

Том 515, Номер 2

ISSN 2686-7397  
Апрель 2024

# ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА

— 1727 —

# СОДЕРЖАНИЕ

Том 515, номер 2, 2024

## ГЕОЛОГИЯ

Возрастные ограничения для заонежского горизонта людиковия и изотопного события шуньга в Онежской структуре: новые U–Pb данные для циркона из Кончезерского силла

*А. В. Степанова, член-корреспондент РАН А. В. Самсонов, А. А. Арзамасцев, А. Н. Ларионов, Ю. О. Ларионова* 179

Новые данные U/Pb-датирования меловых магматических пород Комсомольского рудного района (Среднее Приамурье)

*А. Ю. Лебедев, И. А. Александров, В. В. Ивин* 188

## ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Возраст раннего этапа формирования Ag–Bi–Cu–Ni–Co Хову-Аксынского месторождения (Республика Тыва): результаты U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований граната

*М. В. Стифеева, Е. Б. Сальникова, член-корреспондент РАН А. Б. Котов, А. В. Никифоров, Ю. В. Плоткина, Е. В. Толмачева* 196

## ГЕОХИМИЯ

Вулканиды позднепротерозойского Калгынского офиолитового массива (северо-восток Азии): новые геохимические и изотопные данные

*А. В. Ганелин, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов, М. В. Маскаев* 203

Рифтогенез в палеопротерозойской истории Онежской структуры: геохимия вулканогенно-осадочных пород Заонежской свиты

*Член-корреспондент РАН А. В. Самсонов, А. В. Степанова, М. Ю. Гущина, О. М. Силаева, К. Г. Ерофеева, В. В. Устинова, О. А. Максимов, Л. Р. Жданова* 210

Тихоокеанские воды в Восточно-Сибирском море: идентификация по характеристикам  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  и  $[\text{DIC}]$

*Член-корреспондент РАН Е. О. Дубинина, С. А. Коссова, А. А. Осадчиев, Ю. Н. Чижова, А. С. Авдеенко* 221

## ПЕТРОЛОГИЯ

Позднедевонские известково-щелочные высококалийевые фракционированные лейкограниты “Fergoan” I-типа (Рудный Алтай)

*Член-корреспондент РАН Н. Н. Крук, М. Л. Куйбида, Е. Н. Соколова, П. Д. Котлер, В. А. Яковлев* 229

Возраст, состав и петрогенетические механизмы формирования лейкогранитных интрузий Восточного Казахстана

*С. В. Хромых, П. Д. Котлер, член-корреспондент РАН Н. Н. Крук* 237

## МИНЕРАЛОГИЯ

Новый нетипичный случай железомарганцевой минерализации в Японском море

*О. Н. Колесник, А. А. Карабцов, В. Т. Съедин, А. Н. Колесник, Е. П. Терехов* 245

Особенности изоморфизма постшпинелевых фаз: результаты компьютерного моделирования состава включений в нижнемантийных алмазах

*В. В. Бучинский, Е. И. Марченко, А. В. Искрина, член-корреспондент РАН Н. Н. Еремин, А. В. Бобров* 252

---

## ГЕОДИНАМИКА

Западно-сибирский осадочный бассейн. Погружение коры вследствие уплотнения пород в ее нижней части в результате проградного метаморфизма

*Академик РАН Е. В. Артюшков, П. А. Чехович*

258

---

## ГЕОФИЗИКА

Геофизические эффекты, вызванные падением болида 02.09.2023 г. (Турция)

*А. А. Спивак, Ю. С. Рыбнов, С. А. Рябова, А. В. Тихонова*

274

---

## ОКЕАНОЛОГИЯ

Водный баланс Каспийского моря в эпоху максимума последнего оледенения и преиндустриальных условиях по данным экспериментов с моделью общей циркуляции моря INMIO-SICE

*П. А. Морозова, К. В. Ушаков, академик РАН В. А. Семенов, Е. М. Володин*

282

Долгопериодные тенденции изменения температуры вод в северной части Атлантического океана по данным океанских реанализов

*П. А. Сухонос, В. В. Иванов, Н. А. Дианский*

289

Анализ малакофауны, палиноспектров и условий седиментации в Таганрогском заливе Азовского моря

*Академик РАН Г. Г. Матишов, Е. П. Коваленко, К. В. Дюжова, В. В. Польшин*

296

---

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

Нейросетевой когнитивный анализ аккумуляции тяжелых металлов растениями бархатцы

*Я. В. Пухальский, Н. И. Воробьев, С. И. Лоскутов, М. А. Чукаева,  
В. Р. Сидорова, В. А. Матвеева*

304

---

---

# CONTENTS

---

---

Vol. 515, no. 2, 2024

---

---

## GEOLOGY

- Age Constraints for the Zaonega Formation of the Ludicovian Superhorizon and the Shunga Event in the Onega Basin: New U-Pb Zircon data for the Konchezero Sill  
*A. V. Stepanova, Corresponding Member of the RAS A. V. Samsonov, A. A. Arzamastsev, A. N. Larionov, Yu. O. Larionova* 179
- New Results of the U/Pb Dating of Cretaceous Igneous Rocks of the Komsomolsk Ore District (Middle Amur River Area)  
*A. Yu. Lebedev, I. A. Alexandrov, V. V. Ivin* 188
- 

## GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

- The Age of the Early Stage Formation of Ag-Bi-Cu-Ni-Co the Khovu-Aksyn deposit (Republic of Tyva): U-Pb (ID-TIMS) GeoChronological Studies of Garnet  
*M. V. Stifeeva, E. B. Salnikova, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov, A. V. Nikiforov, Yu. V. Plotkina, E. V. Tolmacheva* 196
- 

## GEOCHEMISTRY

- Volcanites of Neoproterozoic Ophiolites Kalgyn Massif (Northeast Asia): New Geochemical and Isotopic Data  
*A. V. Ganelin, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov, M. V. Maskaev* 203
- Rifting in the Paleoproterozoic Onega Basin: Geochemistry of Volcano-sedimentary Rocks of the Zaonega Formation  
*Corresponding member of the RAS A. V. Samsonov, A. V. Stepanova, M. Yu. Guschina, O. M. Silaeva, K. G. Erofeeva, V. V. Ustinova, O. A. Maksimov, L. R. Zhdanova* 210
- Pacific Waters in the East Siberian Sea: Identification by  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  and  $[\text{DIC}]$   
*Corresponding Member of the RAS E. O. Dubinina, S. A. Kossova, A. A. Osadchiv, Yu. N. Chizhova, A. S. Avdeenko* 221
- 

## PETROLOGY

- Late Devonian Calc-Alkaline High-K Fractionated "Ferroan" I-Type Leucogranites (Rudny Altai)  
*Corresponding Member of the RAS N. N. Kruk, M. L. Kuibida, E. N. Sokolova, P. D. Kotler, V. A. Yakovlev* 229
- Leucogranite Intrusions in Eastern Kazakhstan: Age, Composition and Mechanisms of Formation  
*S. V. Khromykh, P. D. Kotler, Corresponding Member of the RAS N. N. Kruk* 237
- 

## MINERALOGY

- A New Untypical Case of Ferromanganese Mineralization in the Sea of Japan  
*O. N. Kolesnik, A. A. Karabtsov, V. T. S"edin, A. N. Kolesnik, E. P. Terekhov* 245
- Features of Isomorphism of Post-Spinel Phases: Result of Computer Simulation of the Composition of Inclusions in Lower Mantle Diamonds  
*V. V. Buchinskiy, E. I. Marchenko, A. V. Iskrina, Corresponding Member of the RAS N. N. Eremin, A. V. Bobrov* 252

---

## GEODYNAMICS

West Siberian Sedimentary Basin. Crustal Subsidence Caused by Rock Contraction  
in its Lower Part due to Prograde Metamorphism

*Academician of the RAS E. V. Artyushkov, P. A. Chekhovich*

258

---

## GEOPHYSICS

Geophysical Effects Caused by the Bolide Fall on September 02, 2023 (Turkey)

*A. A. Spivak, Yu. S. Rybnov, S. A. Riabova, A. V. Tikhonova*

274

---

## OCEANOLOGY

Water Budget of the Caspian Sea by Numerical Experiments  
with Ocean Circulation Model INMIO-CICE in the Last Glacial Maximum  
and Pre-Industrial Period

*P. A. Morozova, K. V. Ushakov, Academician of the RAS V. A. Semenov, E. M. Volodin*

282

Long-Period Trends in Water Temperature Changes in the Northern Part  
of the Atlantic Ocean from Ocean Reanalysis Data

*P. A. Sukhonos, V. V. Ivanov, N. A. Diansky*

289

Analysis of Fauna of Mollusks, Pollen Assemblages and Sedimentary Environments  
in the Taganrog Bay of the Sea of Azov

*Academician of the RAS G. G. Matishov, E. P. Kovalenko, K. V. Dyuzhova, V. V. Polshin*

296

---

## GEOECOLOGY

Neural Network Cognitive Analysis of Accumulation Metals by Marigold

*J. V. Pukhalsky, N. I. Vorob'yov, S. I. Loskutov, M. A. Chukaeva, V. R. Sidorova, V. A. Matveeva*

304

---

---

УДК 550.93

## ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ДЛЯ ЗАОНЕЖСКОГО ГОРИЗОНТА ЛЮДИКОВИЯ И ИЗОТОПНОГО СОБЫТИЯ ШУНЬГА В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ: НОВЫЕ U–Pb ДАННЫЕ ДЛЯ ЦИРКОНА ИЗ КОНЧЕЗЕРСКОГО СИЛЛА

© 2024 г. А. В. Степанова<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН А. В. Самсонов<sup>1,2</sup>, А. А. Арзамасцев<sup>3</sup>  
А. Н. Ларионов<sup>4</sup>, Ю. О. Ларионова<sup>1,2</sup>

Поступило 29.11.2023 г.

После доработки 30.11.2023 г.

Принято к публикации 01.12.2023 г.

Новые U–Pb-данные для циркона из Кончезерского силла надежно определяют возраст формирования суйсарского горизонта людиковия и предел максимального возраста вулканогенно-осадочных комплексов заонежской свиты с изотопно-легким углеродом и изотопного события Шуньга.

*Ключевые слова:* палеопротерозой, Онежская структура, событие Шуньга, циркон

DOI: 10.31857/S2686739724040019

Палеопротерозой – время, когда на Земле активно менялись насыщение атмосферы кислородом и изотопный состав C, S, Sr в океанах, описываемые исследователями как изотопные экскурсии и зафиксированные в осадочных разрезах [1, 2]. Одно из важнейших событий в палеопротерозойской истории развития Фенноскандинавского щита – формирование первых в истории Земли обогащенных органическим углеродом осадочных толщ, включая высокоуглеродистые породы (шунгиты) с аномально низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , по которым было выделено событие Шуньга [2]. В пределах Онежской палеопротерозойской структуры углеродсодержащие вулканогенно-осадочные породы выделены в самостоятельный заонежский горизонт (рис. 1) людиковийского (2.1–1.92 млрд лет) надгоризонта [3].

Заонежский горизонт имеет четкие геолого-стратиграфические границы, но они ненадежно обоснованы геохронологически [3]. Возраст шунгитов 2050 млн лет, определенный Re–Os

методом [4], интерпретируется как время осадконакопления, но он, в пределах погрешности, перекрывается с возрастом подстилающих доломитов онежского горизонта ятулийского надгоризонта ( $2090 \pm 70$  млн лет, Pb–Pb изохрона [5]). Верхняя граница заонежского горизонта с перекрывающимися вулканогенными комплексами суйсарского горизонта является границей двух крупных стратиграфических подразделений палеопротерозоя и определяет минимальное возрастное ограничение события Шуньга. Точный возраст этой границы не известен, однако принято считать, что он совпадает со временем формирования лав суйсарского магматического комплекса [6]. Переход от углеродсодержащих вулканогенно-осадочных толщ заонежского горизонта к перекрывающему суйсарскому горизонту характеризуется не только резкой сменой обстановок осадконакопления, но также резкой сменой характера магматизма, выделенного в суйсарский магматический комплекс [3, 6]. Среди образований магматического комплекса выделяется Кончезерский габбро-перидотитовый дифференцированный силл, фактически являющийся маркером, определяющим время завершения осадкообразования углеродистых толщ с аномальными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ . Возраст кристаллизации пород Кончезерского силла, комагматического пикробазальтам и базальтам суйсарского горизонта [6, 7], ранее был определен с помощью комплекса изохронных методов: Sm–Nd, Pb–Pb и Re–Os [7, 8]. Полученные разными методами

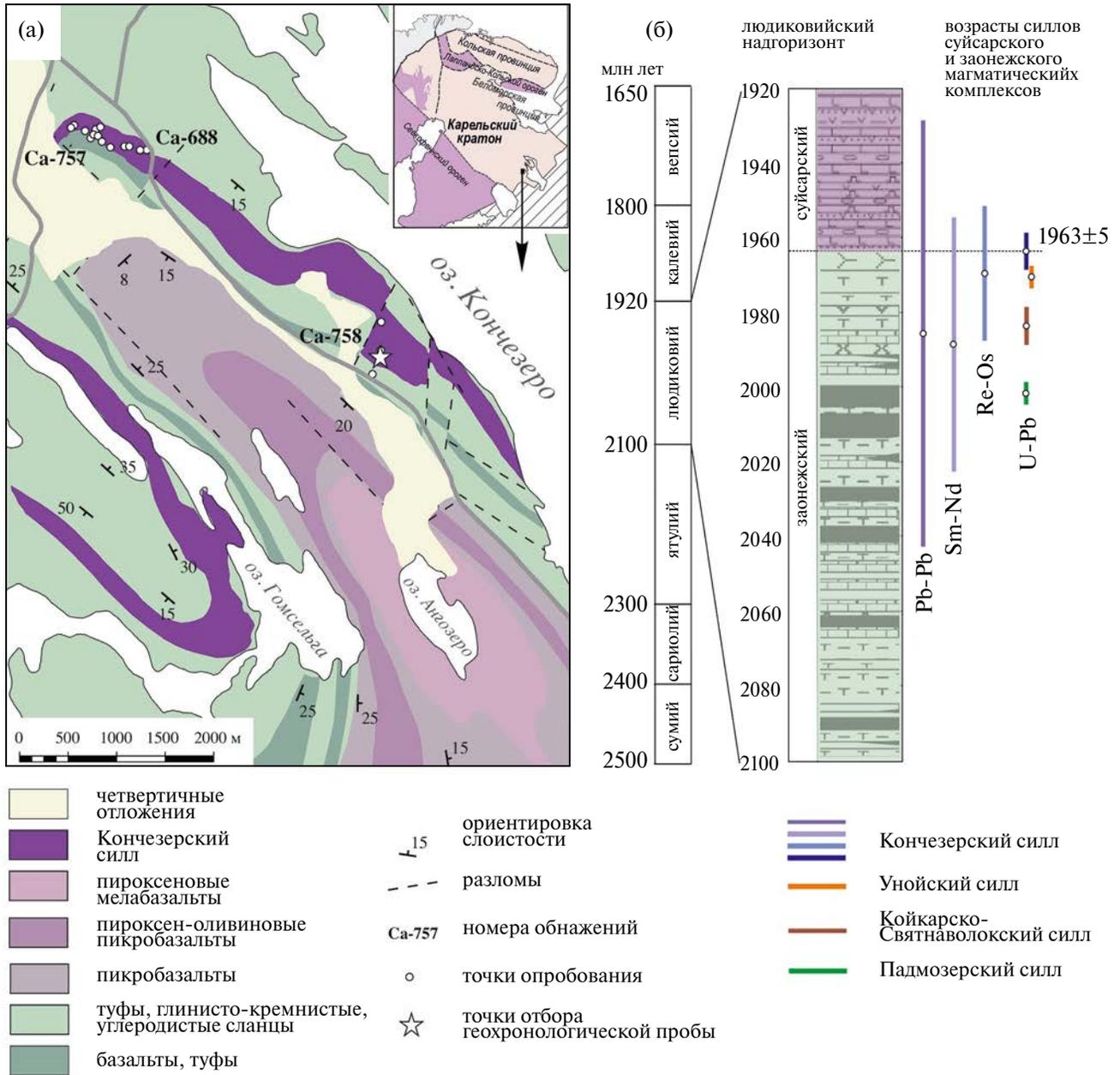
<sup>1</sup>Институт геологии Карельского научного центра Российской Академии наук, Петрозаводск, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: stepanov@krc.karelia.ru



**Рис. 1.** (а) Схема геологического строения района оз. Кончезеро (по [6], с изменениями). На врезке схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита; (б) положение суйсарского и заонежского горизонтов в региональной стратиграфической шкале [3]. Изотопные возрасты пород суйсарского и заонежского магматического комплексов: Кончезерский силл –  $1988 \pm 34$  млн лет (Sm–Nd),  $1985 \pm 57$  млн лет (Pb–Pb),  $1969 \pm 18$  млн лет (Re–Os), минеральные изохроны [8], Унойский силл –  $1970 \pm 3$  млн лет, U–Pb ID-TIMS, бадделейт [17], Койкарско-Святнаволоцкий силл –  $1983 \pm 5$  млн лет, U–Pb, SIMS (SHRIMP-II), циркон [18], Падмозерский силл –  $2000 \pm 4$  млн лет, U–Pb ID-TIMS, бадделейт [19].

результаты укладываются во временной интервал 1969–1986 млн лет, перекрывающийся в пределах погрешности измерений разных методов [8]. Этот временной интервал сопоставим с продолжительностью всего людиковийского основного магматизма (рис. 1). Столь размытые временные рамки

формирования Кончезерского силла потребовали более точных определений возраста кристаллизации пород.

Кончезерский силл – единственный известный к настоящему времени интрузив в составе суйсарского комплекса, сохранивший полный

разрез, зоны закалки, первичные магматические оливин, клинопироксен и хромит. Вмещающими для Кончезерского силла породами являются магматические и осадочные комплексы заонежского горизонта (рис. 1). Силл дифференцирован от перидотитов до габбро, при этом для кумулятивных ультраосновных пород в нижней части его разреза характерны более высокая степень сохранности по сравнению с габброидами верхней части тела. Габброиды Кончезерского силла, как и другие интрузивные базиты людиковия, метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллеитовой фации. Они сохранили первичный клинопироксен, но полностью утратили плагиоклаз и титаномагнетит, замещенные пренитом, альбитом и лейкоксеном.

Нами были изучены два разреза в северной и центральной частях Кончезерского силла. Петрографические исследования проводились в прозрачно-полированных шлифах с помощью оптического поляризационного микроскопа и растрового электронного микроскопа TESCAN Vega II LSH с приставкой для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа "Inca Energy-350" в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Анализ состава минералов проводился на напыленных углеродом открытых полированных шлифах. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов.

Содержание петрогенных элементов определялось на спектрометре последовательного действия PW-2400 (PhilipsAnalytical B.V.) в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на Agilent 7900 в ИГ КарНЦ РАН по стандартной методике [9]. Разложение образцов проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Точность результатов контролировалась путем измерения стандартных образцов ВНВО-2 и СГД-2а. Sm-Nd изотопный анализ выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по стандартной методике [10].

Выделение циркона проводилось по стандартной методике в тяжелых жидкостях в лаборатории анализа вещества ИГЕМ РАН. U-Pb анализ циркона проводился на ионном

микронзонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [11, 12]. Зерна циркона, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 и Темога в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались  $\sim 100 \text{ \AA}$  слоем 99.999% золота. Внутренняя структура циркона изучалась средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 с использованием констант распада [13]. Поправка на нерадиоγενный свинец вводилась по модели [14] по измеренному отношению  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Зоны закалки в северной части тела характеризуются наличием вкрапленников серпентинизированного оливина и зонального авгита. Для авгита в зоне закалки характерно наличие прямой (с падением XMg от 0.82 в центре зерна до 0.65 в краевой части), обратной, выраженной в наличии низко-Mg (XMg = 0.72) ядер в кристаллах с XMg = 0.82–0.80 и осцилляторной зональности. Такие особенности состава типичны для клинопироксенов суйсарских лав и отражают сложную эволюцию расплавов, предшествовавшую их кристаллизации *in situ* [15]. Для кумулятивных пород нижней части тела, сложенных оливином (Fo<sub>80–82</sub>), авгитом (XMg = 0.85–0.88) и хромитом, характерны высокие содержания MgO (до 33 мас. %), Cr (до 2200 ppm), Ni (до 1670 ppm). Габброиды верхней части интрузива обычно содержат значительно меньше магния и совместимых элементов, при более высоких содержаниях несовместимых с базальтовым расплавом литофильных элементов (рис. 2, табл. 1). Одной из ключевых геохимических особенностей пород Кончезерского силла является принадлежность к геохимическому OIB-типу – для них типично сочетание высоких содержаний Mg и Ti, обогащение высокозарядными элементами (Nb/Nb\* до 1.77) и дифференцированный характер распределения REE (рис. 2). Ярко выраженная деплетированность тяжелых REE ( $[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 2.1–2.4$ ) свидетельствует о формировании исходных расплавов в равновесии с гранатом, а положительные значения  $e\text{Nd} = +2.4 – +3.3$  свидетельствуют о крайне низкой коровой контаминации при формировании пород. Эти характеристики типичны для суйсарских лав [16] и контрастно отличают породы Кончезерского силла от вмещающих его пород заонежского магматического комплекса (табл. 2), характеризующегося меньшими содержаниями

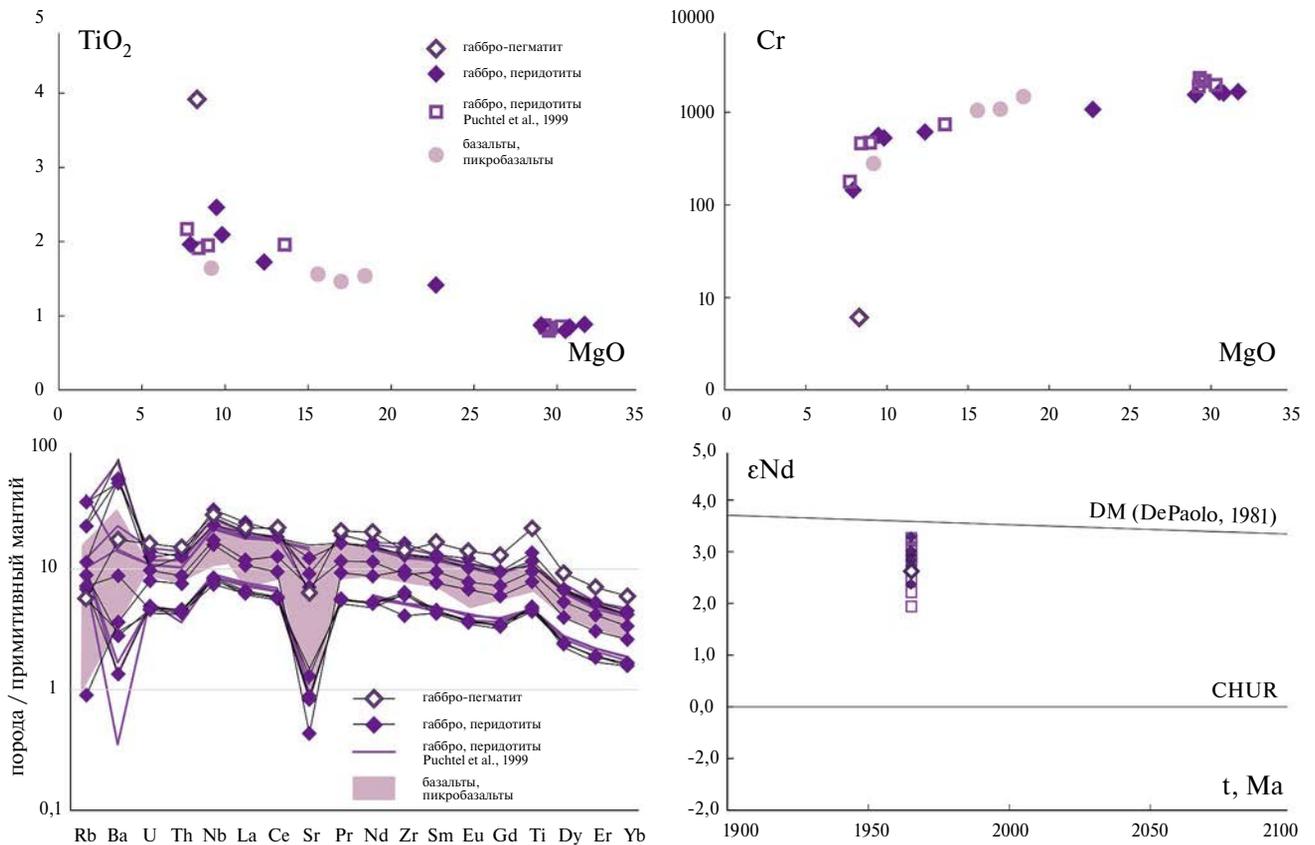


Рис. 2. Вариации содержаний главных, рассеянных элементов в породах и изотопный состав Nd в валовых пробах пород Кончезерского силла, базальтах и пикробазальтах суйсарского горизонта. С использованием данных [7, 20].

$MgO$  ( $< 8.2$  мас. %), деплетированностью высокозарядных элементов ( $Nb/Nb^* = 0.71-0.86$ ) и слабо дифференцированным распределением REE ( $[Gd/Yb]_n = 1.3-1.4$ ) (табл. 1, обр. Ca-689–8).

В центральной части силла (рис. 1) на значительной площади обнажены ультраосновные породы и габброиды с умеренными содержаниями  $MgO$  (7.9 мас. %) и высокими  $TiO_2$  (до 3.7 мас. %). Породы обогащены высокозарядными элементами ( $Nb/Nb^* = 1.55$ ), деплетированы HREE ( $[Gd/Yb]_n = 2.2$ ) и характеризуются значениями  $\epsilon Nd = +2.6$ , то есть представляют поздние дифференциаты высокомагнезиальных магм, типичных для базитов суйсарского магматического комплекса (рис. 2). В пегматоидных метагаббро в центральной части тела циркон формирует удлиненно-призматические зерна хорошей сохранности размером до 500 мкм в длину (рис. 3). Выделенный из пробы Ca-758–2 циркон представлен удлиненно-призматическими зернами и их обломками. Для зерен характерно наличие вытянутых вдоль длинной оси кристалла

включений биотита и амфибола, а также наличие зон метамиктизации вдоль трещин и в краевых частях зерен (рис. 3). Морфология зерен, положение циркона в породе, содержания в нем U и Th (табл. 2) указывают на его кристаллизацию из расплава.

U–Th–Pb анализ (SIMS SHRIMP-II) выполнен в 19 зернах циркона. Для семи аналитических точек U–Pb результаты имеют дискордантность менее 2%, две точки имеют слабую обратную дискордантность, шесть результатов дискордантны на 3–6% (табл. 2, рис. 3) Конкордантное значение возраста составляет  $1963 \pm 6$  млн лет. Верхнее пересечение дискордии соответствует возрасту  $1964 \pm 6$  млн лет (рис. 3).

В пределах погрешности полученный возраст совпадает с оценками, полученными ранее Sm–Nd, Re–Os, Pb–Pb изохронными методами; наиболее близким к полученному U–Pb возрасту циркона ( $1963 \pm 6$  млн лет) является Re–Os возраст ( $1969 \pm 18$  млн лет [8]) (рис. 1, 3).

Таблица 1. Химический состав пород

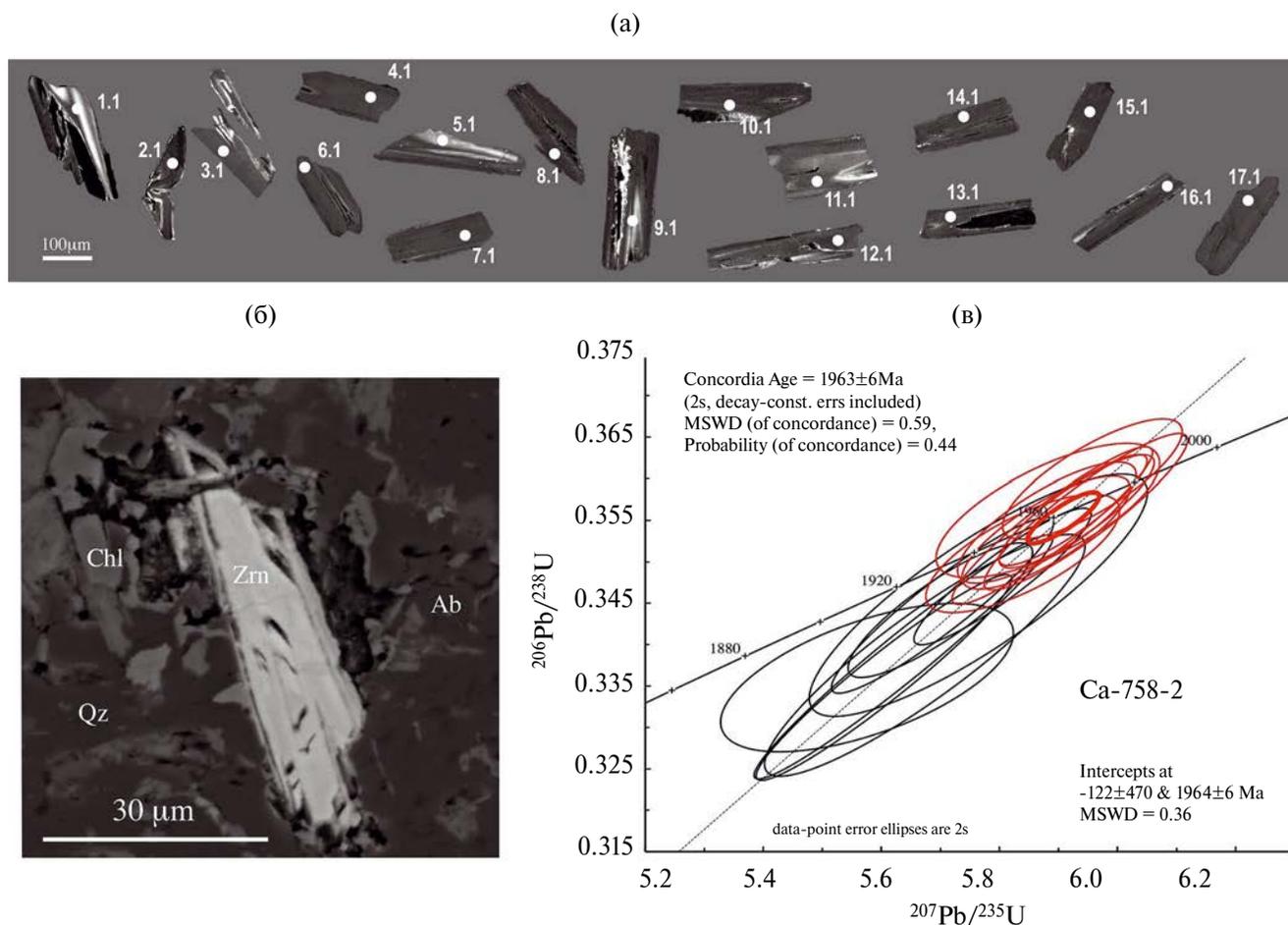
	Ca-757-1	Ca-757-2	Ca-688-6	Ca-688-7	Ca-688-8	Ca-688-4	Ca-688-5	Ca-758-3	Ca-758-2	Ca-688-1	Ca-688-9
SiO <sub>2</sub>	47.12	39.69	40.24	38.45	39.60	47.96	48.23	47.34	44.21	46.94	47.06
TiO <sub>2</sub>	1.66	0.73	0.80	0.80	0.77	2.33	1.89	2.01	3.71	1.85	1.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.08	4.16	4.76	3.95	4.22	12.63	15.06	10.96	12.75	12.88	13.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.54	12.83	12.17	13.33	12.51	13.02	10.34	11.92	13.23	14.18	12.74
MnO	0.176	0.178	0.179	0.188	0.177	0.25	0.174	0.19	0.243	0.16	0.176
MgO	11.90	27.72	26.49	28.58	27.98	8.98	7.63	9.44	7.93	9.98	7.82
CaO	9.57	5.34	6.35	4.68	5.41	5.00	7.40	10.55	8.58	5.18	9.39
Na <sub>2</sub> O	2.20	0.07	0.10	0.10	0.08	3.82	4.38	2.44	3.33	3.64	3.67
K <sub>2</sub> O	0.86	0.06	0.05	0.09	0.10	0.45	0.95	0.94	0.24	0.21	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.08	0.08	0.08	0.08	0.24	0.22	0.23	0.29	0.19	0.12
п.п.п.	3.46	8.47	8.18	9.09	8.43	4.93	3.45	3.71	5.06	4.44	3.46
Сумма	99.73	99.33	99.40	99.34	99.36	99.61	99.72	99.73	99.57	99.65	99.26
Li	37.2	6.97	12.0	6.06	4.51	38.5	45.8	23.8	31.3	46.2	25.2
Be	0.92	0.37	0.41	0.31	0.34	1.36	0.806	1.28	1.33	1.35	0.36
Sc	29.5	19.1	21.8	18.5	19.7	31.1	32.8	33.5	32.3	30.2	35.8
V	257	100	89.1	87.8	84.6	379	327	323	744	257	267
Cr	607	1639	1546	1672	1618	562	145	521	6.06	722	146
Co	53.5	90.2	87.6	94.8	91.4	48.8	35.5	43.6	44.6	61.1	61.0
Ni	327	1199	1146	1284	1249	264	131	197	72.3	475	111
Cu	67.2	61.8	42.3	62.3	67.6	121	79.1	95	121	30.1	417
Zn	84.2	71.5	67.0	71.9	66.7	161	88.4	83.6	89.1	128	59.2
Ga	13.1	5.60	4.88	4.15	4.46	18.3	19.9	15.5	20.4	17.4	15.0
Rb	12.1	3.86	3.64	3.00	4.76	6.08	12.9	19	3.02	3.09	3.57
Sr	129	16.1	15.1	27.2	23.5	166	286	224	115	83.8	348
Y	14.6	6.51	7.09	6.32	6.91	20.3	19.4	18.4	26.5	19.2	18.9
Zr	86.7	39.7	39.6	38.2	40.6	132	120	125	138	150	67.4
Nb	10.7	4.60	5.02	5.09	5.22	19.1	16.5	14.2	17.3	20.2	5.67
Ba	334	53.0	8.12	18.2	16.9	338	490	310	106	62.0	110
La	7.31	3.84	3.93	3.75	4.05	14.9	12.4	12.2	13.3	16.6	6.00
Ce	20.3	9.36	9.12	8.80	9.42	32.7	28.8	29.4	34.9	40.9	14.9
Pr	2.80	1.34	1.33	1.24	1.37	4.62	3.95	3.96	5.00	5.33	2.09
Nd	13.6	6.30	6.15	5.67	6.17	19.7	17.8	18.5	23.8	20.7	9.62
Sm	3.65	1.66	1.75	1.64	1.76	5.05	4.79	4.72	6.36	4.88	2.91
Eu	1.13	0.54	0.54	0.51	0.52	1.78	1.61	1.49	2.05	1.51	1.03
Gd	3.71	1.71	1.76	1.63	1.77	4.87	4.92	4.82	6.62	4.76	3.18
Tb	0.60	0.27	0.28	0.27	0.27	0.77	0.74	0.74	1.03	0.718	0.58
Dy	3.39	1.54	1.56	1.42	1.52	4.32	4.11	4.25	5.89	4.04	3.53
Ho	0.620	0.282	0.296	0.266	0.295	0.87	0.766	0.79	1.09	0.792	0.764
Er	1.72	0.786	0.768	0.704	0.787	2.20	2.08	2.14	2.92	2.03	2.20
Tm	0.220	0.107	0.109	0.103	0.105	0.30	0.287	0.284	0.381	0.271	0.313
Yb	1.39	0.652	0.691	0.647	0.683	1.86	1.74	1.73	2.46	1.79	2.19
Lu	0.212	0.097	0.104	0.082	0.100	0.25	0.260	0.256	0.352	0.252	0.314
Hf	2.50	1.17	1.16	1.09	1.13	3.43	3.08	3.14	3.93	3.78	1.89
Pb	1.76	0.970	1.08	0.600	0.851	2.72	0.933	1.65	1.34	1.76	12.06
Th	0.714	0.350	0.37	0.341	0.376	1.09	1.03	1.03	1.22	2.89	0.958
U	0.197	0.093	0.100	0.087	0.094	0.26	0.204	0.283	0.327	0.497	0.222

Примечание. Кончезерский силл: Ca-757-1 – тонкозернистый (О1)-Срх порфирит зоны закалки; Ca-757-2, Ca-688-6, Ca-688-7, Ca-688-8 – серпентинизированные О1-Срх и О1 кумулаты; Ca-688-4, Ca-688-5, Ca-758-3 – метадолериты; Ca-758-2 – габбро-пегматит. Вмещающие породы: Ca-688-1 – туффит; Ca-688-9 – тонкозернистый метабазит.

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона

ТОЧКА АНАЛИЗА	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	Discordant, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	err corr				
1.1	0.05	141	127	43.1	0.93	1964	16	1953	17	Ca-758-2	-0.7	2.81	0.9	0.120	0.93	5.88	1.3	0.356	0.9	0.71
2.1	0.05	270	597	83.6	2.28	1982	14	1957	11	-1.5	2.78	0.8	0.120	0.64	5.96	1.0	0.360	0.8	0.79	
3.1	0.05	659	1636	191.8	2.56	1879	29	1968	8	5.2	2.95	1.8	0.121	0.44	5.64	1.8	0.339	1.8	0.97	
4.1	0.03	496	801	151.5	1.67	1963	18	1973	9	0.6	2.81	1.1	0.121	0.48	5.95	1.2	0.356	1.1	0.91	
5.1	0.07	181	188	52.6	1.07	1880	29	1978	15	5.7	2.95	1.8	0.121	0.84	5.67	2.0	0.339	1.8	0.90	
6.1	0.06	648	1442	187.2	2.30	1868	24	1970	8	6.0	2.98	1.5	0.121	0.45	5.60	1.6	0.336	1.5	0.96	
7.1	0.06	637	1190	193.9	1.93	1955	18	1964	8	0.5	2.82	1.1	0.121	0.43	5.89	1.2	0.354	1.1	0.93	
8.1	0.00	626	1205	187.2	1.99	1926	16	1970	8	2.6	2.87	1.0	0.121	0.42	5.81	1.1	0.348	1.0	0.92	
9.1	0.19	75	64	21.8	0.88	1867	18	1961	26	5.5	2.98	1.1	0.120	1.45	5.58	1.8	0.336	1.1	0.60	
10.1	0.00	679	1191	207.6	1.81	1963	13	1968	8	0.3	2.81	0.8	0.121	0.46	5.93	0.9	0.356	0.8	0.86	
11.1	0.12	138	143	41.1	1.07	1915	29	1969	19	3.1	2.89	1.7	0.121	1.07	5.76	2.0	0.346	1.7	0.85	
12.1	0.06	414	655	125.9	1.63	1951	13	1965	11	0.8	2.83	0.8	0.121	0.60	5.88	1.0	0.354	0.8	0.79	
13.1	-0.10	240	249	72.5	1.07	1939	14	1966	14	1.6	2.85	0.8	0.121	0.79	5.84	1.1	0.351	0.8	0.73	
14.1	0.04	625	1482	185.0	2.45	1909	21	1956	9	2.8	2.90	1.3	0.120	0.48	5.70	1.3	0.345	1.3	0.93	
15.1	0.01	854	2801	261.4	3.39	1964	13	1965	7	0.1	2.81	0.8	0.121	0.40	5.92	0.9	0.356	0.8	0.89	
16.1	-0.04	351	428	106.8	1.26	1957	14	1960	11	0.2	2.82	0.8	0.120	0.64	5.88	1.1	0.355	0.8	0.80	
17.1	0.01	436	621	128.9	1.47	1907	16	1958	10	3.0	2.91	1.0	0.120	0.57	5.70	1.1	0.344	1.0	0.86	

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют номерам на рис. 3а. Ошибки возраста для доверительного интервала  $1\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта ( $1\sigma$ ) – 0.35%. Коррекция на  $\text{Pb}_c$  по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .  $D_c$ , % – дискордантность, err corr – коэффициент корреляции ошибок.



**Рис. 3.** (а) катодлюминесцентные изображения цирконов, выделенных из габбро-пегматитов Кончезерского силла, обр. Ca-758-2, номера точек соответствуют номерам в таблице 2; (б) микрофотографии циркона в шлифе Ca-758-2, изображение в обратно-отраженных электронах; (в) положение аналитических точек цирконов из пробы Ca-758-2 на диаграмме с конкордией.

**Таблица 3.** Изотопный состав Nd в валовых пробах базитов Кончезерского силла

	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	$\Sigma\text{Nd}_{1965}$
Ca-689-1	2.7	10.5	0.15528	0.512252	0.000006	2.9
Ca-689-3	1.6	6.2	0.15535	0.512248	0.000007	2.8
Ca-688-4	6.0	22.8	0.15955	0.512325	0.000006	3.3
Ca-688-6	1.5	6.0	0.15514	0.512255	0.000006	3.0
Ca-757-1	4.0	15.2	0.15983	0.512282	0.000007	2.4
Ca-758-2	6.4	24.5	0.15755	0.512267	0.000006	2.6
Ca-758-3	4.7	18.9	0.14954	0.512167	0.000005	2.7

Таким образом, оценка U-Pb возраста циркона из метагаббро Кончезерского силла определяет возраст кристаллизации расплавов и, с учетом дифференцированного характера силла – от пикробазальтов до габбро, этот возраст может быть распространен на весь комплементарный ряд пород суйсарского магматического комплекса.

Кроме того, полученные данные определяют возрастное положение границы заонежского и суйсарского горизонтов людиковийского надгоризонта на рубеже  $1963 \pm 6$  млн лет. Этот результат, являющийся максимальным ограничением возраста заонежского горизонта, определяет и возрастное ограничение для события Шуньга как

времени накопления осадочных пород с низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  в Онежском палеобассейне. Предполагаемый глобальный характер события Шуньга [1, 2] позволяет рассматривать полученный возраст как максимальное возрастное ограничение этой палеопротерозойской изотопной экскурсии.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 23-17-00260.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bekker A., Holland H.D., Wang P.L., Rumble D., Stein H.J., Hannah J.L., Coetsee L.L., Beukes N.J. Dating the rise of atmospheric oxygen // *Nature*. 2004. V. 427. No. 6970. P. 117–120.
2. Melezhik V.A., Fallick A.E., Brasier A.T., Lepland A. Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: A spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shungite events // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 147. P. 65–98.
3. Онежская палеопротерозойская структура под ред. Л.В. Глушанина, Н.В. Шарова, В.В. Щипцова, Петрозаводск., 2011. 433 с.
4. Hannah J.L., Stein H.J., Zimmerman A., Yang G., Melezhik V.A., Filippov M.M., Turgeon S.G., Creaser R.A. Re-Os geochronology of shungite: A 2.05 Ga fossil oil field in Karelia // *Goldschmidt Conference Abstracts*. 2008. A351.
5. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М., Гороховский Б.М. Рb-Rb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.
6. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Писаревский С.А., Пухтель И.С., Соколов С.Я. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) // *Петрозаводск. Карельский научный центр РАН*, 1999. 96 с.
7. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kröner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., Garbe-Schönberg C.D., Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. V. 130. No. 2. P. 134–153.
8. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re – Os mineral isochron and Pb – Nd – Os isotope systematics of a mafic – ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 170. P. 447–461.
9. Светов С.А., Степанова А.В., Бурдюх С.В., Парамонов А.С., Утицина В.Л., Эхова М.В., Теслюк И.А., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Кобышев А.А. Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2023. № 2. С. 73–86.
10. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные) // *Петрология*. 2007. № 6. С. 571–593.
11. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geological Society, London, Memoirs*. 2004. V. 30. No. 1. P. 69–74.
12. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1–35.
13. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 36. P. 359–362.
14. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26 No. 2. P. 207–221.
15. Svetov S.A., Chazhengina S.Y., Stepanova A.V. Geochemistry and Texture of Clinopyroxene Phenocrysts from Paleoproterozoic Picrobasalts, Karelian Craton, Fennoscandian Shield: Records of Magma Mixing Processes // *Minerals*. 2020. V. 10. 434.
16. Chazhengina S.Y., Stepanova A.V., Ustinova V.V., Svetov S.A. Amorphous carbonaceous material in Paleoproterozoic pillow lavas (Onega Basin, NW Russia): Origin, source and migration // *Lithos*. 2023. V. 460–461. P. 107373.
17. Lubnina N.V., Stepanova A.V., Ernst R.E., Nilsson M., Söderlund U. New U–Pb baddeleyite age, and AMS and paleomagnetic data for dolerites in the Lake Onega region belonging to the 1.98–1.95 Ga regional Pechenga–Onega Large Igneous Province // *GFF*. 2016. V. 138. No. 1. P. 54–78.
18. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические

- данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. С. 49–68.
19. Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Суханова М.А., Устинова В.В. Основной магматизм 2.0 млрд лет в Онежской структуре Фенноскандинавского щита: первые результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования бадделита 2022. // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии С. 148–149.
20. Светов С.А., Голубев А.И., Степанова А.В., Куликов В.С. Палеопротерозойские вулканоплутонические комплексы Онежской структуры // Путеводитель геологических экскурсий XII Всероссийского петрографического совещания. 2016. С. 28–54.

## AGE CONSTRAINTS FOR THE ZAONEGA FORMATION OF THE LUDICOVIAN SUPERHORIZON AND THE SHUNGA EVENT IN THE ONEGA BASIN: NEW U-PB ZIRCON DATA FOR THE KONCHEZERO SILL

A. V. Stepanova<sup>a,#</sup>, Corresponding Member of the RAS A. V. Samsonov<sup>a,b</sup>,  
A. A. Arzamastsev<sup>c</sup>, A. N. Larionov<sup>d</sup>, Yu. O. Larionova<sup>a,b</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia*

<sup>b</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry  
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

<sup>d</sup>*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

<sup>#</sup>*E-mail: stepanov@krc.karelia.ru*

New U-Pb data for zircon in the Konchezersky Sill provide robust age constraints for the Suisari Fm in the Onega Basin and constrain the maximum age limit for the sedimentary successions of the Zaonega Fm and the Shunga isotope event.

*Keywords:* Paleoproterozoic, Onega basin, Shunga event, zircon

УДК 553

## НОВЫЕ ДАННЫЕ U/Pb-ДАТИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (СРЕДНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

© 2024 г. А. Ю. Лебедев\*, И. А. Александров, В. В. Ивин

Представлено академиком РАН А.И. Ханчуком 04.12.2023

Поступило 05.12.2023 г.

После доработки 28.12.2023 г.

Принято к публикации 29.12.2023 г.

Комсомольский оловорудный район расположен в районе Мяочанского хребта в Среднем Приамурье (Хабаровский край) в пределах Баджальского аккреционного террейна Сихотэ-Алинского орогенного пояса. В работе представлены новые результаты U/Pb-датирования по циркону тоналита мяочанского комплекса Силинского интрузивного массива ( $99.7 \pm 1.1$  млн лет) и риолитов нижней части холдаминской свиты ( $98.4 \pm 1.0$  и  $98.7 \pm 1.2$  млн лет) из северо-восточной части Комсомольского района. Геохимические характеристики изученных пород показывают, что гранитоиды мяочанского комплекса относятся к породам I-типа, а синхронные риолиты холдаминской свиты отличаются высокими значениями глиноземистости и соответствуют породам S-типа. Новые данные о составе и раннесеноманском возрасте пород позволяют рассматривать рудно-магматическую систему Комсомольского рудного района как часть выделенной ранее альб-сеноманской магматической провинции Тихоокеанской Азии.

*Ключевые слова:* Комсомольский рудный район, Сихотэ-Алинский орогенный пояс, Баджальский террейн, магматические породы, U/Pb-датирование циркона, сеноман

DOI: 10.31857/S2686739724040025

Комсомольский оловорудный район расположен в районе Мяочанского хребта в Среднем Приамурье (Хабаровский край) в пределах Баджальского аккреционного террейна Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Основные террейны составляют юрские терригенные отложения с глыбами пермь-триасовых пород океанической плиты (известняки, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, базальты). В пределах Комсомольского района распространены меловые магматические породы, которые относят к Мяо-Чанской вулканической зоне Хингано-Охотского ареала [3] (рис. 1 а). Происхождение последнего связывают с обстановкой трансформной континентальной окраины [8].

Вулканические породы Комсомольского рудного района (КРР) на государственных геологических картах в настоящее время объединены в холдаминскую и амутскую свиты, а интрузивные породы от габбро до лейкогранитов

в мяочанский комплекс [4]. Крупные (Соболиное, Перевальное, Фестивальное) и средние (Придорожное, Солнечное, Октябрьское) месторождения КРР сосредоточены в его северо-восточной части и объединены в Силинский медь-вольфрам-оловорудный узел [4]. Объектами данного исследования являются гранитоиды Силинского интрузивного массива и вулканы холдаминской свиты к северу от Фестивального Cu–W–Sn-месторождения, для которых отсутствуют современные изотопные датировки (рис. 1 б). С гранитоидами Силинского массива связывают рудную минерализацию [5], а рудные зоны месторождений расположены в юрских терригенных отложениях и породах холдаминской и амутской свит (рис. 1 б).

Холдаминская свита является наиболее изменчивым в фациальном отношении стратонем КРР и разделена на 4–5 ритмопачек [4, 5]. Нижние горизонты пачек сложены конгломератами и туфо-терригенными породами, с редкими линзами туфов и туффитов кислого состава, а верхние – туфами, игнимбритами, реже лавами. Для магматических пород свиты характерна антидромная последовательность – их

Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия  
\*E-mail: lcah@mail.ru

состав меняется от риолитов в 1–2-й ритмопачках до риодацитов и дацитов в 3-й и 4-й соответственно. Максимальная мощность отложений холдаминской свиты около 1800 м. Возраст свиты датируется по остаткам флоры как альб-сеноман [4, 5]. Амутская свита сложена лавами и туфами среднего состава. Ее мощность составляет до 2100 м. По палеоботаническим данным свита датирована сеноманом [4].

Интрузивные породы КРР отнесены к мяочанскому комплексу и разделены на три [4] или пять [5] фаз (рис. 1 б). При пятифазном разбиении, используемом в данной работе, к первой фазе относятся малые тела габбро и габбродиоритов. В состав 2-й, 3-й и 4-й фаз включена основная масса гранитоидов, представленных преимущественно диоритами и кварцевыми диоритами (2), гранодиоритами (3) и гранитами (4) соответственно (они же 1–3-я фазы по трехчленной схеме [4]). К 5-й фазе отнесены лейкограниты, имеющие наименьшее распространение [5].

Возраст гранитоидов мяочанского комплекса принят поздне меловым в связи с тем, что по ряду свидетельств они прорывают породы холдаминской и амутской свит [4, 5]. Исследователями КРР ранее предлагались различные схемы и хронология магматизма района. В. Г. Гоневчук с коллегами относил породы Силинского массива, которые сейчас относят ко второй фазе мяочанского комплекса (рис. 1 б) [5], к силинскому вулcano-плутоническому комплексу совместно с андезитами амутской свиты [3]. По поводу комагматичности этих образований существует относительный консенсус [4, 5]. Гранодиориты третьей фазы в свою очередь были отнесены к более молодому чалбинскому комплексу по имени крупного гранитоидного массива, расположенного в юго-западной части КРР, в пределах которого представлен основной объем данных пород [3].

Для меловых магматических пород КРР существуют K/Ar- и Rb/Sr-датировки в широком диапазоне от 130 до 72 млн лет [3]. U/Pb-возраст по циркону определен только для двух образцов гранитов из расположенного к юго-западу от рассматриваемой площади Чалбинского рудного района – одного из Чалбинского массива, относимого авторами к одноименному комплексу, и второго – из мелкого тела “силинского комплекса” [3]. При этом для них получены близкие возрасты –  $92.4 \pm 0.8$  млн лет для “силинского” гранита и  $91.5 \pm 0.8$  млн лет – для “чалбинского” [3]. Для магматических пород Силинского

интрузивного массива и в целом Силинского рудного узла U/Pb-датировки отсутствуют.

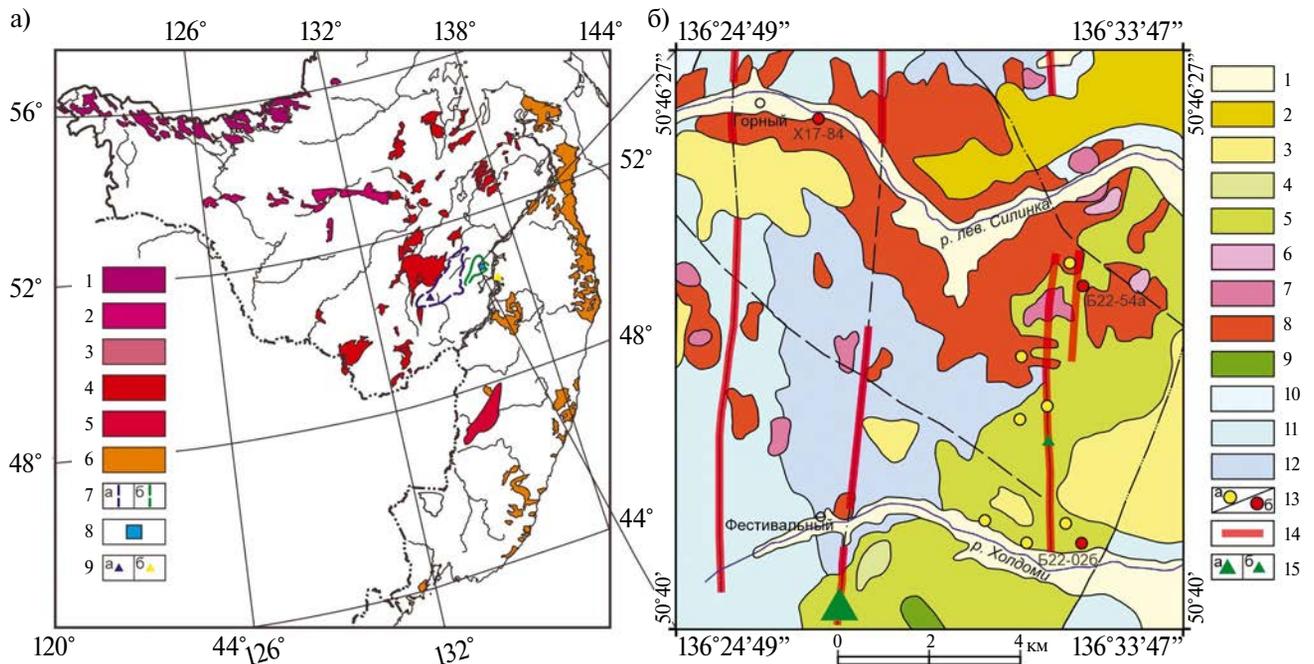
## ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения возраста магматических пород КРР было выполнено U/Pb-датирование циркона из тоналита второй фазы мяочанского комплекса из Силинского массива и двух образцов риолита из нижних 1–2-й ритмопачек холдаминской свиты. Порфирированный тоналит (обр. Х17-84) сложен плагиоклазом, кварцем, амфиболом, биотитом и КПШ. Риолиты (обр. Б22-026 и Б22-54а) представляют собой породы флюидальной текстуры и порфириковой структуры со стекловатой основной массой. Вкрапленники представлены кварцем, КПШ и плагиоклазом. В основной массе также присутствует сильно измененный темноцветный минерал. В качестве акцессорных минералов породы содержат циркон, рудный минерал, иногда апатит.

Локальный анализ изотопного состава U-Pb-Th циркона в описанных образцах выполнен по стандартной методике [13] на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a с системой лазерной абляции UP-213 (“New Wave Research”). Диаметр абляционного кратера составлял 40 мкм. Предварительно были изучены катодолуминесцентные изображения циркона, полученные с использованием приставки Gatan MiniCL, установленной на электронно-зондовый микроанализатор “JEOL” JXA-8100.

Для изучения геохимических особенностей магматических пород КРР был выполнен элементный анализ 10 образцов: тоналит и гранодиориты Силинского массива, риолиты 1–2-й ритмопачек и дациты 3–4-й ритмопачек холдаминской свиты. Определение содержания петрогенных элементов (кроме  $\text{SiO}_2$ ) проводилось на атомно-эмиссионном с индуктивно связанной плазмой спектрометре (iCAP 7600 Duo), а содержания микроэлементов – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS Agilent 7500c). Для разложения образцов использовалась процедура сплавления с метаборатом лития. Концентрации  $\text{H}_2\text{O}^-$ , ППП и  $\text{SiO}_2$  определялись методом гравиметрии.

Все аналитические работы выполнялись в Центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН.



**Рис. 1.** Геологическая позиция района исследований.

(а) Фрагмент схемы размещения магматических поясов, зон и ареалов обстановок трансформных континентальных окраин Дальнего Востока России (по [8] с изменениями).

1 – Становой плутонический пояс (юра-мел); 2 – Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс (юра-мел); 3 – Хунгари-Татибинский плутонический пояс (ранний мел); 4 – Хингано-Охотский ареал (ранний мел-ранний сеноман); 5 – Алчанская зона (ранний мел); 6 – Хасано-Амурский ареал (палеоцен-миоцен); 7 – контуры рудных узлов (по [4]): а) Баджалский; б) Комсомольский; 8 – район исследований (б); 9 – месторождения: а) Правоурмийское; б) Малмыж. (б) Геологическая карта района исследований ([5] с изменениями).

1 – четвертичные отложения; 2 – совгаванская свита ( $N_2-Q_1$ ); 3 – кизинская свита ( $N_1$ ); 4 – амутская свита ( $K_2$ ); 5 – холдаминская свита ( $K_{1-2}$ ); 6–9 – мяочанский диорит-гранодиорит-лейкогранитовый комплекс ( $K_2$ ): 6 – пятая фаза (лейкограниты); 7 – третья фаза (гранодиориты); 8 – вторая фаза (кварцевые диориты); 9 – первая фаза (габбро); 10 – падалинская свита ( $J_3$ ); 11 – силинская свита ( $J_3$ ); 12 – ульбанская свита ( $J_2$ ); 13 – места отбора проб: а) все изученные, б) датированные; 14 – рудоконтролирующие дизъюнктивы; 15 – месторождения: а) Фестивальное; б) Октябрьское.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Составы изученных пород нанесены на геохимические диаграммы (рис. 2), которые демонстрируют, что интрузивные породы мяочанского комплекса представлены магнезиальными известковыми умеренно глиноземистыми гранитоидами (рис. 2 а–в). Вулканыты холдаминской свиты попадают в поля магнезиальных (дациты) и железистых (риолиты) известково-щелочных (реже – известковых) высокоглиноземистых магматических пород (рис. 2 а–в). Причем в случае риолитов вплоть до весьма высокоглиноземистых (рис. 2 в).

Для сравнения на диаграммах (рис. 2 а–в) также приведены точки составов трех групп магматических пород: “силинских” гранитоидов и риолитов холдаминской свиты из юго-западной части КРР за пределами Силинского рудного узла [3, 14] (1); рудоносных гранитоидов

из окрестностей W–Cu–Sn-Правоурмийского месторождения Баджалского рудного района (рис. 1 а) [2] (2); и диоритоидов мяочанского комплекса золото-медно-порфировых рудных полей Малмыж и Пони, расположенных южнее в пределах Журавлевско-Амурского террейна (рис. 1 а) [7] (3). Как видно по диаграммам (рис. 2 а–в), риолиты из работы [3] резко отличаются по глиноземистости, а также среди них присутствуют магнезиальные разности. Изученные коллегами [3] “силинские” гранитоиды в целом близки по составу охарактеризованным здесь, кроме того, что более дифференцированные разности имеют и более щелочной характер (рис. 2 б). Граниты Баджалского рудного района [2] представляют собой поздние дифференциаты своего ряда и отчасти геохимически сходны с изученными в данной работе риолитами (рис. 2 а, б). Однако уровень их глиноземистости гораздо ниже (рис. 2 в). В свою очередь породы

Малмыжского и Понийского рудных полей [7] в целом занимают на диаграммах (рис. 2 а–в) те же поля, что и остальные гранитоиды мяочанского комплекса (кроме щелочно-известкового понийского монцодиорита).

Спектры распределения микроэлементов в изученных породах представлены на мультиэлементных диаграммах (рис. 2 г, д). Редкоземельные элементы (РЗЭ) умеренно фракционированы –  $(La/Yb)_N$  от 3.6 до 7.7 для вулканитов и от 4.9 до 9.3 для гранитоидов (рис. 1 г). При этом в большей степени дифференцированы легкие РЗЭ: для образцов холдаминской свиты  $(La/Sm)_N$  в пределах 2.33–3.54 и  $(Gd/Yb)_N$  от 1.24 до 1.62, а в изученных интрузивных породах мяочанского комплекса – 2.63–3.15 и 1.13–1.52 соответственно (рис. 2 г). По размеру европиевой аномалии риолиты нижних пачек холдаминской свиты значительно отличаются от остальных пород – значение  $Eu/Eu^*$  у последних в пределах 0.57–0.76, тогда как в риолитах европиевый минимум гораздо более резкий, со значениями 0.25 и 0.37 (рис. 2 г). Кроме того, упомянутые риолиты четко отличаются большей обогащенностью РЗЭ, общая концентрация которых составляет 204–221 ppm (рис. 2 г). При этом у большинства образцов сумма РЗЭ варьирует от 118 до 180 ppm, а минимальное значение получено для тоналита – 89 ppm. На нормированных к примитивной мантии мультиэлементных диаграммах (рис. 2 д) присутствуют отрицательные аномалии Ba, Nb, Ta, P и Ti и положительная аномалия Pb. При этом риолиты по P и Ti обеднены до субмантийных значений.

“Силинские” гранитоиды и вулканиты холдаминской свиты, изученные В.Г. Гоневчуком с коллегами [3] (не показаны на диаграмме для сохранения ее читабельности), имеют в целом сходный характер распределения РЗЭ с гранодиоритами и дацитами (рис. 2 г), но европиевая аномалия в них выражена несколько резче ( $Eu/Eu^* = 0.38–0.58$ ). Связанные с золото-меднопорфировым оруденением гранитоиды мяочанского комплекса [7], чьи мультиэлементные спектры для сравнения показаны на диаграммах (рис. 2 г, д), отличаются отсутствием значимой европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.94–1.1$ ) и меньшей суммой РЗЭ – 53.7–67.5 ppm для Малмыжского рудного поля и 94.6 ppm для Понийского (рис. 2 г). Также для них характерны более низкие концентрации других микроэлементов и положительная аномалия Sr (рис. 2 д).

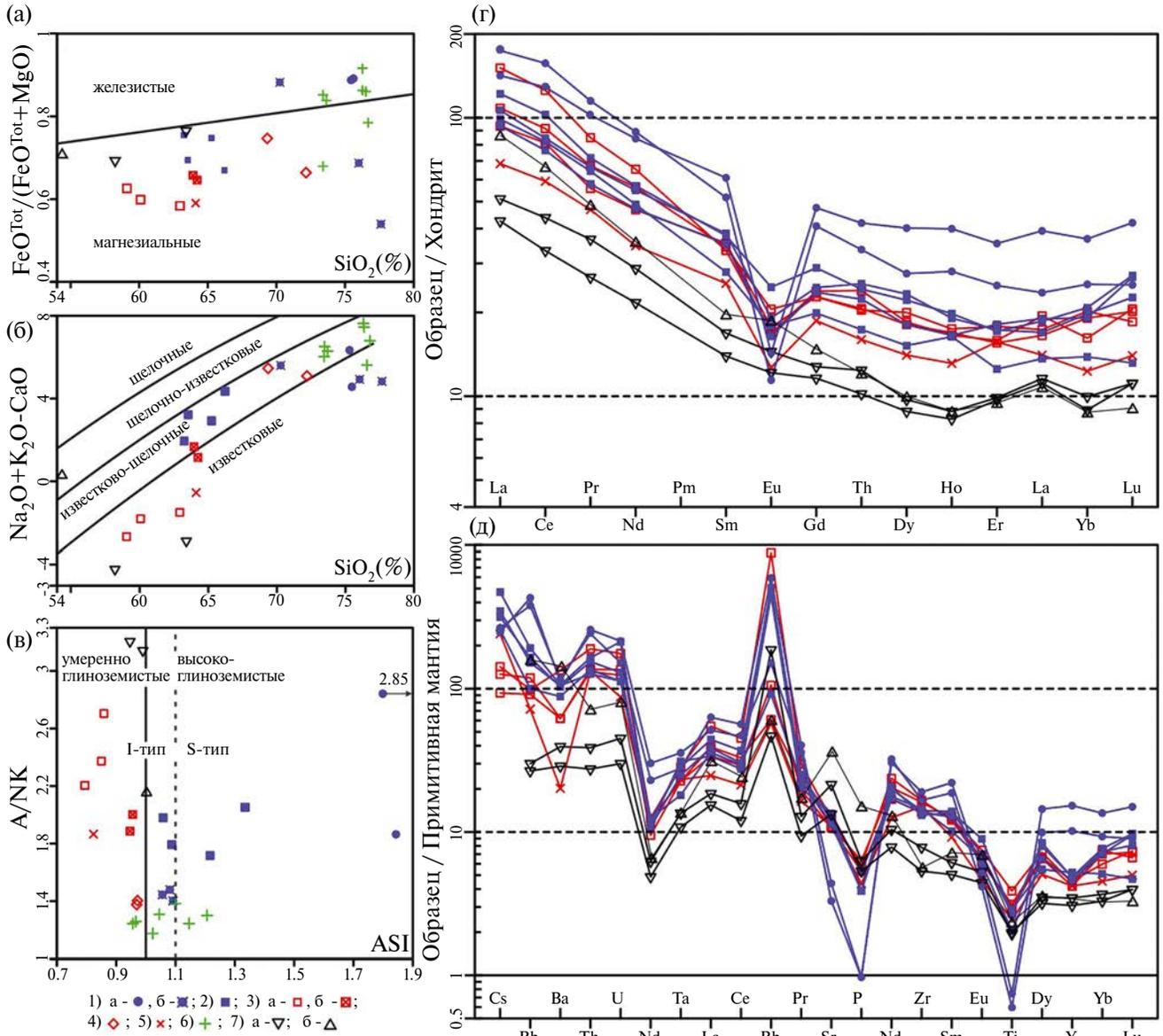
Выполнено U/Pb-датирование циркона образца тоналита мяочанского комплекса (30 зерен)

и двух образцов риолитов нижних пачек холдаминской свиты (по 18 зерен). Исследованные зерна циркона как идиоморфные с осцилляторной зональностью, так и округлой формы (рис. 3 а). У некоторых присутствует секториальная зональность. Размер зерен 80–270 мкм.

На рисунке 3 б–ж представлены диаграммы, построенные по результатам измерения изотопных соотношений при помощи программы IsoplotR [16]. При построении графиков с конкордией (рис. 3 б–г) исключались возрасты с дискорданностью более 20%, а для расчета конкордантного возраста использовались только данные по основной (самой молодой) популяции циркона. В связи с достаточно молодым возрастом пород и, соответственно, низким содержанием  $^{235}U$  на момент их образования, точность измерения значения  $^{207}Pb/^{235}U$  гораздо ниже, поэтому диаграммы средневзвешенной оценки возраста (рис. 3 д, е) строились по соотношению  $^{206}Pb/^{238}U$ , а полученный средневзвешенный возраст принимался в качестве времени кристаллизации породы. С целью сохранения более крупного (детального) масштаба оси ординат для построения этих диаграмм (рис. 3 д, е) использовались данные только по самой молодой популяции циркона (без древних значений возраста ксеногенного циркона).

Для тоналита мяочанского комплекса (обр. X17-84) из Силинского интрузивного массива по популяции из 21 зерна циркона получен возраст  $99.7 \pm 1.1$  млн лет (рис. 3 д). Конкордантный возраст для данной породы был рассчитан несколько ниже –  $98.8 \pm 1.1$  млн лет при более высоком значении СКВО (рис. 3 б). Кроме основной популяции в образце обнаружены ксеногенные зерна циркона эдиакарий-раннекембрийского (555–528 млн лет), поздне триасового (237–233 млн лет) и позднеюрско-раннемелового (150–131 млн лет) возраста. Для одного зерна был получен более молодой возраст 90.3 млн лет (рис. 3 а, д), который не имеет статистической значимости и вынужденно проигнорирован. Величина соотношения Th/U в цирконе из изученного тоналита колеблется от 0.26 до 0.74.

Для риолита Б22–026 холдаминской свиты по 17 из 18 зерен циркона получен средневзвешенный возраст  $98.4 \pm 1.0$  млн лет (рис. 3 е). Датировка одного ксеногенного циркона получена около 231.6 млн лет. Th/U-соотношение находится в интервале от 0.26 до 0.50. Второй образец риолита (Б22–54а) датирован почти идентичным возрастом  $98.7 \pm 1.2$  млн лет (рис. 3 ж). Два ксеногенных зерна циркона имеют палеозойский

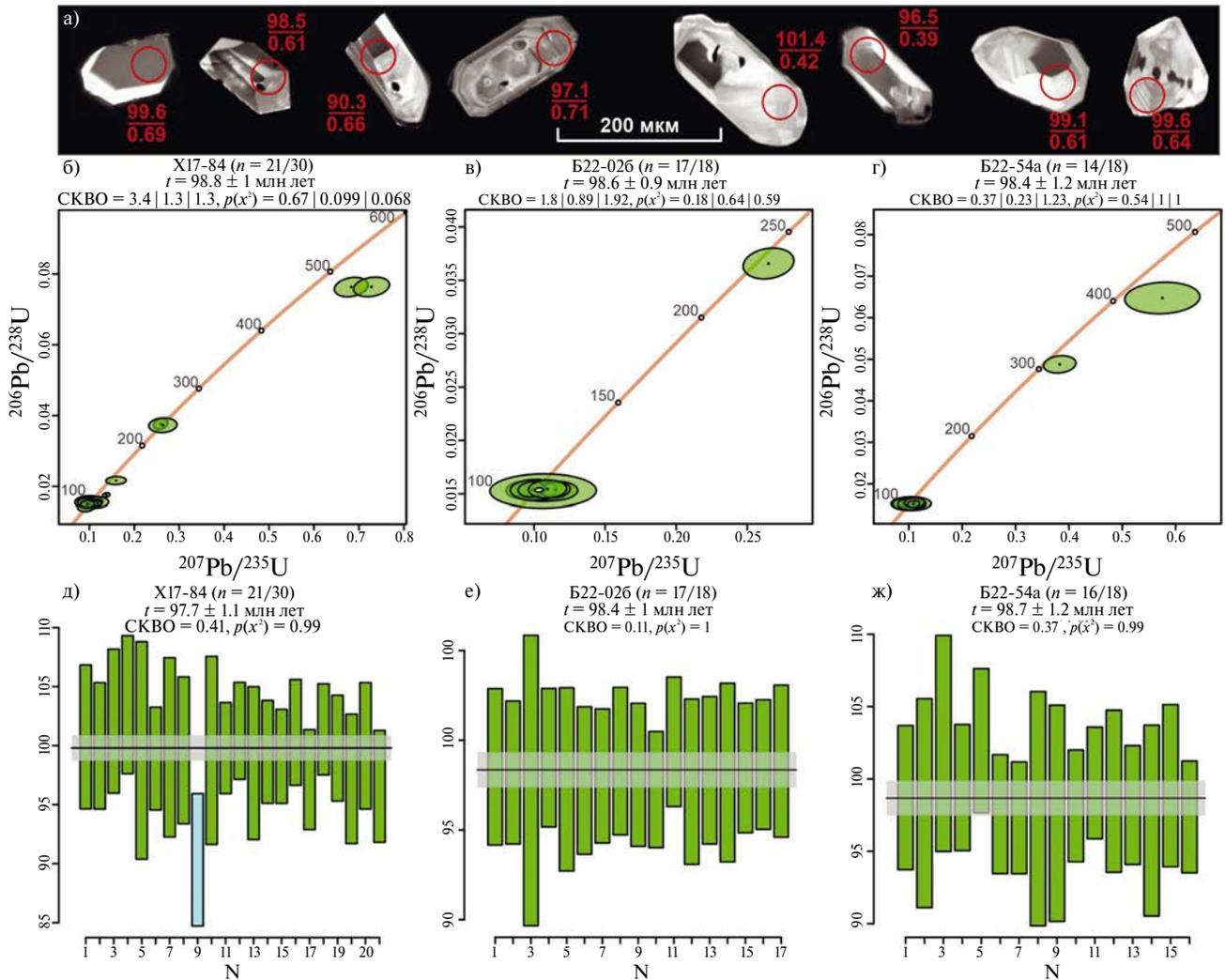


**Рис. 2.** Геохимические характеристики изученных пород на диаграммах. (а) –  $\text{SiO}_2\text{--FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}}+\text{MgO})$  [12]; (б) –  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O--CaO}$  [12]; (в) –  $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}-1.67\text{P}_2\text{O}_5)$ ,  $\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  в мольных количествах [12]; (г) – хондрит-нормализованное распределение редкоземельных элементов (значения для хондрита по [11]); (д) – примитивная мантия – нормализованное распределение микроэлементов (значения примитивной мантии по [15]). Символы: 1–2 – Холдаминская свита: 1 – риолиты: а) наши данные, б) данные из [3]; 2 – дациты; 3–5 – Гранитоиды КРР: 3 – гранодиориты: а) наши данные, б) данные из [3]; 4 – монцограниты [3]; 5 – тоналит; 6 – Верхнеурмийские гранитоиды [2]; 7 – Гранитоиды золото-медно-порфировых рудных полей [7]: а) Малмыж, б) Пони.

возраст 404.5 и 329.0 млн лет. Значения Th/U в диапазоне 0.12–0.58.

Таким образом, для изученных пород второй фазы мяочанского комплекса и 1–2-й ритмопачек холдаминской свиты получено сходное в пределах аналитической ошибки время образования 99.7–98.4 млн лет, соответствующее началу сеномана. Это свидетельствует о синхронности

формирования гранитоидов ранних фаз мяочанского комплекса и риолитов низов холдаминской свиты. Залегающая выше последней амутская свита соответственно является продуктом более молодого магматизма, интрузивная фаза которого в пределах КРР продолжалась в туроне как минимум до 91.5 млн лет [14]. Кислые магматические породы Верхнеурмийского



**Рис. 3.** Результаты исследования циркона. (а) Катодолюминесцентные изображения представительных зерен циркона с отмеченными точками анализа. Рядом с точками в числителе указан U/Pb-возраст (млн лет), в знаменателе – величина соотношения Th/U. (б–г) – диаграммы с конкордией: (д–ж) – диаграммы средневзвешенной оценки возрастов.

рудного поля Баджальского рудного района (рис. 1 а), граниты из которого были использованы для сравнения на геохимических диаграммах (рис. 2 а–в) [2], были датированы Ar–Ar-методом [6] и U/Pb-методом по циркону [1] в диапазоне 100–94 млн лет, причем наиболее древний возраст был получен для вулканитов [6]. Гранитоиды мяочанского комплекса золото-медно-порфирового Малмыжского рудного поля (рис. 1 а) также имеют сенманский возраст 100–95 млн лет [7, 10].

