

ISSN 2686-7397

Том 512, Номер 2

Октябрь 2023



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 512, номер 2, 2023

ГЕОЛОГИЯ

Фрагмент раннекембрийской континентальной окраины в структуре Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (терегитгская свита): результаты U—Pb-датирования циркона и Sg-хемотратиграфии

А. В. Иванов, Е. Ф. Летникова, С. И. Школьник, А. В. Маслов, Н. И. Ветрова 165

Новые данные о геологическом строении и докембрийской эволюции горного обрамления западного борта ледника Денмана (Восточная Антарктида): первый палеоархейский возраст плагиогнейсов

В. А. Маслов, В. Д. Каминский, Н. В. Родионов, Д. М. Воробьев 174

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Два этапа рудообразования в W-Au металлогеническом поясе Южного Тянь-Шаня: данные изотопного U—Pb-датирования циркона (метод LA-ICP-MS) из интрузивных пород W-Au месторождения Джилау (Таджикистан)

С. Г. Соловьев, С. Г. Кряжев, Д. В. Семенова, Ю. А. Калинин, Н. С. Бортников 190

ГЕОХИМИЯ

Сорбция редкоземельных элементов органическим веществом из водных растворов по экспериментальным данным

Л. М. Павлова, Л. П. Шумилова, В. И. Радомская, А. П. Сорокин, В. В. Иванов, Л. П. Носкова, Н. Ю. Леусова 199

Изотопный состав гелия в щелочных интрузиях Прихубсугуля, Северо-Западная Монголия

В. В. Врублевский, А. А. Петлина, А. В. Гудков, М. Ю. Сидоров, А. С. Семиряков, Р. А. Шелепаев, А. В. Вишневский, И. Ф. Гертнер, Е. Н. Фомина, Е. Н. Козлов, О. В. Удорткина 207

Изотопное фракционирование кислорода в системе силикат—карбонат при формировании пород массива Ковдор (Кольский п-ов)

Е. О. Дубинина, А. С. Морозова, И. Т. Расс, А. С. Авдеев 212

МИНЕРАЛОГИЯ

Первая находка аутигенных карбонатов на прилаптевоморском фланге хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан)

Д. В. Каминский, Н. П. Чамов, А. А. Крылов, И. А. Неевин, М. И. Буякайте, К. Е. Дегтярев, А. С. Дубенский, В. Д. Каминский, Е. А. Логвина, О. И. Окина, П. Б. Семенов, А. О. Киль, О. В. Петров, Б. Г. Покровский, Т. Ю. Толмачева 219

Минералогия континентальных отложений опорного разреза Улан-Жалга (Западное Забайкалье): отклик на климатические обстановки четвертичного периода

Э. П. Солотчина, М. А. Ербаева, А. А. Щетников, М. И. Кузьмин, П. А. Солотчин, А. Н. Жданова 225

Новая разновидность хладниита из вулканических эксгальций.

Генетическая кристаллохимия хладниита

И. В. Пеков, Н. В. Зубкова, А. А. Агаханов, А. Г. Турчкова, Е. С. Житова, Д. Ю. Пушаровский 233

ПЕТРОЛОГИЯ

Эволюция щелочно-ультрамафического расплава трубки Виктория (Анабарский район, Якутия): по результатам изучения расплавных включений в оливине и минералах основной массы

А. В. Каргин, И. Р. Прокотьев, А. Е. Старикова, В. С. Каменецкий, Ю. Ю. Голубева 242

ГЕОДИНАМИКА

Западно-Сибирский осадочный бассейн. Отсутствие сильного растяжения земной коры по данным сверхглубокого бурения

Е. В. Артюшков, П. А. Чехович 251

СТРАТИГРАФИЯ

Результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого океана

О. В. Петров, А. М. Никишин, Е. И. Петров, В. Ю. Татаринов, С. Н. Кашубин, Д. В. Прищепенко, Н. А. Малышев, С. М. Данилкин, В. Е. Вержбицкий, А. А. Колюбакин, Д. К. Комиссаров, В. Н. Ставицкая, О. В. Шурекова, Е. С. Разумкова, Т. Ю. Толмачева, Д. И. Леонтьев, М. Ю. Токарев, А. И. Понимаскин, З. С. Замотина

261

Эффективный подход к стратиграфическому расчленению монотонных голоценовых отложений арктического шельфа

А. Н. Колесник, С. А. Селютин, О. Н. Колесник, А. А. Босин, А. С. Астахов, Е. Г. Вологина, Е. Н. Суховеев, И. И. Баженов

272

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Древнейшие ископаемые следы жизнедеятельности в ассоциации с биотой эдиакарского типа из верхнего венда Южного Урала

А. В. Колесников, В. Д. Десяткин, В. А. Терехова, В. Н. Паньков, А. В. Маслов

281

ГЕОФИЗИКА

Возмущение геофизических полей и ионосферы в период сильной геомагнитной бури 23 апреля 2023 г.

В. В. Адушкин, А. А. Спивак, Ю. С. Рыбнов, С. А. Рябова, С. П. Соловьев, А. В. Тихонова

289

СЕЙСМОЛОГИЯ

Сейсмостратиграфические исследования Крымского шельфа методом непрерывного сейсмоакустического профилирования

А. В. Хортов, Н. А. Римский-Корсаков, А. А. Пронин, А. Д. Мутовкин

295

ОКЕАНОЛОГИЯ

Дальние поля возмущений поверхности раздела глубокого океана и ледяного покрова от локализованных источников

В. В. Булатов, И. Ю. Владимиров, Е. Г. Морозов

302

ГЕОГРАФИЯ

Влияние почвенных гелей на гистерезисные явления в почвах

Г. Н. Федотов, С. А. Шоба, Д. А. Ушкова, Д. И. Потапов, И. В. Горепекин

308

Первые данные о палеогеографических обстановках и хронологии последнего межледниковья на зимнем берегу Белого моря

Н. Е. Зарецкая, Е. Е. Талденкова, Я. С. Овсепян, М. В. Ручкин, Д. В. Баранов, О. В. Руденко, А. Ю. Степанова

313

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Качество питьевой воды дельты Дона в условиях маловодья

Г. Г. Матишов, К. С. Григоренко

320

ГЕОХИМИЯ

Уран в воде Байкальской экосистемы

В. И. Гребенщикова, М. И. Кузьмин, В. М. Демьянович

332

CONTENTS

Vol. 512, no. 2, 2023

GEOLOGY

Early Cambrian Deposits of the Continental Margin (South of Tuva, Teregtig Formation):
Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons and Sr-chemostratigraphy

A. V. Ivanov, E. F. Letnikova, S. I. Shkolnik, A. V. Maslov, and N. I. Vetrova 165

New Data on the Geological Structure and Precambrian Evolution of the Denman Glacier
West Side Mountain Frame (East Antarctica): First Paleoarchean Age For Plagiogneises,
Panafrican Granitoid Magmatism

V. A. Maslov, V. D. Kaminsky, N. V. Rodionov, and D. M. Vorobiev 174

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Two Stages of Mineralization in the Southern Tien Shan Au-W Metallogenic Belt: Isotopic U-Pb Dating
(LA-ICP-MS Method) Of Zircon From Intrusive Rocks At The Jilau W-au Deposit (Tajikistan)

S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, D. V. Semenova, Y. A. Kalinin, and N. S. Bortnikov 190

GEOCHEMISTRY

Sorption of Rare-Earth Elements by Organic Matter from Aqueous Solutions
According to Experimental Data

*L. M. Pavlova, L. P. Shumilova, V. I. Radomskaya, A. P. Sorokin, V. V. Ivanov,
L. P. Noskova, and N. Yu. Leusova* 199

Helium Isotopic Composition In Alkaline Intrusions of the Hovsgol Area, Northwestern Mongolia

*V. V. Vrublevskii, A. A. Petlina, A. V. Gudkov, M. Yu. Sidorov, A. S. Semiryakov, R. A. Shelepaev,
A. V. Vishnevskii, I. F. Gertner, E. N. Fomina, E. N. Kozlov, and O. V. Udoratina* 207

Oxygen Isotope Fractionation in the Silicate–Carbonate System During the Rock Formation
of the Kovdor Massif (Kola Peninsula)

E. O. Dubinina, A. S. Morozova, I. T. Rass, and A. S. Avdeenko 212

MINERALOGY

First Discovery of Authigenic Carbonates on the Laptev Sea Flank of the Gakkel Ridge (Arctic Ocean)

*D. V. Kaminsky, N. P. Chamov, A. A. Krylov, I. A. Neevin, M. I. Bujakaite, K. E. Degtyarev,
A. S. Dubensky, V. D. Kaminsky, E. A. Logvina, O. I. Okina, P. B. Semenov, A. O. Kiel I,
O. V. Petrov, B. G. Pokrovsky, and T. Yu. Tolmacheva* 219

Mineralogy of Continental Sediments from the Ulan-Zhalga Key Section (Western Transbaikalia):
Response to Quaternary Climatic Conditions

E. P. Solotchina, M. A. Erbajeva, A. A. Shchetnikov, M. I. Kuzmin, P. A. Solotchin, and A. N. Zhdanova 225

A New Variety of Chladniite From Volcanic Exhalations. Genetic Crystal Chemistry of Chladniite

I. V. Pekov, N. V. Zubkova, A. A. Agakhanov, A. G. Turchkova, E. S. Zhitova, and D. Yu. Pushcharovsky 233

PETROLOGY

Evolution of the Victoria Pipe Ultramafic Alkaline Melt (Anabar Region, Siberian Craton):
Melt Inclusion Within Olivine And Groundmass Minerals

A. V. Kargin, I. R. Prokopyev, A. E. Starikova, V. S. Kamenetsky, and Yu. Yu. Golubeva 242

GEODYNAMICS

The West Siberian Sedimentary Basin. An Origin Without Strong Crustal Stretching –
The Superdeep Drilling Data Analysis

E. V. Artyushkov and P. A. Chekhovich 251

STRATIGRAPHY

First Results of Stratigraphic Drilling in the East Siberian Sea Focused on the Geological Studies of the Suture Zone Of The Continental Shelf's Marginal Structures and Deep-water Areas of the Arctic Ocean

O. V. Petrov, A. M. Nikishin, E. I. Petrov, V. Yu. Tatarinov, S. N. Kashubin, D. V. Prishchepenko, N. A. Malyshev, S. M. Danilkin, V. E. Verzhbitsky, A. A. Kolyubakin, D. K. Komissarov, V. N. Stavitskaya, O. V. Shurekova, E. S. Razumkova, T. Yu. Tolmacheva, D. I. Leontiev, M. Yu. Tokarev, A. I. Ponimaskin, and Z. S. Zamotina 261

Efficient Approach to the Sequence Stratigraphic Study of Monotonous Holocene Sediments from the Arctic Shelf

A. N. Kolesnik, S. A. Selyutin, O. N. Kolesnik, A. A. Bosin, A. S. Astakhov, E. G. Vologina, E. N. Sukhoveev, and I. I. Bazhenov 272

PALEONTOLOGY

The Oldest Trace Fossils in Association With Ediacara-Type Biota in the Upper Vendian of The South Urals

A. V. Kolesnikov, V. D. Desiatkin, V. A. Terekhova, V. N. Pan'kov, and A. V. Maslov 281

GEOPHYSICS

Disturbance of Geophysical Fields and Ionosphere During a Strong Geomagnetic Storm on April 23, 2023

V. V. Adushkin, A. A. Spivak, Yu. S. Rybnov, S. A. Riabova, S. P. Soloviev, and A. V. Tikhonova 289

SEISMOLOGY

Results of Seismostratigraphic Investigations of the Crimean Shelf by the Method of Continuous Seismo-Acoustic Profiling

A. V. Khortov, N. A. Rimsky-Korsakov, A. A. Pronin, and A. D. Mutovkin 295

OCEANOLOGY

Perturbations Far Fields of the Interface Surface of the Deep Ocean and the Ice Cover From Localized Sources

V. V. Bulatov, I. Yu. Vladimirov, and E. G. Morozov 302

GEOGRAPHY

Effect of Soil Gels on Hysteresis Phenomena in Soils

G. N. Fedotov, S. A. Shoba, D. A. Ushkova, I. V. Gorepekin, O. A. Salimgareeva, and D. I. Potapov 308

First Data on Paleogeography and Chronology of the Last Interglacial on Zimnii Coast, the White Sea

N. E. Zaretskaya, E. E. Taldenkova, Ya. S. Ovsepyan, M. V. Ruchkin, D. V. Baranov, O. V. Rudenko, and A. Yu. Stepanova 313

LAND WATER PROBLEMS

Drinking Water Quality in the Don Delta in the Lack of Water Conditions

G. G. Matishov and K. S. Grigorenko 320

Uranium in the Water of the Baikal Ecosystem

V. I. Grebenshchikova, M. I. Kuzmin, and V. M. Demjanovich 332

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93

**ФРАГМЕНТ РАННЕКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ
В СТРУКТУРЕ ТУВИНСКОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ТЕРЕГТИГСКАЯ СВИТА): РЕЗУЛЬТАТЫ
U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА И Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИИ**

© 2023 г. А. В. Иванов^{1,*}, Е. Ф. Летникова¹, С. И. Школьник²,
член-корреспондент РАН А. В. Маслов³, Н. И. Ветрова¹

Поступило 26.09.2022 г.

После доработки 29.03.2023 г.

Принято к публикации 23.05.2023 г.

Получена оценка времени накопления (530–520 млн лет) терегтигской свиты юга Тувы на основе результатов U–Pb-датирования зерен детритового циркона из терригенных и Sr-хемостратиграфии карбонатных пород. Показано, что основным источником поступления обломочного материала являлись гранитоиды с возрастом 580 млн лет. Присутствие представительной популяции зерен детритового циркона докембрийского возраста указывает на накопление отложений терегтигской свиты в пределах блока континентальной коры с длительной историей развития. В составе эродируемой суши при накоплении грубозернистых пород терегтигской свиты находились так же породы Агардагского комплекса офиолитов, о чем свидетельствуют многочисленные неокатанные обломки оливинов, пироксенов и хромшпинелидов в матриксе конгломератов.

Ключевые слова: ранний палеозой, Тува, Sr-хемостратиграфия, U–Pb-датирование, циркон, хромит, континентальная окраина, Агардагский комплекс офиолитов

DOI: 10.31857/S2686739722602034, EDN: WGZBIC

ВВЕДЕНИЕ

Одной из проблем геологии Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является отсутствие современных данных о возрасте и генезисе осадочных и осадочно-вулканогенных пород, что затрудняет понимание последовательности их формирования и принадлежности к тектоническим блокам с различной геодинамической историей. В этой работе мы приводим первые геохронологические, изотопные и минералогические данные, полученные при изучении осадочных пород терегтигской свиты Агардагской шовной зоны офиолитов и меланжа, расположенной между Сангиленским и Таннуольским комплексами в юго-западной части Тувинского сегмента ЦАСП (рис. 1). Агардаг-

ская шовная зона в последнее время является объектом изучения многих исследователей, но данные о ее строении, возрасте и взаимоотношениях с соседними структурами все еще дискуссионны. Одни авторы, сравнивая магматизм древних бассейнов Тувы с тихоокеанским бассейном Вудларк, считают, что офиолиты Агардагского и Карашатского комплексов формировались предположительно 570 млн лет назад под влиянием плюмовых источников на начальных стадиях раскрытия палеоокеана [1]. Другие полагают, что офиолиты Южной Тувы связаны с расколом древнего сиалического блока и образованием океанической коры, сравнивая их с офиолитами Тихама-Азир, возникшими при формировании бассейна, сходного с красноморским [2]. Вескими аргументами при решении проблемы тектонического строения юга Тувинского сегмента ЦАСП могут стать изотопные данные, интерпретация которых позволит получить информацию об обстановках и времени седиментации осадочных толщ Агардагской зоны, а также составе и возрасте пород-источников обломочного материала для них. С этой целью нами изучены осадочные породы терегтигской свиты, непосредственно контактирующей с Карашатским офиолитовым комплексом (рис. 1).

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

²Институт земной коры Сибирского отделения
Российской академии наук, Иркутск, Россия

³Геологический институт Российской академии наук,
Москва, Россия

*E-mail: ivanovav@igm.nsc.ru

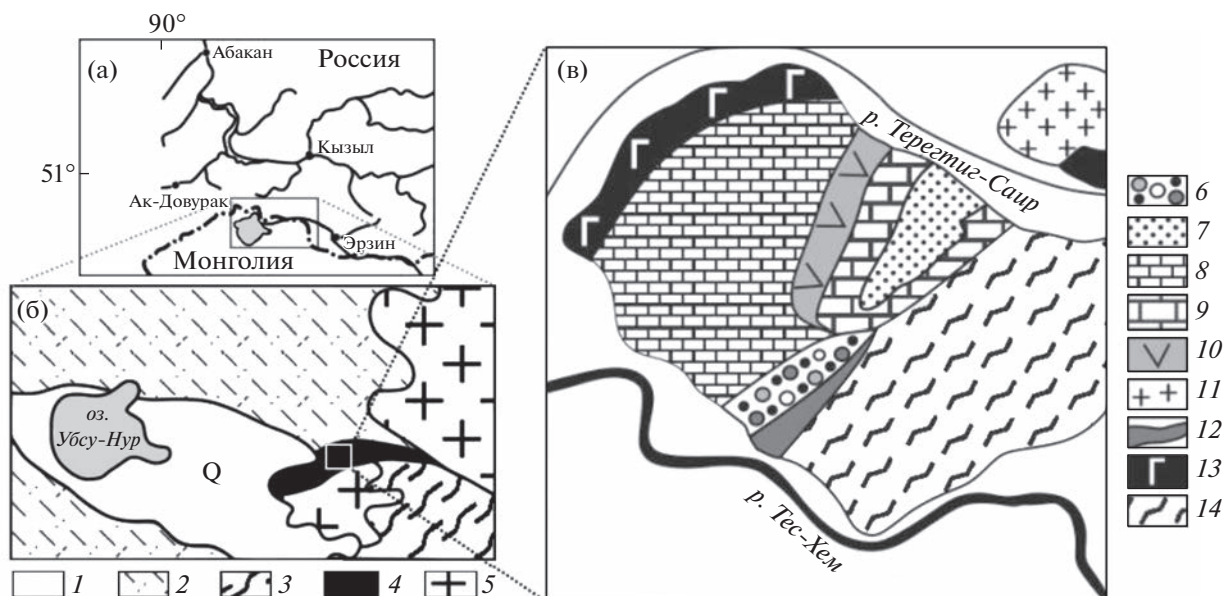


Рис. 1. Расположение района исследований (а), положение Агардагской зоны в южной части Тувинского сегмента ЦАСП (б) и схема геологического строения междуречья Тес-Хем и Терегтиг-Саир (в), по [16] с изменениями. 1 – кайнозойские отложения, 2 – Тануольский островодужный комплекс, 3 – Сангиленский метаморфический комплекс, 4 – Агардагский комплекс офиолитов и меланжа, 5 – граниты палеозоя; терегтигская свита (6–8): 6 – конгломераты, 7 – терригенные отложения, 8 – карбонатные породы; 9 – метаморфизованные карбонатные породы; 10 – вулканиты основного и среднего составов; 11 – лейкограниты и аляскистовые граниты тануольского комплекса палеозоя; 12 – докембрийские породы Карашатского массива офиолитов; 13 – габбро тесхемской серии, венд (?); 14 – Эрзинский метаморфический комплекс.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ТЕРЕГТИГСКОЙ СВИТЫ

Изучаемые терригенные и карбонатные породы распространены в междуречье Тес-Хем и Терегтиг-Саир. В основании разреза залегают тонкослоистые аргиллиты (мощностью 5–7 м) и галечно-валунные конгломераты (до 7 м). В последних гальки имеют уплощенную форму и строго ориентированы по слоистости, а валуны (до 30 см в диаметре) хорошо окатаны. Среди обломков преобладают кварц, осадочные породы, граниты (SiO_2 – 72–74, Na_2O – 4.4–4.7, K_2O – 0.2–0.5 мас. %) и, реже, диориты (SiO_2 – 60.5, Na_2O – 4.1, K_2O – 0.4 мас. %) и низщелочные риолиты (SiO_2 – 77, Na_2O – 4.0, K_2O – 0.1 мас. %).

Матрикс конгломератов состоит в основном из неокатанных зерен кварца, полевого шпата, слюд, измененных темноцветных минералов, циркона, апатита, рудных минералов, хлорита и карбонатов. Изучение состава матрикса с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) TESCAN в Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск) позволило установить в нем присутствие значительного количества неокатанных зерен пироксена, оливина и хромшпинелидов (рис. 2 а). Последние по составу

отвечают хромитам, ферриалюмохромитам и суб-алюмоферрихромитам и подобны таким же разновидностям хромшпинелидов в верлитах, дуни-тах и гарцбургитах Агардагского комплекса офиолитов (рис. 2 б, в).

На конгломератах согласно залегают карбонатные отложения. В них в 3 м выше подошвы наблюдается линза кварцевых гравелитов. Хорошо окатанные обломки кварца в гравелитах сцементированы кремнистым материалом. В средней части разреза в значительном количестве присутствуют дайки долеритов.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ПОРОД ТЕРЕГТИГСКОЙ СВИТЫ

Проведено U–Pb-изотопное датирование зерен циркона из матрикса конгломератов и кварцевого гравелита терегтигской свиты, а также трех валунов из конгломератов – гранита, диорита и кислого вулканита. Внутреннее строение циркона изучено на СЭМ JEOL JSM 6510LV и LEO 1430VP (ЦКП МИИ СО РАН). U–Pb-датирование циркона из матрикса конгломератов проведено методом LA-ICP-MS в ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре Element XR (“ThermoFinnigan”) с системой лазерной абляции UP-213. Использованы внешние стандарты – 91500 и GJ-1. U–Pb-датирование циркона остальных проб про-

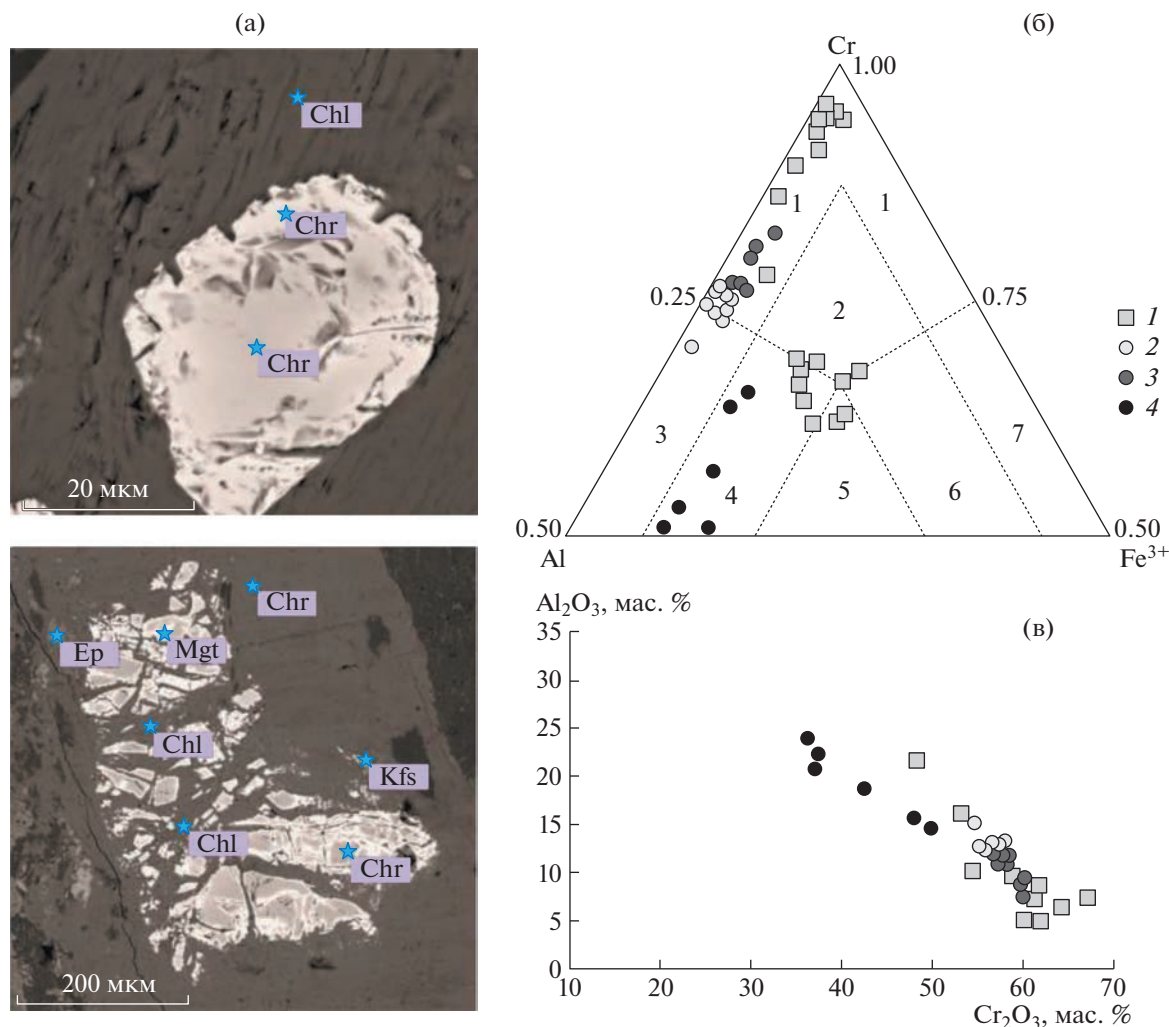


Рис. 2. Хромиты из матрикса валунно-галечных конгломератов теретигской свиты (а, изображения получены с помощью СЭМ), положение фигуративных точек хромитов на диаграмме Al–Cr–Fe [17] (б) и вариации содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 в хромшпинелидах теретигской свиты и Агардакского комплекса офиолитов (в). (б): поля диаграммы: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит; 1 – хромшпинелиды теретигской свиты; 2–4 – Агардакский комплекс офиолитов (2 – гарцбургиты, 3 – дуниты, 4 – верлиты, по [18]).

ведено в ЦКП МИИ СО РАН методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре “Thermo Scientific” Element XR с системой лазерной абляции Analyte Excite (внешние стандарты – 91500, Plesovice и GJ-1). Погрешности единичных определений изотопных отношений и возрастов в обоих случаях приведены на уровне 1σ . В работе использованы данные значений U–Pb-возраста с дискордантностью менее 5%.

Основная популяция детритового циркона (80 из 92 зерен) из матрикса конгломератов имеет возраст в интервале 614–558 млн лет с максимумом 580 млн лет (рис. 3). Зерна циркона имеют осцилляторную зональность и не окатаны, что указывает на близость их источников к бассейну седиментации. Средневзвешенное значение воз-

раста наиболее молодой популяции циркона (6 зерен) составило 538 млн лет. Это позволяет считать, что накопление теретигской свиты происходило не древнее раннего кембрия. Присутствуют единичные окатанные зерна докембрийского возраста (1780, 1490, 1364, 883, 654 млн лет).

Основная популяция (12 из 27 зерен) детритового циркона из кварцевого гравелита имеет возраст в диапазоне 594–571 млн лет (максимум – 580 млн лет) (рис. 4). Зерна циркона данной популяции имеют осцилляторную зональность и не окатаны, наиболее молодые из них имеют возраст 542 и 550 млн лет. Другие цирконы в этой пробе представлены окатанными зернами с возрастом 2880, 2806, 2802, 2781, 2683, 2466, 1888, 1871, 1860, 1848, 1078, 838 и 777 млн лет.

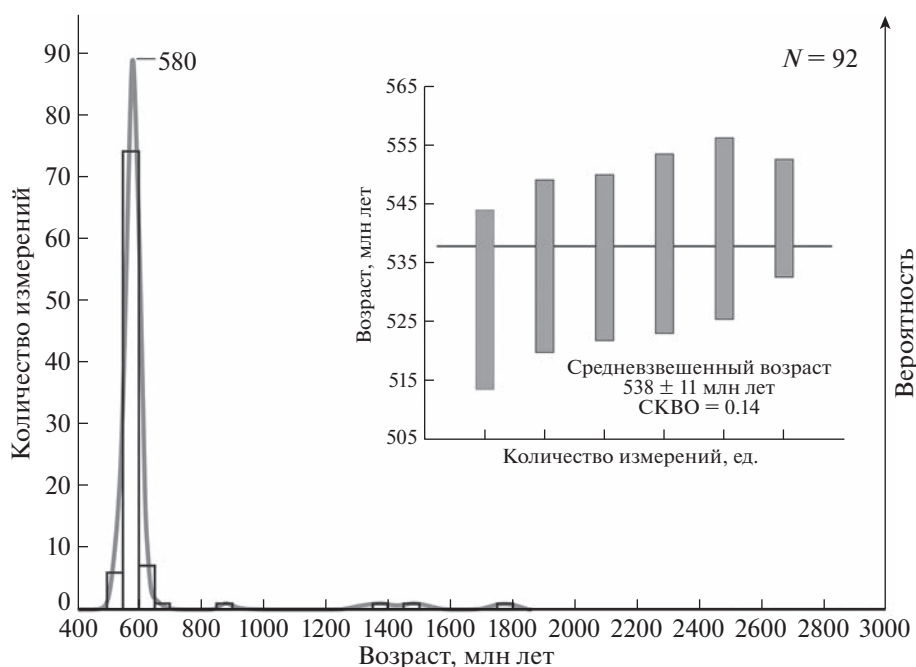


Рис. 3. Гистограмма и кривая относительной вероятности возраста зерен детритового циркона и средневзвешенный возраст наиболее молодой популяции зерен детритового циркона из матрикса конгломератов терегтигской свиты. N — количество зерен детритового циркона с конкордантными значениями.

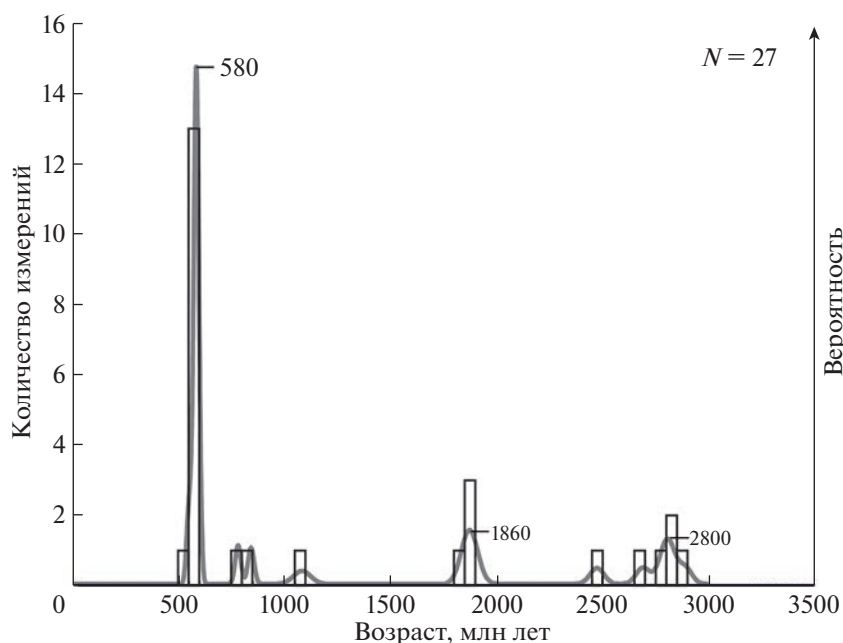


Рис. 4. Гистограмма и кривая относительной вероятности возраста зерен детритового циркона из кварцевого гравелиста терегтигской свиты. N — количество зерен детритового циркона с конкордантными значениями.

Изотопное U—Pb-датирование (LA-ICP-MS) зерен циркона из валунов конгломератов дало следующие результаты: диорит — 579.8 ± 1.9 млн лет, гранит — 576.9 ± 1.7 млн лет, риолит — 574.4 ± 3.8 млн лет (рис. 5).

ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ТЕРЕГТИГСКОЙ СВИТЫ

Для исследования изотопного состава Sr и С в карбонатных породах терегтигской свиты отобра-

но 9 проб из нижней части разреза, где отсутствуют дайки долеритов. Химическое разложение проб выполнено в ЦКП МИИ СО РАН. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измерены на масс-спектрометре Triton Plus "Thermo Fisher" (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Для анализа изотопного состава кислорода и углерода в карбонатном веществе использован приборный комплекс, состоящий из масс-спектрометра "Finnigan" MAT-253 и линии пробоподготовки – Gas Bench II (ЦКП МИИ СО РАН).

Карбонатные породы представлены известняками (Mg/Ca 0.003–0.009). Две пробы исключены из исследований изотопного состава Sr, так как имеют низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и высокие концентрации Fe и Mn, указывающие на их постседиментационные изменения (табл. 1). Величина $\delta^{13}\text{C}$ в известняках изменяется в диапазоне от -1.1‰ до $+2.9\text{‰}$ (рис. 6). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0.70794 до 0.70826. С учетом данных об изотопном составе Sr в воде Мирового океана в докембрии и раннем палеозое [3–5] и результатов U–Pb-датирования зерен детритового циркона из нижележащих терригенных пород теретигской свиты, можно оценить время седиментации этой свиты в интервале 530–520 млн лет (рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования осадочных пород теретигской свиты позволили получить новую информацию о времени и обстановках ее накопления, составе и возрасте пород источников сноса. Так, уплощенная форма галек и их ориентация по слоистости, значительное количество обломков валунной размерности в конгломератах, присутствие в разрезе кварцевых гравелитов и карбонатных отложений указывают на накопление свиты в прибрежно-морских обстановках.

Обобщение данных U–Pb-датирования зерен циркона из терригенных пород и результатов хемотратиграфических исследований карбонатных отложений позволило ограничить время накопления теретигской свиты интервалом 530–520 млн лет.

Петрографические и минералогические исследования терригенных пород позволили выделить следующие основные источники поступления обломочного материала:

1. Осадочные породы. Следует отметить, что присутствие в разрезе кварцевых гравелитов указывает на накопление отложений теретигской свиты в пределах блока земной коры, часть которого длительное время представляла собой сушу, где происходил рециклинг обломочного материала вплоть до образования сугубо кварцевых обломочных пород. Как правило, это характерно для континентальных обстановок.

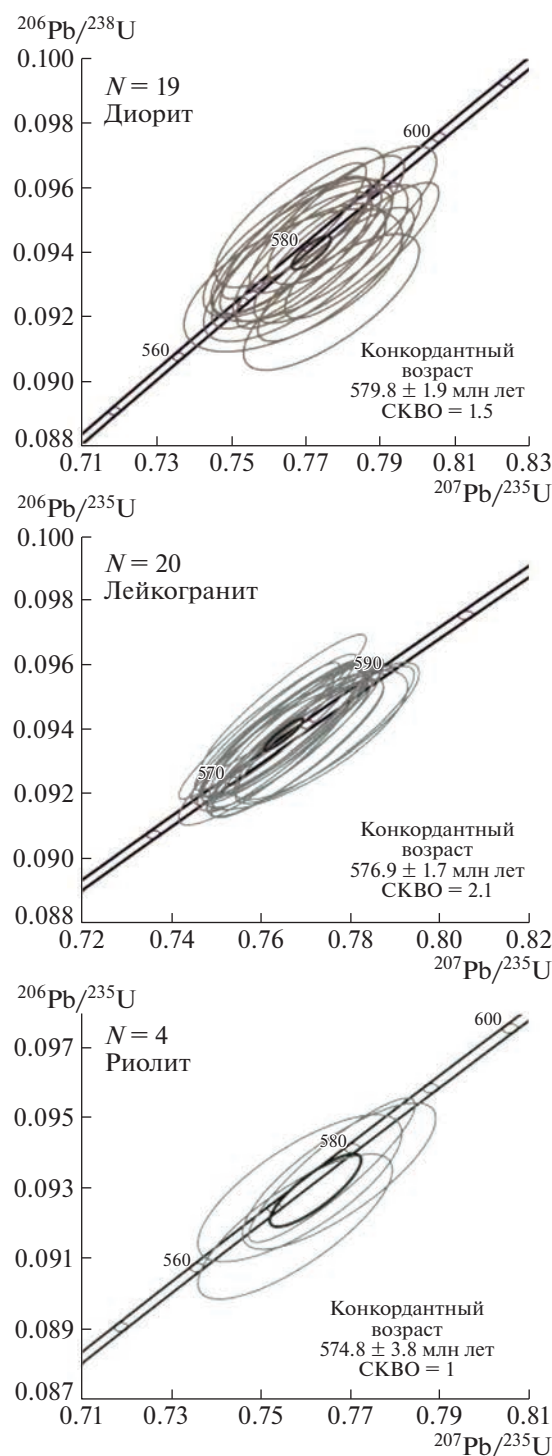


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для циркона из валунов диорита, лейкогранита и риолита из конгломератов теретигской свиты. N – количество зерен циркона, для которых получены конкордантные значения возраста.

2. Магматические и вулканические породы кислого и среднего составов – диориты, граниты, риолиты. Валун и гальки этих пород преоблада-

Таблица 1. Геохимическая и Rb-Sr-изотопная характеристики кембрийских карбонатных пород теретгигской свиты

Номер образца	Положение образца, м	Доля силикоклас- тической примеси %	Содержание, г/т					$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измерен- ное	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ первич- ное
			Mn	Fe	Sr	Mg	Ca	‰				
K43/19	2	5.03	925	2380	282	1200	388000	0.7	18.0	0.00062	0.707690	0.707685
K44/19	5	23.33	1500	8080	344	3660	398000	2.9	17.7	—	—	—
K45/19	11	4.85	157	2560	358	2550	404000	2.7	20.2	0.00057	0.708208	0.708204
K46/19	13	6.64	853	2570	496	3110	392000	2.4	19.1	0.00038	0.708190	0.708187
K47/19	18	3.27	231	1190	304	2250	409000	2.9	19.8	0.00079	0.708260	0.708254
K48/19	20	3.94	254	2230	368	2810	413000	2.4	19.2	0.00073	0.707994	0.707989
K49/19	24	5.44	357	2420	403	2900	438000	2.3	19.1	0.00076	0.707942	0.707936
K53/19	26	—	—	—	—	—	—	0.4	18.1	—	—	—
K54/19	28	4.05	522	1930	313	2910	449000	−1.1	17.4	0.00019	—	—

ют среди обломков конгломератов. Присутствие валунов указывает на близость их источников к осадочному бассейну.

3. Ультраосновные породы. Установлены на основе присутствия среди обломков песчаной размерности в матриксе конгломератов большого количества не окатанных зерен хромшпинелидов и измененных темноцветных минералов — оливина и пироксена. Источниками этих минералов были ультраосновные породы Агардагского комплекса офиолитов. Таким образом, можно считать, что породы названного комплекса в момент накопления теретгигской свиты находились вблизи от области седиментации в пределах эродируемой суши. Рассматривать более удаленные источники нет оснований, т.к. хромиты могут переноситься на значительное расстояние, а оливин и пироксен — не могут, т.к. не устойчивы в зоне гипергенеза [6, 7].

Возраст основной популяции зерен циркона из матрикса и валунов конгломератов, а также кварцевых песчаников одинаков и составляет 580–570 млн лет. Магматические или вулканические породы такого возраста на юге Тувы практически не распространены, встречаются единичные массивы — прорывающие офиолиты Агардагского комплекса на юге Тувы и в Озерной зоне Монголии [8]. При этом на северо-востоке Тувинского сегмента ЦАСП на основе датирования циркона из валунов лейкоплагиигранита в конгломератах раннекембрийской баянкольской свиты получен возраст 588 млн лет, а в туфах из разреза этой свиты, имеющих возраст 530 млн лет, возраст основной популяции ксеногенного циркона составляет 585–570 млн лет [9]. Все это указывает на проявление магматической активности в Тувинском сегменте ЦАСП в раннем венде.

В строении Тувинского сегмента не установлены комплексы раннедокембрийского возраста. При этом ранее в составе Агардагской шовной зоны нами изучена осадочно-вулканогенная шурмакская свита [10], которая образовалась 500 млн лет назад. Валун и гальки туфоконгломератов этой свиты являются продуктами разрушений плагиигранитов и риолитов с возрастом 790 млн лет ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ —3.4, модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 1.85 млрд лет). Учитывая палеопротерозойский модельный возраст от 2.4 до 1.7 млрд лет и отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от —3.4 до —8.6 для матрикса из конгломератов и вулканомиктового песчаника, нами ранее установлено, что шурмакская свита формировалась в пределах древнего континентального блока [10]. Присутствие зерен циркона с палеопротерозойским, реже архейским, возрастом в отложениях теретгигской свиты указывает так же на ее накопление в осадочном бассейне в пределах блока континентальной коры с длительной историей развития.

Состав пород теретгигской свиты и значительное количество разновозрастных зерен детритового циркона в них указывает на то, что эти породы не могут являться частью океанической короткоживущей системы. Их накопление происходило в прибрежно-морском осадочном бассейне, в пределах континентального блока после совмещения с последним Агардагского офиолитового комплекса, который в раннем кембрии был частью эродируемой суши и играл заметную роль в поступлении в бассейн кластики.

Подобная обстановка в раннем палеозое на северо-востоке ЦАСП не уникальна. Так, ранее нами установлено, что в венд-кембрийских отложениях чехла Тувино-Монгольского микроконтинента наряду с зернами циркона докембрийского возраста в песчаниках и бокситах присутствуют

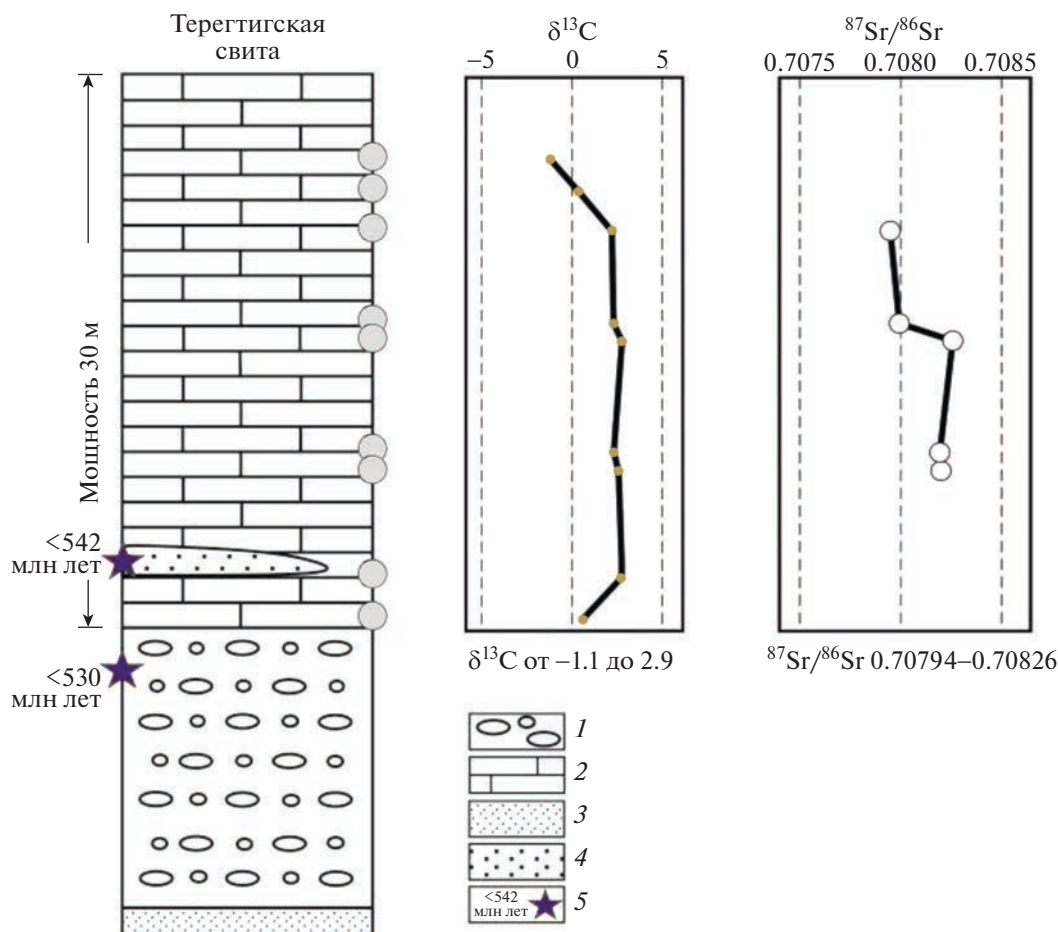


Рис. 6. Изотопный состав Sr и C карбонатных пород теретигской свиты. 1 — конгломераты, 2 — известняки, 3 — аргиллиты, 4 — кварцевые песчаники, 5 — ограничение возраста на основе данных U—Pb-датирования зерен детритового циркона, 6 — места отбора проб карбонатных пород для Sr- и C-хемостратиграфии.

