной коры (скважина

1-КМВ-бис), либо из водовмещающих толщ (скважины 55, 71).

Изотопные характеристики $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ сульфат-иона позволили установить основные источники поступления серосодержащих компонентов в исследуемые минеральные воды. Выявлено, что сульфат-ион в разных водоносных горизонтах имеет различный генезис и поступает в воду преимущественно при растворении сульфатов (или сульфидов) водовмещающих толщ. Основной источник растворенного

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов В.Ю. Формирование химического состава подземных вод в экстремальных термодинамических условиях: Автореф. докт. дисс. М., 2015. 192 с.

Абрамов В.Ю., Вавичкин А.Ю. Особенности формирования термогазохимического состава минеральных вод Эссентукского месторождения // Разведка и охрана недр. 2010. № 10. С. 27–32.

Байдарики Е.А., Поздняков С.П., Сартыков А.С. и др. Результаты работ по переоценке запасов Эссентукского месторождения // Геология и недропользование. Вып. 4. М.: Евразийский союз экспертов по недропользованию, 2021. С. 130–150.

Иванов В.В. Кавказские минеральные воды. М.: 1-я типография Профиздата, 1972. 157 с.

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).

Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А.С., Покровский Б.Г. и др. Изотопный состав азота и углерода в газах углекислых вод Северного Кавказа // Геохимия. 2020. Т. 65, № 11. С. 1115–1128. DOI: 10.31857/S0016752520110084.

Лаврушин В.Ю., Лисенков А.Б., Айдаркожина А.С. Генезис Эссентукского месторождения углекислых вод (Северный Кавказ) // Геохимия. 2020. Т. 65, № 1. С. 77–91.

Ленкурова О.Е. Содовые подземные воды юго-востока Западной Сибири: геохимия и условия формирования: Автореф. докт. дисс. Томск, 2018. 217 с.

Овчинников А.М. Минеральные воды. 2-е изд. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 375 с.

Панкина Р.Г., Мехтиева В.Л., Гриненко В.А. и др. Изотопный состав серы сульфатов и сульфидов вод некоторых районов Предкавказья в связи с их генезисом // Геохимия. 1966. № 9. С. 1087–1094.

Пантелеев И.Я. Эссентукские соляно-щелочные воды в системе Кавказских Минеральных вод. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 262 с.

Потапов Е.Г. Геолого-гидрогеологические и гидрохимические особенности формирования углекислых минеральных вод содового типа района КМВ: Автореф. канд. дисс. Пятигорск, 1986.

Потапов Е.Г. Эволюция взглядов на генезис углекислых минеральных вод Эссентукского месторождения // Сб. памяти А.Н. Воронова / Под ред. Е.П. Каюковой. СПб., 2018. С. 87–91.

Потапов Е.Г., Айдаркожина А., Лаврушин В.Ю. и др. Влияние рассеянного органического вещества горных пород на состав минеральных вод района КМВ // Подземные воды востока России: Мат-лы Всеросс. Совещ. по

сероводорода в минеральных водах представлен исходным сульфат-ионом, восстановленным до H_2S в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов.

Финансирование. Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 21-77-00060 «Условия и механизмы формирования, современное состояние и перспективы использования минеральных вод курорта Эссентуки»).

подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием). Новосибирск, 2018. С. 389–393.

Потапов Е.Г., Данилов С.Р. История изучения углекислых минеральных вод Эссентукского месторождения // Курортная медицина. 2012. № 3. С. 9–12.

Потапов Е.Г., Данилов С.Р., Гаджиханова С.У. Результаты экспериментальных исследований процессов формирования минеральных вод Эссентукского месторождения // Разведка и охрана недр. 2013. № 2. С. 41–45.

Потапов Е.Г., Данилов С.Р., Гаджиханова С.У. Генезис углекисло-сероводородных минеральных вод Эссентукского месторождения по данным гидрохимических, микробиологических и изотопных исследований // Курортная медицина. 2017. № 1. С. 11–16.

Потапов Е.Г., Дубинина Е.О. Изотопный состав серы пород и подземных вод района КМВ // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Мат-лы третьей Всеросс. научн. конф. с международным участием. Улан-Удэ, 2018. С. 308–311.

Шагоянци С.А. Особенности вертикальной зональности подземных вод в Эссентукской зоне нарушений на КМВ // Тез. докл. V конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Эссентуки, 1980. С. 345–346.

Шинкоренко А.Л. Гидрогеохимическая характеристика и вопросы генезиса Эссентукских углекислых вод // Тр. Гос. бальнеологического института на КМВ. 1946. Вып. 23–25. С. 457–460.

Batard F., Baubron J.S., Bosch B. et al. Isotopic identification of a deep origin in French thermomineral waters // J. Hydrology. 1982. Vol. 56. P. 1–21.

Cartigny P., Marty B. Nitrogen isotopes and mantle geodynamics: the emergence of life and the atmosphere–crust–mantle connection // Elements. 2013. Vol. 9, N 5. P. 359–366. DOI: <https://doi.org/10.2113/gselements.9.5.359>.

Deines P., Langmuir D., Harmon R.S. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1974. Vol. 38, Iss. 7. P. 1147–1164.

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.

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.