По своим геохимическим характеристикам (рис. 2) изученные магматические породы КРР соответствуют гранитоидам I-типа. При этом совозрастные исследованные риолиты низов

холдаминской свиты отличаются очень высокими значениями глиноземистости, характеризующими их как породы S-типа. Таким образом, наиболее вероятным источником изученных “силинских” гранитоидов являлись метабазиты, тогда как в составе исходного для риолитов расплава существенную роль, вероятно, играл метапелитовый компонент. Дацинты верхних пачек холдаминской свиты геохимически более близки к “силинским” гранодиоритам второй фазы мяочанского комплекса, особенно по поведению микроэлементов (рис. 2 г, д), но характеризуются более высокими значениями глиноземистости. Следует заметить, что риолиты нижних ритмопачек холдаминской свиты из юго-западной части КРР [3] значительно отличаются от изученных

в данной работе существенно меньшей глиноземистостью и распределением микроэлементов (в частности, меньше суммой РЗЭ и европиевой аномалией). Это может свидетельствовать о латеральной изменчивости источников исходных расплавов. Сеноманские гранитоиды Малмыжского золото-медно-порфирирового рудного поля [7] отличаются от магматических пород КРР более низкими содержаниями большинства микроэлементов и отсутствием европиевой аномалии (рис. 2 г, д).

В последние годы на тихоокеанской окраине Азии академиком А.И. Ханчуком и коллегами была выделена крупная альб-сеноманская магматическая провинция с пиком магматизма в интервале 100–97 млн лет, которая сформировалась в синсдвиговой обстановке трансформной континентальной окраины и простирается от побережья Вьетнама на юге до Чукотки на севере [9]. С этой провинцией также связывается эпоха золото-медно-порфирирового оруденения [7], и в целом предполагается существование протяженного металлогенического мегапооя [10]. Несмотря на недостаток подтверждающих точных геохронологических данных, магматические породы рудных районов Баджальского террейна также были включены в состав данной альб-сеноманской магматической провинции Тихоокеанской Азии авторами концепции [9].

Полученные U/Pb-датировки магматических пород по циркону свидетельствуют о формировании ключевых фаз магматических комплексов Комсомольского оловорудного района (гранитоиды Силинского массива и разновозрастные риолиты) в раннем сеномане на рубеже 99.7–98.4 млн лет. При этом установлено, что изученные разновозрастные магматические образования характеризуются достаточно контрастными геохимическими характеристиками I- и S-типов изверженных пород, предполагающими различные источники исходных магм. Такое сочетание разных источников разновозрастных расплавов является одним из признаков продуктов магматизма трансформной континентальной окраины [9]. Таким образом, новые данные о составе и возрасте гранитоидов мяочанского комплекса и риолитов холдаминской свиты позволяют рассматривать рудно-магматическую систему КРР как часть выделенной ранее западно-тихоокеанской альб-сеноманской магматической провинции [9].

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда в рамках гранта 22-17-00198.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев В.И., Марин Ю.Б., Капитонов И.Н., Сергеев С.А.* Возраст и источник вещества литий-фтористых гранитов Дальнего Востока (изотопные U–Pb- и Lu–Hf-данные) // ДАН. 2013. Т. 449. № 6. С. 684–687.
2. *Бортников Н.С., Аранович Л.Я., Кряжев С.Г., Смирнов С.З., Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Дубинина Е.О., Гореликова Н.В., Соколова Е.Н.* Баджальская оловоносная магматогенно-флюидная система (Дальний Восток, Россия): переход от кристаллизации гранитов к гидротермальному отложению руд // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 3. С. 3–30.
3. *Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Селтманн Р.* Комсомольский рудный район: новые геохимические и изотопно-геохронологические (Rb–Sr) данные // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 4. С. 76–86.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. 2-е. Серия Комсомольская. Лист М-53-ХI (Солнечный). Объяснительная записка. СПб: Изд-во СПб картофабрика ВСЕГЕИ, 2002. 176 с.
6. *Лебедев В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И.* Геохронология вулканоплутонического комплекса Верхнеурмийского рудного поля (Хабаровский край, Россия): данные K–Ar, <sup>39</sup>Ar–<sup>40</sup>Ar и Rb–Sr-изотопных методов // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38. № 4. С. 362–371.
7. *Петров О.В., Ханчук А.И., Иванов В.В., Киселев Е.А., Шатов В.В., Змиевский Ю.П., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А.* U–Pb SIMS геохронология рудоносных магматических пород золото-медно-порфирировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье) // Региональная геология и металлогения. 2020. № 83. С. 41–56.
8. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Ханчук А.И. (ред.). Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572.
9. *Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В.* Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29.
10. *Ханчук А.И., Иванов В.В., Игнатьев Е.К., Коваленко С.В., Семенова Д.В.* Альб-сеноманский

- гранитоидный магматизм и медный рудогенез Сихотэ-Алиня // ДАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 298–302.
11. *Anders E., Grevesse N.* Abundances of the Elements: Meteoritic and Solar // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. No. 1. P. 197–214.
12. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. No. 42. P. 2033–2048.
13. *Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chemical Geology*. 2004. V. 211. P. 47–69.
14. *Jahn B., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J.* Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 111. P. 872–918.
15. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
16. *Vermeesch P.* IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

## NEW RESULTS OF THE U/Pb DATING OF CRETACEOUS IGNEOUS ROCKS OF THE KOMSOMOLSK ORE DISTRICT (MIDDLE AMUR RIVER AREA)

**A. Yu. Lebedev<sup>#</sup>, I. A. Alexandrov, V. V. Ivin**

*Presented by Academician of the RAS A.I. Khanchuk December 4, 2023*

*Received December 5, 2023*

*After revision December 28, 2023*

*Accepted December 29, 2023*

*Far East Geological Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

*<sup>#</sup>E-mail: lcah@mail.ru*

The Komsomolsk tin ore district is located at the Miaochn Ridge in the Middle Amur River area (Khabarovsk territory) within the Badzhal accretionary terrane of the Sikhote-Alin orogenic belt. The paper presents new results of U–Pb zircon dating of tonalite of the Miaochn complex of the Silinka granitic pluton ( $99.7 \pm 1.1$  Ma) and two rhyolites of the lower part of the Kholdami Formation ( $98.4 \pm 1.0$  and  $98.7 \pm 1.2$  Ma) from the north-eastern part of the Komsomolsk district. The geochemical characteristics of rocks were also studied, which show that granitoids of the Miaochn complex are I-type granites, and coeval rhyolites of the Kholdami Formation are very peraluminous S-type rocks. New data on the geochemistry and early Cenomanian age of the igneous rocks allows us to consider the ore-magmatic system of the Komsomolsk ore district as part of the previously identified Albian-Cenomanian igneous province of Pacific Asia.

*Keywords:* Komsomolsk ore district, Sikhote-Alin orogenic belt, Badzhal terrane, igneous rocks, U–Pb dating of zircon, Cenomanian

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 551.72:549.02:550.4.08

**ВОЗРАСТ РАННЕГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ  
Ag–Bi–Cu–Ni–Co ХОВУ-АКСЫНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(РЕСПУБЛИКА ТЫВА): РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb  
(ID-TIMS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРАНАТА**

© 2024 г. М. В. Стифеева<sup>1,\*</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН А. Б. Котов<sup>1</sup>,  
А. В. Никифоров<sup>2</sup>, Ю. В. Плоткина<sup>1</sup>, Е. В. Толмачева<sup>1</sup>

Поступило 20.11.2023 г.

После доработки 17.12.2023 г.

Принято к публикации 18.12.2023 г.

Проведены минералогические и U–Pb (ID-TIMS)-геохронологические исследования гранатов из трех типов скарновых ассоциаций Хову-Аксынское Ag–Bi–Cu–Ni–Co-месторождения (республика Тыва). Полученная U–Pb-оценка возраста граната ( $404 \pm 2$  млн лет) близка к выделенному в пределах Тувинского прогиба Алтае-Саянской складчатой области раннедевонскому этапу базитового и щелочно-базитового магматизма. Впервые установлен возраст скарнообразования и связанного с ним раннего этапа оруденения Хову-Аксынское Ag–Bi–Cu–Ni–Co-месторождения.

*Ключевые слова:* скарны, Хову-Аксынское месторождение, Алтае-Саянская складчатая область, U–Pb (ID-TIMS)

DOI: 10.31857/S2686739724040039

Алтае-Саянская складчатая область является одной из наиболее крупных металлогенических провинций мира, в пределах которых обнаружены многочисленные месторождения кобальта и сопутствующих стратегических металлов [1, 2]. Эталонным месторождением этой провинции является Хову-Аксынское Ag–Bi–Cu–Ni–Co-месторождение, которое детально описано в работах ([2] и ссылки в этой работе), [3–9].

Образование кобальтовых месторождений многими исследователями связывается с эндогенной магматической активностью [1]. В то же время прямые доказательства, указывающие на связь оруденения с тем или иным этапом магматизма, ограничены и базируются главным образом на пространственной близости оруденения и магматических тел. Одним из главных условий, способствующих разработке интегрированных и непротиворечивых моделей формирования рудных месторождений, является

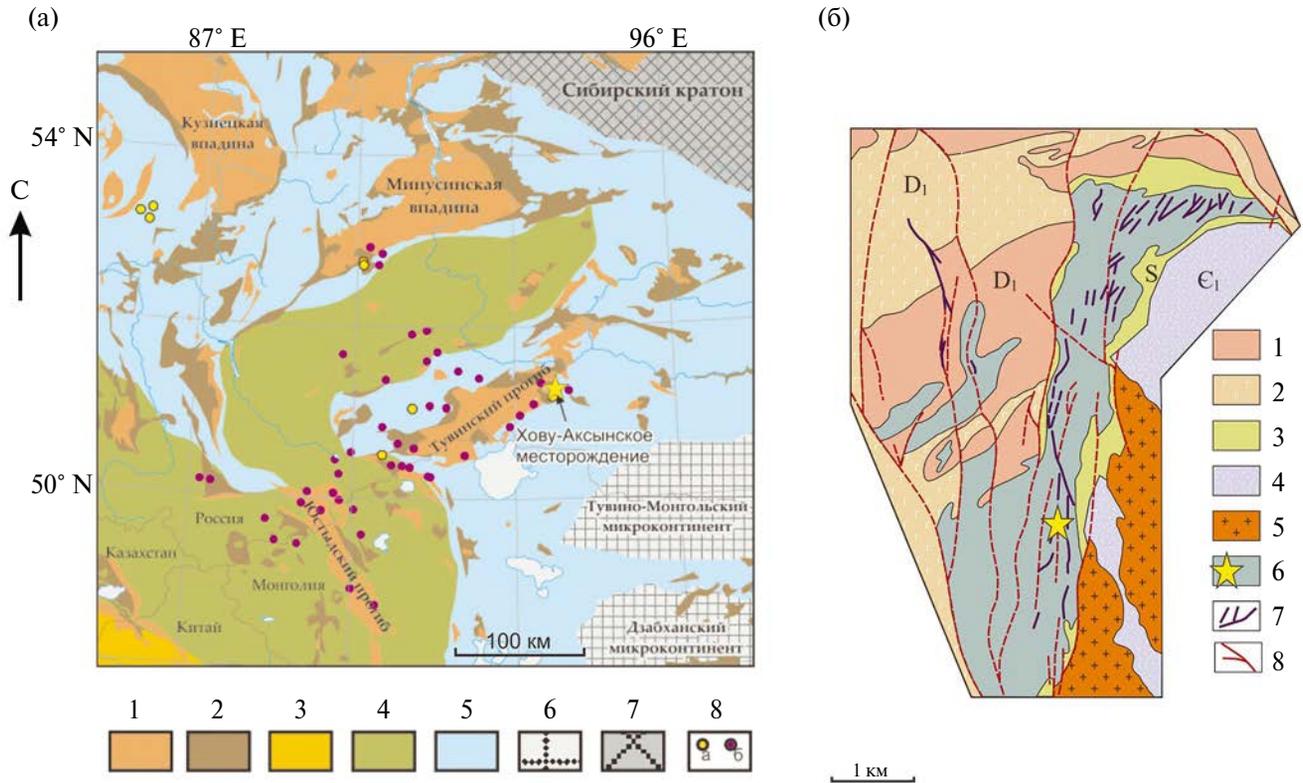
прямое определение возраста рудообразования. Зачастую это является очень сложной задачей для месторождений, связанных с контактово-реакционными породами, в связи с отсутствием в их ассоциации традиционных минералов-геохронометров или их интенсивными поздними изменениями, затрудняющими получение достоверной геохронологической информации. В связи с этим возникает необходимость проведения исследований, направленных на поиски и изучение других минералов, которые могут использоваться для геохронологических исследований.

Месторождение расположено на северной границе Восточно-Таннуольского антиклинория и Тувинского межгорного прогиба. Оруденение контролируется системой разрывных нарушений в зоне пересечения Улатай-Убсунур-Баянкольской и Унгеш-Барыкской систем разломов [2]. Месторождение локализовано в горст-антиклинали, ядро которой сложено осадочно-вулканогенными образованиями серлигской свиты нижнего кембрия, а крылья – силурийскими терригенно-карбонатными отложениями верхней подсвиты чергакской свиты и терригенными ондергейской свиты, туфогенно-вулканогенными образованиями кендейской свиты нижнего девона и песчано-мергелисто-алевролитовыми осадками

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

\*E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru



**Рис. 1.** (а) Распространение эндогенных кобальтсодержащих руд в Алтае-Саянской складчатой области. Составлена с использованием [10]. 1 – Терригенно-карбонатные отложения девона и карбона, 2 – Вулканогенные отложения раннего девона, 3 – Герциниды, 4 – Поздние каледониды, 5 – Ранние каледониды, 6 – Микроконтиненты с докембрийским фундаментом, 7 – Сибирский кратон, 8 – Месторождения и рудопроявления эндогенных кобальтсодержащих руд по базе данных (а) [11] и (б) [1]. (б) Геологическая схема месторождения Хову-Аксынское. 1 – Осадочно-вулканогенные отложения. 2 – Силлы диабазов (D<sub>1</sub>). 3 – Терригенные породы, часто с карбонатным цементом, известняки, мергели (S). 4 – Вулканогенные толщи порфировых андезитов-базальтов и их туфов (Є<sub>1</sub>). 5 – Гранитоиды (Є<sub>1-2</sub>). 6 – Известковые скарны и апоскарновые метасоматиты. Звездочкой отмечен участок отбора проб изученных гранатов из скарнов. 7 – Рудоносные карбонатно-арсенидные жилы. 8 – Крупные разрывные нарушения.

илеморовской свиты живетского яруса. Указанные стратифицированные толщи прорваны массивами субщелочных гранитов, в экзоконтакте которых силурийские терригенно-карбонатные и нижнедевонские базальные конгломераты “замещены” известковыми гроссуляр-амфибол-пироксен-скаполитовыми скарнами с магнетитом, сульфидами меди, свинца и цинка. С этими породами связано наиболее раннее пирротин-халькопирит-кобальтовое оруденение месторождения. Субщелочные граниты, окружающие их породы и скарны секутся дайками диабазов, плагиоклазовых порфиритов, долеритов, сиенит-порфиров и карбонатными жилами с арсенидами кобальта, никеля и железа, сульфидами меди и железа, сульфосолями и самородными серебром и висмутом. После этого происходило формирование безрудной низкотемпературной ассоциации, представленной халцедоном, кварцем, карбонатом, шабазитом, целестином

и, далее, “замещение” гранат-пироксеновых скарнов пренит-полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми породами. С заключительной стадией этих процессов связано образование гнездово-вкрапленной и прожилковой минерализации сульфидов и сульфоарсенидов ([2] и ссылки в этой работе).

Опубликованные данные свидетельствуют о том, что формирование Хову-Аксынское месторождения имеет полихронный характер [2]. К сожалению, данные о возрасте разных этапов формирования Хову-Аксынское Ag–Bi–Cu–Ni–Co-месторождения ограничены, что не позволяет полностью реконструировать историю его образования. По данным [1], возраст серицита (Ag–Ag-метод) из зальбандов карбонатно-арсенидных жил в скарнах (второй этап формирования Хову-Аксынское месторождения) составляет 384±5 млн лет, тогда как возраст

первого этапа его образования пока еще остается загадкой.

Для решения этой задачи выполнены U–Pb (ID-TIMS)-геохронологические исследования граната из скарнов первого этапа рудообразования, с которыми связано наиболее раннее Co–S–As-оруденение Хову-Аксынского месторождения.

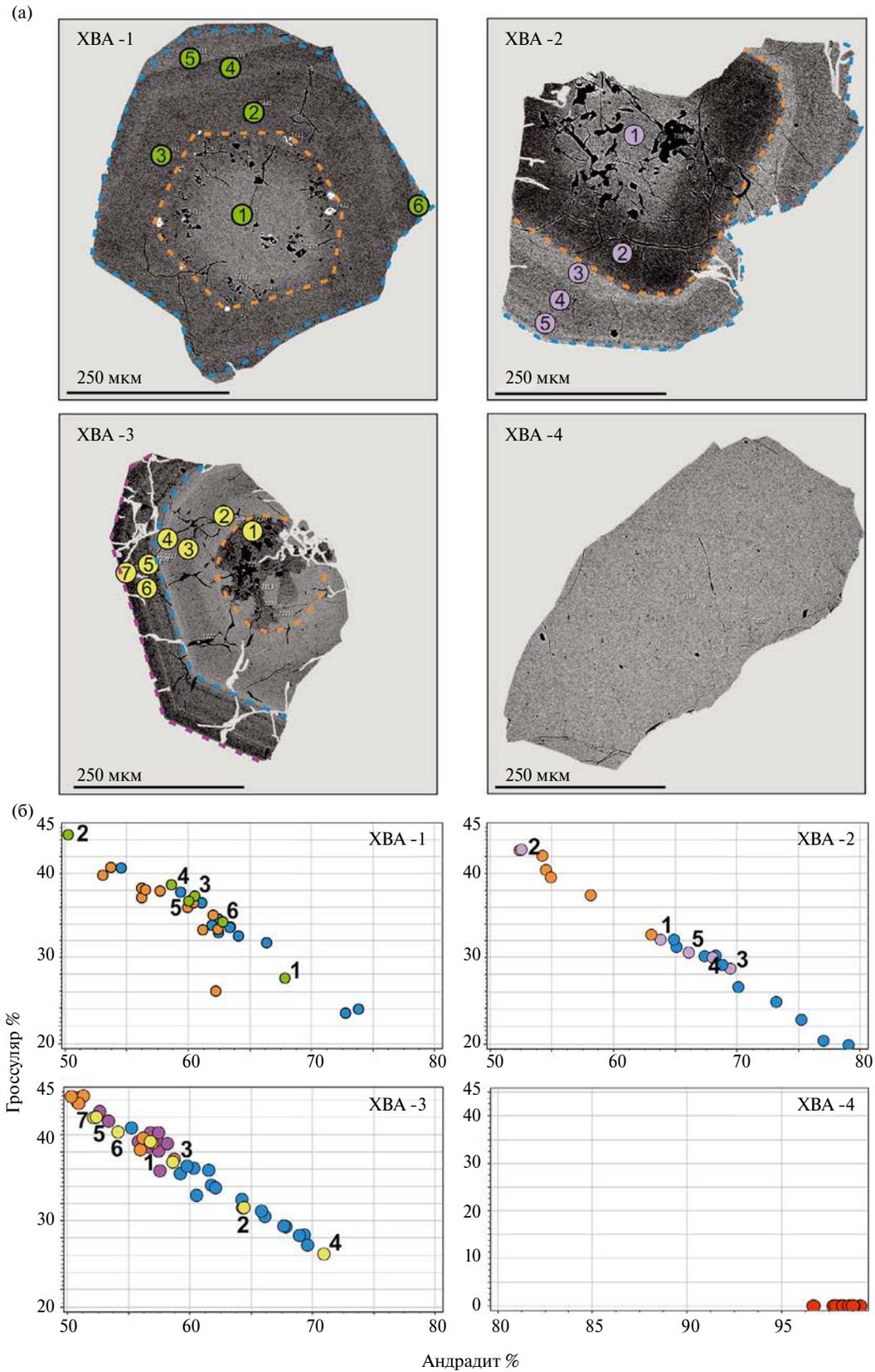
U–Pb-геохронологические исследования проведены для гранатов, отобранных из образцов скарнов южного участка Хову-Аксынского месторождения (рис. 1 б). Изучен гранат из трех типов скарнов: 1) скарнированные карбонатно-алевролитовые породы, в которых формируются гранат-кальцитовые гнезда (ХВА-3); 2) линзы гранатосодержащих пород из аргиллитов (ХВА-1 и ХВА-2)); 3) “пятнистые” скарны из девонских конгломератов (ХВА-4).

Состав граната из этих образцов отвечает ряду андрадит-гроссуляр с минимальным содержанием других компонентов (рис. 2). Среди всех изученных проб граната выделяется гранат из “пятнистых” скарнов (пр. ХВА-4), который характеризуется отсутствием зональности и постоянным составом (Andr 97–99%). Тогда как гранат из скарнов в карбонатно-алевролитовых породах (пр. ХВА-3) и линз скарнов в аргиллитах (пр. ХВА-1, ХВА-2) имеет ярко выраженное зональное строение (рис. 2). По вариациям содержания главных миналов, а также локализации твердофазных и флюидных включений в кристаллах граната из этих проб отчетливо выделяются три зоны: центральная зона с повышенным содержанием андрадитового компонента и подчиненным количеством гроссулярового, которая также характеризуется наличием минеральных включений (пироксен, алланит, кальцит, окислы железа с Zn, Cu и As). Средняя зона, характеризующаяся максимальной площадью в пределах зерен граната, не осложнена “тонкой” ростовой зональностью. В ее пределах сохраняется взаимораспределение основных компонентов (рис. 2), вариации которых проявлены не так резко, в сравнении с центральной зоной кристаллов граната. Внешняя зона с четкой осцилляторной зональностью наиболее характерна для граната из пр. ХВА-3. В этой зоне содержание гроссулярового компонента преобладает над андрадитовым (рис. 2). Наряду с минеральными включениями в центральных зонах присутствуют многочисленные флюидные включения. Границы перехода от центральных зон к средним неровные, отмечаются флюидные включения игольчатой формы, свидетельствующие

о процессе миграции флюида по зонам в пределах зерен. Средняя зона не содержит твердофазных включений и характеризуется редкими флюидными включениями, однако в составе флюида отмечается присутствие карбонатной составляющей. Внешняя зона содержит небольшое количество однородных мелких флюидных включений овальной формы. Кристаллы граната из линз скарнов в аргиллитах (пр. ХВА-1, ХВА-2) и карбонатно-алевролитовых пород (пр. ХВА-3) трещиноваты, причем система трещин затрагивает все три выделенные зоны. Отдельные трещины выполнены карбонатами и окислами железа (с Zn, Cu и As).

Для проведения U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований был отобран гранат из трех типов скарнов Хову-Аксынского месторождения (ХВА-2, ХВА-3, ХВА-4). Гранат из пробы ХВА-1 не использовался в дальнейших исследованиях, так как в нем были обнаружены включения алланита, которые способны значительно повлиять на получение корректных U–Pb-геохронологических данных. Процедура предварительной подготовки проб, а также выделение свинца и урана проводились в соответствии с методикой, описанной в [12]. Определение изотопного состава Pb и U выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом (с помощью счетчика ионов) режимах. Точность определения U/Pb-отношений, а также содержаний урана и свинца составила 0.5%. Верхняя граница холостого загрязнения составляла 1 пг U и 15 пг Pb. Последующая обработка полученных экспериментальных данных проводилась в программах “PbDat” [13] и “ISOPLOT” [14]. Расчет возрастов осуществлялся с использованием общепринятых констант распада U [15]. Поправки на обычный Pb вводились в соответствии с модельными величинами [16]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Результаты первых U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований показали, что гранаты из образцов ХВА-2 и ХВА-4 характеризуются крайне низким содержанием урана (<1 мкг/г) и значительной долей обыкновенного свинца (> 80%). Тогда как гранат из пробы ХВА-3 демонстрировал высокий уровень содержания U и низкую долю обыкновенного свинца. Эти характеристики в совокупности с результатами предварительных минералогических исследований, свидетельствующих об отсутствии ураносодержащих включений в гранате из пробы ХВА-3, позволили использовать его для проведения



**Рис. 2.** Электронно-микроскопическое изображение гранатов в режиме вторичных отраженных электронов (а) и диаграммы распределения миналов (андрадит-гроссуляр) в пределах зерен (б).

**Таблица 1.** Результаты изотопных U–Pb-исследований гранатов из гранат-кальцитовых скарнов в карбонатно-алевролитовых породах Хову-Аксынского месторождения (пр. ХВА-3)

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	0.62	0.87	10.76	0.27	126	0.0551±4	0.0231±1	0.4865±30	0.0641±1	0.43	403±2	400±1	415±13
2	0.46	1.88	29.48	0.07	347	0.0564±1	0.0097±1	0.5000±16	0.0643±1	0.51	412±1	402±1	467±7
3	1.69	1.37	12.97	0.42	101	0.0588±3	0.0248±1	0.5279±33	0.0651±1	0.48	430±2	407±1	559±12
4	0.81	1.23	18.46	0.12	379	0.0549±1	0.0073±1	0.4888±14	0.0646±1	0.76	404±1	404±1	407±4

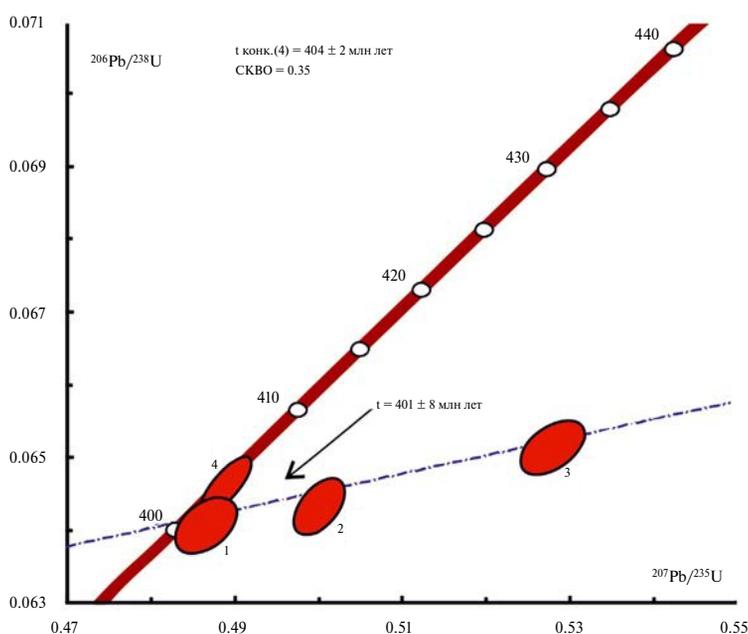
Примечания: <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Pbc – обычный Pb, Pbt – общий Pb.

дальнейших U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований.

В конечном итоге были проанализированы четыре микронавески граната из гранат-кальцитовых скарнов в карбонатно-алевролитовых породах (пр. ХВА-3) Хову-Аксынского месторождения. Этот гранат характеризуется высоким содержанием U (10.76–29.48 мкг/г) и низким уровнем обыкновенного свинца (Pbc/Pbt = 0.07–0.42) (табл. 1). Одна из точек изотопного состава (№ 4, табл. 1) располагается на конкордии (конкордантный возраст составляет 404±2 млн лет, СКВО = 0.35, вероятность

конкордантности 0.55) (рис. 3). Точки состава других навесок граната (№ 1–3, табл. 1) располагаются на дискордии, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 401±8 млн лет (верхнее пересечение составляет 3290±2800 млн лет, СКВО = 4) (рис. 3).

Полученные данные могут свидетельствовать о полихронности формирования Хову-Аксынского месторождения. Первый этап его формирования имеет возраст 404±2 млн лет. Эта оценка возраста сопоставима с имеющимися геохронологическими данными для базитовых и щелочно-базитовых пород раннедевонского



**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для граната из гранат-кальцитовых скарнов в карбонатно-алевролитовых породах (пр. ХВА-3). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

этапа магматизма, проявленного в пределах Туvinского прогиба Алтае-Саянской складчатой области [17, 18]. Второй этап формирования –  $384 \pm 5$  млн лет [1] пока еще не находит объяснения в общей схеме эволюции рудообразующих систем Алтае-Саянской складчатой области. В то же время необходимо учитывать, что оценка Ag–Ag-возраста серицита ( $384 \pm 5$  млн лет [1]) получена для двух температурных ступеней выделенного аргона, не составляющих единого возрастного плато, и, соответственно, может рассматриваться в качестве верхнего возрастного ограничения этапа образования рудной минерализации Хову-Аксынского месторождения.

Следует отметить, что на раннедевонском этапе развития Алтае-Саянской складчатой области происходило заложение крупной рифтовой структуры [19], формирование которой сопровождалось проявлением масштабного вулканизма, который многими исследователями рассматривается как результат воздействия мантийного плюма. В целом в пределах Алтае-Саянской складчатой области с раннедевонским этапом связано крупное металлогеническое событие, проявившее себя в формировании огромных по запасам колчеданно-полиметаллических провинций Рудного Алтая, а также, очевидно, и Хову-Аксынского Ag–Bi–Cu–Ni–Co-месторождения.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Геохронологические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ № 22-17-00211, минералогические исследования в рамках плановой темы ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0003), а геологические исследования – в рамках плановой темы ИГЕМ РАН (№ FMMN-2021-0006).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И. и др. Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1379–1395.
2. Лебедев В.И. Хову-Аксынское месторождение арсенидных кобальтовых руд (Республика Тыва, Россия): новые взгляды на проблему возобновления добычи и переработки // Геология рудных месторождений, 2021, Т. 63. № 3. С. 236–264.
3. Богомол Л.Л. Особенности геологического строения и локализации оруденения Ховуаксинского кобальтового месторождения // Геология рудных месторождений. 1970. Т. 12. № 6. С. 30–45.
4. Крутов Г.А. Месторождения кобальта. М.: Госгеол Техиздат, 1959. 232 с.
5. Рудные формации Тувы / В.В. Зайков, В.И. Лебедев, В.Г. Тюлькин и др. Отв. ред. В.А. Кузнецов. Новосибирск: Наука: Сиб. отд-ние, 1981. 201 с.
6. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связи с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47 (1). С. 166–182.
7. Лебедев В.И., Боровиков А.А., Гущина Л.В., Шабалин С.И. Физико-химическое моделирование гидротермальных процессов рудообразования Ni-Co-As ( $\pm$ U-Ag), Co-S-As ( $\pm$ Au-W), Cu-Co-As ( $\pm$ Sb-Ag) месторождений // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 3. С. 31–63.
8. Кабо А.Е., Коваленкер В.А., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для обоснования закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51(9).
9. Коваленкер В.А. Минералого-геохимические закономерности формирования эпитеpmальных руд золота и серебра: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ИГЕМ РАН. 1995. 102 с.
10. Atlas of geological maps of Central Asia and adjacent areas. Tectonic. Eds: Hwang Jae Ha, Leonov Yu., Li Tingdong, Petrov O.V., Tomurtogoo O. Geological Publishing House, 2008.
11. Atlas of geological maps of Asia and adjacent areas. International project. Eds. O.V. Petrov (VSEGEI), Dong Shuwen (CAGS), E.A. Kiselev, A.F. Morosov (Rosnedra). SPb.: VSEGEI Publishing House, 2016. 48 p.
12. Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.
13. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88–542. 1991. 35 p.
14. Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2003. V. 4. 70 p.
15. Steiger R.H., Jäger E., Subcommittee on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 36. P. 359–362.

16. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26. P. 207–221.
17. *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Руднев С.Н., Борисов С.М., Войтенко Д.Н.* U-Pb-изохронный возраст финальной стадии проявления щелочно-базитового магматизма в Кузнецком Алатау // *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии, Санкт-Петербург, 25–27 ноября 2003 г.* СПб., Центр информационной культуры. 2003. С. 121–124.
18. *Ветров Е.В.* Региональные данные высоко- и низкотемпературной геохронологии магматических комплексов Таннуольского террейна Тувы // *Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов: Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии, Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г.* СПб: Картофабрика ВСЕГЕИ. 2022. 188 с.
19. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П.* Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // *Петрология*. 2010. Т. 18. № 6. С. 621–634.

## THE AGE OF THE EARLY STAGE FORMATION OF Ag-Bi-Cu-Ni-Co THE KHOVU-AKSYN DEPOSIT (REPUBLIC OF TYVA): U-Pb (ID-TIMS) GEOCHRONOLOGICAL STUDIES OF GARNET

M. V. Stifeeva<sup>1, #</sup>, E. B. Salnikova<sup>1</sup>, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov<sup>1</sup>,  
A. V. Nikiforov<sup>2</sup>, Yu. V. Plotkina<sup>1</sup>, E. V. Tolmacheva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences,  
Saint-Petersburg, Russian Federation*

<sup>2</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry Russian Academy of Sciences,  
Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru*

*Received November 20, 2023*

*After revision December 17, 2023*

*Accepted December 18, 2023*

Mineralogical and U-Pb (ID-TIMS) geochronological studies of garnets from three types of scarn associations of the Khovu-Aksyn Ag–Bi–Cu–Ni–Co deposit (Republic of Tyva) were carried out. The U-Pb garnet age estimate ( $404 \pm 2$  million years) is close to the Early Devonian stage of basitic and alkaline-basitic magmatism identified within the Tuva trough of the Altay-Sayan folded region. The age of the scarn formation and the associated with it early stage of mineralization of the Khovu-Aksynskoye Ag–Bi–Cu–Ni–Co deposit has been established for the first time.

*Keywords:* scarn, Khovu-Aksynskoye deposit, Altay-Sayan folded region, U-Pb (ID-TIMS)

УДК 551.2:552.3

## ВУЛКАНИТЫ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО КАЛГЫНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2024 г. А. В. Ганелин\*, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов, М. В. Маскаев

Получено 27.09.2023 г.

После доработки 12.12.2023 г.

Принято к публикации 14.12.2023 г.

Калгынский офиолитовый массив выделяется в составе офиолитовой ассоциации коллизионного пояса Черского, относящегося к структурам Верхояно-Колымской складчатой системы на Северо-Востоке Азии. Калгынский массив включает комплекс мантийных перидотитов, нижнекоровый комплекс, представленный ультраосновными кумюлятами, кумюлятивными габбро-амфиболитами и амфиболитами, и верхнекоровый комплекс, представленный метабазальтами. Новые геохимические данные, полученные методом ICP-MS, а также данные по изотопному составу (Sm, Nd) позволили значительно уточнить геодинамические условия формирования вулканитов и определить особенности источников родительских расплавов.

*Ключевые слова:* Северо-Восток Азии, коллизионные пояса, субдукция, офиолиты, геодинамика

DOI: 10.31857/S2686739724040043

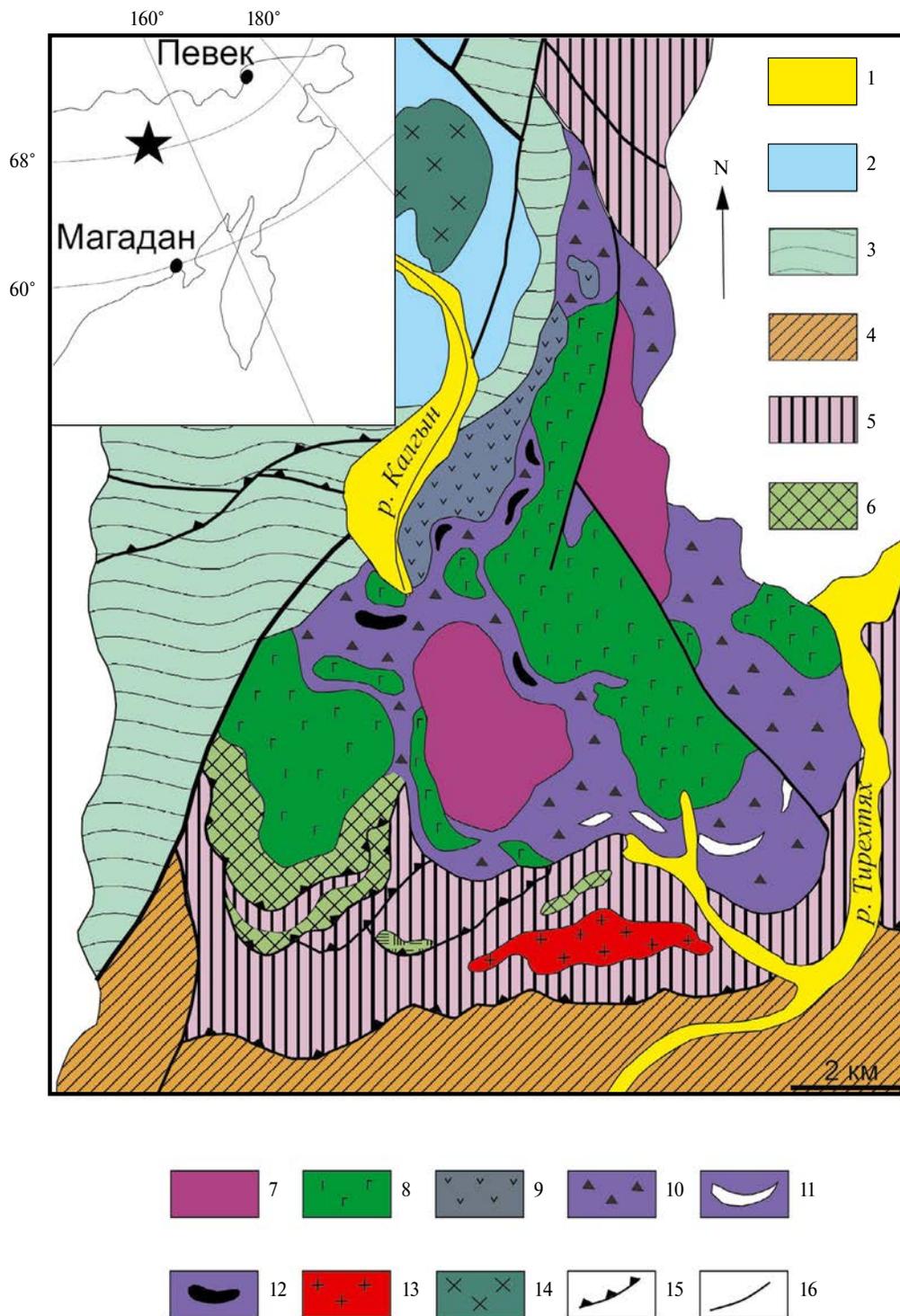
Офиолиты являются важным тектоническим элементом коллизионного пояса Черского, который выделяется в составе Верхояно-Колымской складчатой системы Верхояно-Чукотских мезозоид. Верхояно-Колымская система образовалась в результате преапатской коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского супертеррейна [1]. Калгынский (Уяндинский массив) представляет собой наиболее крупный и хорошо сохранившийся фрагмент офиолитов, в составе которого выделяются практически все члены офиолитовой ассоциации: комплекс мантийных перидотитов, нижнекоровый (кумулятивный) комплекс (полосчатые перидотиты и амфиболитизированные габбро), верхнекоровый комплекс, представленный метавулканитами [2–4] (рис. 1). Породы массива тесно ассоциируют с метаморфическими образованиями, вместе с которыми образуют тектонический покров, состоящий из пакета аллохтонных пластин, надвинутых на палеозойские зеленосланцевые толщи [2, 3]. На основании изучения метаморфизма методом Ar–Ar-датирования метаморфических амфиболов было выделено несколько этапов, каждому из которых соответствовал

определенный геодинамический режим. Ранний – спрединговый этап (419–430 млн лет), средний этап (370 млн лет), связанный с образованием внутриокеанических надвигов, третий этап (174 млн лет), связанный с обдукцией офиолитов [2, 5].

Возраст офиолитов, на основании оценки возраста метаморфизма, принимался раннепалеозойским; при этом возраст протолита офиолитов остается неизвестным [2, 3]. Ряд геохронологических данных свидетельствует о возможно более древнем возрасте офиолитов. Так, в работе [5] Ar–Ar-методом проанализирован реликтовый тремолит из габбро-амфиболитов, полученное для него значение возраста составило  $856 \pm 11$  млн лет. В более ранних работах имеются определения, выполненные K–Ar-методом по валовым пробам габброидов ( $655 \pm 15$  млн лет) и амфиболитов ( $544 \pm 7$  млн лет) [6, 7]. В работе [8] приводятся данные датирования Rb–Sr-методом, которые составили 555 и 622 млн лет. Представления о более древнем возрасте океанического бассейна также были связаны с офиолитокластами кембрийского возраста, описанными в Рассошинской зоне Омудевского поднятия [9, 10]. Авторами настоящей статьи были получены данные по возрастам магматических цирконов из амфиболитизированного габбро кумюлятивного комплекса, которые составили 581–610 млн лет [11].

Геологический институт Российской Академии наук,  
Москва, Россия.

\*E-mail: al-gan@yandex.ru



**Рис. 1.** Геологическая схема Калгынского офиолитового массива [2]. 1 – четвертичные отложения, 2 – среднеюрские осадочные образования, 3 – терригенно-карбонатные неметаморфизованные породы среднего ордовика–верхнего силура, 4 – ниже-среднепалеозойские зеленосланцевые породы, 5, 6 – полиметаморфические породы: 5 – кристаллические сланцы, 6 – амфиболиты, 7–12 – офиолитовый комплекс: 7 – ультрамафиты, 8 – кумулятивные габбро-амфиболиты, 9 – метабазалты, 10 – серпентинитовый меланж, 11 – офиолитокластиты, 12 – линзы серпентинитовых сланцев в меланже, 13 – гранито-гнейсы, 14 – позднемезозойские интрузии (диориты), 15 – надвиги и взбросы, 16 – тектонические нарушения неясного типа.

Выводы о геодинамической природе офиолитов Калгынского массива были сделаны на основании геохимических данных, полученных методом нейтронной-активации для кумулятивных габбро и вулканитов верхнекорового комплекса. Согласно этим данным, породы офиолитов могли быть сформированы в геодинамической обстановке океанического или окраинноморского бассейна [2]. В настоящей статье предлагается краткий обзор и анализ новых геохимических данных, полученных методом ICP-MS, а также первых данных по изотопному составу (Sm, Nd) для метавулканитов верхнекорового комплекса офиолитов Калгынского массива.

Вулканиды вскрываются на правом берегу среднего течения руч. Калгын, где в пределах крупного блока породы образуют делювиально-элювиальные развалы (рис. 1). Для пород характерны афировые текстуры. Несмотря на значительную амфиболизацию, хорошо различаются реликтовые мелко-, среднезернистые интерсертальные и микродиабазовые структуры основной массы.

При геохимической классификации пород, с целью избежать влияния метаморфизма на содержание калия использовались только те образцы, для составов которых наблюдалась прямая корреляция величины калия (K) с величинами концентраций (Y) и (Yb).

По химическому составу метавулканиды разделяются на две группы. Породы *первой группы* характеризуются низкими содержаниями калия ( $K_2O = 0.2-0.4$  мас. %) при вариациях кремнезема в диапазоне ( $SiO_2 = 48.8-51.6$  мас. %). На классификационной диаграмме  $SiO_2-K_2O$  фигуративные точки их составов располагаются в поле базальтов низкокалиевой серии (рис. 2 а). Для пород характерны средние и высокие содержания титана ( $TiO_2 = 1.5-2.5$  мас. %), магния ( $MgO = 5-8.4$  мас. %), умеренные кальция ( $CaO = 9.9-15.5$  мас. %), низкие и умеренные глинозема ( $Al_2O_3 = 12.3-15.8$  мас. %). Породы относятся к слабо дифференцированным сериям и характеризуются высокими значениями магнетиальности ( $Mg^\# = 70.4-77.5$ ).

Особенности распределения рассеянных элементов в породах первой группы отображены на рис. 3 в, г. Характерны низкие суммарные концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) ( $La+Sm+Yb = 10-15.7$  г/т) и слабофракционированные спектры распределения с незначительным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми РЗЭ ( $La/Sm = 0.7-1.2$ ;  $La/Yb = 1-2$ ). Спектры пород на спайдерграммах также имеют

слабодифференцированный характер за исключением отрицательной аномалии циркония, гафния и положительной аномалии стронция (рис. 3 г).

Образцы *второй группы* отличаются от первой повышенными значениями кремния ( $SiO_2 = 51.8-52.6$  мас. %) и калия ( $K_2O = 1.4-1.7$  мас. %), их точки располагаются на границе низко- и умеренно-калиевой серии в полях базальтов и андезито-базальтов (рис. 2 а). Для них характерны более низкие содержания магния ( $MgO = 5$  мас. %), титана ( $TiO_2 = 1.4-1.6$  мас. %), кальция ( $CaO = 9.9-15.5$  мас. %), повышенные глинозема ( $Al_2O_3 = 16.3-16.6$  мас. %).

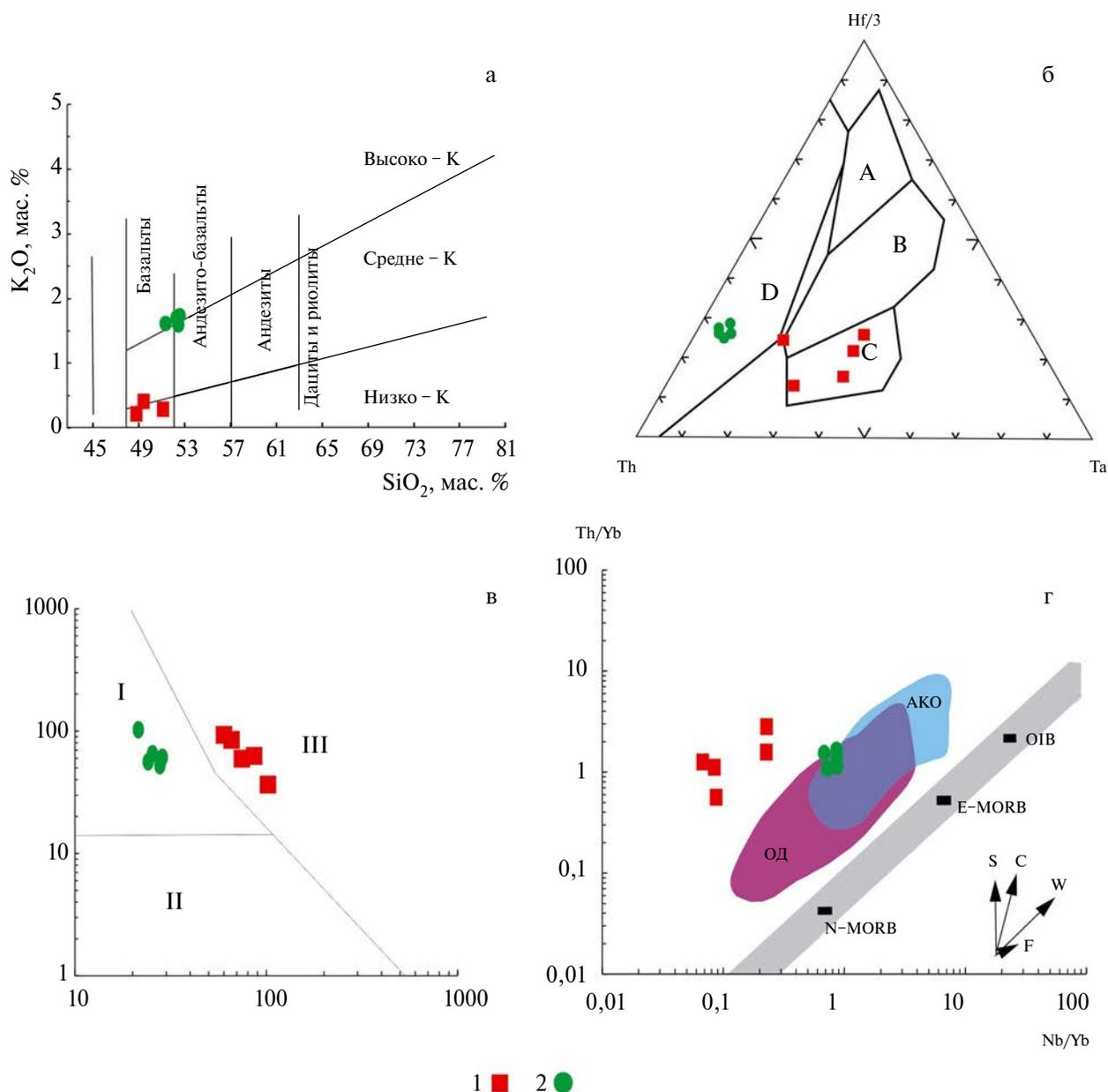
Распределение элементов-примесей (рис. 3 а, б) в породах второй группы характеризуется заметным преобладанием ЛРЗ над средними и тяжелыми РЗЭ ( $La/Sm = 1.7$ ;  $La/Yb = 3$ ), суммарные концентрации составляют ( $La+Sm+Yb = 18.8-21.5$  г/т). Нормированные на примитивную мантию многоэлементные спектры демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами (КЛЭ) и ярко выраженный тантал-ниобиевый минимум (рис. 3 б).

Для всех описываемых вулканитов характерны близкие особенности изотопного состава (табл. 1). Наблюдаются высокие значения величины отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0.70646–0.70694 – первая группа, 0.70529 – вторая группа), низкие значения отношения  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (0.51228–0.51231 – первая группа, 0.51223 – вторая группа), положительные значения  $\epsilon_{Nd}$ , которые составляют (8.10–8.64 – первая группа, 7.16 – вторая группа).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о существенном различии геохимических характеристик при очевидном сходстве особенностей изотопного состава описываемых вулканитов.

Геохимические особенности, отмеченные для пород второй группы, такие как: обогащение легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами КИЛ, Та–Nb-минимум, расположение фигуративных точек на дискриминантных диаграммах (рис. 2 б, в, г) однозначно свидетельствуют об островодужном генезисе этих пород.

Геодинамическая природа пород первой группы не столь очевидна. Повышенные содержания титана, слабофракционированные редкоземельные спектры и спайдерграммы, положение фигуративных точек на некоторых дискриминантных диаграммах (рис. 2 в) свидетельствуют о соответствии состава этих пород расплавам типа



**Рис. 2.** Диаграммы зависимости:  $SiO_2 - K_2O$  (а) [12],  $Th - Hf/3 - Ta$  (б) по [13],  $Ni(\gamma/\tau) - Cr/Ti$  (в) по [14]  $Nb/Yb - Th/Yb$  (г) по [15]. 1 – первая группа, 2 – вторая группа. Поля на (б): А – базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), В – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB), С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг; на (в): I – умеренно титанистые толеитовые серии островных дуг, II – низкотитанистые (бонинитовые) серии островных дуг, III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов и окраинных морей; на (г): OD – островные дуги, AKO – активные континентальные окраины.

N-MORB. В то же время для них характерны повышенные содержания тория, что является признаком субдукционной компоненты (рис. 2 г). Вместе с тем на диаграмме Вуда (рис. 2 б) точки составов этих пород попадают в поле внутриплитных щелочных базальтов.

Определиться с геодинамической природой базальтоидов первой группы позволяет тот факт,

что их изотопные составы очень близки с изотопными характеристиками пород второй группы, что отчетливо видно на диаграммах зависимости изотопных отношений, на которых точки составов пород располагаются близко друг к другу (рис. 4 а, б). Это позволяет сделать вывод, что породы первой и второй группы имели общий мантийный источник, который, вероятно, был

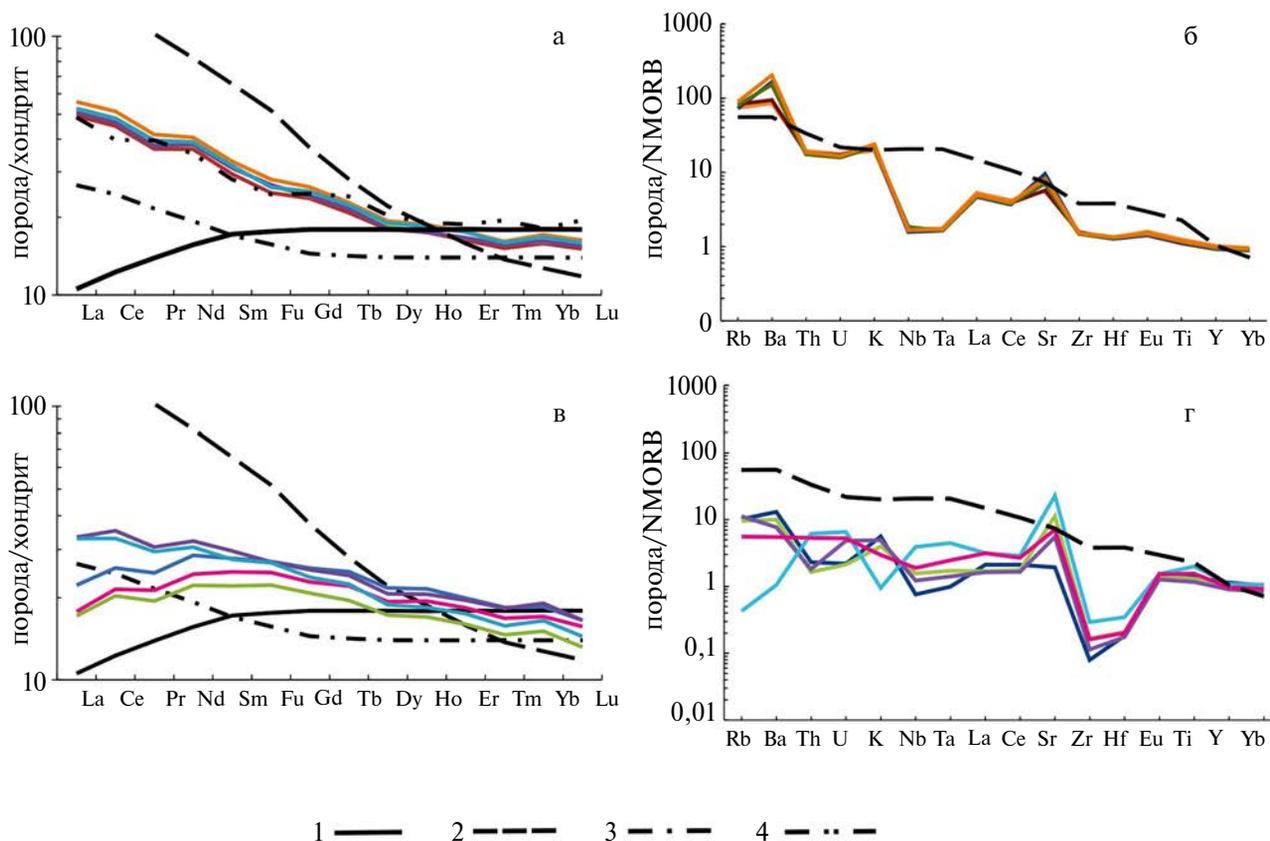
**Таблица 1.** Sm–Nd- и Rb–Sr-первичные изотопные данные по вулканогенным породам Калгынского офиолитового массива

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	±2σ,%	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	±2σ, %	Sm, ppm
Г18 11	38.287	504	0.2198	0.145	0.705286	0.0009	4.88
Г18 12-1	3.198	668.4	0.0139	0.129	0.706936	0.0008	4.18
Г18 11-6	6.065	503.8	0.0348	0.120	0.706456	0.0005	3.28
Образец	Nd, ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	±2σ,%	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	±2σ, %	ε <sub>Nd</sub> (T)	T(DM)
Г18 11	19.14	0.15409	0.265	0.512231	0.0005	7.16	805
Г18 12-1	14.73	0.17142	0.251	0.512279	0.0007	8.10	715
Г18 11-6	10.37	0.19088	0.153	0.512307	0.0007	8.64	627

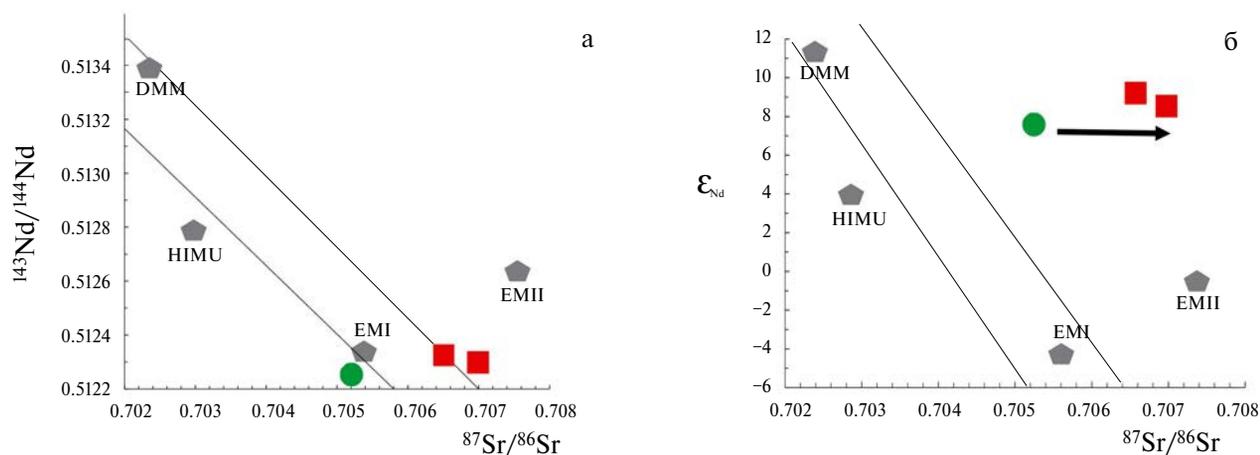
Примечания. Величины <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd соответствуют величинам изотопного состава на время 600 млн лет. Величина параметра ε<sub>Nd</sub>(T) вычислена относительно состава однородного хондритового резервуара (CHUR): <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967 и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638, <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr = 0.08160, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.70450 [16]. Модельный возраст T(DM) вычислен с использованием следующих характеристик обедненного мантийного резервуара (DM): <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.2136 и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513151, а для континентальной коры принята величина: <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.12 [17].

гетерогенным. Возможно, имело место смешение расплавов производных из различных мантийных источников. Этот вариант представляется более правдоподобным.

Субдукционная составляющая (повышенное содержание тория), наблюдаемая в составе пород первой группы, свидетельствует о том, что они могли формироваться вместе с островодужными



**Рис. 3.** Спектры распределения: РЗЭ, нормированные по хондриту (а, в), и элементов-примесей, нормированных по базальту N-MORB (в, г) для вулканитов Калгынского офиолитового массива. Вулканиты 1 – группы (в, г), вулканиты 2 – группы (а, б). 1 – базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), 2 – базальты океанических островов – (OIB), 3 – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB) [18]; 4 – островодужный толеит Мариинской островной дуги [19].



**Рис. 4.** Диаграммы зависимостей изотопных соотношений Sr–Nd (а) и изотопов Sr– $\epsilon_{Nd}$  (б) для вулканитов Калгынского офиолитового массива. Стрелкой показано изменение изотопного состава пород при взаимодействии с морской водой. Поле мантийной последовательности (прямые линии) и метки мантийных источников по [20].

вулканитами второй группы в общей субдукционной системе. Судя по преобладающим особенностям вещественного состава, они формировались из расплавов типа N-MORB, источником которых была деплетированная мантия вблизи зоны субдукции, в такой области, где существовала возможность взаимодействия (смешение, импрегнация) с субдукционными расплавами, родоначальными для пород второй группы. Это приводило к обогащению пород первой группы торием (субдукционная компонента) и к выравниванию изотопных характеристик родительских расплавов пород обоих типов.

Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что вулканиты первой группы были сформированы в задуговом бассейне. В этих породах преобладают геохимические черты базальтов типа N-MORB, что является свидетельством того, что бассейн находился на продвинутой стадии эволюции. В свою очередь, такой вывод предполагает наличие зрелой надсубдукционной системы, аналогичной современным западнотихоокеанским системам. С учетом возраста плутонических габброидов (600 млн лет), ассоциирующихся с описываемыми вулканитами, можно сделать вывод о существовании в регионе позднепротерозойского океанического бассейна.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены за счет гранта РНФ 20-17-00197.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.П. Тектоника литосферных плит СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
2. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии) // ГЕОС, 2000.
3. Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Третьяков Ф.Ф., Силантьев С.А. Офиолитовые пояса арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 62–75.
4. Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы. Геология и полезные ископаемые образования Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984. С. 110–134.
5. Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозоид // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.
6. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. Гринберг Г.А., Рудич К.Н. (ред.). М.: Наука, 1981. 359 с.
7. Геологическая карта СССР. М-6 1:200 000. Серия Яно-Индигирская, лист R-54-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. ГУП «Сахагеолфонд». 1984.
8. Горбов В.В., Загрузина И.А. Первые определения абсолютного возраста метаморфических пород

- Колымского срединного массива // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 5. С. 1131–1132.
9. Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941–944.
  10. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омuleвского поднятия. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. СВКНИИ ДВО АН СССР. 1988. Магадан.
  11. Ганелин А.В., Соколов С.Д., Шпикерман В.И., Герцева М.В., Маскаев М.В. Новые данные о возрасте Калгынского офиолитового массива коллизийного пояса Черского (Северо-Восток Азии): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований. Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 20–25.
  12. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
  13. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Blackwell, Oxford. 1989. 236 p.
  14. Wood D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // Earth Planet Sci. Lett. 1980. V. 50. No. 1–2. P. 30.
  15. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determinate using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 19. P. 290–300.
  16. Jacobson S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd Evolution of Chondrites and Achondrites // Earth and Planetary Science Letter. 1984. V. 67. P. 137–150.
  17. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letter. 1988. V. 87. P. 249–265.
  18. Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geological Society Special Publication, London. 1989. V. 42. P. 313–345
  19. Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. No. B7. P. 14991–15019.
  20. Metcalf R.V., Shervais J.W. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? // The Geological Society of America. Special Paper 438. 2008. P. 191–222.

## VOLCANITES OF NEOPROTEROZOIC OPHIOLITES KALGYN MASSIF (NORTHEAST ASIA): NEW GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC DATA

A. V. Ganelin<sup>#</sup>, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov, M. V. Maskaev

*Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: al-gan@yandex.ru*

*Received September 27, 2023*

*After revision December 12, 2023*

*Accepted December 14, 2023*

The Kalgan ophiolite massif is a unit of the ophiolite association of the Chersky collision belt. It is part of the Verkhoyano-Kolyma folded system on Northeast Asia. The Kalgan massif includes a complex of mantle peridotites, a lower-crust complex represented by ultrabasic cumulates, cumulative gabbro-amphibolites and amphibolites, and an upper-crust complex represented by metabasalts. New geochemical data obtained by the ICP-MS method, as well as data on the isotopic composition (Sm, Nd), made it possible to significantly clarify the geodynamic conditions for the formation of volcanites and to determine the features of the sources of parent melts.

*Keywords:* Northeast Asia, collision belts, ophiolites, geodynamics, isotopes

УДК 550.4:551.248.1(551.72)

## РИФТОГЕНЕЗ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ: ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН А. В. Самсонов<sup>1,2,\*</sup>, А. В. Степанова<sup>2</sup>, М. Ю. Гущина<sup>2,3</sup>, О. М. Силаева<sup>2,3</sup>, К. Г. Ерофеева<sup>1,2</sup>, В. В. Устинова<sup>2</sup>, О. А. Максимов<sup>2</sup>, Л. Р. Жданова<sup>2,4</sup>

Поступило 08.12.2023 г.

После доработки 26.12.2023 г.

Принято к публикации 29.12.2023 г.

Изучение вулканогенно-осадочной пачки нижней части разреза заонежской свиты в Онежской палеопротерозойской структуре на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита показало, что в ее составе преобладают туфогенные и высококремнистые породы. Высококремнистые породы ( $\text{SiO}_2$  до 94 масс. %) обеднены всеми элементами и, вероятно, представляют хемогенные кремнистые илы. Туфогенные породы имеют широкие вариации составов и образовались при смешении туфогенного базальтового материала с высококремнистыми хемогенными осадками. По уровням содержаний и характеру распределения рассеянных элементов туфогенные породы близки к вулканитам N-MORB. Такая породная ассоциация характерна для ранних стадий заложения континентальных рифтов в фанерозое и может указывать на формирование вулканогенно-осадочных комплексов заонежской свиты в обстановке континентального рифтогенеза. Туфогенные породы в нижней части разреза заонежской свиты по геохимическим характеристикам идентичны долеритовым дайкам и вулканитам MORB-типа с возрастом 2.10–2.14 млрд лет, и их формирование, вероятно, было связано с этим эпизодом масштабного растяжения и утонения континентальной литосферы Карельского кратона в среднем палеопротерозое. В этом случае возрастная граница заонежской и подстилающей туломозерской свит должна быть несколько древнее интервала 2.06–2.10 млрд лет, принятого в современных региональных стратиграфических схемах палеопротерозоя Фенноскандинавского щита.

*Ключевые слова:* континентальный рифт, палеопротерозой, толеитовый магматизм MORB типа, хемогенные кремнистые осадки

DOI: 10.31857/S2686739724040052

### ВВЕДЕНИЕ

Онежская структура (ОС) – это крупный фрагмент некогда обширного вулканогенно-осадочного бассейна, который был сформирован в среднем палеопротерозое на архейской коре Карельского кратона (рис. 1 а). Осадочные породы ОС слабо метаморфизованы, сохранили первичные структурные и текстурные

характеристики и представляют уникальный архив информации о составе атмосферы и гидросферы на ранних этапах геологической эволюции Земли [3]. Расшифровка этого архива проводится на протяжении более 100 лет, особенно интенсивно и успешно – в последнее десятилетие благодаря крупным научным проектам глубокого бурения и работам российских и международных коллективов [2, 4]. Главными результатами этих исследований являлись разработка стратиграфической шкалы отложений ОС (рис. 1 б) и детальная вещественная и изотопно-геохимическая характеристика осадочных пород. В строении разреза ОС в возрастном интервале от 2.3 до 1.8 млрд лет выделяется три надгоризонта (снизу вверх): ятулий, людиковый и калевый (рис. 1 б) [2, 4]. Наибольшее внимание исследователей привлекают мощные карбонатные отложения верхней части ятулия (туломозерская

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии Карельского Научного Центра Российской Академии наук, Петрозаводск, Россия

<sup>3</sup>Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: samsonovigem@mail.ru

свита) и обогащенные биогенным углеродом вулканогенно-осадочные отложения нижней части людиковия (заонежская свита). Изученные в ОС эвапориты с сульфатами и залежами галита, карбонатные толщи с аномально тяжелым изотопным составом углерода (событие Ломангунди — Ятулий), а также высокоуглеродистые породы (шунгиты) и фосфориты рассматриваются как индикаторы кардинальной смены экзогенных условий на Земле [3].

Палеотектонические обстановки формирования вулканогенно-осадочных пород ОС, которые имеют важное значение для корректной интерпретации изотопно-геохимических данных [5], обсуждаются в рамках двух альтернативных моделей. В одной из них ОС рассматривается как классический внутрикратонный бассейн с длительной историей формирования, связанной с конвективной неустойчивостью литосферы и/или мантийными плюмами [2, 6]. В другой модели процессы накопления ятулийско-людиковийских вулканогенно-осадочных толщ ОС коррелируются с эволюцией дивергентных и конвергентных структур в палеопротерозойских океанических бассейнах, обрамлявших Карельский кратон [4]. В частности, накопление вулканогенно-осадочных толщ заонежского горизонта, обогащенных углеродистым веществом, связывается с заложением глубоководного рифтогенного бассейна [4], причины открытия которого остаются неясными. Наша статья посвящена находке в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты туфогенных пород с геохимическими характеристиками MORB-типа, которые хорошо коррелируются по составу с дайками MORB-типа, имеющими площадное распространение на Карельском кратоне и датированными возрастными 2.10–2.14 млрд лет [7, 8]. Полученные данные подтверждают рифтогенную обстановку процессов накопления заонежской свиты и дают основания в пользу гипотезы рифтогенеза Карельского кратона под влиянием субдукционных процессов в Кольском океане [8].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

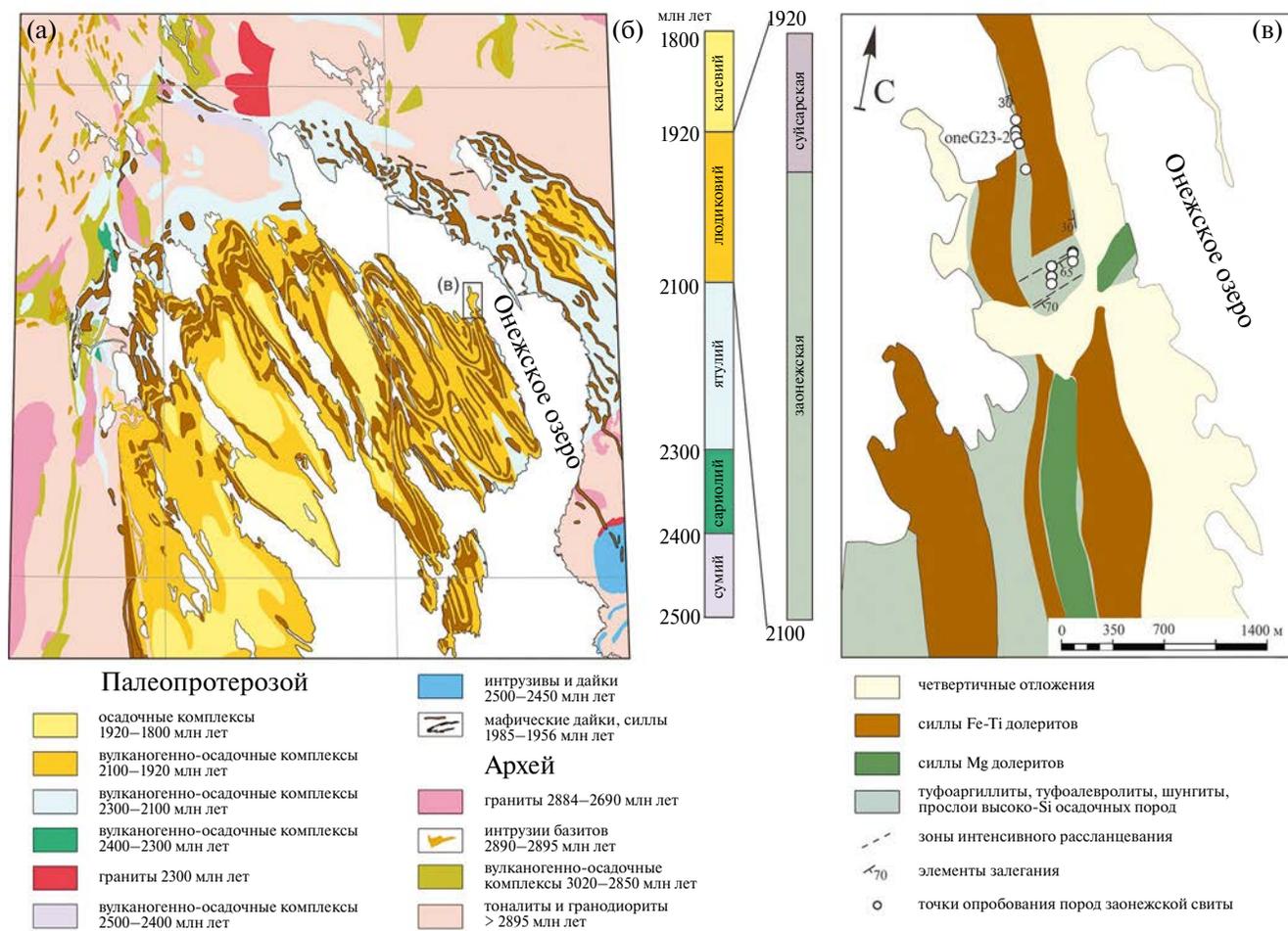
Содержание петрогенных элементов определялось на спектрометре последовательного действия PW-2400 (PhilipsAnalytical B.V.) в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Концентрации редких и редкоземельных элементов

определялись методом ICP-MS на Agilent 7900 в ИГ КарНЦ РАН по стандартной методике [9]. Разложение образцов проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Точность и правильность анализа контролировались по стандартным образцам ВНВО-2 и СГД-2а.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

*Геология и петрография.* Исследования проведены в северо-восточной части Заонежского полуострова по коренным обнажениям на участке Лебещина (рис. 1 в). Изученные породы слагают восточное крыло крупной пологой синклинали, подстилаются терригенно-карбонатными породами нижней подсвиты заонежской свиты и характеризуют самую нижнюю часть верхней вулканогенно-осадочной подсвиты [2, 10]. Силлы долеритов, субсогласные слоистости вмещающих пород, имеют широкое распространение на изученной территории. В серии обнажений (рис. 1 в) вскрыта слоистая пачка с чередованием преобладающих по объему вулканогенно-осадочных и более редких осадочных пород. Мощность отдельных слоев варьирует от 3–4 до 10–20 см (рис. 2 а, б), редко достигая 1 метра. В породах повсеместно присутствует пирит, который образует как рассеянную вкрапленность, так и небольшие вытянутые линзы.