хромиты из пород Дунжугурского комплекса офиолитов, обдуцированных во время предвендской коллизии на этот континентальный блок [11, 12]. Другим примером могут служить венд-кембрийские терригенные отложения Джидинского островодужного террейна [13]. Для них на основе данных U—Pb-датирования зерен детритового циркона выделена популяция с докембрийским возрастом. Здесь также установлено тесное соседство пород офиолитовой ассоциации и терригенных пород, образовавшихся за счет более древней, чем офиолиты, континентальной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что накопление отложений теретигской свиты происходило в осадочном бассейне древнего континентального блока в прибрежно-морских обстановках. Источниками обломочного материала для них служили вендские и, в мень-

шей степени, кембрийские магматические породы, при участии более древних докембрийских пород, в том числе, ультрабазитов Агардагского офиолитового комплекса. Исходя из данных U—Pb-датирования зерен детритового циркона и изучения изотопного состава Sr и C, время накопления отложений теретигской свиты можно оценить в интервале 530–520 млн лет. Присутствие пород Агардагского офиолитового комплекса среди источников кластики при накоплении пород теретигской свиты однозначно указывает на ошибочное отнесение этой свиты к Агардагской зоне офиолитов, как и более молодых раннекембрийских осадочно-вулканогенных пород шурмакской свиты. Таким образом, возраст и геодинамические обстановки формирования Агардагского офиолитового комплекса остаются открытыми, но на основе результатов проведенных исследований можно утверждать, что они были надвинуты на породы древнего континентального блока и в составе суши участвовали в поставке обломочного материала в его кембрий-

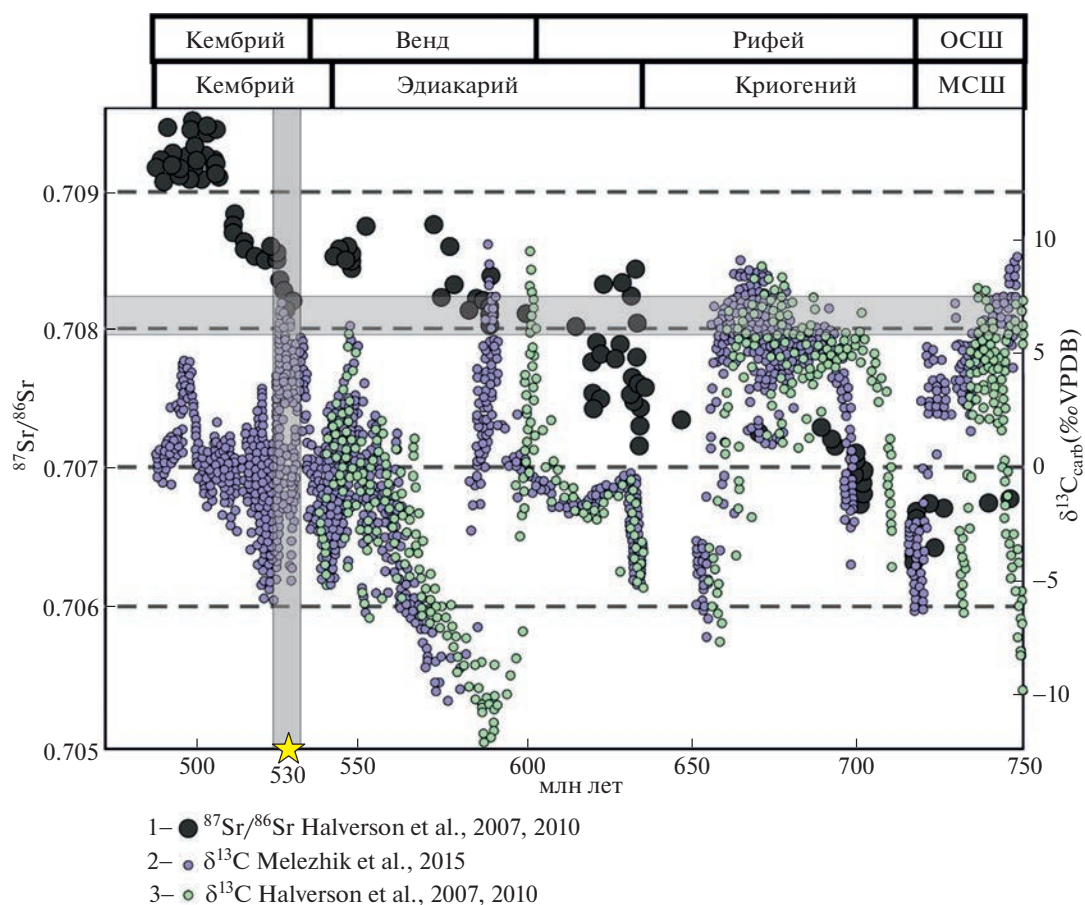


Рис. 7. Оценка временного интервала седиментации карбонатных пород теретгитской свиты на основе данных о вариациях изотопного состава Sr и C в воде Мирового океана в позднем докембрии и раннем палеозое. 1 — величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в воде палеоокеана, по [3, 4]; 2 — вариации $\delta^{13}\text{C}$, по [5]; 3 — вариации $\delta^{13}\text{C}$, по [3, 4]. Звездочкой отмечен возраст, ограничивающий нижнюю временную границу седиментации карбонатных пород теретгитской свиты (получена на основе данных датирования зерен детритового циркона из подстилающих терригенных отложений).

ские прибрежно-морские бассейны. Обдукция рассматриваемых офиолитов происходила не раньше 580 млн лет назад. Ограничение возраста этого события основано на данных о возрасте прорывающих их гранитов [14], которые в дальнейшем так же служили источниками, в том числе грубообломочного материала при накоплении кембрийских терригенных отложений юга Тувы.

Таким образом, в структуре Тувинского сегмента ЦАСП реконструирован фрагмент раннепалеозойского прибрежно-морского бассейна древнего континентального блока. Это согласуется с современными представлениями о широком распространении древней континентальной коры в структуре ЦАСП, возможно, в составе поздненеопротерозойского, пока безымянного, супертеррейна [15].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.В. Котлярову за помощь при выборе объекта исследований в пределах Агардаг-

ской шовной зоны и В.А. Беляеву за консультации при изучении хромитов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-77-10069 (изучение и U–Pb-датирование терригенных пород). Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400214-9) и Геологического института РАН (экспедиционные и хемотратиграфические исследования, подготовка рукописи).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Котляров А.В. Физико-химические параметры неопротерозойского и раннекембрийского плюмового магматизма Палеоазиатского океана (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 648–664.
2. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеосрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
3. Halverson G.P., Dudas F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic

- zoic seawater // *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.* 2007. V. 256. № 3–4. P. 103–129.
4. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // *Precambrian Res.* 2010. V. 182. P. 337–350.
 5. Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Sandstad J.S., Bjerkgård T. Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach // *Precambrian Res.* 2015. V. 261. P. 272–299.
 6. Staddon L.G., Parkinson I.J., Cavosie A.J., Elliott T., Valley J.W., Fournelle J., Kemp A.I.S., Shirey S.B. Detrital chromite from Jack Hills, Western Australia: signatures of metamorphism and constraints on provenance // *Journal of Petrology.* 2021. V. 62. №. 12. P. 1–30.
 7. Захарова Е.М. Атлас минералов россыпей. М.: ГЕОС, 2006. 276 с.
 8. Khukhuudei U., Kusky T., Otgonbayar O., Wang L. The Early Palaeozoic mega-thrusting of the Gondwana-derived Altay–Lake zone in western Mongolia: implications for the development of the Central Asian Orogenic Belt and Paleo-Asian ocean evolution // *Geological Journal.* 2020. V. 55. № 3. P. 2129–2149.
 9. Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Систигхемского прогиба Тувы // *Геология и геофизика.* 2022. Т. 63. № 6. С. 783–800.
 10. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Бродникова Е.А. Возраст пород шурмакской свиты по данным U–Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле.* 2020. Т. 65. № 4. С. 702–716.
 11. Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Ю.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U–Pb датирования цирконов // *ДАН.* 2017. Т. 474. № 5. С. 599–604.
 12. Школьник С.И., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Аносова М.О. Источники сноса вендских высокоглиназемистых пород Тункинских гольцов, Восточный Саян: результаты изотопных, геохимических и минералогических исследований // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 2020. Т. 28. № 3. С. 27–47.
 13. Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Чун С.-Л. Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 2018. Т. 26. № 5. С. 3–29.
 14. Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc – like mafic crust in the late – neoproterozoic Agardagh Tectonopholite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 154–174.
 15. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // *Геотектоника.* 2019. № 1. С. 3–43.
 16. Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И. Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // *Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы.* Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 19–74.
 17. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // *Труды Геологического института РАН.* 1949. Вып. 103. 91 с.
 18. Котляров А.В. Петрология офиолитовых ассоциаций Южной и Восточной Тувы. Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2010. 185 с.

EARLY CAMBRIAN DEPOSITS OF THE CONTINENTAL MARGIN (SOUTH OF TUVA, TEREFTIG FORMATION): RESULTS OF U–Pb DATING OF DETRITAL ZIRCONS AND Sr-CHEMOSTRATIGRAPHY

A. V. Ivanov^{a, #}, E. F. Letnikova^a, S. I. Shkolnik^b,

Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov^c, and N. I. Vetrova^a

^aSobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^bInstitute of the Earth's Crust Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^cInstitute of Geology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: ivanovav@igm.nsc.ru

The sedimentation interval (530–520 Ma) of the Tereftig Formation deposits in southern Tuva is estimated based on U–Pb dating of detrital zircons from terrigenous deposits and Sr-chemostratigraphy of carbonate rocks. The main source area for clastic material, containing a large amount of detrital zircon grains, were rocks with an age of 580 Ma. The presence of a wide diversity of Precambrian detrital zircons indicates that sedimentation of the Tereftig Formation took place within a block of continental crust with a long evolutionary history. The presence of numerous chromites in their matrix indicates that the rocks of the Agardag ophiolite complex were also part of the eroded land during the accumulation of conglomerates of the Tereftig Formation.

Keywords: Early Paleozoic, Tuva, Sr-chemostratigraphy, U–Pb dating, zircon, chromite, continental margin, Agardag ophiolite complex

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.2.03:551.71:552.3

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ
И ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
ЗАПАДНОГО БОРТА ЛЕДНИКА ДЕНМАНА (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА):
ПЕРВЫЙ ПАЛЕОАРХЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ПЛАГИОГНЕЙСОВ**

© 2023 г. В. А. Маслов^{1,*}, академик РАН В. Д. Каминский¹, Н. В. Родионов², Д. М. Воробьев³

Поступило 06.06.2023 г.

После доработки 03.07.2023 г.

Принято к публикации 04.07.2023 г.

Горное обрамление ледника Денмана является малоизученным и вместе с тем ключевым регионом Восточной Антарктиды в контексте изучения докембрийской геологической истории и геодинамической эволюции архейских протократонов Антарктического щита и их сопоставления с корообразующими событиями архея других регионов Земли. Освещены результаты геологических, U–Pb-изотопно-геохронологических исследований метаморфических и интрузивных пород западного борта ледника Денмана и их геотектоническая интерпретация. Впервые в этом секторе Антарктики получен палеоархейский возраст кристаллизации магматического протолита тоналитовых ортогнейсов гранито-гнейсового комплекса Дейвис — 3355 ± 5.4 млн лет. Палеоархейский протократон Дейвис на архейском отрезке развития был подвержен многостадийному полиметаморфизму в интервалах ~3100–3000, 2900–2800 млн лет назад. С поздним этапом связано растяжение земной коры, которое маркируется синтетектоническим внедрением ультрабазитовых даек и силлов пироксенитов (2827 ± 6 млн лет). Формирование гранитных жил и плутонов субшелочных гранитоидов отвечает времени тектоно-термальной Пан-Африканской активизации в интервале 550–510 млн лет, характерной для Рейнерской провинции Восточной Антарктиды. Кратонный террейн Дейвис демонстрирует значительное сходство во времени становления и эволюции геодинамических процессов с палео-мезоархейскими протократонами Восточной Антарктиды, а также Индии и Австралии.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, горное обрамление ледника Денмана, палеоархей, тектоническое строение, геодинамика, геохронология докембрия, уран-свинцовый возраст, цирконы

DOI: 10.31857/S2686739723601424, **EDN:** DWEBJM

ВВЕДЕНИЕ

Регион охватывает горные районы крупнейшей системы ледников Денмана-Скотта в пределах Земли Королевы Мэри (ЗКМ) Восточной Антарктиды. Это — отдельные мелкие острова, плоские плато, изолированные утесы и нунатаки западного борта на полуостровах Мелба, Дейвис и южнее в истоках ледника до 140 км к югу. А также отделенные ледником в восточном борту, зна-

чительные по площади холмы Обручева и оазис Бангера (рис. 1).

Западное горное обрамление ледника, в силу географической удаленности и малодоступности, до последнего времени оставалось практически не изученным. В 2018 г. были осуществлены авиадесантные геологические работы на п-овах Мелба и Дейвис (о. Хиппо, Безымянное плато (название авторов), г. Уотсон, о. Чугунова).

В пределах значительного по площади региона нами выделены три крупные структурно-тектонические области (рис. 1):

— гранулитогнейсовая субпровинция Шарко (1600–900 млн лет?), простирающаяся к западу до ст. Мирный, выступает как самостоятельный блок в пределах крупнейшей протерозойской Рейнерской провинции, которая представляет собой долгоживущий Циркум-Антарктический подвижный пояс, структура которого сформирована из палеопротерозойских террейнов и архейских блоков с амальгамацией их в единый конти-

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Ломоносов, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: massev@gmail.com

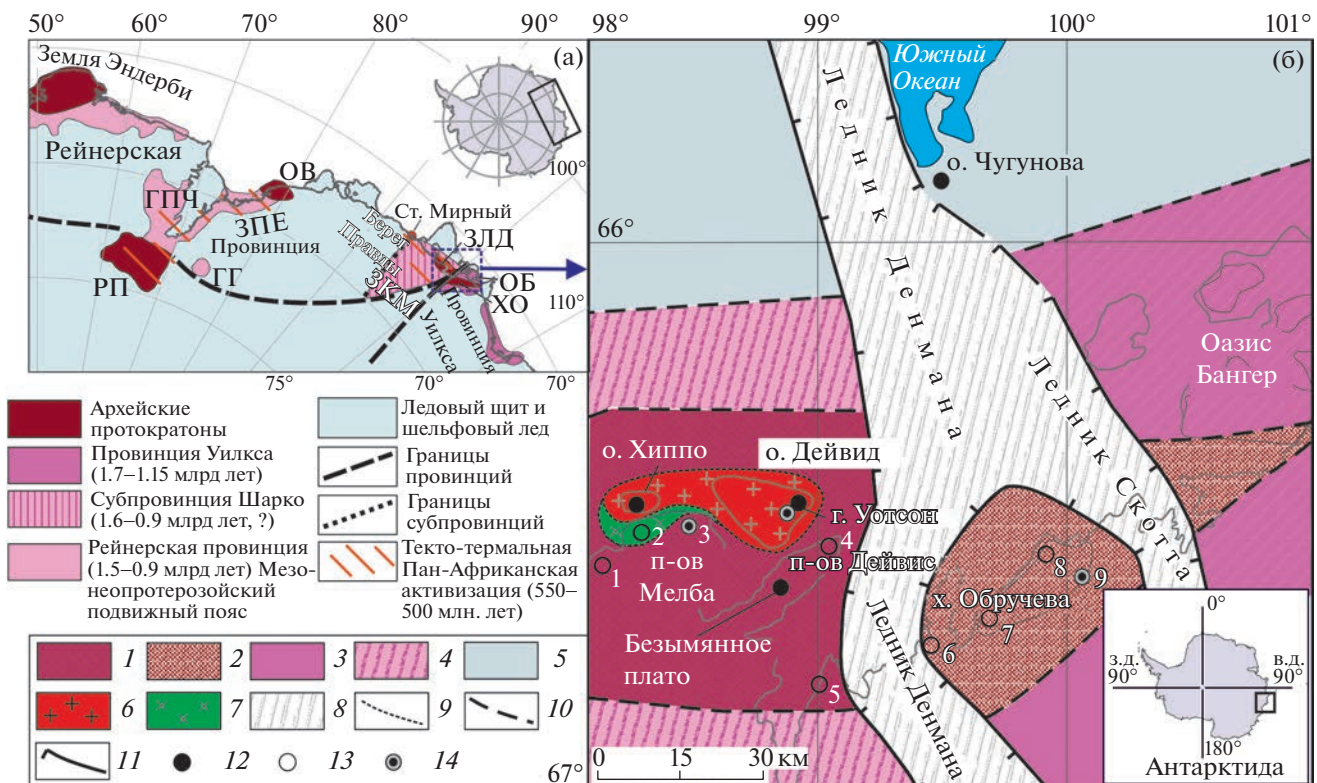


Рис. 1. Структурно-тектонические схемы Восточно-Антарктического кратона и горного обрамления ледника Денмана. (а) – Общая схема тектонического районирования восточного сектора Антарктического щита. Сокращения: РП – Рукерская провинция, ГПЧ – Горы Принс-Чарльз, ГГ – Горы Гров, ЗПЕ – Земля Принцессы Елизаветы, ОВ – Оазис Вестфолль, ЗКМ – Земля Королевы Мэри, ЗЛД – Западная часть ледн. Денмана, ОБ – Оазис Бангера, ХО – Холмы Обручева; (б) – Структурно-тектоническая схема горного обрамления ледника Денмана ЗКМ: 1 – палео-мезоархейский гранито-гнейсовый комплекс Дейвис (тоналитовые ± Рх-ортогнейсы, Рх–Аmf–Вt-кристаллосланцы, метасульфидиты); 2 – неоархей-палеопротерозойский комплекс Обручева (неоархейские пироксеносодержащие, амфибол-биотитовые тоналитовые гнейсы, палеопротерозойские Sill–Grt–Вt-гнейсы, Вt–Нb-гнейсы); 3 – провинция Уилкса (протерозойский подвижный пояс), оаз. Бангера; 4 – предполагаемая область развития субпровинции Шарко; 5 – недифференцированные области под шельфовым ледником Шеклтона, 6 – эдиакарско-кембрийские субшелочные гранитоиды; 7 – раннекембрийские (?) габброиды; 8 – область развития выводного ледника Денмана; 9 – предполагаемые геологические границы; 10 – предполагаемые границы провинций и комплексов (террейнов); 11 – предполагаемые границы рифтовой системы ледника Денмана; 12 – посещенные горные объекты, 2018 г. (о. Чугунова представлен флювиогляциальными, делювиальными отложениями); 13 – горы и острова в пределах региона (1 – скалы Джонс, 2 – м. Делей-Пойнт, 3 – м. Шарко, 3 – м. Жерлаша, 5 – скалы Поссешн, м. Харрисон, 6 – м. Джонс, 7–9 – холмы Обручева: холмы Крайние, м. Ходли; 14 – объекты с U–Pb-датировками горных пород по [3, 7, 12]).

нентальный массив на рубеже 1050–1000 млн. лет назад в процессе становления суперматерика Родиния [1, 2, 4, 9–11].

Субпровинция Шарко включает палео-мезоархейский комплекс (террейн) Дейвис (3400–3000 млн лет) в западном борту ледника Денмана, охватывающий площади полуостровов Мелба и Дейвис, выделенный авторами на основе новых геологических и геохронологических данных;

– неоархейский гранито-гнейсовый комплекс Обручева (2690–2641 млн лет [1, 4, 6]), расположенный на холмах Обручева и достигающий южной окраины оазиса Бангер (восточный борт лед. Денмана);

– провинция Уилкса – крупный аккреционно-коллизийный энсиматический подвижный

пояс палео-мезопротерозойского возраста (1700–1150 млн лет), протягивающийся на восток от оазиса Бангера до островов Уиндмилл и включающий мезопротерозойский вулканогенно-осадочный комплекс Бангер [1, 11].

Для определения геологических этапов формирования континентальной коры террейна Дейвис, а также сопоставления эволюции геодинамических процессов с известными палео-мезоархейскими кратонными блоками Восточной Антарктики, Индии и Австралии, были оценены возраста кристаллизации и тектоно-термальной переработки протолитов метаморфических пород и интрузивных гранитоидных образований, ранее не датированных.

Выделенный авторами гранито-гнейсовый комплекс Дейвис представляет собой архейский протократон, подобный другим гранит-гранулит-гнейсовым ядрам ранней консолидации Восточной Антарктиды. Этот террейн и области под мощным ледовым покровом к юго-западу и западу, ранее определялись, в силу крайне малой изученности, как “Ортогнейсы мыса Шарко” или “кратон Шарко”, на основе единственной датировки тоналитового ортогнейса с одноименного мыса и возрастом кристаллизации протолита 3003 ± 8 млн лет с последующим метаморфизмом 2889 ± 9 млн лет назад (U-Pb, SHRIMP, [3]).

Блоки архейского протократона Дейвис представлены в отдельных коренных выходах п-овов Мелба, Дейвис и сложены полосчатыми, мигматитовыми ($\pm Px$)—Bt—Amf-гнейсами, плагиогнейсами до послонных мигматитов с субсогласными прослоями и лентами апопироксенитовых амфиболитов, кристаллосланцев и метаультрабазитов. Жильный материал мигматитов обычно отвечает по составу лейкократовым плагиогранитам, а субстрат представлен амфиболитами или пироксенсодержащими гнейсами. Ультрабазитовые и базитовые часто будинированные силлы, линзы (длиной до первых десятков метров) представлены ($\pm Ol$)—Orх-метагорнблендитами, оливинсодержащими метавебстеритами и также установлены в составе метаморфических толщ на ск. Джонс, м. Шарко [4, 6, 7]. Все породы секутся жилами и дайками раннекембрийских гранитоидов, варьирующих по составу от нормальных лейкогранитов — гранитов до субщелочных граносиенитов.

Кристаллы циркона были изучены в пяти образцах горных пород метаморфического комплекса и прорывающих его магматических интрузий: лейкократовом мусковитсодержащем биотитовом ортогнейсе (плагиогнейс), оливинсодержащем метапироксените и трех гранитоидах (из секущей гнейсы жилы и двух крупных плутонов) — биотитовый лейкогранит, биотит-амфиболовый гранодиорит, пироксенсодержащий амфиболовый граносиенит.

Исследования зерен циркона были проведены на электронном сканирующем микроскопе SamScan и методом U—Pb ВИМС (вторично-ионная масс-спектрометрия, SIMS SHRIMP-II) во Всероссийском Научно-исследовательском Геологическом Институте им. А.П. Карпинского (ЦИИ ФГБУ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). U—Th—Pb-изотопные измерения выполнялись на высокоразрешающем микрозонде SHRIMP-II в одноколлекторном режиме с использованием вторичного электронного умножителя [5]. Значения полученных конкордантных возрастов и пересечений дискордий в тексте приведены в доверительном ин-

тервале 2 сигма. Результаты измерений приведены в таблицах (табл. 1).

АРХЕЙСКИЕ ОРТОГНЕЙСЫ КОМПЛЕКСА ДЕЙВИС

Безымянное плато, п-ов Дейвис. Впервые исследованное плато (координаты: $66^{\circ}31.67'$ ю.ш., $98^{\circ}50.65'$ в.д.) названо авторами как Безымянное. Породы представлены мигматизированными, неоднородными, полосчатыми, лейкократовыми биотитовыми гранитогнейсами и плагиогнейсами (обр. 63868-1a), с субсогласными пластообразными и лентовидными телами амфибол-биотитовых кристаллосланцев и двупироксеновых метапироксенитов (обр. 63868-2), и секущими метаморфиты жилами палеозойских гранитоидов (лейкогранитов, аплитов, 63868-3).

По химическому составу изученный плагиогнейс отвечает плутоническому плагиограниту (табл. 2). Минеральный состав: олигоклаз 40–50%, кварц 25–30%, ортоклаз 10–15%, биотит 2–3%, ед. зерна мусковита, акцессорный апатит и циркон.

Метаультрабазит представлен оливин-плагиоклазсодержащим, Bt—Hbl-метапироксенитом с совмещением гетерогранобластовой структуры наложенной на магматическую аллотриоморфнозернистую. Минеральный состав: ортопироксен 50–55%, клинопироксен 35–40%, роговая обманка 6–8%, биотит 3–4%, плагиоклаз ~1%, ед. зерна оливина, акцессорный циркон и рудный минерал.

Образец 63868-1a представлен лейкократовым мусковитсодержащим Bt-плагиогнейсом. Среди цирконов преобладают прозрачные слабоокрашенные зерна, главным образом, призматические со значительно скругленными гранями пирамид или изометричного габитуса ($K_{удл} > 2$ (2.5–5)). Католюминесценция (КЛ) выявила сложную структуру зерен с наличием ядер и кайм различной морфологии (рис. 3 а). Ядра в большинстве обладают призматическим габитусом, с ограничением из сочетаний скругленных дипирамид, иногда частично окатанны или расколоты. Для ядер характерна отчетливая осцилляторная концентрическая зональность, свидетельствующая о магматическом генезисе цирконов. Отмечается два типа метаморфических кайм (внутренние — темно-серые, иногда с концентрической структурой; внешние светло-серые), как результат перекристаллизации магматического циркона. Отношение Th/U в случае зональных ядер весьма типично для циркона магматического генезиса и имеет среднее значение ~0.6. Тогда как для однородных, темных ядер, а также для большинства изученных кайм (исключая второй тип) представленных цирконов величина Th/U-отношения,

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb (SHRIMP-II)-геохронологических исследований циркона из ортогнейсов и гранитоидов комплекса Дейвис западного борта ледника Денмана

№ п/п	Номер точки	№ п/п	%	Содержания, ppm				²³² Th/ ²³⁸ U	возраст, млн. лет				D, %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	Rho
				U	Th	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±											
Лейкократовый мусковитсодержащий, биотитовый плагиогнейс, обр. 63868-1a (Безымьянное плато)																						
1	868-1A_12.1	0.05	289	67	60.7	0.24	1408	20	2388	14	70	4.095	1.6	0.15380	0.8	5.177	1.8	0.2442	1.6	0.9		
2	868-1A_5.1	0.18	112	66	41	0.60	2281	16	2779	16	22	2.356	0.8	0.19430	1.0	11.37	1.3	0.4244	0.8	0.7		
3	868-1A_14.1	0.06	158	82	70.7	0.53	2698	15	2886	11	7	1.924	0.7	0.20750	0.7	14.87	0.9	0.5198	0.7	0.7		
4	868-1A_36.2	0.69	212	222	95.2	1.08	2694	15	2890	13	7	1.927	0.7	0.208	0.8	14.88	1.0	0.5188	0.7	0.6		
5	868-1A_6.1	0.44	117	71	45	0.	2375	15	2896	14	22	2.245	0.8	0.20880	0.9	12.83	1.2	0.4454	0.8	0.7		
6	868-1A_8.1	0.01	785	124	384	0.16	2905	35	2929	33	1	1.757	1.5	0.21310	2.1	16.73	2.5	0.5693	1.5	0.6		
7	868-1A_28.1	0.02	785	387	382	0.51	2891	24	2945	9	2	1.767	1.0	0.2151	0.6	16.79	1.2	0.566	1.0	0.9		
8	868-1A_2.1	0.02	266	89	136	0.35	3012	83	2982	7	−1	1.679	3.4	0.22010	0.5	18.07	3.5	0.5950	3.4	1.0		
9	868-1A_25.2	0.03	309		154	0.21	2946	14	2988	7	1	1.726	0.6	0.22102	0.4	17.65	0.7	0.5793	0.6	0.8		
10	868-1A_18.1	0.11	92	182	45.1	2.04	2909	24	3010	13	3	1.753	1.0	0.22410	0.8	17.62	1.3	0.5704	1.0	0.8		
11	868-1A_30.1	0.01	1554	28	746	0.02	2862	7	3036	21	6	1.7893	0.3	0.2277	1.3	17.55	1.4	0.5589	0.3	0.2		
12	868-1A_35.1	0.01	1028	141	514	0.14	2958	7	3059	14	3	1.7178	0.3	0.2311	0.9	18.55	0.9	0.5821	0.3	0.3		
13	868-1A_33.1	0.01	1396	167	6	0.12	2835	7	3070	10	8	1.8102	0.3	0.2326	0.6	17.72	0.7	0.5524	0.3	0.4		
14	868-1A_20.1	0.00	4250	290	2240	0.07	3089	6	3077	8	0	1.6269	0.2	0.23360	0.5	19.8	0.6	0.6147	0.2	0.4		
15	868-1A_9.1	0.01	267	214	141	0.83	3078	15	3082	7	0	1.4	0.6	0.23430	0.4	19.77	0.7	0.6120	0.6	0.8		
16	868-1A_21.1	0.00	384	136	205	0.37	3123	11	3101	6	−1	1.6046	0.4	0.23709	0.4	20.37	0.6	0.6232	0.4	0.8		
17	868-1A_24.1	0.01	1028	460	565	0.46	3188	71	3112	60	−2	1.5	2.8	0.2388	3.8	21.07	4.7	0.64	2.8	0.6		
18	868-1A_10.1	0.00	1939	741	1050	0.39	3142	6	3131	13	0	1.5922	0.3	0.24170	0.9	20.93	0.9	0.6280	0.3	0.3		
19	868-1A_37.1	0.05	239	81	127	0.35	3099	14	3152	16	2	1.6201	0.6	0.2448	1.0	20.84	1.1	0.6173	0.6	0.5		
20	868-1A_7.1	0.01	1733	124	869	0.07	2964	7	3162	7	7	1.7129	0.3	0.24640	0.5	19.84	0.5	0.5838	0.3	0.6		
21	868-1A_34.1	0.02	2018	692	900	0.35	2695	6	3170	11	18	1.9269	0.3	0.2477	0.7	17.72	0.8	0.519	0.3	0.3		

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер точки	%	Содержания, ppm			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	возраст, млн. лет				$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %	Rho
			U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±									
22	868-1A_13.1	0.00	2125	257	1180	0.12	3209	6	3171	18	1.5502	0.2	0.24780	1.1	22.04	1.2	0.6451	0.2	0.2
23	868-1A_11.1	0.05	200	115	107	0.59	3112	15	3196	8	1.6114	0.6	0.25190	0.5	21.55	0.8	0.6206	0.6	0.8
24	868-1A_36.1	0.01	2274	652	1100	0.30	2877	6	3218	4	1.7775	0.3	0.25532	0.3	19.805	0.4	0.5626	0.3	0.7
25	868-1A_21.2	0.00	3781	1474	1980	0.40	3066	9	3228	2	1.6419	0.4	0.25694	0.1	21.576	0.4	0.6091	0.4	0.9
26	868-1A_1.1	0.02	777	396	313	0.53	2477	8	3239	16	2.1345	0.4	0.25880	1.0	16.72	1.1	0.4685	0.4	0.3
27	868-1A_4.1	0.01	1324	621	617	0.48	2793	7	3243	10	1.8444	0.3	0.25930	0.6	19.39	0.7	0.5422	0.3	0.4
28	868-1A_27.1	0.06	872	1109	420	1.31	2869	8	3256	9	1.7836	0.4	0.2616	0.6	20.22	0.7	0.5607	0.4	0.5
29	868-1A_38.1	0.01	5706	4042	2930	0.73	3020	5	3260	3	1.6732	0.2	0.26216	0.2	21.603	0.3	0.5976	0.2	0.7
30	868-1A_32.1	0.02	1189	69	714	0.06	3416	8	3279	3	1.4308	0.3	0.2654	0.2	25.575	0.4	0.6989	0.3	0.9
31	868-1A_23.1	0.00	1476	2158	835	1.51	3260	23	3280	23	1.519	0.9	0.2656	1.5	24.1	1.7	0.6582	0.9	0.5
32	868-1A_26.1	0.00	1350	695	793	0.53	3359	14	3292	10	1.4622	0.5	0.2675	0.7	25.23	0.8	0.6839	0.5	0.6
33	868-1A_18.2	0.05	647	717	316	1.15	2901	10	3296	5	1.7595	0.4	0.26821	0.3	21.02	0.5	0.5683	0.4	0.8
34	868-1A_29.1	0.02	1151	573	652	0.51	3263	8	3301	15	1.5174	0.3	0.2692	1.0	24.46	1.0	0.659	0.3	0.3
35	868-1A_15.1	0.00	1722	249	992	0.15	3307	8	3315	3	1.4918	0.3	0.27148	0.2	25.092	0.4	0.6703	0.3	0.9
36	868-1A_22.1	0.00	721	483	414	0.69	3302	10	3325	10	1.4949	0.4	0.27330	0.7	25.2	0.8	0.6689	0.4	0.5
37	868-1A_25.1	0.01	14	1766	844	1.25	3313	7	3326	2	1.4885	0.3	0.27342	0.2	25.327	0.3	0.6718	0.3	0.9
38	868-1A_17.1	0.00	1652	667	947	0.42	3294	7	3333	3	1.4992	0.3	0.27471	0.2	25.265	0.3	0.6670	0.3	0.8
39	868-1A_19.1	0.00	1420	828	824	0.60	3327	8	3339	3	1.4807	0.3	0.27571	0.2	25.673	0.4	0.6753	0.3	0.9
40	868-1A_31.1	0.01	444	300	212	0.70	2849	10	3341	12	1.7994	0.4	0.276	0.7	21.15	0.9	0.5557	0.4	0.5
41	868-1A_3.1	0.02	459	1	270	0.37	3361	12	3353	5	1.4612	0.5	0.27824	0.3	26.25	0.6	0.6844	0.5	0.8
42	868-1A_16.1	0.02	1144	127	677	0.11	3379	30	3354	22	1.451	1.1	0.27840	1.4	26.45	1.8	0.6891	1.1	0.6

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер точки	% ²⁰⁶ Pb _c	Содержания, ppm			²³² Th/ ²³⁸ U	возраст, млн. лет				D, %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	Rho	
			U	Th	²⁰⁶ Pb*		206Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±											
							±	±													
Оливинсодержащий, биотит-амфибол-двутироксеновый метатриоксенит, обр. 63868-2 (Безымянное плато)																					
1	868-2-8.1	0.00	369	202	27.9	0.57	543.5	5	527	29	-3	11.37	0.91	0.05793	1.3	0.703	1.6	0.08797	0.91	.561	
2	868-2-17.1	0.00	937	417	72.2	0.46	553.9	5	536	18	-3	11.14	0.86	0.05816	0.84	0.719	1.2	0.08973	0.86	.716	
3	868-2-27.1re	0.00	504	392	39.4	0.80	560.7	5	536	24	-4	11	0.91	0.05816	1.1	0.729	1.4	0.09087	0.91	.646	
4	868-2-12.1	0.00	1268	527	97.5	0.43	552.5	4	540	14	-2	11.17	0.83	0.05828	0.66	0.719	1.1	0.08948	0.83	.782	
5	868-2-26.1re	0.00	340	207	26	0.63	550.5	5	650	60	18	11.22	0.94	0.0613	2.8	0.754	3	0.08916	0.94	.315	
6	868-2-2.1	0.02	2670	147	478	0.06	1219	9	1199.5	5.4	-2	4.804	0.79	0.0801	0.27	2.299	0.84	0.2082	0.79	.945	
7	868-2-1.1	0.02	1604	360	308	0.23	1299.4	9	1296	6.6	0	4.478	0.79	0.08415	0.34	2.591	0.86	0.2233	0.79	.919	
8	868-2-10.1	0.23	175	32	24.6	0.19	973	10	2183	63	124	6.136	1.1	0.1365	3.6	3.07	3.8	0.163	1.1	.296	
9	868-2-24.1	0.07	140	38	21.8	0.28	1074	11	2427	17	126	5.517	1.1	0.1573	0.98	3.93	1.5	0.1812	1.1	.747	
10	868-2-19.1	0.16	294	43	54.5	0.15	1257	11	2478	89	97	4.644	0.95	0.1621	5.3	4.81	5.3	0.2153	0.95	.178	
11	868-2-16.1	0.02	792	98	173	0.13	1461	18	2518	67	72	3.933	1.3	0.166	4	5.82	4.2	0.2543	1.3	.321	
12	868-2-6.1	0.12	199	58	57.9	0.30	1879	24	2546	39	35	2.955	1.5	0.1688	2.3	7.88	2.8	0.3384	1.5	.541	
13	868-2-21.1	0.00	1232	278	331	0.23	1752	12	2687	10	53	3.202	0.81	0.1837	0.61	7.91	1	0.3123	0.81	.800	
14	868-2-11.1	0.02	927	81	207	0.09	1487	11	2695	17	81	3.855	0.84	0.1847	1	6.604	1.3	0.2594	0.84	.9	
15	868-2-13.1	0.03	249	526	97.6	2.19	2424	18	2824.4	6.7	17	2.19	0.89	0.19979	0.41	12.58	0.98	0.4565	0.89	.907	
16	868-2-7.1	0.00	794	82	351	0.11	2673	29	2826.4	3.5	6	1.946	1.3	0.20002	0.22	14.17	1.3	0.514	1.3	.987	
17	868-2-25.1	0.03	168	250	74.5	1.54	2677	21	2830.3	7.7	6	1.943	0.94	0.20051	0.47	14.23	1.1	0.5147	0.94	.892	
18	868-2-9.1	0.00	940	188	371	0.21	2439	35	2832	67	16	2.175	1.7	0.2007	4.1	12.73	4.4	0.4598	1.7	.385	
19	868-2-5.1	0.00	1157	95	494	0.08	2602	17	2849	14	9	2.011	0.81	0.2028	0.88	13.9	1.2	0.4972	0.81	.675	
20	868-2-28.1re	0.02	238	269	96.6	1.16	2490	19	2851	29	15	2.122	0.94	0.2031	1.8	13.2	2	0.4714	0.94	.461	
21	868-2-23.1re	0.05	335	32	72.4	0.10	1445	12	2853	51	97	3.981	0.91	0.2033	3.1	7.04	3.3	0.2512	0.91	.278	

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер точки	%	Содержания, ppm			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	возраст, млн. лет				D, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %
			U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±									
22	868-2-22.1re	0.01	856	74	328	0.09	2380	16	2880	19	21	2.239	0.83	0.2067	1.2	12.73	1.4	0.4465	0.83
23	868-2-22.1	0.01	736	85	283	0.12	2387	17	2883	24	21	2.231	0.85	0.2071	1.5	12.8	1.7	0.4482	0.85
24	868-2-4.1	0.03	221	358	99.8	1.67	2727	21	2883	22	6	1.899	0.94	0.2071	1.3	15.04	1.6	0.5265	0.94
25	868-2-20.1	0.01	989	171	462	0.18	2797	21	2898	44	4	1.841	0.91	0.209	2.7	15.65	2.8	0.5432	0.91
26	868-2-15.1	0.09	257	69	91.2	0.28	2226	17	2914.2	6.9	31	2.425	0.92	0.21112	0.43	12	1	0.4124	0.92
27	868-2-14.1	0.15	122	108	53.2	0.92	29	23	2924	30	11	1.977	1.1	0.2124	1.9	14.82	2.1	0.5059	1.1
28	868-2-18.1	0.01	1409	232	515	0.17	2284	15	2935.4	6.8	29	2.352	0.8	0.21392	0.42	12.54	0.9	0.4251	0.8
29	868-2-4.1re	0.07	195	154	89.1	0.82	2746	21	2944	37	7	1.883	0.92	0.215	2.3	15.75	2.5	0.5311	0.92
30	868-2-23.1	0.10	348	29	60.8	0.09	1192	28	2959	180	148	4.92	2.6	0.217	11	6.08	12	0.2032	2.6
31	868-2-3.1	0.01	729	137	327	0.19	2710	18	2966	16	9	1.914	0.83	0.218	1	15.7	1.3	0.5225	0.83
32	868-2(2)-3.1	0.00	524	175	39.6	0.34	543.8	4	539	47	-1	11.36	0.78	0.0582	2.1	0.707	2.3	0.08801	0.78
33	868-2(2)-2.1	0.00	1068	1029	81.1	1.00	545.7	4	560	18	3	11.32	0.73	0.05881	0.81	0.71	1.1	0.08833	0.73
34	868-2(2)-8.1	0.00	340	195	25.8	0.59	546.4	4	528	34	-3	11.31	0.83	0.05796	1.5	0.707	1.7	0.08846	0.83
35	868-2(2)-1.1	0.00	665	528	50.8	0.82	549.7	4	559	26	2	11.23	0.75	0.05877	1.2	0.721	1.4	0.08901	0.75
36	868-2(2)-9.1	0.00	714	426	54.7	0.62	550.3	4	538	41	-2	11.22	0.78	0.0582	1.9	0.715	2	0.08911	0.78
37	868-2(2)-11.1	0.09	479	286	37.3	0.62	559.4	4	570	30	2	11.03	0.79	0.05908	1.4	0.739	1.6	0.09066	0.79
38	868-2(2)-14.1	0.00	413	221	32.2	0.55	560.6	4	552	30	-2	11.00	0.8	0.05859	1.4	0.734	1.6	0.09086	0.8
39	868-2(2)-15.1	0.03	529	3	41.1	0.71	558.3	4	565	30	1	11.05	0.78	0.05896	1.4	0.735	1.6	0.09046	0.78
40	868-2(2)-6.1	0.09	216	120	16.9	0.58	5.4	5	562	45	0	10.95	0.9	0.0589	2	0.741	2.2	0.09133	0.9
41	868-2(2)-5.1	0.04	725	60	198	0.09	1776	30	2685	15	51	3.153	1.9	0.1835	0.9	8.03	2.1	0.3172	1.9
42	868-2(2)-4.1	0.27	183	69	53	0.39	1864	14	2795	11	50	2.982	0.89	0.1962	0.69	9.07	1.1	0.3354	0.89
43	868-2(2)-13.1	0.21	244	185	101	0.78	2532	89	2685	11	6	2.078	4.2	0.1835	0.67	12.18	4.3	0.481	4.2
44	868-2(2)-12.1	0.02	654	84	301	0.13	2765	17	2984	56	8	1.867	0.75	0.2205	3.5	16.28	3.6	0.5356	0.75
45	868-2(2)-10.1	0.12	225	72	105	0.33	2791	19	2968	13	6	1.845	0.85	0.2182	0.83	16.31	1.2	0.5419	0.85
46	868-2(2)-7.1	0.17	161	43	78.4	0.28	2891	20	2876	12	-1	1.767	0.86	0.2062	0.74	16.09	1.1	0.5658	0.86

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер точки	% ²⁰⁶ Pb _c	Содержания, ppm			²³² Th/ ²³⁸ U	возраст, млн. лет				D, %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	Rho
			U	Th	²⁰⁶ Pb*		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±										
Лейкогранит, обр. 63868-3 (Безымянное плато)																				
1	868_1.1	0.09	262	352	20	1.39	547.4	2.9	533	31	-3	11.284	0.56	0.0581	1.4	0.71	1.5	0.0886	0.56	.369
2	868_2.1	0.03	146	53	78.7	0.38	3144	13	2985.5	8.4	-5	1.591	0.52	0.2207	0.52	19.12	0.74	0.6285	0.52	.704
3	868_2.2	0.28	128	90	9.61	0.73	540.1	4.2	591	53	9	11.442	0.81	0.0597	2.4	0.719	2.6	0.0874	0.81	.316
4	868_3.1	0.07	149	111	11.3	0.77	546.3	3.9	566	41	4	11.307	0.75	0.059	1.9	0.719	2	0.0884	0.75	.369
5	868_4.1	0.00	4462	466	2030	0.11	2743.9	7	2985.6	1.7	9	1.8847	0.31	0.2207	0.1	16.143	0.33	0.5306	0.31	.948
6	868_4.2	0.18	133	80	10	0.62	540.3	4.2	580	48	7	11.437	0.8	0.0594	2.2	0.716	2.3	0.0874	0.8	.343
7	868_5.1	0.22	119	71	8.89	0.62	536.4	4.4	537	52	0	11.525	0.85	0.0582	2.4	0.696	2.5	0.0868	0.85	.334
8	868_6.1	0.03	964	182	70.6	0.20	527.3	1.9	503	16	-5	11.731	0.37	0.0573	0.73	0.6735	0.82	0.0852	0.37	.450
9	868_7.1	0.26	174	148	13.2	0.88	543.6	4.3	558	55	3	11.365	0.82	0.0587	2.5	0.713	2.6	0.0880	0.82	.308
10	868_8.1	0.01	501	243	36.9	0.50	529.7	2.5	503	22	-5	11.676	0.49	0.0573	10	0.6766	1.1	0.0856	0.49	.442
11	868_9.1	0.15	252	250	19.1	1.03	545.2	3.1	5	35	3	11.331	0.59	0.0589	1.6	0.717	1.7	0.0883	0.59	.342
12	868_10.1	0.03	129	76	67	0.61	3050	16	2996	26	-2	1.653	0.64	0.2222	1.6	18.53	1.7	0.6049	0.64	.369
13	868_10.2	0.23	154	112	11.7	0.75	546.2	3.9	565	47	3	11.308	0.75	0.0589	2.2	0.719	2.3	0.0884	0.75	.327
14	868_11.1	0.10	148	107	74.2	0.75	2960	14	2962	18	0	1.716	0.6	0.2175	1.1	17.48	1.3	0.5828	0.6	.462
15	868_11.2	0.98	1343	230	90.1	0.18	480.2	1.4	453	72	-6	12.932	0.31	0.056	3.2	0.597	3.3	0.0773	0.31	.095
16	868_12.1	0.03	243	282	18.5	1.20	548.2	3.2	567	31	3	11.265	0.61	0.059	1.4	0.722	1.6	0.0888	0.61	.388
17	868-3_13.1	0.10	133	105	10.3	0.82	552.3	4.1	523	71	-5	11.179	0.78	0.0578	3.3	0.713	3.3	0.0895	0.78	.232
18	868-3_14.1	0.51	98	64	7.3	0.67	533.5	4.7	521	110	-2	11.59	0.92	0.0578	4.8	0.687	4.9	0.0863	0.92	.189
19	868-3_15.1	0.07	254	358	19.5	1.46	551.2	3.4	467	52	-15	11.203	0.64	0.0564	2.4	0.694	2.4	0.0893	0.64	.2
20	868-3_16.1	0.08	161	66	65.2	0.43	2493	11	2913	11	17	2.118	0.55	0.2109	0.68	13.73	0.87	0.472	0.55	.627
21	868-3_17.1	0.38	127	93	9.71	0.76	548.8	4.1	453	95	-17	11.253	0.79	0.056	4.3	0.686	4.3	0.0889	0.79	.181
22	868-3_17.2	0.03	272	131	138	0.50	2985	11	29.6	7.7	-1	1.6979	0.47	0.2177	0.48	17.68	0.67	0.589	0.47	.702
23	868-3_18.1	0.89	110	64	8.5	0.60	550.2	4.6	646	110	17	11.224	0.86	0.0612	5.1	0.752	5.2	0.0891	0.86	.167
24	868-3_18.2	0.09	127	93	9.72	0.76	549.9	3.9	498	70	-9	11.23	0.74	0.0572	3.2	0.702	3.2	0.0891	0.74	.229
25	868-3_19.1	0.47	116	74	9.06	0.66	559.4	4.3	480	95	-14	11.031	0.8	0.0567	4.3	0.709	4.4	0.0907	0.8	.183
26	868-3_3.2	0.71	217	119	40.9	0.57	1271.5	6.4	2574	17	100	4.586	0.56	0.1716	10	5.16	1.1	0.218	0.56	.487
27	868-3_2.3	0.08	165	70	89.9	0.43	3159	12	3009.7	8.5	-5	1.5815	0.5	0.224	0.53	19.53	0.73	0.23	0.5	.685
28	868-3_6.2	0.03	232	106	102	0.47	2670	11	2943	16	10	1.9489	0.5	0.2149	1	15.2	1.1	0.5131	0.5	.443
29	868-3_20.1	0.20	132	95	10.3	0.74	559.4	3.9	515	72	-8	11.031	0.73	0.0576	3.3	0.72	3.4	0.0907	0.73	.215
30	868-3_20.2	0.43	99	90	7.33	0.94	529.7	4.4	462	100	-13	11.68	0.87	0.0562	4.6	0.664	4.7	0.085	0.87	.186
31	868-3_21.1	0.27	125	94	9.77	0.78	560.5	4	527	74	-6	11.009	0.75	0.0579	3.4	0.726	3.4	0.0908	0.75	.217
32	868-3_21.2	0.02	444	148	207	0.34	2795.9	8.2	2971.1	5.5	6	1.8417	0.36	0.2187	0.34	16.37	0.5	0.543	0.36	.726