Статья поступила в редакцию 06.06.2022,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УДК 624.131

УЧЕБНАЯ ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА ДЛЯ АНАЛИЗА ОПЫТА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЙ

Татьяна Ивановна Аверкина^{1✉}, Наталья Витальевна Правикова²

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

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

Аннотация. Рассмотрена учебная геоинформационная система «Мировой опыт изысканий и строительства в различных инженерно-геологических условиях». Цель ее создания — собрать и изучить максимально разнообразный опыт изысканий для разных типов инженерных сооружений в разных природных условиях и странах. База данных ГИС содержит 46 слоев, объединенных в четыре блока: 1) базовые слои; 2) карты геологического содержания; 3) карта инженерно-геологических структур Земли; 4) фактический материал по инженерно-геологическим изысканиям и особенностям строительства конкретных сооружений. Описано содержание атрибутивных таблиц, приведен классификатор объектов для слоев «Точечные инженерные сооружения» и «Линейные инженерные сооружения».

Ключевые слова: геоинформационная система (ГИС), карта, инженерно-геологические изыскания, инженерно-геологические условия, инженерные сооружения, строительство, классификатор объектов

Для цитирования: Аверкина Т.И., Правикова Н.В. Учебная геоинформационная система для анализа опыта инженерно-геологических изысканий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 137–144.

EDUCATIONAL GEOINFORMATION SYSTEM FOR ANALYZING THE EXPERIENCE OF ENGINEERING AND GEOLOGICAL SURVEYS

Tatiana I. Averkina^{1✉}, Natalia V. Pravikova²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; averkinati@yandex.ru ✉

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

Abstract. Educational geoinformation system “World experience of site investigation and construction under different engineering-geological conditions” is considered. The purpose of its compilation is to collect and study the most diverse experience of surveys: for different types of engineering structures, in different natural conditions and countries. GIS database contains 46 layers divided into four blocks: 1) base layers; 2) geological maps; 3) Map of engineering-geological structures of the Earth; 4) actual data on engineering-geological surveys and special features of the construction. Attribute tables are described, object classifier of the layers “Engineering-points” and “Engineering-lines” is given.

Key words: geoinformation system (GIS), map, site investigation, engineering-geological conditions, engineering structure, construction, object classifier

For citation: Averkina T.I., Pravikova N.V. Educational geoinformation system for analyzing the experience of engineering and geological survey. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 5; 137–144. (In Russ.).

Введение. В инженерной геологии к настоящему времени накоплен большой опыт изысканий под различные инженерные сооружения в разных инженерно-геологических условиях. С этим опытом полезно знакомиться профессионалам, но особенно важно изучать в ходе подготовки будущих специалистов. Объем накопленных материалов постоянно увеличивается, и для его хранения, изучения, обработки, сравнения и обобщения широко используются ГИС-технологии. В базы данных ГИС включают самую разную информацию: сведения о различных инженерных сооружениях, отдельных компонентах природных условий (рельефе, породах, подземных водах, геологических процессах и т. д.), комплексную информацию о инженерно-геологических условиях строительства. Размер территории, которую охватывают ГИС, тоже очень разный — от отдельного массива до города, региона, страны [Антипов и др.,

2012; Alparslan et al., 2008; Dai et al., 2001; Entwisle et al., 2016; Foster et al., 2011; Self et al., 2012].

На кафедре инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова создана учебная ГИС «Мировой опыт изысканий и строительства в различных инженерно-геологических условиях». Главная цель ее составления — собрать и изучить сведения о максимально разнообразном опыте изысканий для разных инженерных сооружений (зданий, туннелей, плотин, мостов, дорог и т. д.) в разных природных условиях (в горах и на равнинах, на суше и на море), в разных странах и на разных континентах. На базе информации, содержащейся в ГИС, составлен комплекс учебных заданий.

ГИС-проект изначально оформлялся в программе ArcMap 9.3. и включал немного более 20 слоев информации [Averkina et al., 2014; Аверкина, Пра-

викова, 2014]. Сейчас используется более современная версия ArcMap, и база данных содержит уже 46 слоев, объединенных в четыре крупных блока: 1) базовые слои; 2) карты геологического содержания; 3) карта инженерно-геологических структур Земли; 4) фактический материал о инженерно-геологических изысканиях и особенностях строительства конкретных сооружений.

Базовые слои. В базовые слои входят географические карты, представляющие собой слои топографической основы: *Континенты, Океаны, Страны, Реки, Озера, Города*. Данные отображены в проекции WorldRobinson. Для пользователей, зарегистрированных на портале kosmosnimki.ru, возможна подгрузка базового покрытия мозаики космических снимков земного шара.

Карты геологического содержания. Карты геологического содержания охватывают территорию всего земного шара или территорию России. Включают: 1) слой *Геологическая карта мира* (1982); 2) папку *Геологическая карта России и прилегающих акваторий* (2012) на 16 листах, каждый из которых представлен отдельным слоем; 3) слой *Карта четвертичных отложений территории Российской Федерации* (2014). Все перечисленные карты добавлены в растровом формате.

Карты России выполнены в конической равнопромежуточной проекции и в ГИС координатно привязаны именно к ней. При совмещении этих карт с другими картами ГИС их необходимо перевести в проекцию Robinson.