Вулканогенно-осадочные породы имеют пелитовую и алевролитовую структуры. В прослоях туфогенного материала, замещенного хлоритом, встречаются реликты витрокластической структуры и кристаллокласты полевых шпатов. Отличительной особенностью является разнообразие текстур, которые связаны с особенностями состава разных слоев пачки. Слоистые текстуры характерны для большинства проб. Слойки варьируют по составу за счет разных соотношений минералов в ассоциации хлорит + альбит + актинолит ± эпидот ± титанит ± кварц ± кальцит. Границы слоев преимущественно отчетливые, реже постепенные (рис. 2 в, OneG23–2/7–1, 2), что может объясняться непрерывным накоплением фонового пирокластического материала с отдельными импульсами осаждения кремнистых и, возможно, карбонатных осадков. Разнообразные пятнистые текстуры устанавливаются в отдельных прослоях мощностью 5–10 см и образованы за счет присутствия мелких, от долей мм до 1–2 см, округлых и линзовидных обособлений с разным строением и составом, хорошо видимых на фоне более темной микрозернистой альбит–актинолит–хлоритовой основной массы. Светло-серые обособления сферолитового

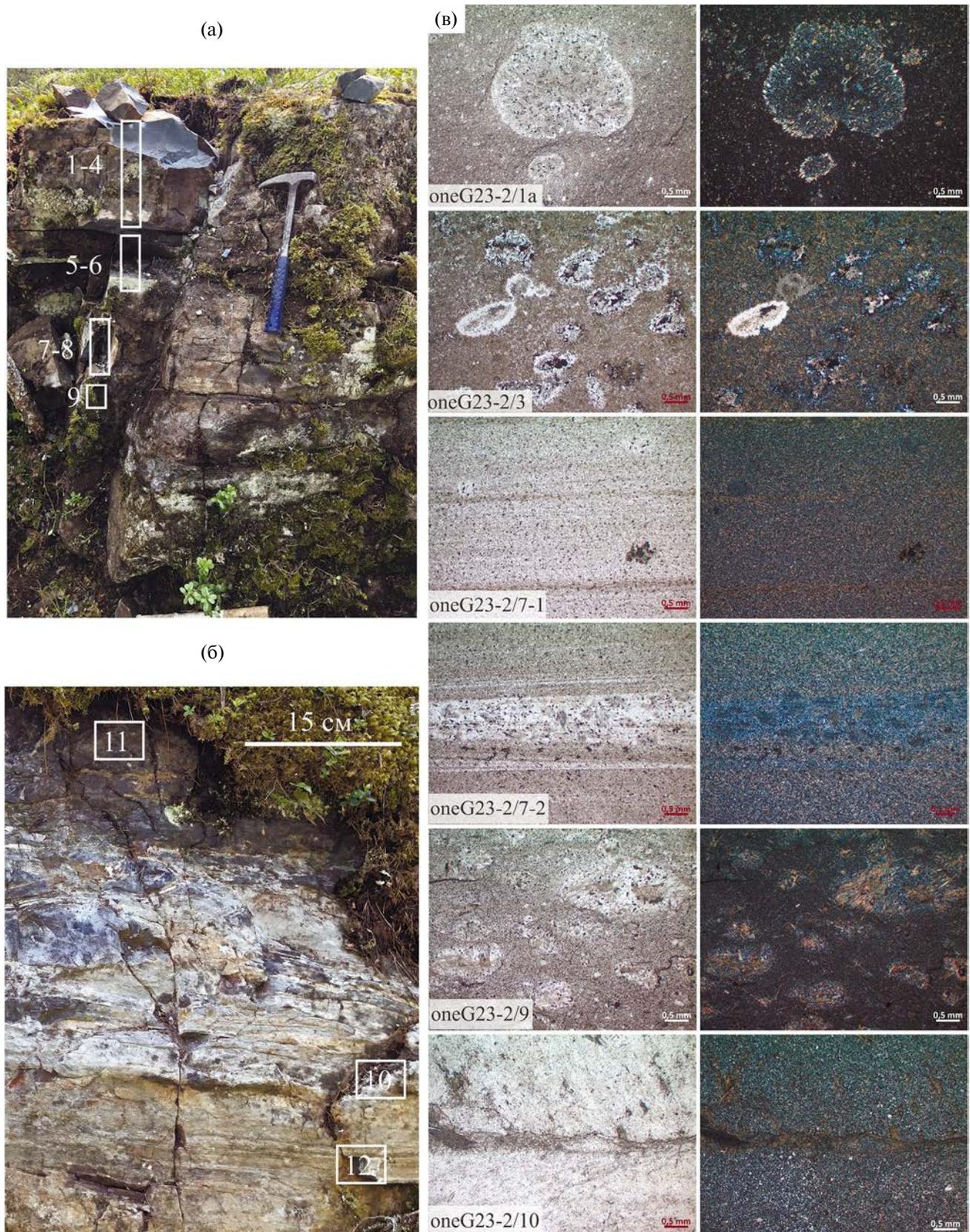


**Рис. 1.** (а) – схема геологического строения Онежской структуры (по [1] с упрощениями); (б) – общая стратиграфическая шкала палеопротерозойских комплексов Карельского кратона с детализацией для людиковия (по [2]); (в) – детальная геологическая схема участка Лебещина.

облика с концентрически–зональным или радиально–лучистым строением, сложенные эпидот–актинолит–альбит–хлоритовым агрегатом (рис. 2 в, oneG23-2/1a), встречаются в нескольких образцах; вопрос их происхождения требует дополнительных исследований. Линзовидные и изометричные обособления, выполненные хлоритом и кальцитом (рис. 2 в, и OneG23-2/3), встречаются в прослоях, обогащенных карбонатами, и, возможно, представляют бывшие поры в исходных туфогенно–карбонатных породах. Различные по форме и ориентировке включения в туфогенной пелитовой массе, обогащенные микрозернистым агрегатом кварца (рис. 2 в, OneG23-2/9), могут представлять дезинтегрированные слои кремнистых осадков или диагенетические конкреции в преобладающем туфогенном матриксе (рис. 2 в, OneG23-2/7-2).

Прослои осадочных пород с низким содержанием туфогенного материала имеют массивную, редко неясно-слоистую текстуру (рис. 2 б) и более чем на 80% сложены микрозернистым агрегатом кварца с примесными количествами альбита, актинолита, кальцита и углеродистого материала (рис. 2 в, OneG23-2/10). Эти высококремнистые породы сопоставимы с силицитами и лидитами, которые имеют широкое распространение в составе заонежской свиты и рассматриваются как хемогенные осадочные породы, связанные с подводной гидротермальной активностью [2, 11].

Таким образом, изученная вулканогенно-осадочная пачка, сложенная туфоаргиллитами и туфоалевролитами с прослоями кремнистых осадков, формировалась в водном бассейне при масштабном поступлении туфогенного



**Рис. 2.** Строение вулканогенно-осадочной пачки и текстурные особенности пород в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты на примере опорного участка OneG23-2; (а, б) фотографии обнажений. Номера на фотографиях соответствуют номерам шлифов; (в) фотографии шлифов пород. Объяснения в тексте.

материала с подчиненной ролью хемогенного осадконакопления.

*Геохимия.* Химические индексы CIA и ICV (рис. 3) показывают незначительное влияние процессов выветривания на химический состав изученных пород (рис. 3 а). Сильные изменения связаны с гидротермально-метасоматическими процессами, которые существенно преобразовали вулканогенно-осадочные породы (рис. 3 б) и обеспечили широкие незакономерные вариации содержаний щелочных и щелочноземельных элементов, включая Na, K, Rb, Sr и Ba (рис. 3 ж–л), высокая степень подвижности которых общеизвестна. Наименее подвижные элементы, такие как HFSE и REE, сохранили информацию о первичных особенностях состава вулканогенно-осадочных пород.

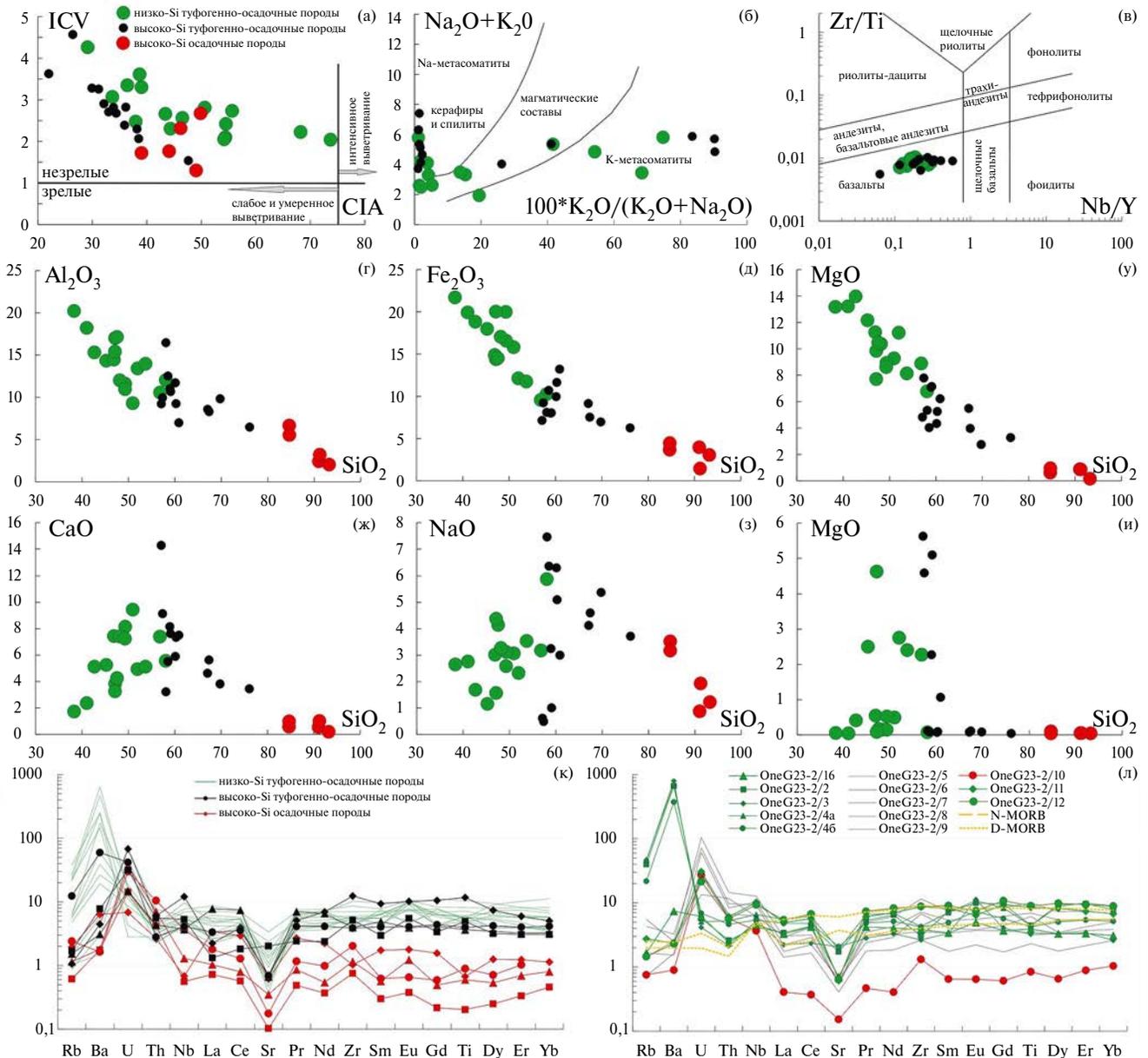
Кремнистые породы имеют высокие содержания  $\text{SiO}_2$  (84–94 масс. %) и очень низкие концентрации всех несовместимых элементов, включая PЗЭ, суммы которых в изученных образцах составляют от 2.8 до 14 г/т (табл. 1, рис. 3). Характер распределения REE и HFSE сильно варьирует. Большинство образцов имеют обогащенные спектры легких PЗЭ и отрицательные Nb-аномалии, в то время как один образец (номер OneG23-2/10) имеет деплетированный спектр легких PЗЭ и резкую положительную Nb-аномалию (рис. 3 к, л). По составу и уровню содержания редких элементов эти кремнистые породы близки к лидитам из смежного участка в районе дер. Тетюгино, которые располагаются на чуть более высоком уровне разреза заонежского горизонта и образовались из гидротермальных растворов вблизи центра вулканической активности [11].

Вулканогенно-осадочные породы имеют очень широкие вариации содержаний  $\text{SiO}_2$  (35–75 масс. %), всех петрогенных и некоторых редких элементов, что, вероятно, является как результатом смешения туфогенного материала с кремнистыми и, возможно, с карбонатными осадками, так и постмагматической переработки изученных пород. По соотношению наименее мобильных элементов все породы компактно располагаются в поле базальтов (рис. 3 в). Базальтовый состав туфогенной компоненты вулканогенно-осадочных пород также подчеркивается высокими концентрациями в них MgO, Cr, Ni, Co (табл. 1, рис. 3). REE и HFSE имеют узкие вариации содержаний и близкое распределение во всех образцах, и, вероятно, сохранили неизменными геохимические характеристики пород. Их отличительными

особенностями являются обедненные спектры легких PЗЭ ( $(\text{La}/\text{Sm})_N$  от 0.33 до 1.1), слабо фракционированные спектры тяжелых PЗЭ ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  от 0.70 до 1.9) и положительные Nb-аномалии ( $\text{Nb}/\text{Nb}^*$  от 0.92 до 2.1) (табл. 1, рис. 3 к, л). Такие геохимические характеристики сближают изученные породы с базальтами океанических хребтов (рис. 3 к, л). Примечательно, что даже высококремнистые туфогенные породы с содержаниями  $\text{SiO}_2$  от 60 до 75%, представляющие смесь туфогенного базитового материала со значительным количеством кремнистых пород, сохранили все геохимические черты туфогенной базитовой компоненты, включая принадлежность к базальтам (рис. 3 в), обедненные спектры легких лантаноидов ( $(\text{La}/\text{Sm})_N$  от 0.24 до 0.82) и положительные Nb-аномалии ( $\text{Nb}/\text{Nb}^*$  от 1.0 до 2.4) (табл. 1, рис. 3 к, л). Это объясняется аномально низкими концентрациями редких элементов в кремнистых осадках и их минимальным влиянием на геохимию туфогенного материала в процессе смешения.

*Тектоническая обстановка и оценка возраста накопления пачки.* Согласно проведенным петрографическим и геохимическим исследованиям, в основании разреза верхней подсветы заонежской свиты преобладают туфогенные породы основного состава при подчиненном количестве кремнистых осадочных пород.

Вулканогенно-осадочные породы по уровням содержаний и соотношениям HFSE и REE на разных дискриминантных диаграммах демонстрируют сходство с базальтами срединно-океанических хребтов (рис. 4 а–в). Это дает основание полагать, что туфогенная компонента является производной базальтовых расплавов, зарождавшихся при малоглубинном плавлении деплетированного астеносферного источника без значимого вклада континентальной коры. Реализация таких условий предполагает резкое утонение континентальной литосферы Карельского кратона с образованием проводящих зон для подъема мантийных расплавов, что отвечает обстановке рифтогенеза. Высококремнистые породы – первично хемогенные, их образование было связано с подводной гидротермальной активностью, вероятно, базальтовых вулканических построек. Присутствие хемогенных высококремнистых пород с обогащенными коровыми ( $(\text{La}/\text{Sm})_N > 1$ ,  $\text{Nb}/\text{Nb}^* < 1$ ) геохимическими характеристиками показывает, что гидротермальные растворы, поставившие кремнезем, дренировали терригенные осадочные породы нижней части разреза ОС или гранитоиды ее

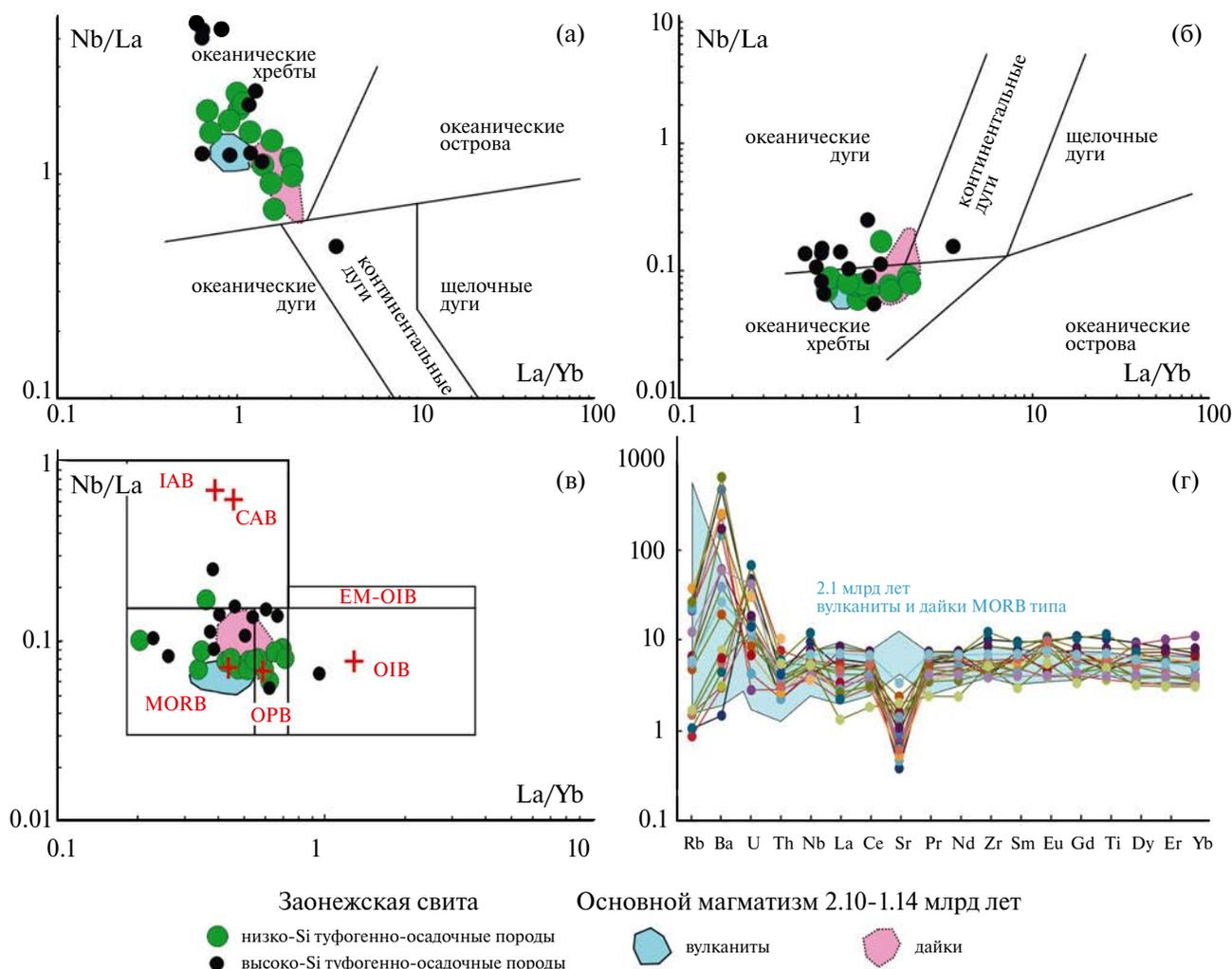


**Рис. 3.** Особенности химического состава вулканогенно-осадочных пород участка Лебещина. Классификационные диаграммы по данным: (а) – [12]; (б) – [13]; (в) – [14]; (г–и) – вариации содержаний петрогенных элементов относительно SiO<sub>2</sub>; (к) – мультиэлементные спектры составов пород в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты на участке Лебещина (рис. 1, образцы oneG22); (л) – данные по участку OneG23-2, положение образцов показано на рис. 2. На мультиэлементных диаграммах концентрации элементов нормированы по примитивной мантии [15]. Спектры для N-MORB и D-MORB приведены по средним величинам из работы [16].

фундамента. Это может указывать на начальную стадию заложения рифтового прогиба, последующее углубление которого фиксируется по отложениям турбидитов, типичных для более высоких уровней разреза заонежской свиты [17]. Следует добавить, что ассоциация вулканогенных пород MORB-типа с высококремнистыми

породами характерна для ранних стадий заложения континентальных рифтов в фанерозое [18].

Туфогенный материал основного состава в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты по геохимическим характеристикам идентичен долеритовым дайкам и базальтам



**Рис. 4.** Дискриминационные петротектонические диаграммы для основных пород: (а, б) – по [19]; (в) – по [20]; (г) – мультиэлементные диаграммы для вулканогенно-осадочных пород участка Лебещина с полем составов даек долеритов и базальтов с возрастом 2.10–2.14 млрд лет на Карельском кратоне по данным [7, 8]. Нормирование по примитивной мантии по [15].

MORB-типа (рис. 4 а–г), которые имеют ареальное распространение на территории Карельского кратона и формировались в интервале возрастов 2.10–2.14 млрд лет назад в обстановке растяжения коры [7, 8]. Это является аргументом в пользу того, что основной туфогенный материал в основании верхней подсвиты заонежской свиты ОС и долеритовые дайки и базальты MORB-типа, имеющие ареальное распространение на Карельском кратоне, были связаны с единым эпизодом масштабного растяжения и утонения континентальной литосферы, который охватил весь Карельский кратон 2.10–2.14 млрд лет назад. Специфика этого внутрилитного базальтового магматизма на Карельском кратоне и имеющиеся данные о палеопротерозойских

орогенах его обрамления, позволяют предполагать, что это растяжение имело пассивный характер и было связано с отступлением зоны субдукции в Кольском океане [8].

Принадлежность даек и вулканитов MORB-типа с возрастом 2.10–2.14 млрд лет и вулканогенно-осадочных пород нижней части разреза заонежской свиты к единому этапу тектонической эволюции Карельского кратона, возможно, требует пересмотра возраста границы туломозерской и заонежской свит (2.06 до 2.10 млрд лет), принятого в существующих стратиграфических схемах палеопротерозоя Фенноскандинавского щита [2, 3].

**Таблица 1.** Содержания петрогенных и редких элементов в вулканогенно-осадочных породах заонежской свиты на опорном разрезе OneG23–2, север участка Лебещина

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	OneG23-2/1б	OneG23-2/2	OneG23-2/3	OneG23-2/4а	OneG23-2/4б	OneG23-2/5	OneG23-2/6	OneG23-2/7	OneG23-2/8	OneG23-2/9	OneG23-2/10	OneG23-2/11	OneG23-2/12
мас. %													
SiO <sub>2</sub>	47.48	54.75	52.27	56.94	57.27	59.69	57.22	59.45	75.53	68.46	90.81	44.81	35.50
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.89	0.67	0.89	0.85	0.66	1.81	1.24	0.47	1.20	0.17	1.59	1.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.57	9.51	8.46	10.30	10.72	9.17	12.24	11.60	6.44	9.65	3.20	14.65	18.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.25	8.81	6.55	7.76	7.79	11.54	10.46	9.85	6.23	6.84	1.45	19.04	20.10
MnO	0.327	0.275	0.273	0.245	0.234	0.278	0.195	0.177	0.128	0.093	0.038	0.149	0.180
MgO	8.30	7.44	4.42	6.89	6.89	5.21	3.95	4.30	3.26	2.71	0.87	7.33	12.21
CaO	6.98	8.73	13.07	7.36	7.93	7.28	5.41	5.84	3.43	3.75	1.01	3.10	1.60
Na <sub>2</sub> O	2.49	0.47	0.56	0.97	3.16	5.05	6.23	6.24	3.69	5.28	1.92	4.16	2.45
K <sub>2</sub> O	0.14	4.39	5.15	4.91	2.21	0.09	0.08	0.07	0.04	0.08	0.05	0.08	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.16	0.11	0.08	0.09	0.06	0.15	0.10	0.02	0.07	0.02	0.14	0.13
S	0.02	0.02	0.02	0.03	н.о.	н.о.	0.08	0.06	н.о.	0.11	0.04	0.06	н.о.
ППП	3.62	3.93	7.75	2.99	2.49	0.93	2.04	0.98	0.73	1.66	0.39	4.79	7.33
Сумма	99.95	99.38	99.30	99.37	99.63	99.96	99.87	99.91	99.97	99.90	99.97	99.90	99.95
г/т													
V	208	186	150	276	271	213	394	343	157	301	30.2	399	451
Cr	176	227	156	286	152	74.4	297	235	167	244	119	213	191
Co	45.5	33.0	24.6	36.9	27.4	38.0	85.7	41.4	20.5	24.0	9.7	56.3	53.3
Ni	96.3	81.9	63.8	107	85.9	77.1	184	109	58.9	70.2	33.8	107	105
Cu	131	184	48.4	250	81.3	3.11	60.2	19.4	17.0	70.3	13.9	538	93.7
Zn	77.9	62.0	44.2	57.3	54.6	60.6	110	67.4	34.9	43.3	17.2	132	188
Ga	14.6	17.2	9.66	1.82	10.7	9.60	16.1	12.5	6.15	12.5	2.28	19.6	23.3
Rb	0.889	21.4	24.9	24.8	11.6	0.762	2.95	0.390	0.893	2.30	0.405	1.47	0.779
Sr	12.8	31.6	37.7	34.4	37.6	10.0	9.58	10.7	7.43	11.9	2.78	12.0	11.6
Y	11.4	40.5	14.5	35.2	19.2	12.0	29.0	19.2	6.65	14.2	2.70	25.9	29.5
Zr	37.2	29.8	25.7	41.6	41.0	34.3	112	69.7	25.5	65.6	12.8	84.3	85.7
Nb	2.83	2.58	3.19	4.09	3.35	3.78	7.87	6.34	3.87	5.77	2.27	6.28	5.76
Cs	0.092	0.087	0.067	0.088	0.066	0.023	0.068	0.032	0.031	0.065	0.032	0.088	0.109
Ba	44.9	4013	4830	4350	2258	15.4	15.1	9.86	9.26	19.7	5.43	14.4	14.0
La	2.01	2.09	1.36	3.37	2.95	1.86	1.80	1.36	0.875	1.07	0.250	3.04	3.33
Ce	6.76	6.96	3.77	9.82	7.67	5.07	6.66	4.60	2.65	3.57	0.594	9.08	10.7
Pr	1.02	1.29	0.682	1.59	1.17	0.760	1.20	0.848	0.430	0.582	0.113	1.47	1.78
Nd	4.82	7.71	3.94	8.12	6.14	3.89	7.28	5.09	2.19	3.45	0.483	8.42	9.83
Sm	1.31	2.85	1.30	2.74	1.89	1.32	2.84	2.08	0.680	1.56	0.251	3.19	3.49
Eu	0.723	1.44	1.63	1.58	1.07	0.540	1.19	0.805	0.322	0.555	0.094	0.931	1.10
Gd	1.89	4.93	2.08	4.27	2.91	1.88	4.32	3.17	0.880	2.27	0.313	4.82	5.52
Tb	0.319	0.905	0.317	0.796	0.516	0.335	0.726	0.525	0.167	0.374	0.079	0.874	0.955
Dy	2.11	6.03	2.10	5.63	3.21	2.14	4.64	3.48	1.13	2.20	0.418	5.22	6.26
Ho	0.462	1.37	0.478	1.28	0.731	0.480	0.994	0.742	0.263	0.527	0.118	1.11	1.29
Er	1.39	4.02	1.42	4.14	2.25	1.55	3.07	2.28	0.896	1.77	0.370	3.08	3.91

Окончание таблицы 1

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	OneG23-2/16	OneG23-2/2	OneG23-2/3	OneG23-2/4a	OneG23-2/4б	OneG23-2/5	OneG23-2/6	OneG23-2/7	OneG23-2/8	OneG23-2/9	OneG23-2/10	OneG23-2/11	OneG23-2/12
г/т													
Tm	0.201	0.532	0.184	0.569	0.339	0.235	0.449	0.338	0.153	0.301	0.069	0.443	0.560
Yb	1.29	3.28	1.08	3.70	2.14	1.60	2.81	2.28	1.07	2.08	0.431	2.80	3.69
Lu	0.184	0.496	0.231	0.563	0.315	0.258	0.437	0.357	0.182	0.338	0.075	0.446	0.549
Hf	1.09	1.02	0.730	1.50	1.41	1.11	3.26	2.31	0.851	1.95	0.392	2.60	2.86
Ta	н.о.	н.о.	н.о.	0.441	0.245	0.286	н.о.	н.о.	0.515	н.о.	н.о.	н.о.	0.967
Pb	0.394	2.10	1.04	2.13	1.65	0.869	2.73	2.02	1.63	5.53	0.845	1.61	0.548
Th	0.196	0.212	0.175	0.423	0.377	0.945	1.18	0.678	0.543	0.785	0.463	0.490	0.459
U	0.125	0.116	0.084	0.104	0.140	0.273	2.12	1.24	0.575	1.46	0.553	0.620	0.436

Примечание. н.о. – не определялся; 1–10 и 12–13 – вулканогенно-осадочные породы, 11 – высококремнистая осадочная порода.

## ВЫВОДЫ

В основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты ОС залегает тонкослоистая вулканогенно-осадочная пачка, состоящая из базальтовых туфов, туфоаргиллитов, туфоалевролитов и лидитов. Вулканогенные породы этой пачки имеют геохимические характеристики, сопоставимые с MORB, их исходные базальтовые расплавы зарождались при плавлении малоглубинного астеносферного источника и поднимались к поверхности без контаминации коровым материалом. Это предполагает обстановку рифтогенеза с резким утонением континентальной литосферы Карельского кратона под ОС. Высококремнистые породы имеют хемогенно-осадочное происхождение и образовались за счет осаждения кремнезема, поступавшего в бассейн из гидротермальных источников подводных вулканов. Состав и текстурные характеристики пород предполагают, что вулканогенно-осадочная пачка накапливалась в морском бассейне в обстановке активного базальтового вулканизма, возможно, на начальной стадии заложения рифтового прогиба.

Продукты основного магматизма в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты по геохимическим характеристикам идентичны долеритовым дайкам и базальтам MORB-типа с возрастом 2.10–2.14 млрд лет и мог быть связан с единым эпизодом масштабного растяжения и утонения континентальной литосферы Карельского кратона в среднем палеопротерозое.

Это несколько древнее существующих оценок возраста границы тулоозерской и заонежской свит, 2.10 млрд лет [2] или 2.06 млрд лет [3], принятых в современных стратиграфических схемах палеопротерозоя Фенноскандинавского щита.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Тучковой М.И. (ГИН РАН) и Чаженгиной С.Ю. (ИГ КарНЦ РАН) за обсуждение полученных данных и рукописи статьи. Обстоятельные отзывы с конструктивными замечаниями и рекомендациями двух анонимных рецензентов привели к существенной редакционной и смысловой доработке статьи, сделав ее более корректной и понятной широкому кругу читателей.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 23-17-00260.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Полин А.К., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Иващенко В.И., Гоголев М.А. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 2. С. 3–41.
- Заонежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения). Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В.

- (Ред.). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
3. Reading the archive of Earth's oxygenation. Volume 3: global events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling early Earth project. Kump L.R., Fallick A.E., Strauss H., Hanski E.J., Prave A.R., Lepland A. (Eds.). Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 1049–1552.
  4. Reading the archive of Earth's oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia – drilling early Earth project. Prave A.R., Hanski E.J., Fallick A.E., Lepland A., Kump L.R., Strauss H. (Eds.). Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 3–490.
  5. Prave A.R., Kirsimäe K., Lepland A., Fallick A.E., Kreitsmann T., Deines Yu.E., Romashkin A.E., Rychanchik D.V., Medvedev P.V., Moussavou M., Bakas K., Hodgskiss M.S.W. The grandest of them all: the Lomagundi–Jatuli Event and Earth's oxygenation // *J. Geol. Soc. London*. 2022. V. 179. No. 1. 2021–036.
  6. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Полещук А.В., Зыков Д.С., Шалаева Е.А. Тектоника и модель формирования Онежского синклиория в палеопротерозое // *Геодинамика и тектонофизика*. 2023. Т. 14. № 4. С. 709.
  7. Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Yu.O., Larionov A.N., Stepanov V.S., Shapovalov Y.B., Egorova S.V. Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: petrology, geochronology and tectonic setting // *J. Petrology*. 2014. V. 55. No. 9. P. 1719–1751.
  8. Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н. Возраст и геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму с возрастом 2.1 млрд лет // *Петрология*. 2023. Т. 31. № 6. С. 577–601.
  9. Светов С.А., Степанова А.В., Бурдюх С.В., Парамонов А.С., Утицина В.Л., Эхова М.В., Теслюк И.А., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Коньшев А.А. Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2023. № 2. С. 73–86.
  10. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Соколов В.А. (Ред.). Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. 1982. 204 с.
  11. Кондрашова Н.И., Медведев П.В. Лидиты Северо-Онежского синклиория Карелии, их микроэлементный состав и возможный генезис // *Литология и полезные ископаемые*. 2023. № 6. С. 624–640.
  12. Saxena A, Pandit M.K., Zhao J.H. Geochemistry of Hindoli Group metasediments, SE Aravalli Craton, NW India: implications on provenance characteristics and tectonic setting // *Jour. Geol. Soc. India*. 2023. V. 99. P. 1071–1082.
  13. Hughes C.J. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum // *Geol. Mag.* 1972. V. 109. No. 6. P. 513–527.
  14. Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // In: Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Wyman D.A. (Eds.). Geological Association of Canada. Short Course Notes. 1996. V. 12. P. 79–113.
  15. Wedepohl K.H., Hartmann G. The composition of the primitive upper Earth's mantle // In: Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. Rio de Janeiro: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Meyer H.O.A., Leonardos O.H. (Eds.) 1994. V. 1. P. 486–495.
  16. Klein E.M. Geochemistry of the igneous oceanic crust // In: Treatise on Geochemistry. Holland H.D., Turekian R.R. (Eds.). 2003. V. 3. P. 433–463.
  17. Reading the archive of Earth's oxygenation. Volume 2: The core archive of the Fennoscandian Arctic Russia – drilling early Earth project. Prave A.R., Fallick A.E., Hanski E.J., Lepland A., Kump L.R., Strauss H. (Eds.). Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 493–1046.
  18. Robertson A.H.F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region // *Lithos*. 2002. V. 65. P. 1–67.
  19. Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings // *Am.J. Sci.* 2012. V. 312. P. 357–416.
  20. Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*. 2021. V. 392–393. P. 106068.

## RIFTING IN THE PALEOPROTEROZOIC ONEGA BASIN: GEOCHEMISTRY OF VOLCANO-SEDIMENTARY ROCKS OF THE ZAONEGA FORMATION

Corresponding member of the RAS **A. V. Samsonov**<sup>1,2,#</sup>, **A. V. Stepanova**<sup>2</sup>, **M. Yu. Guschina**<sup>2,3</sup>,  
**O. M. Silaeva**<sup>2,3</sup>, **K. G. Erofeeva**<sup>1,2</sup>, **V. V. Ustinova**<sup>2</sup>, **O. A. Maksimov**<sup>2</sup>, **L. R. Zhdanova**<sup>2,4</sup>

*Received December 08, 2023*

*After revision December 26, 2023*

*Accepted December 29, 2023*

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,  
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>2</sup>*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russian Federation*

<sup>3</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>4</sup>*Institute of Earth sciences, St. Petersburg state university, St. Petersburg, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: samsonovigem@mail.ru*

The study of the volcanogenic-sedimentary sequence in the lower part of the Zaonega Formation in the Paleoproterozoic Onega structure (Karelian craton, Fennoscandian Shield) has shown that tuffs and high-silica rocks predominate in its composition. High-silica rocks (SiO<sub>2</sub> up to 94 wt. %) are depleted of all elements and probably representing chemogenic siliceous silt. Tuff rocks are close to N-MORB basalts in terms of major element content and rare element distribution character. This association is common to the early stages of continental rifting in the Phanerozoic and may indicate the formation of volcanogenic-sedimentary complexes of the Zaonega Formation in the environment of continental rifting. The mafic rocks in the lower part of the Zaonega Formation are geochemically identical to dolerite dikes and N-MORB-type basalts of 2.10–2.14 Ga age. Their formation was probably related to the same episode of large-scale stretching and thinning of the continental lithosphere of the Karelian craton in the mid–Paleoproterozoic. In this case, the age limit of the Zaonega and underlying Tulomozero Formations should be somewhat older than the 2.06–2.10 Ga interval accepted in modern regional stratigraphic schemes of the Paleoproterozoic of Fennoscandian shield.

*Keywords:* continental rift, Paleoproterozoic, MORB-type tholeiites, chemogenic sediments

УДК 550.42

## ТИХООКЕАНСКИЕ ВОДЫ В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ: ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПО ХАРАКТЕРИСТИКАМ $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ И $[\text{DIC}]$

© 2024 г. Член-корреспондент РАН Е. О. Дубинина<sup>1,\*</sup>, С. А. Коссова<sup>1</sup>, А. А. Осадчиев<sup>1,2</sup>, Ю. Н. Чижова<sup>1</sup>, А. С. Авдеенко<sup>1</sup>

Поступило 28.12.2023 г.

После доработки 09.01.2024 г.

Принято к публикации 10.01.2024 г.

На основе высокоточных данных об изотопном составе и концентрации растворенного неорганического углерода в водах Берингова моря проведена оценка масштабов и путей распространения его вод в тихоокеанском секторе Северного Ледовитого океана. Несмотря на то что  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  и  $[\text{DIC}]$  не являются классическими консервативными трассерами, в акватории Восточно-Сибирского моря, являющейся зоной активного взаимодействия речного стока с морскими водами, эти параметры показывают присутствие морских вод не только атлантического, но и тихоокеанского происхождения – аналогичных водам Берингова моря. При помощи модели трехкомпонентного смешения получена оценка пространственного распределения тихоокеанских, атлантических и речных вод вдоль двух разрезов Восточно-Сибирского моря. Тихоокеанский компонент распространяется с востока на запад примерно до 160 градуса восточной долготы, а возможно, и западнее, огибая остров Врангеля не только с севера, но и, возможно, с юга. В Восточно-Сибирском море обнаруживаются воды, аналогичные Берингоморским летним поверхностным водам открытого моря, которые выносятся к северному шельфу круговым Берингоморским течением, и верхним промежуточным водам, которые могут попадать в зону северного шельфа моря за счет апвеллинга или активного перемешивания.

**Ключевые слова:** Арктика, тихоокеанский сектор СЛО, растворенный неорганический углерод, DIC,  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , Берингово море, Восточно-Сибирское море, речной сток, циркуляция вод

DOI: 10.31857/S2686739724040063

### ВВЕДЕНИЕ

Воды Берингова моря имеют особое значение для Северного Ледовитого океана (СЛО): поступаая через Берингов пролив, они не только играют опресняющую роль (имея соленость 32–33 е.п.с., Woodgate 2013 и др.), но и привносятся в СЛО биогенные элементы, положительно влияющие на первичную продукцию (Aksenov et al., 2015 и др.). Кроме того, из-за водообмена между Беринговым морем и водными массами открытой части Тихого океана, которые содержат повышенные концентрации растворенного неорганического углерода ( $\text{DIC}^1$ ) (Bostok et al., 2010 и др.), берингоморские воды являются дополнительным источником углерода, что имеет большое значение для подкисления вод СЛО.

Тем не менее воды Берингова моря отличаются крайне слабой изученностью, особенно в западной части, где расположены высокопродуктивный Корякский шельф и Командорские острова. Полученные нами (Дубинина и др., 2024) первые данные об изотопных параметрах вод этой акватории показали, что концентрации DIC в Беринговом море действительно являются высокими ( $2432 \pm 32$   $\mu\text{моль/кг}$ , максимум 2500  $\mu\text{моль/кг}$ , Дубинина и др., 2024), даже на фоне открытой части Тихого океана, в глубинных водах которого величины  $[\text{DIC}]$  находятся на уровне  $\approx 2300$   $\mu\text{моль/кг}$  (Ge et al., 2022; Kroopnick 1985). В накоплении  $[\text{DIC}]$ , по нашим данным, большую роль играют зимние воды Берингова моря, что согласуется с наблюдениями для Чукотского моря в период 2008–2015 гг., в водах которого постоянно возрастала концентрация DIC за счет привноса зимними берингоморскими водами (Chu et al., 2021).

Безусловно, в тихоокеанском секторе СЛО должен наблюдаться четкий “углеродный сигнал”, поступающий со стороны Берингова

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН

<sup>2</sup>Институт океанологии (ИО) РАН им. П. П. Ширшова

\*E-mail: elenadelta@gmail.com

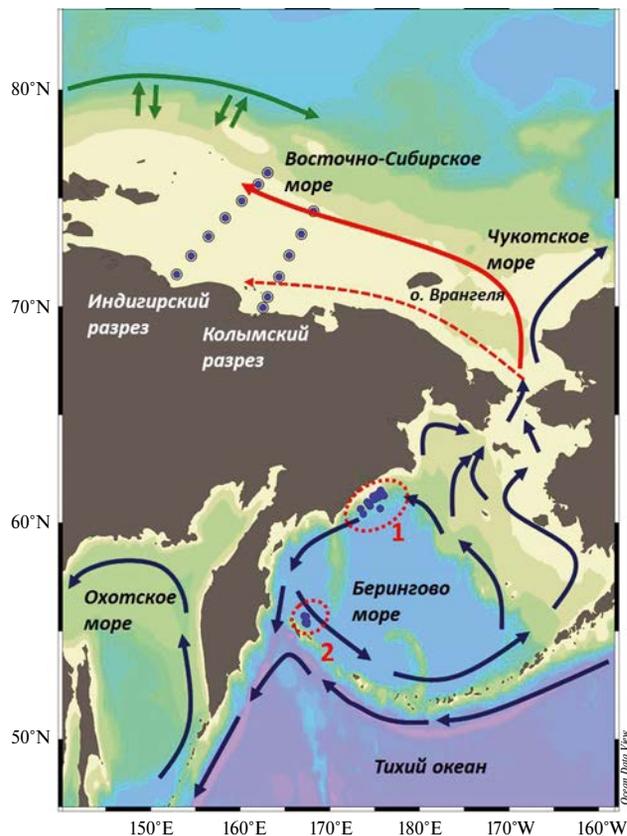
<sup>1</sup>  $[\text{DIC}] \approx [\text{CO}_2]_{\text{aq}} + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3]^{2-}$ .

моря, однако с какими именно водными массами и как далеко он распространяется, до сих пор не совсем ясно. Одним из ключевых регионов, где отмечалось присутствие как атлантической, так и тихоокеанской морской воды, является восточная часть континентального склона Восточно-Сибирского моря (Aksenov et al., 2015; Wang et al., 2021 и др.). Наши данные, полученные по материалам 69 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2017 году в Восточно-Сибирском море, показали, что воды в восточной его части характеризуются повышенными концентрациями DIC с изотопно-облегченным составом углерода по отношению к водам атлантического происхождения. Частично высокие концентрации DIC могут быть отнесены к проявлению модификации вод при замерзании и выносе льда, но, кроме того, нельзя отрицать и влияние тихоокеанских вод, которые могут поступать со стороны Чукотского моря (Дубинина и др., 2020).

Новые данные, полученные нами для западной части Берингова моря (Дубинина и др., 2024) в интервале глубины от 10 до 4291 м, характеризуют разные геохимические обстановки – от мелководных зон высокой биопродуктивности на шельфе до промежуточных и глубинных вод на континентальном склоне. Они дают возможность детально рассмотреть роль тихоокеанских вод в формировании изотопных и концентрационных параметров DIC в тихоокеанском секторе СЛО, что и является главной задачей настоящей работы. Мы провели сопоставление изотопных и концентрационных характеристик DIC в водах Восточно-Сибирского и Берингова морей, учитывая такие особенности, как опреснение вод Восточно-Сибирского моря речным стоком и различие в изотопных и концентрационных параметрах DIC разных водных масс Берингова моря.

## МАТЕРИАЛЫ

Изотопные параметры вод Восточно-Сибирского моря изучались в материалах 69 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” (август 2017 г.). Воды Берингова моря были отобраны в 82 рейсе НИС “Академик Лаврентьев” (июнь-июль 2018 г.). В обоих случаях отбор материалов проведен с помощью батометров Нискина, установленных на пробоотборники SBE32 Carousel. Расположение станций рассматриваемых рейсов показано на рис. 1.

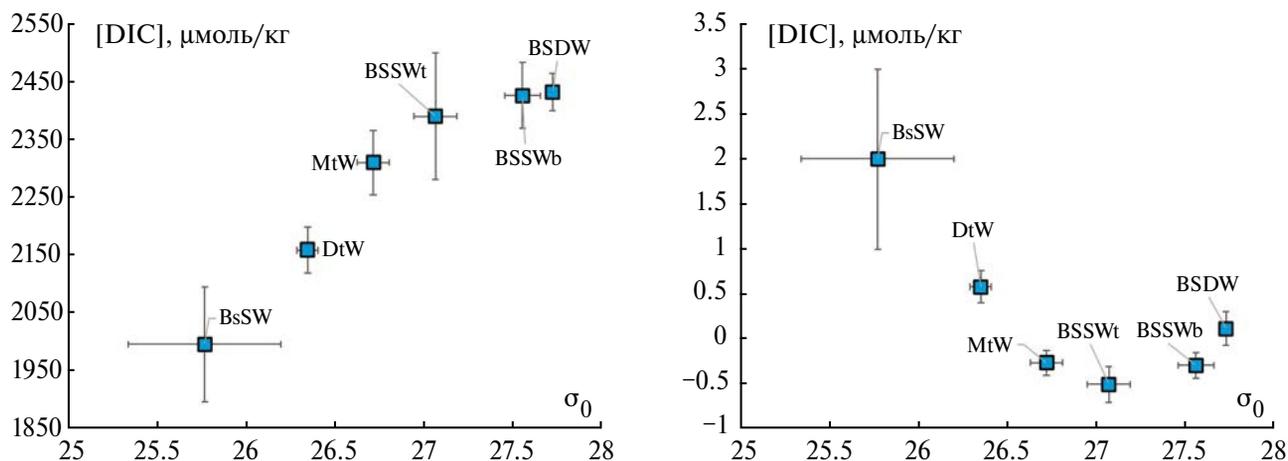


**Рис. 1.** Район исследований и расположение станций – Индигирский и Колымский разрезы в Восточно-Сибирском море и полигоны в Беринговом море (обведено пунктиром: 1 – район Корякского шельфа, 2 – район Командорских островов). Синие стрелки – течения в Беринговом море и соседних акваториях (Tazoe et al., 2022; Nishioka et al., 2021 и др.), зеленые и красные стрелки – потоки вод атлантического и тихоокеанского происхождения соответственно (Kinney et al., 2022).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный состав ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и концентрация DIC были определены методом масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия на приборе DeltaV+ (Thermo, Германия). Точность определения величин  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  и  $[\text{DIC}]$  составляет  $\pm 0.05\text{‰}$  и 4.5 отн.‰, соответственно. Исходные данные в табличном виде можно найти в наших работах (Дубинина и др., 2020, 2024).

*Изотопные и концентрационные характеристики DIC в водах Берингова моря.* По температуре, солёности и изотопным ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) характеристикам нами были выделены несколько водных масс, циркулирующих в западной части Берингова моря. По TS параметрам воды в этой акватории аналогичны водам Камчатского течения, Охотского моря и западного субарктического



**Рис. 2.** Концентрации (а) и величины  $\delta^{13}\text{C}$  (б) растворенного неорганического углерода в основных водных массах западной части Берингова моря (Дубинина и др., 2024). Обозначения вод: BsSW – субповерхностные летние; DtW – зимние; промежуточные – MtW и BSSWt, глубинные – BSSWb и BSDW.

кругового течения (Miura et al., 2002, Tazoe et al., 2022, Yamamoto et al., 2001, Mizuta et al., 2004). Водная толща Берингова моря имеет послойную структуру с наличием характерного слоя холодных зимних вод (например, Miura et al., 2002), которые формируются в процессе осенне-зимней конвекции, занимая глубины от поверхности до 150–200 м. Летом и осенью их верхняя граница заглубляется на 20–60 м за счет развития опресненного прогретого слоя летних поверхностных вод (например, Nomura et al., 2023). В изученных нами районах глубины нахождения ядер зимних вод составили от 100–120 до 120–160 м, вышележащие воды представлены летними субповерхностными водами. Непосредственно под зимними водами расположены более теплые и соленые промежуточные воды с переменными термохалинными и изотопными характеристиками вплоть до глубины  $\approx 900$  м. Ниже расположены глубинные воды, имеющие почти постоянные TS характеристики и величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  (Дубинина и др., 2024). Для каждого типа вод Берингова моря нами были установлены интервалы вариаций  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  и  $[\text{DIC}]$  (рис. 2), что позволяет идентифицировать берингоморские водные массы по изотопно-концентрационным параметрам растворенного неорганического углерода.

*Изотопные и концентрационные характеристики DIC вод Восточно-Сибирского моря.* Шельф и прилегающие акватории Восточно-Сибирского моря сильно опреснены стоком рек Лена, Индигирка и Колыма, параметры которого варьируют от 600 до 1100  $\mu\text{mol/kg}$  для  $[\text{DIC}]$  и от  $-3$  до  $-8\text{‰}$  для  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  в зависимости от пропорции смешения вод разных рек (Дубинина и др., 2020).

За счет смешения речного стока с морскими водами формируется спектр составов с переменными значениями  $[\text{DIC}]$  и  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , на которые могут накладываться процессы взаимодействия с  $\text{CO}_2$  атмосферы, первичной продукции или окисления органического вещества. Однако в первом приближении можно попытаться рассмотреть полученные составы как результат смешения усредненного речного стока Лены, Индигирки и Колымы с морскими водами разного происхождения. В качестве “морских” компонентов мы рассмотрели водные массы, которые потенциально могут присутствовать в данной акватории. Прежде всего, это воды атлантического происхождения (AW), циркулирующие в атлантическом секторе СЛО, распространяющиеся вдоль всего континентального склона Евразийской Арктики (Rudels, Carmack, 2022). Остальные типы вод соответствуют водным массам, циркулирующим в западной части Берингова моря, – поверхностные летние воды Корякского шельфа и Командорских островов, зимние воды, промежуточные и глубинные воды (Табл. 1). Поскольку промежуточные воды сильно варьируют по своим параметрам, для них были рассчитаны крайние варианты составов, чтобы получить характерный интервал значений. Для состава речного стока были приняты усредненные параметры, характеризующие сток Лены, Индигирки и Колымы (табл. 1).

На рис. 3 (а, б) приведены расчетные линии двухкомпонентного смешения речного стока с разными видами вод Берингова моря в координатах  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ - $[\text{DIC}]$  и  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ -S. Сравнение этих линий с наблюдаемыми величинами  $[\text{DIC}]$

**Таблица 1.** Параметры, использованные для расчетов моделей консервативного смешения, результаты которых представлены на рис. 3 и 4

Тип вод	Глубина, м	Соленость, е.п.с.	$\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , ‰	[DIC], $\mu\text{моль/кг}$
Атлантические воды, (AW)*	—	34.90	1.1	2200
Речной сток (RW)**	—	0	-5 (-3 ... -8)	800 (600...1100)
Тихоокеанские воды, (PW)**	—	33.0	—	2500
Воды Берингова моря***				
Поверхностные летние, Корякский шельф (BsSW-1)	10–50	$32.8 \pm 0.1$	$+2.2 \pm 0.88$	$1990 \pm 90$
Поверхностные летние, Командорские о-ва (BsSW-2)	10–90	$33.04 \pm 0.03$	$+1.2 \pm 0.10$	$2150 \pm 40$
Зимние (DtW)	50–150	$33.05 \pm 0.05$	$+0.55 \pm 0.10$	$2170 \pm 10$
Промежуточные (MtW) верхние	140–350	33.7	$-0.3 \pm 0.15$	2300
Промежуточные (BSSWt) нижние	240–900	33.8–34.3	$-0.3 \dots -0.7$	2300–2500

\*Vauch et al., 2015, Anderson et al., 1998

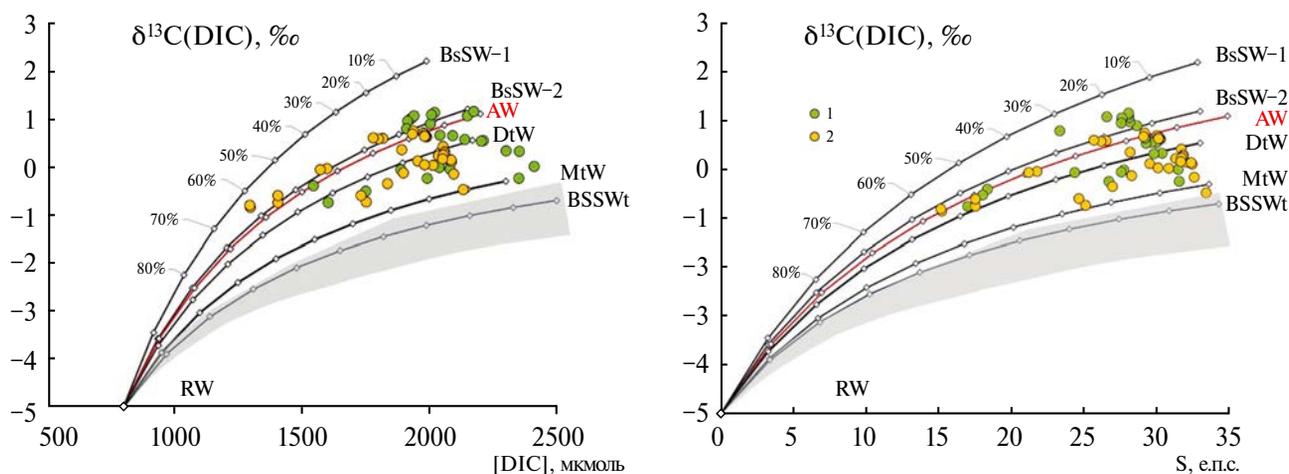
\*\*усредненные данные для рек Лена, Индигирка, Колыма (Дубинина и др., 2020)

\*\*\*Дубинина и др., 2024

и  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  в водах Восточно-Сибирского моря показывает, что наиболее вероятными морскими компонентами, участвующими в смешении, являются атлантические воды, а также поверхностные, зимние и верхняя часть промежуточных вод Берингова моря. Важно, что описать составы вод Восточно-Сибирского моря в рамках смешения речного стока только с атлантическими водами (AW) без участия вод, аналогичных по характеристикам водам Берингова моря, невозможно.

В смешении не обнаруживается участия поверхностных летних вод Корякского шельфа и нижней части промежуточных вод — наблюдаемые

составы не лежат на линиях смешения RW-BsSW-1 и RW-BSSWt (рис. 3 а, б). Для относительно глубоководных вод Берингова моря (циркулирующих ниже 250–300 м, см. табл. 1) это вполне закономерно, т.к. они, скорее всего, не преодолевают естественный барьер, представленный мелководным северным шельфом моря (менее 100 м) и Беринговым проливом (максимальная глубина — 90 м, средняя — около 50 м). Из двух типов летних вод Берингова моря потенциальным участником смешения могут быть воды, аналогичные летним водам в районе Командорских островов. Этот вывод согласуется с направлениями течений в Беринговом море (рис. 1). Вероятно, поверхностные



**Рис. 3.** Двухкомпонентное смешение стока рек Лена, Индигирка и Колыма с морскими водами разного происхождения. Обозначения: 1 — Колымский разрез, 2 — Индигирский разрез. Аббревиатуры названий вод — см. текст и табл. 1. Залитое поле — интервал смешения с промежуточными водами Берингова моря.

воды Корякского шельфа не попадают в зону кругового Берингоморского течения, и их изотопный сигнал с высокими величинами  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  не прослеживается в тихоокеанском секторе СЛО. В результате основная часть наблюдаемых величин соответствует линиям смещения речного стока с летними водами открытого моря (аналогичными водам в районе Командорских о-вов), зимними водами, частично – с промежуточными водами Берингова моря. Таким образом, наши изотопные данные подтверждают присутствие разнообразных берингоморских вод в Восточно-Сибирском море, что согласуется с представлениями о путях их распространения в Восточную Арктику через акваторию Чукотского моря (Woodgate 2013; Aksenov et al., 2015 и др.). Нахождение данных вод в Восточно-Сибирском море во многом определяет их дальнейшую судьбу, поскольку отсюда они могут перемещаться с течениями трансполярного дрейфа к проливу Фрама и далее – в северные моря Атлантического океана. На возможность такого перемещения тихоокеанских вод также указывают данные по геохимическим трассерам, например, Ва (Taylor et al., 2003).

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТИХООКЕАНСКИХ ВОД В АКВАТОРИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

Поскольку параметры  $[\text{DIC}]$  и  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  могут изменяться в зависимости от интенсивности процессов первичной продукции, окисления органического вещества и обмена с  $\text{CO}_2$  атмосферы, расчет моделей смещения для  $\text{DIC}$  может нести определенную погрешность, особенно для верхних горизонтов вод. Кроме того, и для речного стока, и для спектра берингоморских вод наблюдается широкий диапазон характеристик  $\text{DIC}$ . Тем не менее оценка пропорций смещения трех крайних членов – речного стока (RW), атлантических (AW) и тихоокеанских (PW) вод представляет интерес для того, чтобы получить, пусть и в первом приближении, представление о пространственном распределении этих трех главных водных компонентов в акватории Восточно-Сибирского моря. Оценку можно провести с использованием системы линейных уравнений:

$$X_{\text{RW}} + Y_{\text{AW}} + Z_{\text{PW}} = 1, \quad (1)$$

$$S_{\text{SA}} = Y_{\text{AW}} * S_{\text{AW}} + Z_{\text{PW}} * S_{\text{PW}}, \quad (2)$$

$$[\text{DIC}]_{\text{SA}} = X_{\text{RW}} * [\text{DIC}]_{\text{RW}} + Y_{\text{AW}} * [\text{DIC}]_{\text{AW}} + Z_{\text{PW}} * [\text{DIC}]_{\text{PW}}, \quad (3)$$

где  $X_{\text{RW}}$ ,  $Y_{\text{AW}}$ ,  $Z_{\text{PW}}$  – доля каждого из компонентов в смеси,  $S_{\text{SA}}$  и  $[\text{DIC}]_{\text{SA}}$  – соленость и концентрация  $\text{DIC}$  в конкретном образце воды,  $S_{\text{AW}}$  и  $S_{\text{PW}}$  – соленость атлантических и тихоокеанских вод,  $[\text{DIC}]_{\text{RW}}$ ,  $[\text{DIC}]_{\text{AW}}$ , и  $[\text{DIC}]_{\text{PW}}$  – концентрации  $\text{DIC}$  в соответствующем крайнем компоненте. Численные характеристики компонентов RW, AW и PW приведены в табл. 1. Для PW были взяты значения  $S_{\text{PW}}$ , близкие к солености галоклина арктических вод, а  $[\text{DIC}]_{\text{PW}}$  – максимальные из наблюдаемых в промежуточных водах Берингова моря. Для речного стока приняты содержания  $\text{DIC}$ , промежуточные между установленными для стока Индигирки и Колымы ( $\approx 600$   $\mu\text{моль/кг}$ , Дубинина и др., 2020) и Лены ( $\approx 1100$   $\mu\text{моль/кг}$ , наши данные), поскольку влияние стока Лены, впадающей в юго-восточную часть моря Лаптевых, распространяется и на акваторию Восточно-Сибирского моря (Osadchiev et al., 2021). Результаты расчета приведены на рис. 4, где показано пространственное распределение величин  $Z_{\text{PW}}$ ,  $X_{\text{RW}}$  и отношения  $f_{\text{PW}}$ , которое является долей тихоокеанской воды в образце в пересчете на морскую воду, т.е. без учета речного стока:

$$f_{\text{PW}} = (Z_{\text{PW}}) / (Z_{\text{PW}} + Y_{\text{AW}}). \quad (4)$$

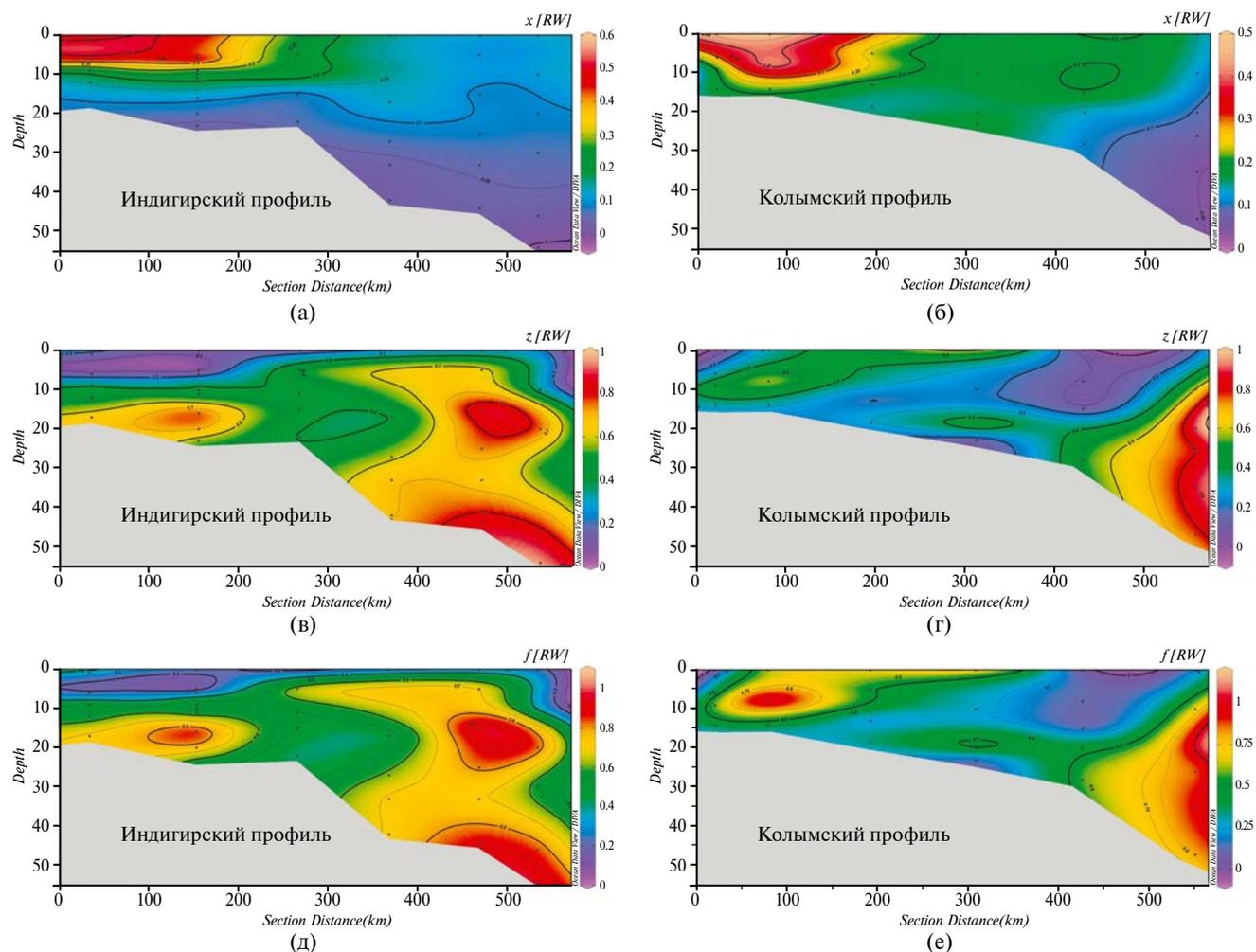
Расчет показал адекватное распределение всех трех параметров на колымском и индигирском разрезах. Вполне закономерно выглядит распределение доли речных вод, которая около устьевых зон достигает 40–50%. Характерна также приуроченность речных вод к верхним горизонтам, в которых даже на расстоянии около 300 км и более от устья реки сохраняется до 20% речного компонента (рис. 4 а, б). Присутствие тихоокеанских вод также прослеживается на обоих разрезах, причем максимальная доля  $Z_{\text{PW}}$  в образце наблюдается в водах, максимально удаленных от сибирского берега к континентальному склону (рис. 4 в, г). Небольшие аномалии величины  $Z_{\text{PW}}$  наблюдаются также в 100–200 км от устьев рек, где глубина моря не превышает 20 м. Вполне вероятно, что эти аномалии, по крайней мере, частично, являются результатом накопления  $\text{DIC}$  при модификации вод на шельфе за счет формирования и выноса льда (Дубинина и др., 2020), так как именно в этом месте колымский и индигирский разрезы пересекает стационарная Великая Сибирская полынья (например, Zhang et al., 2021).

Центральная часть обоих разрезов представлена атлантическими водными массами, и доля  $Z_{\text{PW}}$  здесь опускается ниже 0.2–0.4. Соотношение тихоокеанского и атлантического компонентов наиболее отчетливо отражается параметром  $f_{\text{PW}}$

(рис. 4 д, е), который, по сути, является характеристикой структуры морского компонента без его речной составляющей. Распределение этого параметра показывает “ядра” преимущественно тихоокеанских вод, которые приурочены к удаленным от континента зонам разрезов. Возможно, что они также составляют аномалии, наблюдающиеся вблизи устьевых зон рек, но, принимая во внимание активную модификацию вод на шельфе, утверждать это наверняка нельзя. Полученная картина показывает, что основная часть тихоокеанских вод распространяется с востока на запад севернее острова Врангеля, создавая аномалии в удаленных от берега частях разрезов, однако возможно, что существует подток тихоокеанских вод и со стороны южной оконечности острова (пунктирная стрелка на рис. 1). Этот вывод нельзя назвать полностью подтвержденным, но он

хорошо согласуется с результатами предыдущих гидрофизических измерений (Kinney et al., 2022).

Стоит отдельно отметить, что на обоих рассматриваемых разрезах в Восточно-Сибирском море с глубинами до 50 метров регистрируются не непосредственно атлантические и тихоокеанские воды, а их вклад в формирование локальной водной массы. Действительно, характерные глубины распространения и тихоокеанских ( $> 50$  м), и атлантических ( $> 150$  м) водных масс в исследуемом регионе гораздо больше, чем глубины мелководного шельфа Восточно-Сибирского моря (Wang et al., 2021). Тем не менее процессы перемешивания и водообмена между континентальным склоном и шельфом приводят к накоплению определенной доли этих водных масс и в рассматриваемых мелководных районах моря. Более детальный анализ этого вопроса требует как специализированных гидрофизических измерений,



**Рис. 4.** Пространственное распределение в водах Индигирского и Колымского разрезов: а, б – доли речных вод ( $X_{RW}$ ) в образце; в, г – доли тихоокеанских вод ( $Z_{PW}$ ) в образце; д, е – доли тихоокеанских вод ( $f_{PW}$ ) в неопресненной морской воде.

так и исследования распределения концентраций биогенных элементов, которые являются трассерами атлантических и тихоокеанских вод в Восточно-Сибирском море.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на то что растворенный неорганический углерод (DIC) является индикатором процессов, протекающих на границе раздела океан-атмосфера, фотосинтеза, минерализации органического вещества и растворения карбонатов, в ряде случаев он может вести себя почти как консервативный параметр, например, в глубинных океанских водах (Kroopnick, 1985; Bostok et al., 2010). Когда процессы физического смешения более интенсивно влияют на поведение изотопно-концентрационной системы DIC, чем другие факторы, можно, в качестве первого приближения, использовать величины [DIC] и  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  в качестве индикаторов смешения и в мелководных акваториях. Мы применили данный подход для вод Восточно-Сибирского моря, где процессы опреснения и смешения атлантических и тихоокеанских вод происходят очень активно. В результате нам удалось описать вариации [DIC] и  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  в данном районе при помощи модели трехкомпонентного смешения. Конечно, примененный подход не учитывает некоторых факторов, например, влияния процессов модификации вод при замерзании, поэтому к конкретным расчетным данным надо подходить крайне осторожно. Тем не менее в первом приближении мы получаем адекватную оценку пространственного распределения тихоокеанских вод. По нашим данным, они распространяются с востока на запад примерно до 160 градуса восточной долготы, а возможно, и западнее, огибая остров Врангеля как с севера, так и с юга. Наши данные показывают, что в Восточно-Сибирском море обнаруживается спектр Берингоморских вод, начиная с летних поверхностных вод открытого моря, выносимых к северному шельфу круговым Берингоморским течением, и заканчивая верхними промежуточными водами, которые могут попадать в зону северного шельфа моря за счет апвеллинга или активного перемешивания (Дубинина и др., 2024). Кроме того, важную роль должны играть особенности ветрового транспорта вод на шельфе Восточной Арктики и в тихоокеанском секторе СЛО (Rudels, Carmack, 2022 и др.), а также специфика поверхностных и глубинных течений в районе Чукотского моря.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны академику М.В. Флинту — организатору 69 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, организаторам 82 рейса НИС “Академик Лаврентьев”, командам и капитанам судов, а также составам гидрофизических отрядов, работавших в этих рейсах, за возможность отбора материала для исследований и предоставление гидрофизических данных.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00001, <https://rscf.ru/project/23-17-00001/>.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aksenov Y., Karcher M., Proshutinsky A., Gerdes R., de Cuevas B., Golubeva E., Kauker F., Nguyen A.T., Platov G.A., Wadley M., Watanabe E., Coward A.C. Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Intercomparison experiments // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2016. V. 121. P. 27–59. doi:10.1002/2015JC011299.
2. Anderson L.G., Olsson K., and Chierici M. A carbon budget for the Arctic Ocean // *Global Biogeochem. Cycles*. 1998. V. 12. Is. 3. P. 455–465.
3. Bauch D., Polyak L., Ortiz J.D. A baseline for the vertical distribution of the stable carbon isotopes of dissolved inorganic carbon ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) in the Arctic Ocean // *Arktos*. 2015. V. 1. P. 15. doi.org/10.1007/s41063-015-0001-0
4. Bostock H.C., Opdyke B.N., Williams M.J.M. Characterizing the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using  $\delta^{13}\text{C}$  and other geochemical tracers // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2010. V. 57. Is. 7. P. 847–859. doi:10.1016/j.dsr.2010.04.005
5. Chu G., Luo X., Zheng Z., Zhao W., Wei H. Causes of increased dissolved inorganic carbon in the subsurface layers in the western shelfbreak and high latitudes basin in the Arctic Pacific sector // *Environmental Research Letters*. 2021. V. 16. P. 104008. doi.org/10.1088/1748-9326/ac2408
6. Ge T., Luo C., Ren P., Zhang H., Fan Di, Chen H., Chen Z., Zhang J., Wang X. Stable carbon isotopes of dissolved inorganic carbon in the Western North Pacific Ocean: Proxy for water mixing and dynamics // *Front. Mar. Sci*. 2022. 9:998437. doi: 10.3389/fmars.2022.998437
7. Kinney J.C., Assmann K.M., Maslowski W., Björk G., Jakobsson M., Jutterström S., Lee Y. J., Osinski R., Semiletov I., Ulfsbo A., Wählström I., Anderson L.G. On the circulation, water mass distribution, and nutrient concentrations of the western Chukchi Sea, *Ocean Sci.*, 18, 29–49 <https://doi.org/10.5194/os-18-29-2022>, 2022
8. Kroopnick, P.M. The distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  of  $\Sigma\text{CO}_2$  in the world oceans // *Deep-Sea Res.* 1985. V. 32. P. 57–84.
9. Miura T., Suga T., Hanawa K. Winter Mixed Layer and Formation of Dichoothermal Water in the Bering Sea // *Journal of Oceanography*. 2002. V. 58. P. 815–823.

10. Mizuta G., Ohshimab K.I., Fukamachib Y., Itoha M., Wakatsuchib M. Winter mixed layer and its yearly variability under sea ice in the southwestern part of the Sea of Okhotsk // *Continental Shelf Research*. 2004. V. 24. P. 643–657.
11. Nishioka J., Obata H., Hirawake T., Kondo Y., Yamashita Y., Misumi K., Yasuda I. A review: iron and nutrient supply in the subarctic Pacific and its impact on phytoplankton production // *J. Oceanography*. 2021. V. 77. P. 561–587. doi.org/10.1007/s10872-021-00606-5
12. Nomura D., Kawaguchi Y., Webb A. et al, Li Y., Schmidt K., Droste E.S., Chamberlain E.J. et al. Meltwater layer dynamics of a central Arctic lead: Effects of lead width variation and re-freezing and mixing events during late summer // *Elem. Sci. Anth.* 2023. V. 11. https://doi.org/10.1525/elementa.2022.00102.
13. Osadchiev A.A., Frey D.I., Spivak E.A., Shchuka S.A., Tilinina N.D., Semiletov I.P. Structure and inter-annual variability of the freshened surface layer in the Laptev and East-Siberian seas during ice-free periods. *Frontiers in Marine Science*. 2021. Vol. 8. 735011. doi: 10.3389/fmars.2021.735011
14. Rudels B., Carmack E. Arctic Ocean Water Mass Structure and Circulation // *Oceanography*. 2022. V. 35. No. 3–4. P. 52–65. doi.org/10.5670/oceanog.2022.116
15. Taylor J.R., Falkner K.K., Schauer U., Meredith M. Quantitative considerations of dissolved barium as a tracer in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. Is. C12. doi:10.1029/2002JC001635
16. Tazoe H., Obata H., Hara T., Inoue M., Tanaka T., Nishioka J. Vertical Profiles of 226Ra and 228Ra Activity Concentrations in the Western Subarctic Gyre of the Pacific Ocean // *Front. Mar. Sci.* 2022. V. 9. P. 824862. doi: 10.3389/fmars.2022.824862
17. Wang X., Zhao J., Lobanov V.B., Kaplunenko D., Rudykh Y.N., He Y., Chen X. Distribution and transport of water masses in the East Siberian Sea and their impacts on the Arctic halocline. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126, e2020JC016523. https://doi.org/10.1029/2020JC016523
18. Woodgate R. (2013) Arctic Ocean Circulation: Going Around At the Top Of the World. *Nature Education Knowledge* 4(8):8
19. Yamamoto M., Tanaka N., Tsunogai S. Okhotsk Sea intermediate water formation deduced from oxygen isotope systematics // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 31075–31084.
20. Zhang Y., Zhang Y.Y., Xu D.Y., Chen C.S., Shen X.Y., Hu S., Chang L., Zhou X.Q., Feng G.P. Impacts of atmospheric and oceanic factors on monthly and interannual variations of polynya in the East Siberian Sea and Chukchi Sea. *Advances in Climate Change Research*, 12(4), 527–538.
21. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Авдеенко А.С., Чижова Ю.Н. Растворенный неорганический углерод ([DIC],  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ ) в водах восточной части Восточно-Сибирского моря // *Геохимия*. 2020. Т. 65 № 8. С. 731–751. DOI: 10.31857/S0016752520080051
22. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Чижова Ю.Н., Авдеенко А.С. Растворенный неорганический углерод ( $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , [DIC]) в водах западной части Берингова моря. 2024, *Океанология*, в печати

## PACIFIC WATERS IN THE EAST SIBERIAN SEA: IDENTIFICATION BY $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ AND [DIC]

Corresponding Member of the RAS E. O. Dubinina<sup>a,#</sup>, S. A. Kossova<sup>a</sup>, A. A. Osadchiev<sup>a,b</sup>, Yu. N. Chizhova,  
A. S. Avdeenko<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,  
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*E-mail: elenadelta@gmail.com*

The estimates of the scale and distribution of Bering Sea waters in the Pacific sector of the Arctic Ocean were made using the high-precision data on the isotopic composition and concentration of dissolved inorganic carbon. Despite the fact that  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$  and [DIC] are not classic conservative tracers, in the East Siberian Sea, which is a zone of active interaction of river runoff with sea waters, these parameters can indicate the presence of sea waters not only of Atlantic, but also of Pacific origin, similar to the waters of the Bering Sea. Using a three-component mixing model, the spatial distribution of Pacific, Atlantic and river waters along two sections of the East Siberian Sea was estimated. The Pacific component extends from east to west to approximately 160 degrees east longitude, and possibly further west, skirting Wrangel Island not only from the north, but also possibly from the south. In the East Siberian Sea, waters similar to the open sea Bering summer surface waters are found, which are carried to the northern shelf by the circular Bering Sea Current, and upper intermediate waters, which can enter the zone of the northern shelf of the sea due to upwelling or active mixing.

**Keywords:** Arctic, Pacific sector of Arctic Ocean, dissolved inorganic carbon, DIC,  $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ , Bering Sea, East-Siberian Sea, river runoff, seawater circulation

УДК 550.4.02 + 551.263.038

## ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ ФРАКЦИОНИРОВАННЫЕ ЛЕЙКОГРАНИТЫ “FERROAN” I-ТИПА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

© 2024 г. Член-корреспондент РАН Н. Н. Крук\*, М. Л. Куйбида, Е. Н. Соколова,  
П. Д. Котлер, В. А. Яковлев

Поступило 20.11.2023 г.

После доработки 29.11.2023 г.

Принято к публикации 14.12.2023 г.