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер точки	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	ppm ²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	возраст млн лет	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	%	Rho
Биотит-амфиболовый гранодиорит. обр. 63867-1 (остров Хиппо)																	
1	867-1_21.1	0.00	212	532	14.8	2.59	505	3	12.273	0.7	0.0588	2.1	0.661	2.2	0.0815	0.7	0.3
2	867-1_22.1	0.00	269	593	18.9	2.28	505	3	12.262	0.6	0.0576	1.9	0.647	2	0.0816	0.6	0.3
3	867-1_16.1	0.18	348	973	24.5	2.89	506	3	12.245	0.6	0.0578	2.2	0.651	2.3	0.0817	0.6	0.3
4	867-1_2.1	0.05	1383	2798	97.4	2.09	508	3	12.204	0.5	0.058	1.1	0.6552	1.2	0.08194	0.5	0.4
5	867-1_9.1	0.00	360	26	25.4	0.08	509	3	12.176	0.7	0.0584	2.0	0.662	2.1	0.08213	0.7	0.3
6	867-1_19.1	0.00	285	683	20.2	2.47	509	3	12.161	0.6	0.0585	1.8	0.663	1.9	0.0822	0.6	0.3
7	867-1_4.1	0.05	1136	1735	80.5	1.58	511	2	12.122	0.4	0.057	1.2	0.6482	1.3	0.08250	0.4	0.3
8	867-1_10.1	0.00	286	612	20.3	2.21	512	4	12.108	0.8	0.0579	2.2	0.66	2.3	0.08259	0.8	0.3
9	867-1_17.1	0.00	264	655	18.8	2.56	513	4	12.078	0.7	0.057	1.8	0.65	2	0.0828	0.7	0.4
10	867-1_20.1	0.00	259	633	18.4	2.52	513	4	12.076	0.7	0.0586	1.9	0.669	2	0.0828	0.7	0.4
11	867-1_23.1	0.08	770	1044	54.8	1.40	513	2	12.073	0.4	0.0574	1.4	0.6558	1.4	0.0828	0.4	0.3
12	867-1_25.1	0.00	174	326	12.4	1.94	513	4	12.072	0.8	0.0587	2.3	0.671	2.4	0.0828	0.8	0.3
13	867-1_24.1	0.00	520	977	37	1.94	513	3	12.07	0.5	0.0572	1.4	0.6533	1.5	0.0829	0.5	0.4
14	867-1_12.1	0.04	1320	2721	94	2.13	513	2	12.067	0.4	0.0568	1.1	0.6485	1.2	0.08287	0.4	0.3
15	867-1_11.1	0.26	280	347	20	1.28	514	4	12.049	0.8	0.058	3.3	0.664	3.4	0.08299	0.8	0.2
16	867-1_13.1	0.00	184	271	13.1	1.52	514	5	12.04	1.0	0.0557	2.8	0.638	3.0	0.08305	1.0	0.3
17	867-1_18.1	0.00	215	396	15.4	1.90	515	3	12.037	0.7	0.0574	2	0.657	2.2	0.0831	0.7	0.3
18	867-1_14.1	0.00	238	277	17	1.20	516	4	12	0.8	0.0588	2.4	0.675	2.6	0.08334	0.8	0.3
19	867-1_1.1	0.00	307	740	22	2.49	517	5	11.99	1.0	0.0566	2.1	0.652	2.3	0.08342	1.0	0.4
20	867-1_15.1	0.00	439	926	31.5	2.18	517	3	11.983	0.7	0.0591	2.0	0.68	2.1	0.08345	0.7	0.3
21	867-1_6.1	0.00	223	29	16.1	0.13	520	5	11.91	1.0	0.0583	2.8	0.674	3.0	0.08396	1.0	0.3
22	867-1_3.1	0.00	288	705	20.8	2.53	521	4	11.87	0.9	0.0567	2.2	0.658	2.4	0.08422	0.9	0.4
23	867-1_8.1	0.00	508	1011	36.8	2.06	522	3	11.864	0.7	0.0581	1.7	0.675	1.8	0.08429	0.7	0.4
24	867-1_5.1	0.00	325	447	23.5	1.42	522	4	11.852	0.8	0.0574	2.2	0.668	2.3	0.08437	0.8	0.3
25	867-1_7.1	0.68	147	342	10.8	2.41	526	6	11.77	1.1	0.057	6.5	0.667	6.6	0.08495	1.1	0.2

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер точки	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	возраст млн лет		D, %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	%	Rho		
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb												
							Граносиенит. обр. 63Watson (Гора Уотсон)													
1	9.1	0.00	7111	4228	0.61	537	543.3	9.2	493.1	8.8	-9	11.37	1.8	0.05704	0.4	0.692	1.8	0.0879	1.8	.976
2	12.1	0.00	7018	2107	0.31	520	533	9	510.4	9	-4	11.6	1.8	0.05749	0.41	0.683	1.8	0.0862	1.8	.974
3	2.1	0.00	6543	4134	0.65	474	521.4	8.8	490.3	9.5	-6	11.87	1.8	0.05697	0.43	0.662	1.8	0.0842	1.8	.971
4	1.1	0.02	6049	1047	0.18	431	513.4	8.7	511.3	10	0	12.06	1.8	0.05751	0.45	0.657	1.8	0.0829	1.8	.969
5	4.1	0.05	5243	250	0.05	383	526.5	8.9	495	13	-6	11.75	1.8	0.0571	0.59	0.67	1.9	0.0851	1.8	.948
6	5.1	0.00	453	336	0.76	31.9	507.8	9.2	531	36	5	12.2	1.9	0.05802	1.6	0.656	2.5	0.082	1.9	.754
7	3.1	0.00	363	92	0.26	26.1	519.2	9.5	525	40	1	11.92	1.9	0.0579	1.8	0.669	2.6	0.0839	1.9	.725
8	14.1	0.40	617	366	0.61	44.1	514	9.1	549	44	7	12.05	1.8	0.0585	2	0.669	2.7	0.083	1.8	.676
9	8.1	0.00	216	441	2.11	15.5	519	9.4	539	45	4	11.93	1.9	0.0583	2	0.673	2.8	0.0838	1.9	.680
10	1.2	0.16	328	189	0.60	23.1	507.8	9.2	539	47	6	12.2	1.9	0.0582	2.2	0.658	2.9	0.082	1.9	.655
11	6.1	0.00	139	160	1.19	10.2	527.6	9.9	492	56	-7	11.73	2	0.057	2.5	0.67	3.2	0.0853	2	.612
12	2.2	0.18	234	96	0.42	17	523.3	9.7	515	57	-1	11.83	1.9	0.0576	2.6	0.672	3.2	0.0846	1.9	.597
13	13.1	0.26	235	123	0.54	17.3	527	9.5	514	60	-2	11.74	1.9	0.0576	2.7	0.676	3.3	0.0852	1.9	.569
14	12.2	0.27	204	107	0.54	14.6	512.9	9.4	548	60	7	12.08	1.9	0.0585	2.7	0.668	3.3	0.0828	1.9	.570
15	11.1	0.23	150	193	1.33	11	525	10	499	66	-5	11.79	2	0.0572	3	0.669	3.6	0.0848	2	.556
16	10.1	0.81	280	195	0.72	20.6	524.9	9.4	539	79	3	11.79	1.9	0.0582	3.6	0.681	4.1	0.0848	1.9	.461
17	7.1	0.44	190	251	1.36	13.8	519	9.5	471	80	-9	11.93	1.9	0.0565	3.6	0.653	4.1	0.0838	1.9	.465

Погрешности в пределах 1σ; Pb* и Pb* обозначает обыкновенный и радиогенный свинец соответственно; Rho — коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U — ²⁰⁶Pb/²³⁸U; D — коэффициент дискордантности.

Таблица 2. Силикатный состав изученных ортогнейсов и гранитоидов комплекса Дейвис западного борта ледника Денмана (содержание элементов на абс.-сухое вещество в %)

№ п/п	Горный объект	№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Σ
1	Плато Бызымянное	63868-1a	67.07	15.96	0.32	1.77	1.91	0.05	2.45	1.77	3.40	4.74	0.14	0.39	99.97
2	Плато Бызымянное	63868-2	48.23	6.27	0.84	7.10	9.41	0.28	11.04	11.02	1.73	3.19	0.12	1.02	100.2
3	Плато Бызымянное	63868-3	73.31	13.84	0.20	0.81	1.54	0.03	2.70	0.93	2.01	3.53	0.06	0.55	99.51
4	о. Хиппо	63867-1	54.88	14.64	1.68	1.19	8.14	0.13	6.01	3.95	3.35	3.17	1.13	1.45	99.73
5	г. Уотсон	63watson	68.31	15.12	0.70	1.46	2.67	0.06	1.57	0.41	5.30	3.61	0.14	0.54	99.90

как правило, не превышает 0.2–0.3, что типично для метаморфических цирконов.

Всего было выполнено 42 анализа по различным частям 30 зерен, из них 13 значений оказались дискордантными. По остальным 14 анализам зональных ядер и 15 по новообразованным цирконам и каймам был оценен возраст плагиогнейса. По 14 и 5 измерениям зональных ядер были построены линии регрессии. В первом случае верхнее пересечение отвечает возрасту $3317 \pm \pm 21$ млн лет, когда по 5 значениям в верхнем пересечении формируется субконкордантный кластер с возрастом 3347 ± 11 млн лет, и интерпретируется как возраст кристаллизации протолита, а нижнее, отвечающее значению 2461 ± 410 млн лет, может указывать на потерю зернами циркона радиогенного Pb в палеопротерозое и увязываться с метаморфизмом, известным в регионах западнее исследуемой площади [2, 10].

По 2 ядрам зерен получен конкордантный возраст 3355 ± 5.4 млн лет, подобный верхнему пересечению, который интерпретируется как максимальное время кристаллизации магматического протолита ортогнейсов. Замеры по 15 каймам и метаморфическим зернам дали $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст в пределах 2886–3131 млн лет. По 14 анализам построена линия регрессии с верхним пересечением в 3094 ± 40 млн лет. По 2 значениям получены аналогичные конкордантные возраста — 3082 ± 24 млн лет и 3084.6 ± 5 млн лет и интерпретируются как время мезоархейского тектоно-термального события.

В образце 63868-2 (Bt–Hbl-метапироксенит) в выборке 46 цирконов преобладают прозрачные слабоокрашенные изометричные зерна или со слабо выраженной огранкой округленных дипирамид, поверхность гладкая, без следов механической абразии, $K_{\text{удл}} = 1\text{--}4$. Снимки КЛ выявляют несколько типов зональности роста: широкополосную концентрическую, блочную (мозаичную)

и секториальную (рис. 3 б). Внешние каймы КЛ — яркие, осцилляторные, переменной толщины, выявлены лишь на части зерен. Морфология и внутренняя структура большинства цирконов (исключая несколько зерен) предполагает его метаморфогенную природу.

По ядрам зерен получены значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста в широком временном интервале $1296 \pm 6.6\text{--}2984 \pm 16$ млн лет. Все значения оказались дискордантными, по 16 и 7 анализам построены линии регрессии с верхними пересечениями в 2874 ± 24 и 2827 ± 6 млн лет соответственно, которые интерпретируются как время синтектонического внедрения протолитов метапироксенитов (перекристаллизации унаследованных зерен циркона, кристаллизации магматического протолита). 14 измерений, выполненные по внешним каймам и метаморфическим зернам, сформировали конкордантную группу с возрастом 552 ± 2.3 млн лет, соотносимым со временем Пан-Африканского тектоно-термального события.

КОМПЛЕКС ПОЗДНЕЭДИАКАРСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Безымянное плато, п-ов Дейвис. По **обр. 63868-3**, представляющему жилу биотитсодержащего лейкогранита, секущую метаморфические породы, выполнено 32 анализа по 21 циркону. Исходя из морфологии кристаллов в породе присутствуют преимущественно цирконы магматического генезиса. Это прозрачные, бледно-розовые, коротко-среднепризматические зерна циркона, (суб-)идиоморфные, без трещин, главным образом с секториальной зональностью. Также отмечено 10 унаследованных ядер, заключенных в широкие зональные оболочки. Ядра незональные и темные в КЛ, либо с мозаичной зональностью (рис. 3 в).

По 18 анализам (с учетом унаследованных ядер) была построена линия регрессии с верхним пересечением в значении 2978 ± 14 млн лет и нижним рубежом 541.1 ± 4 млн лет (рис. 1 г).

Для группы из 9 значений по унаследованным ядрам, был получен конкордантный U–Pb-возраст 2978.8 ± 7.2 млн лет, аналогичный значению верхнего пересечения, и рассматривается как возраст перекристаллизации цирконов протолита. Эта датировка может сопоставляться с конкордантными возрастными метаморфизма для ортогнейса (3082–3084 млн лет, обр. 63868-1а) и, возможно, отвечать финальному импульсу данного тектоно-термального этапа. Из 23 значений магматических цирконов и оболочек 18 оказались конкордантными и образовали компактный кластер с возрастом кристаллизации лейкогранита — 548 ± 2.5 млн лет, что аналогично значению группы анализов метаморфических цирконов из метапироксенита.

Остров Хиппо, Гора Уотсон. В пределах северной оконечности полуострова Мелба интрузии гранодиоритов-граносиенитов о. Хиппо и Дейвид совместно с установленными ранее выходами габбродиоритов и лейконоритов (к северу, м. Делей-Пойнт и Кеннеди, [8]), представляют собой экспонированные блоки крупного сложного многофазного интрузивного массива габбро-диорит-гранодиоритовой магматической формации (рис. 1).

О. Хиппо представляет собой протяженную гряду (~1 км) высотой 200 м и сложен ассоциацией Amf–Bt–монцодиоритов-граносиенитов, с узкими (до 0.5 м) секущими жилами светло-розовых лейкоплагиогранитов (ранее на острове предполагалось развитие мезоархейских гнейсов [8]). Гору Уотсон слагает однородный граносиенит-сиенитовый плутон площадью ~0.7 км².

Изученные цирконы о. Хиппо, г. Уотсон представлены главным образом (суб-)идiomорфными длиннопризматическими ($K_{удл} = 2–4.5$) кристаллами с осцилляторной, иногда широкополосной зональностью. Зерна прозрачны, слабо окрашены, часто с отчетливыми гранями дипирамид. Морфологические и структурные характеристики цирконов типичны для зерен магматической природы (рис. 2 г–ж, рис. 3).

В амфибол-биотитовом монцодиорите **63867-1** (о. Хиппо) все выполненные 25 анализов зерен циркона оказались конкордантными и сформировали компактную группу с возрастом 512.6 ± 1.4 млн лет, который интерпретируется как время кристаллизации магмы. В образце биотитового граносиенита (г. Уотсон, обр. Н.В. Боровкова, ФГБУ “ВНИИОкеангеология”) было выполнено 17 анализов. По 12 конкордантным значениям идиоморфных зерен получен возраст кристаллизации гранитоидных магм — 518.8 ± 5.4 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установленное время кристаллизации протолитов ортогнейсов Дейвис (~3355 млн лет) на *плато Безымянном* дает существенное удревление возраста формирования протократона, а также увеличивает область развития палео-мезоархейских тоналитовых гнейсов террейна Дейвис к востоку от м. Шарко минимум на 27 км.

Представленный комплекс Дейвис — это палео-мезоархейский протократон, близкий в своем становлении другим гранито-гнейсовым ядрам ранней консолидации Восточной Антарктиды, и в геологическом развитии во многом синхронен и сингенетичен с архейской гранит-зеленокаменной Рукерской областью юга ледника Ламберта, гранулит-чарнокит-эндербитовым Нейпирским блоком Земли Эндерби или оазисом Вестфолль [2, 10].

Интерпретация полученных данных позволяет провести временную, структурно-формационную корреляцию с вышеперечисленными террейнами Восточной Антарктики, а также архейских доменов Индии и Австралии, сопоставляемых при тектонических реконструкциях в рамках проблемы становления и распада древних суперконтинентов. Так, широко дискуссионным остается вопрос о геодинамических моделях формирования протерозойско-раннекембрийских террейнов в пределах палеоконтинентов Родинии и Гондваны, рассматриваемых как блоки сочленения индо-антарктической или австрало-антарктической коры.

Известно, что Рейнерская орогения в Восточной Антарктиде делится на два близких этапа тектоно-термальной активности в интервалах 1300–1150 и 1200–900 млн лет [1–3, 11]. Эта асинхронность тектоно-магматических процессов, отмеченная многими исследованиями позволила позднее выделить (к востоку и западу от системы ледников Денмана-Скотта) в пределах Циркум-Антарктического подвижного пояса самостоятельные провинции: Уилкса и Рейнерскую, отвечающие Австрало-Антарктическому и Индо-Антарктическому блокам соответственно и различающимся историей геологического развития на протерозойско-раннекембрийском этапе [1, 4, 9, 11].

Присутствие раннекембрийских гранитоидов также значимо отличает комплекс Дейвис от террейнов восточного борта ледника Денмана (холмы Обручева, оазис Бангера), где в метаморфитах и интрузивных образованиях до сих пор не установлено свидетельств поздних, Пан-Африканских тектоно-термальных событий, за исключением нескольких датировок по дайкам долеритов [1, 8]. Можно предполагать что домены Шарко и Уилкса на позднепротерозойско-раннекембрийском этапе геологического развития занимали различные уровни земной коры и/или претерпе-

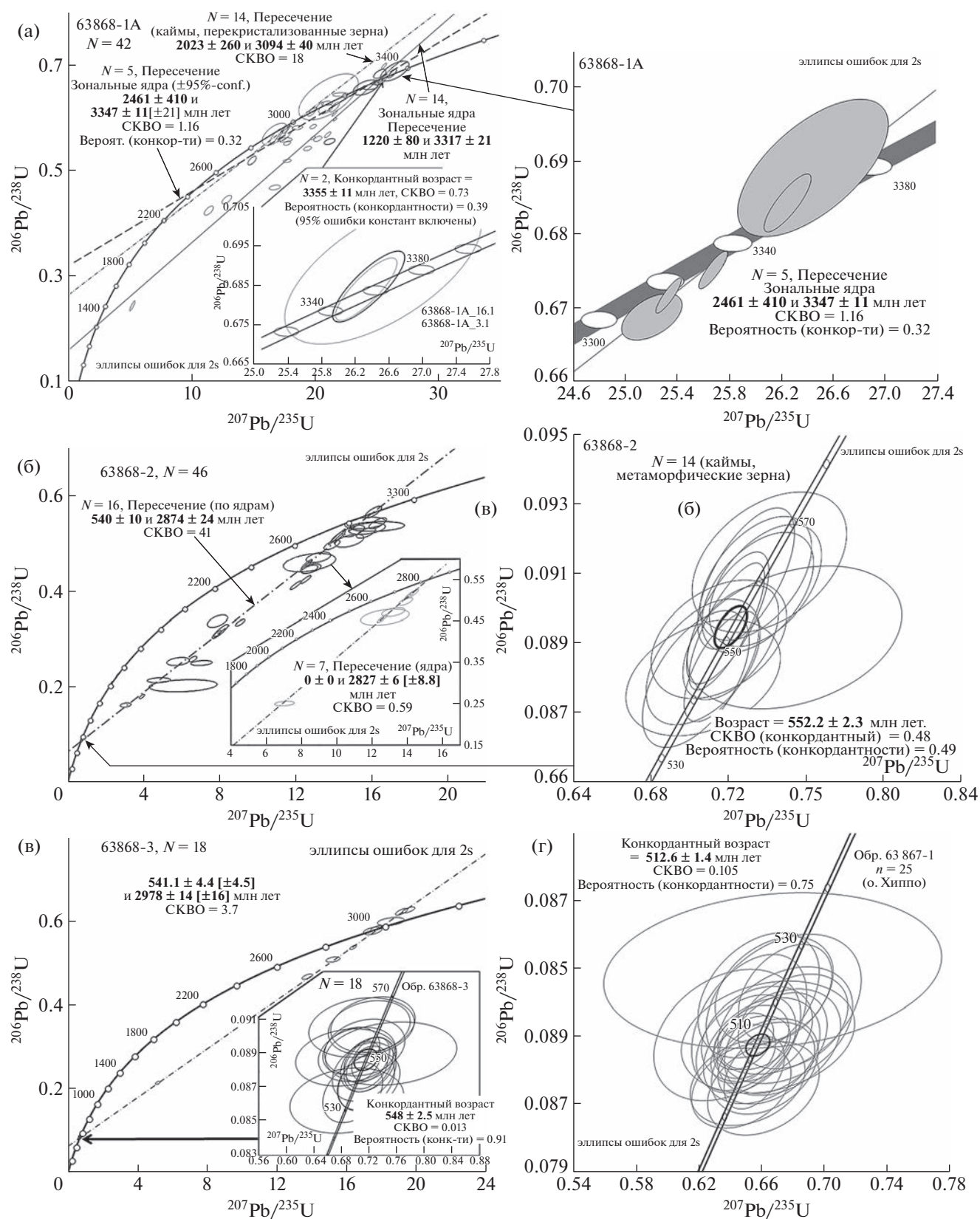


Рис. 2. Геохронологическая характеристика изученных цирконов метаморфических и интрузивных пород западного обрамления ледника Денмана. Изотопные U–Pb-диаграммы с конкордией (а–г). См. рис. 2 д–ж.

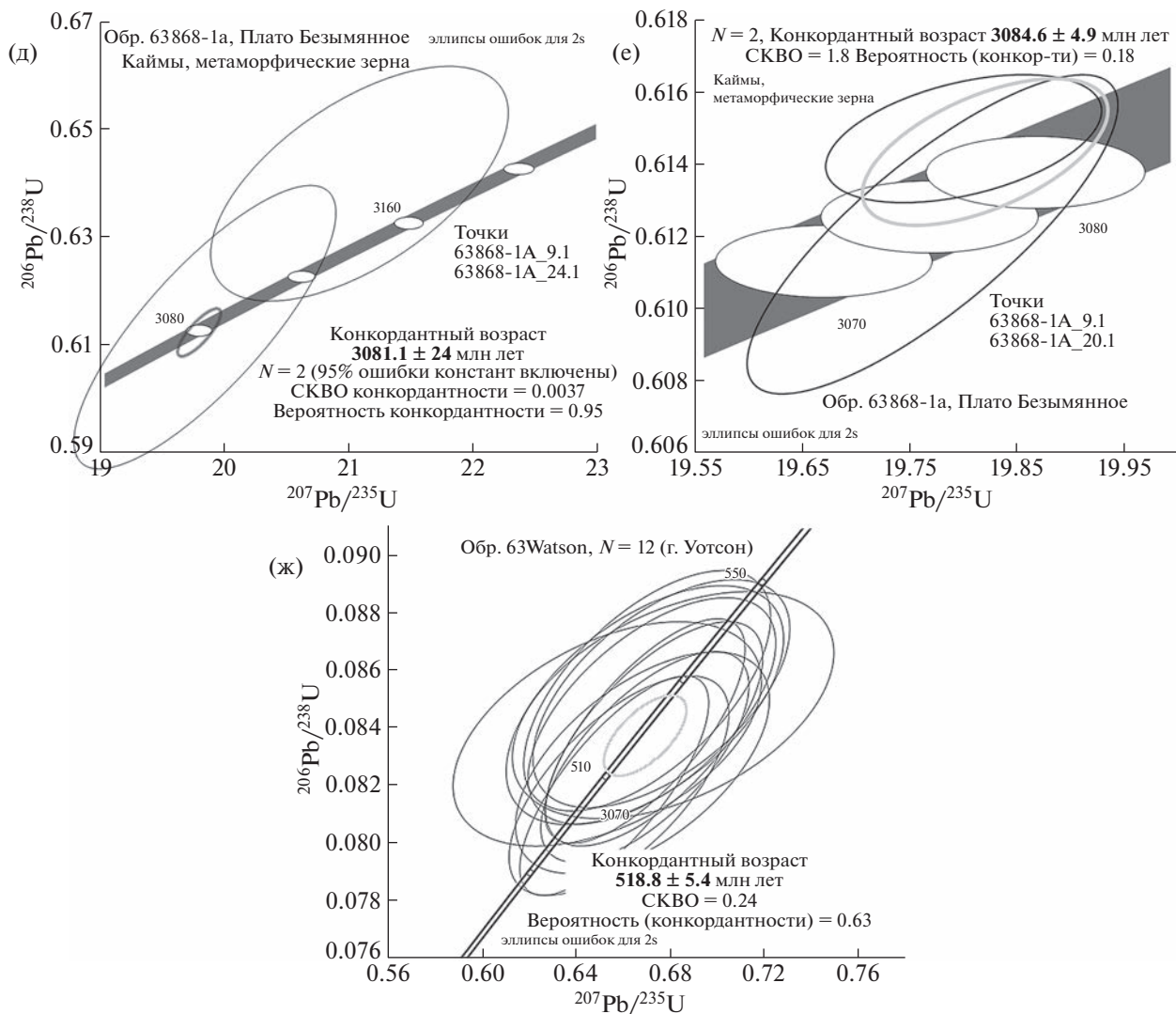


Рис. 2. Окончание.

вали противоположные режимы напряжений в независимых геодинамических условиях изолированно друг от друга.

Таким образом, в результате исследований установлено следующее:

1. Наиболее древние породы палео-мезоархейского комплекса Дейвис представлены палеоархейскими плагиогнейсами, возраст кристаллизации магматического протолита которых составляет 3355 ± 5.4 млн лет. Метаморфические зерна и каймы цирконов тоналитовых ортогнейсов Дейвис, а также унаследованные ядра циркона из раннепалеозойской гранитной жилы (2978.8 ± 7.2 млн лет) демонстрируют возрастной интервал древнего мезоархейского метаморфического события 3100–3000 млн лет.

2. Минимальное время кристаллизации магматического протолита при синтетектоническом

внедрении оливинсодержащих метапироксенитов оценивается в 2827 ± 6 млн лет, которое может сопоставляться с возрастом гранулитового метаморфизма и деформаций ортогнейсов мыса Шарко (2889 ± 9 млн лет, [3]).

3. Наличие в составе террейна Дейвис метаморфизованных ультраосновных-основных пород характерно для областей с развитием дивергентных процессов и говорит о возможном рифтогенезе палеоархейской коры на рубеже мезо-неоархея (2900–2800 млн лет), как предполагается для некоторых архейских блоков Восточной Антарктики [2, 10].

4. Формирование жильных гранитоидов и граносиенит-гранодиоритовых plutонов с возрастом кристаллизации циркона в интервале 550–510 млн лет сопоставляется со временем проявле-

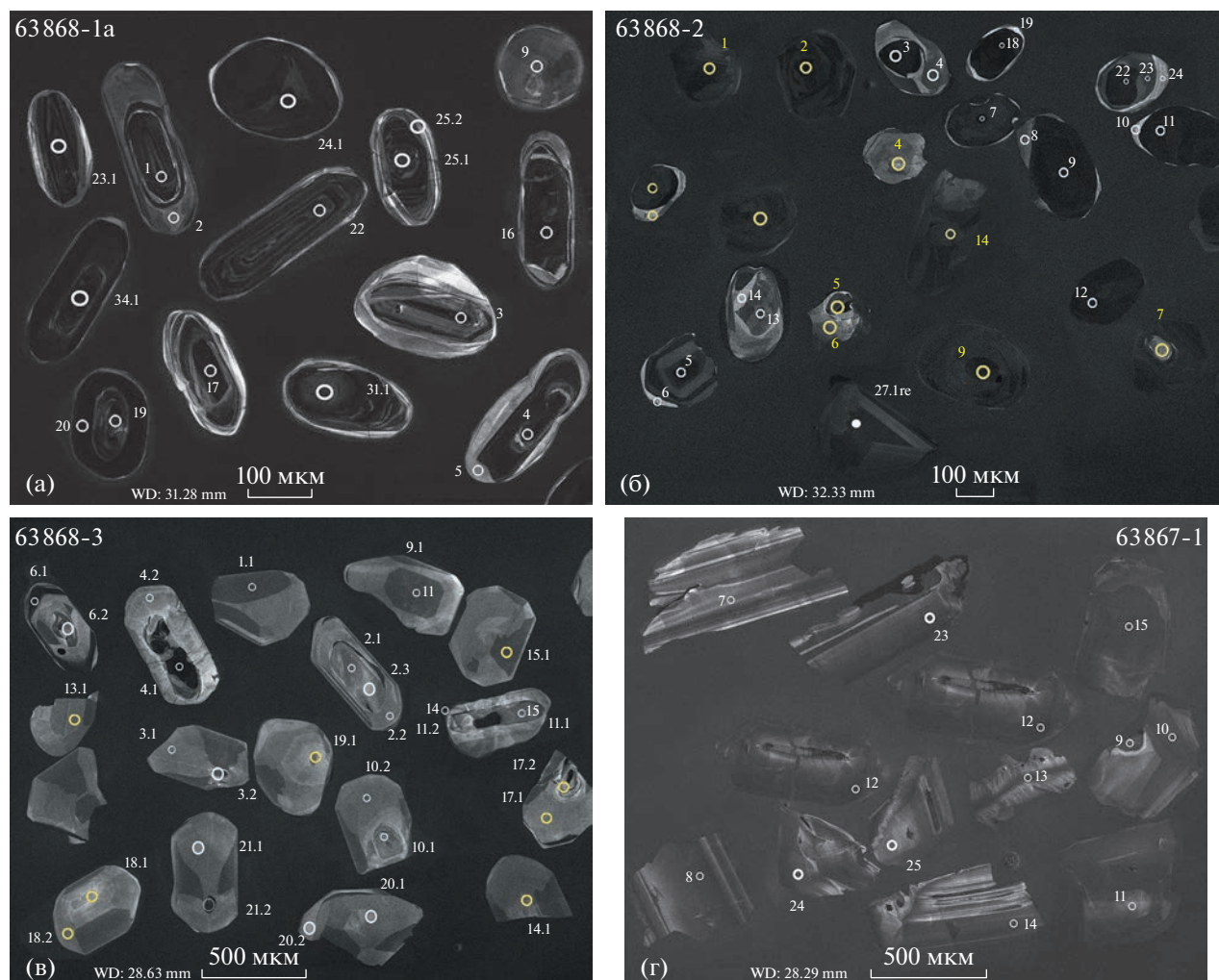


Рис. 3. Фото кристаллов цирконов в режиме катодолуминесценции. Виды характерных морфологических типов цирконов изученных пород (а, б). Фото кристаллов цирконов в режиме катодолуминесценции. Виды характерных морфологических типов цирконов жильного лейкогранита (в) плато Безымянное, и гранодиорита о. Хиппо (г). Кружки с номерами – точки замеров (1 этап измерений – тонкая линия, меньший диаметр; 2 этап – жирная или желтая линия, больший диаметр).

ния Пан-Африканского (позднеэдиакарско-кембрийского) тектоно-термального события.

5. Комплекс Дейвис представляет собой гранито-гнейсовую область палеоархейского заложения (палеоархейский протократон) с возрастными реперами, указывающими как минимум на три этапа гранулитового и амфиболитового метаморфизма (3100–3000, 2900–2800, 550–510 млн лет).

6. Палеоархейский возраст протократона Дейвис весьма близок времени становления древних ядер протоконтинентальной коры Индии и Австралии. Полученные данные позволяют сопоставлять этапы геологического развития региона с эволюцией раннеархейских кратонных блоков Сингхбум, Бастар и Пилбара, Йилгарн, в том числе на стадиях формирования суперконтинентов

Родинии в неопротерозое (~1 млрд лет) и Гондваны в кембрии (~500 млн лет).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Tucker N.M., Hand M., Clark C.* The Bungar Hills: 60 years of geological and geophysical research // *Antarctic Science*. 2020. № 32 (2). P. 85–106.
2. *Каменев Е.Н., Маслов В.А., Семенов В.С., Куринин Р.Г., Михайлов В.М., Алексеев Н. Л., Каменев И.А., Семенов С.В.* Структура и метаморфизм Антарктического щита // *Геотектоника*. 2013. № 2. С. 58–75.
3. *Black L.P., Sheraton J.W., Tingey R.J., McCulloch M.T.* New U–Pb zircon ages from the Denman Glacier area, East Antarctica, and their significance for Gondwana reconstruction // *Antarctic Science*. 1992. № 4. P. 447–460.

4. *Daczko N.R., Halpin J.A., Fitzsimons I.C.W., Whittaker J.M.* A cryptic Gondwana-forming orogen located in Antarctica // *Scientific Reports*. 2018. №8: 8371.
5. *Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A.* Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Gondwana Research*. 2012. № 21. Iss. 4. P. 728–744.
6. *Nockolds S.R.* Petrology of rocks from Queen Mary Land // *Australasian Antarctic Expedition Scientific Reports*. 1940. Series A. Volume IV. Part 2.
7. *Sheraton J.W., Tingey R.J., Oliver R.L., Black L.P.* Geology of the Bunger Hills–Denman Glacier region, East Antarctica // *Australian Geological Survey Organisation Bulletin*. 1995. V. 244. 124 p.
8. *Sheraton J.W., Tingey R.J., Black L.P., Oliver R.L.* Geology of the Bunger Hills area, Antarctica: implications for Gondwana correlations // *Antarct. Sci.* 1993. № 5. 85–102 p.
9. *Fitzsimons I.C.W.* A review of tectonic events in the East Antarctic Shield, and their implications for Gondwana and earlier supercontinents // *J. African Earth Sci.* 2000. V. 31. P. 3–23.
10. *Маслов В.А.* Докембрийская эволюция и структура Рукерской гранит-зеленокаменной области Восточно-Антарктического кратона: возраст и источники архейского гранитоидного магматизма // *Геотектоника*. 2022. № 6. С. 25–58.
11. *Михальский Е.В.* Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое – раннем палеозое // *Геотектоника*. 2008. № 6. С. 3–25.
12. *Алексеев Н.Л., Зингер Т.Ф., Капитонов И.Н.* Возраст чарнокитового магматизма холмов Обручева, район Бангер-Денман (Восточная Антарктида) // *ДАН*. 2011. Т. 440. № 3. С. 371–377.

NEW DATA ON THE GEOLOGICAL STRUCTURE AND PRECAMBRIAN EVOLUTION OF THE DENMAN GLACIER WEST SIDE MOUNTAIN FRAME (EAST ANTARCTICA): FIRST PALEOARCHEAN AGE FOR PLAGIOGNEISES

V. A. Maslov^{a, #}, Academician of the RAS V. D. Kaminsky^a, N. V. Rodionov^b, and D. M. Vorobiev^c

^a*I.I Gramberg All-Russian Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, Saint-Petersburg, Russian Federation*

^b*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russian Federation*

^c*Polar Marine Geosurvey Expedition, Lomonosov, Saint-Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: massev@gmail.com*

Mountain frame of the Denman Glacier is a little explored and at the same time an most essential region of East Antarctica in the context of studying the Precambrian geological history and geodynamic evolution of the Archean protocratons of East Antarctica. Present paper provides original U–Pb isotope geochronology data from zircons of metamorphic and intrusive rocks sampled from the Denman Glacier western flank outcrops. Geodynamic interpretation of geochronology data are also presented. For the first time, for such East Antarctic location, crystallization time (3355 ± 5.4 Ma) for plagiogneisses magmatic protolith was obtained. The Davis Paleoproterozoic protocraton in the Archean time interval of evolution was subject to multistage poly-metamorphism in the intervals ~3100–3000, 2900–2800 Ma ago. The late stage is associated with crustal extension, which is marked by syntectonic intrusion of ultramafic dikes and pyroxenite sills (2827 ± 6 Ma). The formation time of granite veins and subalkaline granitoid plutons corresponds to the time of tectono-thermal activation in the interval of 550–510 Ma traced also along significant part of East Antarctic (the Pan-African tectono-thermal event). The Davis terrane shows a significant similarity in the time of formation and evolution of geodynamic processes with the Paleo-Mesoproterozoic protocratons of East Antarctica, as well as India and Australia.

Keywords: East Antarctica, mountain frame of the Denman Glacier, Paleoproterozoic, geodynamics, geochronology of the Precambrian, U–Pb age, zircons

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.46:553.41/552.32/550.93

ДВА ЭТАПА РУДООБРАЗОВАНИЯ В W-Au МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО U-Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД W-Au МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖИЛАУ (ТАДЖИКИСТАН)

© 2023 г. С. Г. Соловьев^{1,*}, С. Г. Кряжев², Д. В. Семенова³,
Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 20.02.2022 г.

После доработки 05.05.2023 г.

Принято к публикации 29.05.2023 г.

Приведены новые данные изотопного U-Pb-исследования (метод LA-ICP-MS) циркона из интрузивных пород Чинорсайского массива, с которым пространственно и, по-видимому, генетически связано крупное вольфрам-золоторудное месторождение Джилау. Это месторождение, наряду с другими крупными месторождениями золота (Мурунтау, Зармитан, Кумтор и др.), входит в состав крупнейшего золоторудного (вольфрам-золоторудного) металлогенического пояса Тянь-Шаня. Оно представлено небольшими телами шеелитоносных скарнов и последующим крупным внутри- и околоинтрузивным штокером жил и прожилков с шеелит-золоторудной минерализацией. Полученные конкордантные значения изотопного U-Pb-возраста циркона (301.0 ± 2.6 млн лет; СКВО = 2.6) являются более древними, чем ранее известные изотопные U-Pb-даты (порядка 288 млн лет). Это указывает на существенную длительность процесса внедрения и кристаллизации магмы, по-видимому, отвечавшей нескольким интрузивным этапам или фазам, что является важным фактором формирования ассоциирующих крупных плутогенных месторождений золота. Кроме того, установленный изотопный возраст подчеркивает более раннее формирование золото-полиметалльно-вольфрамовых месторождений по сравнению с более молодыми Mo-W- и Sn-W-месторождениями в регионе, связанном с более молодыми раннепермскими интрузиями. Обнаружены также захваченные цирконы с более древним возрастом (от порядка 970 млн лет до порядка 2200 млн лет), вероятно, представляющие возраст фундамента орогена, в том числе террейнов основания Таримского или Каракумского кратонов.

Ключевые слова: изотопные U-Pb-исследования, циркон, гранитоиды, Au-W-месторождение Джилау, Таджикистан, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739723600984, **EDN:** DXAKKM

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение золота (с подчиненным вольфрамом) Джилау входит в состав крупнейшего вольфрам-золоторудного металлогенического пояса Тянь-Шаня, который протягивается более

чем на 2500 км вдоль структур Срединного и Южного Тянь-Шаня (рис. 1) [1, 2]. Этот пояс включает несколько крупных (мирового класса) месторождений золота – Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др. [2–4], а также многочисленные месторождения вольфрама (Ингичке, Койташ, Лянгар, Майхура, Чорух-Дайрон, Кумбель, Кенсу и др.), причем последние относятся к различным типам – молибден-вольфрамовому, полиметалльно-вольфрамовому (с золотом), олово-вольфрамовому, золото-медно-молибден-вольфрамовому [5–7]. Все эти месторождения ассоциируют с интрузивными массивами гранитоидов (монцитов, гранодиоритов, гранитов) позднепалеозойского (позднекаменноугольного-раннепермского) возраста, становление которых происходило в постколлизийных условиях после сближения

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

²Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: sergei07@mail.ru

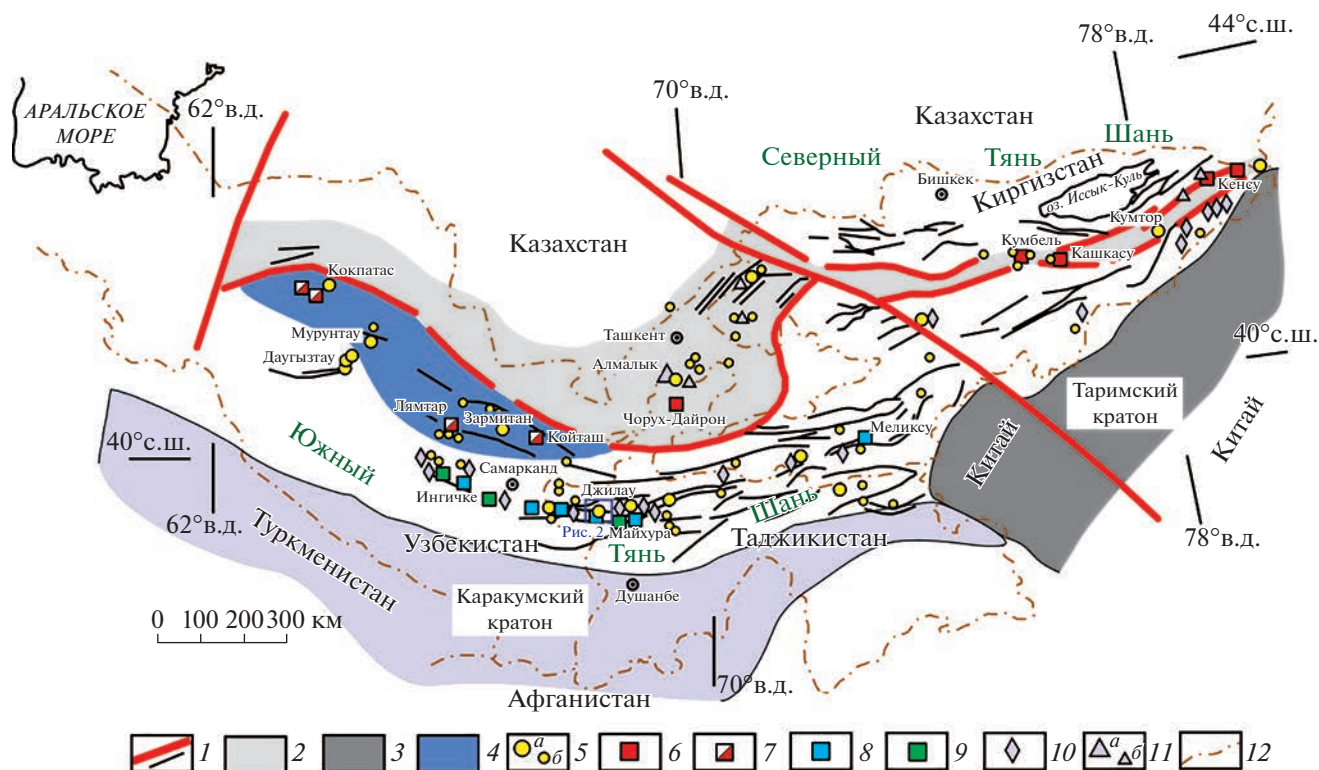


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 – главные (а) и второстепенные (б) месторождения золота, 6 – золото-медно-молибден-вольфрамовые месторождения, 7 – молибден-вольфрамовые месторождения, 8 – полиметалльно-вольфрамовые месторождения, 9 – олово-вольфрамовые месторождения, 10 – месторождения олова, 11 – главные (а) и второстепенные (б) медно-молибденовые и золото-медные порфиоровые месторождения, 12 – государственные границы.

Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов – после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 8, 9]. Изотопное датирование этих интрузий, направленное на изучение особенностей их генерации и кристаллизации в определенных тектонических обстановках, способствует как более глубокому пониманию их тектонической и металлогенической позиции, так и выявлению генезиса плутоногенных рудных месторождений в региональном и глобальном аспектах. Вместе с этим, хотя по многим интрузиям Тянь-Шаня, особенно сопровождаемым плутоногенными золотыми рудами, в последнее время было опубликовано значительное число изотопных определений возраста (например, [8]), многие из плутонов в регионе, сопровождаемых вольфрамовыми рудами, до сих пор остаются вне такого современного анализа. Настоящая работа служит частичному восполнению этого пробела ввиду важности датирования рудных месторождений как с точки зрения понимания их происхождения, так и прогноза, учиты-

вая их связь с определенными геологическими событиями и формациями. В настоящей работе это делается на примере месторождения Джилау, возраст которого является предметом дискуссии.