Карта инженерно-геологических структур Земли. Третий информационный блок ГИС — Карта инженерно-геологических структур Земли (в векторном виде). По существу, это карта типологического инженерно-геологического районирования, где в качестве таксонов районирования выступают инженерно-геологические структуры четырех иерархических уровней: инженерно-геологические суперструктуры, мегаструктуры, макроструктуры и мезоструктуры. На первом уровне районирования вся территория земного шара делится на различные инженерно-геологические суперструктуры, на втором уровне суперструктуры делятся на мегаструктуры, на третьем — мегаструктуры делятся на макроструктуры, на четвертом — макроструктуры подразделяются на мезоструктуры.

Под **инженерно-геологическими структурами** понимают закономерные организованные части литосферы, сформированные под влиянием определенных региональных и зональных геологических факторов и однородные по каким-либо инженерно-геологическим параметрам [Trofimov, Averkina, 1996]. Изменяя сочетание региональных и зональных факторов (следовательно, и соответствующие им инженерно-геологические параметры), переходя от общих к частным, можно обособлять инженерно-геологические структуры разного содержания и разных иерархических уровней. При этом в качестве

классификационного признака будет выступать сложное (двучленное) основание деления.

Ограничиваемые по системе региональных геологических признаков части геологического пространства — это *неотектонические структуры* разных порядков (в нашем случае — четырех). По зональным геологическим признакам выделяются структуры *геологические климатогенные* тоже четырех порядков. *Геологическая климатогенная структура* — это часть литосферы, которая сложена породами одного состояния и сформирована в условиях определенной теплообеспеченности и увлажненности [Trofimov, Averkina, 1996]. Например, структуры с распространением многолетнемерзлых пород и структуры с распространением немерзлых пород или структуры с распространением сильноувлажненных пород и структуры с распространением слабоувлажненных пород. Собственно инженерно-геологические структуры обособляются при наложении или пересечении неотектонических и геологических климатогенных структур. Другими словами, каждая инженерно-геологическая структура как определенный объем геологического пространства, с одной стороны, относится к какой-либо неотектонической структуре (части структуры), с другой — к геологической климатогенной структуре (части структуры) того же порядка. Выделяются таксоны четырех порядков (или уровней): инженерно-геологические суперструктуры, инженерно-геологические мегаструктуры, инженерно-геологические макроструктуры и инженерно-геологические мезоструктуры.

Самые крупные таксоны — инженерно-геологические суперструктуры — обособляются как пересечения неотектонических и геологических климатогенных структур 1-го порядка. Каждая инженерно-геологическая суперструктура делится на инженерно-геологические мегаструктуры, которые образуются как пересечения неотектонических и геологических климатогенных структур 2-го порядка и т. д. (рис. 1).

На карте тектонические структуры показаны цветом, а геологические климатогенные — цветной штриховкой, следовательно, инженерно-геологические структуры обозначаются сочетанием цвета и штриховки.

Инженерно-геологическая суперструктура — часть литосферы, однородная по инженерно-геологическим параметрам, которые обусловлены типом глубинного строения земной коры и водно-воздушными условиями поверхностной среды. Например, континентальная субаэральная или континентальная субаквальная инженерно-геологическая суперструктура.

Инженерно-геологическая мегаструктура — часть инженерно-геологической суперструктуры, однородная по инженерно-геологическим параметрам, которые обусловлены типом строения современного мегарельефа и особенностями фазового