Представлены результаты геологических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований позднедевонских гранитоидов Рудного Алтая, сформированных на герцинском этапе тектогенеза Алтае-Саянского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса. Изотопное U–Pb-датирование цирконов показало интервал возрастов от 367 до 363 млн лет. Геохимические характеристики указывают на принадлежность лейкогранитов к высококалийевой известково-щелочной серии ( $\text{SiO}_2 > 73$  вес. %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.9\text{--}9$  вес. %,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.7\text{--}1.2$ ), известково-щелочного и щелочно-известковистого подтипов ( $MALI = 6.32\text{--}8.41$ ). Породы близки к насыщению глиноземом ( $A/CNK = 0.9\text{--}1.2$ ), обладают высокой железистостью ( $Fe^* = 0.84\text{--}0.97$ ) и повышенными содержаниями фтора (0.04–0.17 масс. %). Вариации HFSE, LILE, Ga/Al-отношений и сильная отрицательная корреляция  $A/CNK\text{--}P_2O_5$  указывают на их принадлежность к фракционированным гранитоидам I-типа. С лейкогранитами пространственно и генетически связано редкометальное (бериллиевое) оруденение. Предполагается, что формирование гранитоидов было связано с синсдвиговой обстановкой на конвергентной окраине, в результате косой субдукции или столкновения литосферных плит Иртыш-Зайсанского океана и окраины Сибирского континента.

**Ключевые слова:** Центрально-Азиатский складчатый пояс, Алтайский ороген, Устьянский интрузив, трансформная окраина, корово-мантийное взаимодействие

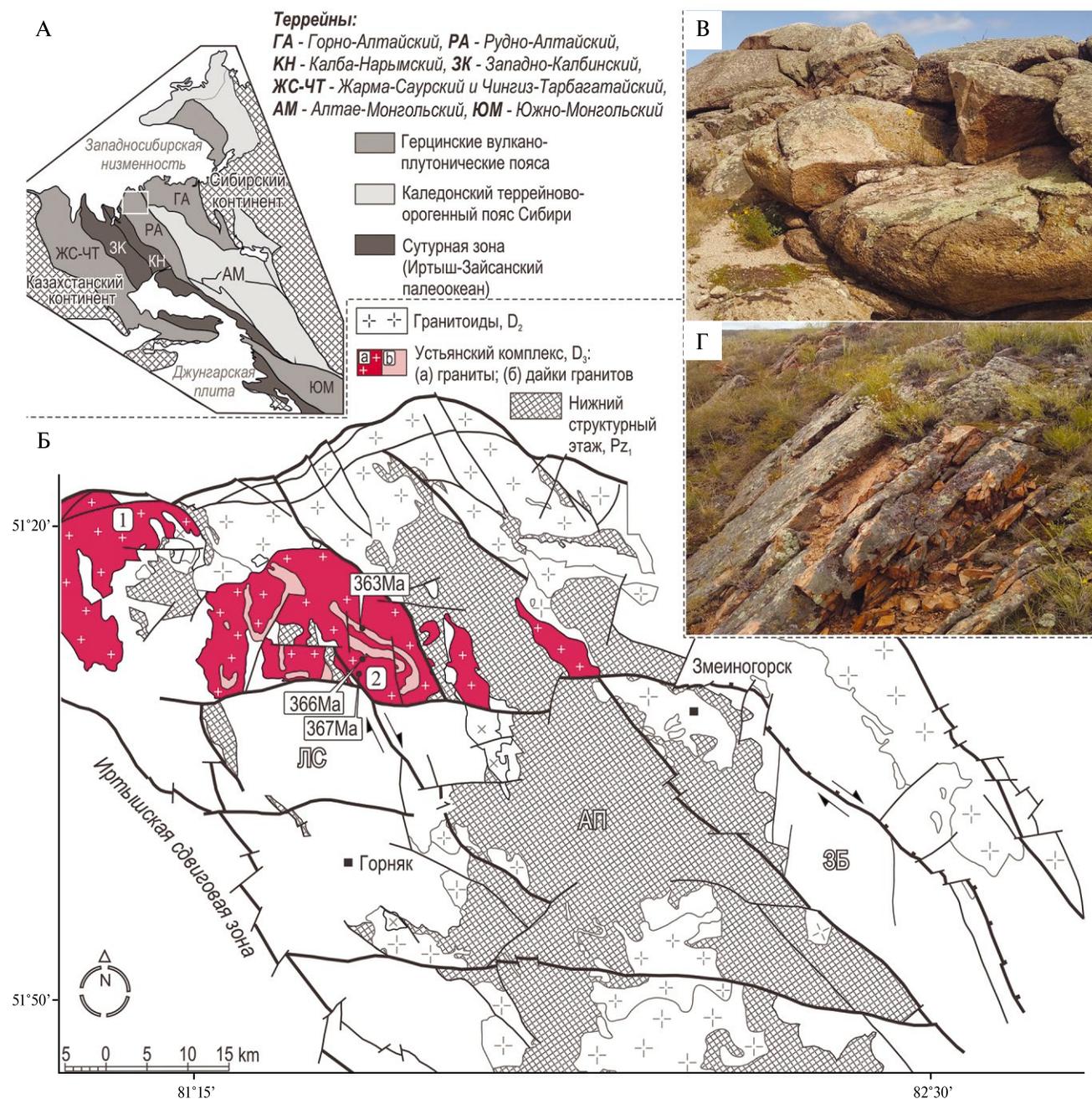
DOI: 10.31857/S2686739724040078

Механизмы генезиса лейкогранитных магм, содержащих “избыточное” в сравнении с составом гранитной эвтектики количество кремнезема, являются предметом дискуссий. Такие породы широко распространены в складчатых областях, слагая поздние фазы гранодиорит(граносиенит)-гранитных интрузий или формируя самостоятельные гранит-лейкогранитные плутоны, обычно завершающие крупные всплески эндогенной активности. Среди последних наиболее интересными являются двуполевошпатовые граниты с высоким индексом железистости (“ferroan”-тип;  $Fe^* = \text{Fe}_2\text{O}_3^T / (\text{Fe}_2\text{O}_3^T + \text{MgO}) > 0.8$ ), описанные в ряде работ как “красные граниты”. В основном такие гранитоиды

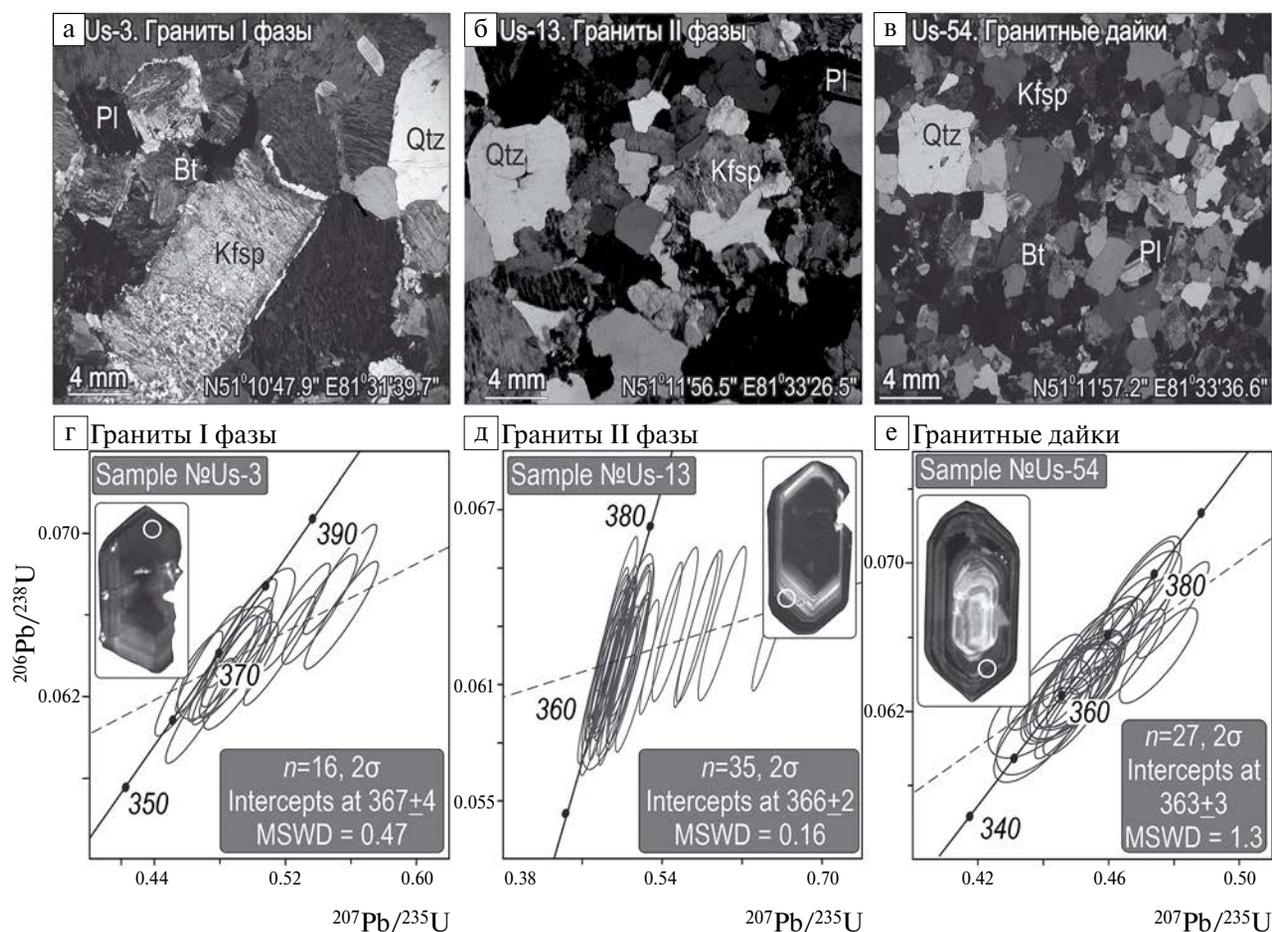
формируются в условиях посторогенного растяжения в связи с корово-мантийным взаимодействием [1]. Однако наиболее высококремнистые известково-щелочные разности этого типа, не обнаруживающие признаков наличия в их составе мантийного материала, проявляются и в окраинно-континентальных условиях, в связи с завершающими стадиями вулканоплутонических ассоциаций и их магматогенными флюидами (см. обзор в [2, 3]).

Предметом настоящего исследования стали позднедевонские гранитоиды Рудного Алтая – составной части Алтае-Саянского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса ([4; 5; 6] и др.) (рис. 1 а). Его позднепалеозойская история определялась сближением Сибирского и Казахстанского континентов, при их одновременном вращении по часовой стрелке, и косоориентированной субдукцией, предшествующей закрытию Иртыш-Зайсанского палеоокеана. В позднем девоне произошло

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск, Россия  
\*E-mail: kruk@igm.nsc.ru



**Рис. 1.** (А) Тектоническая схема Алтае-Саянского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса [4], с выделенным участком района исследований в СЗ-части Рудного Алтая. (Б) Структурно-геологическая схема с размещением позднедевонских гранитоидных интрузий, отметками интрузий устьянского комплекса (1 – Веселоярский, 2 – Устьянский) и указанием крупных геологических структур (ЗБ – Змеиногорско-Быструшинский прогиб; АП – Алейское поднятие; ЛС – Локтевская синклиналь) [8]. (В, Г) Представительные фотографии коренных обнажений гранитоидов первой и второй фазы устьянского комплекса соответственно. Цифры в прямоугольниках – авторские данные U–Pb-изотопного датирования (настоящее исследование).



**Рис. 2.** (а–в) Фотографии шлифов гранитоидов устьянского комплекса: а) первая фаза, б) вторая фаза, в) гранитные дайки. Никели скрещены. Минералы: Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Kfsp – калишпат, Bt – биотит. (г–е) Результаты U–Pb-изотопного датирования на диаграммах с конкордией и CL-изображениями цирконов. Возраст цирконов установлен LA–SF–ICP–MS-методом, на спектрометре высокого разрешения ThermoFisher Scientific Element XR с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite 193 нм. Морфогенетический анализ цирконов выполнен И. Ю. Васковой. CL-изображения цирконов получены на электронном сканирующем микроскопе JSM-6510LV (“Jeol”), аналитики Н. С. Карманов, М. В. Хлестов. Все исследования проведены в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

масштабное гранитообразование с резким преобладанием низкокальциевых и существенно калиевых гранитоидов известково-щелочной серии, при практически полном отсутствии разностей повышенной щелочности. Предполагается, что с этого времени эволюция Алтайской активной окраины, вплоть до начала коллизии Сибирского и Казахстанского континентов в середине карбона, могла происходить в режиме окраинно-континентального скольжения литосферных плит [7]. Во фронтальной части активной окраины (Рудном Алтае) этому периоду соответствует формирование устьянского лейкогранитного комплекса, с которым пространственно и генетически связано редкометальное (бериллиевое) оруденение [8]. Интрузивы,

близкие по морфологии к лакколлитам, формировались в мезо-гипабиссальных условиях глубинности, под контролем тектонических зон, ориентированных косо к простиранию конвергентной границы и в настоящем имеющих взбросо-надвиговую природу (рис. 1 б–г).

Гранитоидные интрузии сложены породами двух фаз, с преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми и невысоким содержанием феррических компонентов (рис. 2 а, б), равномерно-среднезернистого и порфировидно-мелкозернистого облика, соответственно, характерного розового и кирпично-красного оттенков, с близким минеральным составом (кварц 30–35%, калиевый полевой шпат 35–40%, олигоклаз 25–32%, биотит 1–5% ± флюорит,

магнетит, апатит, циркон). Жильные аплитовидные граниты, мощностью от 0.5–3 до 5 м, протяженностью от 0.5–0.6 до 1 км, залегают в системе поперечных трещин, иногда формируя штокообразные тела (рис. 2 в), встречаются пегматитовые жилы мощностью до 2 м и протяженностью до 50 м, миароловые пустоты.

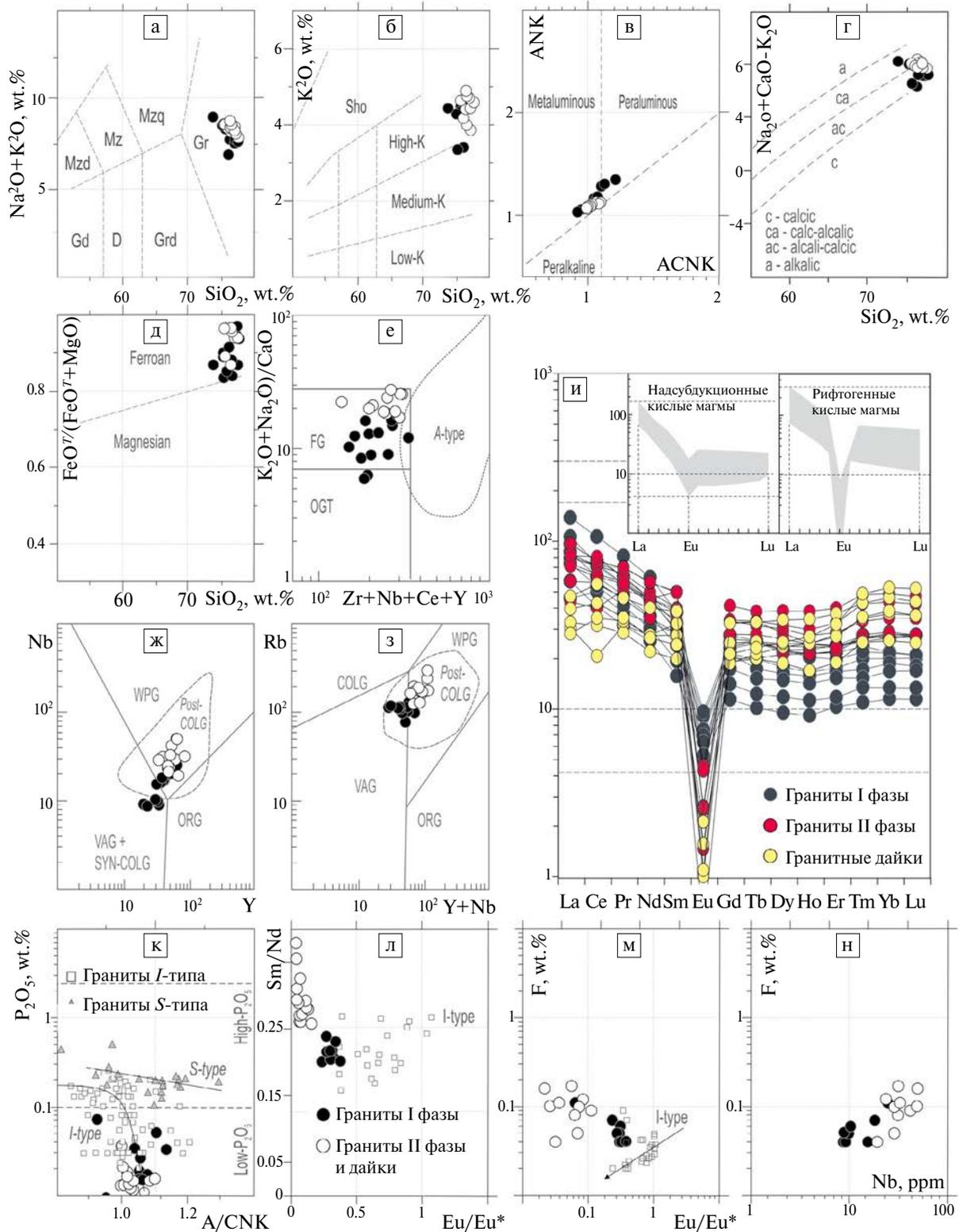
Результаты U–Pb-изотопного LA-ICP-MS-датирования цирконов перечисленных фаз, изображенные на диаграммах с конкордией, имеют близкие значения возрастов в интервале от 367 до 363 млн лет (рис. 2 г–е). Однако приведенные оценки, полученные методом пересечения с дискордией, и закономерное смещение части экспериментальных точек относительно кривой равных возрастов, предполагают нарушение изотопной U–Pb-системы, хотя и с небольшими статистическими отклонениями. Таким образом, полученные даты соответствуют фаменскому ярусу позднего девона, что в пределах точности метода совпадает с временем формирования андезит-дацитового вулканизма и традиционно ассоциируется с магматической дугой в Рудном Алтае. Поскольку различные по степени кристалличности гранитоиды находятся на одном уровне эрозионного среза и локализованы среди толщи близковозрастных вулканитов, можно предположить их формирование в процессе тектонической эрозии. Геологическим свидетельством этому служат синхронные рост и повсеместное быстрое разрушение вулканических построек фамена [8].

Породы принадлежат к высоко- $K_2O$  лейкогранитам ( $SiO_2 = 74–78$  вес. %,  $Na_2O+K_2O = 6.9–9$  вес. %,  $Na_2O/K_2O = 0.7–1.2$ ;  $K_2O = 3.3–4.9$  вес. %), известково-щелочного и щелочно-известковистого подтипов (MALI;  $Na_2O+K_2O-CaO = 6.32–8.41$  вес. %), с варьирующими значениями  $A/CNK$  (0.9–1.2) и высоким  $Fe^*$ -индексом (0.84–0.97) (рис. 3 а–д) [3]. Вариации высокозарядных элементов (HFSEs;  $Y+Nb = 30–120$  ppm,  $Nb = 9–50$  ppm), крупноионных литофильных элементов (LILEs;  $Rb = 77–295$  ppm,  $Rb/Sr = 1–66$ ) и Ga/Al-отношений (1.27–3.28) имеют сходство с таковыми фракционированных гранитоидов (рис. 3 е–з).

Наклон нормированных к хондриту спектров редкоземельных элементов (REEs) варьирует от отрицательного в ранних фазах к положительному в поздних с нерегулярным обеднением легкими лантаноидами (LREEs) и обогащением тяжелыми лантаноидами (HREEs;  $\Sigma_{REE} = 79–210$  ppm,  $La/Yb_n = 0.7–6.4$ ) (рис. 3 к). В геохимических составах

наблюдается положительная корреляция между суммой REE и отношениями  $Eu/Eu^*$ , где  $Eu^* = Eu_n/(Sm_n * Nd_n)^{1/2}$ . Глубина Eu-аномалии и различие общей формы спектров (рис. 3 и) отличаются друг от друга гранитоиды главной ( $Eu/Eu^* = 0.06–0.6$ , HREEs = 12–40 ppm,  $La/Yb_n = 1.7–6.4$ ) и поздних фаз ( $Eu/Eu^* = 0.02–0.15$ , HREEs = 25–51 ppm,  $La/Yb_n = 0.7–3.6$ ). Врезка к рис. 3 иллюстрирует сходство спектров REEs двух групп с кислыми магмами надсубдукционных и рифтогенных обстановок [9], подчеркивая последовательность стадий тектогенеза и, вероятно, унаследованность условий частичного плавления. Негативная корреляция  $A/CNK$  и  $P_2O_5$  (0.07–0.1 вес. %), от ранних фаз к поздним, соответствует эволюционному тренду гранитоидов I-типа (рис. 3 к). Породы относятся к низко- $P_2O_5$  подтипу ( $P_2O_5 < 0.12$  вес. %,  $Al_2O_3 < 14.5$  вес. %,  $SiO_2 > 73$  вес. %, с высокими содержаниями REEs, Y, Th), продуктивному на Sn-, W- и Be-минерализацию (обзор в [10]). Нами не обнаружено свидетельств коровомантийного взаимодействия: мафических включений, гипабиссальных интрузий базитового ряда, а также парных корреляций на бинарных диаграммах Харкера, что можно интерпретировать как смешение конечных членов двух контрастных магм.

Для уточнения петрогенезиса гранитоидов нами проведено изучение расплавных (РВ) и флюидных (ФВ) включений в кварце. В гранитах первой фазы РВ малочисленны, часто нарушены мелкими ФВ вторичной природы. В гранитах второй фазы, а также в аплитовидных дайках и пегматитах РВ схожи между собой, имеют размер 5–25 мкм и состоят из мелкозернистого кристаллического агрегата с газовым пузырьком (рис. 4). РВ расположены в кварце, заполненном мелкими вторичными ФВ, реже – в пределах чистых участков зерен. В кварце гранитов второй фазы и аплитовидных даек с РВ, вероятно, находятся сингенетичные им ФВ. Эти ФВ имеют размер до 2–5 мкм, они газовой-жидкие и однофазовые жидкие, многие расшнурованы. Свойства флюида невозможно определить из-за мелкого размера ФВ. С целью определения температуры гомогенизации РВ проведены массовые термометрические эксперименты с монофракциями кварца, выделенными из протолок проб ( $n \sim 200$ , фракция +0.5...1.0 мм). Прогревы проведены в автоклаве под давлением 1 кбар методом закалки по методике [11]. После прогрева кварца из перечисленных фаз гранитов и гранитных пегматитов при экспериментальных температурах 670 и 680°C обнаружены гомогенные

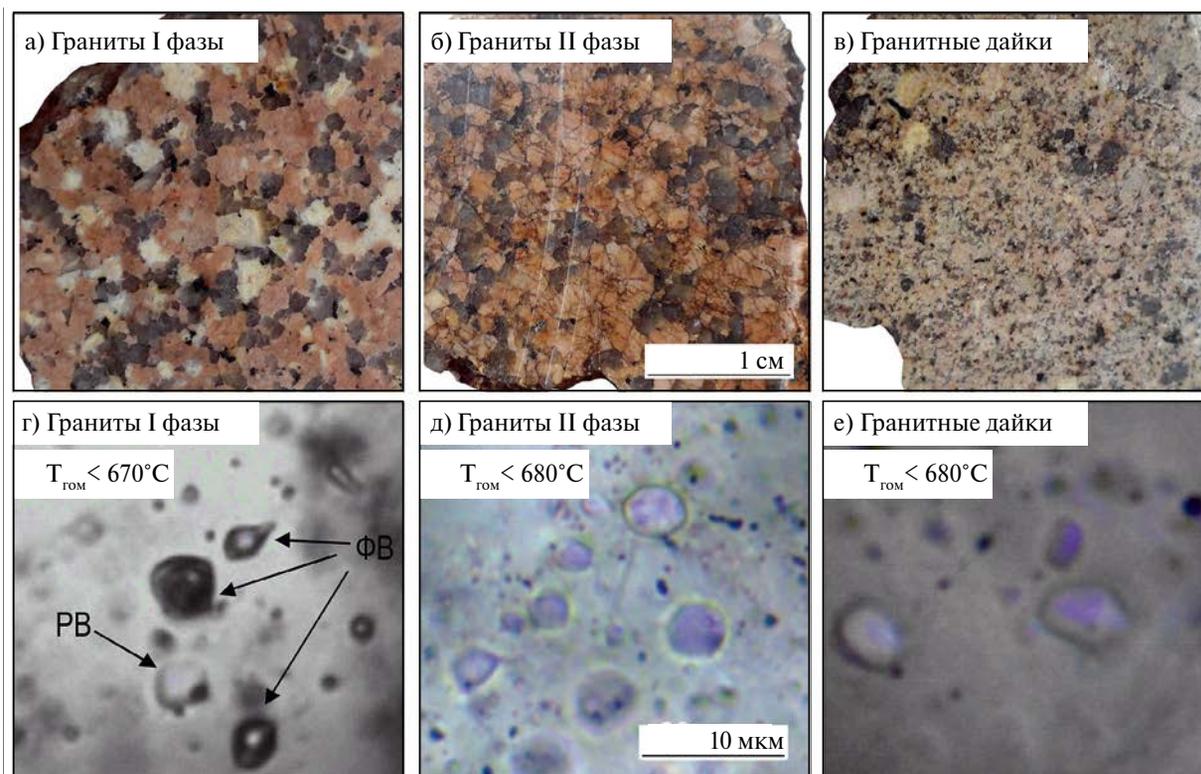


**Рис. 3.** (а–з) Дискриминационные петро- и геохимические диаграммы, дающие представление о генетическом типе изученных гранитоидов; (и) нормированные к хондриту спектры распределения REE в сравнении с таковыми эталонных типов гранитоидов надсубдукционных и рифтогенных обстановок, указанными на врезке [9]; (к–н) бинарные петрогенетические диаграммы с вариациями индикаторных элементов и их отношений. Составы гранитоидов I- и S-типа (Горного и Рудного Алтая) заимствованы из диссертационных работ д.г.-м.н. Н.Н. Крука и к.г.-м.н. М.Л. Куйбиды. Пояснение и ссылки на источник в тексте.

РВ, состоящие из стекла и газового пузырька. Поскольку кварц является ранним минералом, то приведенные значения, с определенной долей достоверности, указывают на верхнюю границу начала кристаллизации пород. Судя по наличию ФВ, сингенетичных с РВ, и газовой фазы в стекле РВ после экспериментов по гомогенизации, свободная флюидная фаза присутствовала в магме при кристаллизации кварца изученных гранитоидов. С насыщенностью магмы водой связана относительно невысокая температура кристаллизации кварца.

Особенностью составов гранит-лейкогранитов устьянского комплекса является положительная корреляция между Sm/Nd и Rb/Sr, что отвечает тренду фракционированных кислых магм ( $Rb/Sr > 0.3$  [10]) и скорее обусловлено спецификой магмагенеза и/или эволюцией расплавов, чем геохимическим составом источника. Другой чертой является отрицательная корреляция парных отношений Sm/Nd – Eu/Eu\* (рис. 3 л). Низкие Eu/Eu\*-значения могут являться следствием фракционирования полевых шпатов при эволюции сухих и высокотемпературных, а значит, более текучих магм [9]. Однако без должного

теплового эффекта не очевидна эффективность гравитационного отделения лейкократовых фаз в высоковязких кислых магмах с их низкой конвективной способностью и “неньютоновским” механизмом течения. Напротив, экспериментальное добавление фтора к гаплогранитной водной системе способствует расширению поля ликвидуса кварца, снижению температуры солидуса и вязкости расплава, способствуя его сегрегации [12]. Проблема источника фторсодержащих флюидов в верхнекоровом резервуаре и экстремальная химическая кинетика в областях магмогенерации рассматривалась рядом авторов, начиная с работ академика РАН Л.В. Таусона (1977). Согласно “флюидно-магматической” теории, обменные реакции с флюидной фазой (эманационная дифференциация) ведут к накоплению несовместимых элементов в остаточных расплавах, в том числе к фракционированию REEs, и к отделению F-комплексов с рудообразующими элементами [13]. Обсуждаемые гранитоиды являются флюорит-содержащими, от ранних фаз к поздним увеличивается содержание F (0.04–0.17 вес. %), с отрицательной корреляцией к Eu/Eu\* и CaO и положительной к SiO<sub>2</sub> и HFSEs (рис. 3 м, н). Наконец, широкие



**Рис. 4.** (а–в) Представительные фотографии пластинок гранитоидов, использованных для термометрических экспериментов. (г–е) Фотографии прогретых расплавных и флюидных включений, с указанием температуры их гомогенизации.

вариации Sm/Nd отношений (0.2–0.38), наблюдаемые фактически в пределах единого гранитного поля, могут быть следствием не только смешения контрастных по составу магм, но и взаимодействия магм с флюидом [14], что косвенно подтверждается результатами геохронологических исследований, свидетельствующих о частичной нарушенности U–Pb-системы (см. выше).

Факторами, определяющими формирование структур активных окраин, являются геометрия, ориентировка и скорость движения континентальных и океанических литосферных плит на границах их взаимодействия. При этом в пределах единой геологической структуры в разноориентированных зонах могут реализоваться деформации различного характера. В частности, одна из моделей образования лейкогранитов вулcano-плутонических систем [15] рассматривает механизм экстракции обогащенных флюидом интерстициальных расплавов из частично закристаллизованного матрикса магматической камеры в условиях декомпрессии. В этой связи разломные зоны, ориентированные косо к окраине континента (аналог трещин Риделя), к которым приурочены интрузии лейкогранитов устьянского комплекса, как раз представляют собой области локального растяжения (декомпрессии), где была возможна экстракция не только флюидонасыщенного расплава из частично закристаллизованных магматических камер, но и флюида, выделившегося при метаморфизме вмещающих толщ. Этот флюид – еще один потенциальный источник кремнезема, редких элементов и фтора [16], а его взаимодействие с экстрагированными расплавами обусловило формирование специфичных высококремнистых и высококальциевых железистых гранитоидов, имеющих переходные субдукционные и рифтогенные геохимические характеристики. Такие процессы были локализованы исключительно в локальных зонах растяжения, в то время как магмы, образованные вне этих зон, дали начало обычным андезитам и дацитам с “островодужными” характеристиками. В целом же проявление подобных высококремнистых “красных” гранитов в окраинно-континентальных обстановках свидетельствует о нестабильности/инверсии геодинамического режима ([7, 17] и др.).

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-07-00175).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bonin B., Janoušek V., Moyen J.F.* Chemical variation, modal composition and classification of granitoids // Geological Society, London, Special Publications. 2020. V. 491. No. 1. P. 9–51.
2. *Clemens J.D., Stevens G.* What controls chemical variation in granitic magmas? // Lithos. 2012. V. 134. P. 317–329.
3. *Frost C.D., Frost B.R., Beard J.S.* On silica-rich granitoids and their eruptive equivalents // American Mineralogist. 2016. V. 101. No. 6. P. 1268–1284.
4. *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. и др.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
5. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
6. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
7. *Крук Н.Н.* Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1403–1423.
8. *Мурзин О.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000. Сер. Алтайская лист М-44-Х, XI. Объяснит. зап. СПб. 2001. 219 с.
9. *Bachmann O., Bergantz G.W.* Rhyolites and their source mushes across tectonic settings // Journal of Petrology. 2008. V. 49. No. 12. P. 2277–2285.
10. *Костицын Ю.А.* Накопление редких элементов в гранитах. Часть 1 // Природа. 2002. № 1. С. 21–30.
11. *Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н. и др.* Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D2O при 650 С и 3 кбар // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 690–703.
12. *Christiansen E.H., Lee D.E.* Fluorine and chlorine in granitoids from the Basin and Range province, western United States // Economic Geology. 1986. V. 81. No. 6. P. 1484–1494.
13. *Абрамов С.С.* Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 22–45.
14. *Li X.C., Harlov D.E., Zhou M.F., Hu H.* Experimental investigation into the disturbance of the Sm–Nd iso-

- topic system during metasomatic alteration of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2022. V. 330. P. 191–208.
15. *Chen C. Ding X., Li R., et al.* Crystal fractionation of granitic magma during its non-transport processes: A physics-based perspective // *Science China Earth Sciences*. 2018. V. 61. P. 190–204.
16. *Cuney M., Barbey P.* Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // *Geoscience Frontiers*. 2014. V. 110. No. 5. P. 729–745.
17. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований Популярные // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 1. С. 94–108.

## LATE DEVONIAN CALC-ALKALINE HIGH-K FRACTIONATED “FERROAN” I-TYPE LEUCOGRANITES (RUDNY ALTAI)

Corresponding Member of the RAS **N. N. Kruk<sup>#</sup>, M. L. Kuibida, E. N. Sokolova, P. D. Kotler, V. A. Yakovlev**

*Received November 20, 2023*

*After revision November 29, 2023*

*Accepted December 14, 2023*

*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

*<sup>#</sup>E-mail: kruk@igm.nsc.ru*

The paper presents the geological, geochemical and isotope-geochronological studies of the Rudny Altai granitoids in the west of Central Asian Orogenic Belt (CAOB) – the front part of the Altai convergent margin of the Siberian continent. Isotopic U–Pb dating of zircons showed an age range from 367 to 363 Ma. Geochemical characteristics indicate the relevance of leucogranites to calc-alkaline high-K series ( $\text{SiO}_2 > 73$  wt.%,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.9\text{--}9$  wt.%,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.7\text{--}1.2$ ), with calc-alkaline and alkaline-calcic affinities ( $\text{MALI} = 6.32\text{--}8.41$ ). They bear meta- to weakly-peraluminous values ( $\text{A}/\text{CNK} = 0.9\text{--}1.2$ ), high  $\text{Fe}^*$  index (0.84–0.97) and high fluorine (0.04–0.17 wt.%) content. Variations of HFSEs, LILEs contents, Ga/Al ratios and strong negative A/CNK- $\text{P}_2\text{O}_5$  correlation indicate their affinity with fractionated I-type granitoids. Rare metal (beryllium) mineralization is spatially and genetically related to leucogranites. It is assumed that the formation of granitoids was associated with shearing setting at the convergent margin of the Siberian continent, as a result of oblique subduction of the Irtysh-Zaisan ocean plate.

**Keywords:** Central Asian Orogenic Belt, Altai orogen, Ustyansky intrusive, transform margin, crustal-mantle interaction

УДК 552.11

## ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕЙКОГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

© 2024 г. С. В. Хромых\*, П. Д. Котлер, член-корреспондент РАН Н. Н. Крук

Получено 29.11.2023 г.

После доработки 10.12.2023 г.

Принято к публикации 14.12.2023 г.

В пределах Восточного Казахстана проявлены несколько крупных интрузий, сложенных на 60–90% лейкогранитами. Приведены сведения о возрасте этих интрузий, рассмотрены особенности вещественного состава пород, сделаны выводы о петрогенетических механизмах выплавления лейкогранитных магм. Установлено два этапа лейкогранитного интрузивного магматизма – в ранней перми и в раннем триасе, во внутриплитной геодинамической обстановке. Лейкогранитные магмы были образованы в результате частичного плавления коровых субстратов под воздействием базитовых магм. Геохимические различия лейкогранитов были обусловлены разным составом коровых субстратов и разными степенями их плавления.

*Ключевые слова:* лейкограниты, внутриплитный магматизм, Восточный Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739724040086

Под лейкогранитами в общем смысле подразумевается разновидность гранитов, сложенная преимущественно кварцем и полевыми шпатами и содержащая не более 5% темноцветных минералов, такие породы достаточно широко распространены в земной коре в пределах орогенных складчатых поясов. В большинстве случаев лейкограниты встречаются в составе гранодиорит-гранитных или граносиенит-гранитных интрузивных ассоциаций как поздние фазы плутонов, что интерпретируется как признак кристаллизационной или флюидно-магматической дифференциации гранитоидных магм. Вместе с тем в пределах орогенных складчатых поясов достаточно широко распространены и самостоятельные крупные интрузии, сложенные более чем на 70% лейкогранитами, например, в Гималаях ([1] и др.). Лейкограниты, слагающие самостоятельные интрузии, характеризуются обычно широким геохимическим разнообразием. Механизмы генезиса крупных объемов лейкогранитных магм до сих пор являются предметом дискуссий. В этой связи актуальной является задача рассмотрения геохимических особенностей

лейкогранитов, слагающих крупные интрузии, и поиск возможных петрогенетических механизмов их формирования. Такая попытка предпринята нами для лейкогранитных интрузий Восточного Казахстана.

Территория Восточного Казахстана входит в состав Обь-Зайсанской (Иртыш-Зайсанской) складчатой системы, сформированной в позднем палеозое в результате аккреционно-коллизийного взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов при закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [2]. По набору структурно-вещественных осадочных, вулканогенных и магматических формаций на этой территории традиционно выделяются следующие структурно-формационные зоны (с северо-востока на юго-запад): Калба-Нарымская, Чарская, Жарма-Саурская [2, 3].

Лейкогранитные интрузии распространены во всех структурно-формационных зонах (рис. 1). Это обычно крупные (от 60–80 до 500–600 км<sup>2</sup>) массивы изометричной или овальной в плане формы, хорошо выраженные в рельефе в виде гор с преобладанием скальных уступов и возвышенностей. Лейкогранитные интрузии прорывают палеозойские осадочные и вулканогенные формации, а также в большинстве случаев – предшествующие интрузивные комплексы каменноугольного и пермского возраста, на этом

*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск, Россия*

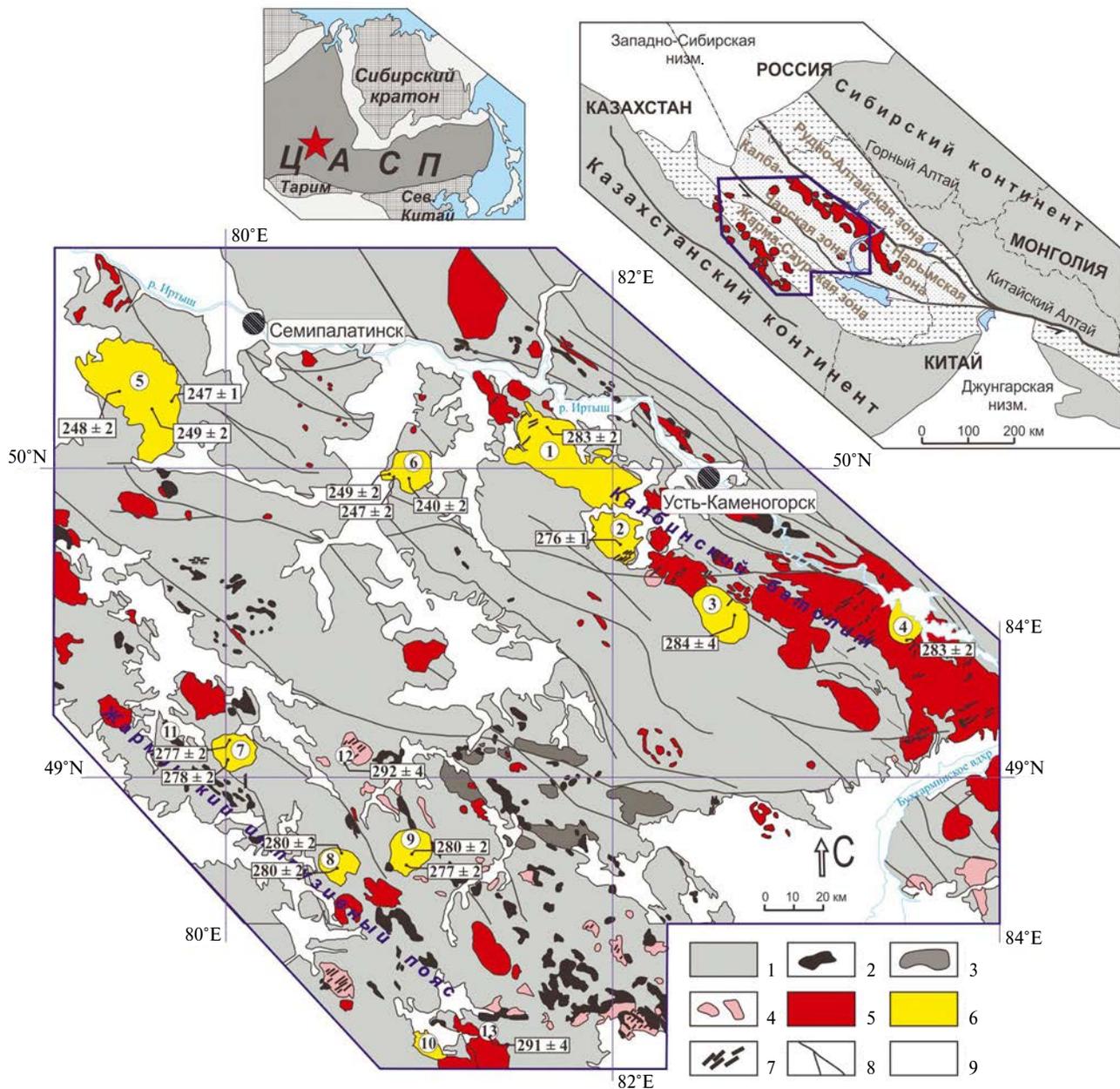
\*E-mail: serkhrom@igm.nsc.ru

основании их возраст принимался как позднепермский–триасовый [4]. В Калба-Нарымской зоне расположены Дунгалинский, Монастырский, Сибинский, Войлочевский массивы (№ 1–4 на рис. 1). Они сложены на 25–30% средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами и на 70–75% средне-крупно-зернистыми биотит-мусковитовыми лейкогранитами, встречаются мелко-среднезернистые мусковитовые граниты, содержащие гранат и турмалин. Возраст лейкогранитов установлен U–Pb-датированием цирконов и составляет 276–284 млн лет, что соответствует кунгурскому времени ранней перми. В Чарской зоне расположены два крупных лейкогранитных массива. Массив Семейтау (№ 5 на рис. 1) на современном эрозионном срезе представлен гипабиссальными монцонит-порфирами (около 15% площади), граносиенит-порфирами (около 25% площади) и лейкогранит-порфирами (около 60% площади), которые содержат не более 3–5 об. % биотита. Массив Дельбегетей (№ 6 на рис. 1) на 95% площади представлен мелко- и среднезернистыми лейкогранитами, которые содержат не более 5 об. % биотита, крайне редко встречается мусковит. U–Pb-датирование цирконов позволило установить возраст массива Семейтау в 247–249 млн лет, а массива Дельбегетей – в 240–249 млн лет, что соответствует раннему–среднему триасу. В Жарма-Саурской зоне можно выделить два типа лейкогранитных интрузий. Массивы первого типа – Аркат, Каракольтас, Кандыгатай, Биесимас (№ 7–10 на рис. 1) слагают изометричные крупные тела, сложенные на 15–20% среднезернистыми граносиенитами и на 80–85% – средне-крупнозернистыми лейкогранитами, в которых преобладающим темноцветом является биотит (до 5 об.%), в подчиненном количестве присутствует амфибол, мусковит отсутствует. U–Pb-датирование цирконов из пород массивов Аркат, Каракольтас, Кандыгатай позволило установить их возраст в 277–280 млн лет, что соответствует кунгурскому времени ранней перми. Массивы второго типа – Коргантас, Керегетас, Верхнее Эспе (№ 11–13 на рис. 1) слагают небольшие (до 10 км<sup>2</sup>) дайко- или штокообразные интрузии, сложенные целиком мелко-среднезернистыми щелочными лейкогранитами, содержащими до 5 об. % щелочного амфибола (ферроэкерманит, арфведсонит), слюды же отсутствуют. С массивами щелочных лейкогранитов пространственно сопряжены рои долеритовых и лампрофировых даек. Возраст щелочных лейкогранитов установлен U–Pb-датированием цирконов в 291–292 млн лет, что соответствует сакмарскому времени ранней перми.

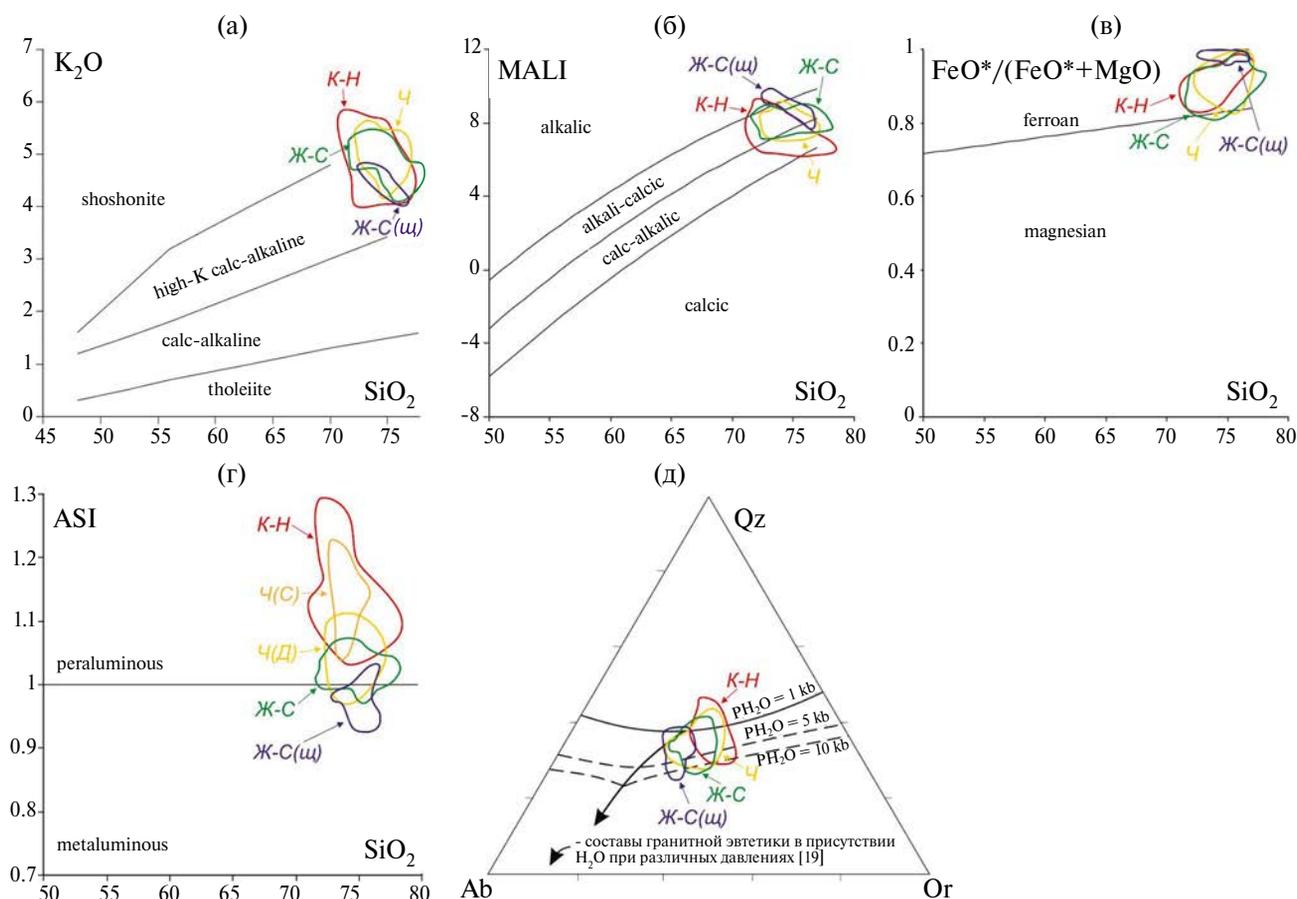
Вещественный состав определен для пород всех массивов, обозначенных на рис. 1, за исключением Дунгалинского. База аналитических данных содержит 177 анализов на петрогенные компоненты, определенные методом РФА (ИГМ СО РАН, Новосибирск), и 105 анализов на редкие и редкоземельные элементы, определенные методом ИСП-МС (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Во всех лейкогранитных разностях, кроме щелочных, калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом, отношение  $K_2O/Na_2O$  составляет от 0.95 до 2.26; в щелочных лейкогранитах соотношение полевых шпатов примерно одинаковое, отношение  $K_2O/Na_2O$  составляет от 0.65 до 1.02. По соотношению кремнезема и окиси калия все исследованные породы принадлежат высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям, по [5] (рис. 2 а), или к щелочно-известковой и известково-щелочной сериям, по [6] (рис. 2 б). Все породы демонстрируют повышенную железистость и соответствуют железистым (ferroan) породам по [6] (рис. 2 в). По вариациям глинозема относительно щелочей (индекс насыщения глиноземом, aluminum-saturation index, ASI, по [7]) лейкограниты всех крупных массивов являются пералюминиевыми, причем наиболее глиноземистыми являются лейкограниты Калба-Нарымской зоны и лейкограниты массива Семейтау (рис. 2 г); щелочные лейкограниты Жарма-Саурской зоны являются метаалюминиевыми (рис. 2 г). На диаграмме нормативных составов Qtz-Ab-Or (рис. 2 д) составы всех лейкогранитов смещены в сторону котектики “кварц–ортоклаз” относительно линии эволюции составов гранитной эвтектики в присутствии воды при разных давлениях [8].

Несмотря на достаточно заметные вариации концентраций отдельных элементов, все лейкограниты имеют сходную форму спектров распределения РЗЭ – слабый отрицательный наклон в области легких лантаноидов, хорошо выраженный Eu-минимум и почти горизонтальное распределение от Gd до Lu на уровне от 10 до 80 хондритовых концентраций. В мультиэлементных спектрах для всех пород наблюдаются максимумы в концентрациях Rb, Th, U, K и хорошо выраженные минимумы в концентрациях Ba, Nb, Ta, Sr, Eu, Ti.

На дискриминантных диаграммах Пирса и др. [9], основанных на соотношениях индикаторных элементов – Rb, Nb, Y, Ta, Yb (рис. 3 а–г), точки составов лейкогранитов Калба-Нарымской зоны располагаются на границе полей синколлизонных гранитов (syn-COLG), гранитов



**Рис. 1.** Схема размещения лейкогранитных интрузий Восточного Казахстана. Составлена на основе схемы магматических комплексов Восточного Казахстана [11]. 1 – осадочные и вулканогенные формации (S–C), нерасчлененные; 2 – базит-ультрабазитовые интрузии (C<sub>1</sub>, P<sub>1</sub>); 3 – континентальные базальты и андезиты (C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>); 4 – интрузии гранитоидов (C<sub>1-2</sub>); 5 – интрузии гранитоидов (P<sub>1</sub>); 6 – интрузии лейкогранитов (P<sub>1</sub>, T<sub>1</sub>); 7 – рои базитовых даек (C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>); 8 – разломы; 9 – четвертичные отложения. Цифры в кружках – интрузии лейкогранитов, в Калба-Нарымской зоне: 1 – Дунгалинский массив, 2 – Монастырский массив, 3 – Сибинский массив, 4 – Войлочевский массив; в Чарской зоне: 5 – массив Семейтау, 6 – массив Дельбегетей; в Жарма-Саурской зоне: 7 – массив Аркат, 8 – массив Каракольтас, 9 – массив Кандыгатай, 10 – массив Биесимас, 11 – массив Коргантас (вне масштаба), 12 – массив Керегетас (вне масштаба), 13 – массив Верхнее Эспе (вне масштаба). Цифры в прямоугольниках – значения возраста лейкогранитов, установленные U–Pb-датированием по цирконам. На врезке – положение структурно-формационных зона Обь-Зайсанской складчатой системы.



**Рис. 2.** Состав лейкогранитов массивов Восточного Казахстана на классификационных диаграммах: (а) –  $K_2O-SiO_2$  [5]; (б) –  $MALI-SiO_2$ , (в) –  $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)-SiO_2$  [6]; (г) –  $ASI-SiO_2$  [7]; (д) –  $Qtz-Ab-Or$  [8]. К-Н – лейкограниты Калба-Нарымской зоны; Ч – лейкограниты Чарской зоны; Ч(Д) – массив Дельбегетей; Ч(С) – массив Семейтау; Ж-С – лейкограниты Жарма-Саурской зоны; Ж-С(ш) – щелочные лейкограниты Жарма-Саурской зоны.

вулканических дуг (VAG) и внутриплитных гранитов (WPG), в то время как точки составов большинства лейкогранитов Чарской и Жарма-Саурской зон располагаются в области внутриплитных гранитов (WPG). На дискриминантных диаграммах Уолена и др. [10], основанных на соотношениях петрогенных и высокозарядных элементов (рис. 3 д–е), точки составов лейкогранитов Калба-Нарымской зоны, Дельбегетейского массива Чарской зоны и массивов первого типа Жарма-Саурской зоны располагаются на границе полей фракционированных гранитов (FG) и гранитов А-типа (А), в то время как точки составов лейкогранитов массива Семейтау и щелочных лейкогранитов (второго типа) Жарма-Саурской зоны располагаются в поле гранитов А-типа.

Для лейкогранитов из 11 массивов, исключая Дунгалинский и Биесимас, были выполнены исследования Nd-изотопной системы. Все

проанализированные лейкограниты демонстрируют положительные значения  $\epsilon Nd(T)$ : лейкограниты Калба-Нарымской зоны от +3.6 до +5.2, лейкограниты Чарской зоны от +3.3 до +4.5, лейкограниты первого типа Жарма-Саурской зоны от +4.3 до +4.6, щелочные лейкограниты второго типа Жарма-Саурской зоны от +3.6 до +5.9 (рис. 4). Для всех лейкогранитов типичны сравнительно молодые модельные возраста ( $T_{DM}(2st)$ ) от 379 до 769 млн лет.

Перейдем к обсуждению полученных данных. U–Pb-датирование цирконов из пород изученных массивов позволяет установить два этапа проявления лейкогранитного магматизма Восточного Казахстана. Наиболее масштабным является раннепермский (290–276 млн лет), когда были сформированы крупные массивы лейкогранитов в Калба-Нарымской зоне, крупные массивы лейкогранитов и мелкие массивы щелочных гранитов в Жарма-Саурской

зоне. Стоит отметить, что формирование мелких массивов щелочных лейкогранитов произошло несколько раньше (~10 млн лет), чем были сформированы крупные массивы лейкогранитов. Ранняя пермь является временем наиболее масштабной магматической активности в Восточном Казахстане, – в интервале 300–275 млн лет назад были проявлены разнообразные базитовые и гранитоидные интрузивные, вулканические и дайковые ассоциации [11]; эта магматическая активность связывается с формированием Таримской крупной изверженной провинции, обусловленном воздействием на литосферу Таримского мантийного плюма [12, 13]. Признаком влияния мантии на формирование раннепермских лейкогранитов является присутствие синхронного базитового магматизма – как в Калба-Нарымской, так и в Жарма-Саурской зонах на уровне 290–280 млн лет были проявлены рои долеритовых и лампрофировых даек [14, 15], а в Жарма-Саурской и части Чарской зоны – гипабиссальные малые интрузии габбро-пикритового состава максутского комплекса [11].

Второй эпизод лейкогранитного магматизма в Восточном Казахстане отвечает раннему мезозою, в интервале 249–240 млн лет назад в пределах Чарской зоны были сформированы два крупных массива – Семейтау и Дельбегетей. Начало триаса на обширной территории Северной Азии ознаменовалось как время проявления масштабной Сибирской крупной изверженной провинции, связанной с активностью одноименного мантийного плюма ([16] и др.). Южная граница Сибирской КИП распространялась до юга Западной Сибири и Горного Алтая, и, судя по полученным возрастам массивов Семейтау и Дельбегетей, – достигла севера территории Восточного Казахстана. Признаком влияния базитовых магм на формирование лейкогранитных массивов служит строение массива Семейтау – в нем около 15% площади современного эрозионного среза занимают монцонит-порфиры и монцониты, содержащие пироксен, амфибол, основной плагиоклаз и являющиеся производными субщелочных базальтовых магм [17].

Таким образом, геологические и геохронологические данные свидетельствуют, что лейкогранитные интрузии Восточного Казахстана были сформированы в пост-орогенной или внутриплитной обстановке, в результате активности позднепалеозойских-раннемезозойских мантийных плюмов. В то же время практически однородный состав главных фаз массивов (исключая массив Семейтау) и отсутствие в них

значительного количества средних пород отрицают предположение о возникновении лейкогранитов в результате дифференциации других по составу родоначальных магм. Существенные объемы лейкогранитов в составе интрузий позволяют предполагать, что родоначальные магмы были близки по составу к лейкогранитам или к гранитам, то есть были образованы при частичном плавлении коровых субстратов. При этом базитовые магмы очевидно являлись главным энергетическим источником для анатексиса. Исходя из этого, лейкограниты интрузий Восточного Казахстана могут рассматриваться как анорогенные гранитоиды или граниты А-типа, что также подтверждается вышеприведенными геохимическими данными.

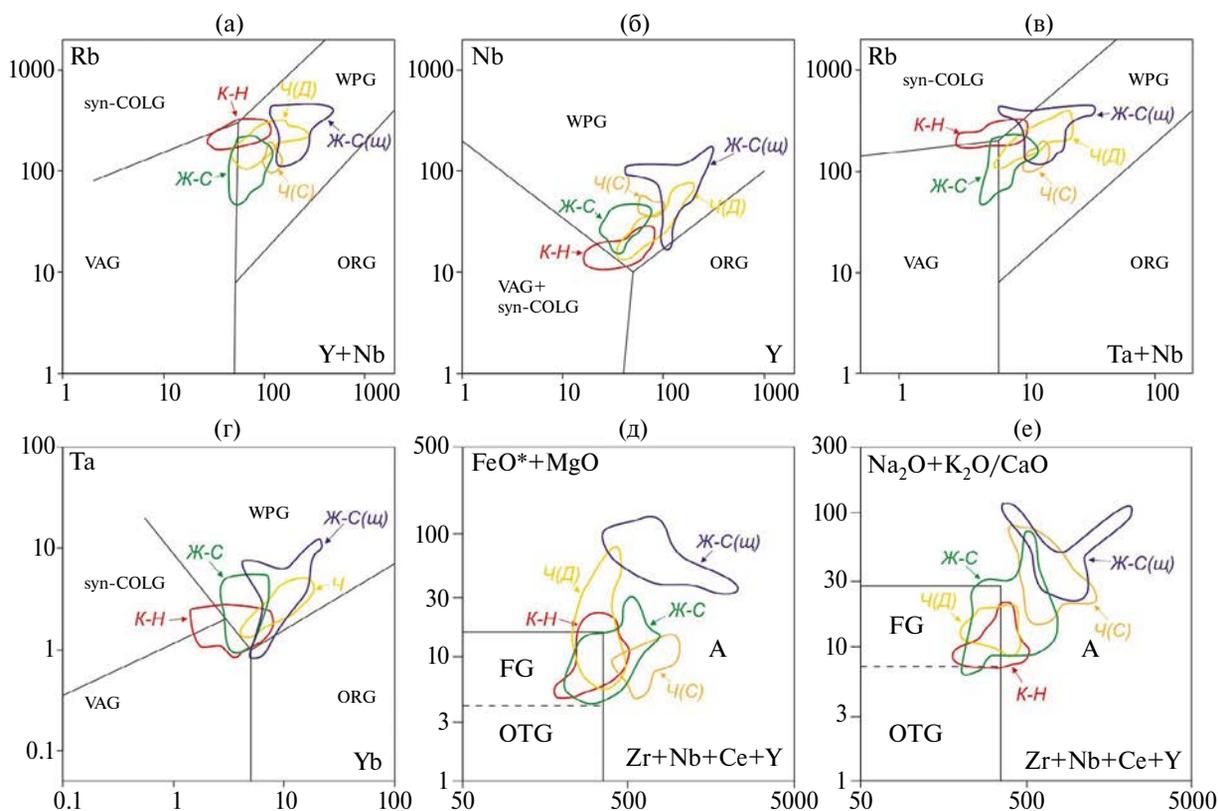
Обзор экспериментальных данных по плавлению коровых субстратов [18] показывает, что при анатексисе лейкогранитные магмы с натровой специализацией щелочей могут быть образованы при “водонасыщенном” плавлении широкого спектра субстратов, в то время как они же с калиевой специализацией – только при плавлении специфических по составу метаосадочных пород, например, высококремнистых калиевых метапелитов, обогащенных слюдами. Однако субстраты такого состава обычно редки в земной коре и не могут объяснить широкого распространения лейкогранитов с калиевой специализацией. Одним из возможных специфических петрогенетических механизмов может быть взаимодействие эвтектического расплава с флюидной фазой. Составы почти всех исследованных лейкогранитов смещены относительно позиции “водной” гранитной эвтектики в сторону обогащения нормативными кварцем и ортоклазом (рис. 2 д). Как показали эксперименты [19], присутствие в составе флюида  $\text{CO}_2$  приводит к изобарному сдвигу состава первых расплавов в сторону обогащенных нормативным ортоклазом. Также результаты изучения экспериментального плавления в системе “гаплогранит– $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{NaCl}$ – $\text{KCl}$ ” [20] показали, что с увеличением концентрации солей составы минимальных расплавов обогащаются как нормативным кварцем, так и ортоклазом. Это позволяет предположить, что лейкогранитные магмы массивов Восточного Казахстана могли быть образованы в результате частичного плавления коровых субстратов под давлением около 5–10 кбар в присутствии флюидов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ), источником которых могли являться сами плавящиеся субстраты.

Различие петрохимических характеристик гранитоидов в разных зонах очевидно

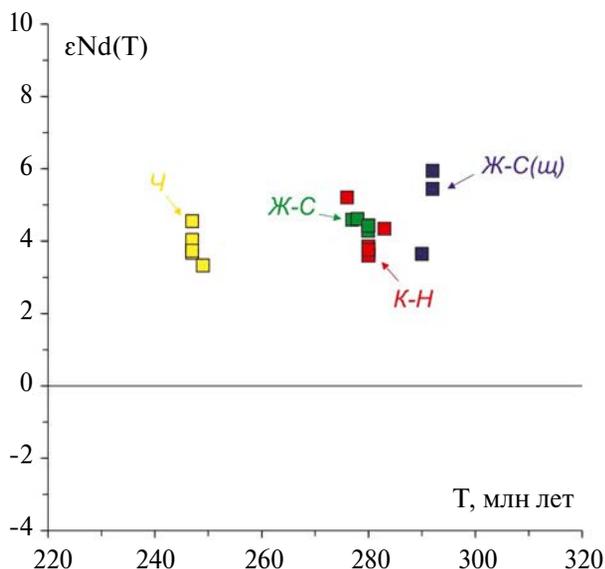
обусловлено различием составов плавящихся субстратов. Так, в Калба-Нарымской зоне преимущественное распространение имеют осадочные формации, представленные алевролитами, черными сланцами и в меньшей степени песчаниками, близкими по составу к метапелитам. Это объясняет относительно повышенную глиноземистость лейкогранитов интрузий Калба-Нарымской зоны (см. рис. 2 г) и близость их составов к син-коллизийным гранитам (по [9]), для которых подразумевается вовлечение в плавление терригенных осадочных субстратов. В Чарской и Жарма-Саурской зонах распространены вулканические породы пестрого состава с преобладанием дацитов и андезитов и продукты их размыва – преимущественно граувакковые песчаники, соответственно, лейкограниты этих зон имеют относительно пониженную глиноземистость. Обладающие повышенной глиноземистостью лейкограниты массива Семейтау (см. рис. 2 г), вероятно, образовались при плавлении преимущественно метаосадочных, а не метавулканических субстратов.

Терригенные осадочные и вулканические субстраты Восточного Казахстана были сформированы в аккреционно-коллизийных обстановках на границах Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна в среднем–позднем палеозое [3, 4], что объясняет относительно молодые Nd-модельные возрасты и положительные значения  $\epsilon Nd(T)$ , которые демонстрируют изученные лейкограниты (см. рис. 4).

Отдельным типом являются щелочные лейкограниты малых интрузий Жарма-Саурской зоны. Они характеризуются обогащением щелочами относительно глинозема, повышенными относительно других лейкогранитов концентрациями высокочarged элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, Y) и лантаноидов. Обогащение щелочами и несовместимыми элементами, а также относительно малые объемы щелочных лейкогранитов позволяют предполагать, что они могли быть образованы при малых степенях плавления метавулканических субстратов под воздействием базитовых магм, роль которых подтверждается



**Рис. 3.** Состав лейкогранитов массивов Восточного Казахстана на дискриминантных диаграммах: (а) – Rb–(Y+Nb), (б) – Nb–Y, (в) – Rb–(Ta+Yb), (г) – Ta–Yb [9]; (д) – (FeOtot/MgO)–(Zr+Nb+Ce+Y), (е) – (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O/CaO)–(Zr+Nb+Ce+Y) [10]. К-Н – лейкограниты Калба-Нарымской зоны; Ч – лейкограниты Чарской зоны; Ч(Д) – массив Дельбегетей; Ч(С) – массив Семейтау; Ж-С – лейкограниты Жарма-Саурской зоны; Ж-С(щ) – щелочные лейкограниты Жарма-Саурской зоны.



**Рис. 4.** Изотопные характеристики лейкогранитов Восточного Казахстана на диаграмме “ $\epsilon\text{Nd}(T)$  – возраст”. К-Н – лейкограниты Калба-Нарымской зоны; Ч – лейкограниты Чарской зоны; Ж-С – лейкограниты Жарма-Саурской зоны; Ж-С(ш) – щелочные лейкограниты Жарма-Саурской зоны.

присутствием субсинхронных раннепермских базитовых даек вблизи массивов щелочных лейкогранитов. Учитывая, что щелочные лейкограниты второго типа были сформированы в Жарма-Саурской зоне раньше (~290 млн лет назад), а лейкограниты первого типа – позже (~280 млн лет назад), можно говорить о прогрессирующем прогреве и анатексисе коровых субстратов под воздействием базитовых магм.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории Восточного Казахстана в ранней перми и в раннем триасе были проявлены интрузии лейкогранитов, сформированные во внутриплитной геодинамической обстановке. Все они образованы в результате частичного плавления коровых субстратов под воздействием базитовых магм. Геохимические различия лейкогранитов были обусловлены разным составом коровых субстратов и разными степенями их плавления.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по Государственному заданию ИГМ СО РАН, а также за счет средств Российского научного фонда, проект № 21-17-00175.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Guo Zh., Wilson M. The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting // *Gondwana Research*. 2012. V. 22. No. 2. P. 360–376.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.Ш. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 С. Т. 2. 334 с.
4. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. Большой Алтай (геология и металлогения) / Кн. 1. Геологическое строение. Алматы: Гылым, 1998. 304 с.
5. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 58. P. 63–81.
6. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
7. Frost D.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 1955–1969.
8. Johannes W., Holtz F. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Minerals and Rocks Series. Berlin: Springer-Verlag, 1996. V. 22. 335 p.
9. Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
10. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. P. 407–419.
11. Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизионной системы (Восточный Казахстан) // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.
12. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. № 1. С. 166–182.
13. Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate

- tectonics and plume interplay // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019a. V. 10. No. 1. P. 79–99.
14. Хромых С.В., Волосов А.С., Котлер П.Д., Семенова Д.В., Алексеев Д.В., Куликова А.В. Пояса базитовых даек Жарминской зоны Восточного Казахстана: геологическая позиция, состав, возраст и геодинамическое значение // *Вестник Восточно-Казахстанского Государственного Технического Университета им. Д. Серикбаева*. 2021. № 4. С. 15–32.
  15. Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D., Antsiferova T.N., Semenova D.V., Kulikova A.V. The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // *Lithos*. 2022. V. 426–427. Art. No. 106801.
  16. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A. Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I. Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 277. P. 9–20.
  17. Khromykh S.V., Kotler P.D., Kulikova A.V., Semenova D.V., Minnebaev K.R., Gareev B.I., Batalin G.A., Antsiferova T.N., Il'icheva E.A., Volosov A.S. Early Triassic monzonite–granite series in Eastern Kazakhstan as a reflection of Siberian Large Igneous Province activity // *Minerals*. 2022. V. 12. No. 9. Art. No. 1101.
  18. Gao P., Zheng Y.F., Zhao Z.F. Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // *Lithos*. 2016. V. 266–267. P. 133–157.
  19. Ebadi A., Johannes W. Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 106. P. 286–295.
  20. Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E. Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite–H<sub>2</sub>O–NaCl–KCl at deep-crustal conditions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 374. P. 111–120.

## LEUCOGRANITE INTRUSIONS IN EASTERN KAZAKHSTAN: AGE, COMPOSITION AND MECHANISMS OF FORMATION

S. V. Khromykh<sup>#</sup>, P. D. Kotler, Corresponding Member of the RAS N. N. Kruk

*Received November 29, 2023*

*After revision December 10, 2023*

*Accepted December 14, 2023*

*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: serkhrom@igm.nsc.ru*

There are several large intrusions composed of 70–75% leucogranites within Eastern Kazakhstan. Information on the age of the intrusions is provided, the features of the composition of the rocks are considered, and conclusions about the petrogenetic mechanisms of forming of leucogranite magmas are drawn. Two stages of leucogranite intrusive magmatism have been established – in the Early Permian and in the Early Triassic. Their formation occurred in an intraplate geodynamic setting. Leucogranite magmas were formed as a result of partial melting of crustal substrates under the thermal influence of mafic magmas. Geochemical differences in leucogranites were due to different compositions of crustal substrates and different degrees of their melting.

*Keywords:* leucogranites, intraplate magmatism, Eastern Kazakhstan

УДК 553.2 (265.54)

## НОВЫЙ НЕТИПИЧНЫЙ СЛУЧАЙ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

© 2024 г. О. Н. Колесник<sup>1,\*</sup>, А. А. Карабцов<sup>2</sup>, В. Т. Съедин<sup>1</sup>,  
А. Н. Колесник<sup>1</sup>, Е. П. Терехов<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 25.10.2023 г.

Поступило 26.10.2023 г.

После доработки 13.12.2023 г.

Принято к публикации 14.12.2023 г.

Описана первая в Японском море находка гидротермальных брекчиевых корок, сложенных гетитом с прожилками кварца.

*Ключевые слова:* гетит, кварц, гидротермы, брекчирование, хребет Северное Ямато, Японское море

**DOI:** 10.31857/S2686739724040093

Увеличение спроса на металлы – общемировая тенденция. При этом запасы рудных месторождений суши необратимо истощаются. Как следствие, растет интерес к изучению железомарганцевых образований (ЖМО) океанов и морей. Кроме железа и марганца, они содержат медь, никель, кобальт, золото, теллур, молибден, висмут, платину, вольфрам, цирконий, ниобий, редкоземельные элементы [1].

Среди морей России широким распространением ЖМО характеризуется Японское море. В абсолютном большинстве случаев ЖМО Японского моря – это гидротермальные, гидротермально-осадочные марганцевые корки [2]. Они преимущественно черного цвета, слоистые, обнаруживаются в привершинных частях вулканических построек, которые расположены в глубоководных котловинах (наиболее продуктивный интервал глубин – 1500–2500 м). Главные рудные минералы этих ЖМО – тодорокит и бернессит. В последнее время вышла серия научных публикаций с описанием необычных для Японского моря пирролюзитовых, гетитовых и манганитовых корок [3–5], а также марганцевых конгломератов и брекчий [6, 7]. Каждый

новый нетипичный случай требует особого рассмотрения.

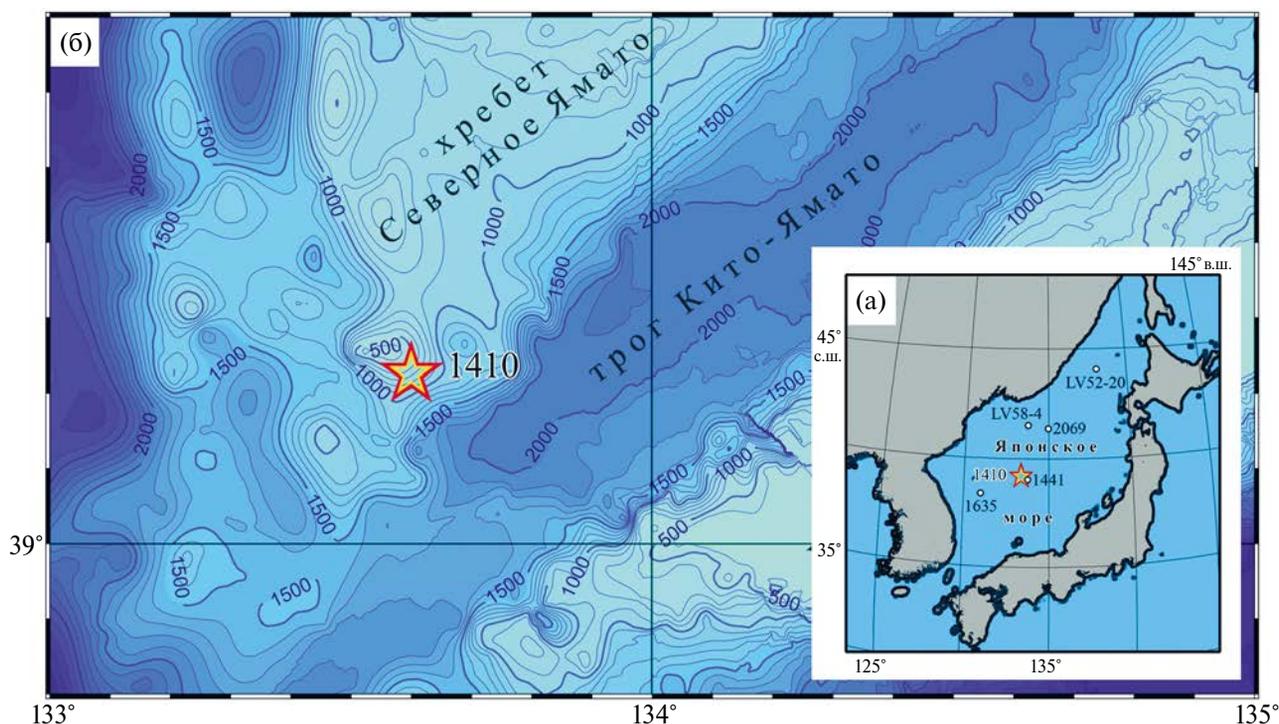
Материалом для настоящего исследования послужили ЖМО (15 обломков рудных корок мощностью от 2.5 до 3 см) с южной оконечности хребта Северное Ямато (рис. 1), резко отличающиеся от обычных ЖМО Японского моря по цвету, плотности, строению.

Хребет Северное Ямато входит в состав крупнейшей в Японском море подводной возвышенности Ямато. Возвышенность характеризуется корой субконтинентального типа. В геологическом строении возвышенности участвуют породы разного возраста (от протерозойских до четвертичных) и генезиса (магматические, метаморфические, осадочные) [8–12]. В рельефе южной оконечности хребта Северное Ямато (рис. 1) выделяется локальное поднятие, с трех сторон ограниченное уступами высотой 300–600 м (горст?). Породы фундамента в районе исследования представлены нижнемеловыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами (мощность толщи – не менее 300 м) и предположительно гранитоидами верхнего палеозоя. Кайнозойский осадочный чехол отсутствует либо имеет незначительную мощность. Образцы рудных корок драгированы на указанном локальном поднятии в пределах южного, наиболее крутого уступа (станция 1410, интервал драгирования – 1000–1100 м, 28-й рейс НИС “Первенец”, 1977 г.) (рис. 1). Вместе с корками подняты нижнемеловые кварцевые

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия

<sup>2</sup>Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия

\*E-mail: kolesnik\_o@poi.dvo.ru



**Рис. 1.** Карта района исследования. (а) положение станции драгирования фактического материала (звездочка) и станций, где ранее обнаружены нетипичные для Японского моря ЖМО (точки): LV58-4 – пирролизитовые корки [3], 1635 – гетитовые корки [4], 1441 – манганитовые корки [5], LV52-20 – марганцевые конгломераты [6], 2069 – марганцевые брекчии [7]. (б) рельеф с указанием станции драгирования фактического материала (звездочка). Изобаты, м (GEBCO, 2022).