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МАССИВА ГРАНИТОИДОВ

Месторождение Джилау находится в Гиссарском сегменте центральной (таджикской) части указанного пояса, на стыке Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня, разделенных глубинным Зеравшанским разломом. Оно находится в восточной приконтактной области Чинорсайского интрузивного массива (площадью 5×12 кв. км), который прорывает сланцы, известняки и песчаники силура-карбона, и включает два типа рудной минерализации (рис. 2). Скарновый полиметалльно-вольфрамовый тип (скарновое вольфрамовое, с подчиненным золотом, месторождение Джилау) представлен серией тел измененных существенно пирок-

сеновых скарнов и сопряженными с ними штокверковыми зонами послескарновых метасоматитов. Среди последних различаются кальцит-эпидот-кварц-амфиболовые (пропилитовые) метасоматиты с преобладающим шеелитом и подчиненными сульфидами (пирротин, халькопирит) и последующие кварц-серицит-карбонатные метасоматиты с золото-сульфидно-шеелитовым оруденением. Присутствие пирротина подчеркивает “восстановленный” тип скарнов и послескарновых метасоматитов. Жильно-штокверковый тип (собственно золоторудное месторождение Джилау), несущий основной объем золотых руд (с подчиненным шеелитом и сульфидами), связан с развитием поздней золотоносной (карбонат)-серицит-кварцевой минерализации в приконтактной внутриинтрузивной области, с особой концентрацией ее в виде прожилков и жил в обособленных линейных зонах интенсивного рассланцевания, рассекающих Чинорсайский массив [2, 10, 11] (рис. 2). Это золоторудное месторождение рассматривается как один из наиболее типичных представителей “восстановленных” плутогенных (“reduced intrusion-related”) месторождений золота в регионе [2, 11], с характерными пространственным совмещением и генетической близостью с “восстановленными” шеелитоносными скарнами. По данным компании ZiJin Mining, его резервы и ресурсы в настоящее время составляют порядка 108 тонн Au при средних содержаниях 1.89 г/т Au. Таким образом, с учетом ранее отработанных запасов общие запасы и ресурсы месторождения изначально могли превышать 150 тонн Au.

В строении Чинорсайского массива выделяются интрузивные породы нескольких фаз внедрения, в том числе кварцевые диориты (развитые незначительно, в основном, вдоль контактов массива), а также количественно преобладающие кварцевые монцодиориты (до кварцевых монцонитов) и гранодиориты. Среднезернистые кварцевые монцодиориты-кварцевые монцониты развиты преимущественно в периферических зонах массива, тогда как средне-крупнозернистые гранодиориты преобладают в его центральной части. Кварцевые монцодиориты-кварцевые монцониты и гранодиориты образованы зональным плагиоклазом (с содержанием анортита 52–32 мол. %) (40–55 об. %), калиевым полевым шпатом – ортоклазом и микроклином (8–15 об. % в кварцевых монцодиоритах-кварцевых монцонитах, 20–25 об. % в гранодиоритах), кварцем (15–25 об. %), амфиболом (5–10 об. %) и биотитом (8–15 об. %). Акцессорные минералы – апатит, титанит, циркон, реже отмечаются ильменит, магнетит, алланит, гранат. Более поздние интрузивные фазы включают, в основном, мелкие дайки и штоки субщелочных гранитов, лейкогранитов и аплитов. Распространены также дайки поздних

основных пород (“диоритовые порфириды” и лампрофиры), которые пересекают все другие породы массива и особенно многочисленны в участках развития золотой минерализации (рис. 2). Руды и гидротермально-метасоматические образования поздней (кварц-серицит-карбонатной) стадии накладываются на все эти породы, в том числе поздние дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров. Гранитоидные породы относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, пост-коллизийным гранитоидам умеренно-глиноземистого I-типа, обогащены кальцием и характеризуются небольшим обогащением легкими лантаноидами при слабом дефиците Eu или отсутствии такового (табл. 1). В совокупности, интрузивные породы Чинорсайского массива обнаруживают сходство с породами других монцодиорит-гранодиорит-гранитных магматических комплексов, сопровождаемых золото-полиметаллово-вольфрамовой (W, Cu, Bi, As, Sb, Au) минерализацией [6]. Последняя является частью комбинированных магматогенно-рудных систем переходной ильменитовой-магнетитовой серии, которые, наряду с вольфрамовым, включают также синхронные или несколько более молодые плутогенные (“intrusion-related”) существенно золоторудные месторождения [6].

Известные изотопные данные по возрасту продуктивных интрузий месторождения Джилау (Чинорсайскому массиву) включают калий-аргоновые датировки порядка 329–306 млн лет и 299 ± 9 млн лет [2, 11]. Имеется лишь единственное изотопное U–Pb-определение возраста (LA–ICP–MS-методом по циркону) гранодиоритов продуктивного интрузива, составляющее 288.3 ± 4.2 млн лет; в его породах было отмечено также присутствие ксеногенных (унаследованных) кристаллов циркона с изотопным U–Pb-возрастом 850–500 млн лет [12].

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Проба для U–Pb-изотопного датирования циркона была отобрана из среднезернистых, слабопорфировидных гранодиоритов Чинорсайского массива (рис. 2). Состав породообразующих компонентов и элементов-примесей пород приведен в табл. 1. Изотопные U–Pb-исследования выделенных кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Морфология и внутреннее строение зерен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измере-

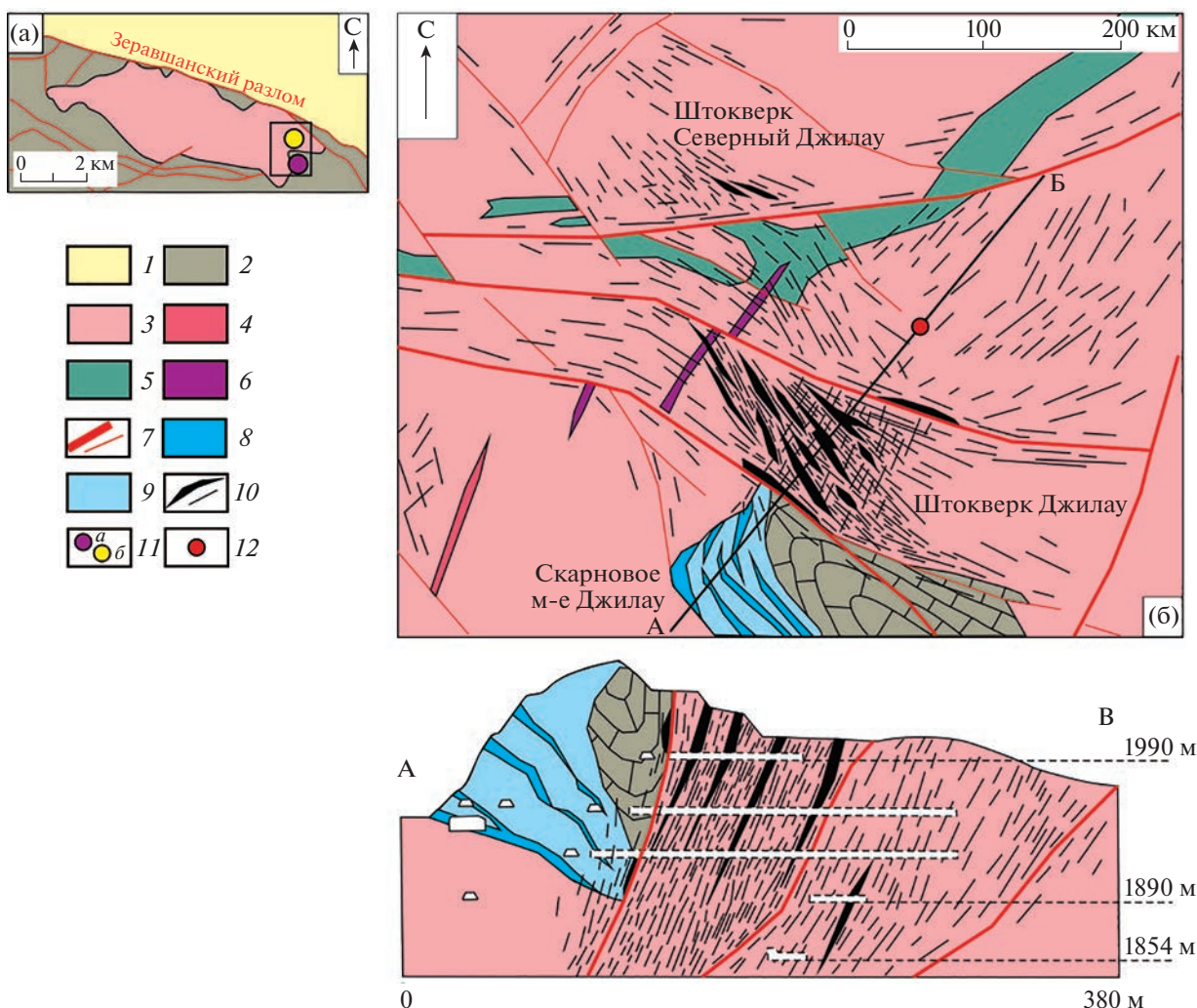


Рис. 2. Геологические схемы Чинорсайского массива (а) и месторождения Джилау (б), с разрезом по линии АВ (по данным [2, 9, 10]). 1 – неогеновые и четвертичные отложения, 2 – карбонатные породы девона-карбона, 3 – гранодиориты Чинорсайского массива, 4 – граниты-аплиты, 5 – диоритовые порфириды, 6 – лампрофиты, 7 – разрывные нарушения разных порядков, 8 – скарны и скарнированные карбонатные породы, 9 – скарново-рудные тела с шеелитом и золотом, 10 – зоны кварц-серицит-карбонатных метасоматитов и зоны тонких кварц-серицит-карбонатных прожилков с шеелитом и золотом, 11 – месторождения Джилау скарновое (а) и штокверк Джилау (б), 12 – место отбора пробы для изотопного датирования цирконов.

ния масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Нз и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [13]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} =$

$= 137.818$ [14]. Для учета элементного и изотопного фракционирования изотопные U–Pb-отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [15]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [16]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [17], для которого получен возраст 418 ± 3.7 млн лет (2σ , $n = 11$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Акцессорный циркон в изученных породах довольно редок, что согласуется с невысоким общим содержанием Zr (табл. 1). Тем не менее из пробы извлечены и изучены 14 прозрачных бесцветных хорошо ограненных кристаллов циркона

таблитчатой до удлинённо-призматической формы длиной 100–200 мкм с коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:2 (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдаются небольшое темное или светлое неяснозональное до незонального ядро призматической формы и грубо- или тонкозональная светлая оболочка. Результаты большинства анализов цирконов (табл. 2), соответствующие зональным оболочкам зерен циркона, включающих обособленные ядерные области, или зональных зерен циркона без обособленных ядерных областей, на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии со значениями 301.0 ± 2.6 млн лет (СКВО = 2.0) (табл. 2; рис. 4). В одном зерне, в области его зональной оболочки, установлено значение изотопного U–Pb-возраста 315 ± 8.4 млн лет (СКВО = 0.99) (табл. 2; рис. 4). В отличие от них, анализы ядер, обособленных в некоторых зернах циркона, дали значительно более древние значения изотопного U–Pb-возраста, варьирующие в широком диапазоне от порядка 970 млн лет (конкордантное значение соответствует 968 ± 6 млн лет; СКВО = 1.7) до порядка 2200 млн лет (табл. 2).

В отношении зональных кристаллов циркона, их призматический габитус и осцилляторная зональность указывают на их формирование из магмы. Как следствие, полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста 301.0 ± 2.6 млн лет, отвечающие времени кристаллизации магмы, могут рассматриваться как возраст становления соответствующей части Чинорсайского массива. Кристаллы циркона, характеризующиеся наиболее молодым возрастом, могут быть отнесены к “автокристам”, т.к. кристаллам, которые кристаллизуются из финальных (заклучительных) и наиболее дифференцированных порций магматического расплава [18]. В отличие от них, кристалл циркона, для которого установлено более древнее значение изотопного U–Pb-возраста 316 млн лет, может быть отнесен к “антекристам” (по [18]), которые кристаллизуются в промежуточных магматических очагах и камерах; они характеризуются несколько более древним возрастом, обуславливающим дисперсию конкордантных U–Pb-возрастов и отвечающим последовательному развитию крупного, долгоживущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma”) в условиях его застоя или перемещения на более глубинных уровнях земной коры. Напротив, разновозрастные “древние” ядра кристаллов циркона, по-видимому, являются ксеногенными (“ксенокристами”, по [18]), или “унаследованными”, захваченными из пород, через которые внедрялась магма гранодиоритов или ее материнский расплав. Среди этих пород можно предполагать различные докембрийские субстраты метаморфического фундамента орогена.

Таблица 1. Содержания главных компонентов и элементов-примесей в изученной пробе гранодиоритов Чинорсайского массива

мас. %		г/т (ppm)		г/т (ppm)		г/т (ppm)	
SiO ₂	65.20	Ba	2434	Ta	0.84	Tm	0.21
TiO ₂	0.35	Sr	674	Th	10.8	Yb	1.21
Al ₂ O ₃	16.36	Co	6.72	U	3.13	Lu	0.20
Fe ₂ O ₃	1.14	Ni	1.86	Cu	64.3		
FeO	2.44	V	43.4	Zn	28.0		
MnO	0.09	Cr	31.0	Pb	34.1		
MgO	1.69	Li	18.6	La	32.6		
CaO	3.76	Rb	81.8	Ce	74.3		
Na ₂ O	2.87	Be	3.33	Pr	6.11		
K ₂ O	3.15	Zr	147	Nd	25.0		
P ₂ O ₅	0.14	Nb	7.84	Sm	4.52		
F	0.04	Y	11.4	Eu	1.73		
CO ₂	0.28	Sn	2.19	Gd	3.56		
S _{total}	0.19	Mo	2.82	Tb	0.80		
H ₂ O [–]	0.73	W	2.96	Dy	2.61		
H ₂ O ⁺	1.92	Cs	1.43	Ho	0.59		
Total	100.35	Hf	3.91	Er	1.33		

Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, F – методом ионной хроматографии, CO₂ – методом кислотного титрования, S_{общ.} – методом йодного титрования, H₂O[±] – гравиметрическим методом, рассеянных и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в лаборатории ЦНИГРИ.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные значения изотопного возраста заметно древнее такового, ранее установленного для циркона из гранодиоритов Чинорсайского массива (288.3 ± 4.2 млн лет; [12]). Это может быть интерпретировано в пользу длительной, многоэтапной (многофазной) кристаллизации пород массива, таким образом, протекавшей в течение порядка 13 млн лет, возможно, с наличием обособленных, но пространственно сближенных и прорывающих друг друга штоков интрузивных пород ряда последовательных (хотя и близких по составу) фаз внедрения. Именно длительная магматическая дифференциация и кристаллизация, по-видимому, являются необходимым условием для аккумуляции флюидов и металлов в остаточных расплавах, приводящей к формированию крупных плутогенных месторождений золота и ассоциирующих металлов (вольфрама и др.). Это согласуется с длительной историей магматогенно-рудной эволюции месторождения Джилы, где наиболее ранними являются шеелитоносные скарны, а основные концентрации золота и суль-

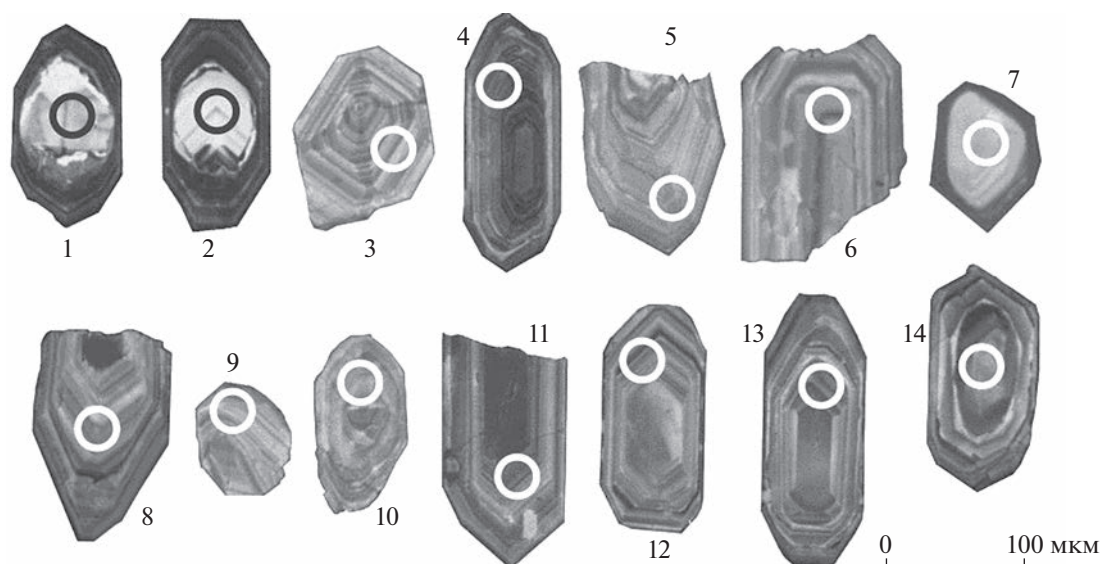


Рис. 3. Католюминесцентные изображения кристаллов циркона из гранодиоритов Чинорсайского массива. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2.

фидов связаны с более поздними жильно-што-
кверковыми системами низкотемпературных
(карбонат)-серицит-кварцевых метасоматитов.

Указанный позднейший позднекаменноуголь-
ный возраст циркона из пород Чинорсайского
массива (301.0 ± 2.6 млн лет), сопровождаемого
ранним полиметалльно-вольфрамовой (с золотом)

минерализацией, отвечает наиболее раннему эта-
пу позднекаменноугольной-раннепермской эпо-
хи образования вольфрамовых месторождений
Тянь-Шаня [7]. Напротив, более молодые (ран-
непермские) интрузивные комплексы Гиссар-
ского сегмента, в том числе северо-варзобский
(акбайджумонский) гранодиорит-гранитный

Таблица 2. Результаты изотопных U/Pb-исследований циркона из гранодиоритов Чинорсайского массива

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн. лет				D, %
	^{206}Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	
1	95	257	1.10	8.69877	1.5	0.40224	1.4	0.9	2307	28	2179	53	5.5
2	32	216	0.71	1.61640	1.8	0.16124	1.4	0.8	977	22	964	26	1.3
3	53	1205	0.10	0.34690	1.6	0.04800	1.4	0.9	302	8	302	8	0.0
4	66	1524	0.16	0.34893	1.7	0.04767	1.4	0.8	304	9	300	8	1.2
5	64	1465	0.17	0.34322	1.6	0.04766	1.4	0.9	300	8	300	8	−0.2
6	89	2026	0.15	0.34230	1.6	0.04759	1.4	0.9	299	8	300	8	−0.3
7	22	150	0.73	1.57911	1.8	0.16084	1.4	0.8	962	22	961	26	0.1
8	51	1159	0.15	0.34767	1.7	0.04789	1.4	0.8	303	9	302	8	0.5
9	57	1245	0.16	0.36644	1.6	0.05005	1.4	0.9	317	9	315	9	0.7
10	53	1213	0.16	0.35014	1.8	0.04798	1.4	0.8	305	9	302	8	0.9
11	75	1735	0.09	0.34484	1.7	0.04733	1.4	0.9	301	9	298	8	0.9
12	36	823	0.15	0.34749	1.8	0.04764	1.4	0.8	303	9	300	8	0.9
13	69	1564	0.13	0.34811	1.7	0.04813	1.4	0.8	303	9	303	8	0.1
14	62	1424	0.16	0.34467	1.6	0.04754	1.4	0.9	301	8	299	8	0.4

Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений. D – дискордантность.

комплекс (295–285 млн лет), южно-варзобский и органигский гранит-лейкогранитные комплексы (290 ± 12 млн лет и 262 ± 9 млн лет соответственно) [19], сопровождаются олово-вольфрамовыми и редкометалльно-олово-вольфрамовыми рудами. Подобные раннепермские датировки установлены и на скарновых молибден-вольфрамовых месторождениях в более широком регионе Южного Тянь-Шаня. В частности, в Нуратинском сегменте Южного Тянь-Шаня, расположенном к северу от Гиссарского сегмента, скарновые молибден-вольфрамовые месторождения Койташ и Лянгар связаны с монцодиорит-гранодиорит-лейкогранитными комплексами, К–Аг-возраст которых еще более молодой и варьирует от 271 ± 6 до 260 ± 4.5 млн лет и от 269 ± 6 до 255 ± 6 млн лет соответственно (см. обзор в [7]). В частности, для гранитоидов месторождения Лянгар (Актауский массив) был установлен также U–Pb-возраст циркона 276 ± 9 млн лет [8]. Примечательно, что близкий (раннепермский) возраст установлен и для наиболее значительных месторождений золота Южного Тянь-Шаня: например, изотопный Re–Os-возраст 294–288 млн лет был показан для руд месторождения золота Мурунтау [3], а возраст 287–281 млн лет — для пород Кошрабадского интрузива, с которым ассоциирует крупное месторождение золота Зармитан [8]. Это близко возрасту более поздних интрузивных фаз Чинорсайского массива, с которыми ассоциируют наиболее значительные золотые руды месторождения Джилау [12].

Таким образом, установленный возраст (301.0 ± 2.6 млн лет) интрузивных пород Чинорсайского массива, с которым связано месторождение Джилау, является одним из наиболее древних среди датировок интрузивных пород, продуктивных на скарновое вольфрамовое оруденение в Гиссарском сегменте и в более широком регионе Южного Тянь-Шаня. Это подтверждает общую модель последовательности образования вольфрамовых руд в постколлизийных орогенах — от полиметалльно-вольфрамовых к олово-вольфрамовым и молибден-вольфрамовым [7]. При этом основной объем золотых руд в регионе также является более молодым, в целом отвечая более позднему (раннепермскому) этапу позднекаменноугольной-раннепермской металлогенической эпохи Тянь-Шаня, таким образом, существенно сближаясь с временем формирования молибден-вольфрамовых и олово-вольфрамовых месторождений.

Возрастные датировки пород Чинорсайского массива, составившие, по ранее имевшимся изотопным U–Pb-данным, 288.3 ± 4.2 млн лет, вместе с геохимическими особенностями пород, были интерпретированы в пользу пост-коллизийного выплавления гранитоидной магмы из древнего корового субстрата (палеопротерозой-

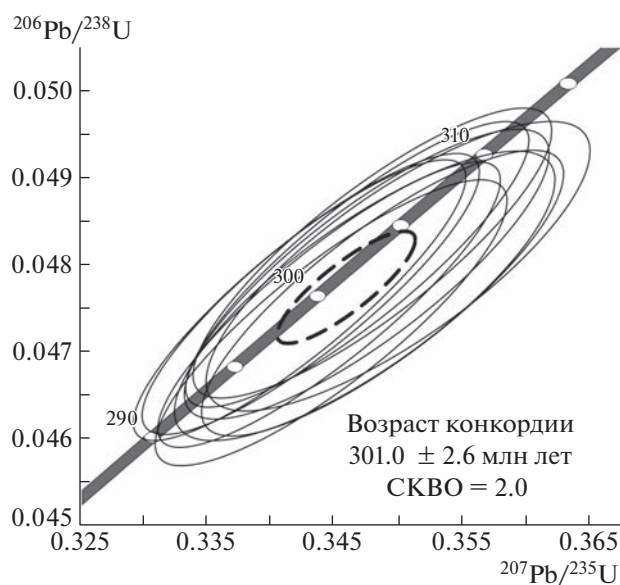


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранодиоритов Чинорсайского массива. Тонкие сплошные эллипсы — результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению. Погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ .

ской или более древней коры), возможно, при участии мантийных, астеносферных основных магм, которые взаимодействовали с веществом литосферных килей докембрийских континентальных блоков [12]. Вместе с этим в работе [12] была показана двойственная специфика пород Чинорсайского массива, выраженная в их возрастной близости с процессами субдукции в регионе, при том, что их геохимические особенности указывают на их пост-коллизийное внедрение. Полученные нами новые данные подчеркивают еще более древний возраст пород массива, поэтому вопрос о соотношении с субдукционным режимом становится тем более актуальным. Для решения этой проблемы допускается кратковременное (средний-поздний карбон) существование узкого субширотного Гиссарского бассейна, сформированного при рифтинге южной пассивной окраины Туркестанского палеоокеана, с субдукцией океанической коры в северном направлении и закрытием этого бассейна в позднем карбоне, с проявлением соответствующих позднекаменноугольных пост-коллизийных процессов [12]. Последнее произошло задолго до закрытия самого Туркестанского палеоокеана, с пост-коллизийной эволюцией как активных, так и пассивных окраин которого связаны более молодые (ранне- и позднепермские) гранитоидные комплексы Южного Тянь-Шаня [12].

Изотопный возраст “древних” ядер цирконов, варьирующий от 970 до 2200 млн лет, является более древним, чем возраст ксеногенных (захваченных) зерен циркона, установленный в работе [12] и составлявший 500–850 млн лет. Последний был интерпретирован как соответствующий возрасту метаморфических пород (мигматитизированных кристаллических сланцев) Гармского континентального блока, расположенного восточнее района месторождения Джилау и указывающий на формирование Гиссарского сегмента Южного Тянь-Шаня на континентальном основании палеопротерозойской или более древней коры [12]. Если возраст порядка 970 млн лет до определенной степени сопоставим с наиболее древними из указанных датировок, то другой полученный возраст (около 2200 млн лет) указывает на наличие в фундаменте Гиссарского сегмента гораздо более древнего субстрата, соответствующего фундаменту Таримского или Каракумского кратонов [20].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Тышкевич (ЦНИГРИ) за отбор и подготовку проб циркона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке научных программ ИГЕМ РАН (тема № 121041500227-9) и ИГМ СО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кудрин В.С., Соловьев С.Г., Ставинский В.А., Кабардин Л.Л. Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 13–26.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltmann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example / In: Goldfarb R., Nielsen R. (Eds.), Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century. Economic Geology Special Publication. 2002. V. 9. P. 77–201.
3. Seltmann R., Goldfarb R., Zu B., Creaser R.A., Dolgoplova A., Shatov V.V. Muruntau, Uzbekistan: The world's largest epigenetic gold deposit // SEG Spec. Publ. 2020. V. 23. P. 497–521.
4. Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38 (3). С. 238–257.
5. Соловьев С.Г. Металлогения фанерозойских скарновых месторождений вольфрама. М., Научный мир, 2008. 368 с.
6. Soloviev S.G., Kryazhev S.G. Tungsten mineralization in the Tien Shan Gold Belt: Geology, petrology, fluid inclusion, and stable isotope study of the Ingichke reduced tungsten skarn deposit, Western Uzbekistan // Ore Geology Reviews. 2018. V. 101. P. 700–724.
7. Soloviev S.G., Kryazhev S.G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Koitash W–Mo skarn and W–Au stockwork deposit, Western Uzbekistan, Tien Shan // Mineralium Deposita. 2019. V. 54 (8). P. 1179–1206.
8. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 821–838.
9. Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu.S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: insights from U–Pb SHRIMP geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf isotope mapping of granitoids // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 76–109.
10. Дзайнуков А.Б., Николов А.А., Вухтер Б.Я. и др. Месторождение Джилау / Золоторудные месторождения СССР. Золоторудные месторождения Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. Т. 2. С. 217–222.
11. Cole A., Wilkinson J.J., Halls C., Serenko T.J. Geological characteristics, tectonic setting and preliminary interpretations of the Jilau gold-quartz vein deposit, Tajikistan // Mineralium Deposita. 2000. V. 35 (7). P. 600–618.
12. Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 110–130.
13. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS / Sylvester P. (ed.), Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series, 2008. V. 40. P. 307–311.
14. Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
15. Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al. Plesovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
16. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00 // Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA. 2003. P. 1–70.

17. *Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., et al.* Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology*. 2004. V. 205. P. 115–140.
18. *Miller J.S., Matzel J.E., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B.* Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
19. *Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б.* Редкометалльные граниты в Южном Тянь-Шане и связанное с ними оруденение / В сб. Мамаджанов Ю.М. (ред.), Проблемы петрологии и металлогении Средней Азии. Душанбе, Дониш, 2015, с. 48–59.
20. *Konopelko D., Klemm R., Mamadjanov Y., Fidaev D., Sergeev S.* Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm block, South Tien Shan, Tajikistan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. P. 711–727.

TWO STAGES OF MINERALIZATION IN THE SOUTHERN TIEN SHAN Au-W METALLOGENIC BELT: ISOTOPIC U-Pb DATING (LA-ICP-MS METHOD) OF ZIRCON FROM INTRUSIVE ROCKS AT THE JILAU W-Au DEPOSIT (TAJIKISTAN)

**S. G. Soloviev^{a, #}, S. G. Kryazhev^b, D. V. Semenova^c,
Y. A. Kalinin^c, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a**

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: sergei07@mail.ru*

The paper presents new isotopic U–Pb zircon data (LA–ICP–MS method) on the intrusive rocks from the Chinorsai massif, which is spatially and probably genetically related to the large Jilau tungsten-gold deposit. This deposit, together with the other large Au deposits (Muruntau, Zarmitan, Kumtor, etc.) is part of the largest Au (Au–W) metallogenic belt of Tien Shan. The deposit is represented by small zones of scheelite-bearing skarn and later (overprinting) large stockwork of veins and veinlets with scheelite-gold mineralization that occurs within and near the intrusion. The concordant isotopic zircon U–Pb data (301.0 ± 2.6 Ma; MSWD = 2.6) are older than the isotopic zircon U–Pb data previously reported (about 288 Ma). This indicates a substantial extent of the magma emplacement and crystallization process that probably corresponded to several intrusive events or phases, which is a prerequisite for the formation of associated intrusive-related Au deposits. Also, the isotopic age determined highlights the earlier formation of gold-polymetallic-tungsten deposits as compared to Mo–W and Sn–W deposits in the region, which are related to the later Early Permian intrusions. In addition, zircon xenocrysts with much older age (from ca. 970 Ma to ca. 2200 Ma) have been identified; they probably represent the age of the orogenic basement including that of the basement terranes of the Tarim and Karakum cratons.

Keywords: isotopic U–Pb study, zircon, granitoids, Jilau Au–W deposit, Tajikistan, Tien Shan

УДК 550.47:550.72

СОРБЦИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ ИЗ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

© 2023 г. Л. М. Павлова^{1,*}, Л. П. Шумилова¹, В. И. Радомская¹,
член-корреспондент РАН А. П. Сорокин¹, В. В. Иванов², Л. П. Носкова¹, Н. Ю. Леусова¹

Поступило 06.05.2023 г.

После доработки 24.05.2023 г.

Принято к публикации 29.05.2023 г.

Лабораторные модельные эксперименты показали, что торф, бурый уголь и составляющие его органо-минеральные компоненты, а также микроскопические грибы, выделенные из бурых углей, характеризуются высоким потенциалом извлечения всех лантаноидов из водных растворов. Процессы сорбции редкоземельных элементов компонентами органического вещества протекают по механизмам физической сорбции, ионообменных реакций с участием карбоксильных и гидроксильных групп, комплексообразования – с вовлечением –ОН-, –СО- и –СООН-групп. На грибной биомассе методом СЭМ–ЭДС-анализа выявлены РЗЭ-содержащие минеральные фазы, которые образуются за счет взаимодействия с азот- и фосфорсодержащими функциональными группами белков клеточной оболочки. Это свидетельствует об участии биотической компоненты в формировании редкоземельной минерализации в буроугольных отложениях.

Ключевые слова: РЗЭ, бурые угли, торф, грибная биомасса, сорбция, функциональные группы, минерализация

DOI: 10.31857/S2686739723600923, **EDN:** MASJNO

Палеоген-неогеновые угленосные отложения Зейско-Буреинского бассейна характеризуются заметным присутствием редкоземельных элементов, что обусловлено геодинамическими и палеогеографическими особенностями условий угленакпления и высоким ресурсным потенциалом питающей провинции [1, 2]. Характер спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в угленосных отложениях [3, 4] свидетельствует о разных условиях формирования редкоземельной минерализации, связанной с привносом терригенных минералов, вулканической деятельностью с осаждением пирокластики, концентрированием РЗЭ органическим веществом (ОВ) на стадии торфонакопления и(или) на буроугольной стадии углефикации [5, 6]. При формировании болот лантаноиды способны поглощаться из растворов растениями [7], а на стадиях торфонакопления и углефикации – сорбироваться органи-

ческим веществом торфов и углей [8], микроорганизмами и продуктами их разложения [9]. Разнообразие состава ОВ обуславливает разные механизмы сорбции элементов и, возможно, их минерализацию на всех стадиях процесса углеобразования. Экспериментальное моделирование сорбции РЗЭ компонентами ОВ в лабораторных условиях может способствовать оценке вклада каждого из рассматриваемых компонентов ОВ в редкоземельный минерогенез при формировании бурых углей. Кроме того, новые знания предметных особенностей сорбции РЗЭ важны для оптимизации технологических решений при извлечении этих элементов из таких, пока еще нетрадиционных для них, сырьевых источников, как бурые угли [10].

Целью исследования явилась сравнительная оценка в модельных лабораторных экспериментах сорбционного потенциала в отношении РЗЭ торфа, компонентов бурого угля и микроскопических грибов, выделенных из буроугольного месторождения.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для экспериментов использовали бурый уголь (У) Сергеевского буроугольного месторождения

¹Институт геологии и природопользования
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Благовещенск, Россия

²Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Владивосток, Россия

*E-mail: pav@ascnet.ru

(Приамурье, Дальний Восток); выделенные из него по ГОСТ 9517-94 (ИСО 5073-85) гуминовые кислоты (ГК), битуминоиды – воски (В) и смолы (С), и неорганический остаток – НОС; биомассу микромицета *Penicillium canescens* (Гр) и низинный торф (Т) Егорьевского месторождения.

Сорбционное равновесие устанавливали с использованием растворов $\text{La}(\text{NO}_3)_3$ в концентрациях La 0.2, 1, 3, 5, 10, 50, 100 ммоль/л в диапазоне pH от 1.3 до 6.3. Сорбцию РЗЭ органическими матрицами проводили стандартным методом ограниченного объема. Процесс взаимодействия ограничивали 1–8 сут при периодическом перемешивании, после чего сорбент отделяли фильтрованием. Согласно [11], в речных потоках при среднем содержании РЗЭ до 133 мкг/л соотношение их количеств во взвеси и жидкой части составляет 99.81 и 0.19% соответственно, поэтому в экспериментах использовали растворы с концентрациями лантаноидов 2, 5, 20, 50 и 500 мкг/дм³, которые готовили из 16-элементного (14 лантаноидов + Sc и Y) стандартного раствора с концентрацией элементов 50 мг/дм³. Для электронно-микроскопической визуализации и рентгеноспектрального микроанализа РЗЭ-содержащих фаз на исследуемых матрицах взаимодействие осуществляли в течение 30, 55 сут при концентрации лантаноидов в растворе 5 мг/дм³ и pH от 1.27 до 5.11.

Остаточное содержание РЗЭ в растворах определяли масс-спектральным (Х-7, “Thermo Elemental”, США) и атомно-эмиссионным (ICAP-61, “Thermo Jarrell Ash”, США) с индуктивно связанной плазмой методами (ИЦ ИПТМ РАН (г. Черноголовка); La – в лаборатории аналитической химии (АЦ ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток). Величину сорбции и степень извлечения рассчитывали, как описано ранее [12].

Электронно-микроскопические и микрорентгеноспектральные исследования выполняли в лаборатории микро- и наноисследований (АЦ ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток) на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LYRA 3 XMH с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) AZtec X-Max 80 Standard и программным обеспечением для автоматизированного поиска и анализа РЗЭ-содержащих и других минеральных микрозерен; ИК-спектрометрию – на ИК-Фурье спектрометре Nicolet iS10 (АЦ МГИ ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Индивидуальное поведение лантаноидов при сорбции достаточно трудно выявить, так как в природе они встречаются в смеси друг с другом. Большинство из них являются трехвалентными металлами, за исключением Ce, Pr и Tb, которые могут иметь степень окисления +4, а Sm, Eu, Yb –

+2. Все РЗЭ подразделяют на легкие (от La до Eu + Sc) (ЛРЗЭ) и тяжелые (от Gd до Lu + Y) (ТРЗЭ). Первые имеют более основной характер, вторые – более кислотные свойства.

Первоначально было определено, что сорбционное равновесие при взаимодействии раствора La с органическими матрицами устанавливалось в течение 24 ч, поэтому при сорбции РЗЭ из полиэлементного раствора ориентировались на этот период. В целом все исследуемые виды органического вещества характеризуются высоким извлечением всех РЗЭ, независимо от концентрации в исходном растворе (рис. 1 а, б). При этом, чем выше содержание РЗЭ в исходном растворе, тем менее выражено их фракционирование органическими сорбентами (рис. 1 б). При варьировании условий эксперимента (концентрации РЗЭ, pH) тенденция в распределении показателей извлечения сохранялась. Извлечение ТРЗЭ практически всеми исследуемыми матрицами, за исключением НОС, при низких и средних концентрациях (2–50 мкг/л) в слабокислой среде (pH 4.97) варьировало в пределах 87–99%, а извлечение ЛРЗЭ – в более широких пределах от 52 до 99%. Степень извлечения РЗЭ НОС резко снижалась к более концентрированным растворам (от 53–97 до 28–41% для ЛРЗЭ и от 79–98 до 23–29% для ТРЗЭ). В кислой среде (pH 2.20) из концентрированных растворов (500 мкг РЗЭ/дм³) степень извлечения лантаноидов Т, У и ГК оставалась на высоком уровне (ЛРЗЭ – 68–91%, ТРЗЭ – 71–89%), значительно снижалась при извлечении НОС и грибной биомассой – до 23–57% для ЛРЗЭ и 20–53% для ТРЗЭ; и не превышала 4% восками и смолами.

Разброс показателей статической сорбционной емкости (А), определенной по сумме всех ионов РЗЭ, между исследуемыми видами органических матриц в слабокислых низкоконтрированных растворах не превышал 25% (рис. 2), тогда как в концентрированных растворах этот показатель достигал 98% (А для У и ГК 11.4–11.5 мг/г; для НОС и Гр 4.2–5.1 мг/г; для В и С 0.5–0.2 мг/г соответственно).

Показатели удельной сорбционной емкости (рис. 3 а) свидетельствуют о превалировании сорбции ТРЗЭ над ЛРЗЭ в низкоконтрированных растворах практически для всех исследуемых матриц. Это объясняется тем, что за счет эффекта “лантаноидного сжатия” тяжелые лантаноиды имеют меньшие ионные радиусы, большее отношение заряда к ионному радиусу, более высокий потенциал ионизации и, соответственно, более сильные химические связи, чем легкие. Для более концентрированного раствора (рис. 3 б) удельная сорбционная емкость выше в отношении легких лантаноидов, что может быть обусловлено зарядом поверхности сорбента, кислот-

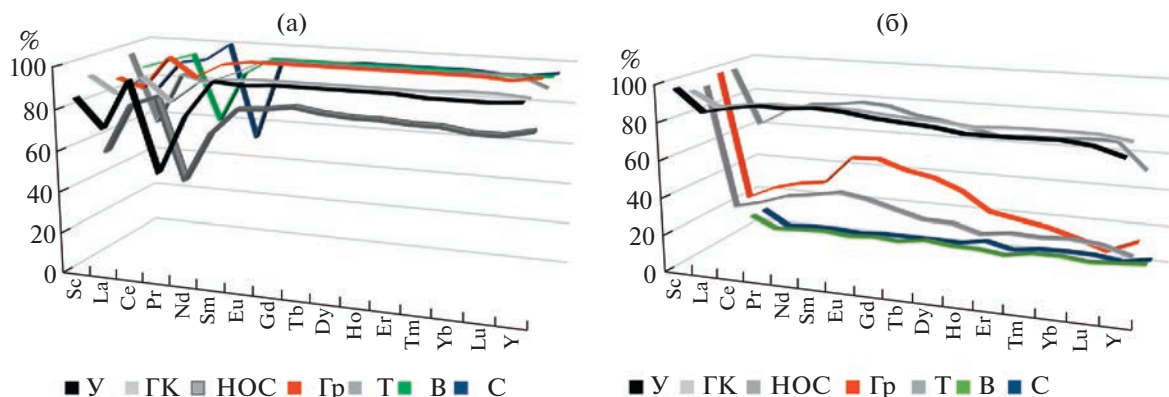


Рис. 1. Кривые извлечения лантаноидов бурым углем и его составляющими (гуминовыми кислотами, восками, смолами, неорганическим остатком), грибной биомассой и торфом из водных растворов: а – при концентрации РЗЭ 5 мкг/дм³, рН 4.26; б – при концентрации РЗЭ – 500 мкг/дм³; рН 2.20.

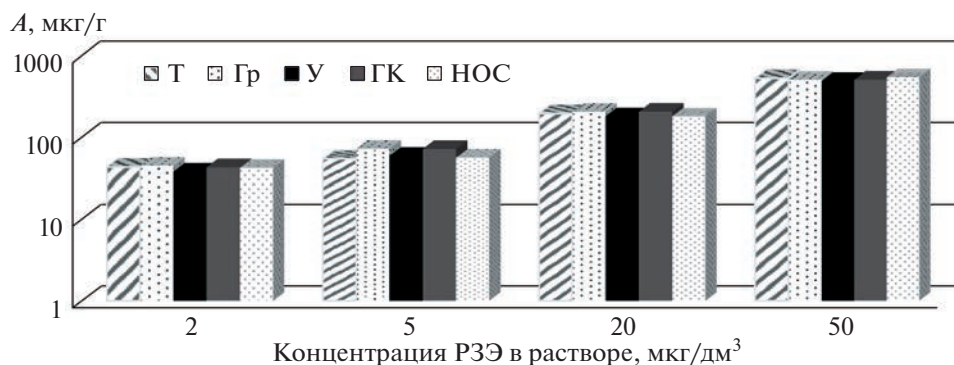


Рис. 2. Диаграммы суммарной сорбционной емкости (А) У, Т, Гр, ГК, НОС.

ностью раствора, при которой в связывании ионов участвует большая часть COOH -групп по сравнению с фенольными группами.

По данным ИК-спектроскопического анализа в исходном составе У, ГК, Гр, НОС, Т, В, С присутствуют хорошо выраженные пики, характеризующие валентные колебания связей C-H , C-H_3 , групп в алифатических соединениях (2915–2921 и 2848–2851 cm^{-1}), деформационные колебания C-H_3 -групп в области 1372–1379 cm^{-1} . Средние по интенсивности пики валентных колебаний гидроксильных групп (3696–3324 cm^{-1}), связанных межмолекулярными и водородными связями, также выявлены практически у всех органических матриц, за исключением восков. У грибной биомассы расширенный пик при 3282 cm^{-1} характеризует деформационные колебания O-H и N-H -групп, вовлеченных в образование водородной связи между молекулами полисахарида клеточной оболочки [13, 14].

Разная интенсивность пиков валентных колебаний карбонильной группы C=O в карбоновых кислотах (1698–1705 cm^{-1}), альдегидах и сложных

эфирах (1652 cm^{-1}) – в виде сильного пика для ГК, С, В, плеча со сниженной интенсивностью для Гр (1734 cm^{-1}), Т, НОС и слабого пика для У – объясняется разной концентрацией карбоксильных групп в составе исследуемых органических матриц. Пики валентных колебаний связи C=C , сопряженной с C=O или ароматическим кольцом, наиболее интенсивны в спектрах ГК, У (1600 cm^{-1}), Т (1621 cm^{-1}) и отсутствуют у остальных органических матриц. Пик при 1539 cm^{-1} наиболее сильно проявляется у Гр, очень слабо у Т и соответствует белкам амид II (связи C-N и N-H). Пики деформационных колебаний метильных и метиленовых групп (~1460 и 1380 cm^{-1} соответственно) особенно ярко выражены у смол и восков, и слабо у Гр, У, НОС, Т. Колебания, связанные с группой C-O-H , обнаружены в У (широкая полоса при 1262 cm^{-1} , средний пик при 748 cm^{-1}) и ГК (1215 и 749 cm^{-1}).

Область 1500–500 cm^{-1} является областью валентных и деформационных колебаний простых связей C-C , C-N , C-O и C-H , O-H , N-H соответственно. Положение и интенсивность полос

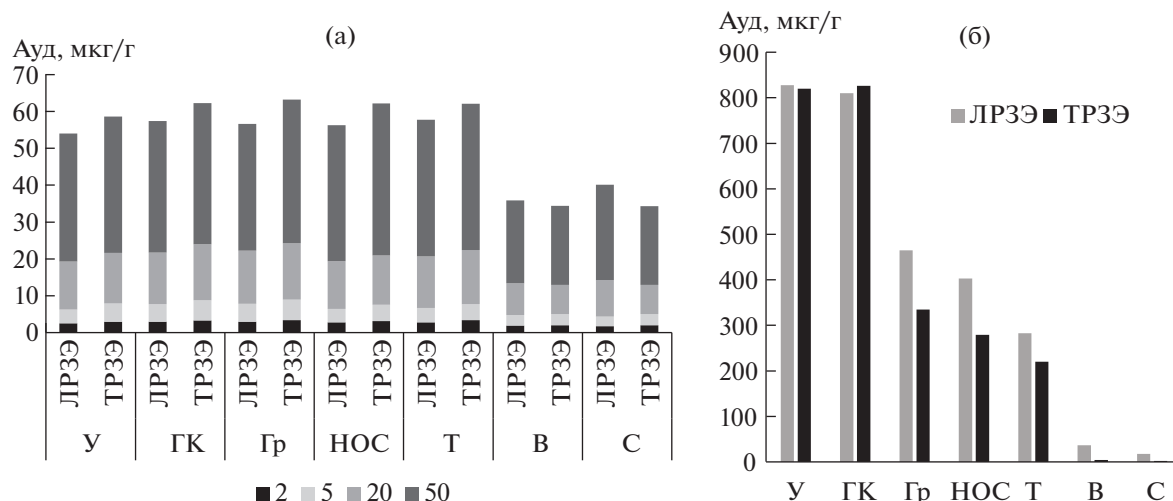


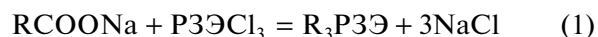
Рис. 3. Диаграммы удельной сорбционной емкости (Ауд) органических матриц относительно ЛРЗЭ и ТРЗЭ при разных концентрациях РЗЭ: а – от 2 до 50 мкг/дм³; б – 500 мкг/дм³.