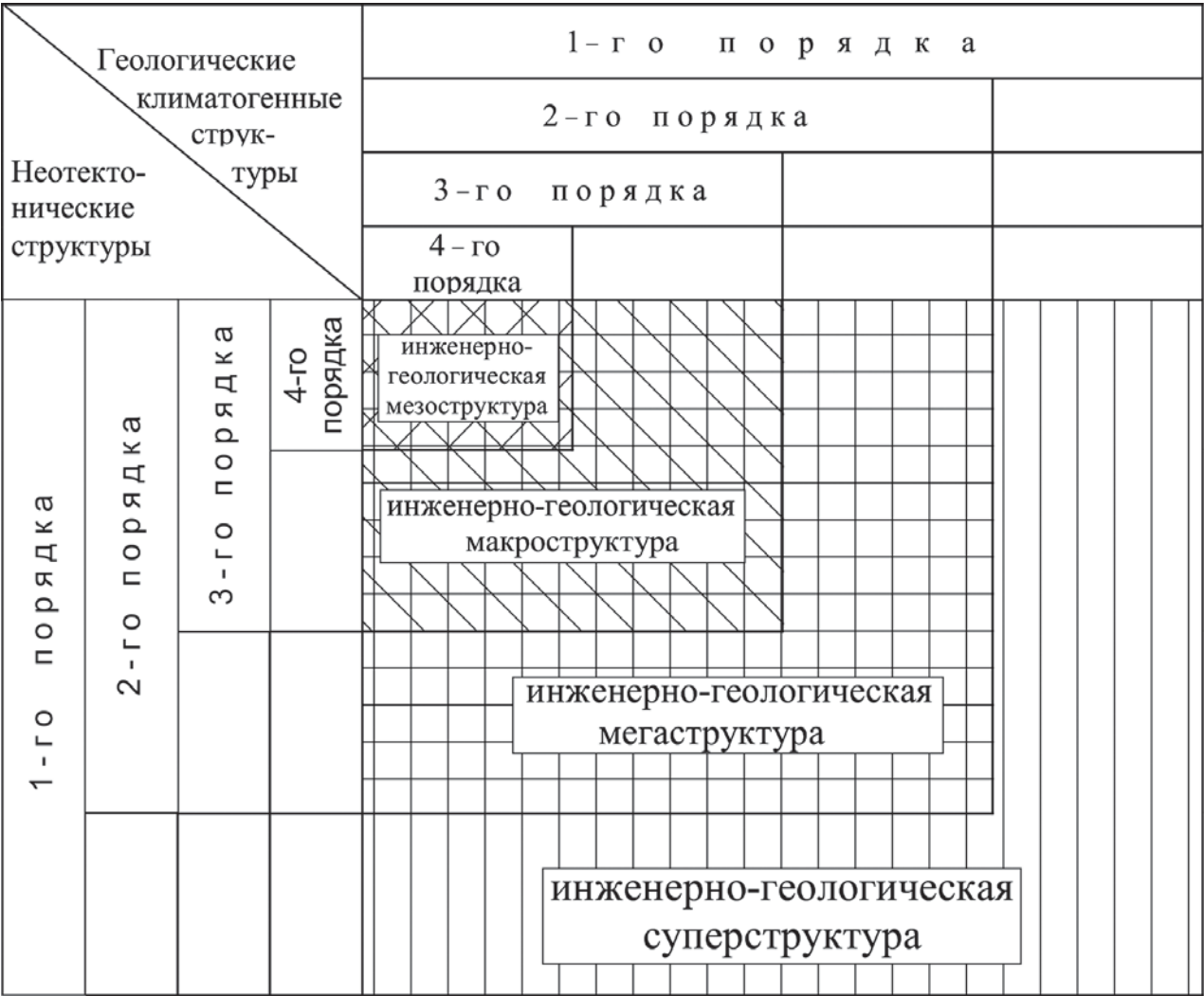


Рис.1. Соотношение таксонов классификации инженерно-геологических структур, по [Averkina, Trofimov, 2016]

состояния воды в породах, например, платформы с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород или орогены с распространением талых и немерзлых пород.

Инженерно-геологическая макроструктура — часть инженерно-геологической мегаструктуры, однородная по инженерно-геологическим параметрам, которые обусловлены возрастом заложения тектонических структур и характером площадного развития пород разного состояния, например, древний ороген с распространением слабоувлажненных пород или молодая платформа с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород.

Инженерно-геологическая мезоструктура — часть инженерно-геологической макроструктуры, однородная по инженерно-геологическим параметрам, которые обусловлены геологическими особенностями верхней части разреза и наличием (или отсутствием) сезонного промерзания (протаивания) пород этой части разреза, например, плита с сезонным промерзанием пород (грунтов) верхней части разреза или щит без сезонного промерзания пород (грунтов) верхней части разреза.

В ГИС Карта инженерно-геологических структур Земли включает 16 слоев: слои 1–4 — полигоны инженерно-геологических структур разных иерархических уровней: в 1-м слое отражены только инженерно-геологические суперструктуры Земли (1-й уровень районирования), во 2-м слое — инженерно-геологические суперструктуры и мегаструктуры (2-й уровень районирования), в 3-м слое — инженерно-геологические суперструктуры, мегаструктуры и макроструктуры (3-й уровень районирования), в 4-м слое — инженерно-геологические суперструктуры, мегаструктуры, макроструктуры и мезоструктуры, т.е. на этом уровне представлен полностью заверченный вариант четырехступенчатого районирования. Слои 5–8 содержат границы четырех порядков.

Карты инженерно-геологических структур разных иерархических уровней, как уже отмечено, строили путем наложения карт неотектонических и геологических климатогенных структур соответствующих уровней (или порядков). Эти «исходные» карты включены в ГИС в качестве отдельных слоев (самостоятельных карт), которые могут понадобиться