песчаники – средне- и мелкозернистые, массивные, с зеркалами скольжения.

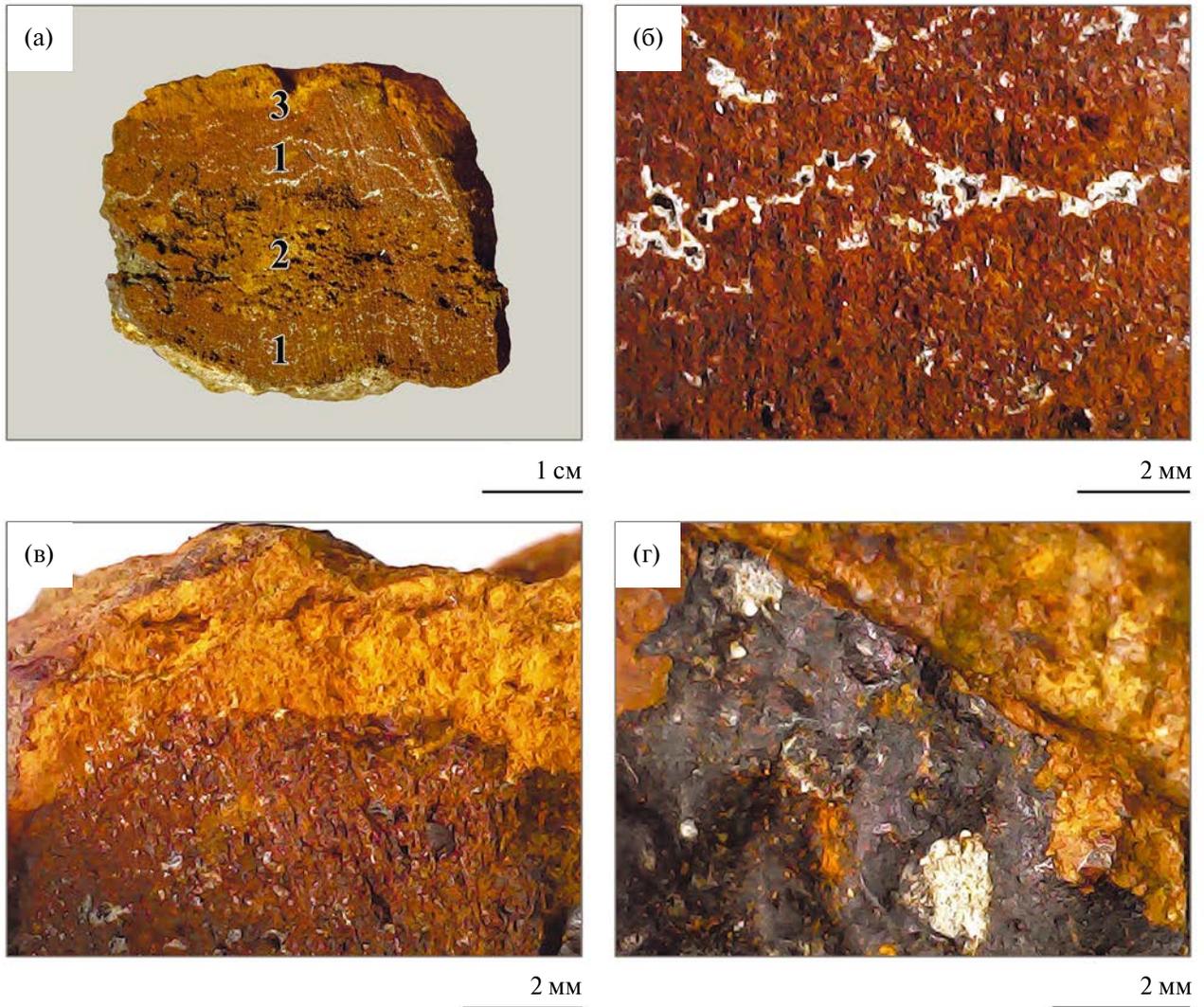
Изучение рудных корок проводилось в лабораториях ТОИ ДВО РАН и АЦ-ЦКП ДВГИ ДВО РАН по отработанной схеме и включало в себя визуальный осмотр и световую микроскопию (строение), гидростатическое взвешивание (плотность), рентгенофазовый анализ (минеральный состав) и микрозондовое сканирование (микростроение, химический состав) [3–6].

Согласно результатам исследования, рудные корки со станции 1410 имеют сходные физические свойства, строение и вещественный состав.

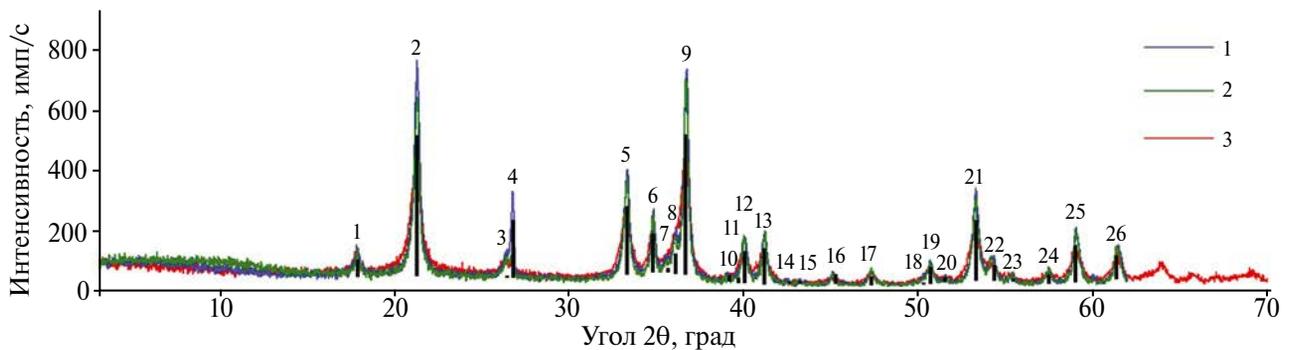
Плотность рудных корок со станции 1410 в среднем составляет  $3.04 \text{ г/см}^3$ , тогда как плотность обычных тодорокит-бернесситовых ЖМО Японского моря – не более  $2 \text{ г/см}^3$  [3]. Полученные нами значения сопоставимы с плотностью редких для Японского моря гетитовых ( $3.03 \text{ г/см}^3$ ) и пирролизитовых ( $3.35 \text{ г/см}^3$ ) корок [3, 4].

Рудные корки со станции 1410 характеризуются необычной для ЖМО Японского моря бурой окраской и почти полностью состоят из гетита (рис. 2,

3, табл. 1). Это вторая находка гетитовых корок в Японском море. Впервые они были обнаружены в виде единичных образцов на станции 1635 (рис. 1). Мощность корок со станции 1635 не превышала 2 см, гетит был представлен двумя разновидностями – желтой рыхлой (в основной массе) и черной плотной с матовым до алмазного блеском (в прослоях) [4]. В спилах корок со станции 1410 видно, что они плотные, массивные, с матовым блеском (зоны типа 1), следами брекчирования (зоны типа 2) и повсеместно распространенными прожилками кварца (рис. 2). Ассоциация гетита с прожилковым кварцем зафиксирована в рудных корках Японского моря впервые. Брекчиевые корки обычного для ЖМО Японского моря тодорокит-бернесситового состава отмечены ранее только на станции 2069 [7]. В самой верхней части рудных корок со станции 1410 выделяется слой мощностью не более 0.3 см, который состоит из желтого рыхлого гетита без прожилков кварца. Сравнение дифрактограмм вещества разных гетитовых корок Японского моря показало практически полную идентичность положения рефлексов гетита при некотором расхождении в интенсивности, что,



**Рис. 2.** Общий вид, строение и минеральный состав рудных корок со станции 1410 по результатам визуального осмотра, изучения с помощью микроскопа и рентгенофазового анализа. (а) поверхность спила с номерами выделенных зон: 1 – бурый гетит, плотная разность; 2 – бурый гетит, зона брекчирования; 3 – желтый гетит, рыхлая разность. (б) белые прожилки кварца в плотном буром гетите зоны типа 1. (в) граница между бурым гетитом зоны типа 1 и желтым гетитом зоны типа 3. (г) черная пленка тодорокита с локальными белесыми выделениями иллита на желтом гетите зоны типа 3.



**Рис. 3.** Дифрактограммы вещества гетитовых корок Японского моря (Cu K $\alpha$ -излучение, монохроматор на вторичном пучке): 1, 2 – гетитовая корка со станции 1410, бурое вещество зоны типа 1 и желтое вещество зоны типа 3 соответственно (см. рис. 2а); 3 – гетитовая корка 1635/7–3, черный прослой [4]. Расшифровка рефлексов 1–26 для корки со станции 1410, зона типа 1 – см. табл. 1.

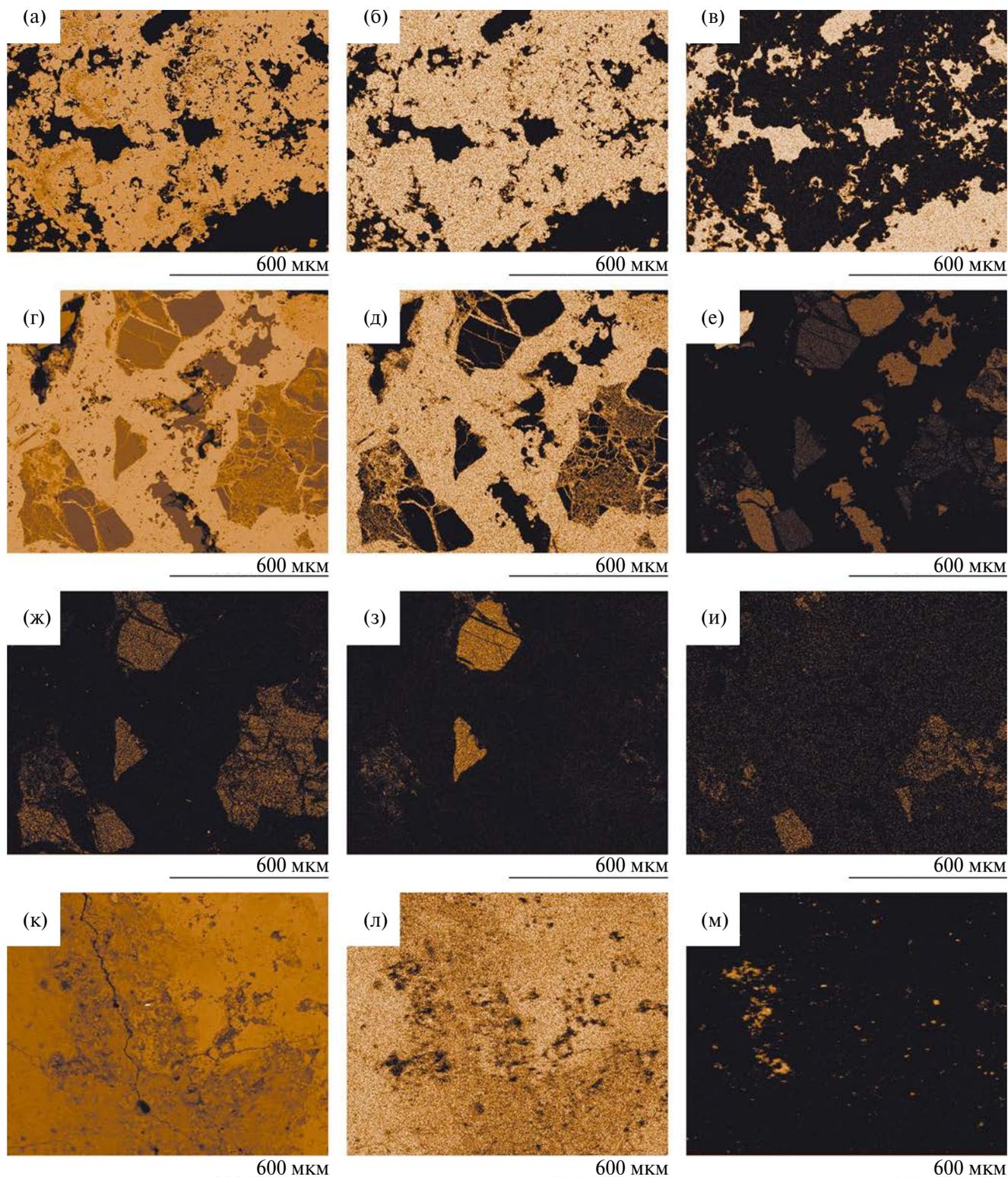
**Таблица 1.** Таблица рефлексов к дифрактограмме вещества рудной корки со станции 1410, зона типа 1 (см. рис. 2а, 3)

Номер рефлекса	Угол $2\theta$ , град	Межплоскостное расстояние $d$ , Å	Относительная интенсивность $I$ , %	Минеральная фаза	Номер карточки стандарта, 00-ICDD
1	17.89	4.95	12	Гетит	00-029-0713
2	21.29	4.17	100	Гетит, кварц	00-029-0713, 01-070-7344
3	26.45	3.37	1	Гетит	00-029-0713
4	26.79	3.33	41	Кварц	01-070-7344
5	33.33	2.69	48	Гетит	00-029-0713
6	34.83	2.57	28	Гетит	00-029-0713
7	35.69	2.51	3	Гетит	00-029-0713
8	36.13	2.484	14	Гетит	00-029-0713
9	36.69	2.447	99	Гетит, кварц	00-029-0713, 01-070-7344
10	39.19	2.297	5	Гетит	00-029-0713
11	39.71	2.268	3	Кварц	01-070-7344
12	40.06	2.249	23	Гетит	00-029-0713
13	41.19	2.190	25	Гетит	00-029-0713
14	42.64	2.119	2	Кварц	01-070-7344
15	43.26	2.090	2	Гетит	00-029-0713
16	45.30	2.000	6	Гетит	00-029-0713
17	47.35	1.918	6	Гетит	00-029-0713
18	50.37	1.810	1	Кварц	01-070-7344
19	50.72	1.799	12	Гетит, кварц	00-029-0713, 01-070-7344
20	51.57	1.771	3	Гетит	00-029-0713
21	53.34	1.716	43	Гетит	00-029-0713
22	54.36	1.686	11	Гетит	00-029-0713
23	55.48	1.655	2	Гетит, кварц	00-029-0713, 01-070-7344
24	57.51	1.601	6	Гетит, кварц	00-029-0713, 01-070-7344
25	59.03	1.564	27	Гетит	00-029-0713
26	61.40	1.509	17	Гетит	00-029-0713

вероятно, обусловлено наличием либо отсутствием в веществе корок кварца, рефлексы которого иногда накладываются на рефлексы гетита (рис. 3, табл. 1). Вывод подтверждается результатами предыдущих исследований, согласно которым разности лимонита/гетита не имеют принципиальных рентгенометрических отличий [13]. Верхняя поверхность корок со станции 1410 сглаженная, на некоторых ее участках отмечается тонкая черная пленка (тодорокит). На верхней и боковых поверхностях в незначительной степени развиты рыхлые выделения бледно-желтого, бледно-зеленого цвета

(иллит). Нижняя поверхность шероховатая, со следами отрыва, что может указывать на принадлежность к основной, более крупной рудной корке (залежи?).

В химическом составе рудных корок со станции 1410 резко преобладают железо и кислород (до 37 масс. % для каждого из элементов) при значительном (до 16 масс. %) количестве кремния и небольшой примеси других элементов (табл. 2). Сопоставление состава зон типа 1–3 с учетом их текстурно-структурных и минералогических характеристик (рис. 2–4) показало, что зоны типа 1



**Рис. 4.** Площадное распределение химических элементов в рудной корке со станции 1410 в “ложном” коричневом цвете по результатам микронзондового сканирования (строение корки с выделенными в ней зонами – см. рис. 2 а). (а–в) зона типа 1: (а) площадь сканирования в отраженных электронах, (б) Fe  $K\alpha_1$ , (в) Si  $K\alpha_1$ . (г–и) зона типа 2: (г) площадь сканирования в отраженных электронах, (д) Fe  $K\alpha_1$ , (е) Si  $K\alpha_1$ , (ж) Al  $K\alpha_1$ , (з) K  $K\alpha_1$ , (и) Na  $K\alpha_{1,2}$ . (к–м) граница зон типа 1 и 3: (к) площадь сканирования в отраженных электронах, (л) Fe  $K\alpha_1$ , (м) Si  $K\alpha_1$ .

**Таблица 2.** Химический состав рудной корки со станции 1410 по результатам площадного микрозондового сканирования, масс. %

Элемент	Зона типа 1*				Зона типа 2*				Граница зон типа 1 и 3*			
	измер.	$\sigma$	норм.	$\sigma$	измер.	$\sigma$	норм.	$\sigma$	измер.	$\sigma$	норм.	$\sigma$
O	37.90	0.59	41.11	0.35	33.74	0.60	39.56	0.44	22.28	0.47	36.62	1.33
Na		—			1.34	0.11	1.57	0.12	0.23	0.10	0.38	0.15
Mg	0.25	0.09	0.27	0.10	0.35	0.08	0.41	0.10	0.36	0.05	0.59	0.07
Al		—			3.03	0.09	3.55	0.12	0.36	0.02	0.59	0.05
Si	16.14	0.10	17.51	0.15	9.24	0.10	10.83	0.10	4.20	0.13	6.89	0.09
P	0.45	0.05	0.48	0.05	0.39	0.03	0.46	0.03	0.40	0.06	0.66	0.10
S		—				—			0.13	0.03	0.21	0.06
Cl		—			0.06	0.02	0.07	0.03	0.26	0.03	0.43	0.04
K		—			0.46	0.03	0.54	0.03	0.06	0.02	0.10	0.04
Ca	0.12	0.03	0.13	0.03	0.21	0.02	0.25	0.03	0.46	0.03	0.75	0.03
Fe	37.34	0.17	40.50	0.26	36.44	0.14	42.74	0.35	32.14	1.54	52.77	1.25
Сумма	92.19		100.00		85.27		100.00		60.88		100.00	

Примечание. \* Площади сканирования изображены на рис. 4 а, г, к соответственно. Прочерк — элемент не обнаружен.

относительно обогащены кремнием и кислородом за счет присутствия в гетите прожилков кварца. Общая сумма элементов здесь максимальна вследствие плотного, массивного сложения вещества. В зонах типа 2, соответственно, имеет место обогащение натрием, калием и алюминием из-за присутствия в гетите, кроме кварцевых прожилков, мелких обломков нерудных минералов неправильной, угловатой формы, нередко пересеченных прожилками гетита (зоны брекчирования). Общая сумма элементов здесь более низкая ввиду пористости вещества. При переходе от зон типа 1 к зонам типа 3 несколько возрастает содержание калия, хлора и серы. Суммарное содержание элементов здесь минимально за счет рыхлой текстуры вещества.

Ранее выполненный анализ распределения железомарганцевых, фосфоритовых и баритовых рудопоявлений в Японском море показал их приуроченность к тектонически-активным участкам дна и связь с гидротермальными процессами [2]. Данный вывод в полной мере относится к району исследования и изученным рудным коркам, на что указывает ряд фактов:

1) поднятие, где драгированы корки, имеет горстоподобную форму;

2) в материалах драгирования присутствуют обломки пород с зеркалами скольжения;

3) корки имеют брекчиевую, прожилковую текстуру [14];

4) корки резко обогащены железом (гетит) и обеднены марганцем, содержание марганца ниже аналитических возможностей микрозонда

(в гидротермальном процессе имеет место фракционирование железа и марганца с отложением чистого железистого или чистого марганцевого вещества; гидротермальные ЖМО приспрединовых океанических районов, как правило, гетитовые либо тодорокитовые [15]);

5) корки резко обеднены алюминием и титаном, содержание этих элементов в небрекчированных зонах ниже аналитических возможностей микрозонда (в гидротермальном процессе алюминий и титан практически инертны, их содержание в гидротермальных ЖМО не превышает 0.3 и 0.1% соответственно [15]).

Выявление новых нетипичных для Японского моря случаев железомарганцевой минерализации расширяет диапазон региональных вариаций вещественного состава ЖМО и условий рудогенеза.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00004, <https://rscf.ru/project/23-27-00004/>.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Выступление академика РАН Н.С. Бортникова // Вестник РАН. 2019. Т. 89. № 5. С. 513–514.
2. Астахова Н.В. Гидротермальный рудогенез Японского моря // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1191–1203.

3. Астахова Н. В., Съедин В. Т., Можеровский А. В., Лопатников Е. А. Первая находка массивного пирролизита в глубоководной котловине Японского моря // ДАН. 2015. Т. 462. № 1. С. 68–72.
4. Колесник О. Н., Карабцов А. А., Съедин В. Т., Колесник А. Н. Первая находка гетитовых корок в Японском море // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 159–164.
5. Колесник О. Н., Карабцов А. А., Съедин В. Т., Колесник А. Н., Терехов Е. П. Первая находка манганитовых корок в Японском море // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 2. С. 191–197.
6. Астахова Н. В., Лопатников Е. А., Цой И. Б. Геохимия марганцевых конгломератов возвышенности Витязя (Японское море) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 6. С. 13–23.
7. Михайлик П. Е., Михайлик Е. В., Зарубина Н. В., Баринов Н. Н., Съедин В. Т., Леликов Е. П. Вещественный состав и распределение РЗЭ в железомарганцевых корках подводных возвышенностей Беляевского и Медведева (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 5. С. 3–16.
8. Геология дна Японского моря / Берсенев И. И., Леликов Е. П., Безверхний В. Л., Ващенко Н. Г., Съедин В. Т., Терехов Е. П., Цой И. Б. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
9. Леликов Е. П., Пугачев А. А. Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей // Петрология. 2016. Т. 24. № 2. С. 212–230.
10. Цой И. Б., Ващенко Н. Г., Василенко Л. Н., Горювая М. Т., Вагина Н. К., Мельниченко Ю. И. Стратиграфия и условия формирования кайнозойского осадочного чехла возвышенности Ямато Японского моря // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 103–131.
11. Терехов Е. П., Харченко Т. А., Ли Н. С. Корреляция акустических характеристик и возраста базальных горизонтов кайнозойского осадочного чехла Японского моря // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 2. С. 44–58.
12. Терехов Е. П., Маркевич В. С., Цой И. Б., Баринов Н. Н. Палеоценовые отложения возвышенности Ямато (Японское море) и условия их образования // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 2. С. 50–67.
13. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М.: Изд-во КДУ, 2007. 721 с.
14. Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1983. 261 с.
15. Исследование марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии / Науч. ред. Г. Н. Батулин. М.: Эслан, 2012. 472 с.

## A NEW UNTYPICAL CASE OF FERROMANGANESE MINERALIZATION IN THE SEA OF JAPAN

O. N. Kolesnik<sup>1,#</sup>, A. A. Karabtsov<sup>2</sup>, V. T. S<sup>”</sup>edin<sup>1</sup>, A. N. Kolesnik<sup>1</sup>, E. P. Terekhov<sup>1</sup>

*Presented by Academician of the RAS G. I. Dolgikh October 25, 2023*

*Received October 26, 2023*

*After revision December 13, 2023*

*Accepted December 14, 2023*

<sup>1</sup>*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

<sup>2</sup>*Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: kolesnik\_o@poi.dvo.ru*

The first case of hydrothermal brecciated crusts composed of goethite with quartz veinlets for the Sea of Japan is described.

*Keywords:* goethite, quartz, hydrothermal vents, brecciation, North Yamato Ridge, Sea of Japan

УДК 552.08:548.32

## ОСОБЕННОСТИ ИЗОМОРФИЗМА ПОСТШПИНЕЛЕВЫХ ФАЗ: РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СОСТАВА ВКЛЮЧЕНИЙ В НИЖНЕМАНТИЙНЫХ АЛМАЗАХ

© 2024 г. В. В. Бучинский<sup>1</sup>, Е. И. Марченко<sup>1,\*</sup>, А. В. Искрина<sup>1,2</sup>,  
член-корреспондент РАН Н. Н. Еремин<sup>1</sup>, А. В. Бобров<sup>1,2</sup>

Поступило 22.11.2023 г.

После доработки 14.12.2023 г.

Принято к публикации 22.12.2023 г.

Методом полуэмпирического моделирования исследованы свойства смешения твердых растворов постшпинелевых фаз состава  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$ ,  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgFe}_2\text{O}_4$  в диапазоне температур 1873–2223 К и давлений 18–25 ГПа. При данных *PT*-параметрах проведена оценка энергий образования примесных дефектов ионов трехвалентных металлов (алюминия и железа) в изоморфных позициях. Показано, что (1) для исследованных бинарных твердых растворов характерна полная смесимость, (2) вхождение примесного иона  $\text{Fe}^{3+}$  в постшпинелевые фазы  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  менее выгодно по энергии, чем вхождение ионов  $\text{Al}^{3+}$  во всем диапазоне исследуемых давлений и температур. Полученные результаты использованы для интерпретации состава постшпинелевых фаз, образующих включения в нижнемантийных алмазах.

*Ключевые слова:* компьютерное моделирование, мантия Земли, постшпинелевые фазы

DOI: 10.31857/S2686739724040106

### ВВЕДЕНИЕ

Постшпинелевые фазы представляют собой соединения с общей формулой  $\text{AB}_2\text{O}_4$ , где в позициях А и В находятся ионы различных двух- (А) и трехвалентных (В) металлов [1]. В качестве главных представителей таких соединений рассматриваются фазы со структурами феррита кальция (CF,  $\text{CaFe}_2\text{O}_4$ ) [2], марокита (CM,  $\text{CaMn}_2\text{O}_4$ ) [3] или титаната кальция (CT,  $\text{CaTi}_2\text{O}_4$ ) [4], в которых октаэдры из ионов металлов в окружении ионов кислорода образуют заполненные крупными катионами каналы (рис. 1). Эти структурные типы отличаются друг от друга и положением катиона в октаэдрах относительно их центров масс. Для природных постшпинелевых фаз характерны ряды твердых растворов [5], что определяет появление соединений сложного состава, как по содержанию

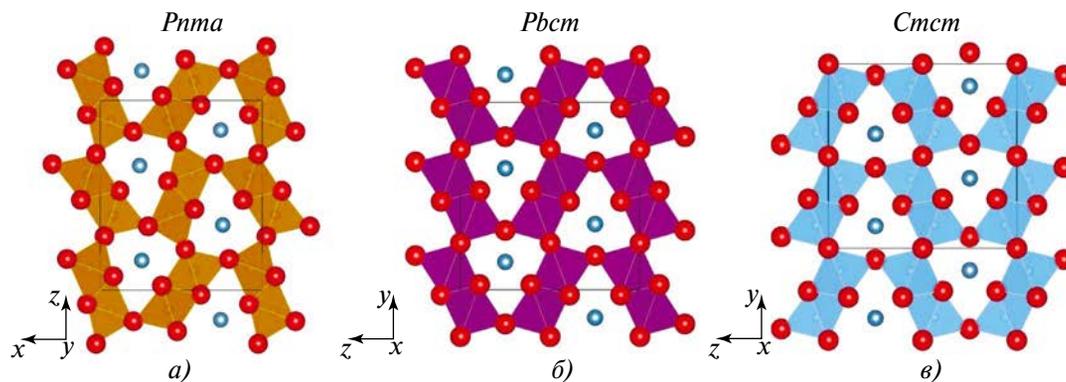
главных компонентов, так и по элементам-примесям. В частности, для предполагаемых ассоциаций, формирующихся в зонах субдукции, где происходит обогащение мантии коровым материалом, постшпинелевые фазы рассматриваются в качестве возможных концентраторов целого ряда компонентов, таких как  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и др. [6].

В природе постшпинелевые фазы высокого давления были обнаружены в качестве включений в алмазах, в метеоритах и породах импактных кратеров (см. обзор [1]). В работе [7] в многофазных включениях в алмазах из кимберлитовой трубки Juina-5 (Бразилия) были идентифицированы соединения состава  $(\text{Mg, Fe})(\text{Al, Fe})_2\text{O}_4$ , предположительно, со структурой типа CF, в ассоциации с новой гексагональной алюмосодержащей фазой (NAL) и другими соединениями. Авторы этих находок интерпретировали их как результат ретроградного преобразования постшпинелевых фаз сложного состава  $(\text{Na, Mg, Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al, Si})_2\text{O}_4$ , первоначально сформировавшихся в условиях нижней мантии Земли в материале глубоко субдуцированной океанической коры и испытавших затем подъем в зоны меньшей глубинности.

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского Российской академии наук, Черноголовка, Московская область, Россия

\*E-mail: marchenko-ekaterina@bk.ru



**Рис. 1.** Структурные типы феррита кальция ( $\text{CaFe}_2\text{O}_4$ ) (а), марокита ( $\text{CaMn}_2\text{O}_4$ ) (б) и титаната кальция ( $\text{CaTi}_2\text{O}_4$ ) (в). Октаэдры  $\text{FeO}_6$ ,  $\text{MnO}_6$  и  $\text{TiO}_6$  показаны в полиэдрическом виде соответственно. Ионы кальция показаны в виде шаров в каналах структур.

В работе [8] в составе многофазного включения в алмазе региона Juina (Бразилия) были обнаружены два соединения с формулами  $(\text{Ca}_{1.07}\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.02})_{\Sigma 1.11}(\text{Cr}_{1.71}\text{Fe}_{0.06}\text{V}_{0.06}\text{Ti}_{0.03}\text{Al}_{0.03})_{\Sigma 1.89}\text{O}_4$  и  $((\text{Mg}_{0.90}\text{Mn}_{0.18})_{\Sigma 1.08}(\text{Cr}_{1.37}\text{Fe}_{0.39}\text{V}_{0.11}\text{Al}_{0.05})_{\Sigma 1.92}\text{O}_4)$ . В упрощенной форме их составы можно представить как  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{Mg}(\text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$  соответственно.

В целом ряде работ рассматриваются результаты экспериментального изучения постшпинелевых фаз различного состава и некоторых их твердых растворов. Так, твердый раствор постшпинелевых фаз состава  $\text{MgAl}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$  был изучен до давления  $\sim 26,5$  ГПа и температуры 1873 К [9]. Авторами этой работы была показана ограниченная смесимость в системе  $\text{MgAl}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$ . При этом растворимость Mg-компонента в фазе  $\text{CaAl}_2\text{O}_4$  увеличивается с давлением, начиная с 15 ГПа. Для фазы  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  со структурой CM была установлена стабильность вплоть до давления 46 ГПа [10]. В работе [11] сообщается, что фаза  $\text{CaFe}_2\text{O}_4$  со структурой CF при давлении  $\sim 50$  ГПа претерпевает спиновый переход, происходит изменение ее структуры с сохранением пространственной группы *Pnma* [12]. В работе [13] было показано, что в диапазоне до 16 ГПа  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  кристаллизуется в структурном типе CF и не претерпевает фазовых переходов.

В связи с крайне ограниченным объемом и неоднозначностью данных о составе постшпинелевых фаз, образующих включения в природных алмазах, а также малым количеством экспериментальной и термодинамической информации, в настоящей работе проведено исследование энергии смешения

и дефектообразования в бинарных твердых растворах составов  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$ ,  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgFe}_2\text{O}_4$  в диапазоне давлений 18–25 ГПа и температур 1873–2223 К с использованием полуэмпирического метода моделирования кристаллических структур с целью установления механизмов перераспределения трехвалентных ионов алюминия и железа в мантийных фазах  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$ .

## МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Расчеты энергий точечных дефектов и энергий Гиббса смешения твердых растворов осуществлялись методами полуэмпирического моделирования с использованием программы GULP [14] в *P–T* диапазоне от 18 до 25 ГПа и от 1873 до 2223 К с использованием набора потенциалов межатомного взаимодействия, хорошо зарекомендовавших себя при моделировании кристаллических структур сложных оксидов в широком диапазоне температур и давлений [15]. Параметры парных межатомных потенциалов взаимодействия Морзе использовались без дополнительной оптимизации параметров. Эффективные заряды ионов в кристаллических структурах в использованной модели были следующими:  $Z_{\text{Ca, Mg}} = +1,2e$ ;  $Z_{\text{Al, Fe}} = +1,8e$ ;  $Z_{\text{O}} = -1,2e$ . Моделирование осуществлялось в сверхъядейках оптимального размера  $3 \times 3 \times 3$ , содержащих 756 атомов. Распределение ионов-примесей в твердых растворах по кристаллографическим позициям проводилось в приближении разупорядоченного твердого раствора. Оптимальные разупорядоченные составы твердых растворов в исследуемых

диапазонах были найдены с помощью программы Vinar [16]. Стартовая структурная информация о постшпинелевых фазах была взята из базы данных MaterialsProject [17]. Расчет термодинамики твердых растворов при различных давлениях и температурах проводился с учетом конфигурационного и колебательного вкладов в энтропию.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В результате расчетов энергии образования точечных дефектов показано, что вхождение примесного иона  $\text{Fe}^{3+}$  в постшпинелевые фазы  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  в позиции  $\text{Cr}^{3+}$  менее выгодно по энергии, чем вхождение ионов  $\text{Al}^{3+}$  во всем диапазоне исследуемых давлений и температур. Так, для  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  энергия замещения 1 иона  $\text{Cr}^{3+}$  на  $\text{Fe}^{3+}$  на 0.005 эВ выше, чем для замещения  $\text{Cr}^{3+}$  на  $\text{Al}^{3+}$  (рис. 2). Кроме того, вхождение  $\text{Al}^{3+}$  в структуру  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  является энергетически более предпочтительным, чем в  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$ . Стоит отметить, что значения рассчитанных энергий точечных дефектов являются отрицательными, что означает возможность существования бинарных твердых растворов  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$ ,  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgFe}_2\text{O}_4$ .

Результаты расчетов параметров взаимодействия для регулярных твердых растворов (энергии смешения)  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_3$  и  $Q_4$  для составов  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$  соответственно рассчитывались из формулы (1)

$$Q = \frac{G}{x_1 x_2}, \quad (1)$$

где  $G$  – энергия Гиббса твердого раствора,  $x_1$  и  $x_2$  – доли компонентов крайних составов твердого

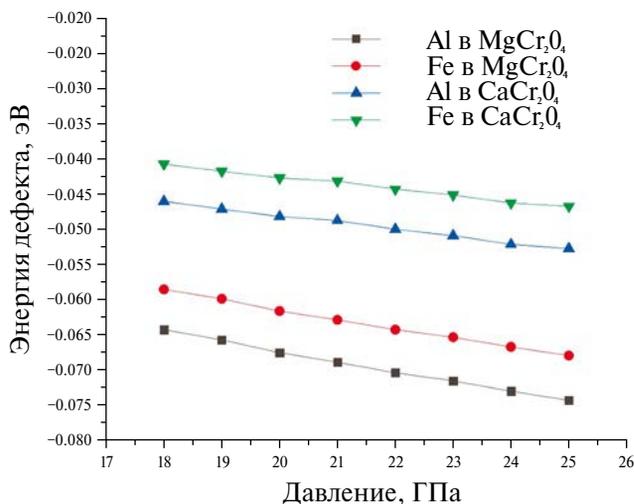


Рис. 2. Зависимость энергии дефектов изоморфного замещения ионов  $\text{Cr}^{3+}$  на  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Al}^{3+}$  в постшпинелевых фазах состава  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  от давления. Диапазону давлений 18–25 ГПа соответствуют значения температур 1873–2223 К.

раствора, приведены в табл. 1. Как видно из таблицы 1, полученные значения параметра взаимодействия для вхождения примеси Fe в фазы  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  оказались большими, чем для Al.

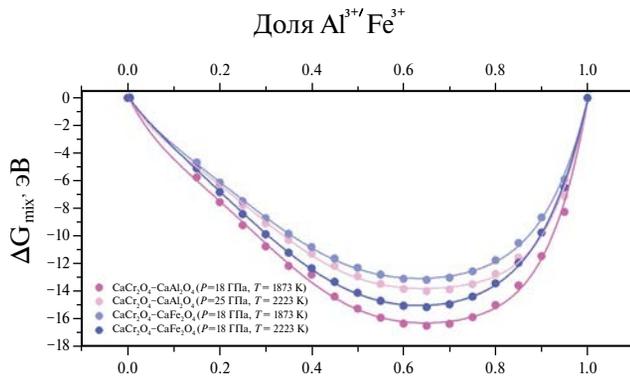
В результате расчетов энергии Гиббса смешения твердых растворов  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgFe}_2\text{O}_4$  при давлениях 18 и 25 ГПа и температурах 1873 и 2223 К показано (рис. 3 и 4), что в исследованных бинарных твердых растворах наблюдается полная смешимость. Кривые, показанные на рис. 3 и 4, рассчитывались по формуле (2)

$$\Delta G_{mix} = \Delta H_{mix} - T \Delta S_{mix}, \quad (2)$$

где  $\Delta H_{mix}$  – энтальпия смешения,  $\Delta S_{mix}$  – энтропия смешения,  $\Delta G_{mix}$  – энергия Гиббса. Энтальпия смешения  $\Delta H_{mix}$  определялась уравнением (3)

Таблица 1. Параметры взаимодействия ( $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_3$ ,  $Q_4$ ) в эВ для  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$  при давлении 25 ГПа ( $T = 2223$  К)

$Q_1$ ( $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ )	$Q_2$ ( $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$ )	$Q_3$ ( $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ )	$Q_4$ ( $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$ )	Концентрация примеси Al или Fe, %
4.351	0.146	0.132	0.101	10
4.056	0.082	0.088	0.062	20
3.565	0.024	0.064	0.042	30
2.852	0.030	0.037	0.018	40
2.373	0.023	0.023	0.011	50
1.897	0.012	0.017	0.009	60
1.423	0.011	0.009	0.002	70
0.948	0.004	0.006	0.005	80
0.474	0.002	0.004	0.002	90



**Рис. 3.** Энергия Гиббса смешения твердых растворов  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$  при давлениях 18 и 25 ГПа и температурах 1873 и 2223 К соответственно.

$$\Delta H_{\text{mix}} = U_{\text{ss}} - xU_{\text{ar}} - (1-x)U_{\text{str}}, \quad (3)$$

где  $U_{\text{ss}}$  – структурная энергия твердого раствора, а  $U_{\text{ar}}$  и  $U_{\text{str}}$  – структурные энергии чистых компонентов.

Энтропия смешения  $\Delta S_{\text{mix}}$  определялась суммой конфигурационной ( $S_c$ ) и колебательной ( $\Delta S_{\text{vib}}$ ) составляющих

$$\Delta S_{\text{mix}} = S_c + \Delta S_{\text{vib}}. \quad (4)$$

Конфигурационная энтропия оценивалась по формуле (5)

$$S_c = kN [x \ln x + (1-x) \ln(1-x)], \quad (5)$$

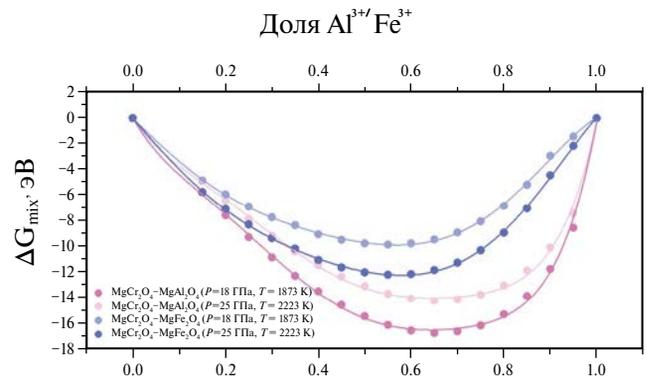
где  $k$  – константа Больцмана,  $N$  – число Авогадро.

Стоит отметить, что минимумы энергии Гиббса смешения существенно смещены в сторону обогащенных по алюминию составов как для Ca- (рис. 3), так и для Mg- (рис. 4) твердых растворов (отношения  $\text{Al}/\text{Fe}^{3+}$  находятся в диапазоне от 0.6 до 0.8). По данным термодинамических расчетов, энергия смешения твердых растворов с  $\text{Al}^{3+}$  ниже, чем с  $\text{Fe}^{3+}$ , что говорит о том, что ионам  $\text{Al}^{3+}$  более энергетически выгодно встраиваться в  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  постшпинелевые фазы.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные нами исследования наряду с анализом крайне ограниченных данных по включениям постшпинелевых фаз в алмазах и экспериментальных результатов позволяют нам провести интерпретацию их составов.

Постшпинелевые фазы, преимущественно со структурой CF, широко представлены среди



**Рис. 4.** Энергия Гиббса смешения твердых растворов  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgFe}_2\text{O}_4$  при давлениях 18 и 25 ГПа и температурах 1873 и 2223 К соответственно.

продуктов опытов по изучению преобразования океанической коры в условиях переходной зоны и нижней мантии Земли. Эти фазы рассматриваются как одни из главных концентраторов алюминия, и их присутствие в виде включений в сверхглубинных алмазах района Juina соответствует представлениям о возможности погружения вещества океанической коры на нижнемантийные глубины. Проведенная в работе [18] реконструкция первичного состава постшпинелевых фаз показывает, что, кроме  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$ , значительную роль в них играют компоненты  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  (более 10 мол.%) и  $\text{NaAlSiO}_4$ , которые также являются признаками корового вещества. Характерной особенностью этих включений является отсутствие в их составе хрома – элемента мантийных перидотитов.

Высокохромистые соединения упрощенных составов  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{Mg}(\text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$ , описанные в работе [19], в составе многофазного включения в алмазе региона Juina (Бразилия), по аналогии с подразделением для верхнемантийных парагенезисов, могут быть отнесены к ультраосновной (верлитовой) ассоциации. Реконструкция первичного состава данного включения позволяет рассматривать эту фазу как твердый раствор с участием компонентов  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  лишь с незначительной примесью алюминия.

Таким образом, с учетом принадлежности рассмотренных постшпинелевых фаз из включений в алмазах к разным фазовым ассоциациям (богатым Al, Fe, с одной стороны, и Cr, с другой стороны), полученные нами результаты находятся в неплохом соответствии с природными наблюдениями.

## ВЫВОДЫ

В результате проведения компьютерного структурного моделирования энергий дефектообразования в рамках полуэмпирического подхода для постшпинелевых фаз состава  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$ – $\text{CaAl}_2\text{O}_4$ ,  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$ – $\text{CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$ – $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$ – $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  в диапазоне температур 1873–2223 К и давлений 18–25 ГПа показано, что энергия вхождения ионов  $\text{Al}^{3+}$  в состав постшпинелевых фаз ниже по сравнению с  $\text{Fe}^{3+}$ , что подтверждается расчетом параметров взаимодействий для этих твердых растворов. Расчеты энергий Гиббса смешения для указанных твердых растворов показали, что в исследуемом  $PT$ -диапазоне наблюдается полная смесимость с минимумами, существенно смещенными в сторону обогащенных  $\text{Al}^{3+}$  составов.

Вместе с тем для редких находок постшпинелевых фаз в природных алмазах устанавливается отчетливая связь с составом субстрата, в котором происходит их кристаллизация, что накладывает ограничение на диапазон состава этих соединений. Тем самым постшпинелевые фазы могут быть использованы для разграничения парагенезисов нижнемантийных алмазов, для которых, по аналогии с верхнемантийными минеральными ассоциациями, могут быть условно выделены ультраосновной и основной парагенезисы.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы НИР ИЭМ РАН FMUF-2022-0001, а также при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 21-17-00147).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Искрина А.В., Бобров А.В., Спивак А.В. Постшпинелевые фазы в мантии Земли // Геохимия. 2022. Т. 67. № 4. С. 303–317.
2. Decker B.F., Kasper J.S. The structure of calcium ferrite // Acta Crystallographica. 1957. No. 10, P. 332–337.
3. Giesber H.G., Pennington W.T., Kolis J.W. Redetermination of  $\text{CaMn}_2\text{O}_4$  // Acta Crystallographica Section C: Crystal Structure Communications. 2001. V. 57. P. 329–330.
4. Rogge M.P., Caldwell J.H., Ingram D.R., Green C.E., Geselbracht M.J., Siegrist T. A New Synthetic Route to Pseudo-Brookite-Type  $\text{CaTi}_2\text{O}_4$  // Journal of Solid State Chemistry. 1998. V. 141. P. 338–342.
5. Kaminsky F.V. The Earth's Lower Mantle: Composition and Structure // Springer Geology. 2017. P. 340.
6. Kesson S.E., Fitz Gerald J.D., Shelley J.M. Mineral chemistry and density of subducted basaltic crust at lower mantle pressures // Nature. 1994. V. 372. P. 767–769.
7. Walter M.J., Kohn S.C., Araujo D., Bulanova G.P., Smith C.B., Gaillou E., Wang J., Steele A., Shirey S.B. Deep mantle cycling of oceanic crust: Evidence from diamonds and their mineral inclusions // Science. 2011. V. 334. P. 54–57.
8. Kaminsky F.V., Wirth R., Schreiber A. A Microinclusion of Lower-Mantle Rock and Other Minerals and Nitrogen Lower-Mantle Inclusions in a Diamond // Canadian Mineralogist // 2015. V. 53(1). P. 83–104.
9. Akaogi M., et al. High Pressure Transitions in the System  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ – $\text{CaAl}_2\text{O}_4$ : A New Hexagonal Aluminous Phase with Implication for the Lower Mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1999. V. 115(1). P. 67–77.
10. Andrault D., Bolfan-Casanova N. High-pressure phase transformations in the  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $\text{MgSiO}_3$  system // Phys. Chem. Min. 2001. V. 28. P. 211–217.
11. Merlini M., Hanfland M., Gemmi M., Huotari S., Simonelly L., Strobel P. Letter:  $\text{Fe}^{3+}$  spin transition in  $\text{CaFe}_2\text{O}_4$  at high pressure // American Mineralogist. 2010. V. 95. No. 1. P. 200–203.
12. Yamanaka, T., Uchida A., Nakamoto Y. Structural transition of post-spinel phases  $\text{CaMn}_2\text{O}_4$ ,  $\text{CaFe}_2\text{O}_4$ , and  $\text{CaTi}_2\text{O}_4$  under high pressures up to 80 GPa // Am. Mineral. 2008. V. 93(11–12). P. 1874–1881.
13. Zhai S., Yin Y., et al. High-Pressure X-Ray Diffraction and Raman Spectroscopy of  $\text{CaFe}_2\text{O}_4$ -Type  $\beta$ - $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  // Physics and Chemistry of Minerals. 2016. V. 43(4). P. 307–14.
14. Gale J.D., Rohl A.L. The General Utility Lattice Program (GULP) // Molecular Simulation. 2003. V. 29(5). P. 291–341.
15. Pedone A., et al. A New Self-Consistent Empirical Interatomic Potential Model for Oxides, Silicates, and Silicas-Based Glasses // Journal of Physical Chemistry B. 2006. V. 110(24). P. 11780–95.
16. Eremin N.N., Deyanov R.Z., Urusov V.S. Choice of the Supercell with the Optimum Atomic Configuration in Simulation of Disordered Solid Solutions // Glass Physics and Chemistry. 2008. V. 34(1). P. 9–18.
17. Jain A., et al. Commentary: The Materials Project: A Materials Genome Approach to Accelerating Materials Innovation // APL Materials. 2013. V. 1(1).

# FEATURES OF ISOMORPHISM OF POST-SPINEL PHASES: RESULT OF COMPUTER SIMULATION OF THE COMPOSITION OF INCLUSIONS IN LOWER MANTLE DIAMONDS

V. V. Buchinskiy<sup>1</sup>, E. I. Marchenko<sup>1,#</sup>, A. V. Iskrina<sup>1,2</sup>,  
Corresponding Member of the RAS N. N. Eremin<sup>1</sup>, A. V. Bobrov<sup>1,2</sup>

*Received November 22, 2023*

*After revision December 14, 2023*

*Accepted December 22, 2023*

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

<sup>2</sup>*D.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences,  
Chernogolovka, Moscow region, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: marchenko-ekaterina@bk.ru*

The mixing properties of solid solutions of post-spinel phases of the composition  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaAl}_2\text{O}_4$ ,  $\text{CaCr}_2\text{O}_4\text{--CaFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4$  and  $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgFe}_2\text{O}_4$  in the temperature range 1873–2223 K and pressures 18–25 GPa were studied using the method of semi-empirical modeling. With these PT parameters, the energies of formation of impurity defects of trivalent metal ions (aluminum and iron) in isomorphic sites were estimated. It is shown that (1) the studied binary solid solutions are characterized by complete miscibility, (2) the incorporation of the  $\text{Fe}^{3+}$  impurity ion into the post-spinel phases of  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  and  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  is less favorable in terms of energy than the incorporation of  $\text{Al}^{3+}$  ions over the entire range of pressures and temperatures under study. The results obtained were used to interpret the composition of post-spinel phases forming inclusions in lower mantle diamonds.

*Keywords:* computer modeling, Earth's mantle, post-spinel phases

УДК 551.244.2(571.1)

## ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАСЕЙН. ПОГРУЖЕНИЕ КОРЫ ВСЛЕДСТВИЕ УПЛОТНЕНИЯ ПОРОД В ЕЕ НИЖНЕЙ ЧАСТИ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПРОГРАДНОГО МЕТАМОРФИЗМА

© 2024 г. Академик РАН Е.В. Артюшков<sup>1,\*</sup>, П.А. Чехович<sup>1,2,\*\*</sup>

Поступило 23.11.2023 г.

После доработки 14.12.2023 г.

Принято к публикации 22.12.2023 г.

Рассмотрена история развития погружения земной коры в мезозое и кайнозое в Западно-Сибирском бассейне – крупнейшем осадочном бассейне мира. Его образование большинством исследователей связывается с погружением коры на пострифтовом этапе вслед за эпизодом сильного растяжения литосферы 250 млн лет назад на рубеже перми и триаса. Характерной особенностью пострифтового погружения является уменьшение его скорости во времени. За мезозой и кайнозой эта скорость должна была уменьшиться на порядок. Однако анализ протяженных (700–900 км) сейсмогеологических разрезов на севере Западной Сибири и в акватории Карского моря показывает, что с начала мезозоя в указанных областях в среднем происходило ускорение погружения коры. В таких условиях растяжением литосферы в них могла быть обусловлена лишь малая часть общего погружения. Характер деформаций в подошве мезозойско-кайнозойского осадочного чехла свидетельствует о том, что растяжением было обусловлено не более нескольких процентов от наблюдаемого общего погружения коры на 6–7 км. В Западной Сибири земная кора близка к изостатически равновесному положению. Поэтому в отсутствие сильного растяжения коры накопление на ней мощной толщи осадков могло быть вызвано только увеличением плотности пород в нижней части коры в результате проградного метаморфизма. Для получения приведенных здесь результатов нами были впервые использованы некоторые простые приемы для анализа структуры осадочных толщ в Западно-Сибирском бассейне. Множество детальных сейсмогеологических разрезов опубликовано для других бассейнов на разных континентах. Реализованные в этой статье способы их интерпретации могут без труда применяться в глобальном масштабе для определения роли растяжения в формировании глубоких осадочных бассейнов.

*Ключевые слова:* погружения коры, глубинный метаморфизм, уплотнение пород в нижней коре, растяжение коры, Западно-Сибирский бассейн, рифтогенез

DOI: 10.31857/S2686739724040112

### ВВЕДЕНИЕ

Значительная часть площади континентов и их окраины покрыты обширными и глубокими осадочными бассейнами.

Вслед за работами 70-х годов ([16, 19] и др.) образование таких структур большинством исследователей связывается с сильным растяжением литосферного слоя, проявляющемся обычно в форме

рифтогенеза. За последние 300–400 млн лет ряд крупных осадочных бассейнов образовался на коре докембрийского возраста, большие деформации которой прекратились полмиллиарда лет назад или раньше. К ним относится, например, бассейн Московской синеклизы во внутренней части Восточно-Европейской платформы. Для формирования таких структур в отсутствие сильного растяжения докембрийской коры и вдали от границ между литосферными плитами требовалось уплотнение пород в литосферном слое ([1, 3] и др.).

Сильное растяжение коры более позднего, палеозойского, возраста привело к образованию глубоких бассейнов в грабенах Центральный и Викинг в Северном море. Возникает вопрос, было ли растяжение главной

<sup>1</sup>Институт физики Земли Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей земледования, Москва, Россия

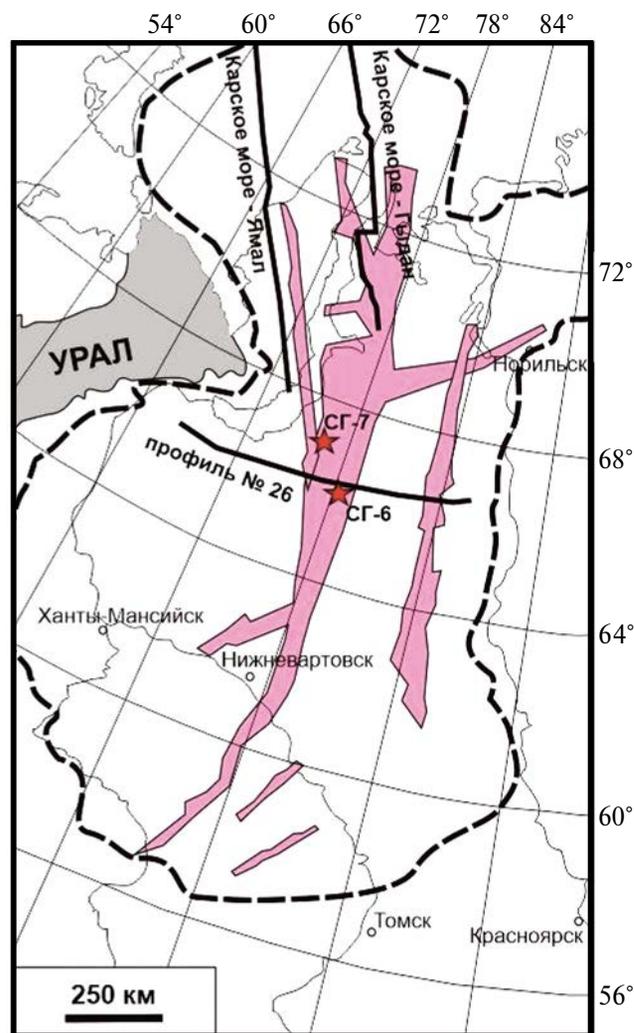
\*E-mail: artu-evgenij@yandex.ru

\*\*E-mail: p.chekhovich@gmail.com

причиной образования крупных осадочных бассейнов на коре фанерозойского (палеозойского и мезозойско-кайнозойского) возраста. Чтобы приблизиться к решению этого вопроса, в качестве примера мы выбрали крупнейший в мире Западно-Сибирский осадочный бассейн. Он подстилается корой преимущественно палеозойского возраста, сформировавшейся в герцинскую и каледонские эпохи складчатости. Большинство исследователей образование Западно-Сибирского бассейна связывается с рифтогенезом ([5, 6, 12, 13, 14] и др.). Предполагается, что сильное растяжение земной коры вместе со всем литосферным слоем в этой области произошло во время крупных лавовых излияний на рубеже перми и триаса.

Во время растяжения континентальной коры происходит ее синрифтовое погружение. Растяжение литосферного слоя сопровождается подъемом в нем изотерм, что приводит к повышению теплового потока через поверхность. После окончания растяжения происходит постепенное охлаждение пород в литосферном слое и их уплотнение за счет термоупругого сжатия. В результате развивается пострифтовое погружение коры, скорость которого экспоненциально уменьшается во времени ([15, 19] и др.). В Западной Сибири с начала среднего триаса к концу юрского периода скорость такого погружения должна была уменьшиться в несколько раз. Однако анализ данных сверхглубоких скважин, пробуренных на севере Западной Сибири (Тюменская СГ-6, 7.5 км и Ен-Яхинская СГ-7, 8.25 км), показал, что за это время скорость погружения коры не только не уменьшилась, но и возросла в несколько раз. Отсюда был сделан вывод о том, что растяжение литосферного слоя могло обеспечить лишь малую часть общего погружения коры в области скважин [4].

Точная величина вклада растяжения литосферы в общее погружение по данным сверхглубокого бурения оставалась неясной. Данные по двум близко расположенным скважинам СГ-6 и СГ-7 позволяют утверждать, что сильного растяжения коры не происходило только на северо-западе бассейна, в пределах так называемых Надым-Пурской и Пур-Тазовской областей. Этот результат не может быть распространен на остальные площади огромного бассейна. Для его наиболее глубокой северной части вместе с прилегающим шельфом Карского моря ранее был построен ряд протяженных и высокоточных сейсмогеологических разрезов через



**Рис. 1.** Расположение сверхглубоких скважин и сейсмогеологических профилей в структуре Западно-Сибирского бассейна. Цветной заливкой показана система рифтов в палеозойском складчатом основании ([11], с изменениями), пунктирной линией – границы осадочного бассейна.

мезозойско-кайнозойский осадочный чехол ([7–9] и др.).

Положение трех из них показано на рис. 1. В настоящей работе мы используем данные по этим разрезам для решения следующих вопросов. Во-первых, было ли растяжение литосферы главной причиной образования глубокого осадочного бассейна на севере Западной Сибири и на шельфе Карского моря? Во-вторых, какова была интенсивность растяжения в этих обширных областях, и какой вклад данное явление могло внести в общее погружение коры?

## РАЗРЕЗ ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ № 26

Для сейсмического профиля № 26 протяженностью  $L = 720$  км в работе [7] построен детальный сейсмогеологический разрез отложенный кайнозоя, мезозоя и верхов палеозоя. Его оригинальная версия содержит большой объем информации, важной для поиска и разработки месторождений нефти и газа. Разрез модифицирован нами для решения более простой задачи – оценить интенсивность растяжения коры и его вклад в образование Западно-Сибирского бассейна, а также оценить возможную связь погружения коры в бассейне с другими известными механизмами. С этой целью на рис. 2 а из оригинального разреза, представленного в [7, 9], сохранены наиболее яркие рефлекторы и крупные разломы. К ним добавлен ряд элементов, использование которых позволяет провести необходимые расчеты. Менее важные детали при этом опущены.

На разрезе (см. рис. 2 а) рефлектор А соответствует подошве мощного мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирского бассейна. В западной части разреза на отрезке 0–220 км осадки нижней юры на рефлекторе А с размывом перекрывают отложения палеозоя. Далее к востоку, в более глубокой части разреза на отрезке  $de$  и вплоть до восточного окончания профиля рефлектор А отделяет терригенные породы среднего и верхнего триаса  $T_{2-3}$  от вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород нижнего триаса и перми.

Судя по мощным излияниям траппов на рубеже перми и триаса, в эту эпоху в Западной Сибири могло проявиться интенсивное растяжение литосферного слоя. В таком случае, с начала среднего триаса в данной области должно было бы развиваться последующее (пострифтовое) погружение коры, постепенно замедлявшееся во времени. Допустим, как это часто делается, что именно это явление послужило причиной образования в Западной Сибири мощного мезозойско-кайнозойского чехла осадочных пород, накапливавшихся с начала среднего триаса.

Предположим, что земная кора со средней плотностью  $\rho_k$  и мощностью  $h_k^0$  располагается вначале вблизи уровня моря, а затем в момент времени  $t = 0$  она подвергается растяжению в  $\beta$  раз. Пусть образовавшаяся при этом впадина заполняется осадками с плотностью  $\rho_{oc}$ . Как следует из условия сохранения изостатического равновесия, конечная мощность

осадков, компенсировавших погружение коры, составляет

$$h_{oc} = [(\rho_m - \rho_k) / (\rho_m - \rho_{oc})] (1 - 1/\beta) h_k^0, \quad (1)$$

где  $\rho_m = 3330$  кГ/м<sup>3</sup> – плотность мантии. Положим среднюю плотность коры равной  $\rho_k = 2840$  кГ/м<sup>3</sup>, а ее мощность – равной средней мощности континентальной коры, расположенной вблизи уровня моря:  $h_k^0 = 40$  км. Среднюю плотность мезозойско-кайнозойских осадков в Западно-Сибирском осадочном бассейне положим равной  $\rho_{oc} = 2300$  кГ/м<sup>3</sup>. Подставляя эти значения в (1), получаем:

$$h_{oc} = 19(1 - 1/\beta)_{км}. \quad (2)$$

По мощности осадков  $h_{oc}$ , заполнивших впадину, из соотношения (1) можно определить интенсивность растяжения  $\beta$ , с которым было связано образование впадины:

$$\beta = [1 - 0.052 \times (h_{oc})_{км}]^{-1}. \quad (3)$$

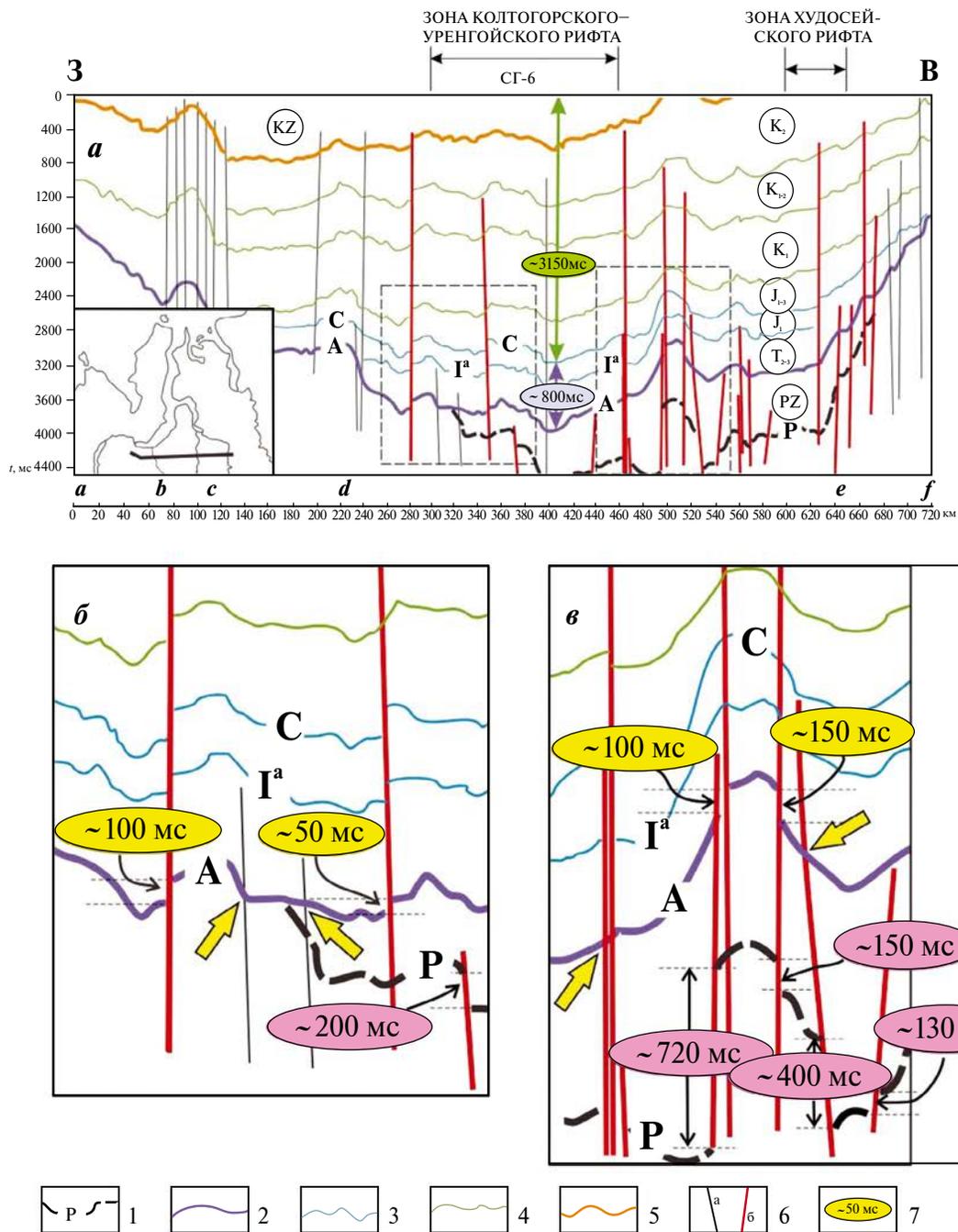
Рядом с профилем 26 (см. рис. 1) расположена Тюменская сверхглубокая скважина [4]. Подошва среднего триаса находится в ней на глубине  $h_{oc} = 6420$  м. Подставляя в соотношение (2) значение  $h_{oc} = 6.42$  км, получаем

$$\beta = 1.5. \quad (4)$$

Согласно этой оценке, для формирования в северной части Западной Сибири мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна за счет растяжения нужно было бы растянуть земную кору в его глубокой части достаточно сильно – в полтора раза.

Анализируя сейсмогеологический разрез по профилю № 26 (см. рис. 2 а), можно определить максимально возможную интенсивность растяжения коры, проявившегося с начала среднего триаса. Это требует, однако, достаточно подробного рассмотрения, которое приведено ниже. Поэтому определим сначала на основе данного разреза, было ли растяжение главной причиной образования глубокого осадочного бассейна в рассматриваемой области.

*Отсутствие сильного растяжения коры по данным о развитии ее погружения во времени.* В сверхглубоких скважинах СГ-6 и СГ-7 отбор керн производился только начиная с глубины 4 км. На основании этих данных в работе [4] мы рассмотрели изменение во времени скорости погружения коры в скважинах с начала триаса по средней юре. На протяженном разрезе (см. рис. 2 а) и на сейсмогеологических профилях, приведенных на рис. 4 и 5, представлены комплексы отложений всего мезозойско-кайнозойского осадочного чехла



**Рис. 2.** Сейсмогеологический разрез по региональному профилю № 26 ([7, 9] – с изменениями). (а) – важнейшие геометрические параметры разреза; цветными стрелками показаны мощности осадков, компенсировавших предполагаемое пострифтовое погружение на этапе  $T_2$ - $J_1$  и реальное погружение, происходившее на этапе  $J_2$ - $KZ$ . По вертикальной оси показано время распространения упругих волн в прямом и обратном направлении в миллисекундах. (б и в) – фрагменты разреза, на которых показаны смещения по глубине подошвы терригенных отложений триаса и границ в палеозойском комплексе. Желтыми стрелками отмечены места, где отражающие горизонты не нарушены разрывами. 1 – отражающая граница в палеозойском мегакомплексе (P), 2 – подошва терригенно-триаса (отражающий горизонт A), 3 – отражающие горизонты в юрском сейсмогеологическом мегакомплексе (подошва  $I^a$  и кровля C нижней юры), 4 – основание неокомского мегакомплекса (кровля баженовской свиты), подошва и кровля апт-альб-сеноманского мегакомплекса, 5 – подошва кайнозойского мегакомплекса, 6 – разрывные нарушения: а – без смещения отражающих границ, б – то же со смещениями, 7 – амплитуды вертикального смещения рефлекторов на разрывах (миллисекунды).

вместе с отложениями верхов перми. По данным этих разрезов можно определить, отвечала ли динамика мезозойско-кайнозойского погружения на севере Западной Сибири модели, описывающей скорость пострифтового погружения коры после эпизода сильного растяжения на рубеже перми и триаса. Для этого достаточно сопоставить мощности осадков, накопившихся за первые 70–80 млн лет после растяжения, с мощностями отложений, сформировавшихся на последующем этапе.

Как отмечалось, характерной особенностью пострифтового погружения коры является уменьшение его скорости во времени. Обозначим через  $t$  время, прошедшее с начала пострифтового погружения, а через  $H$  – конечную мощность осадков, которые должны заполнить образующуюся впадину. Для описания пострифтового погружения коры чаще всего используется его экспоненциальная зависимость от времени ([15] и др.), в каждый данный момент времени  $t$  мощность осадков, компенсирующих погружение, должна составлять

$$h_{oc}(t) = H[1 - \exp(-t/\tau)]. \quad (5)$$

Здесь  $\tau$  – характерное время релаксации – восстановления температурного распределения в растянутой литосфере. Согласно [19], в нашей предыдущей работе [4] для северной части Западной Сибири эта величина была принята равной  $\tau = 73$  млн лет. Рефлектор на кровле ранней юры обозначен на разрезе (см. рис. 2 а) символом С. Продолжительность интервала времени, прошедшего с начала среднего триаса  $T_2$  до конца ранней юры  $J_1$ , составляет 72.5 млн лет. Подставляя в (5) это значение  $t$  вместе с  $\tau = 73$  млн лет, находим, что в бассейне, образованном растяжением литосферы, суммарная мощность  $h_1$  осадков  $T_{2-3}$  и  $J_1$ , залегающих под рефлектором С, должна составлять долю

$$h_1/H = 0.63 \quad (6)$$

от общего пострифтового погружения. В результате развития новейших поднятий коры осадконакопление в Западной Сибири прекратилось в середине раннего олигоцена, примерно через 218 млн лет после начала среднего триаса. Как следует из соотношения (5), за это время должно было произойти 95% пострифтового погружения. В таком случае за время  $\sim 145$  млн лет (от конца ранней юры до начала поднятия коры в раннем олигоцене) должна была осуществиться доля пострифтового погружения коры, равная

$$h_2/H = 0.32. \quad (7)$$

Как следует из сравнения соотношений (6) и (7), при образовании бассейна за счет растяжения мощность  $h_2$  осадков интервала времени

$J_2$ -KZ (см. рис. 2) должна быть в 2 раза меньше мощности  $h_1$  осадков интервала времени  $T_2$ - $J_1$ , подстилающих рефлектор С. Продолжительность интервала  $J_2$ -KZ (145 млн лет) в 2 раза больше продолжительности интервала  $T_2$ - $J_1$  (73 млн лет). Поэтому в случае пострифтового погружения средняя скорость накопления осадков, перекрывающих рефлектор С, должна быть в 4 раза меньше средней скорости накопления осадков  $T_2$ - $J_1$ , подстилающих этот рефлектор. На разрезе (см. рис. 2 а) в глубокой части прогиба *de* наблюдается прямо противоположная ситуация. Суммарная мощность отложений  $J_2$ -KZ, залегающих над рефлектором С (3150 мс), примерно в 4 раза больше мощности подстилающих отложений интервала  $T_2$ - $J_1$  (800 мс). Учитывая также, что интервал  $J_2$ -KZ в два раза продолжительнее интервала  $T_2$ - $J_1$ , средняя скорость накопления осадков на интервале  $J_2$ -KZ была в 2 раза выше, чем на предшествовавшем интервале  $T_2$ - $J_1$ .

Таким образом, в мезозое и кайнозое погружение коры в Западно-Сибирском бассейне не замедлялось, как должно быть при пострифтовом погружении, а, напротив – оно ускорялось. В результате на интервале  $J_2$ -KZ средняя скорость погружения коры оказалась в 8 раз выше, чем было бы при ее пострифтовом погружении. В таких условиях растяжение литосферы могло обеспечить на более 10% общего погружения коры, осуществившегося за мезозойско-кайнозойское время.

В настоящее время растяжение рассматривается, однако, как главная причина образования крупных осадочных бассейнов, по многим из которых имеются детальные данные сейсмического профилирования. По этим данным оценки растяжения коры в бассейнах обычно не производятся. Поэтому представляет интерес оценить на примере Западно-Сибирского бассейна, какое растяжение произошло в этой области в действительности в мезозое и кайнозое.

*Суммарная ширина разрывов фундамента в бассейне, образованном растяжением.* Интенсивность растяжения коры  $\beta$  равна отношению современной ширины бассейна  $L$  к его начальной ширине  $L - \Delta L$ :

$$\beta = L/(L - \Delta L). \quad (8)$$

Здесь  $\Delta L$  – сумма горизонтальных смещений на разрывах в фундаменте бассейна. Как следует из (8), отношение этой величины к ширине бассейна  $L$  связано с  $\beta$  следующим образом:

$$\Delta L/L = (\beta - 1)/\beta. \quad (9)$$

Учитывая, что  $\beta$  определяется соотношением (3), получаем:

$$\epsilon = \Delta L/L = 0.053h_{oc}. \quad (10)$$

Отсюда следует, что для образования за счет растяжения даже относительно неглубоких бассейнов земная кора должна быть растянута весьма значительно. Так, при  $h_{oc} = 2$  км  $\Delta L/L = 11\%$ , а при  $h_{oc} = 4$  км  $\Delta L/L = 21\%$ .

На рис. 2 а ширина глубокой восточной части бассейна *de* составляет  $L = 420$  км, а средняя глубина  $h_{oc} = 6$  км. Как следует из соотношения (10), при образовании такого бассейна за счет растяжения величина  $\Delta L/L$  должна составлять  $\epsilon = 32\%$ . Тогда при  $L = 420$  км разрывы рефлектора А в сумме должны покрывать область шириной  $\Delta L = 134$  км, т.е. около одной трети длины отрезка *de*. Даже при растяжении на 10% разрывы рефлектора А на отрезке *de* в сумме покрывали бы примерно  $\Delta L = 40$  км. Пропустить существование на этом отрезке таких разрывов невозможно. Достаточно одного взгляда на разрез рис. 2 а, чтобы убедиться, что ничего подобного на нем не наблюдается.

*Растяжение коры на рефлекторе А, связанное с образованием сбросов.* На рис. 2 а в подошве среднего триаса, на рефлекторе А, выделяется ряд сбросов. С образованием таких структур обычно связывается растяжение коры вместе со всем литосферным слоем. Величина растяжения на сбросах при этом, однако, не определяется. Оценим эту величину, рассмотрев фрагменты разреза, выделенные пунктирными прямоугольниками и представленные на рис. 2 б, в увеличенном размере.

Суммарное растяжение коры  $\Delta L$  равно сумме смещений по горизонтальной оси на каждом из разрывов рефлектора А, т.е. суммарной ширине погребенных сбросов. Разрезы рис. 2 б, в сжаты по горизонтали в десятки раз. В таком масштабе все сбросы должны выглядеть как вертикальные линии, и подсчитать растяжение на них рефлектора А не удастся. Для оценки растяжения рефлектора на сбросах можно, однако, воспользоваться тем, что на крыльях многих сбросов рефлектор А смещен по вертикали.