поглощения в этом диапазоне сугубо индивидуальны для каждого конкретного органического соединения. Колебания С–О-групп в сложных и простых эфирах, спиртах (1173, 1032 см⁻¹) зафиксированы у всех исследуемых матриц. Наличие полос в диапазоне 1150–1050 см⁻¹ свидетельствует о присутствии различных кислородсодержащих функциональных групп в органическом веществе, в том числе Р–О–С и Р–ОН [15], которые характеризуются очень сильным пиком у Гр (1019 см⁻¹); сильными – у НОС, У, Т, ГК (1008–1018 см⁻¹).

В составе грибной клеточной оболочки, кроме хитина (3–39%) и хитозана (5–33%), присутствуют полиурониды, полифосфаты (2–12%), липиды (2–7%), белки (0.5–2.5%) [16], характеризующиеся широким набором функциональных групп, содержащих атомы азота, фосфора, серы. Вследствие этого характер ИК-спектров грибной биомассы отличается от ИК-спектров других органических матриц. У Гр обнаружены пики, соответствующие колебаниям ассоциированной N–H-группы (3282 см⁻¹). Полосы поглощения при 1651, 1644 см⁻¹ соответствуют валентным колебаниям связи С=О амида I, при 1539 см⁻¹ – деформационным колебаниям N–H и колебаниям С–N амида II в полипептидных компонентах [14]. Валентным колебаниям С–О-связи в фенольных и карбоксильных группах соответствуют полосы при 1234 см⁻¹; валентным и деформационным колебаниям ОН-групп в спиртах и карбоновых кислотах – полосы при 1145 см⁻¹. У Гр не наблюдается пиков, соответствующих характеристическим колебаниям ароматического замещения (деформационные колебания связи С–Н в диапазоне длин 900–690 см⁻¹), которые отмечены

у остальных исследуемых органических матриц. Таким образом, несмотря на высокую структурную гетерогенность, все исследуемые органические вещества характеризуются наличием метильных, метиленовых, гидроксильных, карбоновых, карбоксильных и алкоксильных функциональных групп, а грибная оболочка дополнительно – азот- (амино- и амидными) и фосфорсодержащих группировок.

После взаимодействия с растворами РЗЭ общей тенденцией для всех матриц явилось снижение интенсивности пиков в среднем от 7% – для восков до 59% – для ГК. Кроме того, зафиксированные для У сдвиги пиков связи С=С, сопряженной с С=О, и связи С–О–Н при 1589 и при 1262 см⁻¹ на 12 и 24 см⁻¹ соответственно, для ГК – колебания связи С=О в СООН при 1704 и С=С, сопряженной с С=О, при 1600 см⁻¹ на 10 и 7 см⁻¹ соответственно, для Т сдвиг пика этой же связи (1621 см⁻¹) на 12 см⁻¹ могут свидетельствовать о взаимодействии РЗЭ с карбоксильными и гидроксильными группами по механизму ионного обмена. Таким образом, на основании данных ИК-спектроскопии и степени извлечения ионов РЗЭ, можно предположить, что для восков определяющим механизмом является поверхностная сорбция; для угля, гуминовых кислот и торфа – взаимодействие с карбоксильными и гидроксильными группами, которое, вероятно всего, протекает по механизму ионного обмена. Доказательством этого служит факт появления в растворах после сорбции значительных количеств (до $n \times 10^2$ – 10^5 мкг/дм³) ионов Са, Mg, К, Na за счет реакции:



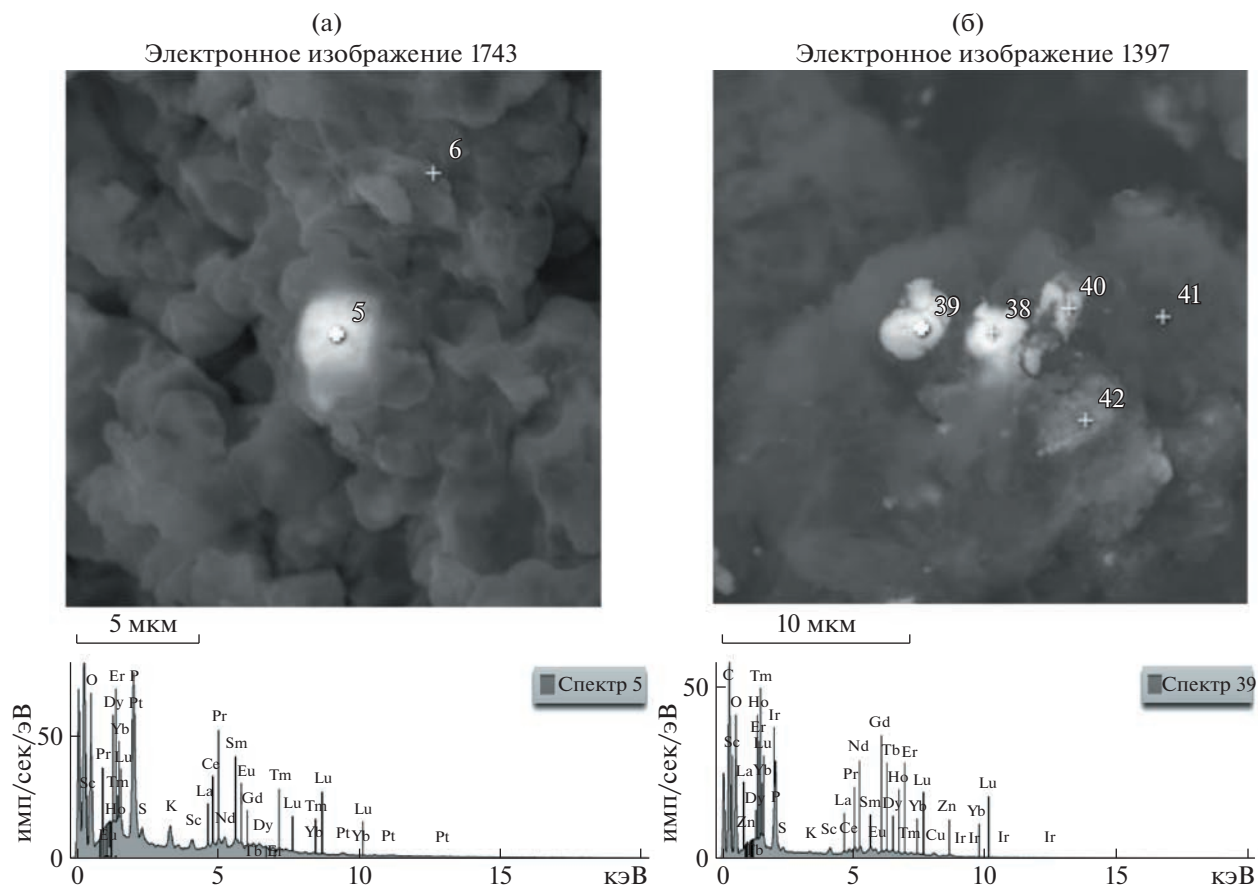


Рис. 4. СЭМ-изображения и ЭДС-спектры состава РЗЭ-содержащих фаз на грибной биомассе: а – pH 3.53, 30 сут; б – pH 5.11 55 сут.

где, R – углеводородная часть органической матрицы.

После сорбции, согласно СЭМ–ЭДС-данным, на поверхности У, ГК, Т, В и С минеральных фаз РЗЭ не обнаружено. В исходном составе НОС до сорбции были обнаружены фосфатные и силикатные формы минералов РЗЭ [17], поэтому подтвердить или опровергнуть факт образования новых минеральных фаз не представляется возможным.

На ИК-спектрах Гр после сорбции обнаружено смещение на 13 см^{-1} пика связей О–Н и N–H полисахаридов клеточной оболочки (3282 см^{-1}), снижение интенсивностей полос поглощения связей С=О карбоксильных групп (1733 см^{-1}), белков амида I ($1651, 1644\text{ см}^{-1}$), N–H и C–N белков амида II (1539 см^{-1}), групп Р–О–С, Р–ОН (1019 см^{-1}) в среднем на 39%. В составе обнаруженных СЭМ-анализом множества минеральных зерен и фаз на грибной биомассе (рис. 4) содержание лантаноидов варьирует от 16 до 55 мас. %, фосфора – от 10 до 17 мас. %, хотя в реакционную смесь соединения фосфатов не добавляли. Причиной изменений характера ИК-спектров явля-

ются взаимодействия РЗЭ с функциональными группами грибной клеточной оболочки по механизмам ионного обмена и комплексообразования с карбоксилат-анионами карбоновых кислот, фосфором и азотом аминокислотных групп.

Для подтверждения вероятности взаимодействия катионов РЗЭ с белками грибной оболочки было проведено математическое моделирование связывания La^{3+} аминокислотными остатками белков *Penicillium canescens* методом жесткого межмолекулярного докинга с использованием веб-сервера MIB2 [18], который включает разнообразные способы вычисления сродства катиона к аминокислотам. Структуры белков были взяты из открытой базы данных белков UniProtKB. Из 74 белков клеточной оболочки *Penicillium canescens* 11 имеют центры связывания, из которых 8 приходится на класс оксидазы, и по одному – на синтазы, лигазы, гидролазы. На рис. 5 показан сайт типичной конформации белка U6BLZ9, имеющего центры связывания металлов. Катион лантана соединяется координационными связями с кислородом карбоксильных групп глутаминовой кислоты, занимающей в белке 192 и 295 положение.

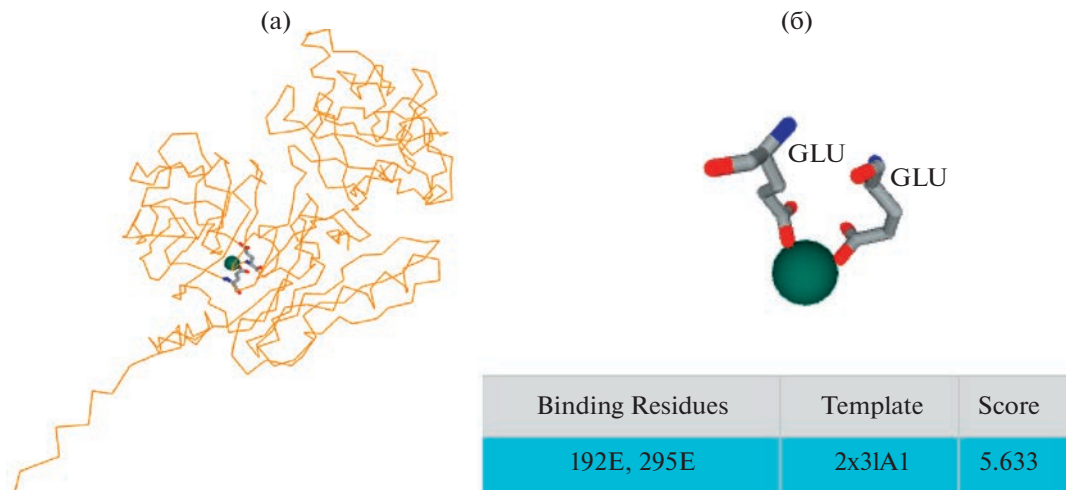


Рис. 5. Комплекс белка U6BLZ9 с лантаноидами (степень окисления +3): а – план комплекса с обозначением сайта связывания катиона лантаноидов в структуре белковой молекулы; б – изолированная структура ион-связывающего сайта и La⁺³ с указанием остатков аминокислот.

Наиболее часто встречающимися аминокислотами в полипептидных сайтах белка, способными образовывать координационные связи с катионами лантаноидов, являются глутаминовая и аспарагиновая кислоты (табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По ИК-спектрам в составе торфа, бурого угля и составляющих его компонентов – гуминовых кислот, неорганического остатка, восков и смол, а также в биомассе микроскопических грибов установлены как отрицательно заряженные функциональные группы: спиртовые, фенольные гидроксилы, альдегидные, кетонные карбонилы, карбоксилы и др., так и положительно заряженные фосфор- и азотсодержащие группировки (амины, амиды). Благодаря наличию этих групп и ароматических фрагментов органическое вещество вступает в ионные, донорно-акцепторные и гидрофобные сорбционные взаимодействия с редкоземельными элементами. Преобладание тех

или иных функциональных групп в составе органического материала будет определять основной механизм сорбции элементов из водных растворов. Так, для ГК способность водорода карбоксил-ов и, частично, фенольных гидроксильных замещаться на катионы металлов при данных условиях сорбции определяет образование соединений солевого типа с ионной связью. Кроме того, ГК как из углей, так и из торфов, могут сорбировать различные ионы металлов за счет поверхностной адсорбции, а также за счет процессов комплексобразования с вовлечением –ОН-, –СО- и –СООН-групп [19]. Согласно данным [17], в составе бурого угля Сергеевского месторождения содержится до 64.5% ГК, 5.59% восков, 8.94% смол; неорганический остаток составляет 21.87%. Поэтому механизм сорбции РЗЭ бурый углем в основном будет определяться характером сорбции элементов гуминовыми кислотами на стадиях торфонакопления и углефикации.

Микроскопические грибы вносят определенный вклад в процессы сорбции и минерализации

Таблица 1. Белки клеточной оболочки *Penicillium canescens*, способные связывать катионы РЗЭ, выявленные по результатам математического моделирования

Белок	Класс белка	Функции связывающего белка	Оценка связи	Аминокислоты ион-связывающего сайта
P9WEQ2	Синтазы	Биосинтез вторичных метаболитов; биосинтез терпеноидов	6.825	149 – GLU, 153 – GLU
U6A629	Гидролазы	Метаболизм гликанов; деградация L-арабинана	7.304	320 – ASP, 321 – GLU
P9WEQ4	Оксидазы	ФАД-зависимая монооксигеназа	5.956	136 – GLU, 138 – ASP, 139 – GLU
P9WEP3	Оксидазы	диоксигеназа	4.375	30 – ASP, 31 – ASP
D0FHA2	Оксидазы	Оксигеназа, гликолиз	4.257	9 – GLY, 34 – ASP, 79 – GLU

элементов [20]. Методом СЭМ–ЭДС-анализа подтвержден редкоземельный кристаллогенез на грибной биомассе. Формирование минеральных фаз РЗЭ осуществляется за счет их осаждения и взаимодействия с функциональными группами белков клеточной оболочки, имеющих в своем составе азот- и фосфорсодержащие молекулы. Методом математического моделирования верифицирована возможность связывания катионов РЗЭ аминокислотными остатками белков клеточной оболочки *Penicillium canescens*. Таким образом, новообразованные в процессе эксперимента кристаллические фазы фосфатов РЗЭ на поверхности грибной биомассы свидетельствуют об определенной роли биотической компоненты в формировании редкоземельной минерализации в буроугольных отложениях.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00116, <https://rscf.ru/project/22-27-00116/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сорокин А.П., Конюшок А.А. Распределение редких металлов и редкоземельных элементов в буроугольных месторождениях Верхнего и Среднего Приамурья // ДАН. 2018. Т. 483. № 6. С. 662–665.
2. Сорокин А.П., Конюшок А.А., Кузьминых В.М., Артеменко Т.В., Попов А.А. Распределение кайнозойских металлоносных угленосных месторождений в Зейско-Буреинском осадочном бассейне (Восточная Сибирь): тектоническая реконструкция и палеогеографический анализ // Геотектоника. 2019. № 2. С. 33–45.
3. Середин В.В. Основные закономерности распределения редкоземельных элементов в углях // ДАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 239–243.
4. Арбузов С.И., Ильенко С.С., Машенькин В.С., Сунь Юйчжун, Жао Цунлян, Блохин М.Г., Иванов В.В., Зарубина Н.В. Редкоземельные элементы в позднелазейских углях Северной Азии (Сибирь, Северный Китай, Монголия, Казахстан) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 37. № 8. С. 74–88.
5. Шпирт М.Я., Середин В.В., Горюнова Н.П. Формы соединений редкоземельных элементов в углях // Химия твердого топлива. 1999. № 3. С. 91–99.
6. Арбузов С.И., Финкельман Р.Б., Ильенко С.С., Маслов С.Г., Межибор А.М., Блохин М.Г. Формы нахождения редкоземельных элементов (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в углях Северной Азии (обзор) // Химия твердого топлива. 2019. № 1. С. 3–25.
7. Fu F.-F., Akagi T., Suzuki Y., Watanabe K., Yabuki S. Rare earth element distribution in the acetic acid soluble fraction of combusted coals: Its implication as a proxy for the original coal-forming plants // Geochemical Journal. 2004. V. 38. P. 333–343.
8. Eskenazy G. Aspects of the geochemistry of rare earth elements in coal: an experimental approach // International Journal of Coal Geology. 1993. V. 8. № 3–4. P. 285–295.
9. Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Брянская А.В., Пономарчук В.А., Сарыг-оол Б.Ю., Кириченко И.С., Толстов А.В., Карманов Н.С. Структурно-морфологические признаки участия микроорганизмов в формировании богатых Nb–REE-руд Томторского месторождения (Россия) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 2. 154–157.
10. Orevaoghene E.I., Harrar H., Bada S. Rare earth elements from coal and coal discard – A review // Minerals Engineering. 2021. V. 173. 107187.
11. Котельникова А.Д., Рогова О.Б., Столбова В.В. Лантаноиды в почве: поступление, содержание, влияние на растения, генотоксичность (обзор) // Почвоведение. 2021. № 1. С. 100–119.
12. Pavlova L.M., Radomskaya V.I., Shumilova L.P., Ionov A.M., Ivanov V.V., Poselyuzhnaya A.V. Experimental modeling of platinum biomineralization by microscopic fungi isolated from a lignite deposit // Geochemistry International. 2018. T. 56. № 5. С. 450–461.
13. Накамото К. ИК-спектры и спектры КР неорганических и координационных соединений. М.: Мир, 1991. 536 с.
14. Беллами Л. Инфракрасные спектры сложных молекул. М.: Изд-во иностранной литературы, 1963. 590 с.
15. Сильверстейн Р., Вебстер Ф., Кимл Д. Спектрофотометрическая идентификация органических соединений. М.: Бином. Лаборатория знаний, 2014. 557 с.
16. Javaid A., Bajwa R., Shafique U., Anwar J. Removal of heavy metals by adsorption on *Pleurotus ostreatus*. Biomass-and-bioenergy. V. 35. № 5. P. 1675–1682.
17. Радомская В.И., Шумилова Л.П., Носкова Л.П., Сорокин А.П., Павлова Л.М., Дугин С.В., Соктоев Б.Р., Поселужная А.В., Иванов В.В. Формы нахождения редкоземельных элементов в миоценовых бурых углях Сергеевского месторождения (Приамурье, Дальний Восток) // Химия твердого топлива. 2023. № 1. С. 32–46.
18. Lu C.H., Chen C.C., Yu C.S. MIB2: metal ion-binding site prediction and modeling server. Bioinformatics. 2022 Sep. 15; 38 (18): 4428–4429. <https://doi.org/10.1093/bioinformatics/btac534>. PMID:35904542
19. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: МГУ, 1990. 325 с.
20. Павлова Л.М., Радомская В.И., Шумилова Л.П., Сорокин А.П., Радомский С.М. Сорбция элементов-примесей компонентами ниже-среднемиоценовых бурых углей Сергеевского месторождения (Верхнее Приамурье). Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 57–60.

SORPTION OF RARE-EARTH ELEMENTS BY ORGANIC MATTER FROM AQUEOUS SOLUTIONS ACCORDING TO EXPERIMENTAL DATA

**L. M. Pavlova^{a,#}, L. P. Shumilova^a, V. I. Radomskaya^a, Corresponding Member of the RAS A. P. Sorokin^a,
V. V. Ivanov^b, L. P. Noskova^a, and N. Yu. Leusova^a**

*^aInstitute of Geology & Nature Management Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Blagoveschensk, Russian Federation*

^bFar East Geological Institute Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

[#]E-mail: pav@ascnet.ru

Laboratory model experiments have shown that peat, brown coal and its constituent organomineral components, as well as microscopic fungi isolated from brown coal, are characterized by a high potential for the extraction of all lanthanides from aqueous solutions. The processes of sorption of rare-earth elements by the components of organic matter proceed through the mechanisms of physical sorption, ion-exchange reactions involving carboxyl and hydroxyl groups, and complex formation involving —OH, —CO, and —COOH groups. SEM-EDS analysis revealed REE-containing mineral phases on fungal biomass, which are formed due to interaction with phosphorus- and nitrogen-containing functional groups of cell wall proteins. This indicates the participation of the biotic component in the formation of rare earth mineralization in brown coal deposits.

Keywords: REE, brown coal, peat, fungal biomass, sorption, functional groups, mineralization

УДК 552.3:550.42:551.464.629.1(517.3)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЯХ ПРИХУБСУГУЛЬЯ, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

© 2023 г. В. В. Врублевский^{1,*}, А. А. Петлина¹, А. В. Гудков², М. Ю. Сидоров², А. С. Семиряков¹,
Р. А. Шелепаев^{3,4}, А. В. Вишневский^{3,4}, И. Ф. Гертнер¹, Е. Н. Фомина²,
Е. Н. Козлов², О. В. Удоратина⁵

Представлено академиком РАН В.В. Ревердатто 14.02.2023 г.

Поступило 14.02.2023 г.

После доработки 13.06.2023 г.

Принято к публикации 20.06.2023 г.

Изучен изотопный состав гелия флюидных включений в магнетите щелочных и субщелочных интрузий Прихубсугулья в Северо-Западной Монголии. Измеренное содержание ^4He варьирует в диапазоне от 6.6×10^{-7} до 114×10^{-7} см³/г. Изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ большинства образцов варьирует в интервале 0.23–0.59 *Ra* и может свидетельствовать о присутствии в магматогенном флюиде гелия из разных источников. Максимум мантийного He (2.51 *Ra*) наблюдается в магнетите субщелочного габбро. При генерации первичной магмы с вероятным участием вещества SCLM-типа или менее обогащенного ^3He плюмоподобного резервуара мантийная компонента гелия составляла около 40–60%. В эволюции фойдовых и щелочно-сиенитовых расплавов ее доля не превышала ~10–15% из-за смешивания с радиогенным He корового происхождения. Предполагается взаимодействие интрузий с фрагментами докембрийских аккреционно-коллизийных комплексов Тувино-Монгольского террейна. Подобное смешение изотопов He в расплавах и флюидах может служить косвенным признаком развития мантийного магматизма на активной континентальной окраине.

Ключевые слова: щелочной и субщелочной магматизм, изотопы гелия, мантийно-коровое взаимодействие, Прихубсугульский прогиб, Северо-Западная Монголия

DOI: 10.31857/S2686739723600315, EDN: MTDLPQ

Как правило, ареалы континентального щелочного магматизма расположены в зонах активности сублитосферных мантийных плюмов [1]. В условиях рифтинга платформенных блоков про-

изводные первичных магм обычно сохраняют изотопно-геохимические отметки глубинной природы их вещества [2]. Однако в более подвижных орогенических структурах формирование щелочных интрузий нередко сопровождается мантийно-коровым взаимодействием, признаки которого неоднократно фиксируются в плутонических ассоциациях щелочных пород и карбонатов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) ([3–6] и ссылки там). В некоторых случаях предполагается отсутствие плюмового компонента в составе первичной щелочной магмы [7].

Изотопный состав гелия из флюидных включений в минералах изверженных пород является одним из самых значимых индикаторов участия глубинной мантии в процессах магмогенерации. Предположительно, ее вещество, обогащенное

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

²Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты, Россия

³Институт геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁴Национальный исследовательский Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁵Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, Сыктывкар, Россия

*E-mail: vasvr@yandex.ru

Таблица 1. Результаты изотопного анализа гелия и ICP–MS (U, Th) в акцессорном магнетите магматических пород Юго-Западного Прихубсугулья

Плутон	Порода	^4He ($\times 10^{-7}$), см ³ /г STP	$^3\text{He}/^4\text{He}$, $\times 10^{-8}$ (R)	R/Ra	U, мкг/г	Th, мкг/г
Додтам-Гол	Субщелочное габбро ^{1*}	71.9 ± 3.4	348 ± 18	2.51	0.20 ± 0.02	1.4 ± 0.2
Бэлтэсин-Гол	Якупирангит ^{2*}	40.0 ± 1.9	56.4 ± 3.8	0.41	1.5 ± 0.4	2.2 ± 0.3
"	Ийолит-уртит ^{2*}	112 ± 5	31.9 ± 3.5	0.23	10 ± 2	14.1 ± 0.4
Овермараат-Гол	Монцонит ^{2*}	6.60 ± 0.35	56.9 ± 5.0	0.41	0.32 ± 0.04	1.2 ± 0.2
Бурэнхан-Обо	Щелочной сиенит ^{3*}	55.5 ± 3.4	44.3 ± 5.0	0.32	2.5 ± 0.5	12.5 ± 0.4
Барунман-Хан	Нефелиновый сиенит ^{3*}	114 ± 6	82.5 ± 4.1	0.59	1.3 ± 0.3	3.2 ± 0.5
"	Щелочной сиенит ^{3*}	98.9 ± 5.1	47.4 ± 7.4	0.34	7.0 ± 1.0	22.5 ± 0.6

Магматические формации (ассоциации): ^{1} – габбро-сиенитовая, ^{2*} – щелочно-габброидная, ^{3*} – щелочно-сиенитовая. Концентрации U и Th измерены методом ICP–MS на оборудовании ЦКП “Геоаналитик” (грант Минобрнауки РФ 075-15-2021-680) в Институте геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург.

изотопом ^3He , транспортируется глубинными плюмами и преобладает в базальтах океанских островов (ОИВ). Подобные породы характеризуются максимально высокими значениями изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (до ~ 50 Ra, где Ra – отношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 1.39 \times 10^{-6}$ в атмосферном воздухе ([8] и ссылки там). Для верхнемантийных производных отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ существенно меньше (~ 7 – 9 Ra для MORB и ~ 5 – 7 Ra для континентальной литосферной мантии SCLM) [9]. В изотопном составе гелия коровых образований отмечается резкое обогащение радиогенным ^4He (0.01 – 0.05 Ra) [10]. Такая контрастность вещества главных земных резервуаров позволяет рассматривать изотопный состав гелия в качестве надежного индикатора разноглубинных источников первичных магм.

Нами проведено исследование пяти небольших (до ~ 30 км²) штокообразных интрузивов, сосредоточенных в юго-западной части Прихубсугульского прогиба СЗ-Монголии и прорывающих метаосадочные породы и гранитоиды Тувино-Монгольского докембрийского террейна ЦАСП. Изученные плутоны относятся к различным по составу и возрасту магматическим формациям (ассоциациям): щелочно-габброидной (массивы Бэлтэсин-Гол, Овермараат-Гол, ~ 430 млн лет), габбро-сиенитовой (массив Додтам-Гол, ~ 300 – 275 млн лет) и щелочно-сиенитовой (массивы Барунман-Хан, Бурэнхан-Обо, ~ 290 – 280 млн лет) [11, 12].

Для изотопного анализа гелий был извлечен из магнетита, образующего в изученных породах акцессорную вкрапленность изометричных (до 0.2 – 0.3 мм в поперечнике) зерен. Мономинеральные фракции отбирались под бинокулярной лупой. По данным сканирующей электронной микроскопии (комплекс TESCAN VEGA II LMU, НИ ТГУ, г. Томск) магнетит не содержит включений других минералов, кроме ильменита, возникшего при распаде твердого раствора. Содержание и изотопный состав He определены на статическом масс-спектрометре МИ–1201 (ИГ) в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Экстракция гелия проводилась в высоковакуумных условиях путем ступенчатого дробления с применением электромеханической дробилки [13], позволяющей измельчать образцы в ручном и автоматическом режиме непосредственно в системе напуска масс-спектрометра. Известно, что при длительном дроблении природного каменного материала в составе выделяющихся благородных газов увеличивается доля радиогенных изотопов за счет процессов радиоактивного распада *in situ* [14]. Для минимизации вклада ^4He , образующегося при распаде U и Th, нами измерялся изотопный состав только первой порции гелия после 1000 ударов. Сопутствующие газы осаждались на криогенной ловушке (активированный уголь, охлажденный жидким азотом при 77°K), а гелий дополнительно очищался титановыми геттерами. Калибровка чувствительности прибора и масс-дискриминации контролировалась регулярным измерением эталона с воздушным изотопным со-

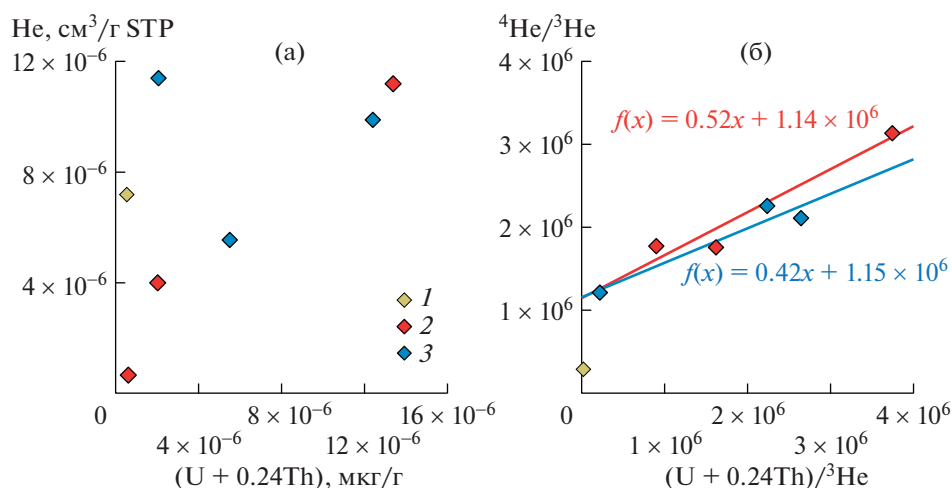


Рис. 1. Концентрации гелия, урана и тория (а), отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ и $(\text{U}+0.24\text{Th})/^3\text{He}$ (б) в магматическом флюиде из магнетита интрузивных массивов Прихубсугулья. 1–3 – магматическая формация (ассоциация), изверженная порода, массив: 1 – габбро-сиенитовая, субщелочное габбро, Додтам-Гол; 2 – щелочно-габброидная, якупирангит и ийолит-уртит, Бэлтэсин-Гол, монзонит, Овермараат-Гол; 3 – щелочно-сиенитовая, щелочной сиенит, Бурэнхан-Обо, щелочной и нефелиновый сиениты, Барунман-Хан (см. табл. 1). Коэффициент 0.24Th отражает степень продуктивности тория в отношении гелия по сравнению с ураном.

ставом гелия по схеме стандарт–образец–стандарт. Значения бланка для ^4He не превышали 1×10^{-9} см³/г. Ошибки измерения ($\pm 1\sigma$) концентрации He (метод высоты пика) и отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ составили 5 и 5–20% соответственно. Результаты анализа приведены в табл. 1. Влияние радиогенного ^4He *in situ* оценивалось по количеству U и Th (данные ICP–MS, см. табл. 1) в пудре, оставшейся после измельчения магнетита.

Измеренное содержание ^4He в мономинеральных пробах магнетита варьирует в диапазоне от 6.6×10^{-7} до 1.1×10^{-5} см³/г. Его количество в интрузивных фазах одного плутона (массивы Бэлтэсин-Гол, Барунман-Хан) может отличаться на порядок, но изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в большинстве образцов находится в относительно узком интервале значений 0.23–0.59 *Ra*. По сравнению с другими интрузиями, только флюид в магнетите из субщелочного габбро массива Додтам-Гол имеет значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ выше атмосферного (2.51 *Ra*, см. табл. 1). Подобные изотопные метки могут свидетельствовать как о смешении мантийного и корового вещества, так и о вероятном обогащении изотопом ^4He в результате радиоактивного распада U и Th. При относительно небольших количествах U (~ 1 –10 мкг/г) и Th (до 22.5 мкг/г) в изученных образцах магнетита наблюдается тенденция одновременного роста содержаний He и величины (U+0.24Th), что косвенно указывает на образование существенной части ^4He в результате радиоактивного распада *in situ* (рис. 1 а). На диаграмме отношений $^4\text{He}/^3\text{He}$ и $(\text{U}+0.24\text{Th})/^3\text{He}$ (рис. 1 б) минеральные составы

образуют линейные тренды, за исключением магнетита в субщелочном габбро массива Додтам-Гол. Их наличие показывает, что вклад радиогенного ^4He действительно оказал влияние на изотопные параметры гелия. По-видимому, разный наклон линий регрессии, рассчитанных для магнетитов из интрузивов щелочно-габброидной и щелочно-сиенитовой формаций, отражает время, в течение которого накапливался радиогенный ^4He . При этом для минералов более молодых магматических ассоциаций их наклон закономерно меньше, чем для древних. Значение $\sim 1.15 \times 10^6$ на оси $^4\text{He}/^3\text{He}$ в точке пересечения линий регрессии эквивалентно отношению $R/R_a \sim 0.63$, которое могло быть у флюида, захваченного при кристаллизации магнетита. Если генерация первичной магмы при формировании этих интрузивных комплексов происходила с участием вещества SCLM-типа ($\sim 6 Ra$) или менее обогащенного ^3He (~ 4 –5 *Ra*) плюмоподобного источника [9, 15] и верхнекоровых пород (0.01–0.05 *Ra*) [10], то расчетная доля мантийного гелия [16] во флюиде могла составлять только 10–15%. Согласно предложенной модели субщелочное габбро массива Додтам-Гол должно содержать ~ 40 –60% мантийного компонента.

Таким образом, несмотря на разную формационную принадлежность интрузивных пород Прихубсугулья, выявленные особенности изотопного состава гелия в акцессорном магнетите свидетельствуют о возможной коровой контаминации их первичных глубинных расплавов. Это согласуется с представлениями о совместном участии вещества мантии и континентальной коры в разви-

тии щелочного и субщелочного магматизма складчатых областей [3–6]. В соответствии с существующими геотектоническими реконструкциями Тувино-Монгольского докембрийского террейна и общей структуры каледонид ЦАСП [17, 18], мы предполагаем взаимодействие изученных интрузий с фрагментами древних аккреционно-коллизийных комплексов. Сходный характер смещения изотопов гелия в расплавах и флюидах может также служить косвенным признаком развития мантийного магматизма в обстановке активной транзитали.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны сотрудникам Томского национального исследовательского государственного университета и Института геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук за помощь в аналитических исследованиях. С благодарностью восприняты рецензии от сотрудников институтов РАН А.И. Буйкина (ГЕОХИ) и О.В. Якубович (ИГГД).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены за счет средств Российского научного фонда (проект 19-77-10039П; изотопный анализ гелия) и Министерства науки и высшего образования РФ (Государственное задание НИ ТГУ, проект 0721-2020-0041; геология плутонов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ernst R.E.* Large igneous provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 630 p.
2. *Gwalani L.G., Moore K., Simonetti A.* Carbonatites, alkaline rocks and the mantle: a special issue dedicated to Keith Bell // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. P. 5–10.
3. *Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V.* Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // *Gondwana Research*. 2019. V. 69. P. 56–72.
4. *Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V.* Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline–carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. V. 188. 104163.
5. *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф.* Палеозойские щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, их источники и условия образования расплавов // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 1. С. 31–63.
6. *Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M.* Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // *Lithos*. 2012. V. 152. P. 157–172.
7. *Izbrodin I., Doroshkevich A., Rampilov M., Lastochkin E., Savatenkov V., Posokhov V., Khubanov V., Redina A.* Age and petrogenesis of scapolite gabbro from the Bambuy intrusion (Vitim plateau, Russia) and their tectonic significance // *International Journal of Earth Sciences*. 2022. V. 111. P. 1859–1883.
8. *Stuart F.M., Lass-Evans S., Fitton J. G., Ellam R.M.* High $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in picritic basalts from Baffin Island and the role of a mixed reservoir in mantle plumes // *Nature*. 2003. V. 424. N 6944. P. 57–59.
9. *Gautheron C., Moreira M.* Helium signature of the subcontinental lithospheric mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 199. P. 39–47.
10. *Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N.* Helium isotopes in nature. Amsterdam, New York: Elsevier, 1984. 288 p.
11. *Яшина Р.М.* Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 274 с.
12. *Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E., Izokh A.E., Vishnevskii A.V.* The Overmarat–Gol alkaline pluton in Northern Mongolia: U–Pb age and preliminary implications for magma sources and tectonic setting // *Minerals*. 2019. V. 9 (3). Art. 170.
13. *Скиба В.И., Каменский И.Л., Ганнибал М.А., Пахомовский Я.А.* Распределение изотопов гелия и аргона в амфиболе из кварц-полевошпатовой жилы контактовой зоны Понойского массива (Кольский полуостров) // *Записки РМО*. 2018. Т. 147. № 4. С. 96–107.
14. *Буйкин А.И., Камалеева А.И., Сорохтина Н.В.* К вопросу об эффективности разделения захваченных и образованных *in situ* компонентов благородных газов при дроблении образцов в вакууме // *Геохимия*. 2018. № 6. С. 586–593.
15. *Moreira M., Doucelance R., Kurz M.D., Dupré B., Allègre C.J.* Helium and lead isotope geochemistry of the Azores Archipelago // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 169. P. 189–205.
16. *Kendrick M.A., Burgess R., Patrick R.A.D., Turner G.* Fluid inclusion noble gas and halogen evidence on the origin of Cu-porphyry mineralizing fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. P. 2651–2668.
17. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. (Ред. Е.В. Складаров). Москва: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
18. *Ярмолук В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.

HELIUM ISOTOPIC COMPOSITION IN ALKALINE INTRUSIONS OF THE HOVSGOL AREA, NORTHWESTERN MONGOLIA

V. V. Vrublevskii^{a, #}, A. A. Petlina^a, A. V. Gudkov^b, M. Yu. Sidorov^b, A. S. Semiryakov^a, R. A. Shelepaev^{c, d}, A. V. Vishnevskii^{c, d}, I. F. Gertner^a, E. N. Fomina^b, E. N. Kozlov^b, and O. V. Udoratina^e

^aNational Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation

^bGeological Institute of Kola Science Centre of Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation

^cSobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^dNational Research Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

^eInstitute of Geology Komi, Ural branch of Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russian Federation

[#]E-mail: vasvr@yandex.ru

Presented by Academician of the RAS V.V. Reverdatto February 14, 2023

The helium isotope composition of fluid inclusions has been studied in magnetite from alkaline and subalkaline intrusions of the Hovsgol area in NW Mongolia. The measured content of ^4He is in the range from 6.6×10^{-7} to 114×10^{-7} cm³/g. The $^3\text{He}/^4\text{He}$ isotopic ratio of most samples varies within 0.23–0.59 *Ra* and may indicate the presence of helium from different sources in the magmatogenic fluid. The largest amount of mantle He (2.51 *Ra*) is hosted by the magnetite of the subalkaline gabbro. During the generation of primary magma, which probably involved either SCLM-type material or a plume-like reservoir less enriched in ^3He , the mantle component accounted for approximately 40–60%. In the evolution of foid and alkali-syenite melts, its share did not exceed ~10–15% due to mixing with crustal radiogenic He. We assume that the intrusions interacted with fragments of Precambrian accretionary-collisional complexes of the Tuva-Mongolian terrane. Such mixing of He isotopes in melts and fluids may be regarded as circumstantial evidence supporting the development of mantle magmatism at the active continental margin.

Keywords: alkaline and subalkaline plutonic magmatism, helium isotopes, mantle-crustal interaction, Hovsgol trough, Northwestern Mongolia

УДК 550.42

ИЗОТОПНОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ КИСЛОРОДА В СИСТЕМЕ СИЛИКАТ–КАРБОНАТ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОРОД МАССИВА КОВДОР (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

© 2023 г. Член-корреспондент РАН Е. О. Дубинина^{1,*}, А. С. Морозова¹, И. Т. Расс¹, А. С. Авдеенко¹

Поступило 03.07.2023 г.

После доработки 04.07.2023 г.

Принято к публикации 04.07.2023 г.

Впервые проведено изучение соотношений величин $\delta^{18}\text{O}$ как в карбонатной, так и в силикатной (Ol, Phl, Mt) составляющих пород (кальцитовые карбонаты, фоскориты, ийолиты, турьиты) Ковдорского массива, с целью прояснения роли процессов контаминации, ретроградного обмена и высокотемпературного фракционирования в магматической системе. Установлено, что процессы коровой контаминации не фиксируются в изотопных характеристиках силикатной части пород, а величины $\delta^{18}\text{O}$ оливина, флогопита и магнетита занижены по сравнению с составами, характерными для равновесия с мантийным перидотитом. В то же время карбонатная составляющая пород показывает комплементарное обогащение изотопом ^{18}O по отношению к составу производных мантийных расплавов. Оценки температуры закрытия изотопной системы кислорода оливина и скоростей остывания пород не поддерживают гипотезу о ретроградном изотопном обмене. Предложена гипотеза о наличии стадии перераспределения изотопов кислорода между силикатной и карбонатной составляющими расплавов в магматической системе, которое имело место до начала становления массива Ковдор и его остывания. Согласно кислородным изотопным данным, в этот момент карбонатная составляющая могла резко преобладать (в 1.5–4.5 раза) над силикатной.

Ключевые слова: изотопы кислорода, фракционирование, изотопы углерода, карбонаты, оливин, температура закрытия, скорость остывания пород, массив Ковдор

DOI: 10.31857/S268673972360145X, **EDN:** FOTBMA

ВВЕДЕНИЕ

Геохимия стабильных изотопов легких элементов имеет высокую информативность в установлении истории формирования магматических комплексов, в том числе – карбонатов. Основная часть опубликованных данных по геохимии стабильных изотопов для карбонатов относится к $\delta^{18}\text{O}$ - и $\delta^{13}\text{C}$ -характеристикам карбонатной части пород, которые рассматриваются в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ относительно полей первичного магматического карбоната (PIS, [1]) или состава мантийных карбонатов – производных мантийных расплавов (PMS) ([2] и др.). Отклонения измеренных составов карбонатов от этих полей рассматриваются в рамках известных процессов: смешения с карбонатами корового источника, частичного разложения карбонатов с отделением CO_2 , воздействия флюида или гидротермальных

растворов. Этот подход известен с конца прошлого века [3], и за тридцать последних лет накоплен большой массив данных по изотопному составу O и C в карбонатных минералах карбонатов. Работы, посвященные изучению изотопного состава кислорода силикатной части карбонатов, можно считать единичными. Кроме небольшого количества данных, приведенных в [4] и [5], где была проведена оценка температуры закрытия изотопной системы кислорода (Tc) биотита (440–560°C) и магнетита (700–770°C) для отдельных карбонатных комплексов США, Канады и Бразилии, данных об изотопном составе кислорода в силикатах карбонатов практически не известно. Диапазон величин Tc, полученный [5], привел авторов к выводу о протекании процессов ретроградного изотопного обмена на стадии остывания карбонатных тел, при котором в роли диффузионной среды, по мнению авторов, выступала карбонатная фаза.

Для карбонатных комплексов нередко возникает ситуация, когда изотопные данные в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ оказываются смещенными от поля PIS в сторону обогащения тяжелыми изо-

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: elenadelta@gmail.com

топами ^{18}O и ^{13}C , что можно рассматривать либо как участие осадочного карбонатного вещества, либо как результат изотопного фракционирования в условиях мантии [2, 6], во время которого происходит перераспределение изотопов кислорода и углерода между силикатным и карбонатным расплавами. Часто такое смещение проявляется в карбонатитовых комплексах, для которых геологическая ситуация исключает вклад корового карбонатного вещества, что характерно и для Ковдора [7]. Если принять гипотезу о формировании изотопных параметров карбонатов Ковдора в процессе высокотемпературного фракционирования карбонат-силикатной системы, стоит ожидать, что этот процесс должен проявиться и в изотопных характеристиках силикатных минералов. Чтобы проследить этот процесс, требуется, как минимум, его дифференциация от ретроградного изотопного обмена, на возможность которого указывалось в [5]. С целью установления взаимоотношений в карбонат-силикатной системе при формировании массива Ковдор нами проведено изучение изотопного состава кислорода силикатной (оливин, флогопит, пироксены, магнетит) и карбонатной составляющих пород данного массива.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА КОВДОР

Ковдорский массив (378.6 ± 0.4 млн лет) [8], расположенный на Кольском полуострове среди гнейсов позднего архея—раннего протерозоя, хорошо изучен, его строению посвящена обширная литература ([7, 9] и многие другие). Массив щелочно-ультраосновных пород имеет типичное кольцевое строение: центральную позицию занимают оливиниты, а последовательно внедряющиеся нефелиновые пироксениты, мелилитсодержащие породы, мельтейгиты и ийолиты окольцовывают оливинитовое ядро. Все эти породы прорываются карбонатитами, внедрение которых предваряется и сопровождается сопутствующими флюидами, метасоматически изменяющими ранее образованные породы. В северной внутренней части массива кальцитовые карбонатиты образуют крупные жилы (так называемый флогопитовый комплекс) [10], где проявлены флогопитизированные и пироксенизированные оливиниты и карбонатизированные пироксен-флогопитовые породы. В юго-западной части Ковдорского массива, в зоне меридиональных разломов на контакте пироксенитов и ийолитов присутствует обособленный карбонатитовый комплекс, тесно ассоциированный с фоскоритами¹ [11], который состоит

из сопряженных крутопадающих жильных тел, выклинивающихся на глубине 2.5 км [9, 12].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для исследований мы использовали представительные образцы магматических пород фоскорит-карбонатитового комплекса (кальцитовый карбонатит, фоскорит, ийолит), флогопитового комплекса (кальцитовый карбонатит) и турьяит (г. Высокая). Кроме изотопных параметров карбонатной составляющей, определенных в валовых пробах, изотопный состав кислорода был изучен в оливине, магнетите, флогопите, пироксене и нефелине одних и тех же образцов. Для этого представительные фрагменты пород (≈ 100 г) были измельчены и просеяны через сита разной размерности. Тонкозернистая часть образца использовалась для изотопного анализа кислорода и углерода карбонатной составляющей. Более крупные фракции были обработаны раствором HCl до полного удаления карбонатного материала, промыты дистиллированной водой и высушены. После этого силикатная часть, содержащая оксиды, была разобрана под бинокулярным микроскопом на мономинеральные фракции. Правильность отбора минералов контролировалась путем измерения состава выборочных зерен на сканирующем электронном микроскопе “JSM”-5610LV (ИГЕМ РАН).