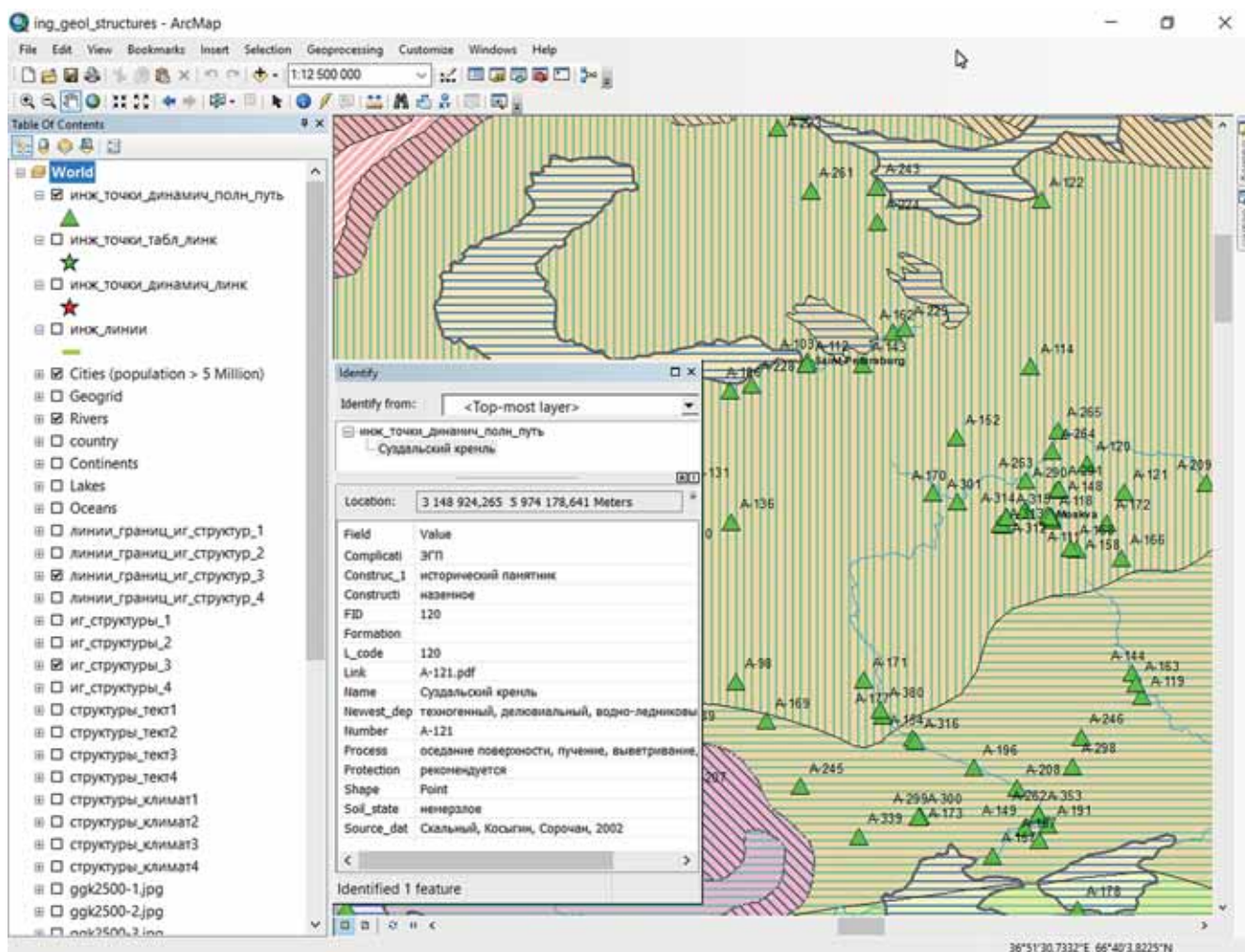


Рис. 2. Общий вид слоя «Точечные инженерные сооружения»

ся при решении некоторых задач. Слои 9–12 представляют собой карты неотектонических структур четырех порядков (или иерархических уровней), а слои 13–16 — карты геологических климатогенных структур четырех иерархических уровней.

Фактические материалы инженерно-геологических изысканий. В четвертом информационном блоке ГИС содержатся фактические материалы изысканий, выполненных под конкретные инженерные сооружения в период с 1960-х гг. до наших дней. Именно в этом блоке сосредоточена информация об опыте изысканий и особенностях строительства в различных инженерно-геологических условиях. Важно отметить, что при сборе информации предпочтение отдавалось тем объектам, на которых возникали проблемы и осложнения (иногда аварии) при изысканиях и строительстве. Такие знания особенно важны для будущих специалистов. К настоящему времени база данных включает сведения более чем о 800 различных инженерных объектах (зданиях, в том числе исторических и архитектурных памятниках, плотинах, водохранилищах, тоннелях, мостах, атомных электростанциях, карьерах, шахтах, хранилищах и пр.).

Главный источник фактических данных — публикации в научных и технических журналах (русских и зарубежных). Часть информации удалось получить из монографий, в которых описаны (а часто и проиллюстрированы) условия строительства конкретных инженерных сооружений, выполнен разбор произошедших аварий и анализ их причин. Например, подобные сведения есть в работе [Anderson, Trigg, 1976], в сборнике [Отказы в геотехнике, 1995] и др.

Еще один источник информации — архивные материалы кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, посвященные инженерно-геологическим исследованиям на крупных инженерных объектах.

Фактический материал о инженерных сооружениях отображен в двух слоях — точечных и линейных инженерных сооружений.

Слой точечных инженерных сооружений — слой точечных объектов, где собраны инженерные сооружения, которые в базовом масштабе карты могут быть отображены точками (рис. 2). Точки координатно привязаны, пространственная при-