Растяжение (разрыв) рефлектора  $\delta l$  на отдельном сбросе равно его проекции на горизонтальную плоскость (рис. 3). При амплитуде сброса  $\delta h$  и угле его падения  $\alpha$  растяжение на сбросе составляет

$$\delta l = \delta h \times \text{ctg}\alpha. \quad (11)$$

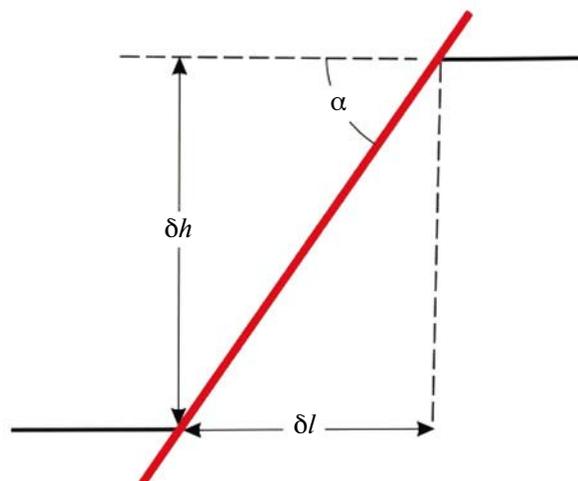


Рис. 3. Растяжение рефлектора в осадочном чехле или на поверхности фундамента, обусловленное образованием сброса.

На разрезах рис. 2 б, в вдоль вертикальной оси отложена не глубина рефлектора, а время  $t$  распространения упругих волн со скоростью  $v$  в прямом и обратном направлении в миллисекундах. Это позволяет определить высоту сброса на разрезах как

$$\delta h = (v\delta t)/2, \quad (12)$$

где  $\delta t$  – разность глубин  $t$  рефлектора на крыльях сброса, а  $v$  – скорость упругих волн в слоях, нарушенных сбросом. Тогда из соотношения (12) следует, что растяжение на сбросе равно

$$\delta l = \delta h \times \text{ctg}\alpha = (v\delta t/2) \times \text{ctg}\alpha, \quad (13)$$

где  $\alpha$  – угол падения сброса. Судя по данным скважины СГ-6, в нижнем триасе и в верхнем палеозое скорость упругих волн не превышает  $v = 4500$  м/с. На рис. 2 б смещения  $\delta t$  рефлектора А по вертикали составляют  $\delta t_1 = 100$  мс и  $\delta t_2 = 50$  мс. Подставляя эти значения  $\delta t$  и  $v = 4500$  м/с в (12), получаем  $\delta h_1 = 225$  м и  $\delta h_2 = 113$  м. Согласно соотношению (13), растяжение на сбросе высотой  $\delta h$  составляет  $\delta l = \delta h \times \text{ctg}\alpha$ . При часто встречающихся углах падения сбросов  $\alpha = 45^\circ$  ( $\text{ctg}45^\circ = 1$ ) суммарное растяжение на двух указанных сбросах составляет  $\Delta L_1 = (\delta h_1 + \delta h_2) \cdot \text{ctg}45^\circ = 340$  м.

В местах, показанных желтыми стрелками (см. рис. 2 в), рефлектор А сохраняет свое направление на крыльях разломов. Это указывает на то, что заметные смещения рефлектора на таких разломах отсутствуют и они не вносят существенного вклада в общее растяжение фундамента.

На разрезе рис. 2 в разрывы рефлектора А на сбросах наблюдаются в центральной части рисунка. Они составляют  $\delta t_1 = 100$  мс на паре близко расположенных сбросов и  $\delta t_2 = 150$  мс на отдельном сбросе, расположенном правее. Для принятых в соотношениях (12), (13) значений  $\nu$  и  $\alpha$ , на рефлекторе А суммарное растяжение на разрезе  $\Delta L_2 = 560$  м. На других разломах, пересекающих рефлектор А, заметные сбросы отсутствуют. Таким образом, суммарное растяжение на рефлекторе А на рис. 2 б, в составляет  $\Delta L = \Delta L_1 + \Delta L_2 = 900$  м.

Многочисленные разломы пересекают рефлектор А также и за пределами участков, показанных на рис. 2 б, в. Они присутствуют в западной части профиля на антиклинали на отрезке 75–110 км, на восточном склоне прогиба (отрезок 625–715 км), а также на отметках 235 и 562 км. На всех этих разломах смещения рефлектора А по вертикали не наблюдаются. Это указывает на отсутствие на них заметного растяжения.

Таким образом, на подошве мезозойско-кайнозойского осадочного чехла А существенное растяжение на сбросах  $\Delta L = 900$  м наблюдается только в глубокой части прогиба на отрезке 225–645 км шириной  $L = 420$  км. Для этих значений  $L$  и  $\Delta L$  относительное растяжение коры на подошве среднего триаса составляет  $\epsilon = \Delta L/L = 0.214\%$ , что соответствует интенсивности растяжения  $\beta = 1 + \epsilon = 1.00214$ . Как следует из соотношения (3), такое растяжение может обеспечить образование слоя осадков мощностью  $\Delta h_{oc} = 41$  м. Данная величина составляет лишь  $\sim 0.7\%$  от средней мощности осадков  $h_{oc} \sim 6000$  м, залегающих над подошвой среднего триаса в глубокой части прогиба. Это означает, что с указанного времени растяжение коры в образовании Западно-Сибирского осадочного бассейна существенной роли не играло.

В приведенных оценках растяжения коры на сбросах  $\delta l = \delta h \times \text{ctg} \alpha$  мы использовали типичное значение угла падения сбросов  $\alpha = 45^\circ$ . При более низких значениях  $\alpha = 30^\circ$  и  $20^\circ$  растяжение увеличивается соответственно в 1.7 и в 2.7 раза. Мощность осадков, накопившихся на отрезке  $ab$  в результате растяжения коры, увеличится при этом до  $\Delta h_{oc} = 75\text{--}119$  м. Сбросы с углами  $\alpha = 20\text{--}30^\circ$  в осадочных бассейнах встречаются очень редко. Но даже при таких углах падения сбросов растяжение коры с начала среднего триаса могло обеспечить не более двух процентов от образовавшейся за это время мощности осадков, достигающей  $\sim 6$  км.

*Растяжение коры до начала среднего триаса.* Разрез по профилю № 26 (см. рис. 1 и 2 а) пересекает два пермо-триасовых грабена-рифта — Колтогорско-Уренгойский и Худосейский. Предполагается, что формирование структур растяжения такого типа сильно повлияло на последующее образование Западно-Сибирского осадочного бассейна ([6, 11, 13, 15] и др.). Над предполагаемыми рифтами не наблюдается, однако, значительного повышения мощности осадков, перекрывающих рефлектор А (см. рис. 2 а). На данном рефлекторе отсутствуют и крупные сбросы, которые с большой вероятностью должны окаймлять рифтовые впадины глубиной  $\sim 2$  км. На этом разрезе структуры рифтового типа не удается выделить и в палеозойской части разреза. Как показывают приведенные данные, пермское растяжение коры в Западной Сибири существенно не влияло на формирование огромного мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна в этой области.

Разрешающая способность сейсмического профилирования в отложениях палеозоя относительно невелика. Тем не менее, на основе разрезов, показанных на рис. 2, можно провести предварительную оценку интенсивности растяжения коры на севере Западной Сибири в позднем палеозое. На отрезке 320–670 км длиной  $L = 350$  км в палеозойской части разреза выделяется яркий рефлектор Р (см. рис. 2 а). На временной оси амплитуды затрагивающих этот рефлектор разрывов показаны символами с сиреневой заливкой (см. рис. 2 б и 2 в). Их сумма составляет  $\Sigma \delta t_i = 1470$  мс = 1.47 с. Сумма высоты соответствующих сбросов равна  $h = (\Sigma \delta t_i) \nu / 2$ , где  $\nu$  — скорость упругих волн в породах палеозоя. При  $\nu = 4.5$  км/с,  $\Delta h = 3.3$  км. Растяжение рефлектора Р, связанное с его разрывами, равно  $\Delta L = \Delta h \text{ctg} \alpha$ , где  $\alpha$  — угол падения сбросов. При типичном значении  $\alpha = 45^\circ$ ,  $\Delta L = 3.3$  км, что дает относительное растяжение коры  $\Delta L/L \approx 1\%$ . Примерно такое же растяжение наблюдается на расположенном выше рефлекторе А в подошве среднего триаса. В сумме растяжение коры на этих двух рефлекторах могло обеспечить не более 2% от общего погружения коры в бассейне.

#### ПРОФИЛЬ КАРСКОЕ МОРЕ— ПОЛУОСТРОВ ЯМАЛ

На рис. 4 приведен сейсмогеологический разрез по композитному профилю Reg II—II протяженностью 900 км, проходящему через Карское

море и полуостров Ямал. По сравнению с оригиналами в работах [8, 9] разрез видоизменен – на нем не показана волновая картина и сделаны добавления, позволяющие провести количественные оценки структурных особенностей чехла. Главные отражающие горизонты на рис. 4 показаны в соответствии с разрезами, приведенными в работах [8] (рис. 2 а) и [9] (рис. 3).

**Южно-Карская впадина.** В северной части разреза на отрезке ab расположена глубокая Южно-Карская впадина. Отложения мезозоя и кайнозоя ограничены в ней снизу рефлектором  $A_1$ , отождествляемым с подошвой терригенного триаса. Сведения о возможном растяжении коры в рассматриваемой области или об излияниях траппов в указанных работах не приводятся. Однако поскольку растяжение коры часто рассматривается как главная причина ее крупных погружений, то из чисто методических соображений допустим, что 250 млн лет назад на рубеже перми и триаса в Южно-Карской впадине произошло сильное растяжение коры, обусловившее ее последующее погружение.

Обозначим через  $C_1$  рефлектор вблизи кровли сейсмокомплекса  $J_{1-2}$  (см. рис. 4). Его возраст составляет приблизительно 165 млн лет [7].

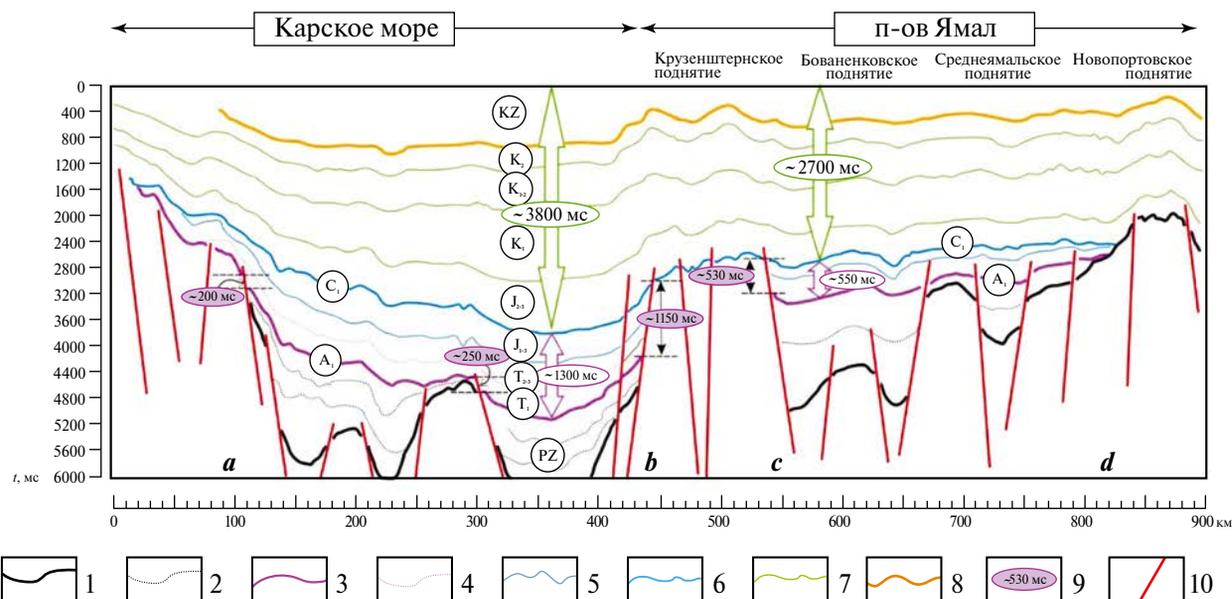
Слои осадков, расположенных между рефлекторами  $C_1$  и  $A_1$  на подошве триаса, формировались в течение интервала времени  $\Delta t_1 = 85$  млн лет. Обозначим их мощность через  $h_1$ , а конечную мощность пострифтовых осадков через  $H$ . Как следует из соотношения (5), при  $\tau = 73$  млн лет за время  $\Delta t_1 = 85$  млн лет должно было осуществиться погружение коры на

$$h_1 = 0.69H. \quad (14)$$

В настоящее время погружение коры в Южно-Карской впадине еще продолжается. Согласно соотношению (5), за 250 млн лет, прошедшие с начала триаса, во впадине должно было осуществиться пострифтовое погружение на  $0.97H$ . Из них за период времени  $\Delta t_2 = 165$  млн лет, прошедший с образования рефлектора  $C_1$ , должно было произойти погружение коры на

$$h_2 = 28H. \quad (15)$$

При пострифтовом погружении эта мощность должна быть в  $h_1/h_2 \approx 2.5$  раз меньше мощности  $h_1$  осадков интервала  $A_1-C_1$ , залегающих под рефлектором  $C_1$ . В действительности наблюдается противоположное соотношение мощностей (см. рис. 4). На отметке профиля 360 км



**Рис. 4.** Сейсмогеологический разрез по профилю Карское море–Ямал ([8, 9] с изменениями). Цветными стрелками показаны мощности отложений (миллисекунды), накопившихся на различных этапах погружения –  $\Delta t_1$  (пострифтовое погружение, триас – средняя юра) и  $\Delta t_2$  (поздняя юра – ранний олигоцен). (1–8) отражающие горизонты: 1 – в кровле фундамента, 2 – в палеозойском комплексе, 3 – в подошве терригенного триаса ( $A_1$ ), 4 – в подошве среднего триаса, 5 – в подошве юры, 6 – вблизи кровли средней юры ( $C_1$ ), 7 – в подошве неокомского, апт-альб-сеноманского и турон-маастрихтского комплексов, 8 – в подошве кайнозойского комплекса, 9 – амплитуды наиболее крупных смещений в подошве мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, 10 – разрывы.

мощность осадков, лежащих выше рефлектора  $C_1$  (3800 мс), в 2.8 раза больше мощности осадков интервала  $A_1-C_1$  (1350 мс), подстилающих этот рефлектор. Это указывает на то, что растяжение литосферы не было главной причиной погружения коры в Южно-Карской впадине.

Ширина глубокой впадины  $ab$  в фундаменте бассейна под Карским морем составляет  $L = 340$  км (см. рис. 4). В рефлекторе  $A_1$  здесь можно выделить сброс на  $\delta t_1 = 200$  мс на северном борту впадины, сброс на  $\delta t_2 = 1150$  мс на ее южном борту и сброс на  $\delta t_3 = 250$  мс в центральной части. В сумме они дают смещение рефлектора  $A_1$  по вертикали на  $\Sigma \delta t_i = \delta t_1 + \delta t_2 + \delta t_3 = 1600$  мс = 1.6 с. Как следует из соотношения (8), при скорости упругих волн в верхах палеозоя  $v = 4.5$  км/с, сумма высот (амплитуд) сбросов равна  $\delta h = (\Sigma \delta t_i)v/2 = 3.6$  км. Растяжение рефлектора  $A_1$  во впадине  $\Delta L = \delta h \cdot \text{ctg} \alpha$ . При среднем значении углов падения сбросов  $\alpha = 45^\circ$ ,  $\text{ctg} \alpha = 1$  общее растяжение коры на рефлекторе  $A_1$  составляет  $\Delta L = 3.6$  км. При  $L = 340$  км относительное растяжение коры во впадине  $\varepsilon = \Delta L/L = 1.06\%$ . Это много меньше  $\varepsilon \approx 50\%$ , необходимого для образования Южно-Карской впадины за счет растяжения коры. Согласно соотношению (2), растяжение коры с интенсивностью  $\beta = 1.0106$  приводит к образованию осадочного бассейна глубиной  $\Delta h_{\text{ос}} = 200$  м. Это составляет всего лишь 3.1% от средней мощности осадков  $h_{\text{ос}} = 6400$  м, накопившихся во впадине.

*Ямальская впадина* расположена на отрезке  $cd$  в южной части профиля (см. рис. 4). От Южно-Карской впадины она отделена Крузенштернским поднятием. Нижняя граница мезозойско-кайнозойского чехла в Ямальской впадине (рефлектор  $A_1$ ) расположена на уровне временной шкалы  $t = 3250$  мс. При средней скорости упругих волн над рефлектором  $v = 3200$  м/с это соответствует мощности чехла  $h_{\text{ос}} = 5200$  м. Возраст рефлектора  $A_1$  на отрезке  $cd$  в работе [9] не указан. Поэтому он может быть отличным от возраста рефлектора  $A_1$  в Южно-Карской впадине на отрезке  $ab$ . В работе [8] на рис. 8 на профиле ЮЗ–СВ–простираения на Крузенштернском месторождении на палеозойском фундаменте с разрывом залегают осадки средней юры, а на прилегающем Бованенковском месторождении палеозой перекрыт триасом.

Несмотря на указанную неопределенность возраста рефлектора  $A_1$  в Ямальской впадине, он практически не влияет на оценку роли растяжения коры в образовании впадины. На отрезке

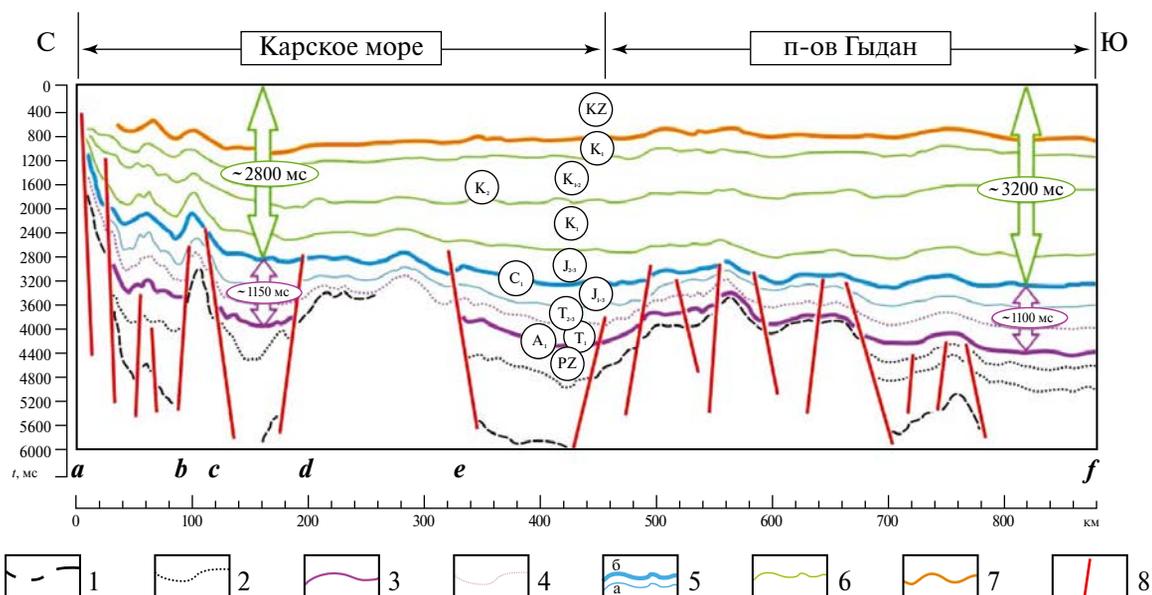
$cd$  рефлектор  $A_1$  пересекается рядом сбросов, но почти на всех из них заметных смещений рефлектора по вертикали не наблюдается. Его заметный разрыв  $\delta t = 550$  мс выделяется лишь на разломе  $c$ . При скорости упругих волн в подстилающих палеозойских породах  $v = 4500$  м/с, на сбросе с углом падения  $45^\circ$  этот разрыв обеспечивает растяжение  $\Delta L = v\delta t/2 = 1.24$  км. При ширине отрезка  $cd$   $L = 270$  км относительное растяжение  $\Delta L/L$  составляет  $\varepsilon = 0.46\%$ . Как следует из соотношения (2), погружение коры, обусловленное ее растяжением в  $\beta = 1.0046$  раз, составляет  $\Delta h_{\text{ос}} = 87$  м, или около 2% от мощности мезозойско-кайнозойских осадков в Ямальском бассейне.

Таким образом, растяжение коры и литосферного слоя не играло существенной роли в формировании Южно-Карской и Ямальской впадин в мезозойско-кайнозойское время.

#### ПРОФИЛЬ КАРСКОЕ МОРЕ– ПОЛУОСТРОВ ГЫДАН

На рис. 5 представлен сейсмогеологический разрез длиной 880 км через п-ов Гыдан и прилегающий к нему шельф Карского моря. Разрез построен на основе разреза рис. 2 б в работе [8]. На рис. 5 сохранены только ярко выраженные рефлекторы и выделен рефлектор  $A_1$  на подошве триаса. На основной части разреза рефлектор  $A_1$  перекрыт  $h_{\text{ос}} \sim 6.0-6.5$  км осадков. Чтобы обеспечить такое погружение за счет растяжения коры, нужно было бы растянуть ее примерно в полтора раза. Допустим, что бассейн образовался в результате растяжения литосферы на границе перми и триаса. Как и на рис. 4, индексом  $C_1$  на рис. 5 отмечен рефлектор с возрастом 165 млн лет. Согласно соотношениям (6) и (7), мощность пострифтовых осадков  $T_1-J_{1-2}$ , подстилающих рефлектор  $C_1$  и образовавшихся за 85 млн лет, должна быть в 2.5 раза больше мощности вышележащих осадков  $J_{2-3}-KZ$ . На рис. 5 наблюдается обратное соотношение. На отметках 130 и 820 км мощность осадков  $T_1-J_{1-2}$ , подстилающих рефлектор  $C_1$ , соответственно в 2.4 и 2.9 раза меньше мощности вышележащих толщ. Отсюда следует, что растяжение коры не было главной причиной погружения в области, пересекаемой разрезом.

Рефлектор  $A_1$  на подошве триаса (см. рис. 5) нарушен рядом сбросов. В южной части профиля, к югу от точки  $f$ , значительные различия в глубине залегания рефлектора  $A_1$  на крыльях сбросов отсутствуют. Отсюда следует, что



**Рис. 5.** Сейсмогеологический разрез по профилю Карское море–Гыдан ([8] с изменениями). Цветными стрелками показаны мощности отложений (миллисекунды), накопившихся на различных этапах погружения; отражающие горизонты (1–7): 1 – в кровле фундамента, 2 – в палеозойском комплексе, 3 – в подошве триаса (A<sub>1</sub>), 4 – в подошве среднего триаса, 5 – в подошве юры (а) и вблизи кровли средней юры С<sub>1</sub> (б), 6 – в подошве неокомского, апт-альб-сеноманского и турон-маастрихтского комплексов, 7 – в подошве кайнозойского комплекса, 8 – разрывы.

на отрезке *ef* протяженностью  $L = 540$  км в мезозое и кайнозое погружение коры происходило без заметного растяжения. В северной части, на отрезке *ae* протяженностью  $L = 330$  км, можно выделить ряд сбросов. На каждом из них рефлектор A<sub>1</sub> идентифицирован только на одном из крыльев сброса, что не позволяет оценить точно его амплитуду. Анализируя более детальный оригинальный разрез рис. 2 б в работе [8], суммарную величину сбросов по вертикальной оси на отрезке *ae* можно оценить как  $\sum \delta t_i \sim 1000$  мс = 1 с. Соответствующее растяжение коры  $\Delta L = (\sum \delta t_i) v/2$  км эквивалентно относительному растяжению  $\epsilon = \Delta L/L \sim 0.6\%$ . Оно может обеспечить погружение коры на  $\sim 100$  м, что составляет 1.7% от глубины рефлектора A<sub>1</sub> на отрезке *ae*.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Следуя ([16, 19] и др.), большинство исследователей образование крупных и глубоких осадочных бассейнов на континентах объясняют растяжением литосферного слоя и земной коры в его составе. Как доказательство такого утверждения на качественном уровне обычно используется существование сбросов в фундаменте бассейнов. Оценка интенсивности растяжения, связанного с образованием сбросов, при этом, как

правило, не выполняется. В результате остается неясным, было ли растяжение достаточно сильным для образования глубокого бассейна. Более того, не проверяется, развивалось ли погружение коры с сильным замедлением во времени, как это должно быть характерно для пострифтового погружения растянутой литосферы.

*Ускорение погружения коры во времени как указание на отсутствие ее сильного растяжения.* С пострифтовым погружением земной коры обычно связывается и образование крупнейшего в мире Западно-Сибирского осадочного бассейна. Предполагается, что погружение в нем коры на 5–6 км и более в мезозое и кайнозое осуществилось вследствие сильного растяжения литосферного слоя, которое произошло на рубеже перми и триаса ([6, 13] и др.). Характерной особенностью пострифтового погружения является экспоненциальное уменьшение его скорости со временем. Анализ данных по двум сверхглубоким скважинам на севере Западной Сибири показал, однако, что в триасе и юре за время  $\sim 80$  млн лет после предполагаемого растяжения коры ее погружение не только не замедлилось, но оно в несколько раз ускорилось [4]. В таких условиях с растяжением могла быть связана лишь малая часть общего погружения коры.

Данный результат относится только к прилегающей к скважинам области с поперечником несколько сотен километров. Кроме того, в Тюменской и Ен-Яхинской сверхглубоких скважинах отбор керн производился лишь начиная с глубины 4 км. Это позволило описать развитие погружения коры только на его ранней стадии. Чтобы выяснить, происходило ли замедление погружения коры во всей обширной северной части бассейна в течение всего мезозоя и кайнозоя, мы использовали построенные ранее для этой области три сейсмогеологических разреза, пересекающие бассейн в широтном и в меридиональном направлении ([7–9]). На этих разрезах протяженностью 700–900 км хорошо прослеживается история развития северной части бассейна в течение всего мезозоя и кайнозоя. Чтобы решить поставленную задачу, мы упростили и видоизменили эти разрезы, сохранив на них только главные рефлекторы и разломы, а также сделав ряд добавлений, необходимых для проведения количественных оценок (см. рис. 2, 4 и 5).

Если бы погружение коры было обусловлено растяжением литосферы и происходило с сильным замедлением, то за первые 80 млн лет осуществились бы уже две трети общего погружения коры, а за последующие 140–160 млн лет накопилась бы лишь одна треть общей мощности осадков. В действительности наблюдается противоположная ситуация. На всех разрезах мощность осадков, накопившихся на втором этапе, в несколько раз больше, чем на первом. Отсюда следует, что на севере Западной Сибири и на шельфе Карского моря погружение коры в среднем происходило не с замедлением, а с ускорением во времени. В таких условиях растяжение литосферы могло обеспечить не более 10% наблюдаемого погружения коры. Основная часть погружения коры в мезозое и кайнозое,  $\geq 90\%$ , должна быть обусловлена не растяжением, а каким-то другим механизмом. Большинство исследователей рассматривает, однако, растяжение литосферы и земной коры как главный механизм ее крупных погружений. Поэтому было необходимо оценить, какова была в действительности интенсивность растяжения коры на подошве мезозойско-кайнозойского осадочного чехла в Западно-Сибирском бассейне, а также какой вклад это растяжение могло внести в его образование.

*Слабое растяжение коры на подошве мезозойско-кайнозойского осадочного чехла.* Как показано выше, после образования крупного осадочного бассейна глубиной 6 км за счет

растяжения коры разрывы, образовавшиеся в его фундаменте, в сумме должны покрыть около одной трети площади бассейна. Ничего подобного в Западно-Сибирском бассейне не наблюдается. Подошва среднего триаса А (см. рис. 2) и подошва триаса  $A_1$  (см. рис. 4 и 5) нарушены сериями сбросов. На данном основании обычно и предполагается, что погружение коры было обусловлено растяжением. Но на участках между сбросами, которые занимают преобладающую часть разрезов, рефлекторы А и  $A_1$  непрерывны. Горизонтальные смещения на них могут существовать только на сбросах. На протяженных временных сейсмических разрезах, сжатых обычно в десятки раз, разрывы фундамента по горизонтали на сбросах различить невозможно. В то же время смещения рефлекторов на крыльях сбросов по вертикали в сейсмической записи фиксируются отчетливо. При типичных углах падения сбросов  $\alpha \approx 45^\circ$  смещения рефлектора по горизонтали и по вертикали примерно одинаковы. Это позволяет оценить величину растяжения  $\Delta L$  рефлектора на разрезах как сумму амплитуд его вертикальных смещений на сбросах.

Подсчитанное таким образом растяжение на разрезах рис. 2, 4 и 5 оказывается очень слабым. Наибольшее относительное растяжение на подошве мезозойско-кайнозойского осадочного чехла наблюдается в Южно-Карской впадине (см. рис. 4). Там оно составляет  $\varepsilon \approx 1\%$ , что обеспечило накопление последовательности осадков мощностью  $h_{oc} \approx 200$  м. Это составляет, однако, лишь около 3% мощности чехла во впадине. На п-ве Ямал относительное растяжение величиной  $\varepsilon \approx 0.5\%$  обеспечило накопление около 2% от общей мощности осадков. Примерно такое же растяжение имело место в северной части разреза через п-ов Гыдан (см. рис. 5). На его остальной части растяжение в несколько раз меньше. В наиболее глубокой части на широтном разрезе по профилю № 26 (см. рис. 2 а, отрезок *de*) относительное растяжение составляет  $\varepsilon \sim 0.2\%$ . Оно обеспечило накопление около 40 м осадков, или  $\sim 0.7\%$  от общей мощности чехла  $h_{oc} \sim 6000$  м. Эти оценки показывают, что в северной части Западно-Сибирского бассейна и на шельфе Карского моря растяжение коры существенной роли в ее погружении не играло.

*Возможные механизмы погружения коры без ее растяжения.* Для объяснения крупных погружений коры без ее существенного растяжения предлагался ряд механизмов. Один из них – упругий изгиб литосферного слоя под нагрузкой крупного тектонического покрова или под действием тяги

со стороны плиты, субдуцированной в мантию ([15] и др.). Такие погружения происходят в глубоководных желобах на активных окраинах континентов. Предполагается, что на континентах они проявляются в передовых прогибах вблизи коллизионных границ между плитами. В обоих типах структур глубина прогиба увеличивается по направлению к коллизионной границе. На западной и восточной границах Западной Сибири в мезозое и кайнозое столкновения плит не происходило. Глубина бассейна по направлению к этим границам не увеличивается, а уменьшается. В таких условиях погружение коры в результате изгиба литосферного слоя исключено.

Популярным механизмом поднятий и погружений коры является воздействие на подошву литосферы течений в нижележащей мантии, создающих на ее поверхности динамическую топографию [18, 20]. Крупные погружения земной коры связывают при этом с воздействием на подошву литосферы нисходящих потоков мантийного вещества. В Западной Сибири погружение коры в мезозое и кайнозое развивалось вплоть до олигоцена. Для поддержания погружения коры в течение столь долгого времени было бы необходимо, чтобы все это время в мантии под указанной областью существовали нисходящие потоки. Более того, в течение 220 млн лет такие течения должны были происходить только под Западной Сибирью, не затрагивая прилегающие к ней области. Подобная ситуация представляется совершенно невероятной, особенно учитывая, что в мезозое литосфера Западной Сибири испытывала дрейф в составе Сибирского палеоконтинента [10].

В таких условиях единственной реальной причиной, которая могла бы обеспечить формирование Западно-Сибирского осадочного бассейна в мезозойско-кайнозойское время, остается уплотнение пород в литосферном слое. В осадочных бассейнах размером ~1000 км, расположенных во внутриплитных областях, земная кора близка к изостатически равновесному положению ([17] и др.). Так, на Восточно-Европейской платформе, на севере Западной Сибири и в Карском море как аномалии силы тяжести в свободном воздухе, так и изостатические аномалии, усредненные по сетке  $1^\circ \times 1^\circ$ , составляют  $\leq 10$  мГал (там же). В мезозое и кайнозое Западная Сибирь располагалась во внутриплитной области, и все это время ее кора должна была оставаться близкой к изостатически равновесному положению. Тем не менее кора в этой области большую часть

времени погружалась, и на ней накапливались осадки. В таких условиях для поддержания коры в изостатически равновесном положении в ней должно было развиваться уплотнение пород.

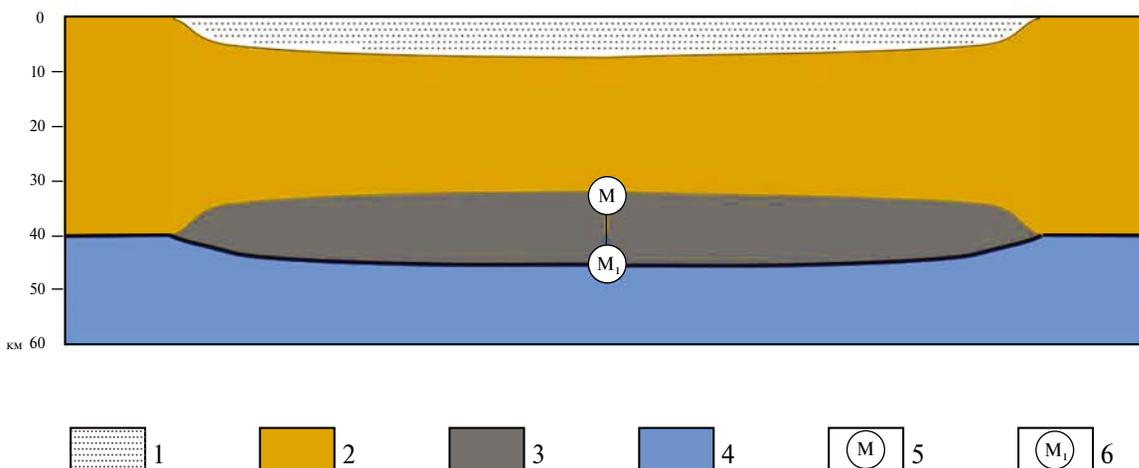
К настоящему времени на севере Западной Сибири и в Карском море накопилось до 7–8 км отложений мезозоя и кайнозоя. В отсутствие растяжения и при неизменной плотности пород их масса на единицу площади коры должна была сохраняться постоянной. В таких условиях отложение на коре слоя осадков мощностью  $h_{oc}$  с плотностью  $\rho_{oc} = 2350$  кг/м<sup>3</sup> должно сопровождаться вытеснением из-под нее слоя мантийных перидотитов с такой же толщиной, но с более высокой плотностью  $\rho_m = 3330$  кг/м<sup>3</sup>. Это должно привести к появлению на поверхности отрицательных аномалий силы тяжести. Для их оценки можно учесть, что разность плотностей мантии и осадков  $\rho_m - \rho_{oc} = 980$  кг/м<sup>3</sup> почти такая же, как плотность воды  $\rho_v = 1000$  кг/м<sup>3</sup>. Как известно, слой воды толщиной 1 км создает на своей поверхности аномалию силы тяжести  $\delta g_0 = 42$  мГал. Поэтому образование на коре с постоянной плотностью слоя осадков мощностью  $h_{oc}$ , сопровождающееся вытеснением из-под коры слоя более плотной мантии такой же толщины, должно привести к появлению на поверхности отрицательной аномалии силы тяжести

$$\Delta g = \delta g_0 h_{oc} = -42(h_{oc})_{\text{км}} \text{ мГал.} \quad (16)$$

При мощности осадочного чехла в глубокой части бассейна  $h_{oc} = 5-7$  км

$$\delta g \sim -200-300 \text{ мГал.} \quad (17)$$

Отрицательные аномалии столь высокой интенсивности наблюдаются только в отдельных узких областях с большими отклонениями коры от изостатически равновесного положения. Они характерны главным образом для глубоководных желобов на активных окраинах континентов, где океаническая литосфера испытывает изгиб перед субдукцией в мантию. На севере Западной Сибири и в Карском море земная кора близка к изостатически равновесному положению, и там наблюдаются слабые региональные аномалии силы тяжести  $\sim 10$  мГал. Это возможно лишь в том случае, если в литосфере этих областей залегают крупные массы пород, более плотных, чем мантийные перидотиты, вытесненные из-под коры при ее погружении. В больших объемах такие породы могут быть представлены только эклогитами (или глубоко метаморфизованными гранатовыми гранулитами), образовавшимися в нижней части земной коры из менее плотных габброидов ([1, 2] и др.). Поэтому можно



**Рис. 6.** Строение верхней части литосферного слоя глубокого осадочного бассейна. 1 – осадочные толщи; 2 – верхняя часть консолидированной коры (фундамент бассейна); 3 – нижняя часть консолидированной коры, испытывающая высокоградный метаморфизм со значительным увеличением плотности пород (эклогит); 4 – мантия в составе литосферного слоя; 5 – положение раздела Мохо, определяемое по сейсмическим данным; 6 – граница раздела между породами земной коры и мантийными перидотитами.

ожидать, что в Западной Сибири, испытавшей крупное погружение без растяжения коры, под разделом Мохо залегают не мантийные перидотиты, а слой более тяжелых эклогитов, образование которых и привело к крупному погружению коры (рис. 6). Чтобы определить, к каким изменениям в строении коры приводит образование эклогитов из габброидов в ее нижней части, приведем следующие простые оценки.

В отсутствие растяжения коры и при ее сохранении в состоянии изостатического равновесия для погружения и формирования слоя осадков с плотностью  $\rho_{oc}$  и мощностью  $h_{oc}$  из габброидов в нижней коре с плотностью  $\rho_{гб}$  должен образоваться слой эклогитов мощностью

$$h_э = (\rho_{гб}/\rho_э)[(\rho_м - \rho_{oc})/(\rho_э - \rho_{гб})]h_{oc}. \quad (18)$$

Здесь  $\rho_э$  – плотность эклогита. В Тюменской и Ен-Яхинской сверхглубоких скважинах мощность мезозойско-кайнозойских отложений составляет  $h_{oc} = 7.3$  км. Принимая в (18) это значение  $h_{oc}$  вместе с  $\rho_{oc} = 2350$  кг/см<sup>3</sup>,  $\rho_{гб} = 2930$  кг/м<sup>3</sup> и  $\rho_э = 3400$  кг/м<sup>3</sup>, находим:

$$h_э = 13.4 \text{ км}. \quad (19)$$

Мощность габброидов, из которых образовался слой эклогита мощностью  $h_э$ , составляла

$$h_{гб} = (\rho_э/\rho_{гб})h_э. \quad (20)$$

Для принятых выше значений параметров  $\rho_{гб}$ ,  $\rho_э$  и при  $h_э = 13.4$  км мощность слоя габброидов, испытавших глубокий метаморфизм, составит

$$h_{гб} = 15.5 \text{ км}. \quad (21)$$

По своему среднему составу эклогиты относятся к земной коре. Но скорости продольных волн в них близки к скоростям в мантийных перидотитах. Поэтому по сейсмическим данным эклогиты будут отнесены к верхним слоям мантии (см. рис. 6). При начальной мощности коры  $h_k^0 = 40$  км,  $h_{oc} = 7.3$  км и  $h_{гб} = 15.5$  км раздел Мохо М, определяемый по сейсмическим данным, оказывается расположенным на кровле эклогитов на глубине

$$h_k = h_{oc} + (h_k^0 - h_{гб}) = 31.8 \text{ км} \approx 32 \text{ км}. \quad (22)$$

Подошва земной коры, отличающейся от мантии по своему вещественному составу, раздел  $M_1$ , будет расположена на глубине

$$h_k^1 = h_k + h_э = 45.2 \text{ км} \approx 45 \text{ км}. \quad (23)$$

В результате раздел Мохо М, определяемый по сейсмическим данным, оказывается расположенным на 8 км выше начальной глубины подошвы коры. После метаморфизма с уплотнением пород в нижней коре ее подошва  $M_1$ , где породы основного состава перекрывают мантийные перидотиты, опускается на 5 км ниже начального уровня.

Приведенные оценки весьма условны и имеют, скорее, иллюстративный характер. Под рядом глубоких осадочных бассейнов скорости продольных волн в нижней коре не изменяются резко на некотором уровне, а постепенно возрастают с глубиной на интервалах мощностью  $\geq 10$  км ([2] и др.). Это может указывать на постепенное увеличение плотности пород

и степени их метаморфизма. Его развитие сопровождается повышением скоростей продольных волн в породах вплоть до значений, типичных для мантийных перидотитов. В результате наблюдается сильное сокращение мощности земной коры, определяемой по сейсмическим данным. Именно такая ситуация характерна для Западно-Сибирского осадочного бассейна. Мощность земной коры на его окраинах составляет 40–45 км. В большинстве внутренних районов, судя по сейсмическим данным, она сокращается до 30–40 км, а в северной части бассейна – до 30–35 км. Поскольку эти области перекрыты мощным слоем осадков, то сокращение мощности консолидированной коры оказывается еще более значительным – до 25–30 км. При этом мощность нижней части коры (10–20 км), испытавшей метаморфическое преобразование с увеличением скоростей продольных волн до значений, типичных для мантии, оказывается сопоставимой с полученной выше оценкой (19).

Следует отметить, что между соотношением (5), которое мы использовали для эволюции пострифтового погружения, и кривой погружения в модели чистого сдвига, приведенной в работе [19], точное соответствие отсутствует. Простые соотношения типа (5), тем не менее, часто используются для описания пострифтового погружения. Независимо от точной формы кривой погружения, его скорость должна быстро уменьшаться со временем. Для Западно-Сибирского бассейна была характерна противоположная ситуация. Более того, относительное растяжение земной коры на подошве мезозоя было в бассейне очень малым, < 1%, и обеспечивало не более 1–2% наблюдаемого погружения. В таких условиях точная форма пострифтового погружения оказывается несущественной. Поэтому в настоящей работе, как и в [4], для простых, доступных любому читателю, оценок пострифтового погружения мы использовали соотношение (5). Сравнение реального погружения коры в Западной Сибири с пострифтовым погружением в модели чистого сдвига требует много места, но мы предполагаем вскоре его опубликовать.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значительная часть площади континентов покрыта глубокими осадочными бассейнами. Образование таких структур большинством исследователей связывается с сильным растяжением литосферного слоя – с рифтогенезом. Как показал, однако, анализ данных сейсмического

профилирования, в ряде крупных бассейнов на их фундаменте деформации растяжения невелики, и они могут обеспечить лишь малую долю наблюдаемых погружений коры ([1, 2] и др.). Сторонники растяжения как главной причины крупных погружений коры такой вывод всегда могут подвергнуть сомнению, ссылаясь на ненадежность интерпретации данных сейсмического профилирования для глубин 10–20 км.

Образование Западно-Сибирского осадочного бассейна многими исследователями связывается с пострифтовым погружением, последовавшим за сильным растяжением литосферного слоя в конце перми–начале триаса. За каждые 70–80 млн лет скорость пострифтового погружения коры должна была бы уменьшаться в нем в несколько раз ([19] и др.). Анализ данных по двум сверхглубоким скважинам, пробуренным на севере бассейна, показал, однако, что в течение первых 70–80 млн лет после предполагаемого растяжения погружение коры в этой области в несколько раз ускорилось [4]. Это исключает большой вклад растяжения коры в ее погружение в области, расположенной вблизи скважин.

Аналогичное рассмотрение проведено выше для трех сейсмогеологических разрезов протяженностью 700–900 км на севере Западной Сибири и в Карском море. Эти разрезы позволяют проследить динамику погружения коры с начала триаса по ранний олигоцен, а в Карском море – вплоть до современной эпохи. Анализ показал, что во всей этой обширной области за 220–240 млн лет происходило не сильное замедление погружения, а его ускорение в несколько раз. Отсюда следует, что растяжение литосферы могло обеспечить не более 10% наблюдаемого погружения коры.

Растяжение земной коры обычно сопровождается образованием в ней крупных сбросов с типичными углами падения порядка 45° (см. рис. 2, 4 и 5). Существование в осадочном бассейне таких сбросов, в свою очередь, часто рассматривается как указание на то, что бассейн образовался в результате растяжения коры. При этом обычно не проверяется, было ли растяжение достаточным для образования бассейна. Величина растяжения на подошве мезозоя в Западно-Сибирском бассейне (см. рис. 2, 4 и 5) была нами оценена по амплитуде смещения этой границы на крыльях разломов. Проведенный таким образом подсчет показал, что относительное растяжение на подошве мезозоя не превышает 1%. Оно могло обеспечить накопление

не более нескольких процентов общей мощности осадков мезозоя и кайнозоя.

При больших размерах бассейна кора в нем должна была оставаться близкой к изостатически равновесному положению. В таких условиях накопление на ней 5–6 км осадков могло произойти только в результате значительного уплотнения пород в нижней части коры за счет проградного метаморфизма. Для определения его природы необходимо провести анализ развития погружения земной коры в Западной Сибири во времени и в пространстве, как это было ранее сделано в отношении другого региона [3].

В настоящей работе были рассмотрены данные по трем сейсмогеологическим разрезам в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Западной Сибири. На данной основе, с помощью простых приемов удалось оценить роль растяжения литосферы в образовании бассейна, а также определить интенсивность растяжения земной коры на его фундаменте. К настоящему времени накоплен большой фактический материал по строению множества осадочных бассейнов на разных континентах. Способы анализа разрезов, использованные в настоящей работе, могут существенно помочь в интерпретации этих данных.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках госзаданий Минобрнауки России для ИФЗ РАН на 2022–2024 гг., № гос. задания FMWU-2022-0002 (рег. № 122040600077-1) и МГУ им. М.В. Ломоносова ИД № 26874048 (рег. № AAAA-A16-116042010088-5).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М. Наука, 1993. 457 с.
2. *Артюшков Е.В., Беляев И.В., Казанин Г.С., Павлов С.П., Чехович П.А., Шкарубо С.И.* Механизмы образования сверхглубоких прогибов: Северо-Баренцевская впадина. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2014. Т. 55 № 5–6. С. 821–846.
3. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Роль глубинных флюидов в погружении коры древнего кратона. Осадочный бассейн Московской синеклизы в позднем девоне // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 119–131. <https://doi.org/10.31857/S2686739722601843>
4. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Западно-Сибирский осадочный бассейн. Отсутствие сильного растяжения земной коры по данным сверхглубокого бурения // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512, № 2. С. 90–99. <https://doi.org/10.31857/S2686739723601175>
5. *Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А., Радчикова А.М.* Грабен-рифтовая система и размещение зон нефтегазоаккумуляции на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2008. № 4. С. 2–8.
6. *Добрецов Н.Л., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В.* Динамика нефтегазоносных бассейнов в Арктике и сопредельных территориях как отражение мантийных плюмов и рифтогенеза // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1145–1161.
7. *Конторович В.А., Аюнова Д.В., Губин И.А., Ершов С.В., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Канатов М.С., Соловьев М.В., Сурикова Е.С., Шестакова Н.И.* Сейсмостратиграфия, история формирования и газонасочность структур Надым-Пурского междуречья // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1583–1595. DOI: 10.15372/GiG20160810
8. *Конторович В.А., Аюнова Д.В., Губин И.А., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Конторович А.Э., Малышев Н.А., Скворцов М.Б., Соловьев М.В., Сурикова Е.С.* История тектонического развития Арктических территорий и акваторий Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3–4. С. 423–444. DOI: 10.15372/GiG20170307
9. *Конторович В.А., Аюнова Д.В., Гусева С.М., Калинина Л.М., Калинин А.Ю., Канатов М.С., Соловьев М.В., Сурикова Е.С., Торопова Т.Н.* Сейсмогеологическая характеристика осадочных комплексов и нефтегазоносность Ямальской, Гыданской и Южно-Карской нефтегазоносных областей (Арктические регионы Западной Сибири, шельф Карского моря) // Геофизические технологии. 2018. № 4. С. 10–26. DOI: 10.18303/2619-1563-2018-4-3
10. *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.
11. *Мещеряков К.А., Карасева Т.В.* Особенности формирования триасовых прогибов севера Западной Сибири в связи с нефтегазоносностью // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5. № 10. С. 9 EDN OYQEVF.
12. *Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В.* Пермьтриасовые вулканы Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 4–20.
13. *Смирнов О.А., Бородкин В.Н., Лукашов А.В., Плавник А.Г., Трусов А.И.* Региональная модель рифто-

- генеза и структурно-тектонического районирования севера Западной Сибири и Южно-Карской синеклизы по комплексу геолого-геофизических исследований // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2022. [http://www.ngtp.ru/gub/2022/1\\_2022.html](http://www.ngtp.ru/gub/2022/1_2022.html)
14. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 3–11.
  15. Allen P.A., Allen J.R. Basin analysis. Oxford. 2005. Blackwell. 549 p.
  16. Artemjev M.E., Artyushkov E.V. Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 1197–1211.
  17. Kaban M.K., P. Schwintzer P., Tikhotsky S.A. Global isostatic gravity model of the Earth // Geophys. J. Int. 1999. V. 136. P. 519–536.
  18. Lithgow-Bertelloni C., Silver P.G. Dynamic topography, plate driving forces and the African Super-swallow // Nature. 1998. V. 395. P. 269–272.
  19. McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25–32.
  20. Molnar P., England P.C., Jones C.H. Mantle dynamics, isostasy, and the support of high terrain // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. 2015. V. 120. P. 1932–1957. <https://doi.org/10.1002/2014JB011724>

## WEST SIBERIAN SEDIMENTARY BASIN. CRUSTAL SUBSIDENCE CAUSED BY ROCK CONTRACTION IN ITS LOWER PART DUE TO PROGRADE METAMORPHISM

Academician of the RAS E.V. Artyushkov<sup>a,\*</sup>, P.A. Chekhovich<sup>a,b,##</sup>

*Received November 23, 2023*

*After revision December 14, 2023*

*Accepted December 22, 2023*

<sup>a</sup>*Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

<sup>\*</sup>*E-mail: arty-evgenij@yandex.ru*

<sup>##</sup>*E-mail: p.chekhovich@gmail.com*

The history of the crustal subsidence in the Mesozoic and Cenozoic in the West Siberian Basin – the largest sedimentary basin in the world – is considered. Most researchers associate its formation with post-rift subsidence of the crust, which followed an episode of strong lithospheric stretching about 250 million years ago near to the Permian to the Triassic transition. A characteristic feature of post-rift subsidence is a decrease in its rate in time. During the Mesozoic-Cenozoic history, in Western Siberia the rate of crustal subsidence should have slow down by an order of magnitude. However, the analysis of long (700–900 km) seismic profiles in the north of Western Siberia and in the Southern Kara Sea shows that since the beginning of the Mesozoic in these regions, on average, there has been an acceleration of the crustal subsidence. Under such circumstances, lithospheric stretching in them could be responsible for only a small part of the total subsidence of the crust of 6–7 km. In Western Siberia, the Earth's crust is close to the isostatic equilibrium. Then, in the absence of strong stretching, the accumulation of thick sedimentary sequences in the basin could only have been caused by rock contraction in the lower crust due to prograde metamorphic reactions. To obtain the above results, we used, for the first time, some simple methods to analyze the structure of the sedimentary cover in the West Siberian Basin. Detailed seismic profiles have been published for many other deep basins on all the continents. The methods of their interpretation implemented in this paper can be easily applied to determine the role of lithospheric stretching in the formation of deep sedimentary basins on the global scale.

*Keywords:* West Siberian Basin, crustal subsidence, lithospheric stretching, prograde metamorphism, rock contraction

УДК 528.2:550.341:550.24

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ, ВЫЗВАННЫЕ ПАДЕНИЕМ БОЛИДА 02.09.2023 Г. (ТУРЦИЯ)

© 2024 г. А. А. Спивак\*, Ю. С. Рыбнов, С. А. Рябова\*\*, А. В. Тихонова

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 08.12.2023 г.

Поступило 08.12.2023 г.

После доработки 20.12.2023 г.

Принято к публикации 29.12.2023 г.

Представлены результаты инструментальных наблюдений за акустическими колебаниями, геомагнитными вариациями и вариациями атмосферного электрического поля в период падения и взрывного разрушения болида на юго-востоке Турции 02.09.2023 г. Показано, что разрушение болида под действием аэродинамических сил, произошедшее в три стадии, сопровождалось акустическим сигналом характерной формы и проявилось в вариациях магнитного и электрического поля в приповерхностном слое атмосферы. Суммарная энергия события, оцененная по акустическому эффекту, составила  $\sim 9 \times 10^{12}$  Дж, что соответствует примерно 2.15 кт в тротиловом эквиваленте. Максимальная амплитуда вызванных взрывом болида геомагнитных вариаций составила величину от 0.2 до 2.1 нТл в зависимости от расстояния. При этом амплитуда вариаций вертикальной компоненты атмосферного электрического поля в ГФО “Михнево” (расстояние  $\sim 1900$  км) составила  $\sim 40$  В/м. Продемонстрирован ионосферный эффект рассматриваемого события в виде вариаций критической частоты  $f_0F_2$ , полученных в результате обработки ионограмм высотно-частотного зондирования ионосферы на станции “Рим”.

*Ключевые слова:* болид, акустические колебания, магнитное поле, электрическое поле, критическая частота F2-слоя ионосферы, вариации

**DOI:** 10.31857/S2686739724040126

Падение метеороидов [1] на Землю сопровождается рядом атмосферных эффектов, в первую очередь в виде образования светящегося следа, вызванного воспламенением и горением космического тела, световых импульсов (вспышек) в случае взрывного разрушения тела в результате его нагрева, а также ударной волны, которая преобразуется с расстоянием в акустическую, в частности, инфразвуковую [2]. Наряду с оптическими и акустическими эффектами падение метеороидов сопровождается возмущением геофизических полей – магнитного и электрического [3, 4]. Изучение геофизических эффектов метеороидов, особенно в виде болидов, представляет особый интерес не только с точки зрения обеспечения постоянной бесперебойной радиосвязи, но также в целях описания закономерностей формирования и распространения

возмущений в атмосфере, вызванных сильными природными событиями.

В настоящем сообщении рассматриваются геофизические эффекты, вызванные пролетом и взрывным разрушением болида 02 сентября 2023 г. По данным видеорегистрации [5], болид проявился в виде светящегося следа в атмосфере Земли ориентировочно сразу после 17:00 UTC и наблюдался в течение  $\sim 5$  с. Основное разрушение космического тела произошло над юго-восточной окраиной Турции (примерно над г. Малатья). Согласно имеющимся видеозаписям (рис. 1), пролет сопровождался тремя хорошо выраженными вспышками, которые, вероятнее всего, связаны с разрушением основного космического тела, а затем его двух наиболее крупных осколков. В литературе приводится описание, как правило, локальных, в основном оптических эффектов в области взрывного разрушения болидов [7–9]. Вместе с тем имеется недостаток данных инструментальных наблюдений за вызванными вариациями геофизических полей, которые востребованы при разработке

Институт динамики геосфер имени академика  
М.А. Садовского Российской Академии наук, Москва, Россия  
\*E-mail: aaspivak100@gmail.com  
\*\*E-mail: riabovasa@mail.ru

адекватных моделей, описывающих все стороны явления.

Для описания геофизических эффектов взрыва болида 02.09.2023 г. в качестве исходных в настоящей работе привлекались данные инструментальных наблюдений за микробарическими вариациями в атмосфере, выполненных в Центре геофизического мониторинга Москвы ИДГ РАН (ЦГМ; GEO: 55.71°с.ш.; 37.57°в.д.), результаты регистрации геомагнитных вариаций и вариаций атмосферного электрического поля, выполненных в Геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН (МНВ; GEO: 54.96°с.ш.; 37.76°в.д.), а также результаты магнитных измерений, выполненных в ряде активно действующих в этот период обсерваторий сети INTERMAGNET (табл. 1, рис. 2).

С целью описания отклика ионосферы на падение болида выполнялась оценка критической частоты F2-слоя на основе анализа ионограмм, полученных в ходе высотно-частотного зондирования ионосферы на станции “Рим” (GEO ионозонда: 41.8°с.ш.; 12.5°в.д.)<sup>1</sup>. Ионограммы и результаты их первичной автоматической обработки размещены в открытом доступе на сайте Национального института геофизики и вулканологии Италии [10].

Взрывное разрушение болида в атмосфере Земли под действием аэродинамических сил вызывает ударную волну, которая, распространяясь и ослабляясь, вызывает в свою очередь микробарические вариации в приземной атмосфере [12]. Связанные с ними волновые возмущения, проявляющиеся преимущественно в виде инфразвуковых волн, распространяются в атмосферном волноводе и регистрируются на значительных эпицентральных расстояниях  $R$  от места взрыва болида [13].

На рис. 3 приведен инфразвуковой сигнал, вызванный взрывом болида 02.09.2023 г. и зарегистрированный в ЦГМ на расстоянии  $R \sim 1900$  км. Приход инфразвукового сигнала в ЦГМ зарегистрирован в  $\sim 19:07$  UTC, что соответствует скорости распространения  $\sim 263$  м/с — величины, характерной для акустических сигналов, распространяющихся в атмосферных волноводах [14]. Следует отметить, что инфразвуковой сигнал отражает в данном случае суперпозицию трех сигналов от трех взрывов, произошедших на разных высотах, и которые вследствие этого распространялись, что в данном случае важно, по разным траекториям [15].

<sup>1</sup> Ионограммы подвергались ручной обработке и интерпретации по методике URSI [11].

**Таблица 1.** Данные по магнитным обсерваториям

Код	GEO		$R$ , км	$B^*$ , нТл
	Широта	Долгота		
SUA	44.68° N	26.25° E	~1300	~1.1
PEG	38.1° N	23.9° E	~1330	~0.3
PAG	42.515° N	24.177° E	~1360	~0.4
GCK	44.633° N	20.767° E	~1690	~0.7
MHV	54.959° N	37.766° E	~1900	~2.1
HRB	47.873° N	18.19° E	~2020	~0.7
LON	45.4081° N	16.6592° E	~2030	~0.6
BEL	51.836° N	20.789° E	~2100	~1.5
DUR	41.39° N	14.28° E	~2150	~0.6
FUR	48.17° N	11.28° E	~2510	~0.6
NGK	52.07° N	12.68° E	~2580	~1.3
WNG	53.725° N	9.053° E	~2870	~2
TAM	22.79° N	5.53° E	~3610	~0.5
HAD	51° N	4.48° W	~3680	~0.2
SPT	39.55° N	4.35° W	~3730	~0.3
GUI	28.321° N	16.441° W	~5200	~0.3

**Таблица 2.** Значения энергии взрывного разрушения болида

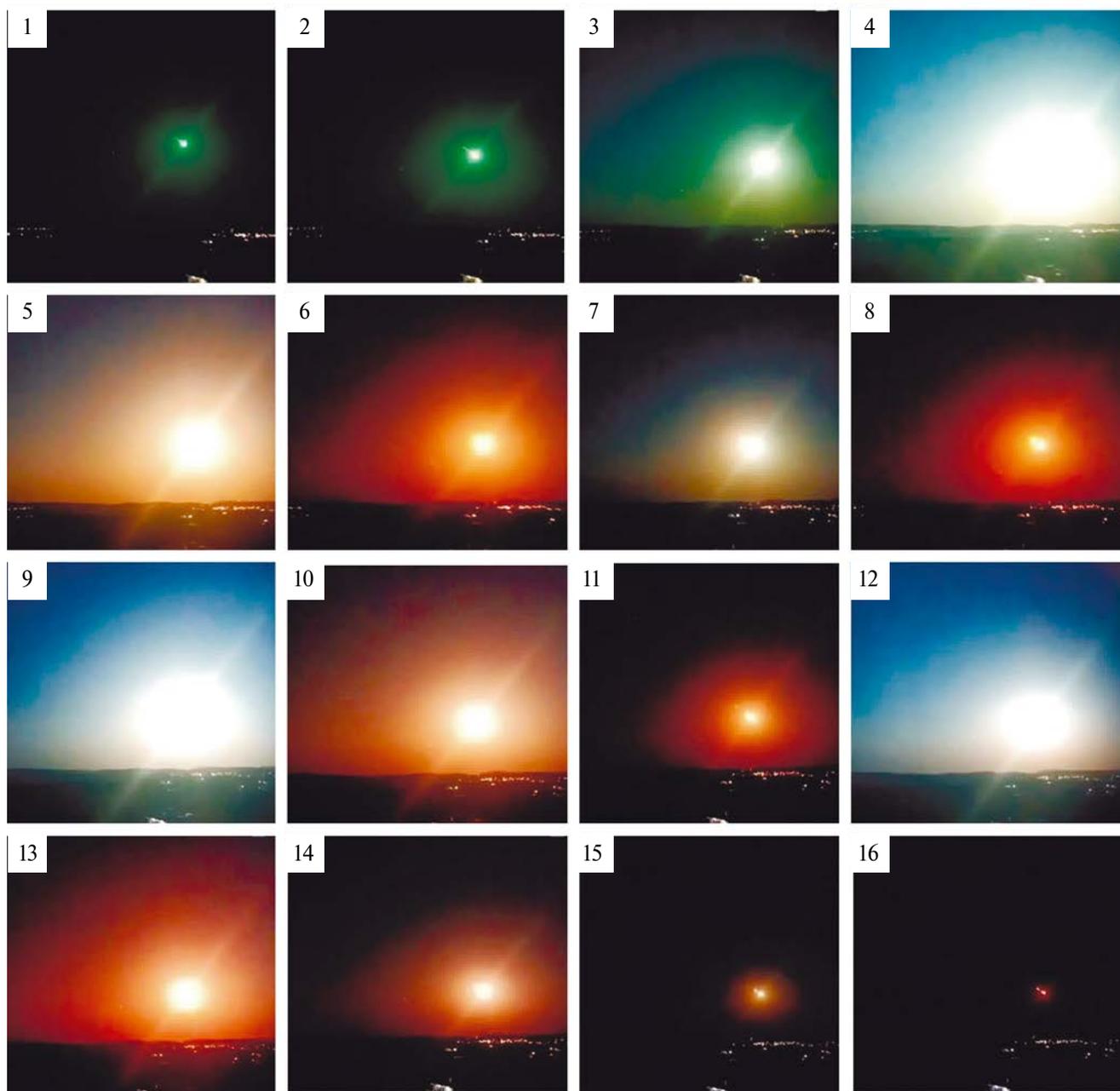
$f_0$ , Гц	0.723	0.72	0.714
$Q$ , Дж	$\sim 3.04 \times 10^{12}$	$\sim 3.02 \times 10^{12}$	$\sim 3 \times 10^{12}$

Зависимость спектральной плотности  $S$  от частоты инфразвукового сигнала, вызванного взрывами болида, приведена на рис. 4. На приведенном графике ярко выделяются три максимума со значениями пиковых частот  $f_1 = 0.1986$ ,  $f_2 = 0.199$  и  $f_3 = 0.1997$  Гц. Наличие характерных частот, соответствующих, вероятнее всего, трем стадиям взрывного разрушения болида (кадры 4, 9 и 12), позволяет оценить энергию каждого из взрывов. С этой целью в настоящей работе использовался метод оценки энергии расположенного в атмосфере взрывного источника, основанный на постоянстве характерной частоты  $f_0$  вызванного инфразвукового сигнала при его распространении на значительные расстояния [16]. Вычисления энергии  $Q$  выполняется с использованием соотношения:

$$Q = 8 \times 10^{10} / f_0^{2.25} \text{ Дж},$$

где  $f_0$  выражена в Гц.

Значения  $Q$  для каждого из трех взрывов рассматриваемого болида приведены в табл. 2. При этом с учетом размера вспышек и их яркости предполагается, что, несмотря на близость значений  $Q$ ,



**Рис. 1.** Кадры пролета (1–16) и взрывного разрушения болида (4) и его фрагментов (9, 12), адаптированные с видеозаписи из <https://smotrim.ru/article/353161> (время между кадрами 0.25 с).

наибольшее выделение энергии происходит при первом взрыве, минимальное при третьем.

Общая энергия источника составила около  $9 \times 10^{12}$  Дж, что составляет примерно 2.15 кт в тротиловом эквиваленте.

Падение и взрывы болида 02.09.2023 г. сопровождалось вариациями магнитного поля в области размером до  $\sim 4000$  км. На рис. 5 приведены примеры вариаций наиболее чувствительной к внешним воздействиям горизонтальной

компоненты магнитного поля  $B_x$  в период взрывного разрушения болида по данным обсерваторий INTERMAGNET. Из графиков рис. 5 следует, что взрыв болида вызвал заметное бухтообразное уменьшение  $B_x$  на всех рассмотренных эпицентральных расстояниях  $R$  в течение примерно 5 минут. При этом максимальная амплитуда вызванных взрывом болида вариаций горизонтальной составляющей магнитного поля, несмотря на большое различие в расстояниях, заключена в достаточно узком интервале:



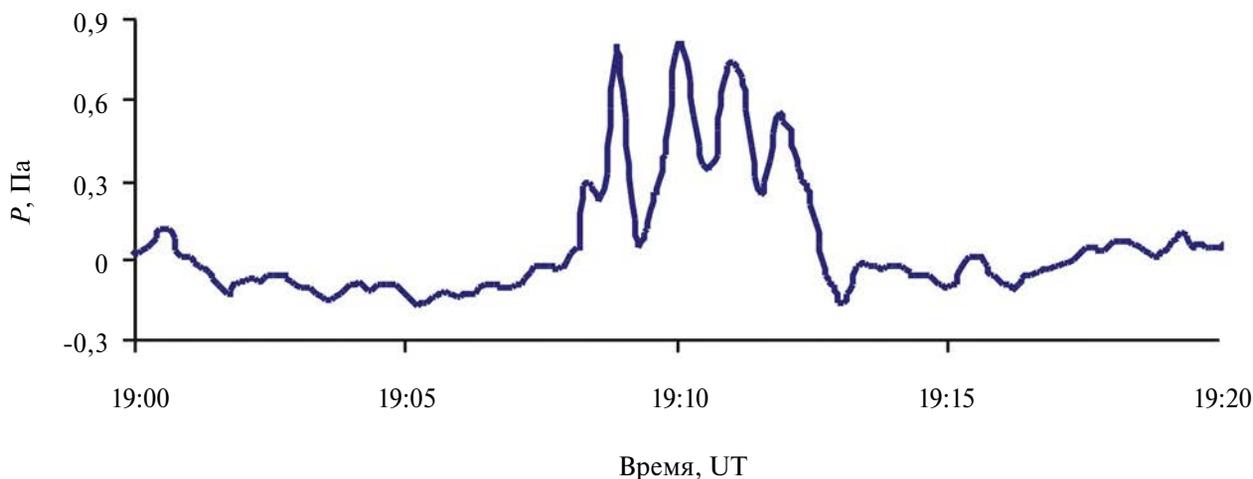
Рис. 2. Схема расположения обсерваторий сети INTERMAGNET (кружки) и ионосферной станции “Рим” (треугольник); *I* – место падения болида, *II* – расположение станции “Рим”.

от  $\sim 0.2$  до  $\sim 2.1$  нТл (табл. 1). Наблюдаемая картина качественно и количественно согласуется с известными данными, полученными при регистрации взрывов в атмосфере [3, 17].

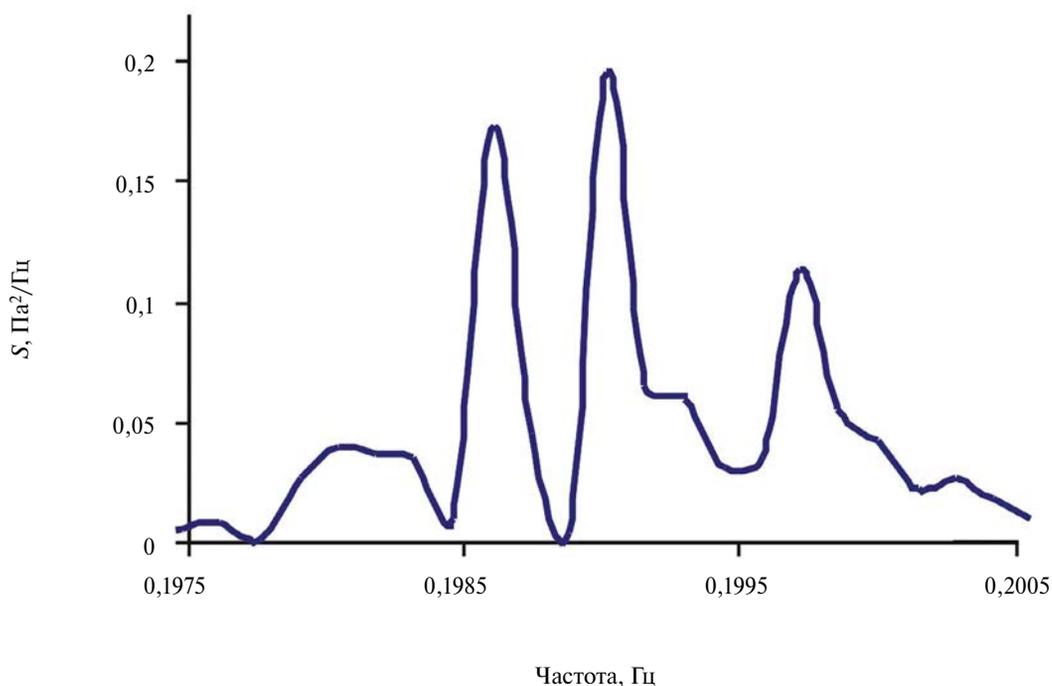
Наряду с магнитным эффектом взрывное разрушение болида сопровождалось вариациями электрического поля. На рис. 6 приведены вариации вертикальной компоненты напряженности атмосферного электрического поля  $E$ , зарегистрированные в MHV. Из рис. 6 следует, что, несмотря на значительное расстояние  $R$ , зарегистрирован электрический эффект в виде знакопеременных вариаций  $E$  повышенной

амплитуды в период с  $\sim 17:15$  до  $17:26$  UTC, что в данном случае допустимо рассматривать в качестве отклика на взрывное разрушение болида (полученные данные не противоречат известным результатам наблюдений при процессах взрывного типа в атмосфере [18]). Максимальная амплитуда вариаций, характеризующихся периодом около 3 мин, составила около 40 В/м за вычетом тренда.

Здесь следует отметить, что вопрос о механизмах генерации магнитного и электрического сигналов при падении и взрывах болида



**Рис. 3.** Инфразвуковой сигнал от взрыва болида 02.09.2023 г. в частотном диапазоне 0.1–5 Гц, зарегистрированный в ЦГМ на расстоянии ~1900 км.



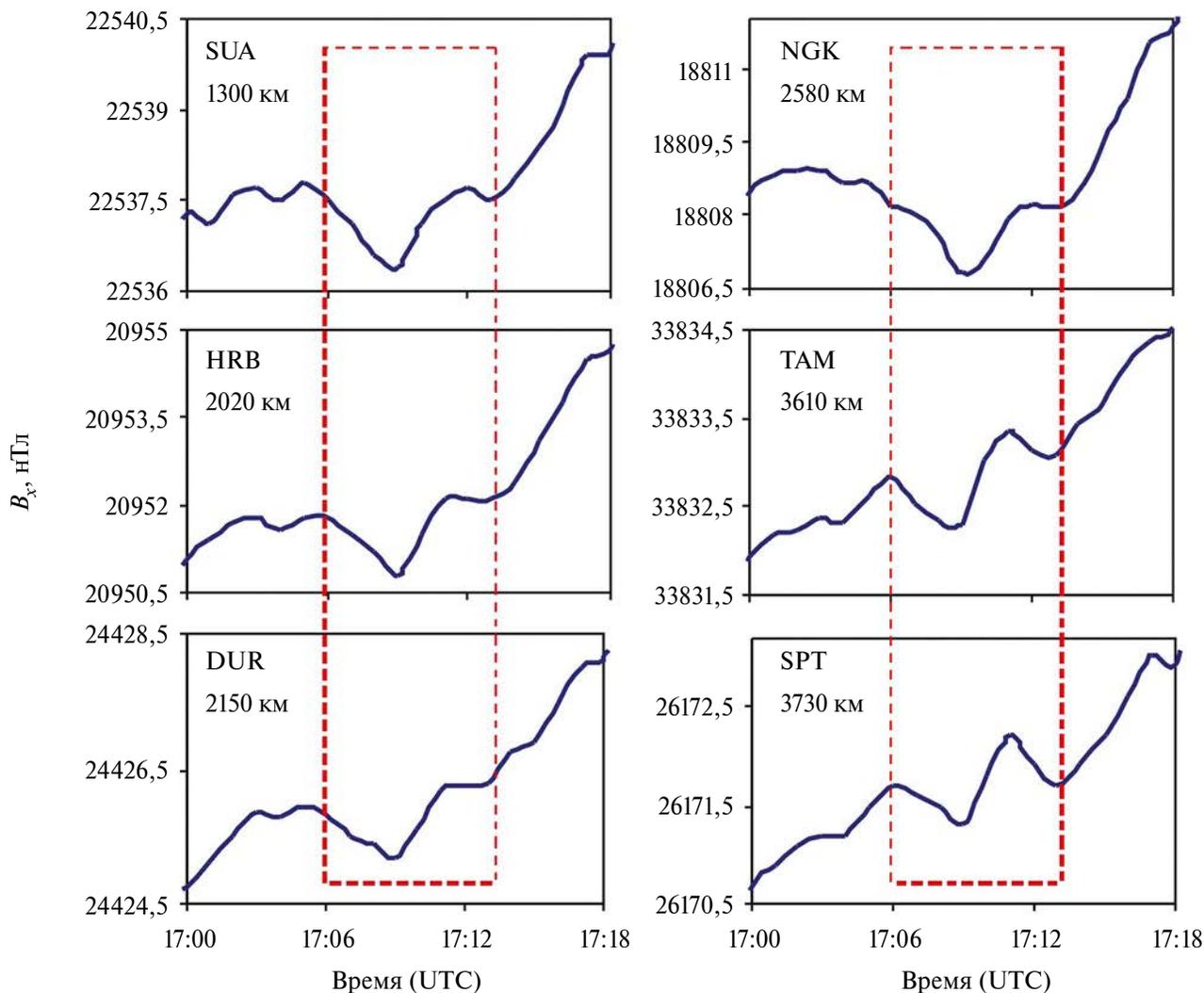
**Рис. 4.** Спектр  $S$  инфразвукового сигнала, приведенного на рис. 3.

представляется весьма важным и требует отдельного детального обсуждения.

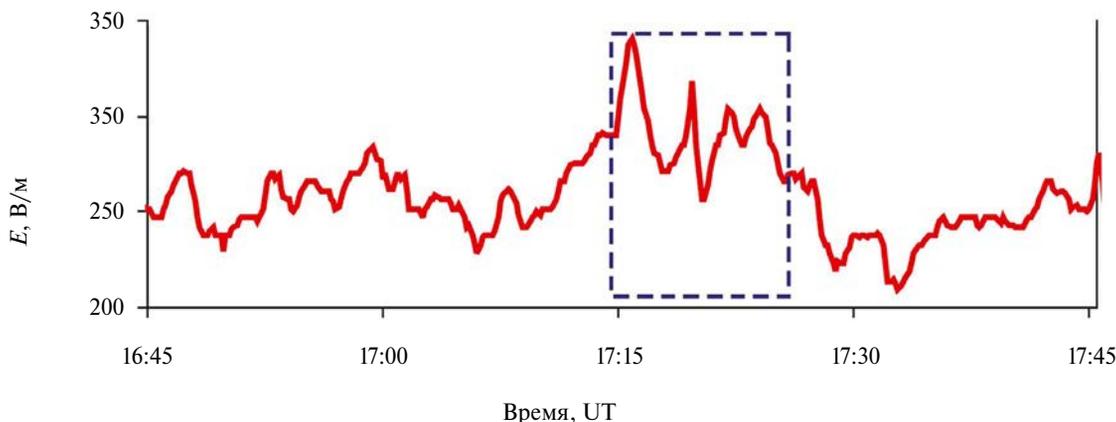
Отклик ионосферы на рассматриваемое событие был представлен изменением во временном ходе критической частоты F2-слоя  $f_0F2$ . Результаты обработки ионограмм по пятиминутным интервалам приведены на рис. 7 в виде зависимости  $f_0F2$  от времени. Из рис. 7 видно, что взрывное разрушение болида вызвало

хорошо выраженные знакопеременные вариации  $f_0F2$  амплитудой до 0.3 МГц.