Изотопный анализ карбонатной части валовых проб и отдельных зерен кальцита проведен на масс-спектрометре DeltaV+, сопряженном с комплексом GasBenchII работающем в режиме постоянного потока гелия (CF IRMS). Разложение карбонатов проводилось ортофосфорной кислотой при 70°C . Все образцы были измерены 2–3 раза, точность измерений величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ составила $\pm 0.1\text{‰}$. Анализ изотопного состава кислорода силикатных минералов и оксидов был проведен методом фторирования с применением лазерного нагрева. Измерения проводились в режиме двойного напуска на масс-спектрометре Delta^{plus} (“Thermo, Finnigan”). Точность измерения величин $\delta^{18}\text{O}$ составила $\pm 0.1\text{‰}$ или лучше.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Карбонатная составляющая. Величины $\delta^{18}\text{O}$ в валовых пробах карбонатов варьируют от 7.8 до 9.6‰, величины $\delta^{13}\text{C}$ — от –5.8 до –2.7‰. Более узкий диапазон данных величин установлен для единичных кристаллов чистого кальцита, отобранных вручную из штучных образцов ($\delta^{18}\text{O} = 7.2\text{...}8.2\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = -3.6\text{...}-2.4\text{‰}$). По отношению к составу первичного магматического карбоната (PIC) и мантийных карбонатитов (PMC) эти диапазоны занимают позицию на

¹ Фоскориты — магматические породы, состоящие из тех же минералов — карбоната, апатита, магнетита и силиката — оливина и (или) флогопита, что и карбонатиты, но карбоната в них значительно меньше (30–5%).

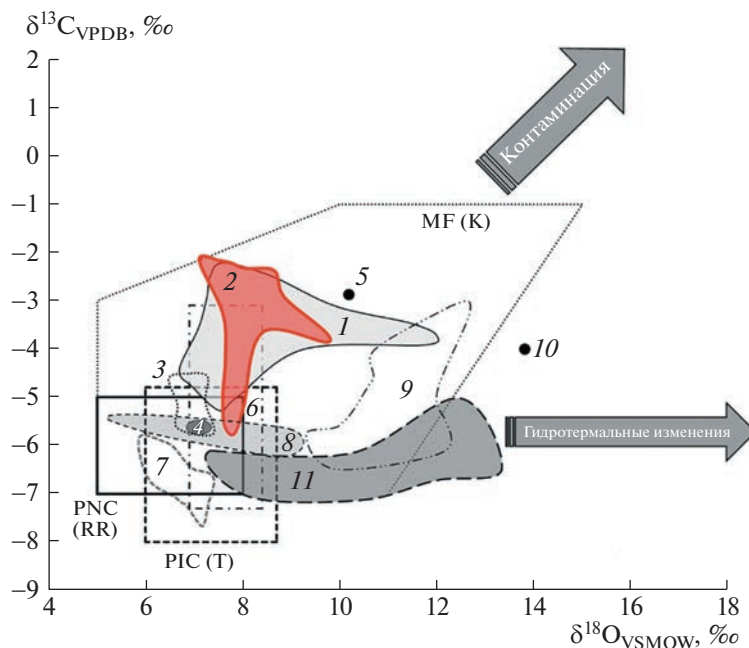


Рис. 1. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатной части пород Ковдора в сравнении с данными для некоторых карбонатов мира: 1 – карбонаты Кольского п-ова: Турий Мыс, Вуориярви, Сокли (D-04); 2 – Ковдор (настоящая работа); 3 – Канада (Ока, Н-03); 4 – США (Магнет Коу, Н-03); 5 – Канада (Эссонвилл, Н-03); 6 – Швеция (Альне, Т-67); 7 – Танзания (Олдоньо Ленгаи, KZ-06); 8 – Забайкалье (Халюта, D-10); 9 – Китай (Миаоуа, С-18); 10 – Индия (Чхота Удайпур, RR-06); 11 – Бразилия (Араша, Каталао, Тапира – SC-95; Якупипанга – Н-03). PIC – первично-магматический карбонат (Т-67), PNC – первичный карбонат мантийного происхождения (RR-06), поле MF – составы карбонатов, формирующиеся за счет изотопного фракционирования в мантийных условиях (Kyser, 1990). Сокращения: D-04 – [13]; Н-03 – [5]; Т-67 – [1]; KZ-06 – [14]; С-18 – [15]; D-10 – [16]; RR-06 – [2]; SC-95 – [4].

уровне верхних границ значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ и выходят за пределы данных полей на изотопной “карбонатной” диаграмме (рис. 1).

Силикаты и окислы. Изотопный состав кислорода силикатных минералов и магнетита в образцах ийолита из фоскорит-карбонатитового комплекса показывает закономерное обеднение изотопом ^{18}O по сравнению со значениями, характерными для оливина мантийных перидотитов ($5.18 \pm 0.28\text{‰}$) [17] и равновесных с ним минералов. Величины $\delta^{18}\text{O}$ магнетита составляют интервал 1.2–2.2‰, оливина 3.9–4.8‰, флогопита 4.3–5.4‰, пироксена 4.9–5.1‰, и нефелина 4.6–5.3‰. На рис. 2 а, б приведены данные по изотопному составу кислорода магнетита и флогопита относительно изотопного состава кислорода карбонатной части пород. Для сравнения на этих рисунках показаны имеющиеся данные для карбонатитов США, Канады и Бразилии [4, 5]. Результаты, полученные для массива Ковдор, находятся в общей последовательности положительной связи величин $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов и силикатов, что указывает как на их общий источник кислорода, так и на процесс активного взаимодействия их изотопных систем.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранее для карбонатов массива Ковдор [13] были установлены узкие пределы вариаций $\delta^{18}\text{O}$ ($7.4 \pm 0.1\text{‰}$) при более широких вариациях величин $\delta^{13}\text{C}$ (-5.2‰ – -2.6‰). Нами получены более значительные вариации изотопного состава кислорода при примерно тех же вариациях изотопного состава углерода. Все полученные значения для карбонатов находятся на верхнем пределе боксов PIC и PNC, но большей частью выходят за их рамки (рис. 1). Тем не менее, как и для многих классических карбонатитов, изотопные параметры Ковдора находятся в так называемом поле мантийного высокотемпературного фракционирования [6], в пределах которого могут находиться составы карбонатитов, не испытавших приноса изотопно-“тяжелого” осадочного карбонатного вещества. Действительно, геологическая позиция Ковдорского массива не предполагает контаминацию осадочным карбонатом. Об этом свидетельствуют и пониженные величины $\delta^{18}\text{O}$ силикатных минералов и окислов, которые в случае контаминации изотопно-“тяжелым” веществом осадочного происхождения должны иметь повышенные значения.

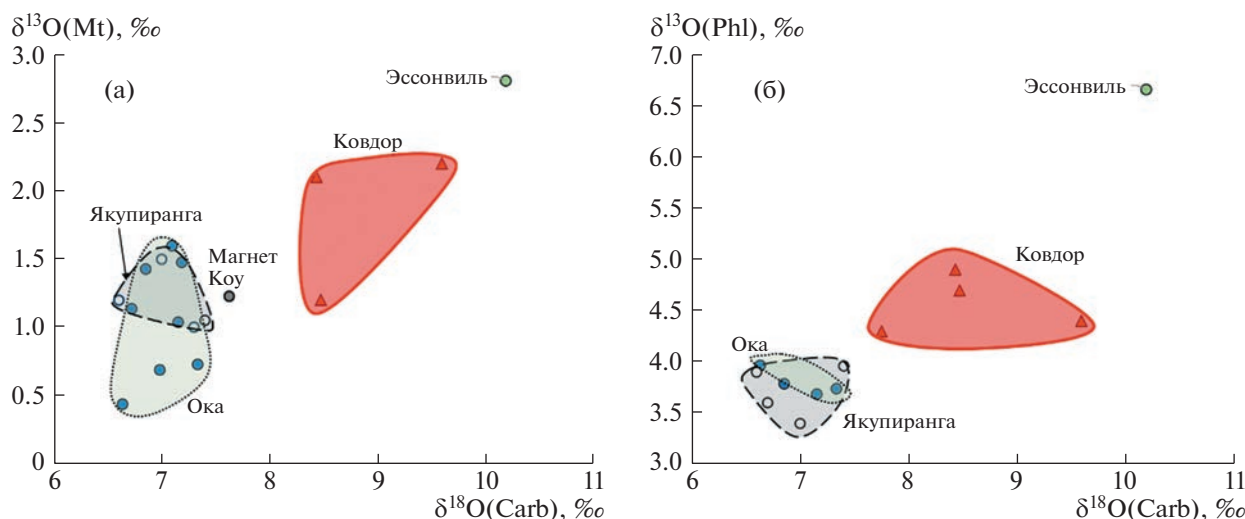


Рис. 2. Изотопный состав кислорода магнетита (а) и флогопита (б) относительно величин $\delta^{18}\text{O}$ карбонатной части образцов карбонатов. Данные для карбонатов Канады, США и Бразилии приведены согласно [4, 5].

Взаимоотношения величин $\delta^{18}\text{O}$ между силикатной и карбонатной фазами карбонатов Ковдора можно назвать комплементарными: если в карбонатной составляющей наблюдаются повышенные значения этих величин относительно поля мантийных карбонатов (РМС) (рис. 1), то в силикатной части величины $\delta^{18}\text{O}$ понижены относительно величин, характерных для “мантийных” равновесий. Например, для оливина получен интервал значений от 3.9 ± 0.1 до $4.8 \pm 0.2\text{‰}$, что заметно ниже, чем диапазон величин $\delta^{18}\text{O}$, характеризующих оливин мантийных перидотитов ($5.18 \pm 0.28\text{‰}$) [17]. Ранее [5] было выска-

зано предположение, что пониженные величины $\delta^{18}\text{O}$ силикатных минералов карбонатов являются результатом ретроградного обмена, протекающего при остывании массивов. Однако в этой работе не изучался оливин, который имеет низкие скорости диффузии кислорода [18] и надежно фиксирует температуру закрытия своей изотопной системы кислорода (Тс). Используя величины $\delta^{18}\text{O}$ для оливина и других минералов изученных пород, мы оценили Тс оливина по уравнению, которое учитывает количественные соотношения минералов в остывающей породе [19]:

$$T_{\text{Ol}} (^{\circ}\text{C}) = \sqrt{\frac{A_{\text{Ol-Cc}} \times 10^6 (X_{\text{Cc}} + X_{\text{Mt}} (1 + A_{\text{Cc-Mt}}/A_{\text{Ol-Cc}}))}{(\delta_{\text{Ol}} - \delta_{\text{R}})}} - 273,$$

где $T_{\text{Ol}} (^{\circ}\text{C})$ – Тс оливина, $A_{\text{Ol-Cc}}$, $A_{\text{Cc-Mt}}$ – коэффициенты термометрических уравнений для минеральных пар оливин-кальцит и кальцит-магнетит [20], X_{Cc} , X_{Mt} – доля кислорода, приходящаяся на кальцит и магнетит в породе соответственно, δ_{Ol} – величина, соответствующая измеренной величине $\delta^{18}\text{O}$ (Ol), $\delta_{\text{R}} = X_{\text{Ol}}\delta_{\text{Ol}} + X_{\text{Mt}}\delta_{\text{Mt}} + X_{\text{Cc}}\delta_{\text{Cc}}$ – баланс масс для породы.

В расчете полагалось, что изотопная система кислорода оливина испытывала влияние, главным образом, магнетита и кальцита, поскольку в изученных образцах содержание флогопита крайне мало. Для карбонатов и фоскоритов из фоскорит-карбонатного комплекса полученные оценки Тс оливина составили 720 и 570 $^{\circ}\text{C}$ соответственно, а для карбонатов из флогопитового карьера мы получили оценку 700 $^{\circ}\text{C}$. Эти величи-

ны близки к опубликованным [5] для карбонатных массивов Бразилии, Канады и США, полученные без учета взаимного влияния минералов, по простым соотношениям величин $\delta^{18}\text{O}$ в минеральных парах Сс–Mt и Сс–Bt. Однако для температуры равновесия в паре Сс–Bt авторы получили реальные оценки скорости остывания пород (10^3 – 10^4 С/млн. лет), в то время как для минеральной пары Сс–Mt рассчитанные скорости остывания оказались нереальными. На наш взгляд, это может указывать на несостоятельность версии о ретроградном изотопном обмене на стадии становления карбонатных комплексов.

Полученные нами величины Тс оливина не поддерживают версию ретроградного обмена, поскольку они приводят к нереально низким оценкам скоростей остывания массива. На рис. 3 по-

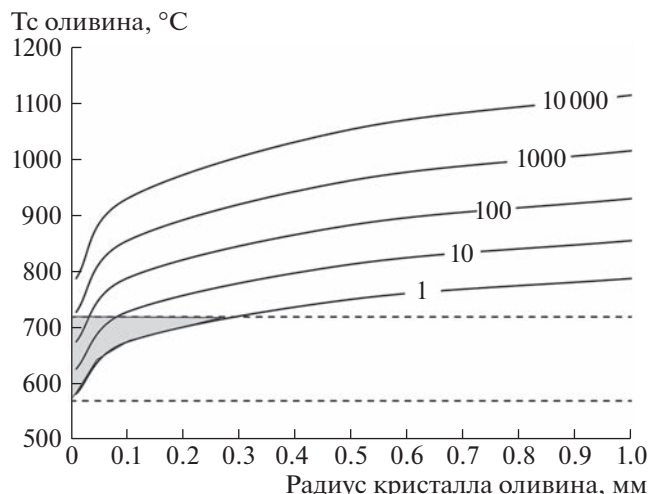


Рис. 3. Температура закрытия (T_c) оливина в зависимости от радиуса кристалла при разных скоростях остывания породы (цифры на линиях — скорость остывания, $^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$). Залитое поле соответствует интервалу оценок T_c оливина, полученных в настоящей работе.

казаны расчетные линии изменения T_c оливина в зависимости от размера кристалла при разных скоростях остывания породы, построенные с использованием диффузионных характеристик форстерита [18]. Ясно, что для получения разумных скоростей остывания кристаллической породы при реальных размерах кристаллов (первые мм) T_c оливина должна быть существенно более высокой, чем полученная для пород Ковдора. Таким образом, имеющиеся низкие оценки T_c оливина не совместимы с версией ретроградного обмена, несмотря на то, что изотопное взаимодействие между силикатной и карбонатной составляющими карбонатитов является очевидным (рис. 2).

Это противоречие можно разрешить, если предположить, что взаимодействие карбонатной и силикатной составляющих карбонатитового комплекса имело место до начала кристаллизации и остывания пород массива. С этим предположением согласуются данные по изотопному составу кислорода всех остальных силикатных минералов в породах Ковдора. Для них наблюдается общее обеднение тяжелым изотопом кислорода относительно составов, которые должны быть равновесны с мантийным оливином (рис. 4). На рис. 4 сплошными линиями показана зависимость от температуры величин $\delta^{18}\text{O}$ флогопита, пироксена и магнетита, находящихся в равновесии с оливином мантийного перидотита (нами взято значение 5.18‰ , [17]). Расчет проведен с помощью уравнений изотопного фракционирования кислорода при повышенных ($>600^{\circ}\text{C}$) температурах [20]. Пунктиром на рис. 4 показаны интервалы измеренных составов флогопита, пироксена

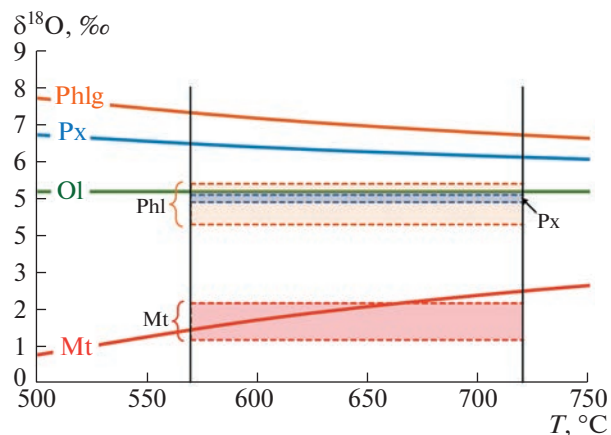


Рис. 4. Расчетные линии составов Phlg, Px, Mt (сплошные линии), равновесных с оливином мантийных перидотитов. Ограниченные пунктиром залитые поля — составы Phlg, Px и Mt, полученные в настоящей работе. Вертикальные линии — крайние значения T_c оливина, рассчитанные в данной работе.

и магнетита в породах Ковдора. Вертикальные линии ограничивают интервал оценок T_c оливина, полученный в настоящей работе. Видно, что в широком интервале температуры практически все величины $\delta^{18}\text{O}$ силикатных минералов пород Ковдора являются существенно более низкими, чем требуется для равновесия с оливином мантийных перидотитов.

Это означает, что не только оливин, но и вся силикатная составляющая пород Ковдора, по-видимому, испытала обеднение тяжелым изотопом ^{18}O при высоких температурах, которое сопровождалось комплементарным обогащением данным изотопом карбонатной составляющей. Это перераспределение изотопов кислорода могло иметь место после обособления карбонат-силикатного расплава, но до момента становления и кристаллизации пород массива. Если принять, что наблюдаемые изотопные сдвиги в карбонатной и силикатной части пород Ковдора — результат комплементарного перераспределения изотопов кислорода между несмешиваемыми расплавами, можно в первом приближении оценить соотношение масс силикатной и карбонатной составляющих, находившихся в изотопном равновесии друг с другом. Отрицательный изотопный сдвиг оливина на $0.4\text{--}1.2\text{‰}$, сопровождаемый положительным сдвигом в карбонате на 1.5‰ , соответствует соотношению масс карбонатного и силикатного расплава от 1.5 до 4.5, указывая на резкое преобладание карбонатной части расплава над силикатной в исходной магматической системе.

Если наше предположение верно, то аналогичные соотношения величин $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов и силикатов могут являться атрибутом других кар-

бонатитовых комплексов. Вероятно, что изотопное облегчение кислорода в силикатных минералах будет проявлено наиболее отчетливо для объектов, в истории которых не было процессов контаминации или существенного воздействия внешних флюидов, способных исказить картину первичного перераспределения изотопов кислорода между силикатным и карбонатным расплавами. К сожалению, к настоящему времени крайне мало данных, чтобы надежно подтвердить эту гипотезу, но те, что имеются, ее поддерживают.

ВЫВОДЫ

Впервые представлены данные об изотопном составе кислорода силикатных минералов и оксидов пород Ковдорского массива и проведено их сравнение с результатами, полученными для карбонатной части тех же пород. Величины $\delta^{18}\text{O}$ силикатных минералов, и, прежде всего, оливина, указывают на отсутствие вклада изотопно-тяжелого корового компонента в формирование карбонатитовых расплавов. Полученные нами оценки Тс оливина не поддерживают гипотезу о ретроградном изотопном обмене, поскольку для его реализации требуются нереально низкие скорости остывания пород. Установлено, что карбонатная и силикатная части пород массива связаны комплиментарными соотношениями величин $\delta^{18}\text{O}$. Это указывает на их общий источник кислорода и наличие в истории массива стадии перераспределения изотопов кислорода между силикатной и карбонатной составляющими, которое могло реализоваться после обособления карбонатитового расплава, но до начала кристаллизации пород массива и их остывания. Балансовый расчет указывает на резкое преобладание карбонатной части над силикатной в магматической системе, являвшейся источником расплавов, формировавших карбонатитовый комплекс Ковдор.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа проведена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Taylor Jr. P., Frechen J., Degens E.T.* Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden // *Geochim Cosmochim Acta*. 1967. V. 31. P. 407–430.
2. *Ray J.S., Ramesh R.* Stable carbon and oxygen isotopic compositions of Indian carbonatites // *Int Geol Rev*. 2006. V. 48. P. 17–45.
3. *Deines P.* Stable isotope variations in carbonatites / In Bell K. (ed.) *Carbonatites: Genesis and evolution*: London, UK, Unwin Hyman, 1989. P. 301–359.
4. *Santos R.V., Clayton R.N.* Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: A study of Brazilian alkaline complexes // *Geochim Cosmochim Acta*. 1995. V. 59. № 7. P. 1339–1352.
5. *Haynes E.A., Moecher D.P., Spicuzza M.J.* Oxygen isotope composition of carbonates, silicates and oxides in selected carbonatites: constraints on crystallization temperatures of carbonatite magmas // *Chemical Geology*. 2003. V. 193. P. 43–57.
6. *Kyser T.K.* Stable isotopes in the continental lithospheric mantle // In: Menzies M.A. (ed) *The Continental Lithosphere*. Oxford University Press, Oxford. 1990. P. 127–156.
7. *Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии. М.: “Недра”, 1965. С. 770.
8. *Amelin Y., Zaitsev A.N.* Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: the critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // *Geochim Cosmochim Acta*. 2002. V. 66. P. 2399–2419.
9. *Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И.* Геология месторождений Ковдорского массива. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2002. С. 146.
10. *Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И.* Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Ленинград: “Недра”, 1969. С. 287.
11. *Krasnova N.I., Balaganskaya E.G., Garcia D.* Kovdor-classic phoscorites and carbonatites / In Wall F., Zaitsev A.N. (eds.) *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine. The Mineralogical Society Series*. 2004. № 10. P. 99–132.
12. *Краснова Н.И., Копылова Л.Н.* О качестве геологической основы для проведения минералогического картирования (Ковдорское месторождение) // *Известия АН СССР. Серия геологическая*. 1988. № 5. С. 81–92.
13. *Demeny A., Sitnikova M.F., Karchevsky P.I.* Stable C and O compositions of carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province: phoscorite-carbonatite relationships and source compositions / In Wall F., Zaitsev A.N. (eds.) *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine. The Mineralogical Society Series*. 2004. № 10. P. 407–431.
14. *Keller J., Zaitsev A.N.* Calciocarbonatite dykes at Oldoinyo Lengai, Tanzania: the fate of natrocarbonatite // *Canad. Mineral*. 2006. V. 44. P. 857–876.
15. *Cimen O., Kuebler C., Monaco B., Simonetti S.S., et al.* Boron, carbon, oxygen and radiogenic isotope investigation of carbonatite from the Miaoya complex, central China: Evidences for late-stage REE hydrothermal event and mantle source heterogeneity // *Lithos*. 2018. V. 322. P. 225–237.
16. *Doroshkevich A.G., Ripp German S., Moore Kathryn R.* Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (West Transbaikalia, Russia) // *Miner Petrol*. 2010. V. 98. P. 245–268.
17. *Mattey D., Lowry D., Macpherson C.* Oxygen Isotope Composition of Mantle Peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1994. V. 128. P. 231–241.

18. Reddy K.P.R., Oh S.M., Major L.D. Jr., Cooper A.R. Oxygen diffusion in forsterite // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 322–326.
19. Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Волков В.Н., Коссова С.А., Ковальчук Е.В. Высокофракционированные граниты массива Раумид (Южный Памир): изотопное ($\delta^{18}\text{O}$) и геохимическое изучение // Петрология. 2023. Т. 31. № 4. С. 349–375.
20. Chacko T., Cole D.R., Horita J. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geological systems // Stable isotope geochemistry. Rev. Mineral. Geochem. 2001. V. 43. P. 1–81.

OXYGEN ISOTOPE FRACTIONATION IN THE SILICATE-CARBONATE SYSTEM DURING THE ROCK FORMATION OF THE KOVDOR MASSIF (KOLA PENINSULA)

Corresponding Member of the RAS E. O. Dubinina^{a, #}, A. S. Morozova^a, I. T. Rass^a, and A. S. Avdeenko^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: elenadelta@gmail.com*

For the first time the $\delta^{18}\text{O}$ values both in carbonate and non-carbonate (Ol, Phl, Mt) components of the rocks (calcite carbonatites, phoscorites, ijolites, turyaites) of the Kovdor massif were studied to clarify the role of contamination processes, retrograde exchange, and high-temperature fractionation in the igneous system. It has been established that the processes of crustal contamination are not recorded in the isotopic characteristics of the silicate part of the rocks, and the $\delta^{18}\text{O}$ values of olivine, phlogopite, and magnetite are lowered compare to the compositions attributed to equilibrium with mantle peridotite. At the same time, the carbonate component of the rocks shows complementary enrichment in the ^{18}O isotope with respect to the composition of derivatives of mantle melts. Estimates of the $\delta^{18}\text{O}$ closure temperature of the olivine and the rates of rock cooling do not support the hypothesis of retrograde isotopic exchange. A hypothesis is proposed about the presence of a stage of redistribution of oxygen isotopes between the silicate and carbonate components of melts in the magmatic system, which took place before the formation of the Kovdor massif and its cooling. According to oxygen isotope data, the carbonate component could sharply predominate (1.5–4.5 times) over the silicate component during the equilibration.

Keywords: oxygen isotopes, fractionation, carbon isotopes, carbonatites, olivine, closure temperature, rock cooling rate, Kovdor massif

УДК 551.242

ПЕРВАЯ НАХОДКА АУТИГЕННЫХ КАРБОНАТОВ НА ПРИЛАПТЕВОМОРСКОМ ФЛАНГЕ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН)

© 2023 г. Д. В. Каминский¹, Н. П. Чамов^{2,*}, А. А. Крылов¹, И. А. Неевин³, М. И. Буякайте²,
академик РАН К. Е. Дегтярев², А. С. Дубенский², академик РАН В. Д. Каминский¹, Е. А. Логвина¹,
О. И. Окина², П. Б. Семенов¹, А. О. Киль¹, член-корреспондент РАН О. В. Петров³,
член-корреспондент РАН Б. Г. Покровский², Т. Ю. Толмачева³

Поступило 18.05.2023 г.

После доработки 22.05.2023 г.

Принято к публикации 23.05.2023 г.

В статье описывается первая находка аутигенных карбонатов на южном фланге хребта Гаккеля в зоне его сочленения с Лаптевоморской континентальной окраиной Российской Федерации. Образцы представлены плотными магнезиальными кальцитами и арагонитами, включающими округлые и угловатые обломки терригенного материала, а также микрофитопланктон разного возраста, споры и пыльцу наземных и водных растений. Элементные и органо-химические характеристики указывают на преобладание окислительных, либо промежуточных между окислительными и восстановительными обстановками кристаллизации карбонатов, что может быть следствием их формирования вблизи поверхности дна. Изотопный состав О, С и Sr позволяет заключить, что диагенетические карбонаты хребта Гаккеля осаждались, преимущественно, в изотопном равновесии с придонной водой при температуре около 0°C, что соответствует замерам с борта судна. Большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ (–23.5 до –37.3) свидетельствует, что метан был важным, но не единственным источником углерода в карбонатах. Широкие вариации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70906–0.70933), коррелирующие с величинами $\delta^{13}\text{C}$, показывают, что карбонат-образующим флюидом была не только современная морская вода, но также диагенетические растворы, поступавшие из осадочного чехла совместно с метаном и продуктами окисления метана и органического вещества. Интенсивная разгрузка гетерогенных метаносных флюидов может быть связана с высокой современной тектонической активностью изученного региона.

Ключевые слова: хребет Гаккеля, аутигенные карбонаты, Северный Ледовитый Океан, арагонит, магнезиальный кальцит, метан, геохимия изотопов

DOI: 10.31857/S2686739723601102, **EDN:** DXEQIA

Для донных отложений Северного Ледовитого Океана (СЛО) характерно почти полное отсутствие карбонатов, что связано с низкими температурами и недонасыщенностью поровых вод относительно карбонатных фаз. Известны редкие находки аутигенных карбонатов, представленных преимущественно магнезиальными кальцитами и икаитами [2–4, 9, 12, 13], а также сидеритами и родохрозитами [11]. Аутигенные арагониты обна-

ружены во вмещающих перидотитах в северной части хребта Гаккеля, где их кристаллизация объясняется гидротермальными процессами [6].

Первая находка аутигенных карбонатов на южном фланге хребта Гаккеля в зоне его сочленения с Лаптевоморской континентальной окраиной России была сделана в ходе специальной морской геологической экспедиции Роснедр и ГУГИ МО РФ “Арктика-2022”. Результаты детальной батиметрической съемки свидетельствуют о существовании протяженной структурно-асимметричной рифтовой долины, к западному борту которой приурочен протяженный магистральный разлом, осложненный на отдельных участках сбросовыми ступенями (рис. 1). В рельефе дна отчетливо выражены характерные для лежачего крыла изостатические воздымания бровок сбросовых уступов и тектонические террасы, об-

¹Всероссийский научно-исследовательский институт Океангеология, Санкт-Петербург, Россия

²Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

³Всероссийский Геологический институт, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: Nchamov@yandex.ru

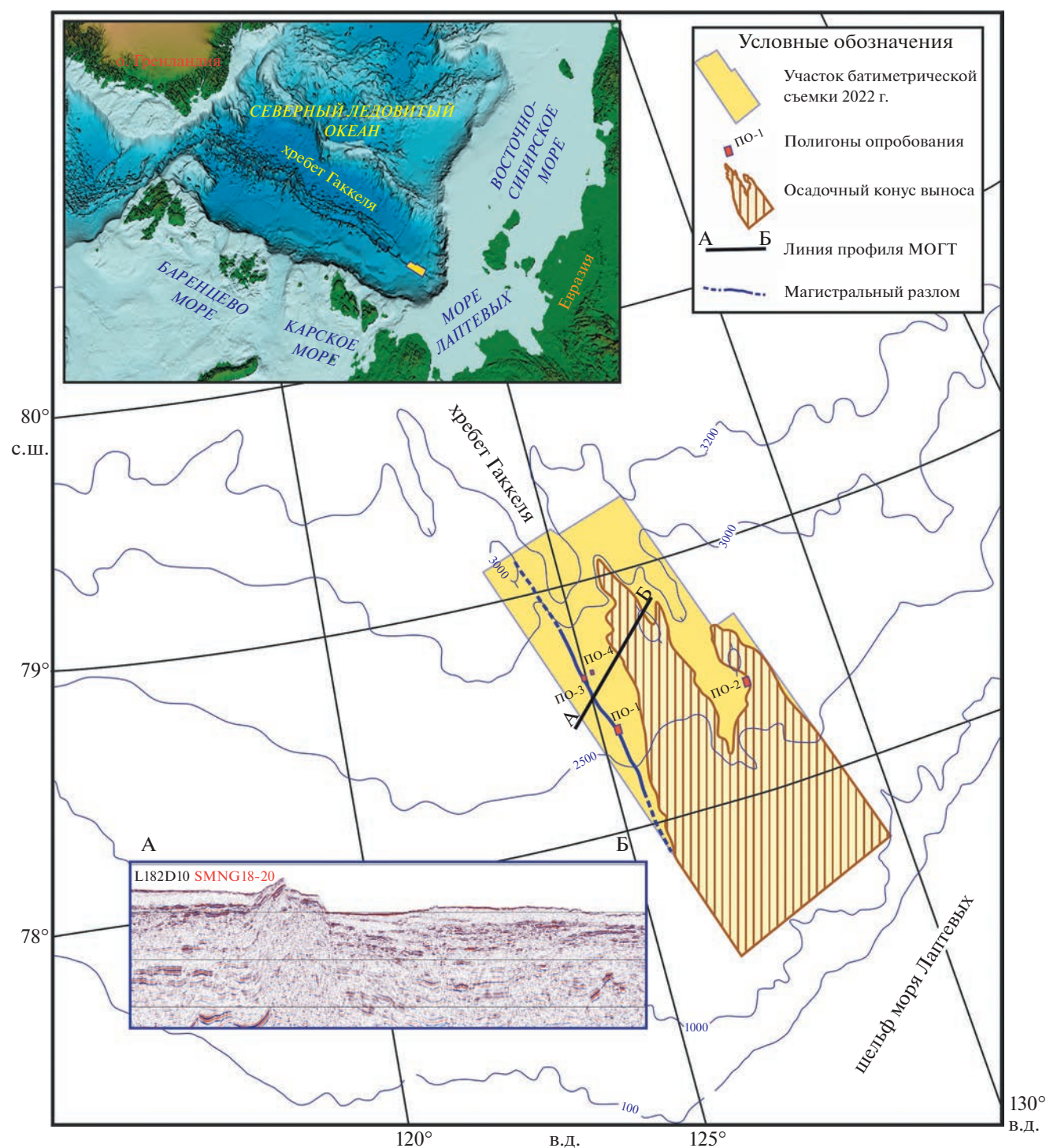


Рис. 1. Участок работ экспедиции “Арктика-2022”. На врезке: положение хребта Гаккеля в структуре дна Северного Ледовитого океана.

разованные разобленными сползшими блоками висячего крыла. Восточный борт рифтовой долины имеет более простое строение. Здесь преобладают деформации изгиба, характерные для областей выхода на дневную поверхность кровли висячего крыла асимметричного полуграбена.

Указанные закономерности отчетливо проявлены на сейсмических профилях.

Интенсивное поступление обломочного материала со стороны шельфа моря Лаптевых приводит к развитию у материкового подножия мощно-



Рис. 2. Аутигенные карбонатные образования хребта Гаккеля: а — обр. A22-1t-1, магнизиальный кальцит; б — обр. A22-8R-2, арагонит.

го конуса выноса, что затрудняет прослеживание структур хребта Гаккеля в сторону континентальной окраины. В то же время существование и рост конуса свидетельствуют о постоянно растущем пространстве аккомодации и, соответственно, прогрессивном погружении южного фланга хребта.

Применение специальных технических средств ОИС “Янтарь” обеспечило возможность визуального изучения дна. С поверхности донных отложений на борту рифтовой долины Гаккеля манипуляторами подводных аппаратов был произведен сбор образцов донно-каменного материала. Среди отобранного материала в пределах четырех геологических станций на трех полигонах (ПО-1, ПО-3, ПО-4) (см. рис. 1) присутствовали 9 образцов аутигенных карбонатов. Максимальный размер составил $50 \times 20 \times 10$ см (образец A22-10R1 из ПО-4). Аутигенные карбонатные образования тяготеют к западному борту рифтовой долины в интервале глубин от 2600 до 3000 м как на склонах, так и в изометричной депрессии (покмарке?) у его основания.

Морфология аутигенных карбонатов сильно варьирует (рис. 2). Они представляют собой плотные образования, выделяющиеся среди обрамляющих нелитифицированных донных осадков, и состоят из прочного матрикса с округлыми и угловатыми обломками местного (эдафогенного) материала. Последний представлен отложениями подводных конусов выноса, часто деформированных оползневыми процессами. Реликты первичной осадочной текстуры отложений конусов выноса (гравитационная сортировка кластики, фрагменты стратификации, ориентированные по напластованию удлиненные обломки терригенных пород) свидетельствуют об аутигенном образовании карбонатов, т.е. кристаллизации на ме-

сте во вмещающем осадке в качестве цемента, отложившегося непосредственно из раствора. Встречаются как единичные образования на пологих участках дна, так и грядобразные скопления карбонатов. Вдоль одной из таких гряд наблюдалась линия отрыва оползня. Некоторые образцы карбонатов, напоминающие уплощенные трубки (например, образец A22-10R1 из ПО-4), могли формироваться в стесненном межпластовом или межсбросовом пространстве под влиянием фокусированной разгрузки флюидов. На это же указывает и наличие внутренних каналов в образцах.

Результаты рентгенофазового анализа показали, что по минеральному составу аутигенные карбонаты представлены магнизиальным кальцитом (образцы A22-1t1, A22-1t4 и A22-1t5 из ПО-1; A22-10R1 из ПО-4) и арагонитом (A22-8R1 и A22-8R2 из ПО-3). Все изученные аутигенные карбонаты содержат примесь терригенного материала, который был “захвачен” в процессе их кристаллизации — кварц, глинистые минералы, полевые шпаты, и реже — слюда, амфиболы.

Палинологический и микропалеонтологический анализ на руководящие группы ископаемых показал, что в 9 образцах аутигенных карбонатов встречены споры и пыльца наземных и водных растений, а также микрофитопланктон разного возраста (от юры до квартера), смешанные в разных пропорциях (рис. 3). Очевидно, широкий возрастной диапазон ископаемых относится к терригенному материалу, тогда как осаждение собственно аутигенного (диагенетического) карбонатного цемента, вероятно, происходило в четвертичное время.

Распределение редкоземельных элементов показывает отсутствие каких-либо принципиальных изменений относительно постархейского

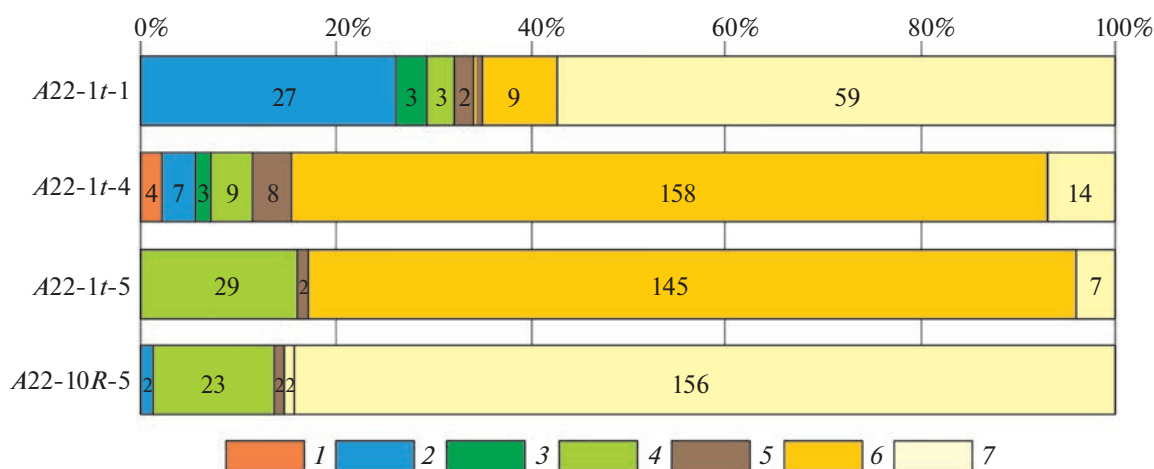


Рис. 3. Распределение палиноморф разного возраста в изученных образцах. Цифрами внутри диаграмм показано количество учтенных для статистики экземпляров. (1) Пермь-юра (пыльца); (2) Ранняя юра (диноцисты); (3) Нижний мел (диноцисты, споры); (4) Поздний мел (диноцисты, пыльца); (5) Палеоген (диноцисты); (6) Кайнозой (пыльца); (7) Неоген/квартер (пыльца).

среднего австралийского сланца (PAAS). Некоторое обогащение тяжелыми РЗЭ фиксируется для образца A22-8R-1. Отношение Y/No для всех изученных образцов менее 32, что свидетельствует о значительном количестве терригенной (или вулканической) примеси. Цериевая аномалия (Ce/Ce^*), типичная для окислительных обстановок (0.64–0.95), отмечается для образцов A-22-8R2, A22-8R1 и A22-10R1. Промежуточные значения между окислительными и восстановительными обстановками измерены в образцах A22-1t5, A-22-1t1 и A-22-1t4.

В двух образцах (A22-8R1 — арагонит и A22-10R1 — Mg-кальцит) было изучено распределение н-алканов и изопреноидов. Концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$ в указанных образцах составляют 0.12 и 0.52% соответственно. Различие в содержании $\text{C}_{\text{орг}}$ более чем в четыре раза может свидетельствовать о неодинаковых обстановках формирования карбонатных построек и различной степени вовлеченности органического вещества (ОВ) в их кристаллизацию. Характер распределения н-алканов демонстрирует очевидное сходство в короткоцепочечной области (C15–C18). В направлении увеличения числа атомов углерода в образце A22-8R1 наблюдается обеднение ОВ н-алканами. В образце A22-10R1 отмечается обратная тенденция — увеличение содержания компонентов C21–C33 с явным доминированием нечетных гомологов (C25, C27, C29, C31), маркирующих вклад терригенного ОВ, поставляемого в морские осадки речным стоком. Локальными максимумами “короткоцепочечного” диапазона (C15–C18) в обоих образцах служат пики C16 и C18. В целом доминирование четных гомологов над нечетными может быть связано с активностью микробиоты в раннем диагенезе [8, 10]. Преобладание фитана над пристаном, особенно выраженное в образце

A22-8R1 ($\text{Pr}/\text{Ph} = 0.4$), свидетельствует о преимущественно восстановительных условиях седиментации ОВ. Данный вывод противоречит результатам изучения РЗЭ (значения цериевой аномалии), что требует дополнительного анализа. Преобладание н-алканов C17 и C18 над изопреноидами (пристаном и фитаном соответственно), фиксируемое значениями индекса Kiso, не превышающими 1, свидетельствует о диагенетическом уровне зрелости ОВ. Образец A22-8R1 демонстрирует более высокий уровень диагенетической трансформации ОВ ($\text{Kiso} = 0.87$) по сравнению с образцом A22-10R1 ($\text{Kiso} = 0.45$). На хроматограммах полного экстракта (до разделения на фракции) обоих образцов выявляется характерный пик неразделенной комплексной смеси (Unresolved complex mixture, UCM) с максимумом в области C16–C18. Появление UCM может свидетельствовать об интенсивной переработке биологического ОВ гетеротрофной микробиотой.

Изотопный состав кислорода в 24 образцах аутигенных карбонатов (включая отдельные зоны корок) располагается в интервале значений $\delta^{18}\text{O}$ от 2.0 до 5.9‰ VPDB. ($\delta^{18}\text{O}$ среднее = $4.3 \pm 0.9\text{‰}$ ($n = 24$)). Этот разброс может быть связан с несколькими причинами: вариациями $\delta^{18}\text{O}$ в воде, колебаниями температуры, механической примесью карбонатов, сформированных в других условиях, минеральным составом карбонатов (арагонит и магнезиальный кальцит в одинаковых условиях несколько обогащены ^{18}O по сравнению со стандартным кальцитом). Определить соотношение этих факторов не представляется возможным. Принимая для придонной воды моря Лаптевых $\delta^{18}\text{O} = 0.3\text{‰}$ (среднее по данным [1]) и используя формулу расчета равновесных температур по [7], среднюю температуру осаждения проанализированных карбонатов можно оценить величи-

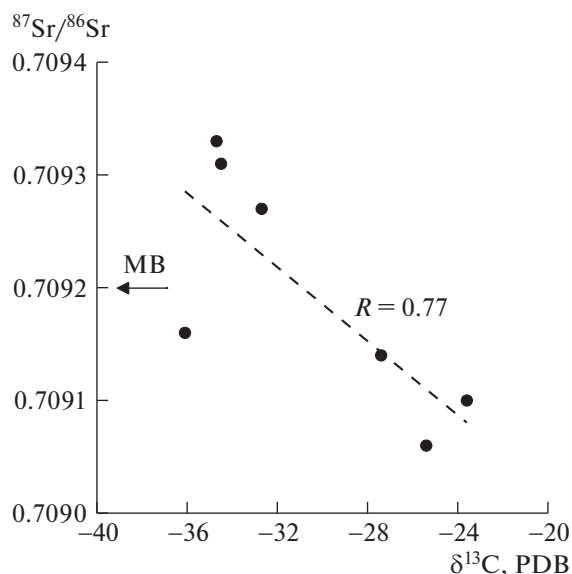


Рис. 4. Соотношение изотопного состава углерода и стронция в аутигенных карбонатах хребта Гаккеля. MB – отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современной морской воде [5].

ной $1.5 \pm 2.9^\circ\text{C}$, которая в пределах ошибки не отличается от температур, измеренных с борта судна ($-0.74 \dots -0.75^\circ\text{C}$).

Вопреки ожиданиям, изотопный состав стронция в карбонатах демонстрирует существенный разброс отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70906–0.70933). Очевидно, что в их образовании, наряду с современной морской водой ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70921$ [5]), участвуют растворы, заимствующие стронций из осадочного чехла. Одни из них ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.70921$), несомненно, связаны с терригенной компонентой осадков, другие ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.70921$) – либо с древними карбонатами, либо с захороненной в осадках миоценовой или ранне-плейстоценовой морской водой.

Величины $\delta^{13}\text{C}$ в образцах с хребта Гаккеля варьируют от -23.5 до -37.3 VPDB $\delta^{13}\text{C}$ среднее = $-32.2 \pm 4.3\text{‰}$ /24/, свидетельствуя, что в образовании большей их части (с $\delta^{13}\text{C} < -25\text{‰}$) принимали участие продукты окисления метана. Однако чисто “метановые” карбонаты ($\delta^{13}\text{C} \sim -70\text{‰}$), такие, например, как в Чукотском море [2], не обнаружены в Прилаптевоморской части хребта Гаккеля. Большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах может быть связан с участием в их образовании наряду с низкотемпературным микробным метаном ($\delta^{13}\text{C} \sim -70\text{‰}$) высокотемпературного термогенного ($\delta^{13}\text{C} \sim -40 \dots -50\text{‰}$), продуктов окисления органического вещества ($\delta^{13}\text{C} \sim -25\text{‰}$), бикарбонат-иона, растворенного в морской воде ($\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}$) или в диагенетических флюидах, растворяющих древние карбонаты.

Отрицательная корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4) подтверждает участие в образовании аутигенных карбонатов хребта Гаккеля как минимум двух источников диагенетических флюидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На Прилаптевоморском фланге хребта Гаккеля установлены высокая интенсивность оползневых процессов и широкое развитие отложений подводных конусов выноса.