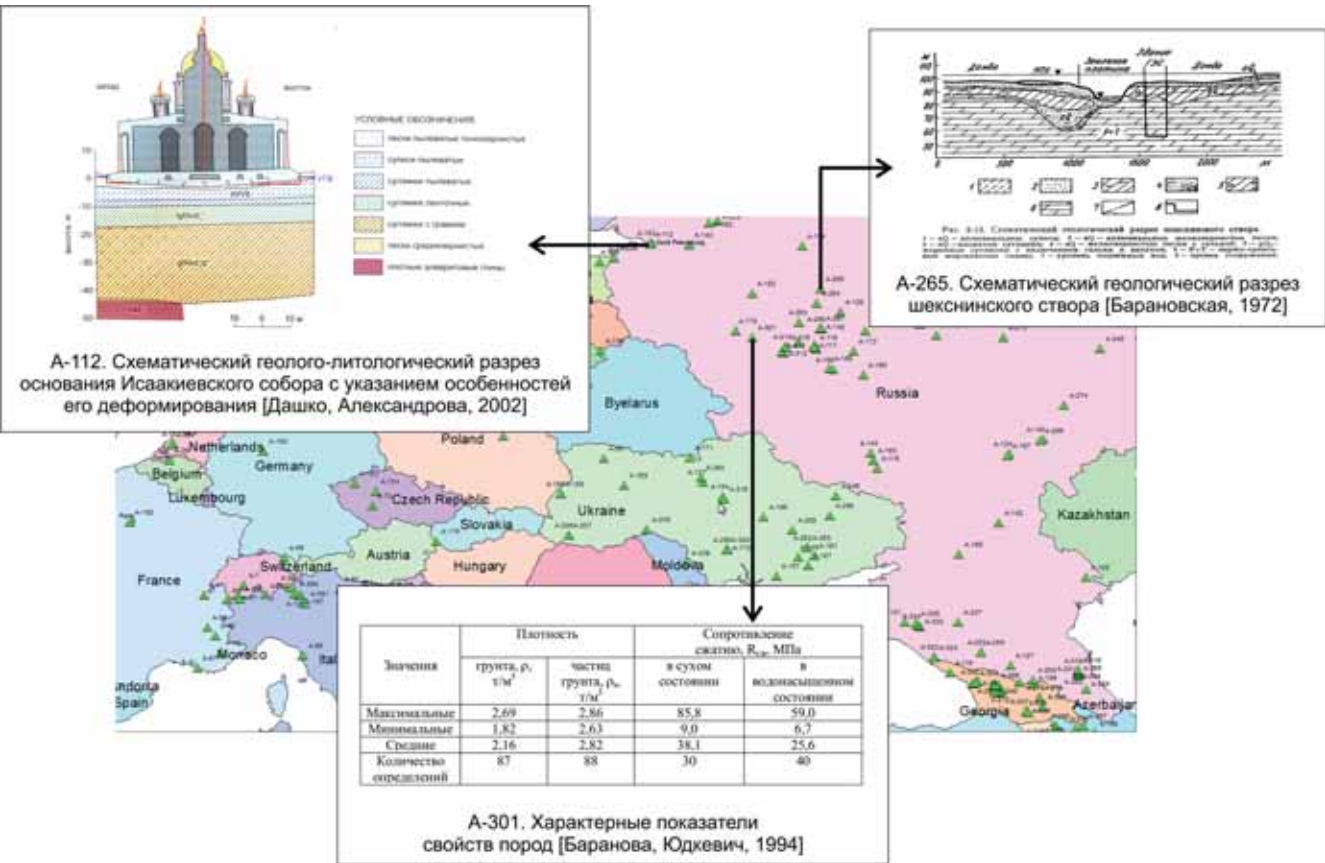


Рис. 3. Просмотр дополнительных файлов с помощью инструмента «Гиперссылка»

вязка проводилась по мозаике космических снимков, представленных на портале GoogleEarth, на которых рассматриваемые объекты хорошо различимы.

Слой линейных инженерных сооружений — слой инженерных объектов, которые в базовом масштабе карты выражаются линией, это протяженные магистральные каналы, трубопроводы, железные и автомобильные дороги. Линии также координатно привязаны, привязка проводилась по космическим снимкам и картам.

Для всех инженерных объектов собран фактический материал. На его основе каждому точечному и линейному объекту прописана атрибутивная информация. Для слоев точечных и линейных сооружений атрибутивная таблица имеет один и тот же вид и содержит следующие 12 полей: *Number* — номер объекта; *L_code* — уникальный номер типа сооружения (по классификатору); *Construction_class* — класс сооружения (по классификатору); *Construction_type* — тип сооружения (по классификатору); *Name* — собственное имя объекта (если есть), например, Исаакиевский собор, Панамский канал; *Formation* — формация (или формации) дочетвертичных пород, залегающая в основании сооружения (по классификатору); *Newest_deposits* — генетический комплекс (или комплексы) новейших отложений, залегающий в основании сооружения (по классификатору); *Soil_state* — состояние грунтов основания сооружения (по классификатору);

Process — геологические процессы и явления в пределах площадки изысканий, если они есть (по классификатору); *Complication* — фактор (факторы), вызвавший наибольшие осложнения, если есть (по классификатору); *Protection* — инженерная защита (по классификатору); *Source data* — источник данных.

Классификатор объектов для слоев точечных и линейных сооружений приведен в таблице. К каждому объекту, помимо атрибутивных данных, привязан набор *дополнительных файлов*, которые содержат текстовую и графическую (разрезы и карты) информацию. Возможно также добавление ссылки на сайт в интернете. В текстовых файлах содержатся следующие сведения: источник информации; местоположение инженерного объекта, его конструктивные особенности (в том числе обусловленные спецификой природных условий); виды выполненных инженерно-геологических работ; инженерно-геологические условия участка; осложняющие строительство природные факторы и способы их преодоления; мероприятия по инженерной защите (если она проводилась); в некоторых случаях разбор аварий и анализ их причин. Графические материалы, как правило, представляют собой инженерно-геологические разрезы площадок строительства, иногда некоторые поясняющие схемы, реже детальные карты района строительства. Вызов и просмотр дополнительных файлов осуществляется с помощью инструмента *Гиперссылка* (рис. 3).