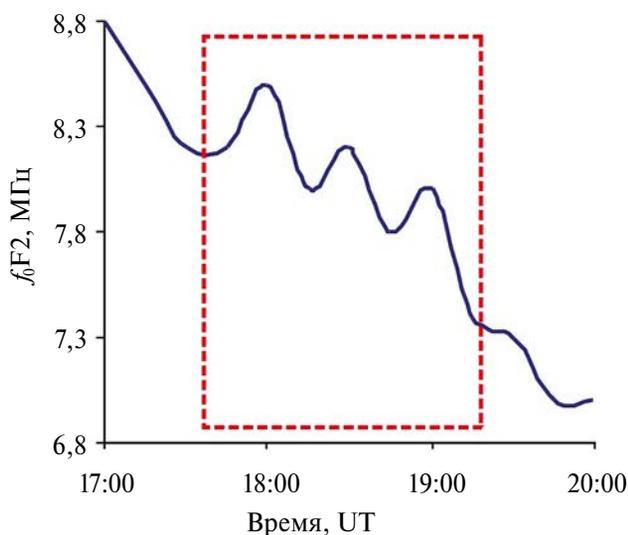
В заключение можно констатировать, что результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют о том, что взрывное разрушение болида вызвало не только акустические возмущения в атмосфере, но также геомагнитные вариации и вариации электрического поля в приземной атмосфере на значительных эпицентральных расстояниях. Одновременно с этим



**Рис. 5.** Вариации горизонтальной компоненты магнитного поля  $B_x$  в период взрывного разрушения болида на разных эпицентральных расстояниях; код обсерватории INTERMAGNET и значения  $R$  приведены в поле рисунков (пунктиром выделен период вызванных вариаций).



**Рис. 6.** Вариации вертикальной компоненты электрического поля в приземной атмосфере  $E$  по данным MHV (пунктиром выделен период вызванных вариаций).



**Рис. 7.** Вариации критической частоты ионосферы, вызванные взрывным разрушением болида 02.09.2023 г. (пунктиром выделен период вызванных вариаций).

отмечаются значимые по амплитуде вариации критической частоты F2-слоя ионосферы.

По мнению авторов, приведенные данные могут представлять интерес при разработке и верификации концептуальных, феноменологических и расчетных моделей, описывающих последствия вхождения космических тел в атмосферу Земли.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИДГ РАН № 122032900185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Robin A.E., Grossman J.N.* Meteorite and meteoroid: new comprehensive definitions // *Meteorites & Planetary Science*. 2010. V. 45. № 1. P. 114–122.
2. Катастрофические воздействия космических тел. Под ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2005. 310 с.
3. *Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А.* Геомагнитные эффекты природных и техногенных процессов. М.: ГЕОС, 2021. 264 с.
4. *Rybnov Yu.S., Riabova S.A., Romanovsky Ya.O., Spivak A.A.* Atmospheric effects caused by the fall of the Izhevsk bolide on November 17, 2021 / 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2022. DOI: 10.1117/12.2643673.
5. <https://time/astrolert/5309>
6. <https://smotrim.ru/article/3531619>
7. *Адушкин В.В., Попова О.П., Рыбнов Ю.С., Кудрявцев В.И., Мальцев А.Л., Харламов В.А.* Геофизические эффекты Витимского болида 24.09.2002 г. // *ДАН*. 2004. Т. 397. № 5. С. 685–688.
8. *Бернгард О.И., Добрынина А.А., Жеребцов Г.А., Михалев А.В., Первалова Н.П., Ратовский К.Г., Рахматуллин Р.А., Саньков В.А., Сорокин А.Г.* Геофизические явления, сопровождавшие падение Челябинского метеорита // *ДАН*. 2013. Т. 452. № 2. С. 205–207.
9. *Beech M., Foschini L.A.* A space charge model for electrophonic busters // *Astronomy and Astrophysics*. 1999. V. 345. P. L27–L31.
10. <http://www.ct.ingv.it/>
11. Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм. Под редакцией П.В. Медниковой. М.: Наука, 1977. 342 с.
12. *Edwards W.N.* Meteor generated infrasound: theory and observation / In: *Infrasound Monitoring for Atmosph. Stud.* Springer, Dordrech. 2010. P. 361–414.
13. *Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А.* Инфразвук в атмосфере. М.: ТОРУС ПРЕСС, 2020. 332 с.
14. *Куличков С.Н., Авиллов К.В., Буш Г.А., Попов О.Е. и др.* Об аномально быстрых инфразвуковых приходах на больших расстояниях от наземных взрывов // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2004. Т. 40. № 1. С. 3–12.
15. *Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А.* Акустический и магнитный эффекты падения болида 19.04.2023 г. // *Доклады академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 512. № 1. С. 122–126.
16. *Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А.* О связи параметров инфразвуковых волн с энергией источника // *Физика Земли*. 2019. № 6. С. 96–106.
17. *Глухов А.Г., Горбачев Л.П., Котов Ю.Б. и др.* Параметры геомагнитных возмущений, генерация и распространение ЭМИ / *Физика ядерного взрыва: В 5 т. Том 5. Контроль ядерных испытаний*. Министерство обороны Российской Федерации. Российская академия артиллерийских наук. 12 Центральный научно-исследовательский институт. М.: Физматлит. Сергиев Посад, ВДВ, 2020. С. 437–463.
18. *Адушкин В.В., Соловьев С.П., Спивак А.А.* Электрические поля техногенных и природных процессов. М.: ГЕОС, 2018. 464 с.

## GEOPHYSICAL EFFECTS CAUSED BY THE BOLIDE FALL ON SEPTEMBER 02, 2023 (TURKEY)

**A. A. Spivak<sup>#</sup>, Yu. S. Rybnov, S. A. Riabova<sup>##</sup>, A. V. Tikhonova**

*Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin December 08, 2023*

*Received December 08, 2023*

*After revision December 20, 2023*

*Accepted December 29, 2023*

*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: aaspivak100@gmail.com*

<sup>##</sup>*E-mail: riabovasa@gmail.ru*

We present the results of instrumental observations of acoustic oscillations, geomagnetic variations and variations of the atmospheric electric field during the fall and explosive destruction of the bolide in the southeast of Turkey on September 02, 2023. It is shown that the destruction of the bolide under the action of aerodynamic forces, which occurred in three stages, was accompanied by an acoustic signal of a characteristic shape and manifested in variations of the magnetic and electric fields in the near-surface layer atmosphere. The total energy of the event, estimated by the acoustic effect, was  $\sim 9 \times 10^{12}$  J, which corresponds to about 2.15 kt in TNT equivalent. The maximum amplitude of geomagnetic variations caused by the explosion of the bolide ranged from 0.2 to 2.1 nT depending on the distance. At the same time, the amplitude of variations of the vertical component of the atmospheric electric field at the Mikhnevo observatory (distance  $\sim 1900$  km) was  $\sim 70$  V/m. The ionospheric effect of the event under consideration is demonstrated in the form of variations of the critical frequency  $f_0F2$  obtained as a result of processing ionograms of height-frequency sounding of the ionosphere at the Rome station.

*Keywords:* bolide, acoustic vibrations, magnetic field, electric field, critical frequency of the F2 ionosphere layer, variations

УДК 551.461.2

## ВОДНЫЙ БАЛАНС КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ЭПОХУ МАКСИМУМА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПРЕИНДУСТРИАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С МОДЕЛЮ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ МОРЯ INMIO-CICE

© 2024 г. П. А. Морозова<sup>1,\*</sup>, К. В. Ушаков<sup>2,3</sup>,  
академик РАН В. А. Семенов<sup>1,3,4</sup>, Е. М. Володин<sup>5</sup>

Поступило 16.11.2023 г.

После доработки 04.12.2023 г.

Принято к публикации 14.12.2023 г.

**Аннотация.** С использованием модели общей циркуляции Каспийского моря INMIO-CICE получены оценки равновесного речного стока и испарения с поверхности моря для широкого диапазона уровней: от –85 до +50 м над уровнем моря для климатических условий максимума последнего оледенения (~21 тыс. л. н.) и преиндустриального климата (~1850 г.). В качестве граничных условий использовались данные климатической модели INMCM4.8. Получено, что для поддержания уровня моря на отметках +35–50 м над уровнем моря, соответствующих максимальным значениям хвалынской трансгрессии, необходим речной сток около 400 км<sup>3</sup>/год в эпоху максимума последнего оледенения. В последний ледниковый максимум слой испарения с поверхности моря уменьшился на 105–175 мм (12–22%) по сравнению с преиндустриальным периодом, а слой осадков, согласно данным модели INMCM4.8, на 50–70 мм (15–30%), что соответствует уменьшению равновесного стока на 10–20%, при этом более низким уровням моря соответствуют меньшие как абсолютные, так и относительные изменения, а максимальное уменьшение слоя испарения происходит на расчетном уровне +5 м над уровнем моря.

**Ключевые слова:** Каспийское море, колебания уровня моря, последний ледниковый максимум, модель общей циркуляции океана, палеоклиматическое моделирование

DOI: 10.31857/S2686739724040131

### ВВЕДЕНИЕ

Уровень Каспийского моря (КМ), бессточного водоема, является важным индикатором климатических изменений всего водосборного бассейна, занимающего значительную часть Восточно-Европейской равнины, и характеризуется существенными вариациями на различных временных масштабах: в последнее столетие уровень моря менялся на 4 м [4], а во время позднего плейстоцена амплитуда могла составлять

и более 100 м [19]. Причины таких колебаний окончательно не установлены. Поскольку уровень моря определяется балансом речного стока и видимого испарения (разности между испарением и осадками) с поверхности моря, то причины колебаний уровня связаны с вариациями этих компонент гидрологического баланса. Речной сток связан с климатическими условиями на водосборе, а испарение, помимо климатических факторов, также зависит от площади моря [1]. Для условий позднеледниковья важную роль также могли играть изменения водосборов и ледниковый сток [5, 8, 11].

Морфометрические особенности КМ таковы, что при увеличении уровня происходит значительное увеличение площади в северном направлении, что нелинейно изменяет соотношение компонентов водного баланса (ВБ) озера. Использование глобальных моделей климата для оценки изменений ВБ моря имеет ряд ограничений: низкое пространственное разрешение,

<sup>1</sup>Институт географии Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт водных проблем Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>5</sup>Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука Российской Академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: morozova\_polina@mail.ru

использование упрощенных моделей моря, современная конфигурация моря в палеоклиматических экспериментах PMIP4 (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project) [14].

Альтернативный подход основан на использовании полной гидродинамической модели КМ высокого пространственного разрешения со свободным уровнем, описывающей динамику и термодинамику моря, в том числе испарение. Из-за низких температур в период последнего ледникового максимума (ПЛМ) и обширной зоны мелководья на севере при трансгрессивных состояниях КМ распределение льда и продолжительность периода закрытой воды играют важную роль в уменьшении испарения с поверхности, поэтому детальное описание морских динамических процессов и процессов тепло-влагообмена на границе вода–лед–атмосфера позволяет уточнить величину испарения по сравнению с глобальными климатическими моделями. Задавая граничные климатические условия в такой модели, можно оценить необходимые значения компонентов ВБ для различных уровней моря. Этот подход был применен в [6] для оценки компонентов ВБ КМ в условиях ПЛМ и преиндустриального (ПИ) климата для уровней озера –60 – –15 метров над уровнем моря (м н.у.м.) относительно современного уровня Мирового океана. В [11] для периода ПЛМ и оптимума голоцена также рассматривались трансгрессивные состояния КМ в диапазоне –25–50 м н.у.м.

В данной работе представлены результаты моделирования компонентов ВБ для уровней КМ от –85 до 50 м н.у.м., что охватывает вероятный диапазон изменений уровня озера в период от последнего оледенения до современности [19]: максимальный уровень при хвалынской трансгрессии мог достигать +48 м н.у.м., положение же КМ при регрессии не определено. Полученные оценки важны для палеогеографических исследований, поскольку единого мнения о природе, масштабах и датировках трансгрессивно-регрессивных событий на сегодняшний день не существует [2, 11, 19].

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

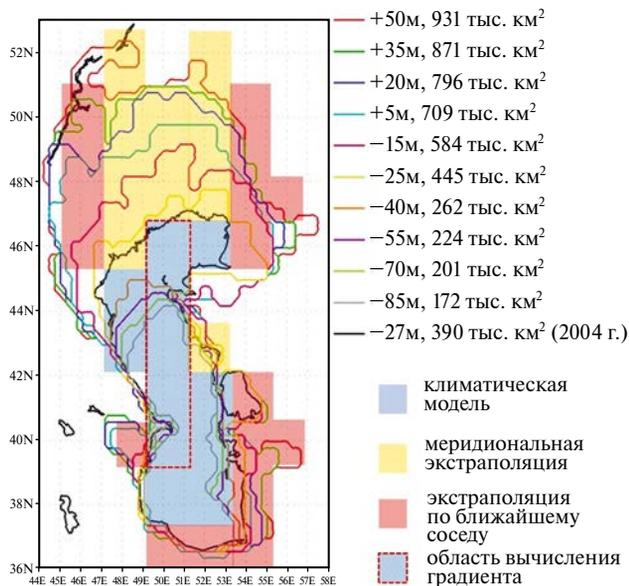
Для исследования чувствительности компонентов ВБ КМ была использована совместная модель океана INMIO [13] и морского льда CICE [12], реализованная в программной среде CMF [15]. Данная модель применяется для прогноза погоды и исследований климата [10, 17]. Модель

решает уравнения трехмерной динамики и термодинамики океана и морского ледового покрова. Расчеты проводились с настроенной для КМ конфигурацией с разрешением  $0.27^\circ$  по долготе и  $0.2^\circ$  по широте, 28 вертикальными уровнями (шаг от 6 метров вблизи поверхности до 125 м у дна) и шагом по времени 20 минут.

В качестве атмосферных граничных условий для INMIO-CICE были использованы результаты экспериментов климатической модели INMCM4.8 [18] по воспроизведению климата ПЛМ (эксперимент LGM, 21 тыс. л. н.) и климата ПИ периода (эксперимент piControl, около 1850 г.), выполненных в рамках проектов CMIP6 (Coupled Modelling Intercomparison Project) и PMIP4. В эксперименте LGM воспроизводится период с максимальным объемом ледникового покрова в эпоху последнего оледенения, граничные условия и первые результаты эксперимента представлены в [12]. В эксперименте piControl граничные условия, в частности состав атмосферы, задаются для конца преиндустриального периода. Это контрольный эксперимент для оценки чувствительности климатических моделей к изменению граничных условий в рамках CMIP6.

Граничными атмосферными условиями для модели INMIO-CICE являются приземная температура и влажность воздуха, осадки, скорость ветра, потоки приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации. При моделировании трансгрессивных состояний для полей температуры, влажности, потока приходящей длинноволновой радиации, демонстрирующих заметное отклонение среднемесячных изолиний от широтного распределения и повторяющих очертания береговой линии в климатической модели, была выполнена экстраполяция из морской области модели климата в область трансгрессии. Экстраполяция выполнялась из ближайшей с юга морской ячейки с использованием меридионального градиента, рассчитанного методом наименьших квадратов над центральной частью акватории климатической модели. Для трансгрессивных ячеек, где эта процедура неприменима, выполнялась простая экстраполяция методом ближайшего соседа (рис. 1). Подробнее процедура описана в [11].

Расчеты проводились для серии уровней КМ: от –85 до +50 м н.у.м. с шагом 15 м (рис. 1). Продолжительность каждого эксперимента составляла 50 лет. Вначале задавалось грубое начальное приближение для величины среднегодового речного стока как значение линейной функции



**Рис. 1.** Береговая линия и площадь КМ для расчетных уровней в модели INMIO-CICE, а также расчетная область КМ в климатической модели и области экстраполяции при рассмотрении трансгрессивных уровней (цветная заливка).

от площади акватории (коэффициенты функции были получены в предварительных экспериментах [6]). Затем в течение 5 лет выполнялось приспособление модели, далее за 6–20 годы интегрирования вычислялся средний водный дисбаланс. Величина дисбаланса использовалась для корректировки речного стока. Полученное в результате значение стока считалось равновесным стоком и использовалось в дальнейших расчетах. После этого средний по акватории уровень моря мгновенно возвращался к исходному значению и выполнялось еще одно приспособление модели в течение 10 лет, последние 20 лет эксперимента использовались для дальнейшего анализа.

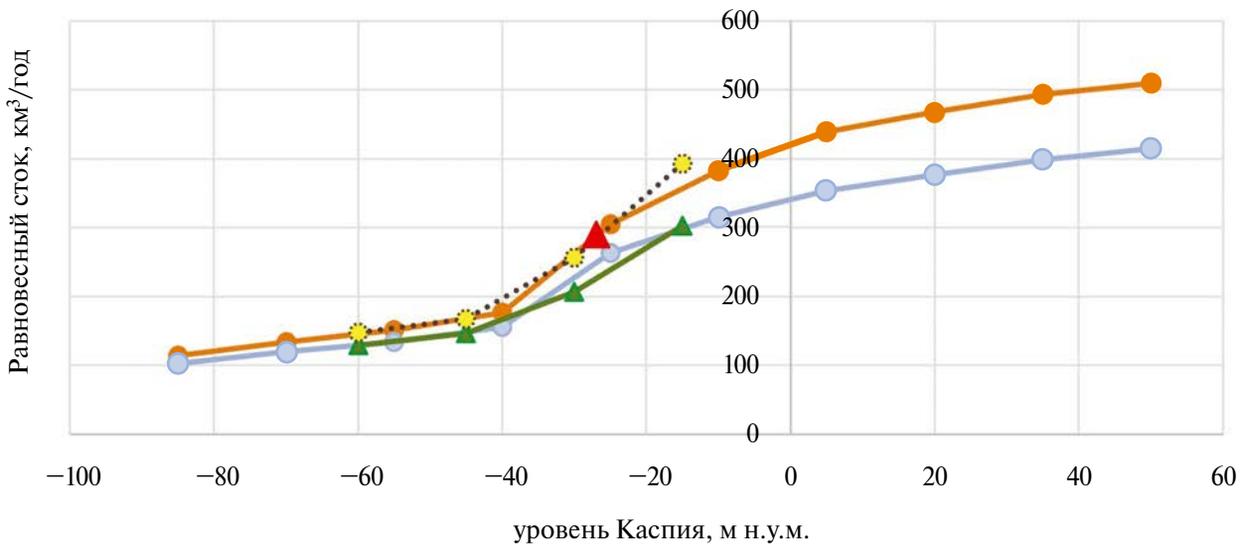
## РЕЗУЛЬТАТЫ

Совместные расчеты с использованием моделей INMCM4.8 и INMIO-CICE позволили оценить компоненты ВБ КМ: на рис. 2 представлены объемы речного стока (рис. 2 а), необходимые для поддержания уровня озера на различных отметках (равновесный сток), испарение и осадки, осредненные для всей акватории (рис. 2 б). Уменьшение слоя испарения при повышении уровня связано с тем, что граница водоема при трансгрессии смещается преимущественно в северном направлении, где ниже температуры и дольше период покрытия льдом. Осадки, наоборот, растут, но этот рост

полностью не компенсирует уменьшение испарения, поэтому средние значения видимого испарения также падают с увеличением уровня (более –25 м н.у.м.). Изменение объемов равновесного стока пропорционально изменению площади КМ, но зависимость для всего диапазона нелинейная. Можно выделить участок кривой для уровней –40 м н.у.м. и ниже, когда площадь при изменении уровня меняется незначительно, градиент составляет около  $0.7 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$  для ПИ климата и  $0.6 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$  для ПЛМ. И участок кривой для уровней –25 м н.у.м. и выше, когда происходит значительное увеличение площади озера при повышении уровня за счет мелководной части на севере – в этом случае градиент постепенно уменьшается. Для диапазона от –25 до –10 м н.у.м. он составляет около  $0.55 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$  для ПИ климата и  $0.4 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$  для ПЛМ. А для диапазона 35–50 м н.у.м. уже около  $0.25 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$  для ПИ климата и  $0.15 \text{ (км}^3/\text{год)}/\text{км}^2 \cdot 10^3$  для ПЛМ. В работе [6] были рассмотрены уровни –60, –45, –30, –15 м н.у.м. (рис. 2 а). Эксперименты были проведены аналогичным образом, но без процедуры экстраполяции для климатических данных, что оказало влияние на значения, полученные для трансгрессивного состояния –15 м н.у.м. Несмотря на достаточно широкий диапазон уровней от –60 до –15 м н.у.м. при сравнении с кривой, полученной для диапазона –85–50 м н.у.м., видно, что для трансгрессивных состояний наклон кривой меняется, но серия экспериментов от –60 до –15 м н.у.м. это не захватывает. Поэтому линейная экстраполяция значений, полученных для трансгрессивных состояний КМ, близких к современному, при оценке баланса озера при более высоких уровнях была бы ошибочна.

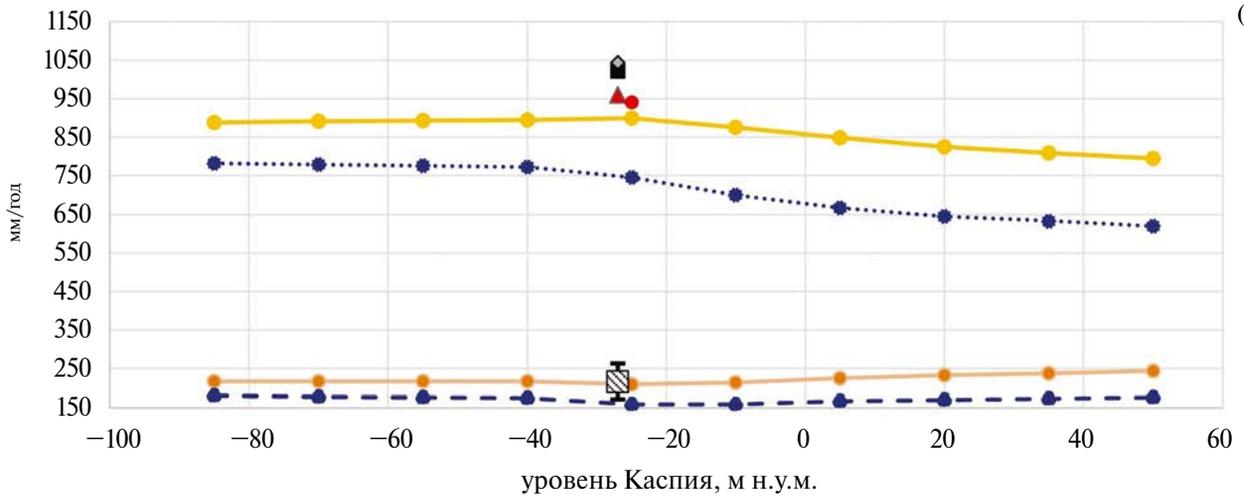
В эпоху ПЛМ испарение и осадки над акваторией КМ значительно сократились по сравнению с ПИ значениями (рис. 3), что привело и к изменению значений равновесного стока – для уровней выше –25 м н.у.м. сток ниже в ПЛМ на ~20%. Слой испарения в современных границах КМ при расчетах с использованием модели INMIO-CICE ниже, чем по данным модели INMCM4.8 (рис. 2 б). Величины, полученные с использованием модели INMIO-CICE, представляются более реалистичными, поскольку они чуть ниже величин, полученных по данным расчетов на основе наблюдений в 20 веке [7]. Близкие значения наблюдаемого суммарного речного стока в КМ [3] и модельных оценок это подтверждают. Значения испарения, полученные с использованием климатической модели INMCM4.8, выше полученных по данным

(a)



—●— PI —●— LGM —▲— LGM [6] ...●... PI [6] ▲ наблюдения 1930–2005 гг. [3]

(б)



—●— осадки INM-CM PI —●— осадки INM-CM LGM  
 ...●... испарение INMIO-CICE LGM —●— испарение INMIO-CICE PI  
 □ осадки, наблюдения [4] ▲ испарение, наблюдения 1901–1996 гг. [7]  
 ■ INM-CM испарение LGM ◆ INM-CM испарение PI  
 ● испарение, наблюдения 1901–1920 гг [7]

**Рис. 2.** Компоненты ВБ по данным моделирования при различных уровнях КМ, а также по данным наблюдений: а) равновесный сток ( $\text{км}^3/\text{год}$ ) (LGM [6] и PI [6] – результаты экспериментов, представленных в [6]); б) осредненный по всей акватории слой испарения и осадков ( $\text{мм}/\text{год}$ ).

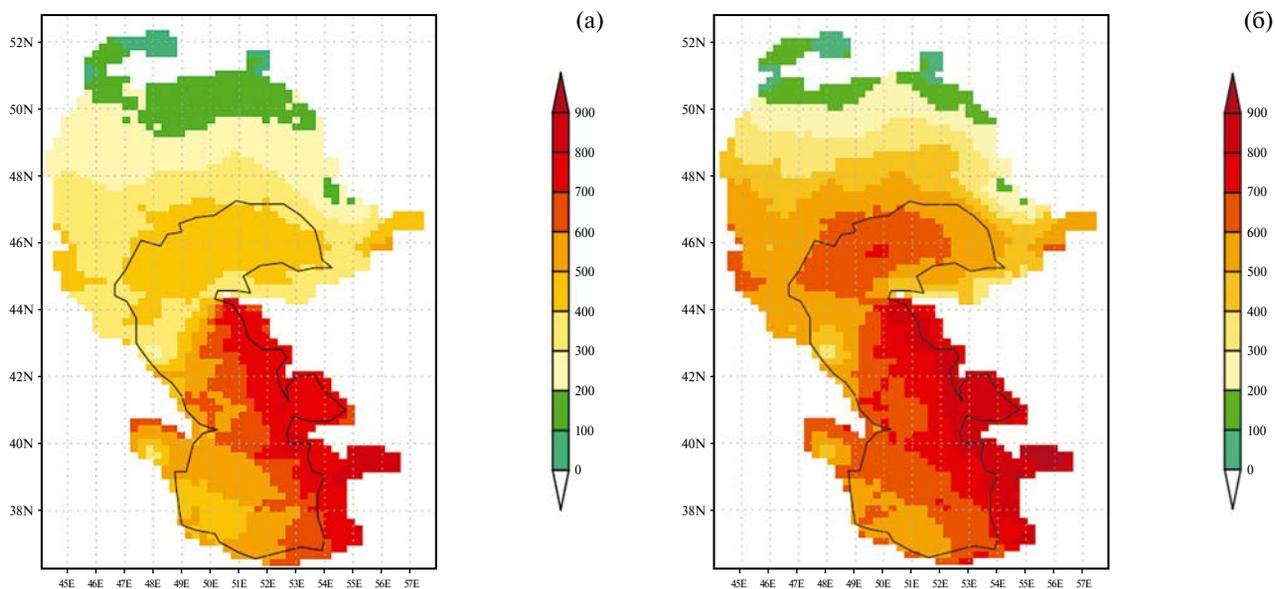


Рис. 3. Видимое испарение с поверхности КМ (мм/год) для климатических условий: а – ПЛМ; б – ПИ-периода.

наблюдений, что для более холодных условий ПИ климата и ПЛМ говорит о завышении моделью испарения.

## ВЫВОДЫ

Проведенная серия экспериментов по воспроизведению компонентов ВБ КМ для широкого диапазона возможных уровней: от  $-85$  до  $+50$  м н.у.м. для условий ПЛМ и ПИ климата с использованием гидродинамической модели INMIO-CICE и климатической модели INMCM4.8 позволяет сделать следующие основные выводы:

- кривую зависимости равновесного стока от уровня КМ можно условно разделить на три участка: “регрессионный” (ниже  $-40$  м н.у.м.), когда площадь озера при изменении уровня меняется незначительно, но при этом градиент изменения объема стока в пересчете на изменение площади является максимальным; “трансгрессионный” (для уровней  $-25$  м н.у.м. и выше), когда происходит значительное увеличение площади озера при повышении уровня за счет мелководной части на севере, в этом случае градиент ниже, чем для регрессионных состояний, и он постепенно уменьшается с увеличением площади, и “близкий к современным значениям” ( $-40$  –  $-25$  м н.у.м.), когда происходит максимальное увеличение площади озера в пересчете на метр повышения уровня, значения же градиента при этом достаточно высоки и близки к значениям “регрессионного” участка;

- в эпоху ПЛМ слой испарения в среднем сократился на  $150$  мм, осадков – на  $50$  мм, что привело и к уменьшению равновесного стока – для уровней выше  $-25$  м н.у.м. сток ниже на  $\sim 20\%$  по сравнению с контрольным экспериментом, градиент изменения объема стока в пересчете на изменение площади в ПЛМ также ниже;

- расчет объемов речного стока в ПЛМ, выполненный в работах [6, 16], позволяет с высокой долей уверенности исключить глубокую регрессию Каспия в период ПЛМ, поскольку объема речных вод даже по оценкам модели INMCM4.8, воспроизводящей максимальное снижение стока Волги ( $\sim 50\%$ ) в период ПЛМ, достаточно для поддержания Каспия на уровне выше  $-50$  м н.у.м.;

- сопоставление полученных модельных оценок объема равновесного стока и палеореконструкций, представленных в [9], согласно которым величина стока Волги составляла  $420$  км<sup>3</sup>/год в период позднеледникового (18–13 тыс.л.н.), позволяет предположить высокую вероятность достижения максимальных отметок хвалынской трансгрессии в этот период.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 19-17-00215 – моделирование компонентов КС ВБ; грант № 23-62-10043 – моделирование и обработка данных INMCM4.8) и государственного задания FMWS-2024-0001 (анализ компонентов КС ВБ и климатических данных).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арпе К., Бенгтссон Л., Голицын Г.С., Мохов И.И., Семенов В.А., Спорышев П.В.* Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря // ДАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 248–252.
2. *Курбанов Р.Н., Беляев В.Р., Свистунов М.И., Бутузова Е.А., Солодовников Д.А., Таратунина Н.А., Янина Т.А.* Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // Известия РАН. Серия географическая. 2023. Т. 87. № 3. С. 403–419.
3. Устья рек каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления. Михайлов В.Н. (ред.). М.: ГЕОС, 2013. 700 с.
4. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря: моделирование и прогноз. Нестеров Е.С. (ред.). М.: Триада ЛТД, 2016. 378 с.
5. *Морозова П.А.* Влияние Скандинавского ледника на климатические условия восточно-европейской равнины по данным численного моделирования проекта PMIP II // Лед и снег. 2014. № 1 (125). С. 113–124.
6. *Морозова П.А., Ушаков К.В., Семенов В.А., Володин Е.М.* Водный баланс Каспийского моря в эпоху последнего ледникового максимума по данным экспериментов с математическими моделями // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 601–608.
7. *Николаева Р.В., Бортник В.Н.* Характеристики межгодовой и сезонной изменчивости составляющих водного баланса и уровня Каспийского моря за период его современного повышения // Водные ресурсы. 1994. Т. 21. № 4/5. С. 410–414.
8. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю.* Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 656–663.
9. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Украинцев В.Ю.* Оценка годового стока Волги в позднеледниковые по данным о размерах палеорусел // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 643–655.
10. *Fadeev R., Ushakov K., Tolstykh M., Ibrayev R.* Design and development of the SLAV–INMIO–CICE coupled model for seasonal prediction and climate research // Rus. Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2018. 33(6). P. 333–340.
11. *Gelfan A., Panin A., Kalugin A., Morozova P., Semenov V., Sidorchuk A., Ukraintsev V., Ushakov K.* Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2024. 28. P. 241–259.
12. *Hunke E.C., Lipscomb W.H., Turner A.K., Jeffery N., Elliott S.* CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual Version 5. LA-CC-06–012. Technical Report.
13. *Ibrayev R.A., Khabeev R.N., Ushakov K.V.* Eddy-resolving 1/10° model of the World Ocean // Izv. Atmos. and Ocean Phys. 2012. 48. P. 37–46.
14. *Kageyama M., Harrison S.P., Kapsch M.-L., Lofverstrom M., Lora J.M., Mikolajewicz U., Sherriff-Tadano S., Vadsaria T., Abe-Ouchi A., Bouttes N., Chandan D., Gregoire L.J., Ivanovic R.F., Izumi K., LeGrande A.N., Lhardy F., Lohmann G., Morozova P.A., Ohgaito R., Paul A., Peltier W.R., Poulsen C.J., Quiquet A., Roche D.M., Shi X., Tierney J.E., Valdes P.J., Volodin E., Zhu J.* The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations // Clim. Past. 2021. 17. P. 1065–1089.
15. *Kalmykov V.V., Ibrayev R.A., Kaurkin M.N., Ushakov K.V.* Compact Modeling Framework v3.0 for high-resolution global ocean–ice–atmosphere models // Geosci. Model Dev. 2018. 11(10). P. 3983–3997.
16. *Kalugin A., Morozova P.* Hydrometeorological Conditions of the Volga Flow Generation into the Caspian Sea during the Last Glacial Maximum // Climate. 2023. 11(2). 36.
17. *Ushakov K.V., Ibrayev R.A.* Assessment of mean world ocean meridional heat transport characteristics by a high-resolution model // Rus. J. Earth. Sci. 2018. V. 18. P. ES1004.
18. *Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostyrykin S.V., Galin V.Ya., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G., Shestakova A.A., Emelina S.V.* Simulation of the modern climate using the INMCM48 climate model // Russ. J. Numer. Anal. M. 2018. V. 33. P. 367–374.
19. *Yanina T.A., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B.* Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quat. Int. 2018. V. 465. part A. P. 130–141.

# WATER BUDGET OF THE CASPIAN SEA BY NUMERICAL EXPERIMENTS WITH OCEAN CIRCULATION MODEL INMIO-CICE IN THE LAST GLACIAL MAXIMUM AND PRE-INDUSTRIAL PERIOD

P. A. Morozova<sup>a,#</sup>, K. V. Ushakov<sup>b,c</sup>, Academician of the RAS V. A. Semenov<sup>a,c,d</sup>,  
E. M. Volodin<sup>e</sup>

*Received November 11, 2023*

*After revision December 4, 2023*

*Accepted December 14, 2023*

<sup>a</sup>*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>d</sup>*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>e</sup>*Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: morozova\_polina@mail.ru*

We used the hydrodynamic model of the Caspian Sea, INMIO-CICE, to calculate equilibrium river runoff and evaporation from the sea surface over a wide range of sea levels (from –85 to +50 m asl) for different climatic conditions: the Last Glacial Maximum (about 21kyr) and pre-industrial climate (~1850 CE). Data from the climate model INMCM4.8 were used as boundary conditions. It was found that to maintain sea level at 35–50 m asl, corresponding to the maximum values of the Khvalynian transgression, a river runoff of about 400 km<sup>3</sup>/year was required in the Last Glacial Maximum. In the Last Glacial Maximum evaporation from the sea surface decreased by 105–170 mm (12–22%), and precipitation, according to the INMCM4.8 model, by 50–70 mm (15–30%). This caused the equilibrium runoff to decrease by about 10–20% compared to pre-industrial conditions. Smaller absolute and relative changes correspond to lower sea levels. The maximum decrease in evaporation occurred at 5 m asl.

*Keywords:* Caspian Sea, sea level fluctuations, Last Glacial Maximum, ocean circulation model, paleoclimate modeling

УДК 551.465

## ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОД В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ ОКЕАНСКИХ РЕАНАЛИЗОВ

© 2024 г. П. А. Сухонос<sup>1,\*</sup>, В. В. Иванов<sup>2</sup>, Н. А. Дианский<sup>2,3,4</sup>

Представлено академиком РАН С.А. Добролюбовым 20.11.2023 г.

Поступило 20.11.2023 г.

После доработки 05.12.2023 г.

Принято к публикации 14.12.2023 г.

Приводятся результаты оценки долгопериодных изменений температуры вод в северной части Атлантического океана ( $0^{\circ}$ – $70^{\circ}$  с.ш.,  $8^{\circ}$ – $80^{\circ}$  з.д.) по данным океанских реанализов и объективных анализов за периоды 1961–2011 гг. и 1980–2011 гг. Полученные оценки основаны на применении непараметрического метода регрессионного анализа (квантильной регрессии) к среднемесячной температуре океана для значения квантиля 0.5. В период 1961–2011 гг. потепление, в основном, отмечалось в верхнем 400-метровом слое в области от экватора до  $70^{\circ}$  с.ш. За этот 51-летний период рост медианы среднемесячной температуры океана составил в среднем по анализируемой акватории  $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ , а в системе Гольфстрим–Северо-Атлантическое течение  $\sim 1^{\circ}\text{C}$ . В период 1980–2011 гг. потепление в северной части Атлантического океана, в основном, происходило в верхнем 1-км слое в высоких широтах ( $50^{\circ}$ – $65^{\circ}$  с.ш.). За этот 32-летний период рост медианы среднемесячной температуры океана в субполярном круговороте в верхнем 400-метровом слое составил  $\sim 1^{\circ}\text{C}$ .

*Ключевые слова:* температура, реанализ океана, квантильная регрессия, северная часть Атлантического океана

DOI: 10.31857/S2686739724040145

### ВВЕДЕНИЕ

Современный рост температуры вод Мирового океана приводит к дестабилизации глобальной климатической системы. Основными последствиями этого являются таяние льдов, повышение уровня океана, рост частоты экстремальных погодных явлений и др. [1]. Модельные и натурные оценки показывают, что глобальное потепление и связанные с ним изменения ключевых параметров климата будут усиливаться в будущем. Изменчивость состояния океана и его циркуляции играют важную роль в перераспределении глобальной тепловой энергии. Однако в настоящее время это утверждение все

еще недостаточно обосновано, особенно на количественном уровне, из-за недостатка данных о характеристиках в глубоких слоях океана. Возможности достоверной реконструкции долгопериодных изменений температуры океана резко ограничены существенной неоднородностью данных наблюдений, особенно в глубинных слоях. В связи с этим получение реалистичной картины эволюции температуры Мирового океана и его отдельных регионов за длительный период крайне необходимо для понимания причин современных изменений климата.

В связи с растущими опасениями по поводу неблагоприятных последствий изменения климата и значительной роли океанов в аккумуляции избыточного тепла и поглощении основного парникового газа ( $\text{CO}_2$ ) из атмосферы были предприняты значительные усилия для изучения вариаций термического состояния океанов [2]. За последние десятилетия тепло в основном аккумулируется в верхних слоях океана (верхние 700 м), хотя около 30% накопленного тепла находится в промежуточных слоях между 700 и 2000 м [3, 4]. Результаты многочисленных исследований

<sup>1</sup>Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука, Москва, Россия

<sup>4</sup>Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Москва, Россия

\*E-mail: pasukhonis@mail.ru

показали, что наблюдаемое изменение температуры Мирового океана характеризуется долгосрочными трендами, вызванными, в основном, деятельностью человека, и периодической и аperiodической изменчивостью, обусловленной до конца не изученными естественными факторами. Оценки темпа потепления Мирового океана за несколько десятилетий находятся в диапазоне  $0.08\text{--}0.10^\circ\text{C}/10$  лет в верхнем 300-метровом слое [5]. При этом в связи с различной длительностью анализируемых временных рядов скорость роста температуры океана может сильно отличаться.

Наблюдаемое потепление океана происходит неравномерно во времени. Тенденция потепления, обнаруженная в слое 0–2000 м в северной части Атлантического океана ( $0^\circ\text{--}80^\circ$  с.ш.), составляет  $0.031 \pm 0.006^\circ\text{C}/10$  лет в период 1920–2002 гг. ( $0.043 \pm 0.011^\circ\text{C}/10$  лет в период 1950–2002 гг.) [6]. Однако в XX веке наблюдались периоды, в которых краткосрочные тренды сильно усиливались за счет мультидекадной изменчивости [7]. На долю последней в северной части Атлантического океана приходится ~60% общего потепления с 1970 года. Тренд, обусловленный внутренней мультидекадной изменчивостью океана, не способствует формированию долгопериодных тенденций, но он может внести существенный вклад в короткопериодные тенденции. Долгопериодный тренд усредненной по акватории температуры поверхности океана (ТПО) в период 1946–2008 гг. составляет  $0.090 \pm 0.013^\circ\text{C}/10$  лет, в то время как тренд в период 1977–2008 гг. равен  $0.145 \pm 0.029^\circ\text{C}/10$  лет [8].

Опубликованные оценки климатических трендов температуры северной части Атлантического океана, полученные по данным различной длительности из разных источников и в большинстве своем приуроченные к поверхности океана, имеют рассогласования, и их сложно интерпретировать. Это приводит к неопределенности в структуре и величине долгопериодного изменения температуры океана. Цель данной работы – получить уточненную количественную оценку изменения температуры вод в северной части Атлантического океана на основании нескольких массивов данных за многолетний период. Особый акцент в данном исследовании сделан на анализе медианных трендов. Это представляется целесообразным в отношении временных рядов с нестационарной статистической структурой, обусловленной ростом количества наблюдений и наложением процессов естественного и антропогенного происхождения

во второй половине XX века. В работе используется термин “долгопериодное изменение температуры океана” без разделения на антропогенное изменение температуры океана и естественные (более длительные, чем мультидекадные) вариации температуры океана, которые не разрешаются используемыми массивами данных.

## ДАнные И МЕТОД ИХ ОБРАБОТКИ

Использованы среднемесячные данные о температуре океана из массивов объективного анализа океана EN.4.2.2 (1945–2020 гг.) [9] и ISHII (1945–2012 гг.) [10] и массивов реанализа океана, включая: GECCO3 версия 3S6m (1948–2018 гг.) [11], ORAS4 (1958–2014 гг.) [12], GFDL (1961–2015 гг.) [13], ORAS3 (1959–2011 гг.) [14], ORAS5 (1979–2018 гг.) [15], GODAS (1980–2021 гг.) [16], SODA версия 3.12.2 (1980–2017 гг.) [17]. Исследуемый регион ограничен координатами  $0^\circ\text{--}70^\circ$  с.ш.,  $8^\circ\text{--}80^\circ$  з.д.

В качестве количественного показателя долгопериодного изменения температуры океана использованы оценки линейных трендов медианных значений этой характеристики. Квантильная регрессия представляет собой процедуру оценки параметров регрессии (чаще всего линейной) для любого из квантилей интервала от 0 до 1 значений зависимой переменной. Преимущества квантильного регрессионного анализа по сравнению с другими методами обсуждаются в [18, 19].

Известно, что для случайной переменной  $Y$  с функцией распределения вероятности  $F(y) = \text{Prob}(Y \leq y)$   $\tau$ -й квантиль определяется как обратная функция  $Q(\tau) = \inf\{y: F(y) \geq \tau\}$ , где  $0 < \tau < 1$ . В частности медиана представляет собой  $Q(1/2)$ .

Идея использования метода квантильной регрессии для линейной модели подразумевает, что для произвольного значения квантиля  $0 < \tau < 1$  можно ввести понятие линейной условной функции  $Q(\tau | X = x) = x\beta(\tau)$  для любого значения  $\tau \in (0, 1)$ . Нахождение этой функции осуществляется путем решения оптимизационной задачи:

$$\beta(\tau) = \underset{\beta}{\operatorname{argmin}} \left[ \sum_{i: y_i \geq x_i \beta} \tau |y_i - x_i \beta| + \sum_{i: y_i < x_i \beta} (1 - \tau) |y_i - x_i \beta| \right]. \quad (1)$$

Здесь  $y_i$  и  $x'_i$  – заданные значения зависимой и независимой переменных в  $i$ -том узле сетки, соответственно.

Определить значение  $\beta(\tau)$ , называемое коэффициентом линейной квантильной регрессии, соответствующее некоторому значению  $\tau$ , в аналитическом виде нельзя, но возможно методом линейного программирования. В частном случае при  $\tau = 1/2$  минимизация (1) сводится к поиску  $\beta$ , являющегося решением оптимизационной задачи  $\beta(1/2) = \operatorname{argmin} \sum_{i=1}^n |y_i - x_i \beta|$ , то есть минимизируется сумма абсолютных отклонений, что соответствует регрессии на основе медианы абсолютных отклонений.

Определение стандартных ошибок коэффициентов квантильной регрессии выполнено методом бутстреп [18], на основе которого могут быть получены наиболее реалистичные оценки значимости линейных трендов [20]. Методом случайных испытаний генерировались 1000 подвыборок, каждая из которых представляла временной ряд, в котором, по сравнению с исходным временным рядом, отсутствовали случайным образом исключенные значения (~30% значений исключались из временного ряда). По каждой из выборок вычислялись тренды по методу квантильной регрессии для квантиля  $\tau = 1/2$ . Оценка значимости коэффициентов тренда выбиралась на уровне доверия  $\alpha = 0.05$ . Представлены только статистически значимые результаты.

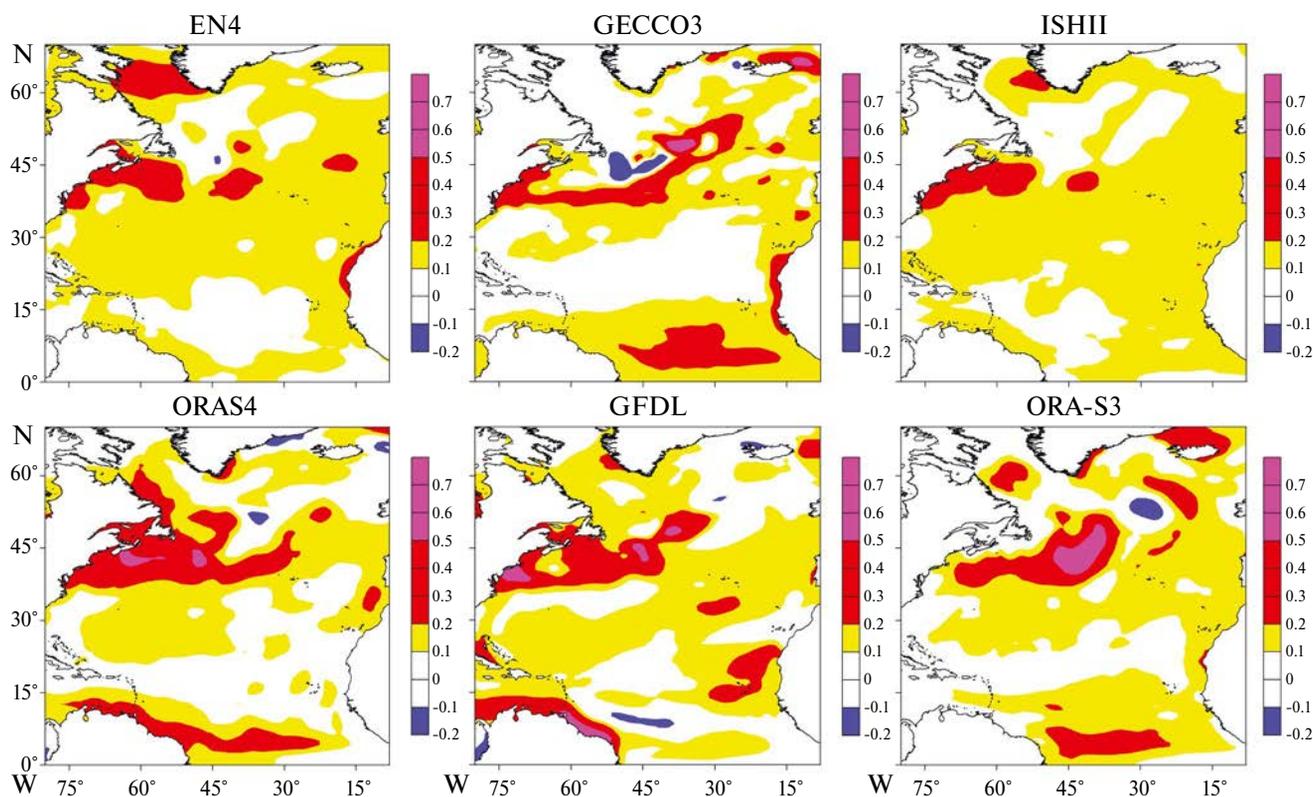
Расчеты проводились для каждого массива данных в каждом узле сетки на всех горизонтах от поверхности до дна за временные интервалы: 1961–2011 гг. и 1980–2011 гг. Первый интервал – общий период для наибольшего числа массивов данных. Второй интервал выбран потому, что именно с ~1980 г. наблюдался быстрый рост глобальной ТПО, обусловленный совпадением антропогенного тренда и естественной мультideкадной изменчивости. Затем коэффициенты линейных трендов температуры океана усреднялись зонально и в слое 10–400 м. Нижняя граница указанного слоя выбрана по результатам анализа среднезональных трендов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Среднезональные тренды температуры северной части Атлантического океана за период 1961–2011 гг. в верхнем 400-метровом слое в области от экватора до  $70^\circ$  с.ш., в основном, положительны. Коэффициенты квантильного тренда превышают  $0.1^\circ\text{C}/10$  лет. Выделяются две области наибольшего потепления. Одна область расположена в Тропической Атлантике ( $0^\circ$ – $10^\circ$  с.ш.) на глубине около 100 м с величинами

коэффициентов квантильного тренда более  $0.25^\circ\text{C}/10$  лет. Эта область слабо выражена по ISHII и GFDL. Другая область расположена в окрестности  $40^\circ$  с.ш. в слое 10–200 м с величинами коэффициентов квантильного тренда более  $0.2^\circ\text{C}/10$  лет. По GECCO3, ORAS4 и ORAS3 среднезональные квантильные тренды температуры океана отрицательны в нескольких областях (с коэффициентами менее  $-0.1^\circ\text{C}/10$  лет). Однако поскольку эти области регистрируются только для половины из анализируемых массивов данных и расположены в разных местах, то общую закономерность похолодания океана выделить не удастся.

За период 1961–2011 гг. долгопериодные тенденции изменения температуры северной части Атлантического океана в слое 10–400 м демонстрируют положительные коэффициенты квантильного тренда (более  $0.1^\circ\text{C}/10$  лет) почти на всей акватории (рис. 1). Пространственное распределение областей с высокими коэффициентами квантильных трендов незначительно различается. В окрестности Межпассатного противотечения и Гвианского течения по всем массивам данных отмечаются положительные коэффициенты квантильного тренда (более  $0.1^\circ\text{C}/10$  лет). В окрестности Межпассатного противотечения по GECCO3, ORAS4 и ORAS3 величина этих коэффициентов более  $0.2^\circ\text{C}/10$  лет. В окрестности Гвианского течения по ORAS4 величина этих коэффициентов более  $0.2^\circ\text{C}/10$  лет, а по GFDL – более  $0.5^\circ\text{C}/10$  лет. В области Канарского апвеллинга обнаружены положительные коэффициенты квантильного тренда с величинами более  $0.2^\circ\text{C}/10$  лет по всем массивам данных, за исключением ORAS4 и ISHII. По ORAS4 рост температуры незначим, а по ISHII коэффициенты квантильного тренда положительны, но имеют величины менее  $0.2^\circ\text{C}/10$  лет. В Тропической Атлантике значимые отрицательные коэффициенты квантильного тренда (менее  $-0.1^\circ\text{C}/10$  лет) отмечаются на  $10^\circ$  с.ш. только по GFDL. В системе Гольфстрим–Северо-Атлантическое течение все используемые массивы данных отмечают потепление слоя 10–400 м (с коэффициентами более  $0.2^\circ\text{C}/10$  лет). По данным всех реанализов океана (но не объективных анализов океана), в этом регионе отмечаются области с коэффициентами квантильного тренда более  $0.5^\circ\text{C}/10$  лет. Однако расположение этих областей различается. Наиболее противоречивые оценки коэффициентов квантильного тренда получены для субполярного круговорота. В целом почти все массивы данных показывают небольшие



**Рис. 1.** Коэффициенты медианного тренда температуры вод в северной части Атлантического океана ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет) за период 1961–2011 гг., усредненные в слое 10–400 м.

области похолодания (с коэффициентами менее  $-0.1^{\circ}\text{C}/10$  лет), но их положение в пространстве различается. По GFDL и ORA-S3 эти области расположены в окрестности  $50^{\circ}$  с.ш.,  $30^{\circ}$  з.д., а по остальным массивам данных — юго-восточнее. В Восточно-Гренландском течении долгопериодные тенденции изменения температуры океана в слое 10–400 м по GECCO3 и ORAS4 статистически значимы (коэффициенты медианного тренда по абсолютной величине превышают  $0.1^{\circ}\text{C}/10$  лет), но разнонаправлены.

Среднезональные тренды температуры северной части Атлантического океана в период 1980–2011 гг. преимущественно положительны. Выделяется общая для всех массивов данных область потепления с коэффициентами квантильного тренда более  $0.3^{\circ}\text{C}/10$  лет в верхнем 400-метровом слое в полосе широт  $50^{\circ}$ – $65^{\circ}$  с.ш. Толщина слоя с коэффициентами квантильного тренда более  $0.2^{\circ}\text{C}/10$  лет увеличивается от экватора к  $65^{\circ}$  с.ш. Исключение составляют среднезональные тренды по GECCO3 и GODAS на  $40^{\circ}$  с.ш., где получены околонулевые коэффициенты медианных трендов. По данным всех реанализов, кроме GFDL, обнаружены области с отрицательными

значениями среднезональных трендов температуры океана (менее  $-0.1^{\circ}\text{C}/10$  лет). В Тропической Атлантике ( $0^{\circ}$ – $25^{\circ}$  с.ш.) в рассматриваемый временной период в слое 100–150 м выделяется общая для большинства массивов данных область с похолоданием.

За период 1980–2011 гг. временные ряды температуры вод северной части Атлантического океана в слое 10–400 м демонстрируют положительные коэффициенты медианного тренда (более  $0.2^{\circ}\text{C}/10$  лет) к северу от  $30^{\circ}$  с.ш. (рис. 2). Исключение составляют центральная (по ORAS5) и западная (по GODAS) части субполярного круговорота. Область похолодания в слое 100–150 м в Тропической Атлантике не видна на рис. 2 из-за осреднения коэффициентов тренда в большом слое. Она остается различимой только по GODAS и SODA3. Положительные коэффициенты медианного тренда в слое 10–400 м в Гвианском течении обнаружены по ORAS5 и GFDL. Потепление в этом течении с интенсивностью более  $0.6^{\circ}\text{C}/10$  лет получено только по GFDL.

В системе Гольфстрим–Северо-Атлантическое течение за период 1980–2011 гг. отмечается большой

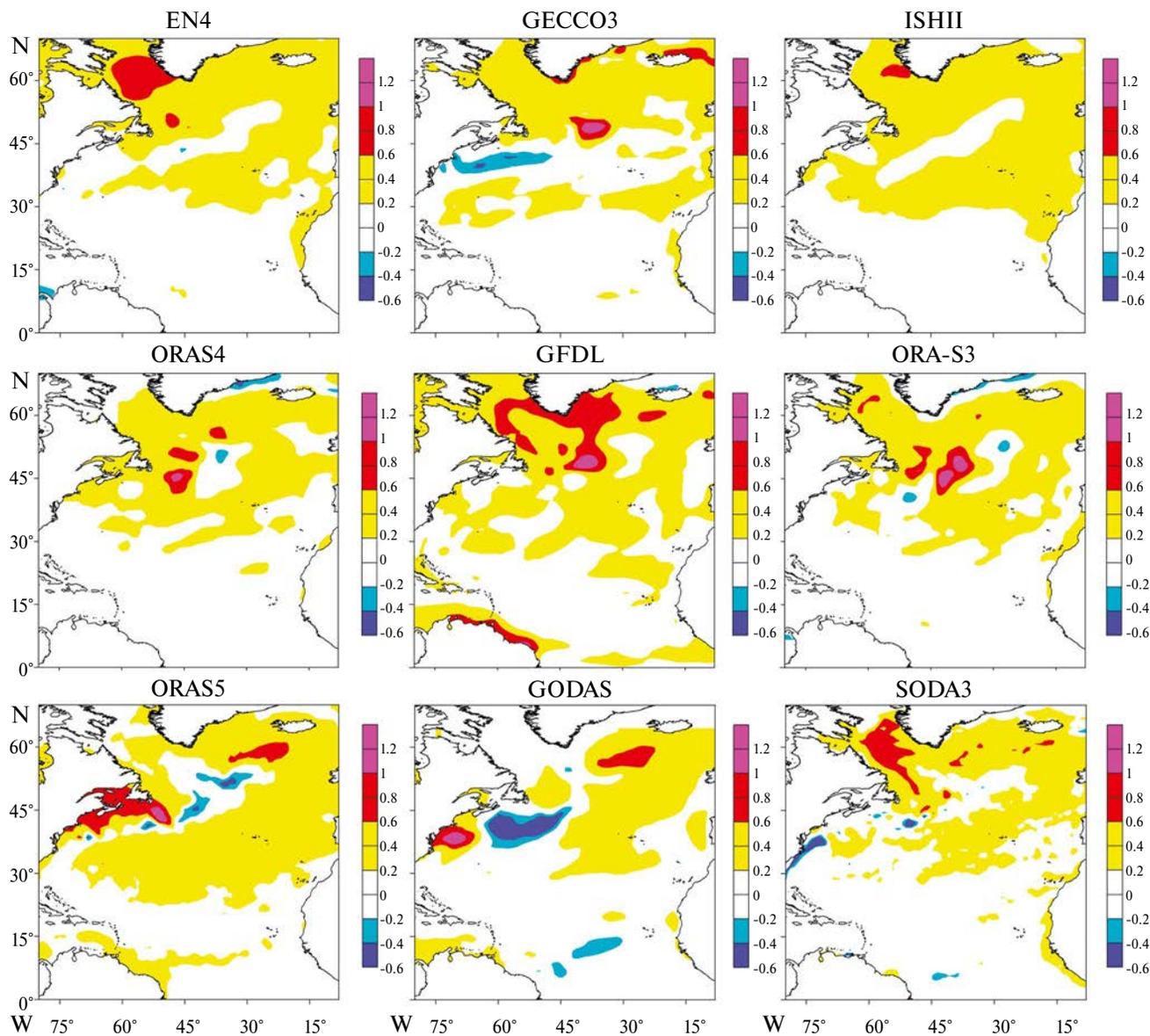


Рис. 2. Коэффициенты медианного тренда температуры вод в северной части Атлантического океана (°C/10 лет) за период 1980–2011 гг., усредненные в слое 10–400 м.

разброс величин коэффициентов медианного тренда температуры океана по используемым данным. Так, по EN4 значимые коэффициенты медианного тренда в указанном регионе не обнаружены. Южнее 40° с.ш. значимые коэффициенты медианного тренда не обнаружены по GECCO3, ISHII, ORAS4, GFDL, ORA-S3 и ORAS5. Однако в этих широтах по GODAS отмечается область с высокими положительными коэффициентами медианного тренда (более 1°C/10 лет), а по SODA3 – область с высокими отрицательными коэффициентами медианного тренда (менее -0.4°C/10 лет). Севернее 40° с.ш. коэффициенты медианного тренда

температуры океана отрицательны с величиной менее -0.4°C/10 лет по GECCO3, но коэффициенты медианного тренда температуры океана малы и положительны по ISHII, ORAS4, GFDL и ORA-S3. В этом регионе по ORAS5 и SODA3 выделяются малые по площади чередующиеся области положительных и отрицательных коэффициентов медианного тренда температуры океана. Однако по GODAS севернее 40° с.ш. отмечается область с высокими отрицательными коэффициентами медианного тренда температуры океана (менее -0.4°C/10 лет). Поэтому нельзя однозначно утверждать о характере трендов температуры океана

в системе Гольфстрим–Северо-Атлантическое течение в рассматриваемый период.

В Восточно–Гренландском течении долгопериодные тенденции изменения температуры океана в слое 10–400 м значимы и положительны по EN4, GECCO3, ISHII, GFDL, ORAS5 и SODA3. По GECCO3 и GFDL коэффициенты медианного тренда температуры океана имеют величины более  $0.6^{\circ}\text{C}/10$  лет. Однако в этом течении по ORAS3 и ORAS4 отмечаются значимые отрицательные коэффициенты медианного тренда с величинами менее  $-0.4^{\circ}\text{C}/10$  лет.

Самые большие коэффициенты медианного тренда (более  $1^{\circ}\text{C}/10$  лет) в период 1980–2011 гг. обнаружены по данным всех реанализов океана, за исключением SODA3. Однако области с такими величинами коэффициентов медианного тренда в разных массивах данных расположены в разных местах, что не позволяет выделить универсальную закономерность.

Таким образом, в период 1961–2011 гг. потепление северной части Атлантического океана, в основном, наблюдается в верхнем 400-метровом слое от экватора до  $70^{\circ}$  с.ш. За этот период рост медианы среднемесячной температуры океана в среднем по акватории и в окрестности Межпассатного противотечения, Гвианского течения и Канарского апвеллинга составил  $0.5^{\circ}\text{C}$ , а в системе Гольфстрим–Северо-Атлантическое течение – более  $1^{\circ}\text{C}$ . В используемых реанализах океана коэффициенты квантильного тренда температуры океана в среднем выше, чем в объективных анализах. В период 1980–2011 гг. интенсивное потепление северной части Атлантического океана, в основном, происходило в верхнем 400-метровом слое в высоких широтах ( $50^{\circ}$ – $65^{\circ}$  с.ш.). За этот период рост медианы среднемесячной температуры океана в субполярном круговороте составил  $1^{\circ}\text{C}$ . В системе Гольфстрим–Северо-Атлантическое течение отмечается большой разброс величин коэффициентов медианного тренда температуры океана. Поэтому нельзя однозначно утверждать о характере трендов температуры океана в этом регионе в указанный период. По данным всех реанализов океана, за исключением SODA3, выявлены области с самым большим потеплением, составляющим почти  $3^{\circ}\text{C}$  в период 1980–2011 гг. Однако такие области в разных массивах данных расположены в разных местах, что не позволяет установить общую закономерность.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят анонимного рецензента за ценные замечания к первому варианту статьи и редакцию за оперативное и профессиональное рассмотрение статьи.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 23-77-01054.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Добролюбов С.А.* Океан и изменения климата // Партнерство цивилизаций. 2020. № 1–2. С. 174–178.
2. IPCC, 2023: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, P. 1–34.
3. *Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P., et al.* World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010 // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. No. 10.
4. *Багатинский В.А., Дианский Н.А.* Вклады климатических изменений температуры и солености в формирование трендов термохалинной циркуляции Северной Атлантики в 1951–2017 гг. // Вестник МГУ. Серия 3. Физика. Астрономия. 2022. № 3. С. 73–88.
5. *Lyman J.M., Johnson G.C.* Estimating global ocean heat content changes in the upper 1800 m since 1950 and the influence of climatology choice // Journal of Climate. 2014. V. 27. No. 5. P. 1945–1957.
6. *Polyakov I.V., Alexeev V.A., Bhatt U.S., et al.* North Atlantic warming: patterns of long-term trend and multidecadal variability // Climate Dynamics. 2010. V. 34. P. 439–457.
7. *Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., et al.* North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // Nature. 2013. V. 499. No. 7459. P. 464–467.
8. *DelSole T., Tippett M.K., Shukla J.* A significant component of unforced multidecadal variability in the recent acceleration of global warming // Journal of Climate. 2011. V. 24. No. 3. P. 909–926.
9. *Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A.* EN4: quality-controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2013. V. 118. No. 12. P. 6704–6716.

10. *Ishii M., Kimoto M., Kachi M.* Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates // *Monthly Weather Review*. 2003. V. 131. No. 1. P. 51–73.
11. *Köhl A.* Evaluating the GECCO3 1948–2018 ocean synthesis – a configuration for initializing the MPI-ESM climate model // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020. V. 146. No. 730. P. 2250–2273.
12. *Balmaseda M.A., Mogensen K., Weaver A.T.* Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2013. V. 139. No. 674. P. 1132–1161.
13. *Chang Y.-S., Zhang S., Rosati A., et al.* An assessment of oceanic variability for 1960–2010 from the GFDL ensemble coupled data assimilation // *Climate Dynamics*. 2013. V. 40. No. 3–4. P. 775–803.
14. *Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T.* The ECMWF Ocean Analysis System: ORA-S3 // *Monthly Weather Review*. 2008. V. 136. No. 8. P. 3018–3034.
15. *Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., et al.* The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment // *Ocean science*. 2019. V. 15. No. 3. P. 779–808.
16. *Behringer D.W., Xue Y.* Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean // *Proc. Eighth Symp. on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Ocean, and Land Surface*. Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc. 2004. [Available online at <https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/people/yxue/pub/13.pdf>]
17. *Carton J.A., Chepurin G.A., Chen L.* SODA3: a new ocean climate reanalysis // *Journal of Climate*. 2018. V. 31. No. 17. P. 6967–6983.
18. *Koenker R.* Quantile Regression. Econometric Society Monographs: Cambridge, 2005. 349 p.
19. *Тимофеев А.А., Стерин А.М.* Применение метода квантильной регрессии для анализа изменений характеристик климата // *Метеорология и гидрология*. 2010. № 5. С. 27–41.
20. *Куктев Д.Б., Крыжов В.Н.* О сравнении различных методов оценки статистической значимости линейных трендов // *Метеорология и гидрология*. 2004. № 11. С. 27–38.

## LONG–PERIOD TRENDS IN WATER TEMPERATURE CHANGES IN THE NORTHERN PART OF THE ATLANTIC OCEAN FROM OCEAN REANALYSIS DATA

**P. A. Sukhonos<sup>1,#</sup>, V. V. Ivanov<sup>2</sup>, N. A. Diansky<sup>2,3,4</sup>**

*Presented by Academician of the RAS S.A. Dobrolyubov November 20, 2023*

*Received November 20, 2023*

*After revision December 05, 2023*

*Accepted December 14, 2023*

<sup>1</sup>*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russian Federation*

<sup>2</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

<sup>3</sup>*Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Moscow, Russian Federation*

<sup>4</sup>*Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: pasukhonis@mail.ru*

The results of assessing long–period changes in water temperature in the North Atlantic Ocean (0°–70° N, 8°–80° W) based on data from ocean reanalyses and objective analyses for the periods 1961–2011 and 1980–2011 are presented. The obtained estimates are based on the application of a nonparametric method of regression analysis (quantile regression) to the monthly ocean temperature for a quantile value of 0.5. During the period 1961–2011 warming was mainly observed in the upper 400 m layer in the region from the equator to 70° N. Over this 51-year period, the increase in the median monthly ocean temperature averaged over the analyzed water area ~0.5°C, and in the Gulf Stream–North Atlantic Current system ~1°C. During the period 1980–2011 warming in the North Atlantic Ocean mainly occurred in the upper 1 km layer at high latitudes (50°–65° N). Over this 32-year period, the increase in the median monthly ocean temperature in the subpolar gyre in the upper 400 m layer was ~1°C.

*Keywords:* temperature, ocean reanalysis, quantile regression, North Atlantic Ocean

УДК 594:551.794.(262.54)

## АНАЛИЗ МАЛАКОФАУНЫ, ПАЛИНОСПЕКТРОВ И УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ТАГАНРОГСКОМ ЗАЛИВЕ АЗОВСКОГО МОРЯ

© 2024 г. Академик РАН Г. Г. Матишов\*, Е. П. Коваленко, К. В. Дюжова, В. В. Польшин

Поступило 08.12.2023 г.

После доработки 28.12.2023 г.

Принято к публикации 29.12.2023 г.

Представлены результаты комплексного изучения разрезов скважин, пробуренных на береговых косах Таганрогского залива Азовского моря и колонок донных отложений, отобранных на площади акватории. Подробный анализ существовавших ранее малакологических сообществ – важного участника осадочного процесса – позволил проследить изменение условий их обитания в голоцене. На основе определения абсолютного возраста ( $^{14}\text{C}$ ) по створкам раковин моллюсков, захороненных *in situ*, показано, что в начале фанагорийской регрессии в районе дистальной части косы Долгой существовал морской водоем с азово-черноморским комплексом руководящих видов. По результатам палинологического анализа реконструировано изменение природных условий Приазовья за последние 9000 лет и выделены аридные и гумидные климатические фазы.

*Ключевые слова:* малакофауна, палинологический анализ, бурение, сомкнутые раковины, Азовское море, голоцен

DOI: 10.31857/S2686739724040152

### ВВЕДЕНИЕ

Современный геоморфологический и литологический облик Азовского моря формировался в течение последних 2000 лет. Более ранняя история, особенно эпоха фанагорийской регрессии (Меотийского озера – 3100–2500 л.н.), когда уровень моря был ниже современного на 6–7 м [1], характеризуется определенной ритмичностью. Малакофауна принимает заметное участие в процессах седиментогенеза Азовского моря. Ее трансформация в голоцене, свидетельствующая о колебании уровня моря и изменении его солености, вызывает интерес у исследователей [2–8]. Абсолютные датировки возраста показали, что на косе Долгой, самой крупной в Таганрогском заливе, накопление верхней семиметровой толщи ракуши, состоящей преимущественно (до 95%) из створок моллюсков рода *Cerastoderma Poli*, 1795, происходило в последние 4000 лет. Основная часть органогенного материала косы сформировалась в интервале 2500–1500 л.н. [6, 9, 10].

В нижележащих горизонтах нескольких скважин, пробуренных на косах Долгая и Глафиrowsкая, были обнаружены скопления сомкнутых раковин двустворчатых моллюсков. Они обитали на дне водоема, существовавшего до формирования современного облика кос. Сомкнутые створки двустворчатых моллюсков дают наиболее достоверное представление о возрасте отложений и служат показателем отсутствия дальнего переноса осадочного материала.

Рассмотрение процессов, происходивших в море, невозможно без изучения изменения природных условий на побережье. Палинологический анализ – это информативный метод, позволяющий получить данные о развитии растительности и климата в северо-восточном Приазовье.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалы, представленные в работе, являются частью исследований, проводимых в ЮНЦ РАН в 2018–2023 гг. [6]. В ходе комплексных экспедиций на площади береговых кос проводилось бурение скважин ударно-канатным способом буровой установкой ПБУ-2. Всего за этот период было пробурено 40 скважин, глубиной до 27 м. Координаты скважин определялись с помощью высокоточного GNSS-приемника “EFT M4

Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской Академии наук, Ростов-на-Дону, Россия  
\*E-mail: matishov\_ssc-ras@ssc-ras.ru

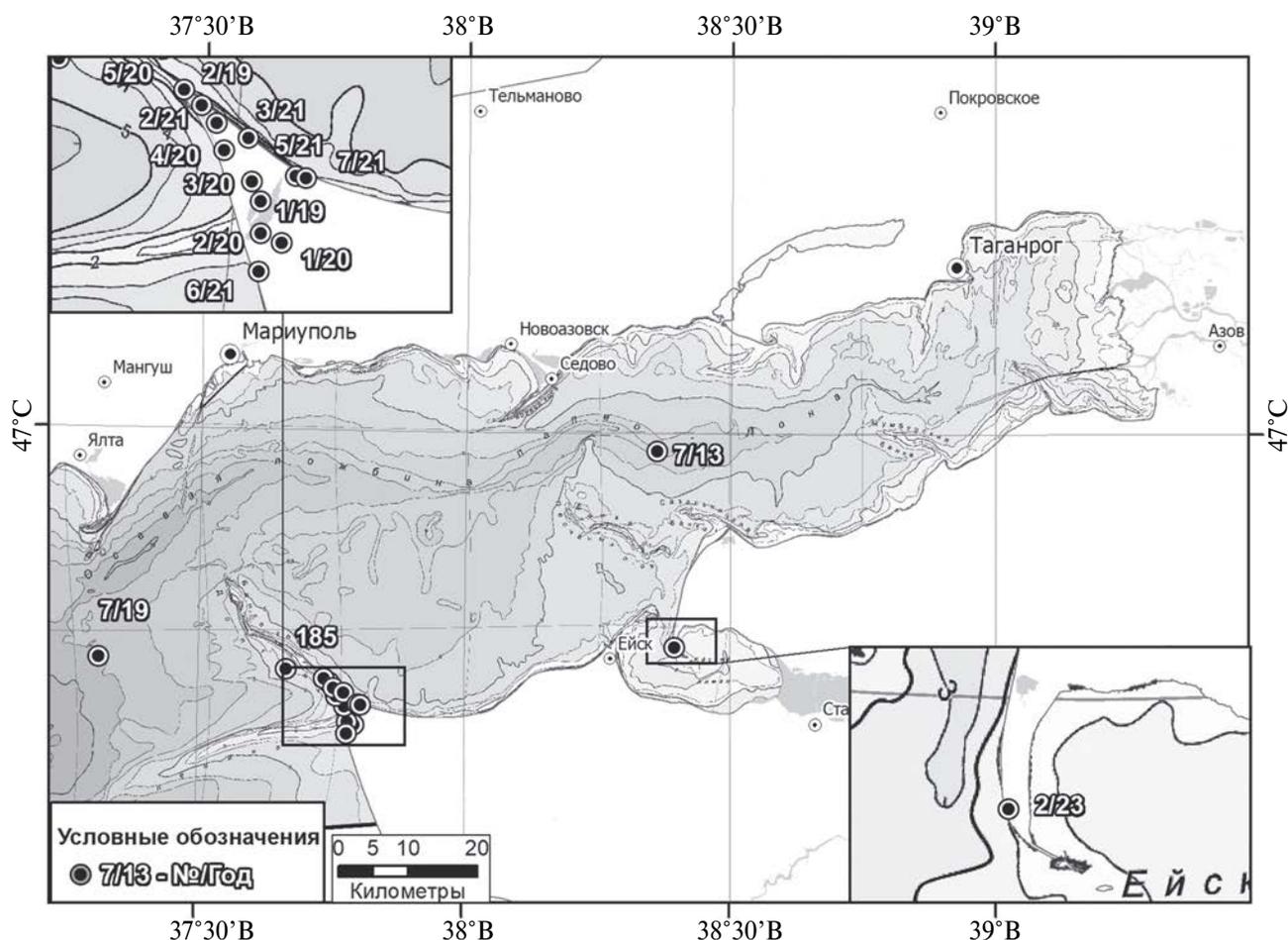


Рис. 1. Районы отбора грунтовых колонок и бурения скважин.

GNSS". Абсолютный возраст отложений устанавливался радиоуглеродным методом ( $^{14}\text{C}$ ) в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Санкт-Петербургского государственного университета (ЛУ). При анализе использованы калиброванные (календарные) значения, полученные с помощью программы "OxCal 4.3" и "OxCal 4.4.4". Всего за годы исследований выполнено более 150 измерений абсолютного возраста.

В работе представлены результаты анализа малакофауны из кернов 13 скважин, отобранных на косах Долгой и Глафиоровской (рис. 1). Образцы раковин моллюсков отбирались с указанием видовой принадлежности и степени их сохранности. Материалом для палинологического анализа послужили отложения из двух скважин, пробуренных на косе Долгой (скважины (скв.) 4/20, 5/20) (рис. 1).