2. Впервые в этом регионе обнаружены многочисленные аутигенные карбонатные образования, сложенные магнезиальным кальцитом и арагонитом с примесью терригенного глинистого материала. В породах присутствуют споры и пыльца наземных и водных растений, а также микрофитопланктон разного возраста (от юры до квартера), смешанные в различных пропорциях. Наиболее вероятно, что формирование собственно аутигенного (диагенетического) карбонатного цемента происходило в четвертичное время. Результаты исследования РЗЭ свидетельствуют о преобладании окислительных, либо промежуточных между окислительными и восстановительными обстановками кристаллизации карбонатов, что может быть следствием их формирования вблизи поверхности дна.

3. Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (среднее = $4.3 \pm 0.9\text{‰}$) позволяют заключить, что диагенетические карбонаты хребта Гаккеля осаждались, преимущественно, в изотопном равновесии с придонной водой при температуре около 0°C , что соответствует замерам с борта судна. Величины $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах варьируют от -23.5 до -37.3 VPDB, свидетельствуя, что в их образовании наряду с продуктами окисления метана принимали участие продукты окисления органического вещества и, возможно, бикарбонат, растворенный в морской воде. Широкие вариации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70906–0.70933) показывают, что карбонат-образующим флюидом была не только современная морская вода, но также диагенетические растворы, поступавшие из осадочного чехла совместно с метаном и продуктами окисления метана и органического вещества. Отрицательная корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствует о наличии по крайней мере двух принципиальных источников карбонат-образующих растворов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзаданий ВНИИОкеангеология, ГИН РАН и ВСЕГЕИ. Исследования А.А. Крылова и Е.А. Логвиной поддержаны грантом РНФ-23-27-00457.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинина Е.О., Мирошников А.Ю., Коссова С.А., Шука С.А. Модификация опресненных вод на шельфе моря Лаптевых: связь изотопных параметров и солености // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 3–19.
2. Колесник О.Н., Колесник А.Н., Покровский Б.Г. О находке аутигенного метанопродуктивного карбоната в Чукотском море // Доклады академии наук. 2014. Т. 458. № 3. С. 330–332.
3. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Саввичев А.С. и др. Аутигенный Mg-кальцит на метановом полигоне в море Лаптевых // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 194–213.
4. Крылов А.А., Логвина Е.А., Матвеева Т.В. и др. Икаит ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) в донных отложениях моря Лаптевых и роль анаэробного окисления метана в процессе его формирования // Записки РМО. 2015. № 4. С. 61–75.
5. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной стратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
6. Eickmann B., Bach W., Rosner M., Peckmann J. Geochemical constraints on the modes of carbonate precipitation in peridotites from the Logatchev Hydrothermal Vent Field and Gakkel Ridge // Chemical Geology. 2009. V. 268. P. 97–106.
7. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A., Urey H. C. Revised carbonate-water temperature scale // Geological Society of America Bulletin. 1953. V. 62. P. 417–426.
8. Imfeld A., Ouellet A., Douglas P., et al. Molecular and stable isotope analysis ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^2\text{H}$) of sedimentary n-alkanes in the St. Lawrence Estuary and Gulf, Quebec, Canada: importance of even numbered n-alkanes in coastal systems // Organic Geochemistry. 2022. V. 164. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2022.104367>
9. Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Korobeinik G.S. Contribution of biogenic methane to ikaite formation in the Kara Sea: Evidence from the stable carbon isotope geochemistry // In: R. Stein (eds). Siberian river run-off in the Kara Sea. Proc. In Marine Science. V. 6. Elsevier, 2003. P. 349–374.
10. Lein Yu., Makkaveev P. N., Savvichev A.S., et al. Transformation of suspended particulate matter into sediment in the Kara Sea in September of 2011 // Oceanology. 2013. V. 53 (5). P. 570–606.
11. Logvina E., Krylov A.A., Taldenkova E. et al. Mechanisms of Late Pleistocene authigenic Fe-Mn-carbonate formation at the Laptev Sea continental slope (Siberian Arctic) // Arktos. 2018. V. 4. P. 1–13.
12. Rogov M., Ershova V., Gaina C., Vereshchagin O., et al. Glendonites throughout the Phanerozoic // Earth-Sci Rev. 2023. V. 241. P. 1–32.
13. Ruban A., Rudmin M., Mazurov A., et al. Cold-seep carbonates of the Laptev Sea continental slope: constraints from fluid sources and environment of formation // Chemical Geology. 2022. V. 610. P. 1–13.

FIRST DISCOVERY OF AUTHIGENIC CARBONATES ON THE LAPTEV SEA FLANK OF THE GAKKEL RIDGE (ARCTIC OCEAN)

D. V. Kaminsky^a, N. P. Chamov^{b, #}, A. A. Krylov^a, I. A. Neevin^c, M. I. Bujakaite^b,
Academician of the RAS K. E. Degtyarev^b, A. S. Dubensky^b, Academician of the RAS V. D. Kaminsky^a,
E. A. Logvina^a, O. I. Okina^b, P. B. Semenov^a, A. O. Kiel^a, Corresponding Member of the RAS O. V. Petrov^c,
Corresponding Member of the RAS B. G. Pokrovsky^b, and T. Yu. Tolmacheva^c

^aAll-Russian Science Research Institution Okeangeologiya, St. Petersburg, Russian Federation

^bGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^cAll-Russian Geological Institution, St. Petersburg, Russian Federation

[#]E-mail: Nchamov@yandex.ru

The article describes the first find of authigenic carbonates on the southern flank of the Gakkel Ridge in the zone of its junction with the Laptev Sea continental margin of the Russian Federation. The samples are represented by dense magnesian calcites and aragonites, including rounded and angular fragments of terrigenous material, as well as microphytoplankton of different ages, spores and pollen of terrestrial and aquatic plants. Elemental and organochemical characteristics indicate the predominance of oxidizing or intermediate between oxidizing and reducing conditions of carbonate crystallization, which may be a consequence of their formation near the bottom surface. The isotopic composition of O, C, and Sr allows us to conclude that the diagenetic carbonates of the Gakkel Ridge were deposited mainly in isotopic equilibrium with bottom water at a temperature of about 0°C, which corresponds to measurements from the ship. A wide range of $\delta^{13}\text{C}$ (–23.5 до –37.3) indicates that methane was an important, but not the only source of carbon in carbonates. The wide variations in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70906–0.70933), which correlate with the $\delta^{13}\text{C}$ values, show that the carbonate-forming fluid was not only modern sea water, but also diagenetic solutions coming from the sedimentary cover together with methane and the products of methane and organic matter oxidation. Intense discharge of heterogeneous methane-bearing fluids may be related to the high modern tectonic activity of the studied region.

Keywords: Gakkel Ridge, authigenic carbonates, Arctic Ocean, aragonite, magnesian calcite, methane, isotope geochemistry

УДК 549.02:551.31:551.583

МИНЕРАЛОГИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА УЛАН-ЖАЛГА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ОТКЛИК НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

© 2023 г. Э. П. Солотчина^{1,*}, М. А. Ербаева², А. А. Щетников^{3,4,5}, академик РАН М. И. Кузьмин⁴, П. А. Солотчин¹, А. Н. Жданова¹

Поступило 22.05.2023 г.

После доработки 22.06.2023 г.

Принято к публикации 28.06.2023 г.

В работе представлены результаты изучения вещественного состава четвертичных субаэральномаслоновых отложений нового опорного разреза Улан-Жалга (Западное Забайкалье) мощностью около 30 м. Методы исследования — рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, лазерная гранулометрия, элементный анализ. В минеральном составе изученных отложений установлены кварц, полевые шпаты, глинистые минералы, карбонаты, гематит, следы амфибола. Впервые для субаэрального разреза показано, что состав и структура карбонатных минералов являются индикатором климатических изменений в плейстоцене и голоцене. Для корректной идентификации и определения количественных соотношений карбонатов применялся метод моделирования их XRD-профилей функцией Пирсона VII. Установлено, что в строении разреза участвуют две различающиеся по литолого-минералогическим характеристикам мощные толщи субаэральных отложений, соответствующие двум крупным этапам осадконакопления. Нижняя толща образовалась в условиях умеренной ветровой деятельности и сравнительно высокой влагообеспеченности, о чем свидетельствуют широкое развитие почвенных горизонтов и присутствие низко-Mg-карбонатов. Верхняя толща, сформировавшаяся в более холодных и сухих условиях с повышенной динамикой эоловых процессов, характеризуется наличием кальцита, высоко-Mg кальцита и Са-избыточного доломита.

Ключевые слова: субаэральные отложения, XRD-анализ, карбонаты, кварц, полевые шпаты, четвертичный период, Западное Забайкалье

DOI: 10.31857/S2686739723601096, **EDN:** FOHYWC

Изменения окружающей среды, обусловленные глобальным потеплением климата, происходят в настоящее время в различных регионах планеты и приобретают необратимый характер, что ставит перед научным сообществом задачи, решение которых невозможно без климатического прогноза на ближайшее будущее. В этой связи

особое значение приобретают исследования природных объектов, представляющих собой палеоклиматические архивы недавнего по геологическим меркам прошлого Земли, поскольку именно обстановки четвертичного периода, особенно голоцена и позднего плейстоцена, в мировой практике рассматриваются как близкие аналоги современности и/или как потенциальные аналоги климата будущего. Изучение континентального седиментогенеза при проведении палеоклиматических реконструкций в настоящее время является чрезвычайно развитым направлением. Континентальное осадкообразование, существенно уступающее по масштабам морскому, тем не менее, отличается значительным разнообразием типов отложений. На ведущую роль климатического фактора в формировании континентальных субкальневых отложений неоднократно указывал в своих работах Н.М. Страхов [1]. Не меньшее фундаментальное научное значение имеют климатические летописи высокого разрешения, полученные из субаэральных осадочных разрезов.

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

²Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

³Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

⁴Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

⁵Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: solot@igm.nsc.ru

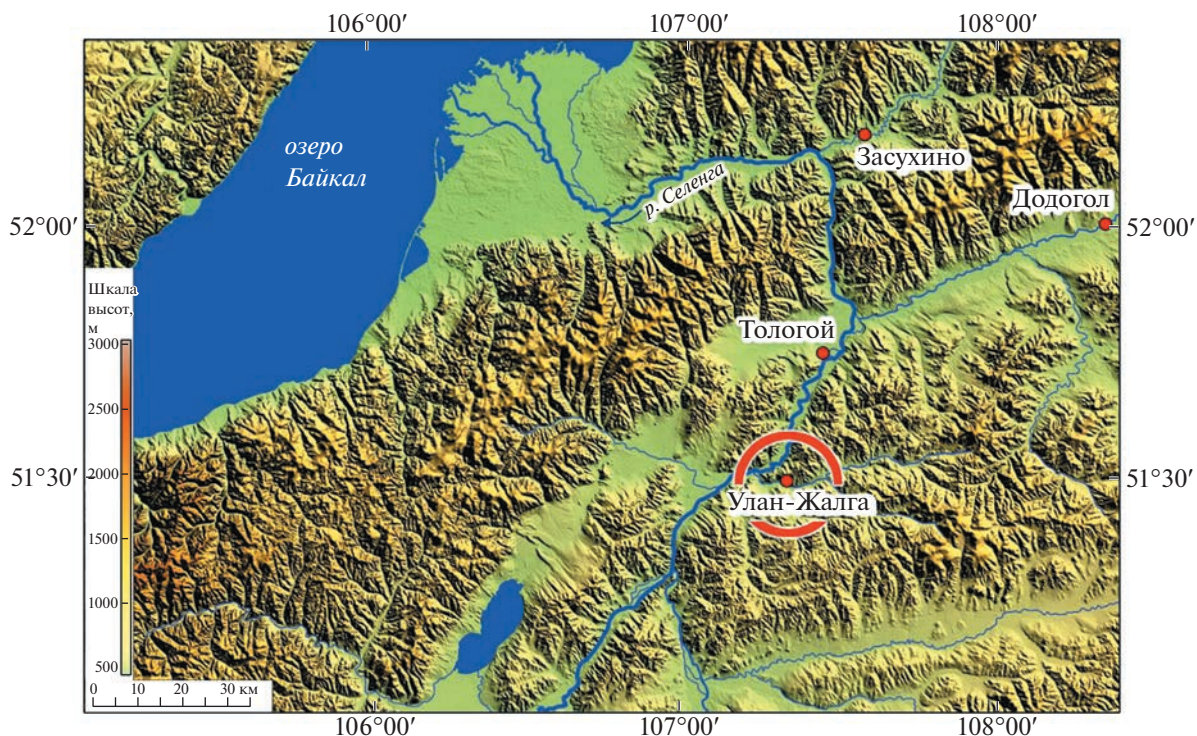


Рис. 1. Расположение опорного разреза квартера Улан-Жалга (обозначено красным кружком) на цифровой 3D-модели рельефа Западного Забайкалья.

Несомненная важность проблемы требует привлечения новых объектов и методов исследований.

Внутриконтинентальная Азия, значительную часть которой занимает Сибирский регион, оказывает заметное влияние на характер глобального климата. Этот обширный, местами глубоко расчлененный массив суши играет важную роль в распределении и перераспределении атмосферной циркуляции на территории всего северного полушария. При этом, если на территории Западной Сибири субаэральные разрезы четвертичных отложений в виде лёссово-почвенных последовательностей большой мощности изучены достаточно подробно, в том числе и с точки зрения изменений природной среды и климата, например, [2], то Восточная Сибирь во многом продолжает оставаться *terra incognita*. В Байкальском регионе разрезы четвертичных осадочных комплексов, которые могут быть расчленены с высоким хроностратиграфическим разрешением, немногочисленны. Среди них наиболее важным и полно охарактеризованным опорным разрезом континентальных субаэриальных отложений долгое время оставался разрез Тологой [3], открытый в 1952 г. А.П. Окладниковым. В 2017 г. в Западном Забайкалье был открыт новый разрез верхнего кайнозоя Улан-Жалга (рис. 1), результаты предварительных исследований которого были опублико-

ваны ранее в форме краткого сообщения [4]. В настоящее время выполнены комплексные исследования отложений разреза, включающие палеонтологические, палео- и петромагнитные, литологические и геохимические данные, позволившие выявить условия седиментогенеза и в целом проследить изменения природной среды и климата региона в течение плейстоцена и голоцена. Вместе с тем минералогический аспект традиционно остается «слабым местом» подобных работ, как правило, минералого-кристаллохимические исследования редки. Между тем ассоциации, состав, структурные характеристики отдельных минеральных фаз позволяют с высокой степенью детальности воссоздавливать региональную летопись климатических событий, что и определяет актуальность проведенных нами исследований. Цель настоящей работы — изучение вещественного состава субаэриальных отложений разреза Улан-Жалга, выявление типоморфного значения ассоциаций и кристаллохимических характеристик карбонатных минералов и решение на этой основе задач, связанных с реконструкциями климатических событий четвертичного периода в Байкальском регионе.

Разрез Улан-Жалга ($51^{\circ}29'40.75''$ с.ш., $107^{\circ}20'18.11''$ в.д.) расположен на северной окраине пос. Тарбагатай — в приустьевой части долины р. Куйтунка, правого притока р. Селенга. Обна-

жение приурочено к подошве южного выступа останцового массива Омудевский с относительной высотой 300 м. Поверхность педимента имеет довольно крутой наклон (до 25°), его верхняя часть сложена продуктами разрушения выветрелых гранитных денудационных останцов. Основание педимента сложено толщей эолово-делювиальных песков, лёссовидных супесей и суглинков, подстилаемых красноцветными облессованными глинами. Днище долины р. Куйтунка занято широкой аллювиальной равниной, где русло водотока меандрирует, перемещаясь от одного склона к другому и подрезая уступами основания педиментов. В одном из таких эрозионных уступов высотой около 30 м вскрываются отложения разреза Улан-Жалга (рис. 2).

Изучение вещественного состава отложений проводилось комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, лазерную гранулометрию, рентгенофлуоресцентный анализ. Рентгеновские исследования выполнены на дифрактометре ARL X'TRA (излучение CuK_α). Для фазового анализа образцы были отсканированы в интервале от 2° до 65° (2 θ) с шагом 0.05°, время сканирования в точке 3 сек. Дифференциальная диагностика карбонатных минералов выполнена методом математического моделирования XRD-профилей высокого разрешения [5, 6]. Для моделирования XRD-профилей карбонатной составляющей осадка образцы были отсканированы в интервале от 29 до 32° (2 θ) с тем же шагом 0.05°, но увеличенным временем сканирования в точке (15 сек). ИК-спектры были записаны на спектрометре VERTEX 70 FT I. Образцы готовились методом прессования таблеток с KBr. Гранулометрический анализ терригенного компонента осадков проводился на лазерном микроанализаторе частиц Analysette 22 MicroTec. Содержание оксидов породообразующих элементов определялось на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 TIGER.

В разрезе выделено 35 слоев, которые объединяются по своим литологическим характеристикам и фаунистическим данным в 5 пачек. Палеомагнитные и палеонтологические данные позволили провести оценку времени формирования разреза Улан-Жалга. Нижняя пачка 1 (слои 1–8) представляет собой красноцветную лёссово-почвенную последовательность — переслаивание эоловых суглинков с тонкими линзами гравелисто-песчаных делювиальных накоплений и суглинками погребенных почв. Ископаемые остатки полевок родов *Borsodia* и *Allophaiomys* свидетельствуют о формировании отложений на ранних этапах раннего плейстоцена. Пачка 2 фиксирует стратиграфический перерыв с разрывом. Накопление пачки 3 (слои 10–27) началось ~ 1 млн лет назад, а граница между нижним и средним плейстоценом (граница Матуяма/Брюнес) проходит на глубине

15 м, что согласуется с последовательной сменой фаунистических комплексов. Пачка 4 (слои 28–30) представляет собой супеси с присутствием карбонатов, вмещающие плохо развитую погребенную почву, практически лишенную органического материала — эоловые образования с делювиальной проработкой. По видовому составу фауны мелких млекопитающих данная толща датируется средним плейстоценом. Пачка 5 (слои 31–35) сложена разнотекстурными песками и лёссовидными супесями и представляет собой эолово-делювиальные отложения, в которых встречаются немногочисленные костные остатки характерных представителей фауны позднего плейстоцена.

Если исключить из рассмотрения грубозернистые селевые отложения пачки 2, то по результатам гранулометрического анализа в разрезе Улан-Жалга отчетливо выделяются две мощные толщи, граница между которыми проходит на глубине ~12 м. Нижняя толща, включающая пачку 1 (ранний этап раннего плейстоцена) и пачку 3 (ранний/средний плейстоцен), представлена преимущественно алевритовыми и глинистыми фракциями (рис. 2, гл. 28.9 м). Отложения верхней толщи, объединяющие пачку 4 (средний плейстоцен) и пачку 5 (поздний плейстоцен и голоцен), сложены существенно опесчаненными осадками (рис. 2, гл. 2.0 м). Нижняя часть разреза характеризуется красноватыми и бурными оттенками осадков, а верхняя — это преимущественно серые или светло-коричневые отложения. Кроме того, в нижней алевритовой толще фиксируется 16 погребенных почвенных горизонтов, тогда как в опесчаненной верхней части отмечается только три таких горизонта.

Для изучения вещественного состава отложений был опробован каждый из выделенных в разрезе слоев, всего проанализировано 37 образцов. Методом рентгеновского дифракционного анализа (XRD) в отложениях установлены кварц, полевые шпаты (плагиоклаз и калиевый полевой шпат), глинистые минералы (слюда и хлорит), карбонаты, гематит, следы амфибола (рис. 3). Для верхней толщи характерно преобладание кварцевой составляющей (рис. 3, гл. 2.0 м). С глубины 12 м вниз по разрезу доля кварца начинает заметно уменьшаться, при этом содержание полевых шпатов (плагиоклаза и ортоклаза) возрастает (рис. 3, гл. 28.9 м). Глинистые минералы на протяжении всего разреза сложены слюдой (биотитом) и 14 Å-хлоритом. Данные XRD находятся в полном согласии с результатами ИК-спектроскопии и рентгенофлуоресцентного анализа.

Информативными в плане реконструкций природных обстановок являются слои с повышенным содержанием карбонатов. Карбонатные минералы, доля которых может составлять до 15–

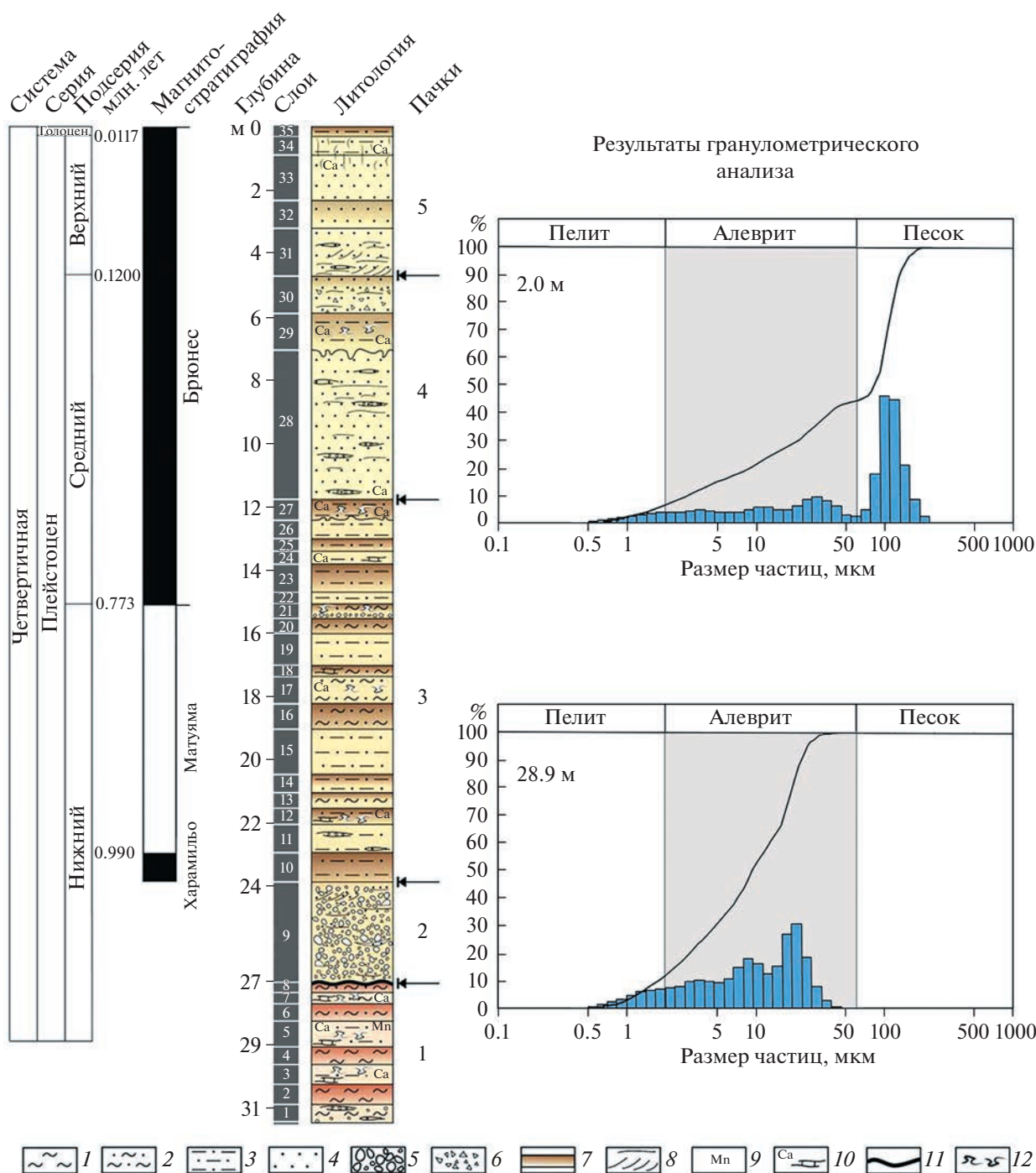


Рис. 2. Литолого-стратиграфическое строение разреза Улан-Жалга и результаты гранулометрического анализа образцов из верхней (глуб. 2.0 м) и нижней (глуб. 28.9 м) толщ. Условные обозначения: 1 – глины, 2 – суглинки, 3 – супеси, 4 – пески, 5 – гравий, 6 – дресва, 7 – почвы, 8 – характер слоистости, 9 – повышенное содержание марганца, 10 – повышенное содержание карбонатов, 11 – поверхность размыва, 12 – криогенные нарушения.

17% от минерального состава образца, сложены безводными тригональными разновидностями: Mg-кальцитами разной степени магнезиальности, кальцитом CaCO_3 , и Ca-избыточными доломитами $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ в переменных соотношении.

Диагностика карбонатов кальцит-доломитового ряда методом XRD-анализа проводилась нами по наиболее интенсивным у тригональных карбонатов отражениям $hkl = 104$ в области углов $29\text{--}31^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha$ (рис. 4). Значения межплоскост-

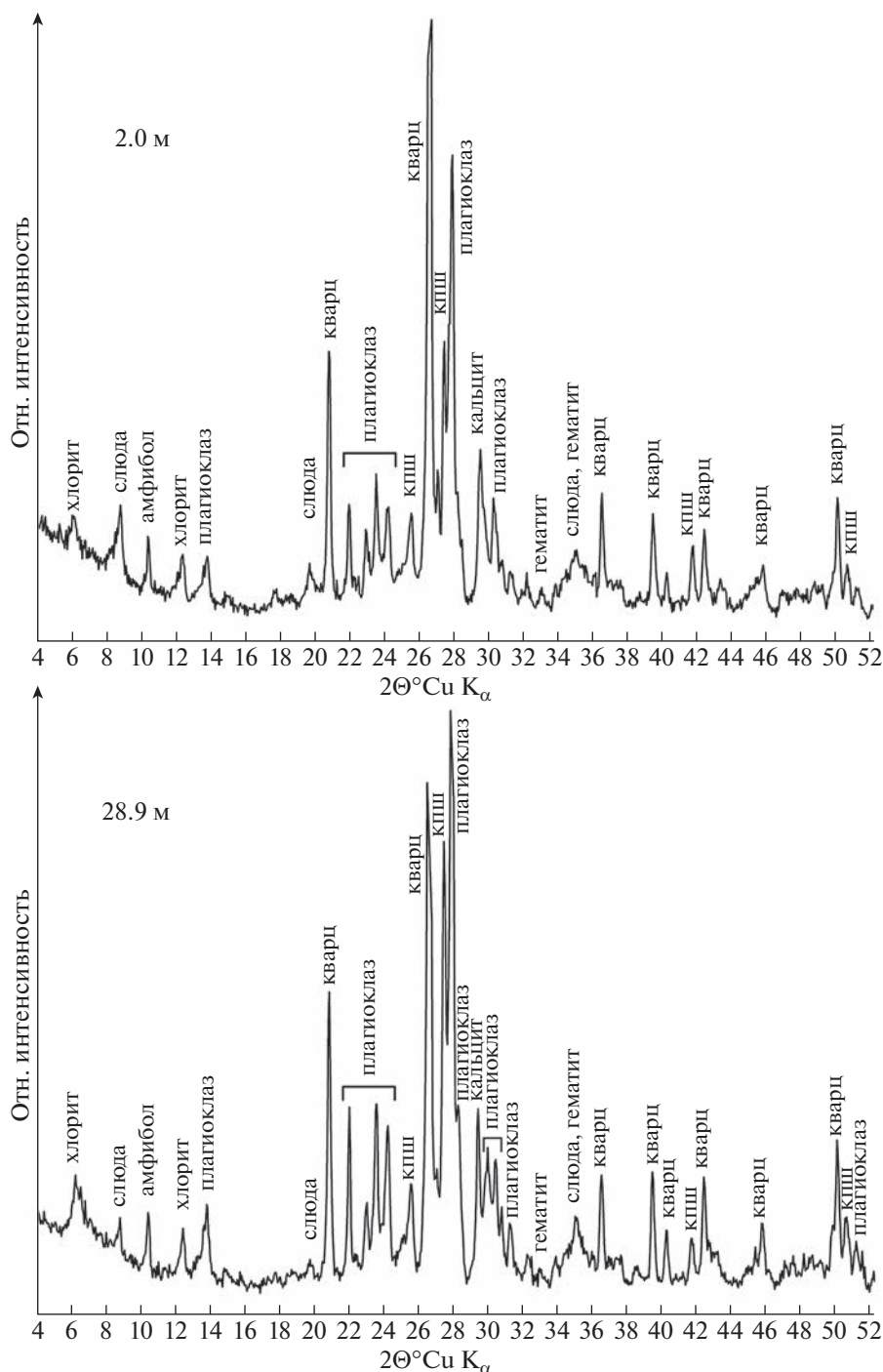


Рис. 3. Типичные дифрактограммы образцов отложений из верхней (глуб. 2.0 м, слой 33) и нижней (глуб. 28.9 м, слой 4) толщ разреза субаэраль-склоновых отложений Улан-Жалга (Западное Забайкалье).

ных расстояний d_{104} располагаются в интервале от 3.036 Å (кальцит) до 2.887 Å (стехиометрический доломит) и служат мерой магнезиальности [7].

По величине d_{104} мы делим карбонаты ряда кальцит-доломит на три группы: 1) низкомагнезиальные кальциты с содержанием MgCO_3 в

структуре <4–5 мол. % ($3.036 \text{ Å} > d_{104} > 3.02 \text{ Å}$); 2) промежуточные магнезиальные кальциты с 5–18 мол. % MgCO_3 в структуре ($3.02 \text{ Å} > d_{104} > 2.98 \text{ Å}$); 3) высокомагнезиальные кальциты с содержанием 18–43 мол. % MgCO_3 ($2.98 \text{ Å} > d_{104} > 2.91 \text{ Å}$). Са-избыточные доломиты, в структуре которых избыток CaCO_3 может достигать 7 мол. % относи-

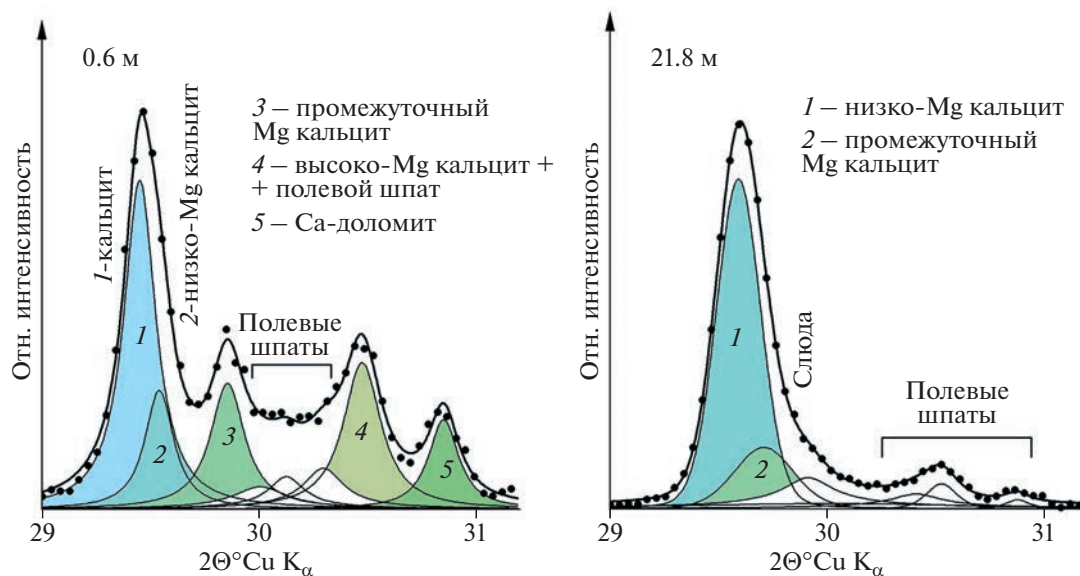


Рис. 4. Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей карбонатов из отложений верхней толщи – глубина 0.6 м, и нижней толщи – глубина 21.8 м разреза Улан-Жалга. Точки – экспериментальные дифрактограммы типичных образцов; сплошные линии – интегрированные модели. Цветные пики – вклады отдельных карбонатных фаз в общую дифракционную картину. Отчетливо видно хорошее совпадение интегрированных моделей (сплошная линия) и экспериментальных дифрактограмм (точки). Примечания. Сумма карбонатных минералов в образце принята за 100%. При съемке XRD-профилей в качестве внутреннего стандарта использовался Si металлический ($d_{100} = 3.135 \text{ \AA}$). Условная граница между (низкомагнезиальными + промежуточными кальцитами) и высокомагнезиальными располагается на $30^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha$ ($d_{104} = 2.98 \text{ \AA}$).

тельно доломита *sensu stricto*, характеризуются значениями d_{104} от 2.91 до 2.887 $\text{\AA}$. Для выявления всего набора присутствующих в образцах карбонатных минералов нами использовалось разложение их сложных XRD-профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII. Определение содержания MgCO_3 в карбонатных фазах образцов, записанных на дифрактограммах с высоким разрешением, проводилось по калибровочным графикам зависимости величины d_{104} от содержания мол. % MgCO_3 [8, 9]. Параметры модельных XRD-спектров приведены в табл. 1. Ранее нами было установлено [6] для субаквальных континентальных разрезов, что, в общем случае, сравнительно теплый и влажный климат ведет к образованию в осадках низкомагнезиальных разновидностей кальцитов, а аридизация сопровождается формированием высокомагнезиальных фаз минерала, вплоть до Са-доломитов. Минерало-кристаллохимическое изучение отложений разреза Улан-Жалга показало, что в нижней части разреза преобладают низкомагнезиальные и промежуточные кальциты, в то время как в верхней части, кроме того, присутствуют стехиометрические кальциты, высокомагнезиальные кальциты и Са-избыточные доломиты (рис. 4, табл. 1).

Согласно результатам проведенных исследований, формирование разреза Улан-Жалга отвечает двум крупным этапам осадконакопления,

граница между которыми проходит на глубине около 12 м и четко фиксируется по минералогическим, литологическим, палеонтологическим и другим данным. Впервые на примере разреза субаэральных (эолово-делювиальных) отложений показано, что изменения в составе и структуре аутигенных карбонатных минералов являются следствием климатических изменений в плейстоцене и голоцене.

Нижняя толща образовалась в условиях умеренной интенсивности ветровой деятельности и сравнительно высокой влагообеспеченности, о чем свидетельствуют широкое развитие почвенных горизонтов и присутствие низко-Mg карбонатов. Верхняя толща сформировалась в более холодных и сухих условиях с повышенной динамикой эоловых процессов и характеризуется наличием кальцита, высоко-Mg кальцита и Са-избыточного доломита. В палеоландшафтах этого периода доминирующими становятся сухие степи, полупустынные и пустынные участки. Погребенные почвы верхней части разреза значительно менее развиты и нарушены криогенными процессами. Следует отметить, что двучленное строение четвертичных субаэральных отложений Западного Забайкалья отмечается и в упомянутом выше разрезе Тологой. В работе [10], на основании литологических, петро- и палеомагнитных данных разрез Тологой подразделяется на 2 толщи, граница между которыми проходит на глуби-

Таблица 1. Параметры модельных XRD-профилей карбонатов образцов верхней и нижней толщ разреза Улан-Жалга, представленных на рис. 4

Глубина	Карбонаты	№ линии	$2\theta^\circ \text{CuK}\alpha$	$d, \text{\AA}$	Содержание	
					фазы, %	MgCO_3 , мол. %
Верхняя толща, 0.6 м	Кальцит	1	29.451	3.036	40	0
	Низко-Mg кальцит	2	29.541	3.025	13	4.5
	Промежуточный Mg кальцит	3	29.855	2.994	16	14
	Высоко-Mg кальцит	4	30.476	2.935	21	33
	Са-избыточный доломит	5	30.851	2.900	10	44
Нижняя толща, 21.8 м	Низко-Mg кальцит	1	29.592	3.020	76	4.0
	Промежуточный Mg кальцит	2	29.768	3.003	24	10

не 9 м, при этом нижняя толща сформировалась в относительно теплых и влажных обстановках, а верхняя — в более суровых, засушливых природных условиях.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400243-9), ГИН СО РАН (№ FWSG-2021-0003) и ИГХ СО РАН (№ 0284-2021-0003) при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, а также РФФ (№ 19-17-00216, литолого-стратиграфические, геоморфологические, петро- и палеомагнитные исследования). Основные аналитические работы проведены в ЦКП “Многоэлементных и изотопных исследований” ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (г. Иркутск), грант № 075-15-2021-682.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 791 с.
2. Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Изд-во “Гео”, 2012. 477 с.
3. Иванова В.В., Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Алексеева Н.В., Филинов И.А., Кузьмин М.И. Опорный разрез Тологой (верхний кайнозой, Забайкалье): реконструкция условий и особенностей осадконакопления // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. Вып. 12. С. 1672–1691.
4. Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Хензыхенова Ф.И., Филинов И.А., Намзалова О.Д.-Ц., Нечаев И.О. Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье // ДАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 48–52.
5. Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Solotchina P.A., Zhdanova A.N. Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core // Quatern. Intern. 2009. V. 205. P. 38–52.
6. Солотчина Э.П., Солотчин П.А. Состав и структура низкотемпературных природных карбонатов кальцит-доломитового ряда // Журнал структурной химии. 2014. Т. 55. № 4. С. 814–820.
7. Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates / Ed. R.J. Reeder. Carbonates: mineralogy and chemistry // Rev. Miner. Geochem. Miner. Soc. America. Washington. 1983. V. 11. P. 265–299.
8. Goldsmith J.R., Graf D.L. Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates // Amer. Miner. 1958. V. 43. P. 84–101.
9. Deelman J.C. Low-temperature formation of dolomite and magnesite. Open-access e-book, 2011. 512 p. <http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html>.
10. Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Щетников А.А., Ербаева М.А., Филинов И.А. Новые петро- и палеомагнитные данные по четвертичным отложениям опорного разреза Тологой (Западное Забайкалье) и их палеоклиматическое значение // Физика Земли. 2020. № 3. С. 112–133.

MINERALOGY OF CONTINENTAL SEDIMENTS FROM THE ULAN-ZHALGA KEY SECTION (WESTERN TRANSBAIKALIA): RESPONSE TO QUATERNARY CLIMATIC CONDITIONS

E. P. Solotchina^{a, #}, M. A. Erbajeva^b, A. A. Shchetnikov^{c, d, e}, Academician of the RAS M. I. Kuzmin^d, P. A. Solotchin^a, and A. N. Zhdanova^a

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

^b*N.L. Dobretsov Geological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*

^c*Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^d*A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^e*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: solot@igm.nsc.ru*

We present the results of studying the material composition of Quaternary subaerial-slope sediments of the new key section Ulan-Zhalga (Western Transbaikalia) with a thickness of about 30 m. The research methods include X-ray diffractometry (XRD), infrared spectroscopy, laser grain size analysis, elemental analysis. Quartz, feldspar, clay minerals, carbonates, hematite and traces of amphibole were found in the mineral composition of the studied sediments. For the first time the composition and structure of carbonate minerals were shown as a reliable indicator of climatic changes in the Pleistocene and Holocene for the subaerial section. For correct identification and determination of quantitative ratios of carbonates the mathematical modeling of their XRD patterns by the Pearson VII function was used. It has been established that the structure of the section involves two thick sequences differing in lithological and mineralogical features corresponding to two major stages of sedimentation. The lower sequence was formed under conditions of moderate wind activity and relatively high humidity as evidenced by the widespread development of soil horizons and the presence of low-Mg carbonates. The upper sequence, formed under colder and drier conditions with increased dynamics of aeolian processes is characterized by the presence of calcite, high-Mg calcite and excess-Ca dolomite.

Keywords: subaerial sediments, XRD analysis, carbonates, quartz, feldspars, Quaternary period, Western Transbaikalia

УДК 549.752.13+548.736.5+551.231 (571.66)

НОВАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ ХЛАДНИИТА ИЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЭКСГАЛЯЦИЙ. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ ХЛАДНИИТА

© 2023 г. Член-корреспондент РАН И. В. Пеков^{1,*}, Н. В. Зубкова¹, А. А. Агаханов², А. Г. Турчкова¹, Е. С. Житова³, академик РАН Д. Ю. Пуцаровский¹

Поступило 20.06.2023 г.

После доработки 28.06.2023 г.

Принято к публикации 04.07.2023 г.

В эксгальциях активной фумаролы Арсенатной (вулкан Толбачик, Камчатка) установлена новая, необычная по химическому составу разновидность редкого фосфата из группы филловита — хладниита, обогащенная As^{5+} и лишенная Fe. Она входит в состав высокотемпературного (500–750°C) парагенезиса с кальцийохиллеритом, фторапатитом, метатенардитом, диопсидом, энстатитом, форстеритом и гематитом. Это новый генетический тип для минералов группы филловита. Решена кристаллическая структура толбачинского хладниита, $R1 = 4.32\%$. Минерал тригональный, $R-3$, $a = 14.9831(2)$, $c = 42.8050(7)$ Å, $V = 8322.1(3)$ Å³. Структурная формула: $M^{13}(Na_{0.56}\square_{0.44})_2^{M^{21}}(Na_{0.81}Ca_{0.19})_2^{M^{31}}(Na_{0.97}\square_{0.03})_6^{M^{12}}(Ca_{0.64}Na_{0.36})_6^{M^{11}}Mn^{M^2}(Mg_{0.54}Ca_{0.46})^{M^{3-9}}Mg_{30}^{M^{10}}(Mg_{0.94}Ca_{0.06})_6^{M^{11}}Mg_6(P_{33.53}As_{2.47})O_{144}$ ($Z = 3$). На материале всех находок хладниита в метеоритах и земных объектах разных генетических типов обсуждаются его кристаллохимические особенности и их связь с обстановками образования.

Ключевые слова: хладниит, группа филловита, фосфат, кристаллическая структура, фумарольные эксгальциации, вулкан Толбачик

DOI: 10.31857/S2686739723601485, EDN: WHMDIJ

Хладниит — минерал с идеализированной формулой $Na_3CaMg_{11}[PO_4]_9$ — относится к группе филловита, куда также входят филловит $Na_3CaMn_{11}^{2+}[PO_4]_9$, джонсомервиллит $Na_3CaFe_{11}^{2+}[PO_4]_9$ и галилейит $Na_3Fe^{2+}Fe_{11}^{2+}[PO_4]_9$. Все эти изоструктурные фосфаты тригональные, пространственная группа $R-3$, $a = 14.9–15.3$, $c = 41.7–43.3$ Å [1–8]. Такая запись их формул, с 36 атомами O на формулу ($Z = 12$), утверждена Международной минералогической ассоциацией лишь в 2021 г. после принятия новой номенклатуры группы филловита [8], исходно же хладниит был описан в 1994 г. с формулой $Na_2CaMg_7[PO_4]_6$ ($Z = 18$) [3]. Также отметим, что сторнесит-(Y),

охарактеризованный в 2006 г. в качестве нового минерала группы филловита с формулой $(Y,Ca)\square_2Na_6(Ca,Na)_8(Mg,Fe)_{43}(PO_4)_{36}$ ($Z = 3$) [6], был при разработке этой номенклатуры отнесен к редкоземельной разновидности хладниита и, соответственно, дискредитирован как самостоятельный минеральный вид [8].

Хладниит сначала был обнаружен в метеоритах — железных [3] и каменных [9], а затем и на Земле — в метаморфических породах [6] и в обогащенных фосфатами гранитных пегматитах [7, 8]. Химический состав образцов хладниита из объектов разного генезиса заметно различается (табл. 1).

Новая, необычная по химическому составу разновидность хладниита обнаружена нами в составе высокотемпературных фумарольных эксгальций на вулкане Толбачик (Камчатка), а именно в фумароле Арсенатной на Втором шлаковом конусе Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975–1976 гг. Эта крупная активная фумарола окислительного типа, получившая известность благодаря уникальному разнообразию и своеобразию эксгальционных минералов, охарактеризована, в т.ч. в аспекте минералого-геохимической зонально-

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

²Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук, Москва, Россия

³Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

*E-mail: igorpekov@mail.ru

Таблица 1. Химический состав хладниита из метеоритов (1–3) и земных объектов (4–7)

№	1	2	3	4	5	6	7
мас. %							
Na ₂ O	6.6	6.75	7.14	5.62	5.53	5.04	6.51 (6.19–6.81)
CaO	6.59	3.87	6.65	5.52	4.88	5.66	6.07 (5.82–6.45)
MgO	33.5	19.8	29.86	11.56	9.42	23.16	33.31 (32.68–33.87)
MnO	0.30	8.61	1.37	14.42	13.96	0.24	1.33 (1.11–1.52)
FeO	2.2	14.4	5.11	17.37	15.98	15.55	—
Fe ₂ O ₃					5.53		—
Y ₂ O ₃						1.43	—
SiO ₂	0.59	—	0.63			0.02	—
P ₂ O ₅	49.9	46.4	48.74	45.29	44.02	48.11	45.54 (44.86–46.65)
As ₂ O ₅							7.58 (6.38–8.37)
Сумма	99.68	99.89*	100.05*	100.15*	99.35*	99.53*	100.34
число атомов на формулу (а.ф.), рассчитанную на 36 атомов кислорода (Z = 12)							
Na	2.67	2.99	2.94	2.59	2.58	2.17	2.67
Ca	1.48	0.95	1.52	1.41	1.26	1.35	1.38
Mg	10.44	6.73	9.47	4.10	3.38	7.68	10.52
Mn	0.05	1.66	0.25	2.90	2.85	0.05	0.24
Fe ²⁺	0.38	2.75	0.91	3.45	3.22	2.89	—
Fe ³⁺					1.00		—
Y						0.17	—
Si	0.12	—	0.13			—	—
P	8.83	8.96	8.78	9.11	8.97	9.05	8.17
As							0.84
ΣM	15.02	15.09	15.18	14.51	14.30	14.33	14.81
ΣT	8.95	8.96	8.91	9.11	8.97	9.06	9.01

1 – железный метеорит Карлтон, Техас, США [3]; 2 – каменный метеорит GRA 95209, Вост. Антарктика [9]; 3 – железный метеорит Эльга, Якутия [10]; 4 – гранитный пегматит Таблада I, Кордоба, Аргентина [7]; 5 – гранитный пегматит Сапукайя, Минас Жерайс, Бразилия [8]; 6 – парагнейс, Ларсманн Хиллс, Вост. Антарктика: “сторнесит-(Y)” [6]; 7 – фумарола Арсенатная, вулкан Толбачик, Камчатка: наши данные (среднее по 13 анализам, в скобках – разброс значений). *В сумму анализа входят также (мас. %): 2 – NiO 0.06 (= 0.01 а.ф. Ni); 3 – TiO₂ 0.55 (= 0.09 а.ф. Ti); 4 – ZnO 0.37 (= 0.06 а.ф. Zn); 5 – K₂O 0.01, Al₂O₃ 0.02 (= 0.01 а.ф. Al); 6 – SrO 0.02, Yb₂O₃ 0.24 (= 0.02 а.ф. Yb), UO₂ 0.01, SO₃ 0.05 (= 0.01 а.ф. S). ΣM – сумма всех катионов металлов, ΣT = P + As + Si + S. Прочерк означает содержание компонента ниже предела обнаружения, пустая ячейка – нет данных.