Классификатор объектов для слоев «Точечные инженерные сооружения» и «Линейные инженерные сооружения»

| Construction_class | L_code | Construction_type | Formation | Newest_deposits | Soil_state | Process | Complication | Protection |
|--------------------|--------|--------------------------|----------------------------|--------------------------|--------------------|--|---|--------------------|
| наземное | 110 | здание | терригенная | морской | немерз- лое | оползни | поверхностные воды | нет |
| | 115 | комплекс зданий | терригенная угленосная | озерный | мерзлое | осыпи | грунты | есть |
| | 120 | исторический памятник | терригенно- карбонатная | аллювиальный | мерзлое и талое | обвалы | подземные воды | рекомен- дуется |
| | 125 | АЭС | карбонатная | озерно-аллюви- альный | | сели | тектонические нарушения | |
| | 130 | ГЭС | соленосная | ледниковый | | лавины | сейсмичность | |
| | 135 | ГАЭС | молассовая | водно-ледни- ковый | | речная эро- зия | ЭГП | |
| | 140 | мелиоративная система | флишевая | озерно-ледни- ковый | | овражная эрозия | горное давле- ние | |
| | 142 | водохранилище | метаморфиче- ская | ледово-морской | | абразия | погребенная долина | |
| | 143 | дамба | вулканогенно- осадочная | элювиальный | | переработка берегов водо- хранилищ | геокриологи- ческие особен- ности | |
| | 145 | канал | вулканогенная | эоловый | | карст | выбросы газа | |
| | 150 | железная дорога | интрузивная | субаэральный | | заболачива- ние | | |
| | 155 | автодорога | | коллювиальный | | засоление | | |
| | 160 | трубопровод | | пролювиаль- ный | | просадки в лессах | | |
| | 165 | ЛЭП | | болотный | | термоэрозия | | |
| | 170 | аэропорт | | техногенный | | термоабразия | | |
| | 175 | карьер | | | | пучение | | |
| | 180 | отвал | | | | термокарст | | |
| | 185 | хвостохрани- лище | | | | наледь | | |
| | 190 | ПБО | | | | курумы | | |
| подземное | 210 | здание | | | | солифлюкция | | |
| | 220 | шахта | | | | морозобой- ное растре- скивание | | |
| | 230 | скважина | | | | провалы | | |
| | 240 | тоннель | | | | плывуны | | |
| | 250 | метро | | | | оседание | | |
| | 255 | ГЭС | | | | поверхности | | |
| | 260 | трубопровод | | | | подтопление | | |
| | 270 | хранилище | | | | | | |
| надводное | 310 | здание | | | | | | |
| | 320 | мост | | | | | | |
| | 330 | акведук | | | | | | |
| | 340 | трубопровод | | | | | | |
| | 350 | портовое сооружение | | | | | | |
| | 360 | буровая платформа | | | | | | |
| подводное | 410 | трубопровод | | | | | | |
| | 420 | хранилище | | | | | | |

Использование ГИС. Опыт изысканий в рамках ГИС можно изучать на примере различных инженерных объектов, построенных в разных странах и в различных инженерно-геологических условиях. Информация об условиях строительства того или иного сооружения, которая содержится в слоях *Точечные инженерные сооружения* и *Линейные инженерные сооружения*, – локальные данные. Их можно рассмотреть в более широком пространственном аспекте, если наложить на другие слои ГИС. Это помогает делать различные обобщения и выявлять закономерности.

Приведем несколько примеров учебных заданий, которые можно выполнять при работе с ГИС:

1) определить, какие инженерно-геологические факторы обычно осложняют строительство железных дорог в орогенах с распространением многолетнемерзлых пород;

2) определить, какие мероприятия по инженерной защите исторических зданий от подтопления наиболее эффективны в пределах молодых платформ с распространением слабоувлажненных пород;

3) сравнить методы инженерной защиты объектов от оползней на морских побережьях в Китае и России;

4) какие инженерно-геологические факторы осложняют строительство туннелей в Восточной Африке;

5) сравнить опыт изысканий и строительства туннелей в карбонатных породах в разных странах;

6) как изменились в течение последних 50 лет методы инженерной защиты портовых сооружений от абразии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверкина Т.И., Правикова Н.В. О создании ГИС «Мировой опыт изысканий и строительства в пределах различных типов инженерно-геологических структур» // Инженерная геология. 2014. № 2. С. 64–68.

Аверкина Т.И., Правикова Н.В. Руководство для пользователей ГИС «Мировой опыт изысканий и строительства в различных инженерно-геологических условиях». М.: СамПринт, 2019. 59 с.

Антипов А.В., Майоров С.Г., Бударин В.Ю. и др. Система инженерно-геологического обоснования градостроительного проектирования при освоении подземного пространства города Москвы на основе применения ГИС-технологий // Инженерные изыскания для строительства: практика и опыт Мосгоргеотреста / Гл. ред. А.В. Антипов., В.И. Осипов. М.: Проспект, 2012. С. 206–228.