В настоящем исследовании также приводятся данные по малакологическому и палинологическому анализу колонок донных отложений, отобранных в различных районах Азовского моря в ходе рейсов ЮНЦ РАН на научно-исследовательском судне "Денеб". Использованы материалы, отобранные на трех станциях в 2007 г. (станция (ст.) 185), 2013 г. (ст. 7/13) и 2019 г. (ст. 7/19) (рис. 1).

Наиболее достоверные результаты о времени захоронения осадков дает датирование раковин моллюсков с сомкнутыми створками. Такое состояние раковин исключает их длительный перенос и свидетельствует о захоронении *in situ* [8]. Подобные экземпляры в изученных нами разрезах береговой зоны Таганрогского залива обнаруживались достаточно редко. Биогенные отложения здесь, особенно в поверхностных горизонтах, представлены, в основном, переотложенным из более древних слоев, а также отложенным в датированный период ракушечным

детритом с примесью песчано-глинистого и гравийно-галечного материала [6]. На косах Долгая и Глафи́ровская только в кернах четырех скважин отмечались интервалы, содержащие большое количество раковин с сомкнутыми створками.

### ИССЛЕДОВАНИЕ МАЛАКОФАУНЫ

Под маломощным почвенно-растительным слоем кос Таганрогского залива залегают песчано-ракушечные отложения, слагающие береговые валы. Время формирования валов соотносится с новоазовским этапом развития Азовского моря и нимфейской трансгрессией [1]. Мощность песчано-ракушечных отложений этого возраста в среднем достигает 3–4 м, а на дистали косы Долгой – до 6–7 м. В сторону коренного берега наблюдается тенденция выклинивания их мощности. Карбонатный материал, содержащийся в составе песчано-ракушечных отложений, более чем на 95% представлен раковинами двустворчатых моллюсков рода *Cerastoderma*.

*Cerastoderma glaucum* (Bruguière, 1789) – эвригалитный, относительно холодолюбивый морской вид, обитающий в прибрежной и открытой части Азовского моря [11]. Развивается на илистых и илисто-песчаных ракушечных грунтах при солености от 5–8 до 30‰. Может переносить слабое кратковременное сероводородное заражение, но отсутствует в зонах постоянного

сероводородного заражения и дефицита кислорода [12]. При осолонении моллюск расселяется в Таганрогском заливе на восток до косы Кривой. В годы с низкой соленостью обитает на границе залива и Азовского моря [10, 13].

Реконструкция палеомалакоценозов проведена на основе анализа горизонтов кернов скважин, пробуренных на косе Долгой, содержащих сомкнутые створки раковин *C. glaucum*, и колонок донных отложений. В раннем голоцене (7860±100 л.н., скв. 5/20 и 9030±210 л.н., скв. 4/20, рис 1, 2) в западной части Таганрогского залива существовал водоем с соленостью около 15–17‰ с зарослями макрофитов и глубинами 3–4 м. Фауна была богата азово-черноморскими (*Parvicardium exiguum* (Gmelin, 1791), *Tragula fenestrata* (Jeffreys, 1848), *Retusa truncatula* (Bruguière, 1792)) и черноморскими (*Lucinella divaricata* (L., 1758), *Gastrana fragilis* (L., 1758), *Chamelea gallina* (L., 1758) и *Loripes orbiculatus* Poli, 1795) видами, обитающими в настоящее время в юго-западной части Азовского моря и в прибрежных районах Черного моря.

В среднем голоцене в юго-западной (4130±110 л.н., скв. 3/20) и центральной (4220±120 л.н., ст. 7/13, рис. 1) частях Таганрогского залива развивался схожий по структуре и богатый по составу малакоценоз с доминированием заморозустойчивой *Hydrobia acuta* (Draparnaud, 1805) и пелофильных *C. glaucum* и *Abra segmentum* (Récluz, 1843), многочисленными ассоциированными с водной

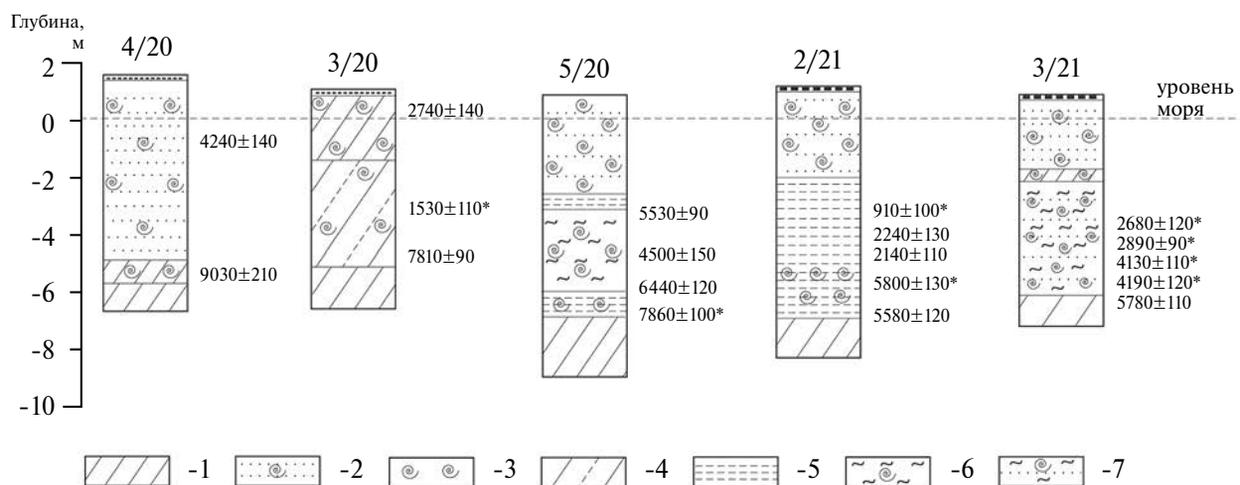


Рис. 2. Литологический состав и <sup>14</sup>C датировки отложений, вскрытых скважинами на косе Долгой. Условные обозначения: 1 – суглинки, 2 – ракушечник с песком, 3 – раковины моллюсков, 4 – суглинок иловатый, 5 – глина, 6 – ил с ракушей, 7 – иловатый песчанистый суглинок с ракушей, \* – горизонты, содержащие сомкнутые створки.

Таблица 1. Результаты изучения палиноспектров отложений Таганрогского залива Азовского моря

Возраст, календарных лет	Содержание основных таксонов палиноспектров (в процентах от общей суммы пыльцы и спор)		Характеристика основного типа растительности / климатические условия
	пыльца деревьев	пыльца трав и кустарничков	
Результаты для отложений косы Долгой			
9030±210	<i>Pinus sylvestris</i> – 6%, <i>Betula</i> – 4%	Amaranthaceae – 50% и <i>Artemisia</i> – 22%, Poaceae – 4%, разнотравье – 14%	Бедноразнотравные степи, растительность засоленных грунтов / аридизация
7860±100	<i>Betula</i> – 5%, <i>Quercus</i> – 2%, <i>Corylus</i> – 3%; <i>Ulmus</i> – 1%	Amaranthaceae – 39%, <i>Artemisia</i> – 19%, Poaceae – 3%, разнотравье – 22%	Разнотравно-злаковые степи, растительность засоленных грунтов / гумидизация
6440±120	<i>Alnus</i> – 4%, <i>Quercus</i> – 3%, <i>Betula</i> – 3%; <i>Ulmus</i> – 2%, <i>Tilia</i> – 1%, <i>Fagus</i> – 2%	Amaranthaceae – 34%, <i>Artemisia</i> – 29%, Poaceae – 3%, разнотравье – 12%	Разнотравно-злаковые степи и полынно-маревые сообщества/ гумидизация
Результаты для колонок донных отложений			
5410±250	<i>Alnus</i> – 5%, <i>Betula</i> – 4%	Amaranthaceae – 38%, <i>Artemisia</i> – 18%, Poaceae – 10%, разнотравье – 8%	Бедноразнотравные степи / аридизация
4220±120– 4600±150	<i>Betula</i> – 9%, <i>Alnus</i> – 8%, <i>Quercus</i> – 4%, <i>Corylus</i> – 3%	Amaranthaceae – 30%, <i>Artemisia</i> – 18%, Poaceae – 15%, разнотравье – 15%	Разнотравно-злаковые степи и полынно-маревые сообщества / гумидизация
2960±80	<i>Alnus</i> – 6%	Amaranthaceae – 30%, <i>Artemisia</i> – 35%, Poaceae – 8%, разнотравье – 10%	Бедноразнотравные степи / аридизация
2080±190	<i>Alnus</i> – 7%, <i>Quercus</i> – 3%, <i>Carpinus</i> – 2%	<i>Artemisia</i> – 41%, Amaranthaceae – 24%, Poaceae – 8%, разнотравье – 17%	Бедноразнотравные степи/ аридизация
1425±230	<i>Betula</i> – 8%, <i>Alnus</i> – 7%, <i>Quercus</i> – 4%	<i>Artemisia</i> – 36%, Amaranthaceae – 20%, Poaceae – 5%, разнотравье – 10%	Разнотравно-злаковые степи/ гумидизация

растительностью *Bittium reticulatum* (da Costa, 1778) и *Rissoa lineolata* Michaud, 1830. В отложениях этого возраста, отобранных в центральной части залива, отмечены более многочисленные скопления раковин *Mytilus galloprovincialis* Lamarck, 1819, а в юго-западной – присутствуют галофильные черноморские *Politiitapes aureus* (Gmelin, 1791) и *P. exiguum*. Опираясь на указанный видовой состав моллюсков и наличие в датированных горизонтах раковин *G. fragilis* и *L. divaricata*, для описанного временного интервала можно предположить существование водоема с соленостью не ниже 14‰, в западной части залива, и около 12–14‰ – в центральной, подверженной периодическим заморам. Наличие кратковременных более высоких, по сравнению с современными, значений солености и повышение уровня моря отмечаются при анализе диатомовых водорослей из донных отложений Азовского моря схожего возраста [14].

В начале фанагорийской регрессии (2930±130 л.н., ст. 7/19) в северо-восточной части Азовского моря при солености не менее 12–14‰ в условиях чередования периодов хорошей аэрированности и дефицита кислорода развивался малакоценоз с руководящим комплексом видов *Cerastoderma*–*Hydrobia*–*Bittium*. Вдоль берегов на макрофитах обитали *H. acuta*, *C. glaucum*, *B. reticulatum* и *R. lineolata* (2980±90 л.н., скв. 3/21), а в илистых грунтах – *A. segmentum*, *G. fragilis*, *Parthenina interstincta* (J. Adams, 1797), *Cylichnina variabilis* Milaschewitsch, 1912 и *Tritia reticulata* (L., 1758). В Таганрогском заливе примерно 2960±80 л.н. (ст. 7/13) доминировали пелофильные фильтраторы, зарывающаяся *Cerastoderma* и детритофаг – собиратель *A. segmentum*, что свидетельствует о низкой гидродинамике в центральной части Таганрогского залива в это время, а присутствие *M. galloprovincialis* – о солености около 12–13‰ [2].

Для новоазовского времени описаны два комплекса видов моллюсков. Около 1500 л.н. соленость в восточной части Азовского моря и в западной части Таганрогского залива была не ниже 12–13‰. У берегов на водной растительности обитали гастроподы *Rissoa* и *Bittium*, а в грунте – пелофильные *Abra* и *Hydrobia* (1530±110 л.н., скв. 3/20). В более глубоководной части примерно в это же время (1530±120 л.н., ст. 7/19) формировался малакоценоз с доминированием *Cerastoderma* и *Hydrobia* и друзовыми поселениями *Mytilus*.

Примерно 910±100 л.н. (скв. 2/21) у побережья западной части Таганрогского залива в схожих с современными условиях при солености более 12‰ обитал малакоценоз, с доминированием *H. acuta*, *C. glaucum* и *A. segmentum* и присутствием *Lentidium mediterraneum* (O.G. Costa, 1830), *P. interstincta* и *C. variabilis*.

### ПАЛИНОИНДИКАЦИЯ ПАЛЕОФИТОЦЕНОЗОВ

Полученные результаты палинологических исследований показывают развитие растительного покрова на берегах Таганрогского залива в голоцене и являются важным дополнением изучения изменений климата в Приазовье [15].

Наиболее ранние слои из скважины, пробуренной на косе Долгой, для которых дана характеристика состава палиноспектров, имеют датировку 9030±210 л.н. (скв. 4/20, рис. 1, 2, табл. 1). В них отмечено господство пыльцы травянистых растений из семейства *Amaranthaceae*, что может указывать на распространение обширных участков засоленных почв. Значительное количество пыльцы *Artemisia* и небольшая доля разнотравья могут свидетельствовать о распространении бедноразнотравных степей.

В палиноспектрах отложений, датированных 7860±100 л.н. (скв. 5/20), сохраняется преобладание пыльцы *Amaranthaceae* и *Artemisia*, что указывает на распространение степных формаций. Присутствие пыльцы древесных растений, среди которых доминирует *Betula* и заметно участвуют широколиственные породы (*Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*), а также высокая доля пыльцы разнотравья указывает на период более влажных климатических условий.

В палиноспектрах отложений, датированных 6440±120 л.н. (скв. 5/20, рис. 1, 2, табл. 1), обнаружено увеличение содержания пыльцы древесных пород. Преобладает пыльца

мелколиственных деревьев: *Alnus* и *Betula*, также заметна роль пыльцы широколиственных пород: *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Corylus*. Очевидно, в это время происходило увеличение площади пойменных лесов и байрачных дубрав. Доминирование в спектрах пыльцы *Amaranthaceae* и *Artemisia* определяет степной зональный тип растительности.

Природные условия позднего и среднего голоцена описаны по результатам палинологического анализа проб донных осадков из грунтовых колонок, отобранных в различных районах Азовского моря.

В период 4220±120–4600±150 л.н. в растительном покрове северо-восточного Приазовья изменения происходили главным образом в развитии интразональных сообществ. Состав палиноспектров отражает устойчивое расширение площадей ольхово-березовых пойменных лесов. Компоненты палиноспектров периода 5410±250 л.н. указывают на снижение роли интразональных лесных сообществ и аридизацию климатических условий (табл. 1).

В начале фанагорийской регрессии, примерно 2960±80 л.н. (ст. 7/13, рис. 1), существовали засушливые климатические условия, неблагоприятные для развития интразональных лесных сообществ, на что указывает небольшое количество пыльцы деревьев и кустарников. Одновременно отмечается значительное обеднение состава разнотравья, увеличение доли пыльцы *Amaranthaceae*, *Artemisia* и *Poaceae*, что отражает широкое распространение бедноразнотравно-злаковых степей и засоленных грунтов (табл. 1).

Отложения, образовавшиеся 2080±190 л.н. (ст. 185, рис. 1, табл. 1), охарактеризованы палиноспектрами с доминированием пыльцы трав. Они отражают существование неблагоприятных для распространения лесной растительности климатических условий, которые препятствовали развитию байрачных и пойменных лесов. Разнотравно-злаковые степи и полынно-маревые сообщества господствовали как зональный тип растительности.

В отложениях возраста 1425±230 л.н. (ст. 185, рис. 1, табл. 1) отмечено относительно высокое для палиноспектров Приазовья содержание пыльцы древесных пород: *Alnus*, *Betula*, *Tilia*, *Corylus*, *Carpinus*, *Pinus*. Внутри группы трав наблюдается сокращение доли пыльцы типичных доминантов (*Artemisia*, *Amaranthaceae*, *Poaceae*) и увеличение количества представителей луговых и мезофитных степных сообществ: *Asteraceae*,

Rosaceae, Ariaceae, Geraniaceae. Это отражает некоторую гумидизацию условий и расширение интразональных лесных сообществ (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ

Изучение кернов, отобранных при бурении на косах Долгая и Глафириновская, позволило обнаружить в разрезе осадочной толщи порядка сотни сохранившихся целых двустворчатых моллюсков *Cerastoderma*. Морфометрические данные, полученные путем измерения параметров (табл. 2), показывают, что средняя масса раковины при длине 13–17 мм составила 0.52 г. Самые крупные моллюски имели массу 1.6–1.8 г при длине около 21 мм, а мелкие ювенильные – 0.010–0.012 г при длине 4–5 мм. Преобладание в горизонте мелких раковин указывает на существование неблагоприятных для вида условий,

которые привели к гибели организмов на ювенильной стадии развития.

При бурении на косе Долгой в керне скважины 3/21 были обнаружены скопления целых раковин *Cerastoderma* возрастом от 2890±90 л.н. до 2980±100 л.н. Характер их захоронения и хорошая сохранность указывает на массовую гибель моллюсков в естественной среде обитания и отсутствие последующего размыва донных отложений. Данный факт может свидетельствовать о существовании в начале фанаторийской регрессии на уровне исследуемых горизонтов дна водоема. Ископаемый малакоценоз, описанный из отложений, предположительно обитал на водной растительности и включал азово-черноморский комплекс руководящих видов *Hydrobia-Cerastoderma-Abra-Bittium*. На побережье в это время распространялись сухие степи, ксерофитизация условий не давала возможности широкого

Таблица 2. Морфометрические параметры сомкнутых створок раковин *Cerastoderma* из отложений косы Долгой

Возраст, календарных лет / номер скважины/ горизонт, см	Морфометрия раковин: длина, мм / высота, мм / средняя масса, г												Доля сомкнутых раковин от общего количества раковин <i>Cerastoderma</i> , %	Средняя масса раковины в горизонте, г
	4–5/ 3–4/ 0.01	7–8/ 6–7/ 0.05	9/8/ /0.11	10–11/ 9/0.22	13–14/ 11–12/ 0.32	15/13–14/ 0.50	16/ 14/ 0.55	17/ 15/ 0.71	18/15–16/ 1.05	19/16–17/ 1.33	20–21/ 18/ 1.43	24/20/ 1.8		
	Количество раковин в горизонте													
7860±100/ 5/20/ 750–780	7	–	2	1	1	2	2	–	–	–	1	–	1.8	0.27
5800±130/ 2/21/ 680–695	2	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	0.7	0.11
5780±110/ 3/21/ 650–680	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	0.8	0.72
4190±120/ 3/21/ 605–615	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.3	0.01
4130±110/ 3/21/ 580–590	2	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	1	1.3	0.45
2890±90/ 3/21/ 570–580	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.4	0.01
2980±100/ 3/21/ 550–570	6	1	–	1	3	1	–	–	–	–	–	–	1.9	0.15
1530±110/ 3/20/ 360–380	–	2	8	8	1	2	1	6	–	–	–	–	33.9	0.34
910±100/ 2/21/ 420–435	1	–	–	1	1	–	–	1	–	2	1	–	4.3	0.76

распространения луговой и интразональной лесной растительности.

В горизонтах, не содержащих сомкнутые раковины (скв. 1/20 – 230–240 см, 2910±120 л.н.; скв. 3/20 – 80–100 см, 2740±140 л.н.; скв. 6/21 – 300–320 см; 2550±120 л.н., рис. 1), отмечено большое количество обломков *Cerastoderma*, которые были отложены в указанные временные периоды или переотложены из более древних слоев в прибрежных районах с активной гидродинамикой. Присутствие целых ювенильных раковин в слоях (скв. 6/21 – 360–370 см, 2890±120 л.н.; скв. 2/20 – 430–440 см, 2890±90 л.н.) может свидетельствовать о неблагоприятном соленостном и кислородном режиме, приведшем к ранней гибели организмов, а также о мелководных условиях.

Для части кернов отсутствуют датировки, соответствующие периоду фанаторийской регрессии, возраст образцов превышает 3300 л.н. (скв. 1/19; 2/19; 4/20; 5/20; 5/21; 7/21, рис. 1). Для скв. 2/21 отмечено выпадение исследуемого периода, образцы датированы старше 5500 л.н. и младше 2300 л.н. Перекрытие более молодых горизонтов слоями, вмещающими древнюю фауну, может быть связано с переотложением раковинного материала в процессе длительного переноса. Инверсия датировок по вертикали изученных разрезов скважин чаще всего наблюдается до глубины 3–4 м.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ритмичность процесса осадконакопления и изменение уровня режима – типичное явление для голоцена Азовского моря. Опираясь на анализ кернов бурения и радиоуглеродные датировки выделяется до 7–10 чередовавшихся трансгрессий и регрессий [1]. На основании анализа полученных палиноспектров установлены 8 климато-фитоценологических сукцессий, отражающих динамику развития голоценовой растительности на побережье. Можно предположить, что в начале фанаторийской регрессии на месте дистальной части кос Долгой и Глафиоровской существовал морской водоем, глубиной до 4–5 м. Соленость водоема была близка к 12–14‰, что способствовало развитию богатых видами малакоценозов. В центральной части Таганрогского залива предположительно существовал малодинамичный водоем меньшей солености с ландшафтами болот и плавней. Сухие степи распространялись как зональный тип растительности.

Ранее при исследовании биогенных отложений азовских кос не отмечалось наличие в отобранных образцах ископаемой ракушки целых двустворчатых моллюсков. Данные находки показывают, что для *Cerastoderma* – это автохтонное захоронение. В дальнейшем при изучении песчано-ракушечных отложений на косах азовского шельфа предстоит более тщательно производить малакофаунистические исследования, акцентируя внимание на наличии сомкнутых створок. Сопоставление результатов радиоуглеродного датирования целых раковин и материалов по ранее изученным слоям с сероводородным присутствием и гидротроилитом [16] позволит понять сложную картину трансгрессивно-регрессивных колебаний в Азовском море в голоцене.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность С.А. Мисирову за помощь в создании карты.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ № 23-17-00232.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В., Шервдяев И.В. Голоценовая история азовского шельфа // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 1. С. 42–53.
2. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология // Труды Палеонтологического института. Т. 105. М.: Наука, 1965. 391 с.
3. Матишов Г.Г., Шохин И.В., Набоженко М.В., Польшин В.В. Многолетние изменения донных сообществ Азовского моря в связи с характером осадконакопления и гидрологическим режимом // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 425–435.
4. Матишов Г.Г., Польшин В.В. Современный подход в изучении истории Азовского моря в голоцене // ДАН. 2019. Т. 489. № 2. С. 78–82.
5. Анистратенко В.В., Халиман И.А., Анистратенко О.Ю. Моллюски Азовского моря. Киев: Наукова Думка, 2011. 173 с.
6. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В., Кулыгин В.В., Ковалева Г.В., Мисиров С.А., Коваленко Е.П., Тесаков А.С., Фролов П.Д. Результаты комплексного исследования береговых кос Та-

- ганрогского залива Азовского моря // Наука Юга России. 2023. Т. 19. № 1. С. 17–28.
7. Матишов Г.Г., Коваленко Е.П., Титов В.В. Трансформация малакофауны Азовского моря в голоцене и ее роль в формировании береговых кос // Доклады РАН. *Науки о земле*. 2023. Т. 509. № 1. С. 99–104.
  8. Набоженко М.В. Реконструкция и динамика таксоценоза двустворчатых моллюсков (Mollusca: Bivalvia) Азовского моря в позднем голоцене в связи с изменением солености // Труды Зоологического института РАН. Приложение № 3. 2013. С. 182–191.
  9. Артюхин Ю.В., Артюхина О.И., Родионова Н.Б. Ейское морское побережье: история и проблемы освоения, природные основы реконструкции. Ейск: Фонд науки и образования, 2015. 205 с.
  10. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Коваленко Е.П., Григоренко К.С. Палеоокеанология Азовского моря в голоцене (по данным бурения и изучения малакофауны на косе Долгой) // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 4. С. 609–619.
  11. Определитель фауны Черного и Азовского морей. Под ред. Мордухай-Болтовского Ф.Д. Т. 3. Киев: Наукова Думка, 1972. 340 с.
  12. Савикин А.И., Набоженко М.В. Распространение двустворчатого моллюска *Cerastoderma glaucum* (Poiret, 1789) (Bivalvia: Cardiidae) в Таганрогском заливе Азовского моря // Вестник Южного научного центра РАН. 2010. Т. 6. № 4. С. 105–107.
  13. Некрасова М.Я. Изменения бентоса Азовского моря под влиянием осолонения // Зоологический журнал. 1977. Т. LVI. Вып. 7. С. 983–988.
  14. Ковалева Г.В., Назаренко А.В. Диатомовый анализ голоценовых отложений Таганрогского залива // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 2. С. 45–58.
  15. Матишов Г.Г., Дюжова К.В., Новенко Е.Ю. Изменение ландшафтно-климатических условий Приазовья в среднем и позднем голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. 2018. № 3. С. 67–78.
  16. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В. Признаки субаэральных условий осадконакопления в голоценовых отложениях Азовского моря // Доклады РАН. *Науки о земле*. 2022. Т. 506. № 1. С. 92–97.

## ANALYSIS OF FAUNA OF MOLLUSKS, POLLEN ASSEMBLAGES AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS IN THE TAGANROG BAY OF THE SEA OF AZOV

Academician of the RAS G. G. Matishov<sup>#</sup>, E. P. Kovalenko, K. V. Dyuzhova, V. V. Polshin

*Received December 8, 2023*

*After revision December 28, 2023*

*Accepted December 29, 2023*

*Federal Research Centre the Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences,  
Rostov-on-Don, Russian Federation*

*<sup>#</sup>E-mail: matishov\_ssc-ras@ssc-ras.ru*

The paper presents the results of a comprehensive study of well sections drilled on the coastal spits of the Taganrog Gulf of the Sea of Azov and bottom sediment columns selected in the water area. A detailed analysis of the early malacological communities, an important participant in the sedimentary process, made it possible to trace changes in their living conditions in the Holocene. Based on determining the absolute age (<sup>14</sup>C) from the valves of mollusk shells buried in situ, it is shown that at the beginning of the Phanagorian regression, in the area of the distal part of the Dolgaya Spit, there was a sea reservoir with an Azov-Black Sea complex of reference species. Based on the results of palynological analysis, changes in the natural conditions of the Azov region over the past few thousand years have been reconstructed and arid and humid climatic phases have been identified.

*Keywords:* fauna of mollusks, palynological analysis, drilling, closed shells, Sea of Azov, Holocene

УДК 581\*8:635

## НЕЙРОСЕТЕВОЙ КОГНИТИВНЫЙ АНАЛИЗ АККУМУЛЯЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ РАСТЕНИЯМИ БАРХАТЦЫ

© 2024 г. Я. В. Пухальский<sup>1,2</sup>, Н. И. Воробьев<sup>3</sup>, С. И. Лоскутов<sup>1,2</sup>,  
М. А. Чукаева<sup>4</sup>, В. Р. Сидорова<sup>4</sup>, В. А. Матвеева<sup>4</sup>

Поступило 23.10.2023 г.

После доработки 22.12.2023 г.

Принято к публикации 25.12.2023 г.

Представлены результаты исследований по оценке влияния гуминовых кислот, взятых в концентрации 250 ppm, на процесс индуцированной фитоэкстракции тяжелых металлов из почв, отобранных вблизи Норильска. Фитоэкстракцию осуществляли разными видами растений из рода бархатцы: отклоненные (*Tagetes patula*) и прямостоячие (*Tagetes erecta*). Исследования проводились в тепличных условиях при контролируемом спектральном освещении (светокультуре). Длительность опыта составила 21 сутки. Временной интервал вегетации был выбран исходя из условий короткого летнего периода, свойственного для данного региона, где более рационально вести учет системного выноса токсикантов из загрязненных почв путем нескольких циклов их посева/среза за сезон уже на ювенильной фазе онтогенеза. Для элементного анализа использовался метод атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. Для оценки уровня эффективности аккумуляции металлов автотрофами была разработана и использовалась оригинальная вычислительная нейронная сеть CompNN, позволяющая проводить расчет индекса когнитивной значимости (CSI) по эмпирическим данным накопления токсикантов, как в побегах, так и корнях растений. Результаты исследования показали, что внесение в почву органической добавки в виде гуминовых кислот привело к ингибированию роста надземной части *T. patula*. Что касается *T. erecta*, то скорость накопления зеленой биомассы растений не менялась при внесении гуминовых кислот. Снижение биомассы побегов растений *T. patula* объясняется увеличением аккумуляции в них металлов в среднем по вариантам на 91.6%. Содержание металлов в побегах *T. erecta* под воздействием гуминовых кислот, наоборот, снижалось, в среднем на 17.3%. Похожий результат наблюдался и в отношении корневой зоны: тенденция изменения в закреплении металлов для обоих видов растений здесь составила 40.8% и 10.8% соответственно. Вычисление индексов CSI также показало, что при добавлении гуминовых кислот у *T. patula* интенсивность аккумуляции металлов из почвы в своей биомассе во всех вариантах увеличивается, а у *T. erecta*, напротив, снижается. Проведенный кластерный анализ продемонстрировал закрепление металлов в основной буферной зоне растений, а также позволил выделить никель в отдельный гомогенный ряд. В отношении распределения данного элемента в побегах по вариантам опыт показал, что он продемонстрировал здесь близость схождения с медью. Коэффициенты корреляции их накопления с индексом CSI в побегах обоих растений составили  $r = 0.82$ ;  $0.87$  для Cu и  $r = 0.87$ ;  $0.83$  для Ni. Близость данных значений указывает на приоритетный характер аккумуляции этих металлов в растительной биомассе бархатцев, а также характеризует проявление определенных взаимодействий между ними в загрязненной почве по типу антагонизма или синергизма.

**Ключевые слова:** *Tagetes*, тяжелые металлы, фиторемедиация, рекуррентная нейронная сеть, индекс когнитивной значимости

DOI: 10.31857/S2686739724040161

### ВВЕДЕНИЕ

Анализ научной литературы показал, что в качестве потенциальных кандидатов для детоксикации загрязненных почв от тяжелых металлов (ТМ) актуально использовать цветочно-декоративные культуры [1–3]. Проявляя эстетические достоинства и устойчивость к воздействию стрессов, данные растения активно применяются при создании мавританских

<sup>1</sup>Ленинградский государственный университет им. А. С. Пушкина, Санкт-Петербург, г. Пушкин, Россия  
<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт пищевых добавок – филиал федерального научного центра пищевых систем им. В. М. Горбатова, Санкт-Петербург, Россия  
<sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной микробиологии, Санкт-Петербург, г. Пушкин, Россия  
<sup>4</sup>Санкт-Петербургский Горный Университет, Санкт-Петербург, Россия

газонов или газонов смешанного типа (при их совместной посадке со злаками) [4]. Таким образом, выполняя важную экологическую функцию, они удачно впишутся в уже существующую технологию биологической рекультивации техногенно-нарушенных территорий – фиторемедиации. Важно отметить, что подобные растения не используются в пищу, тем самым снижается риск попадания токсикантов в конечное звено трофической цепочки, организм человека.

Среди потенциальных кандидатов для фиторемедиации ТМ можно выделить растения, относящиеся к роду бархатцы: вид прямостоящих (*Tagetes erecta*) и отклоненных (*Tagetes patula*). За счет большого потенциала устойчивости к воздействию разных токсикантов эти растения могут быстро набирать биомассу на загрязненных почвах и развивать мощную корневую систему. Показано, что по масштабам фитоэкстракции ТМ из загрязненных почв растения *T. erecta* превосходят растения *T. patula*, так как первые набирают большую биомассу. Существует также разница в накоплении ТМ бархатцами разной цветовой окраски соцветий. Поэтому предпочтительнее использовать сразу смесь сортовых линий.

Наиболее подходящим способом фиторемедиации является непрерывная фитоэкстракция. Суть ее состоит в том, что подвижные формы токсикантов поглощаются из ризосферы вместе с водой корневой системой растений и далее транспортируются в надземную часть растений, где также происходит их закрепление в клеточных структурах.

Фитоэкстракция характеризуется высокой эффективностью устранения поверхностного загрязнения почв и относительной простотой ее исполнения. Этот способ очистки земель не требует высокой квалификации у обслуживающего персонала и применения сложного оборудования. При фитоэкстракции требуется лишь грамотно подобрать вид декоративного культивара, акклиматизированного к условиям конкретного региона и адаптивного к высоким нормам моноили полиметаллического характера загрязнения, высадить его на загрязненной местности, а после уборки утилизировать загрязненную биомассу путем сжигания. Учитывая тот факт, что зола, полученная при сжигании экстрагированных растений, содержит значительное количество металлов, после ее разбавления может использоваться повторно уже в виде микроудобрений. Извлеченные из золы металлы могут использоваться и в цветной металлургии – фитомайнинг.

Есть данные, что эфирные масла из ароматических культур в значительной степени не загрязнены ТМ [5]. Поэтому биомасса данных цветочных культур, выращенных на загрязненных ТМ почвах, может использоваться в парфюмерной промышленности.

Метод фитоэкстракции является наименее затратным и трудоемким по сравнению с традиционными способами очистки почв, основанными на применении химических реагентов (кислотный или щелочной гидролиз), либо физическом удалении верхнего загрязненного слоя для последующего биовосстановления (ландфарминг) или полной его замене другим. По экономическим оценкам, затраты на проведение очистки почвы методом фитоэкстракции составляют около 0.05 долл. на 1 м<sup>3</sup> почвы, тогда как стоимость традиционных методов детоксикации варьирует от 10 до 1000 долл. на 1 м<sup>3</sup> почвы [6, 7]. Несмотря на явные преимущества, технология фитоэкстракции имеет и свои недостатки. Так, помимо вышеназванного контроля над утилизацией получаемой биомассы, отходы фитоэкстракции классифицируются как опасные. Главной проблемой остается длительность процесса санации загрязненной территории, которая решается совместным использованием органических хелатообразующих соединений и бактериальных биопрепаратов. Такая фитоэкстракция называется индуцированной.

Индуцированная фитоэкстракция ТМ из загрязненных почв с использованием декоративных культур активно проводится за рубежом. В США на фитоэкстракцию ежегодно тратится 100–150 млн долларов, что составляет 0.5% от всех затрат на очистку окружающей среды. В Европе выделяются целые индустриальные парки (Гринфилды и Браунфилды) для проведения подобных исследований. Правительства развивающихся стран также стимулируют фермеров и аграриев заниматься разведением семенников цветочно-декоративных растений-фитоэкстракторов для получения дохода в госбюджет от их экспорта. В России исследования фитоэкстракционных технологий с использованием декоративных растений для очистки земель, загрязненных ТМ, пока не получили должного широкого распространения. При выборе данных культур при создании декоративных газонов акцент по-прежнему ставится на их эстетическом восприятии. Однако существующее сокращение импорта семян фитоэкстракционных растений, в результате вводимых в стране санкций, главным образом из цветочных хабов

(бирж) Голландии, потребует от государства развивать собственную селекционную базу устойчивых сортов подобных культур, акклиматизированных к местным почвенно-климатическим условиям.

При индуцированной фитоэкстракции ТМ применяются гуминовые кислоты (ГК) – сложные гетерогенные смеси устойчивых к биодеструкции высокомолекулярных темноокрашенных соединений природного происхождения, образующиеся при разложении остатков растительного и животного происхождения под воздействием микроорганизмов и абиотических факторов среды, в условиях недостатка кислорода. Они составляют основную часть горючих полезных ископаемых (каустобиолитов) – горючих сланцев, ископаемых углей, торфов. Биопротекторная функция данных органических макромолекул обусловлена наличием в их строении карбоксильных и фенольных групп, связывающих ТМ в среде в прочные (стабильные) комплексы.

Целью данного исследования являлось изучение влияния ГК на процесс фитоэкстракции ТМ из загрязненных почв разными видами растений бархатцев.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для постановки опыта проводили отбор почвенных проб на территории Норильского промышленного региона, характеризующегося повышенным уровнем загрязнения ТМ. Точки опробования устанавливались с учетом основного направления ветра (юго-восточный 31%) в зоне воздействия различных техногенных объектов (точка 1 и точки 3–5), а также на восточной границе жилой зоны г. Норильск (точка 2). К приоритетным поллютантам здесь относятся медь Cu, цинк Zn, хром Cr и никель Ni. Анализ содержания валовых и подвижных форм этих элементов, а также дополнительно стронция Sr и ванадия V, выявленных в значительных количествах по результатам полуколичественного анализа, проводился на атомно-эмиссионном спектрометре ICPE-9000 (“Shimadzu”, Япония) согласно методике М–МВИ-80–2008.

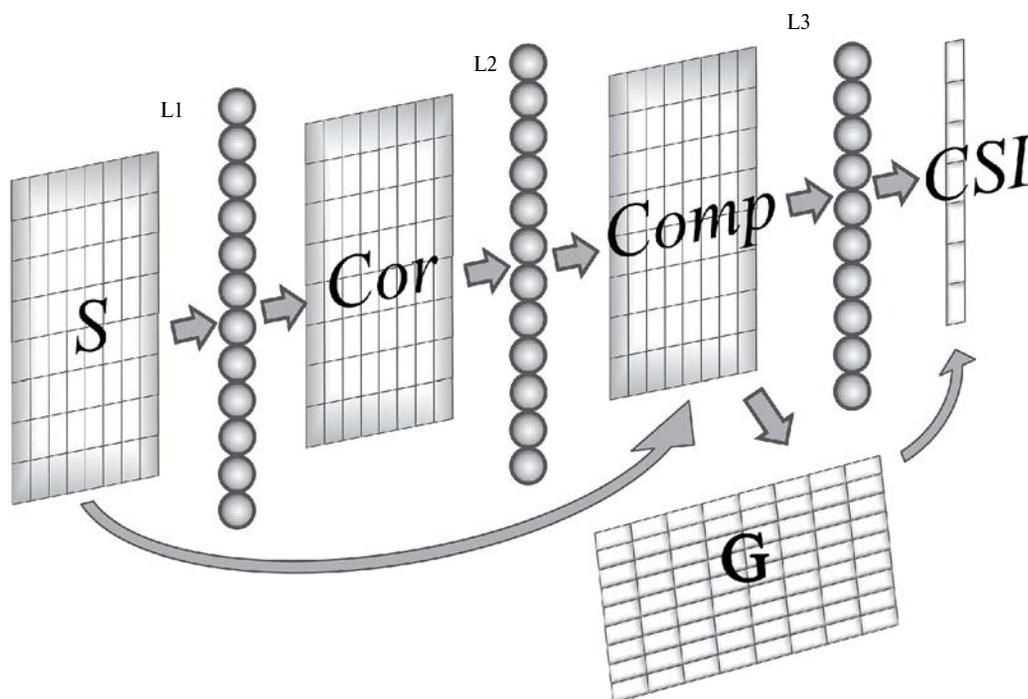
Вегетационный эксперимент с выращиванием бархатцев на отобранных образцах почвы был проведен в 2022 году в научно-образовательном центре интенсивного растениеводства “Зимний сад”, созданном при ЛГУ им. А.С. Пушкина (г. Санкт-Петербург). Растительным объектом для исследования фитоэкстракции ТМ

были выбраны растения *T. erecta* сорт Инка II Mix (Syngenta) и *T. patula* сорт Бонанза Би (PanAmerican Seed). Подобно гидропонным опытам при первичном скрининге сортов, растения выращивали в течение 21 суток. Временной интервал для опыта был выбран исходя из работы Ягдаровой [8], где на примере накопления свинца, было показано, что аккумуляция токсиканта в вегетационной массе имматурных растений (прегенеративный период) не сильно отличалась от его накопления у виргинильных растений (генеративный период). В связи с чем было сделано предположение, что в условиях короткого летнего вегетационного периода в Норильске более рационально вести учет системного выноса токсикантов из загрязненных почв, не дожидаясь цветения растений, путем нескольких циклов их посева/среза за сезон на ювенильной фазе онтогенеза.

Семена растений сеяли в пластиковые кассеты с 54 ячейками, заполненные увлажненной до 60% полной полевой влагоемкости (ППВ) почвой. Кассеты помещали в закрытый климатический гроубокс (150x150x150 см) с вентиляцией и интенсивной светокulturой. Температура воздуха внутри рабочей зоны бокса поддерживалась на уровне 25–27°C днем и 12–14°C ночью, что соответствует среднемесячным температурам в Норильске в летнее время. Относительная влажность воздуха поддерживалась на уровне 65%. Фотопериод имел продолжительность 12 ч, а средний поток фотосинтетической радиации (ФАР) с высоты подвеса светильников в один метр в среднем равнялся 250 мкмоль м<sup>-2</sup>с<sup>-1</sup>, или 14500 Лк. В качестве источника инсоляции служила 400 Вт ДНАТ-лампа, спектр облучения которой был скорректирован с помощью 100 Вт LED-фитопанели.

Вносимые в почву биодобавки в виде ГК получали из верхового торфа со степенью разложения 40–45% путем щелочной экстракции водным раствором, содержащим гидроксид калия и пирофосфат калия, в соответствии с методиками количественного анализа органического сырья [9]. В опыте использовали ГК в концентрации 250 ppm (0.025% к весу почвы), исходя из средних рекомендованных доз применения данных соединений в естественных условиях для декоративных культур [10–13].

По окончании опыта полученную зеленую биомассу растений срезали, промывали дистиллированной водой, высушивали и взвешивали. Далее побеги вместе с листьями и корнями в отдельности измельчали до состояния порошка



**Рис. 1.** Вычислительная нейронная сеть CompNN для определения индекса когнитивной значимости эмпирических аккумуляционных данных растений (вектор CSI). L1, L2, L3 – слои искусственных нейронов, выполняющих матричные преобразования числовых данных. Описание и формулы преобразований в CompNN приведены в тексте.

в агатовой ступке, отбирали навески по 0.1 г и проводили мокрое озоление с использованием концентрированной азотной кислоты (2 мл) и перекиси водорода (2 мл) в системе разложения проб Digiblock ED36S (“LabTech”, Италия) при температуре 170°С. Полученные суспензии смешивали с деионизированной водой в мерных колбах на 25 мл и оставляли отстаиваться до появления градиента взвешенных частиц. Для дальнейшего элементного анализа отбирали верхний слой супернатанта. Для всех образцов велись две параллельные пробы, а также готовились холостые растворы с использованием тех же самых реактивов. Применяемые кислоты имели квалификации о.с.ч. и для получения ультрачистых кислот предварительно были очищены в системе субперегонки кислот Milestobe subCLEAN, во избежание получения высоких значений холостых растворов. Полученные растворы анализировались методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на приборе ICPE-9000 (“Shimadzu”, Япония). Для каждого элемента строилась градуировочная кривая. В качестве эталонного раствора использовался многоэлементный раствор ICP Sigma-Aldrich Merck.

Полученные данные обрабатывали с помощью вычислительной системы R4.1.0. Для визуализации данных и выявления сходства профилей микроэлементного состава органов растений по вариантам опыта был проведен кластерный анализ и построены тепловые карты вариантов опыта и ТМ.

Для оценки эффективности аккумуляции ТМ растениями была разработана и использована оригинальная вычислительная нейронная сеть CompNN (рис. 1), которая вычисляет индекс когнитивной значимости эмпирических данных аккумуляции ТМ в побегах и корнях растений (индекс CSI, 1...10 б/р, Cognitive Saliense Index). Используя индекс CSI, удалось сравнивать варианты опыта по интенсивности накопления токсикантов в органах растениями и выбрать тот вид растений, который отвечает наилучшим показателям аккумуляции ТМ при добавлении ГК.

*Алгоритм вычислений в нейронной сети CompNN*

1. Слой нейронов L1 выполняет нормализацию исходных данных матрицы **S** по формулам (1)–(3), а затем вычисляет матрицу корреляций **Cor** по формуле (4).

$$D_{jk} = \frac{1}{V_j} (S_{jk} - M_j), \quad (1)$$

$$M_j = \frac{1}{10} \sum_{k=1}^{10} S_{jk}, \quad (2)$$

$$V_j = \sqrt{\sum_{k=1}^{10} (S_{jk} - M_j)^2}, \quad (3)$$

$$Cor_{mn} = \text{CoefficientCorrelation}(D_{m1}, \dots, D_{m10}; D_{n1}, \dots, D_{n10}), \quad (4)$$

где  $S_{jk}$  – эмпирические аккумуляционные данные растений с порядковыми номерами аккумуляционных характеристик ( $j, m, n = 1, \dots, 6$ , табл. 2 и 3) и с вариантами опыта ( $k = 1, \dots, 10$ ); *CoefficientCorrelation()* – функция, вычисляющая коэффициенты корреляции по стандартному алгоритму.

2. Слой вычислительных нейронов L2 производит расчет в пространстве исходных данных матрицы  $S$  по собственным векторам *Comp* (по алгоритму Маркова) формулы (5)

$$Comp = \text{EigenVectors}(Cor). \quad (5)$$

3. В слое L3 вычисляется матрица  $G$ , содержащая проекции исходных данных на главные компоненты, где вычисляется вектор  $CSI$  по формуле (6)

$$CSI_k = G_{1k} \cdot b + 5, \quad (6)$$

где  $G_{1k}$  – вектор проекций исходных данных на первую главную компоненту;  $k = 1, \dots, 10$  – порядковые номера вариантов опыта;  $b = 3.64$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Содержание тяжелых металлов, определенное в исследуемых образцах почв, приведено в таблице 1.

Наиболее значительные превышения нормативов (ПДК/ОДК) по валовым формам, в  $10n - 100n$  раз (где  $n$  от 1 до 9), в исследованных образцах почв отмечены по  $Sr, Cu$  и  $Ni$  (табл. 1). Однако для  $Sr$  содержание подвижных форм, потенциально доступных для растений, невысоко и практически не превышает условный фон. Для  $Cu$  и  $Ni$  отмечен наибольший процент подвижных форм по сравнению с валовыми, 94–99% и 41–89%, соответственно. Содержание обеих форм этих элементов значительно превышает условный фон (до 2000 раз). Содержание  $V$  в почвах незначительно превышает нормативные и условно фоновые значения (в 2–3.5 раза), а процент подвижных форм составляет менее 3%. По  $Zn$  отмечено незначительное превышение нормативов по подвижным формам. По  $Sr$ , для которого нормативы не установлены, отмечено незначительное превышение условно фоновых значений по подвижным формам и также их большой процент (37–97%) по сравнению с валовыми. Из всех исследованных образцов наименее загрязненной ожидаемо оказалась почва, отобранная на границе жилой зоны г. Норильск (точка 2).

Исследования показали, что применение ГК в дозе 250 ppm по-разному действовало на физиологическое состояние изучаемых видов растений. На рис. 2 видно, что внесение

**Таблица 1.** Элементный профиль исследуемых почв

Проба / элемент	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Zn
	Содержание (ppm) металлов: валовая / подвижная формы					
<sup>1</sup> ОДК/ПДК	6 / н/н	132 / 3	80 / 4,0	н/н	80 / н/н	220 / 23
<sup>2</sup> Условный фон	70–200 / 6.0	20–47 / 1,4–3.5	17–58 / 0,8–6.7	180–300 / 10.5–25.5	100–120/-	45–172 / 1.1–23.0
1	1800 / 15	2800 / 2757	3800 / 1555	260 / 158	260 / 6.3	160 / 67
2	560 / 2.6	670 / 630	380 / 226	190 / 186	280 / 4.4	100 / 29
3	2300 / 3.6	500 / 499	1000 / 544	190 / 71	240 / 3.6	110 / 40
4	1900 / 1.7	1300 / 1263	1200 / 1066	180 / 84	250 / 3.5	110 / 33
5	1400 / 16	3400 / 3351	3300 / 1752	220 / 153	210 / 5.6	150 / 83

Примечание.<sup>1</sup> – значения ПДК и ОДК приняты в соответствии с СанПиН 1.2.3685–21 “Об утверждении санитарных правил и норм СанПиН 1.2.3685-21 “Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания””; н/н – показатель не нормируется; <sup>2</sup> – значения условного фона по валовым содержаниям металлов приняты равными диапазону кларков по миру (Виноградов, 1957; Добровольский, 2003); по подвижным формам – содержанию подвижных форм металлов в разных типах почв СНГ (Ильин, 1991).

в почву органической добавки привело к ингибированию роста надземной части. Что касается *T. erecta*, то влияние ГК на накопление биомассы этих растений не наблюдалось. Снижение биомассы побегов растений *T. patula* объясняется ингибирующим эффектом от увеличения содержания в растениях токсикантов в среднем по вариантам на 91.6%, что также показал расчет индексов CSI. Из табл. 2 видно, что применение ГК привело к достоверному увеличению индекса CSI, отражающего накопление ТМ в растениях *T. patula*. В побегах *T. erecta* под действием ГК значения индекса CSI, напротив, снижались, как и накопление ТМ в растениях, в среднем на 17.3%. Похожие изменения индекса CSI наблюдались и в корнях растений (табл. 3). Тенденция изменения в закреплении ТМ для обоих видов растений здесь составила 40.8 и 10.8% соответственно.

Наибольшая интенсивность извлечения ТМ из почвенного образца зафиксирована у растений у вида *T. patula* в варианте № 4 при добавлении ГК (CSI = 8.0; 7.6), а у *T. erecta* в том же варианте, но без внесения ГК (CSI = 8.2; 7.2).

В побегах обоих видов растений наиболее интенсивно накапливались Cu, Sr и Ni. Коэффициент корреляции с индексом CSI количества в корнях обоих растений стронция  $r = 0.95; 0.96$  (табл. 3). Коэффициент корреляции с индексом CSI количества в побегах и корнях обоих растений никеля  $r = 0.87; 0.83; 0.81; 0.67$  (табл. 2 и 3).

Относительно накопления в биомассе растений таких элементов, как Sr, V и Zn, то в основном мы обнаружили повышение их концентрации в корневой системе растений вида *T. patula* по всем пробам при добавлении в среду ГК. У вида *T. erecta* лишь в варианте № 3 опыта наблюдалось резкое увеличение доли накопления Zn с 37.1 до 142.0 мг/г (в 3.8 раза). При этом в варианте № 5 добавление ГК, напротив, снижало аккумуляцию элемента в 2.6 раза (с 107.9 до 41.8 мг/г). Что касается надземной части, то в целом прибавка накопления в биомассе обоих видов здесь была отмечена лишь по цинку. Причем в варианте № 4 у *T. erecta* органические кислоты снижали накопление элемента сразу в обоих органах (с 112.0 до 49.5 мг/г в побегах и с 79.8 до 53.6 мг/г в корнях). Относительно Sr и V наблюдалось либо снижение, либо стагнация в их аккумуляции в зеленой биомассе. Ванадий и стронций в основном накапливаются в корнях растений с очень ограниченным перемещением в побеги [14, 15]. Таким образом, из данной тройки акцент в дальнейшем изучении можно

отдать цинку, как многоплановому микроэлементу, имеющему большое биологическое значение в росте и развитии растений. Цинк считают вторым наиболее распространенным переходным металлом в живых организмах после железа [16]. Цинк важен для организации генетического материала (“цинковые пальцы” в структуре белков-гистонов, взаимодействующих с молекулами ДНК, необходим в качестве компонента активного центра ряда ферментов, обеспечивающих протекание рядовых биохимических реакций (карбоангидраза, дегидрогеназа, альдолаза, изомераза, трансфосфорилаза, карбоксипептидаза, РНК- и ДНК-полимераза), а также участвующих в защите организма от активных форм кислорода, образующихся в обычных условиях, и увеличивающих их концентраций при стрессах разного рода (Zn-супероксиддисмутаза). Ионы цинка обеспечивают стабилизацию биомембран, взаимодействуя с фосфолипидами и сульфгидрильными группами мембранных белков, посредством чего сохраняется пространственная ориентация макромолекул, важных для транспорта других биогенных ионов. Цинк также важен для синтеза белков, липидов и нуклеиновых кислот, а также метаболизма углеводов [17].

Результаты проведенного кластерного анализа по соотношению распределения ТМ в корневой системе обоих видов растений позволили выделить Ni в отдельный гомогенный ряд (рис. 3 в, г). Как правило, Ni имеет низкую подвижность и фитодоступность в почвах, а следовательно, и небольшую степень транслокации в растения [18]. Коэффициент корреляции его накопления в подземной части растения с индексом CSI в нашем опыте равнялся 0.81 для *T. patula* и 0.64 для *T. erecta*. В отношении распределения ТМ в побегах по вариантам опыт показал, что Ni здесь продемонстрировал схождение с Cu (рис. 3 а, б). Коэффициенты корреляции их накопления с индексом CSI в побегах обоих растений здесь составили  $r = 0.82; 0.87$  для Cu и  $r = 0.87; 0.83$  для Ni (табл. 2). Близость данных значений указывает на проявление определенных взаимодействий между этими элементами по типу антагонизма или синергизма. Так, на примере анализа экспрессии ряда генов у различных по толерантности к ионам Ni и Cu генотипов белой березы сделано предположение, что устойчивость растений к ТМ контролируется одними и теми же одиночными группами рецессивных генов [19]. Однако в каждом конкретном случае необходимо учитывать, при каких именно условиях проявляются данные взаимодействия, поскольку при увеличении концентрации одного

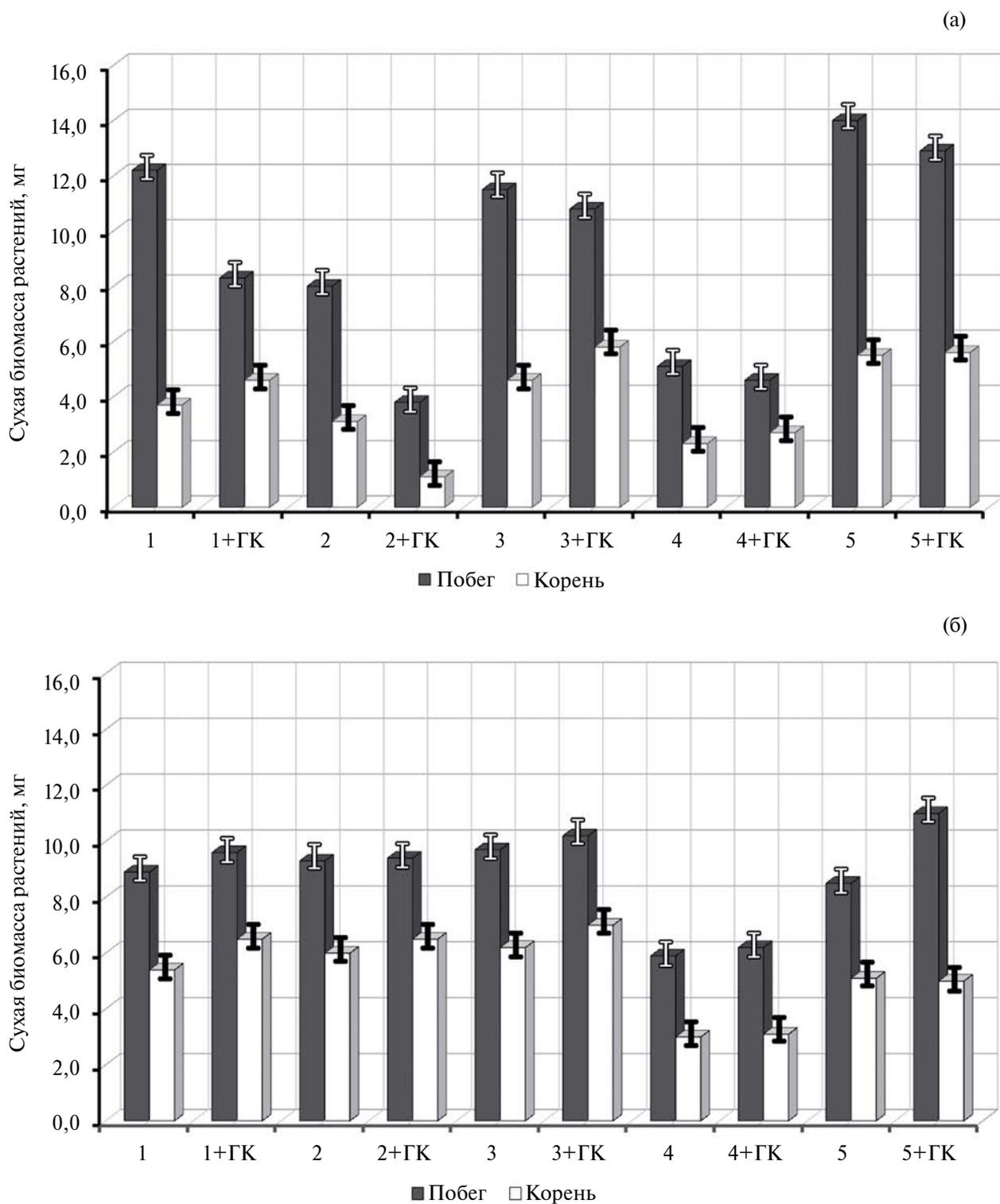


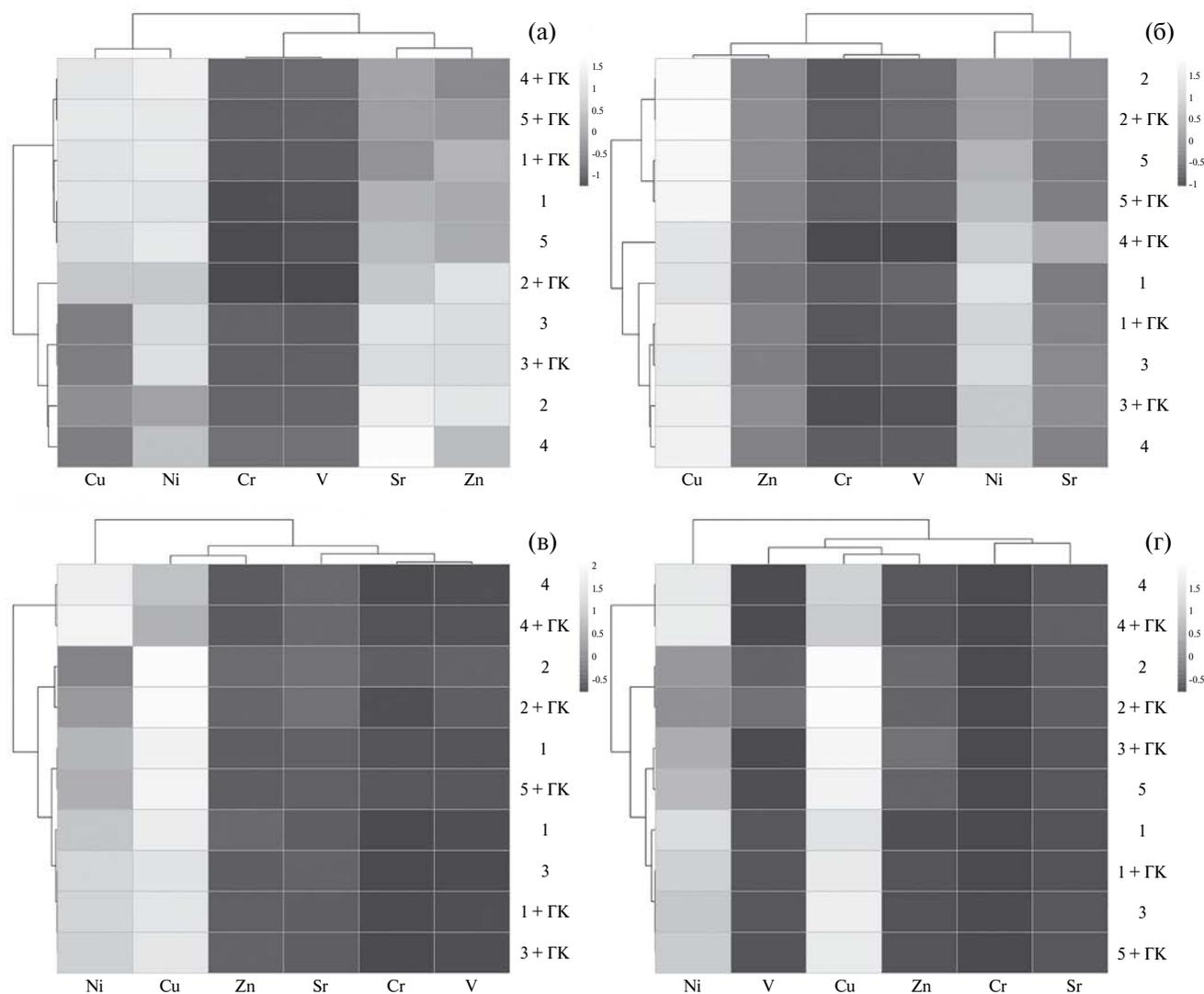
Рис. 2. Сухая биомасса надземной и подземной частей растений *T. patula* (а) и *T. erecta* (б). Вертикальные планки указывают ошибки средних.

**Таблица 2.** Показатели аккумуляции металлов в побегах растений бархатцы по вариантам опыта, мг/г биомассы сухих растений

Варианты опыта	Бархатцы отклоненные <i>T. patula</i>							Бархатцы прямостоячие <i>T. erecta</i>						
	1.Cr	2.Cu	3.Ni	4.Sr	5.V	6.Zn	Индекс CSI, ±0.1	1.Cr	2.Cu	3.Ni	4.Sr	5.V	6.Zn	Индекс CSI, ±0.1
1	0.9	41.0	40.0	24.5	2.0	22.0	4.4	3.6	240.8	240.2	40.6	12.8	33.0	4.8
1 + ГК	1.3	74.7	80.3	26.5	3.2	45.8	5.8	1.2	202.0	152.2	43.5	6.8	42.0	4.3
2	1.9	7.1	10.3	24.6	1.9	22.6	4.5	3.5	233.6	77.5	53.2	20.5	55.9	4.8
2 + ГК	1.9	28.0	28.1	28.0	1.9	35.7	5.2	2.2	273.7	83.4	48.2	15.1	61.7	4.7
3	1.9	4.9	19.7	21.9	1.5	20.6	4.2	3.3	164.1	137.9	46.5	7.8	35.5	4.2
3 + ГК	1.9	5.5	22.7	21.8	1.9	21.4	4.3	2.3	149.4	101.3	45.5	3.8	44.2	4.0
4	1.9	4.9	25.3	50.4	1.9	23.9	5.2	17.1	571.2	371.6	107.9	15.2	112.0	8.2
4 +ГК	3.2	127.0	141.0	55.4	6.1	29.3	8.0	3.7	191.3	153.8	114.4	5.0	49.5	5.4
5	0.3	28.8	33.1	21.5	1.3	17.8	3.8	1.6	343.9	161.4	40.4	6.2	74.6	5.0
5 + ГК	1.2	58.4	58.2	22.9	1.9	20.1	4.6	0.7	324	170.5	39.5	7.5	54.4	4.5
Коэффициент корреляции с индексом CSI	0.74	0.82	0.87	0.80	0.96	0.55	–	0.94	0.87	0.83	0.75	–	0.87	–

**Таблица 3.** Показатели аккумуляции металлов в корнях растений бархатцы по вариантам опыта, мг/г биомассы сухих растений

Варианты опыта	Бархатцы отклоненные <i>T. patula</i>							Бархатцы прямостоячие <i>T. erecta</i>						
	1.Cr	2.Cu	3.Ni	4.Sr	5.V	6.Zn	Индекс CSI, ±0.1	1.Cr	2.Cu	3.Ni	4.Sr	5.V	6.Zn	Индекс CSI, ±0.1
1	3.1	318.0	215.0	28.5	9.1	41.7	3.8	17.7	1083.0	1009.5	54.7	87.2	49.9	5.1
1 + ГК	7.4	457.0	377.0	41.9	14.8	52.0	5.4	11.3	800.6	612,3	48.0	66.9	48.6	4.2
2	3.0	414.0	68.3	34.5	12.8	23.6	3.8	8.6	526.7	179,3	44.3	58.3	68.3	3.9
2 + ГК	6.0	335.0	116.0	45.8	20.7	33.6	5.2	12.2	610.8	186,7	51.3	94.2	65.5	3.8
3	5.5	197.5	170.5	29.3	9.7	24.4	3.7	17.4	746.2	515,9	55.1	51.5	37.1	4.8
3 + ГК	9.0	304.0	244.0	35.4	16.2	42.4	4.9	11.6	878.4	427,7	57.3	23.0	142.0	4.4
4	9.6	240.0	365.0	53.8	15.8	30.8	5.8	29.0	627.1	787,6	84.9	35.9	79.8	7.2
4 +ГК	16.8	279.0	535.0	61.7	25.5	36.6	7.6	26.1	517.5	712,7	92.4	32.0	53.6	7.2
5	6.4	566.0	305.0	32.3	10.2	27.5	4.2	9.9	978.0	571,3	63.7	32.0	107.9	4.9
5 + ГК	9.6	994.0	478.0	47.0	16.1	35.6	5.8	7.5	661.7	476,3	49.6	40.4	41.8	4.6
Коэф. корреляции с индексом CSI	0.94	–	0.81	0.95	0.89	–	–	0.91	–	0,64	0.96	–	–	–



**Рис. 3.** Тепловая карта кластерного распределения ТМ в побегах (а) и корнях (в) растений *Tagetes patula* и в побегах (б) и корнях (г) *Tagetes erecta* по вариантам опыта. Темный цвет указывает на более высокую, а светлый – на более низкую концентрацию каждого элемента.

элемента явления синергизма могут перейти в антагонистические, а при снижении – напротив, еще усилиться.

По итогу проведенной работы можно сделать вывод, что оба вида растения из рода бархатцы подходят для использования в технологии фитоэкстракции ТМ из загрязненных территорий и выращивания на техногенных почвах вблизи города Норильск. Однако на основании когнитивного анализа, заложенного в рекуррентную нейронную сеть, акцент в выборе следует сделать в пользу *T. patula*. Данный вид имеет меньший срок вегетации, что особенно актуально для данного региона, и, как показал эксперимент, растения показали лучшую отзывчивость на применение ГК, уже в минимально рекомендованной дозе. В дальнейших

исследованиях выбранную дозу ГК можно постепенно повышать, с целью поиска необходимой концентрации, обладающей сразу двойственным эффектом, способностью увеличивать транслокацию ТМ из почвы в растения (фитоэкстракцию) и сглаживать повышенную кислотность среды, также свойственную для данного региона, по типу известкования.

Известно, что никель как токсикант, наравне с Си, является приоритетным загрязняющим элементом для почв данного региона [20]. Многие исследователи рассматривают его в качестве одного из главных поллютантов во всем мире из-за его активного использования человеком. В почвенном растворе Ni наиболее распространен в форме гидрата  $Ni(H_2O)_2^+$ . Геохимически он связан

с соединениями железа и кобальта. В большинстве случаев он присутствует в центрах ионного обмена и адсорбируется алюминием и железом. Поглощение металла растениями зависит не столько от его содержания в почве, сколько от количества обменной формы никеля. В щелочных почвах происходит адсорбция и поглощение ионов этого металла органическими веществами, в результате чего никель становится недоступным для растений. Более высокая биодоступность металла для растений наблюдается в почвах, содержащих малое количество гумуса, характеризующихся избыточным увлажнением и низким рН почвенного раствора, а также легким гранулометрическим составом. В кислых почвах Ni более подвижен за счет образования комплексов со специфическими органическими лигандами, которыми также могут выступать гуминовые кислоты.

Для лучшего изучения механизмов антагонизма и синергизма, выявленных у Ni и Cu в данной полиметаллической смеси, следует провести отдельный модельный опыт на искусственной нейтральной среде, где в отсутствие влияния почвенного матрикса, выделить доминирующую негативную роль того или иного элемента взятых в усредненных по изученным почвенным пробам концентрациях. Наряду с двумя данными токсикантами, можно выделить и Zn, который доминирует в составе геохимических ассоциаций как загрязнитель почвенного покрова. Отмечено, что гибель большинства чувствительных видов наземных растений может наблюдаться при концентрациях Zn в почве более, чем 100 мг/кг. При этом следует отметить, что в целом избыток металла в почвах менее распространен, чем его дефицит.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (темы FGUS 2024-0010 и FGUS 2022-0018).

#### СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

Работа не содержит исследований с использованием людей или животных в качестве объектов исследования.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гальченко С.В., Мажайский Ю.А., Гусева Т.М., Чердакова А.С. Фиторемедиация городских почв, загрязненных тяжелыми металлами, декоративными цветочными культурами // Вестник Рязанского государственного университета им. С.А. Есенина. 2015. № 4 (49). С. 144–153.
2. Мажайский Ю.А., Гальченко С.В., Гусева Т.М., Чердакова А.С. Накопление тяжелых металлов декоративными цветочными культурами // Успехи современной науки и образования. 2016. № 9. С. 203–205.
3. Liu J., Xin X., Zhou Q. Phytoremediation of contaminated soils using ornamental plants // Environmental Reviews. 2018. V. 26. No. 1. P. 43–54.
4. Vasilyeva M., Kovshov S., Zambrano J., Zhemchuzhnikov M. Effect of magnetic fields and fertilizers on grass and onion growth on technogenic soils // Journal of Water and Land Development. 2021. V. 49. P. 55–62.
5. Pandey J., Verma R.K., Singh S. Suitability of aromatic plants for phytoremediation of heavy metal contaminated areas: a review // Int. Phytoremediation. 2019. P. 1–14.
6. Ghosh M., Singh S.P. A review on phytoremediation of heavy metals and utilization of its byproducts // Applied Ecology and Environmental Research. 2005. V. 3 (1). P. 1–18.
7. Sarapulova G.I. Geochemical approach in assessing the technogenic impact on soils // Journal of Mining Institute. 2020. V. 243. P. 388–395.
8. Ядарова О.А. Особенности накопления свинца одностолетними декоративными растениями в процессе онтогенеза в условиях города Йошкар-Олы // Современные проблемы науки и образования. 2013. № 2. С. 419.
9. Пансю М., Гомеру Ж. Анализ почвы. Справочник. Минералогические, органические и неорганические методы анализа. СПб.: Профессия, 2014. 800 с.
10. Najarian A., Souri M.K., Nabigol A. Influence of humic substance on vegetative growth, flowering and leaf mineral elements of Pelargonium x hortorum // J. Plant Nutr. 2022. V. 45 No. 1. P. 107–112.
11. Babar A., Jawad A., Sayyed W.A.B., Muhammad I., Waqas K., Muhammad B.A.S. Effect Nitrogen and Humic Acid Levels on Plant Height and Number of Florets per Spike of Gladiolus Cultivars // Int J Environ Sci Nat Res. 2017. V. 7. No. 1. 555701.
12. Mohammadipour E., Golchin A., Mohammadi J., Negahdar N., Zarchini M. Effect of humic acid on yield and quality of marigold (*Calendula officinalis* L.) // Annals of Biological Research. 2012. V. 3. No. 11. P. 5095–5098.
13. Ahmad S., Khan J., Jamal A. Response of pot marigold to different applied levels of humic acid // Journal of Horticulture and Plant Research. 2019. V. 5. P. 57–60.
14. Chen L., Liu J.R., Hu W.F., Gao J., Yang J.Y. Vanadium in soil-plant system: Source, fate, toxicity, and bioremediation // J Hazard Mater. 2021. V. 405. P. 124–200.
15. Burger A., Lichtscheidl I. Strontium in the environment: Review about reactions of plants towards stable and radioactive strontium isotopes // Sci Total Environ. 2019. V. 653. P. 1458–1512.

16. *Balafrej H., Bogusz D., Triqui Z.A., Guedira A., Bendaou N., Smouni A., Fahr M.* Zinc Hyperaccumulation in Plants: A Review // *Plants*. 2020. 9(5). P. 562–584.
17. *Иванищев В.В.* Цинк в природе и его значение для растений // *Известия Тульского государственного университета. Науки о земле*. 2022. № 2. С. 35–49.
18. *Иванищев В.В.* Никель в окружающей среде и его влияние на растения // *Известия Тульского государственного университета. Науки о земле*. 2021. № (2). С. 38–53.
19. *Theriault G., Nkongolo K.* Nickel and Copper Toxicity and Plant Response Mechanisms in White Birch (*Betula papyrifera*) // *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*. 2016. V. 97. No. 2. P. 171–176.
20. *Пономарева Т.В., Трефилова О.В., Богородская А.В., Шапченкова О.А.* Эколого-функциональная оценка состояния почв в зоне аэротехногенного воздействия Норильского промышленного комплекса // *Сибирский экологический журнал*. 2014. Т. 21. № 6. С. 987–996.

## NEURAL NETWORK COGNITIVE ANALYSIS OF ACCUMULATION METALS BY MARIGOLD

**J. V. Puhalsky<sup>1,2</sup>, N. I. Vorobyov<sup>3</sup>, S. I. Loskutov<sup>1,2</sup>,  
M. A. Chukaeva<sup>4</sup>, V. R. Sidorova<sup>4</sup>, V. A. Matveeva<sup>4</sup>**

*Received October 23, 2023*

*After revision December 22, 2023*

*Accepted December 25, 2023*

<sup>1</sup>*A.S. Pushkin Leningrad State University, St. Petersburg, Pushkin, Russian Federation*

<sup>2</sup>*All-Russia Research Institute of food flavorings – a branch of Gorbатов Research Center for Food Systems, St. Petersburg, Russian Federation*

<sup>3</sup>*All-Russian Research Institute of Agricultural Microbiology, St. Petersburg, Pushkin, Russian Federation*

<sup>4</sup>*St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russian Federation*

The article presents the results of studies to assess the effect of humic acids, taken at a concentration of 250 ppm, on the process of induced phytoextraction of heavy metals from soils selected near Norilsk. Phytoextraction was carried out by different types of marigold plants: *Tagetes patula* and *Tagetes erecta*. The studies were carried out in greenhouse conditions under controlled spectral illumination (light culture). The duration of the experiment was 21 days. A short vegetation period was chosen based on the conditions of a short summer period typical for this region, where it is more rational to keep records of the systemic removal of toxicants from contaminated soils by several cycles of their sowing/cutting per season, already at the juvenile phase of ontogenesis. For elemental analysis, the method of atomic emission spectrometry with inductively coupled plasma was used. To assess the level of efficiency of metal accumulation, the authors developed and used the original computing neural network CompNN, which allows calculating the cognitive significance index (CSI) based on empirical data on the accumulation of toxicants, both in shoots and roots of plants. The results of the study showed that the introduction of an organic additive in the form of humic acids into the soil led to inhibition of the growth of the above-ground part of *T. patula*. As for *T. erecta*, the rate of accumulation of green plant biomass did not change when humic acids were added. The decrease in the biomass of shoots of *T. patula* plants is explained by an increase in the accumulation of metals in them by an average of 91.6% for the variants. The content of metals in the shoots of *T. erecta* under the influence of humic acids, on the contrary, decreased by 17.3% on average. A similar result was observed in relation to the root zone: the trend of change in the fixation of metals for both plant species here was 40.8 and 10.8%, respectively. Calculation of CSI indices also showed that the addition of humic acids in *T. patula* increases the intensity of metal accumulation from the soil in its biomass in all variants, while in *T. erecta*, on the contrary, it decreases. The performed cluster analysis demonstrated the fixation of metals in the main buffer zone of plants, and also made it possible to isolate nickel into a separate homogeneous series. With regard to the distribution of this element in the shoots by variants, experience has shown that it has demonstrated here the proximity of convergence with copper. The correlation coefficients of their accumulation with the CSI index in the shoots of both plants were  $r = 0.82$ ;  $0.87$  for Cu and  $r = 0.87$ ;  $0.83$  for Ni. The proximity of these values indicates the priority nature of the accumulation of these metals in the plant biomass of marigolds, and also characterizes the manifestation of certain interactions between them in contaminated soil by the type of antagonism or synergism.

*Keywords:* *Tagetes*, heavy metals, phytoremediation, recurrent neural network, cognitive significance index