Баранова Т.Е., Юдкевич А.И. Плотина Зубцовского гидроузла на р. Вазузе // Геология и плотины. Т. 13. М.: Энергоатомиздат, 1994. С. 151–169.

Барановская Е.И. Иваньковская, Угличская и Рыбинская плотины на р. Волге // Геология и плотины. Т. 6. М.: Энергия, 1972. С. 33–54.

Геологическая карта мира. М.: ГУГК, 1982.

Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1:2 500 000, 2012 г. URL: http://vsegei.ru/ru/info/georesource/sv_maps.php (дата обращения: 10.05.2015).

Отдельный комплекс учебных задач связан с нахождением объектов-аналогов.

При выполнении заданий собранные в ГИС материалы можно компоновать разными способами в зависимости от поставленной задачи [Аверкина, Правикова, 2019]. Возможны и разные варианты создания выходной продукции на основе обработки или анализа данных. Например, обобщения можно выполнять с разной степенью детальности: 1) на основе атрибутивных данных; 2) на основе информации, изложенной в дополнительных файлах.

Заключение. В настоящее время почти каждая инженерно-геологическая организация имеет свою геоинформационную систему, которая содержит полную и детальную информацию об изучаемых объектах. Описанная в статье ГИС включает в основном краткие опубликованные данные, но при этом охватывает очень разнообразные инженерные сооружения и инженерно-геологические условия, опыт разных стран. Кроме того, в ней собран не только позитивный, но и негативный опыт, а такие знания для будущих специалистов особенно полезны. ГИС-технология позволяет быстро отбирать нужные данные, по-разному их компоновать, совмещать различные слои информации и т. д. Значительно упрощается процесс нахождения связей между различными факторами, а также определение главных и второстепенных факторов. ГИС-формат — оптимальная среда изучения опыта инженерно-геологических изысканий.

Благодарности. Работа выполнена с использованием материалов ЦКП «Геопортал» МГУ имени М.В. Ломоносова.

Дашко Р.Э., Александрова О.Ю. Инженерно-геологический и геоэкологический анализ причин деформаций Исаакиевского собора // Реконструкция городов и геотехническое строительство. 2002. № 5. С. 57–65.

Карта четвертичных отложений территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000, 2014 г. URL: <http://geo.historic.ru/geographic-atlas/map008.shtml> (дата обращения: 10.05.2015).

Отказы в геотехнике / Гл. ред. Э.И. Мулюков. Уфа: БашНИИСтрой, 1995. 186 с.

Alparslan E., Ince F., Erkan B. et al. A GIS model for settlement suitability regarding disaster mitigation, a case study in Bolu Turkey // Engineering Geol. 2008. Vol. 96, Iss. 3–4. P. 126–140.

Anderson J.G.C., Trigg C.F. Case-Histories in Engineering Geology. London: Elek Science. 1976.

Averkina T., Pravikova N., Kosevich N. Educational GIS-project World experience in site investigation and construction under different engineering-geological conditions // Proceed. of XII IAEG Congress Engineering Geology for Society and Territory. Vol. 7. Springer International Publ. Switzerland, 2014. P. 26–29.

Averkina T.I., Trofimov V.T. Types of engineering-geological structures of Russia // Moscow University Geol. Bull. 2016. Vol. 71, N 6. P. 373–384.

Dai F.C., Lee C.F., Zhang X.H. GIS-based geo-environmental evaluation for urban land-use planning: a case study // *Engineering Geol.* 2001. Vol. 61, Iss. 4. P. 257–271. URL: [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00028-X](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00028-X)

Entwisle D.C., Culshaw M.G., Hulbert A.G. et al. The Glasgow (Scotland) geotechnical GIS: a desk study tool // *Developments in engineering geology*. L., UK, Geol. Soc. of London. Engineering Geol. Spec. Publ. 2016. Vol. 27. P. 63–80. URL: <https://doi.org/10.1144/EGSP27.6>

Foster C., Pennington C.V.L., Culshaw M.G., Lawrie K. The national landslide database of Great Britain: development,

evolution and applications // *Environ Earth Sci.* 2011. URL: <https://doi.org/10.1007/s12665-011-1304-5>

Self S., Entwisle D., Northmore K. The structure and operation of the BGS National Geotechnical Properties Database. Ver. 2. Nottingham, UK, British Geol. Surv. 2012. 68 p. URL: <http://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/20815>

Trofimov V.T., Averkina T.I. Engineering-geological structures: hierarchy, types, and paragenetic series // *Moscow University Geol. Bull.* 1996. Vol. 51, N. 3. P. 11–20.

Статья поступила в редакцию 25.11.2021,
одобрена после рецензирования 08.06.2022,
принята к публикации 22.11.2022

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН

Н.Н. ЕРЕМИН — **зам. главного редактора**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН

А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент

И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания

А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция

М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор

М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор

Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)

М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США

Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор

А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США

А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук

Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор

С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук

В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент

В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Редактор **Р.Р. ГАБДУЛЛИН**

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 22.07.2022. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. 16,5. Тираж экз.

Изд. № 11997. 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»)