сти, в [11]. Несмотря то что после окончания БТТИ прошло почти полвека, многочисленные фумаролы Второго конуса остаются активными, и температура газа, регулярно измерявшаяся нами в период 2012–2022 гг., в них достигает 500°C.

Хладниит найден в июле 2017 г в глубокой (около 3 м от дневной поверхности) наиболее горячей зоне фумаролы Арсенатной, в богато минерализованных полостях, где температура в момент отбора проб составляла 450–480°C. Этот минерал образует бесцветные водяно-прозрачные со стеклянным блеском изометричные или вытянутые кристаллы размером до 0.5 мм (рис. 1 а) и их ажурные сростки до 2 мм. Кристаллы хладниита

(класс симметрии –3) образованы гранями двух гексагональных призм, нескольких ромбоэдров и пинакоида. Степень их совершенства разная – от достаточно четких многогранников (рис. 1 б) до грубых, иногда округлой формы индивидов. Они нарастают на стенки полостей, сложенные базальтовым шлаком, переработанным фумарольными газами. С хладниитом в составе эксгальационных инкрустаций тесно ассоциируют P-содержащий кальцийохиллерит NaCaMg₃[(As,P)O₄]₃, As-содержащий фторапатит Ca₅[(P,As)O₄]₃F, метатенардит, диопсид, энстатит, форстерит и гематит.

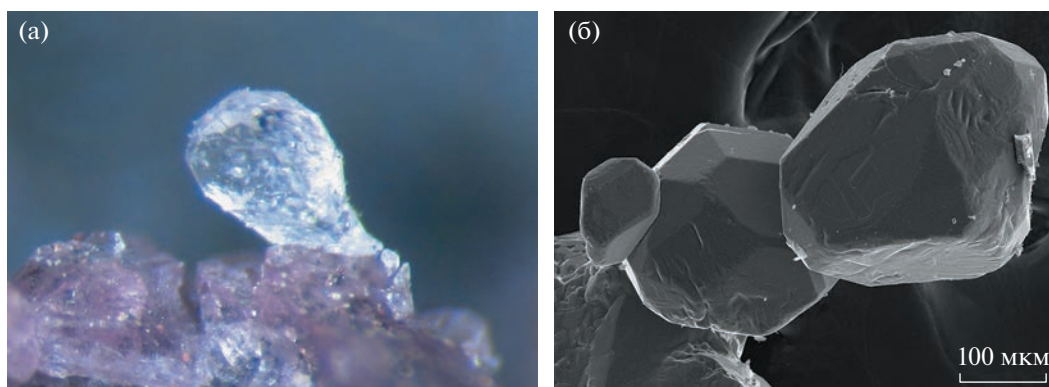


Рис. 1. Кристаллы хладниита из фумаролы Арсенатной (Толбачик): а — бесцветный кристалл размером 0.5 мм с бледно-сиреневым кальцийохиллеритом (фото: И.В. Пеков и А.В. Касаткин); б — сросток кристаллов (СЭМ-изображение во вторичных электронах).

Химический состав толбачинского хладниита определен электронно-зондовым методом на микроанализаторе JEOL 733 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 10 нА. Стандарты: Na — альбит, Mg — хромит, Ca — волластонит, Mn — Mn, P — LaPO_4 , As — InAs. Содержания остальных элементов с атомными номерами >8 оказались ниже пределов обнаружения. Состав нашего образца приведен в табл. 1 (ан. 7) в сравнении с составами хладниита из других объектов. Все эмпирические формулы в табл. 1 рассчитаны по единой схеме в соответствии с действующей номенклатурой группы филловита [8].

Рентгеновское исследование монокристалла толбачинского хладниита выполнено на дифрактометре Xcalibur S CCD для полной сферы обратного пространства. Кристаллическая структура минерала определена и уточнена в программном комплексе SHELX [12] с использованием структурной модели филловита [2] в качестве исходной. Кристаллографические характеристики, данные монокристалльного эксперимента и параметры уточнения структуры приведены в табл. 2, координаты атомов, параметры атомных смещений, кратность и заселенность позиций — в табл. 3, межатомные расстояния — в табл. 4. Атомные позиции обозначены буквами *M* (катионы металлов), *P* (тетраэдрически координированные компоненты) и *O* (атомы кислорода), согласно [8]. По результатам уточнения структуры получена кристаллохимическая формула ($Z = 3$): $M^{13}(\text{Na}_{0.56}\square_{0.44})_2^{M^{21}}(\text{Na}_{0.81}\text{Ca}_{0.19})_2^{M^{31}}(\text{Na}_{0.97}\square_{0.03})_6^{M^{12}}(\text{Ca}_{0.64}\text{Na}_{0.36})_6^{M^1}\text{Mn}^{M^2}(\text{Mg}_{0.54}\text{Ca}_{0.46})^{M^{3-9}}\text{Mg}_{30}^{M^{10}}(\text{Mg}_{0.94}\text{Ca}_{0.06})_6^{M^{11}}\text{Mg}_6(\text{P}_{33.53}\text{As}_{2.47})\text{O}_{144}$. Она хорошо соответствует электронно-зондовым данным (ан. 7 в табл. 1).

Атомная структура хладниита (рис. 2) топологически идентична структурам других членов

группы филловита. Различия между ними заключаются в характере и степени заселенности позиций, а также в конфигурации *M*-центрированных полиэдров. Структурные особенности филловитоподобных соединений подробно описаны в [2] с использованием схемы гексагональной мозаики из полиэдрических стержней, предложенной П.Б. Муром [13]. В этих структурах выделяются три типа вытянутых вдоль оси *c* стержней (I, II и III) из полиэдров *M*-катионов и тетраэдров PO_4 ; стержни I и III разорванные, т.е. содержат вакансии (рис. 3). Как и у других структурно изученных образцов минералов группы филловита, у толбачинского хладниита стержень I состоит из соединенных по общим граням *M*-полиэдров и вакансий ($\square$) в последовательности $^{\text{VI}}M1-\square-^{\text{VI}}M3-^{\text{VI}}M13-^{\text{IX}}M21-^{\text{VI}}M4-^{\text{VI}}M5-\square-^{\text{VI}}M2-\square-^{\text{VI}}M5-^{\text{VI}}M4-^{\text{IX}}M21-^{\text{VI}}M13-^{\text{VI}}M3-\square$ (римскими цифрами обозначены координационные числа *M*-катионов). Стержень II сформирован из соединенных через общие ребра и вершины *M*-полиэдров в последовательности $^{\text{VIII}}M12-^{\text{V}}M9-^{\text{VII}}M31-^{\text{VI}}M8-^{\text{VIII}}M12-^{\text{V}}M9-^{\text{VII}}M31-^{\text{VI}}M8-^{\text{VIII}}M12-^{\text{V}}M9-^{\text{VII}}M31-^{\text{VI}}M8$, а стержень III объединяет тетраэдры $(\text{P,As})\text{O}_4$ (в него входят все шесть кристаллографически неэквивалентных тетраэдров *P*: см. табл. 3), *M*-полиэдры и вакансии в последовательности $\text{P6}-^{\text{V}}M11-\text{P4}-^{\text{VI}}M6-\text{P1}-\square-\text{P5}-^{\text{VI}}M7-\text{P2}-\square-^{\text{VI}}M10-\text{P3}-\square$.

Ранее были структурно исследованы четыре образца хладниита [4, 6–8]. Они представляют его различные химические разновидности, по составу отвечающие ан. 1, 4, 5 и 6 в табл. 1. В табл. 5 мы привели сравнительные данные по заселенности позиций *M* во всех пяти структурно изученных образцах хладниита. Сравнить заселение позиций *P* смысла нет, поскольку для нашего образца эта информация дана в табл. 3, а во всех ранее исследованных образцах позиции *P* заняты, по сути,

Таблица 2. Кристаллографические характеристики, данные монокристалльного эксперимента и параметры уточнения структуры толбачинского хладниита

Формула (из структурных данных)	$\text{Na}_{10.71}\text{Ca}_{5.05}\text{Mg}_{42.18}\text{Mn}_{1.00}(\text{P}_{33.53}\text{As}_{2.47})\text{O}_{144}$
Формульный вес	5056.58
Температура, К	293 (2)
Излучение и длина волны, Å	MoK α ; 0.71073
Сингония, пространственная группа, Z	Тригональная, $R\bar{3}$, 3
Параметры элементарной ячейки, Å	$a = 14.9831$ (2) $c = 42.8050$ (7)
V , Å ³	8322.1 (3)
Расчетная плотность, г/см ³	3.027
Коэффициент поглощения μ , мм ⁻¹	2.037
F_{000}	7459
Размеры кристалла, мм	0.10 × 0.11 × 0.13
Поправка на поглощение	мультискан
$\theta_{\text{мин}} / \theta_{\text{макс}}$, град	2.719 / 28.282
Интервалы сканирования	$-19 \leq h \leq 19, -19 \leq k \leq 19, -57 \leq l \leq 57$
Число измеренных рефлексов	48884
Число независимых рефлексов	4584 ($R_{\text{int}} = 0.0653$)
Число независимых рефлексов [$I > 2\sigma(I)$]	4254
Метод уточнения	МНК по F^2
Число уточняемых параметров	374
R [$I > 2\sigma(I)$]	$R1 = 0.0432, wR2^* = 0.0663$
R (по всем данным)	$R1 = 0.0499, wR2^* = 0.0682$
GoF	1.242
$\Delta\rho_{\text{макс/мин}}$, е/Å ³	0.80/−0.95

$$^*w = 1/[\sigma^2(F_o^2) + (0.0098P)^2 + 58.1670P]; P = \{[\max \text{ of } (0 \text{ or } F_o^2)] + 2F_c^2\}/3.$$

только атомами фосфора. Из табл. 5 видно, что крупные катионы (Na^+ , Ca^{2+} , REE^{3+} и наиболее крупный из среднеразмерных — Mn^{2+}) концентрируются в первую очередь в позициях $M31$, $M21$, $M12$, $M13$ и $M1$, причем полиэдр $M13$ демонстрирует явную тенденцию к вакансионности. Исключением в какой-то мере можно считать образец из гранитного пегматита Сапукайя в Бразилии [8], где в позициях $M13$ и $M1$, наоборот, преобладает самый малый катион Mg^{2+} , а в $M4$ — крупный Na^+ . Такая инверсия может быть следствием искажения структуры в результате вхождения в минерал необычно большого общего количества Fe и Mn. В группе позиций $M2$ – 11 наиболее изоморфно емкими в отношении катионов крупнее Mg^{2+} можно считать $M2$, $M6$ – 7 и $M9$ – 11 .

Из табл. 1 видны две главные индивидуальные особенности химического состава толбачинского фузарольного хладниита — значительное обогащение As, замещающим P, и отсутствие примеси Fe. Это позволяет выделить новую безжелезистую

мышьяксодержащую разновидность минерала. Надо отметить, что в части катионов металлов (M) наш образец ближе к идеальной формуле $\text{Na}_3\text{CaMg}_{11}[\text{PO}_4]_9$, чем хладниит из всех ранее известных для этого минерала объектов: суммарное содержание примесей в M -позициях (т.е. любых M -катионов, кроме Na, Ca и Mg) в нем наименьшее. Эти примеси представлены в толбачинском хладниите только Mn (1.3 мас. % MnO), обособившимся в позиции $M1$ (табл. 1, 3 и 5).

Широкий изоморфизм между P^{5+} и As^{5+} характерен для многих минералов высокотемпературных парагенезисов толбачинских фузарол окислительного типа. Он зафиксирован здесь у представителей структурных типов апатита, титанита, вагнерита — см. обзор в [14]. В нашем случае интересно сравнить распределение P и As между тесно ассоциирующими (рис. 1а) и, судя по их взаимоотношениям, одновременно кристаллизовавшимися P-содержащим арсенатом кальцийохиллеритом $\text{NaCaMg}_3[(\text{As},\text{P})\text{O}_4]_3$ и As-содержащим фосфатом

Таблица 3. Координаты и эквивалентные параметры смещений (U_{eq} , Å²) атомов, заселенность (s.o.f.) и кратность (Q) позиций в структуре толбачинского хладниита

Позиция	x	y	z	U_{eq}	s.o.f.	Q
M1	0.0	0.0	0.0	0.0019(2)	Mn _{1.00}	3
M2	0.0	0.0	0.5	0.0068(7)	Mg _{0.54(2)} Ca _{0.46(2)}	3
M3	0.0	0.0	0.10402(4)	0.0092(4)	Mg _{1.00}	6
M4	0.0	0.0	0.32485(4)	0.0087(3)	Mg _{1.00}	6
M5	0.0	0.0	0.39635(4)	0.0097(4)	Mg _{1.00}	6
M6	0.43132(8)	0.25383(8)	0.05191(2)	0.0113(2)	Mg _{1.00}	18
M7	0.11221(8)	0.57469(9)	0.03883(2)	0.0133(2)	Mg _{1.00}	18
M8	0.00275(8)	0.32325(8)	0.08160(2)	0.0079(2)	Mg _{1.00}	18
M9	0.25978(8)	0.32750(8)	0.08609(2)	0.0075(2)	Mg _{1.00}	18
M10	0.57631(9)	0.08057(8)	0.12418(3)	0.0173(4)	Mg _{0.940(9)} Ca _{0.060(9)}	18
M11	0.22464(9)	0.11063(9)	0.13516(3)	0.0201(3)	Mg _{1.00}	18
M12	0.26710(6)	0.29378(6)	0.00023(2)	0.0141(3)	Ca _{0.642(8)} Na _{0.358(8)}	18
M13	0.0	0.0	0.17628(9)	0.0134(13)	Na _{0.559(10)}	6
M21	0.0	0.0	0.24680(5)	0.0199(8)	Na _{0.811(15)} Ca _{0.189(15)}	6
M31	0.07871(12)	0.42914(12)	0.16524(3)	0.0215(5)	Na _{0.970(6)}	18
P1	0.18953(5)	0.43443(5)	0.02798(2)	0.0041(2)	P _{0.959(3)} As _{0.041(3)}	18
P2	0.53166(5)	0.11541(5)	0.03808(2)	0.0052(2)	P _{0.963(3)} As _{0.037(3)}	18
P3	0.54602(5)	0.09218(5)	0.19939(2)	0.0069(2)	P _{0.880(3)} As _{0.120(3)}	18
P4	0.22049(5)	0.12694(5)	0.21050(2)	0.0082(2)	P _{0.918(3)} As _{0.082(3)}	18
P5	0.22395(5)	0.46069(5)	0.22280(2)	0.0053(2)	P _{0.919(3)} As _{0.081(3)}	18
P6	0.46773(5)	0.21493(5)	0.27830(2)	0.0073(2)	P _{0.949(3)} As _{0.051(3)}	18
O1	0.16194(16)	0.38256(16)	−0.00461(5)	0.0105(4)	O _{1.00}	18
O2	0.25342(17)	0.55422(16)	0.02566(5)	0.0127(4)	O _{1.00}	18
O3	0.25529(17)	0.39725(17)	0.04559(5)	0.0129(5)	O _{1.00}	18
O4	0.08795(16)	0.41008(17)	0.04439(5)	0.0127(5)	O _{1.00}	18
O5	0.45555(16)	0.13013(16)	0.05876(5)	0.0123(4)	O _{1.00}	18
O6	0.55428(17)	0.03310(17)	0.05076(5)	0.0140(5)	O _{1.00}	18
O7	0.63883(16)	0.21713(16)	0.03847(5)	0.0109(4)	O _{1.00}	18
O8	0.48914(18)	0.09298(17)	0.00463(5)	0.0145(5)	O _{1.00}	18
O9	0.54310(17)	0.03150(17)	0.16981(5)	0.0151(5)	O _{1.00}	18
O10	0.63619(17)	0.20551(17)	0.19844(5)	0.0158(5)	O _{1.00}	18
O11	0.44108(17)	0.09176(17)	0.20202(5)	0.0136(5)	O _{1.00}	18
O12	0.54856(17)	0.03495(17)	0.22982(5)	0.0136(5)	O _{1.00}	18
O13	0.2373(2)	0.0844(2)	0.18007(6)	0.0319(7)	O _{1.00}	18
O14	0.12780(17)	0.14360(18)	0.20868(6)	0.0180(5)	O _{1.00}	18
O15	0.89277(16)	0.23562(16)	0.11435(5)	0.0120(4)	O _{1.00}	18
O16	0.19575(18)	0.04031(17)	0.23535(5)	0.0174(5)	O _{1.00}	18
O17	0.26663(18)	0.52752(18)	0.19388(5)	0.0175(5)	O _{1.00}	18
O18	0.10209(16)	0.39550(17)	0.22111(5)	0.0128(5)	O _{1.00}	18
O19	0.25454(17)	0.37565(17)	0.22366(5)	0.0129(5)	O _{1.00}	18
O20	0.25269(16)	0.52438(16)	0.25364(5)	0.0112(4)	O _{1.00}	18
O21	0.5310(2)	0.2434(2)	0.24820(7)	0.0329(7)	O _{1.00}	18
O22	0.37674(16)	0.10017(16)	0.27302(5)	0.0131(5)	O _{1.00}	18
O23	0.41992(18)	0.28365(17)	0.28296(5)	0.0153(5)	O _{1.00}	18
O24	0.5236(2)	0.2113(2)	0.30744(7)	0.0320(7)	O _{1.00}	18

Таблица 4. Избранные межатомные расстояния (Å) в структуре толбачинского хладниита

<i>M1</i> – O24	2.290(3) × 6	<i>M9</i> – O18	2.002(2)	<i>M31</i> – O9	2.319(3)
		– O22	2.014(2)	– O17	2.460(3)
<i>M2</i> – O17	2.149(2) × 6	– O3	2.042(2)	– O18	2.505(3)
		– O12	2.080(2)	– O19	2.511(3)
<i>M3</i> – O21	1.965(3) × 3	– O11	2.238(2)	– O9	2.516(3)
– O10	2.179(2) × 3			– O11	2.716(3)
		<i>M10</i> – O14	1.977(2)	– O17	2.730(3)
<i>M4</i> – O7	2.031(2) × 3	– O9	2.058(3)		
– O2	2.096(2) × 3	– O16	2.088(3)	<i>P1</i> – O4	1.545(2)
		– O18	2.119(2)	– O3	1.549(2)
<i>M5</i> – O20	1.985(2) × 3	– O19	2.302(3)	– O1	1.549(2)
– O2	2.193(2) × 3	– O13	2.594(3)	– O2	1.559(2)
<i>M6</i> – O22	2.014(2)	<i>M11</i> – O11	1.962(2)	<i>P2</i> – O6	1.532(2)
– O7	2.056(2)	– O13	1.990(3)	– O8	1.535(2)
– O16	2.059(3)	– O15	2.006(2)	– O5	1.544(2)
– O5	2.080(2)	– O10	2.019(3)	– O7	1.567(2)
– O1	2.125(2)	– O21	2.459(3)		
– O6	2.594(2)			<i>P3</i> – O9	1.547(2)
		<i>M12</i> – O23	2.356(2)	– O10	1.554(2)
<i>M7</i> – O8	1.965(2)	– O1	2.475(2)	– O12	1.570(2)
– O6	1.974(2)	– O1	2.528(2)	– O11	1.573(2)
– O20	2.031(2)	– O3	2.546(2)		
– O4	2.319(2)	– O24	2.550(3)	<i>P4</i> O13	1.525(3)
– O2	2.353(2)	– O8	2.586(2)	<i>P4</i> O14	1.531(2)
– O3	2.374(3)	– O4	2.740(2)	<i>P4</i> O15	1.561(2)
		– O22	2.805(2)	<i>P4</i> O16	1.572(2)
<i>M8</i> – O4	2.049(2)	<i>M13</i> – O14	2.470(3) × 3	<i>P5</i> O17	1.518(2)
– O15	2.059(2)	– O10	2.478(4) × 3	<i>P5</i> O19	1.555(2)
– O23	2.120(2)			<i>P5</i> O20	1.558(2)
– O19	2.120(2)	<i>M21</i> – O7	2.591(3) × 3	<i>P5</i> O18	1.584(2)
– O12	2.157(2)	– O14	2.615(3) × 3		
– O5	2.233(2)	– O16	2.727(2) × 3	<i>P6</i> O24	1.518(3)
				<i>P6</i> O21	1.529(3)
				<i>P6</i> O23	1.533(2)
				<i>P6</i> O22	1.588(2)

хладниитом $\text{Na}_3\text{CaMg}_{11}[(\text{P},\text{As})\text{O}_4]_9$. Эти оксосоли имеют один и тот же набор катионов металлов, но первый относится к структурному типу аллюодита [15], а второй – филловита. Их парагенезис четко указывает на относительное сродство этих структурных типов к As и P соответственно.

Толбачинский хладниит интересен не только необычными химическими особенностями и тем, что здесь найдены крупнейшие обособления это-

го минерала и впервые встречены его хорошо ограненные кристаллы. Вулканические эксгальции – новый генетический тип в целом для минералов группы филловита, находки которых ранее были известны только в метеоритах (все члены группы), гранитных пегматитах (филловит, джонсомервиллит, Fe–Mn-разновидности хладниита) и метаморфических породах (джонсомервиллит, Fe–REE-разновидность хладниита). Фу-

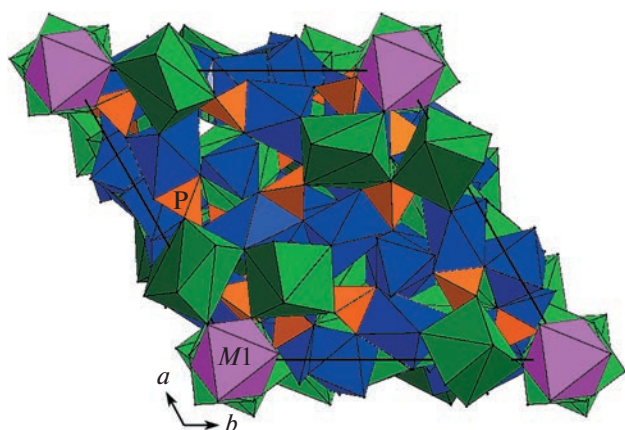


Рис. 2. Кристаллическая структура толбачинского хладниита. Mg-доминантные полиэдры ($M2-11$) синие, Са-доминантный ($M12$) темно-зеленый, Na-доминантные ($M13$, $M21$ и $M31$) светло-зеленые. Жирной черной линией показана элементарная ячейка.

маролы окислительного типа на Толбачике характеризуются сочетанием высоких температуры и фугитивности кислорода с атмосферным давлением. По данным [11], кристаллизация минералов в зоне, где найден хладниит, происходила в

температурном интервале 500–750°C. Именно окислительная среда обусловила главные индивидуальные особенности минерала из этого объекта – существенную примесь As^{5+} и “стерильность” в отношении железа, в отличие от всех других объектов, как земных, так и внеземных, где Fe^{2+} выступает главным примесным компонентом в этом фосфате (табл. 1). Практически все железо в фумарольных инкрустациях, содержащих хладниит, сосредоточено в гематите. В то же время марганец в хладниите двухвалентен, на что четко указывают межатомные расстояния $M1-O$ (табл. 4), т.е. эту обстановку нельзя назвать предельно окислительной. Отметим, что при близких РТ-параметрах, но в резко восстановительной обстановке, в горящем отвале угольной шахты в Копейске (Ю. Урал) образовался техногенный аналог галилейита $Na_3Fe_{12}^{2+}(PO_4)_9$ [16] – члена группы филловита, наиболее богатого Fe^{2+} .

В целом состав хладниита хорошо отражает химизм минералообразующей системы, что уже отмечалось, хотя и на менее представительном, чем сейчас, материале, в [7]. Так, образцы из гранитных пегматитов наиболее богаты одновременно Fe и Mn, из метаморфических пород – обога-

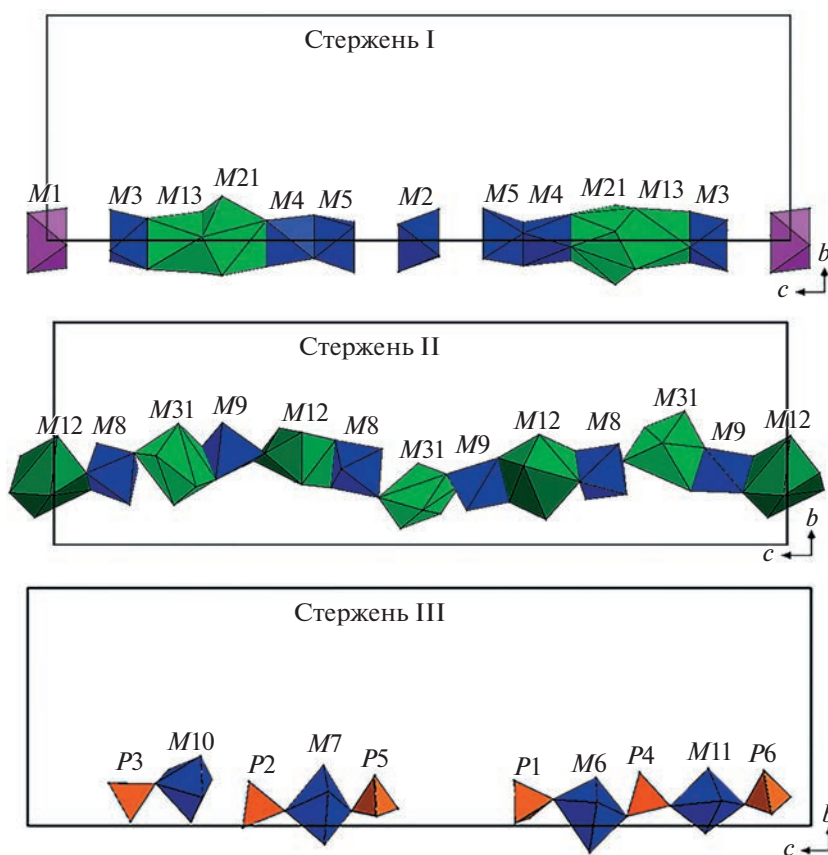


Рис. 3. Полиэдрические стержни в структуре хладниита.

Таблица 5. Распределение катионов по *M*-позициям в структурно изученных образцах хладниита из разных объектов

Позиция	метеорит Карлтон, Техас, США*	парагнейс, Ларсманн Хиллс, Вост. Антарктика	гранитный пегматит Таблада I, Кордоба, Аргентина	гранитный пегматит Сапукайя, Минас Жерайс, Бразилия	фумарола Арсенатная, вулкан Толбачик, Камчатка
<i>M1</i>	Ca _{1.00}	Y _{0.68} Ca _{0.26} Yb _{0.06}	Mn _{0.59} Fe _{0.20} ²⁺ Ca _{0.18} Mg _{0.03}	Mg _{0.60} Mn _{0.40}	Mn _{1.00}
<i>M2</i>	Mg _{1.00}	Fe _{0.51} ²⁺ Mg _{0.49}	Mg _{0.80} Mn _{0.11} Ca _{0.09}	Mn _{0.54} Fe _{0.46} ²⁺	Mg _{0.54} Ca _{0.46}
<i>M3</i>	Mg _{1.00}	Mg _{0.97} Fe _{0.03} ²⁺	Mg _{0.94} Fe _{0.06} ²⁺	Mg _{0.90} Fe _{0.10} ²⁺	Mg _{1.00}
<i>M4</i>	Mg _{1.00}	Mg _{0.97} Fe _{0.03} ²⁺	Mg _{0.92} Fe _{0.08} ³⁺	Na _{0.90} □ _{0.10}	Mg _{1.00}
<i>M5</i>	Mg _{1.00}	Mg _{1.00}	Mg _{0.96} Ca _{0.04}	Mg _{0.70} Fe _{0.30} ³⁺	Mg _{1.00}
<i>M6</i>	Mg _{1.00}	Mg _{0.72} Fe _{0.28} ²⁺	Fe _{0.50} ²⁺ Mg _{0.40} Fe _{0.10} ³⁺	Fe _{0.60} ²⁺ Mg _{0.20} Ca _{0.20}	Mg _{1.00}
<i>M7</i>	Mg _{1.00}	Mg _{0.545} Fe _{0.455} ²⁺	Mn _{0.69} Ca _{0.15} Mg _{0.12} Zn _{0.04}	Mn _{0.50} Mg _{0.40} Fe _{0.10} ²⁺	Mg _{1.00}
<i>M8</i>	Mg _{1.00}	Mg _{0.89} Fe _{0.11} ²⁺	Mg _{0.56} Mn _{0.37} Ca _{0.07}	Mg _{0.50} Fe _{0.50} ²⁺	Mg _{1.00}
<i>M9</i>	Mg _{1.00}	Mg _{0.63} Fe _{0.37} ²⁺	Fe _{0.46} ²⁺ Mg _{0.30} Fe _{0.20} ³⁺ Mn _{0.04}	Mn _{0.50} Fe _{0.30} ²⁺ Mg _{0.20}	Mg _{1.00}
<i>M10</i>	Mg _{1.00}	Mg _{0.79} Fe _{0.21} ²⁺	Mn _{0.68} Fe _{0.20} ²⁺ □ _{0.12}	Mn _{0.80} Mg _{0.20}	Mg _{0.94} Ca _{0.06}
<i>M11</i>	Mg _{1.00}	Mg _{0.67} Fe _{0.33} ²⁺	Fe _{0.71} ²⁺ Mg _{0.29}	Fe _{0.60} ²⁺ Na _{0.20} Fe _{0.10} ³⁺ Ca _{0.10}	Mg _{1.00}
<i>M12</i>	Ca _{0.69} Na _{0.31}	Ca _{0.58} Na _{0.42}	Ca _{0.65} Na _{0.35}	Na _{1.00}	Ca _{0.64} Na _{0.36}
<i>M13</i>	Na _{0.81} □ _{0.19}	□ _{0.94} Na _{0.06}	□ _{0.52} Na _{0.48}	Mg _{0.60} Fe _{0.40} ³⁺	Na _{0.56} □ _{0.44}
<i>M21</i>	Na _{1.00}	Ca _{0.68} Na _{0.32}	Na _{0.60} Mn _{0.25} □ _{0.15}	Na _{0.90} Ca _{0.10}	Na _{0.81} Ca _{0.19}
<i>M31</i>	Na _{1.00}	Na _{1.00}	Na _{0.98} □ _{0.02}	Ca _{0.50} □ _{0.35} Fe _{0.15} ³⁺	Na _{0.97} □ _{0.03}
Источник	[4]	[6]	[7]	[8]	наши данные

* При уточнении структуры существенная примесь Fe (см. табл. 1) была авторами [4] проигнорирована. Судя по значениям параметров атомных смещений, приведенным в этой работе, железо, вероятно, входит в *M2*, а в меньшей степени в *M9*, *M5* и *M7*.

щены Fe и REE (Y), однако обеднены Mn, в метеоритах присутствует высокомагнезиальная, но все равно с ощутимой примесью Fe (а в каменных — еще и Mn) разновидность, тогда как кристаллизовавшийся в фумарольной системе окислительно-го типа хладниит совсем лишен Fe, но содержит As⁵⁺ (табл. 1).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант 19-17-00050.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Livingstone A. Johnsomervilleite, a new transition-metal phosphate mineral from the Loch Quoich area, Scotland // Mineral. Mag. 1980. V. 43. P. 833–836.
2. Araki T., Moore P.B. Fillowite, Na₂Ca(Mn,Fe)₇(PO₄)₆: its crystal structure // Amer. Mineral. 1981. V. 66. P. 827–842.
3. McCoy T.J., Steele I.M., Keil K., Leonard B.F., Endreß M. Chladniite, Na₂CaMg₇(PO₄)₆: A new mineral from the Carlton (IIICD) iron meteorite // Amer. Mineral. 1994. V. 79. P. 375–380.
4. Steele I.M. Crystal structure of chladniite, Na₂CaMg₇(PO₄)₆, from Carlton (IIICD) iron meteorite // 25th Lunar and Planetary Science Conference (LPSC XXV). 1994. P. 1337–1338.
5. Olsen E.J., Steele I.M. Galileiite: A new meteoritic phosphate mineral // Meteorit. Planet. Sci. 1997. V. 32. P. A155–A156.
6. Grew E., Armbruster Th., Medenbach O., Yates M.G., Carson C.J. Stornesite-(Y), (Y,Ca)□₂Na₆(Ca,Na)₈(Mg,Fe)₄₃(PO₄)₃₆, the first terrestrial Mg-dominant member of the fillowite group, from granulite-facies paragneiss in the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica // Amer. Mineral. 2006. V. 91. P. 1412–1424.

7. *Vallcorba O., Casas L., Colombo F., Frontera C., Rius J.* First terrestrial occurrence of the complex phosphate chladniite: crystal-structure refinement by synchrotron through-the-substrate microdiffraction // *Eur. J. Mineral.* 2017. V. 29. P. 287–293.
8. *Hatert F., Grew E.S., Vignola P., Rotiroti N., Nestola F., Keller P., Baijot M., Bruni Y., Franolet A.-M., Dal Bo F., Depret M.* Crystal chemistry and nomenclature of fillowite-type phosphates // *Can. Mineral.* 2021. V. 59. P. 781–796.
9. *Floss C.* Fe,Mg,Mn-bearing phosphates in the GRA 95209 meteorite: Occurrences and mineral chemistry // *Amer. Mineral.* 1999. V. 84. P. 1354–1359.
10. *Litasov K.D., Podgornykh N.M.* Raman spectroscopy of various phosphate minerals and occurrence of tuite in the Elga IIE iron meteorite // *J. Raman Spectr.* 2017. V. 48. P. 1518–1527.
11. *Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Agakhanov A.A., Shchepalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G.* Fumarolic arsenates — A special type of arsenic mineralization // *Eur. J. Mineral.* 2018. V. 30. P. 305–322.
12. *Sheldrick G.M.* Crystal structure refinement with SHELXL // *Acta Cryst.* 2015. V. C71. P. 3–8.
13. *Moore P.B.* Complex crystal structures related to glaserite, $K_3Na(SO_4)_2$: evidence for very dense packings among oxysalts // *Bull. Minéral.* 1981. V. 104. P. 536–547.
14. *Кошлякова Н.Н., Пеков И.В., Вигасина М.Ф., Агаханов А.А., Назарова М.А.* Новый изоморфный ряд вагнерит–арсеновагнерит // *Докл. РАН. Науки о Земле.* 2022. Т. 507. № 1. С. 56–60.
15. *Hatert F.* A new nomenclature scheme for the alluaudite supergroup // *Eur. J. Mineral.* 2019. V. 31. P. 807–822.
16. *Шарыгин В.В.* Фосфатные включения в когените из “черных блоков” террикона шахты 45 г. Копейска, Челябинский угольный бассейн // *Минералогия техногенеза.* 2016. Миасс, 2016. С. 34–54.

A NEW VARIETY OF CHLADNIITE FROM VOLCANIC EXHALATIONS. GENETIC CRYSTAL CHEMISTRY OF CHLADNIITE

**Corresponding Member of the RAS I. V. Pekov^{a, #}, N. V. Zubkova^a, A. A. Agakhanov^b, A. G. Turchkova^a,
E. S. Zhitova^c, and Academician of the RAS D. Yu. Pushcharovskiy^a**

^a*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russian Federation*

^b*Fersman Mineralogical Museum of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation*

[#]*E-mail: igorpekov@mail.ru*

A new, unusual Fe-free and As⁵⁺-enriched variety of chladniite, a rare phosphate of the fillowite group was found in exhalations of the active Arsenatnaya fumarole, Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. It belongs to the high-temperature (500–750°C) paragenesis with calciojohillerite, fluorapatite, metathénardite, diopside, enstatite, forsterite and hematite. This genetic type is novel for fillowite-group minerals. The crystal structure of Tolbachik chladniite is solved, $R1 = 4.32\%$. It is trigonal, $R-3$, $a = 14.9831(2)$, $c = 42.8050(7)$ Å, $V = 8322.1(3)$ Å³. The structural formula is: $M^{13}(Na_{0.56}\square_{0.44})_2^{M^{21}}(Na_{0.81}Ca_{0.19})_2^{M^{31}}(Na_{0.97}\square_{0.03})_6^{M^{12}}(Ca_{0.64}Na_{0.36})_6^{M^{11}}Mn^{M^2}(Mg_{0.54}Ca_{0.46})^{M^{3-9}}Mg_{30}^{M^{10}}(Mg_{0.94}Ca_{0.06})_6^{M^{11}}Mg_6(P_{33.53}As_{2.47})O_{144}$ ($Z = 3$). The crystal chemical features of chladniite and their correlation with mode of occurrence are discussed for all chladniite findings known in meteorites and terrestrial objects of different genetic types.

Keywords: chladniite, fillowite group, phosphate, crystal structure, fumarolic sublimates, Tolbachik volcano

УДК 552.323.6

ЭВОЛЮЦИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАМАФИЧЕСКОГО РАСПЛАВА ТРУБКИ ВИКТОРИЯ (АНАБАРСКИЙ РАЙОН, ЯКУТИЯ): ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ И МИНЕРАЛАХ ОСНОВНОЙ МАССЫ

© 2023 г. А. В. Каргин^{1,2,*}, И. Р. Прокопьев¹, А. Е. Старикова¹,
В. С. Каменецкий³, Ю. Ю. Голубева⁴

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 21.06.2023 г.

Поступило 21.06.2023 г.

После доработки 25.06.2023 г.

Принято к публикации 28.06.2023 г.

Представлены результаты изучения первичных и вторичных расплавных включений в макрокристаллах оливина и минералах основной массы пирокластов монтичеллит-нефелиновых дамтьернитов трубки Виктория, Анабарский алмазоносный район. Полученные результаты были использованы для реконструкции эволюции щелочно-ультрамафического расплава при формировании трубки взрыва. Показано, что исходные расплавы дамтьернитов имели калинатовый карбонатно-силикатный состав, при этом в первичных включениях в оливине К и Na входят в состав исключительно силикатных дочерних фаз, что отличает их по составу от аналогичных включений в оливинах из айлицитов и кимберлитов и подчеркивает более щелочной характер материнских расплавов дамтьернитов. На последующих стадиях эволюции расплава, при формировании трубки, щелочи (Na и K) в изученных включениях входят не только в силикатные дочерние фазы, но также могут образовывать щелочные фосфаты, карбонаты, сульфаты и галогениды, что приводит к образованию щелочно-карбонатных и солевых сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатных расплавов, что сближает эволюцию расплавов дамтьернитов с расплавами айлицитов и карбонатитов, и может служить единым механизмом эволюции щелочно-ультрамафических расплавов. Дальнейшее реакционное взаимодействие флюидной фазы с оливином приводит к образованию монтичеллита и процессам дегазации.

Ключевые слова: ультраосновные лампрофиры, дамтьернит, оливин, расплавные включения, монтичеллит, эволюция щелочно-ультрамафических расплавов

DOI: 10.31857/S2686739723601369, EDN: YICWSCJ

ВВЕДЕНИЕ

Расплавные включения в минералах щелочно-ультрамафических пород могут быть использованы для получения информации о составе материнских мантийных расплавов и их эволюции.

Например, изучение расплавных включений в оливине, в минералах группы шпинели, перовските, монтичеллите, ильмените, флогопите и др. минералах из кимберлитов, позволило дать оценку состава первичного кимберлитового расплава и проследить его эволюцию (обзор в [1]), указываящую на то, что кимберлитовые расплавы генерировались и далее эволюционировали преимущественно в пределах $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{Cl}$ -системы, т.е. представляли собой обогащенные щелочами карбонатитовые/карбонат-хлоридные жидкости. В последнее время данный подход к расшифровке состава и эволюции расплавов применяется для изучения происхождения родственных кимберлитам щелочно-ультрамафических пород — айлицитов и ассоциирующих карбонатитов.

Айлициты — ультрамафические щелочные лампрофиры, состоящие из макрокристов оливи-

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

²Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии Российской
академии наук, Москва, Россия

³Институт экспериментальной минералогии
Российской академии наук, Черноголовка, Россия

⁴Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных и благородных
металлов, Москва, Россия

*E-mail: kargin-igem@mail.ru

на, флогопита, а также основной массы, содержащей первичный карбонат, флогопит, шпинель, ильменит, рутил, перовскит, обогащенный титаном гранат, клинопироксен и апатит [2]. В отличие от кимберлитов, айлики могут широко варьировать по содержанию флогопита и карбонатов, образуя переходные разновидности до карбонатитов [3]. Помимо этого, в ультрамафических щелочных лампрофирах может происходить накопление калинатовой компоненты, что приводит к кристаллизации фельдшпатоидов и/или полевых шпатов в основной массе и формированию дамтьернитов [2]. В этом случае расплавы дамтьернитов можно рассматривать как переходные от ультрамафических щелочных лампрофиров к щелочным лампрофирам и к расплавам, формирующих нефелин-содержащие ультраосновные породы крупных щелочных комплексов.

Первые результаты исследования состава расплавных включений в минералах айликов из щелочно-карбонатитовых комплексов [4–8] показали, что состав дочерних фаз силикатно-карбонатных расплавных включений в оливине тождественен минеральному составу основной массы. При этом составы дочерних фаз включений нередко лежат в начале трендов эволюции пороодообразующих минералов, указывая на ювенильность состава захваченного расплава. Последующая эволюция щелочных расплавов в виде захваченных включений в минералах основной массы лампрофиров показывает наличие отделившейся фракции преимущественно щелочно-карбонатного состава, что впоследствии приводит к формированию солевых флюидов/расплавов сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатного состава.

Изучению расплавных включений в минералах трубок взрыва дамтьернитов ранее практически не уделялось внимание. Однако их исследование может иметь значительный фундаментальный вклад в вопросы петрологии щелочно-ультрамафических пород, в частности в вопросы, связанные с накоплением калинатовой щелочной компоненты в расплавах, приводящее к началу кристаллизации нефелина. Последний вопрос важен с точки зрения перехода щелочно-ультрамафических пород к породам щелочных лампрофиров и нефелин-содержащим ультраосновным породам.

С целью расшифровки эволюции щелочно-ультрамафического расплава дамтьернитов и их взаимосвязи с кимберлитовыми и айликовыми расплавами были изучены полифазные расплавные включения в макрокристаллах оливина, магнетитовой Сг-шпинели и монтичеллите из образца монтичеллит-нефелинового дамтьернита трубки Виктория, Анабарский алмазоносный район.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анабарский алмазоносный район расположен в северной части Якутской алмазоносной провинции в пределах архей-протерозойского Хапчанского террейна на восточном склоне Анабарской антеклизы [9, 10]. В этом районе выделяется несколько полей трубок взрыва и дайковых тел щелочно-ультрамафических пород, в большинстве триасового (231–215 млн лет) и юрского (171–156 млн лет) возрастов [11, 12].

Трубка Виктория расположена в Старореченском поле Анабарского алмазоносного района, в котором преобладают трубки взрыва и дайковые тела щелочно-ультрамафических пород триасового возраста [12]. Породы Старореченского поля показывают широкую вариацию состава по содержанию силикатных (оливин, флогопит, монтичеллит, клинопироксен, нефелин и др.) и карбонатных фаз. Изучение состава оливина, флогопита, а также присутствие нефелина позволило диагностировать породы поля как щелочно-ультрамафические лампрофиры ряда айликов-дамтьернитов [13].

Породы трубки Виктория представлены двумя пирокластическими разновидностями с высоким содержанием макрокристаллов оливина [13]: (1) умеренно карбонатизированный айликит и (2) слабо серпентинизированный монтичеллит-нефелиновый дамтьернит (образец ВК-2147). В последнем случае порода характеризуется высокой степенью сохранности макрокристаллов оливина и минералов основной массы магмакластов и связующего матрикса, что позволило классифицировать породы как дамтьерниты и провести исследование расплавных включений в пороодообразующих минералах.

В образце ВК-2147 макрокристаллы оливина, размером до 2 мм, представлены гипидиоморфными, реже неправильной формы, зернами, и как правило, формируют ядра магмакластов (рис. 1 а). Оливин по краям замещается монтичеллитом (рис. 1 б). Магмакласты, как правило, имеют изометричную форму и микропорфировую структуру: небольшие фенокристаллы оливина (до 0.02 мм) погружены в основную массу размером менее 0.01 мм и состоящую из небольших зерен монтичеллита (около 35 об. %), перовскита, рудных минералов (<5 об. %), апатита, единичных чешуек флогопита (<5 об. %), ксеноморфных зерен нефелина, скрытокристаллических сростков апатита и фельдшпатоидов (рис. 1 в–г). В матриксе дамтьернита, по сравнению с основной массой магмакластов, происходит уменьшение доли рудных минералов и увеличение содержания фельдшпатоидов и апатита.

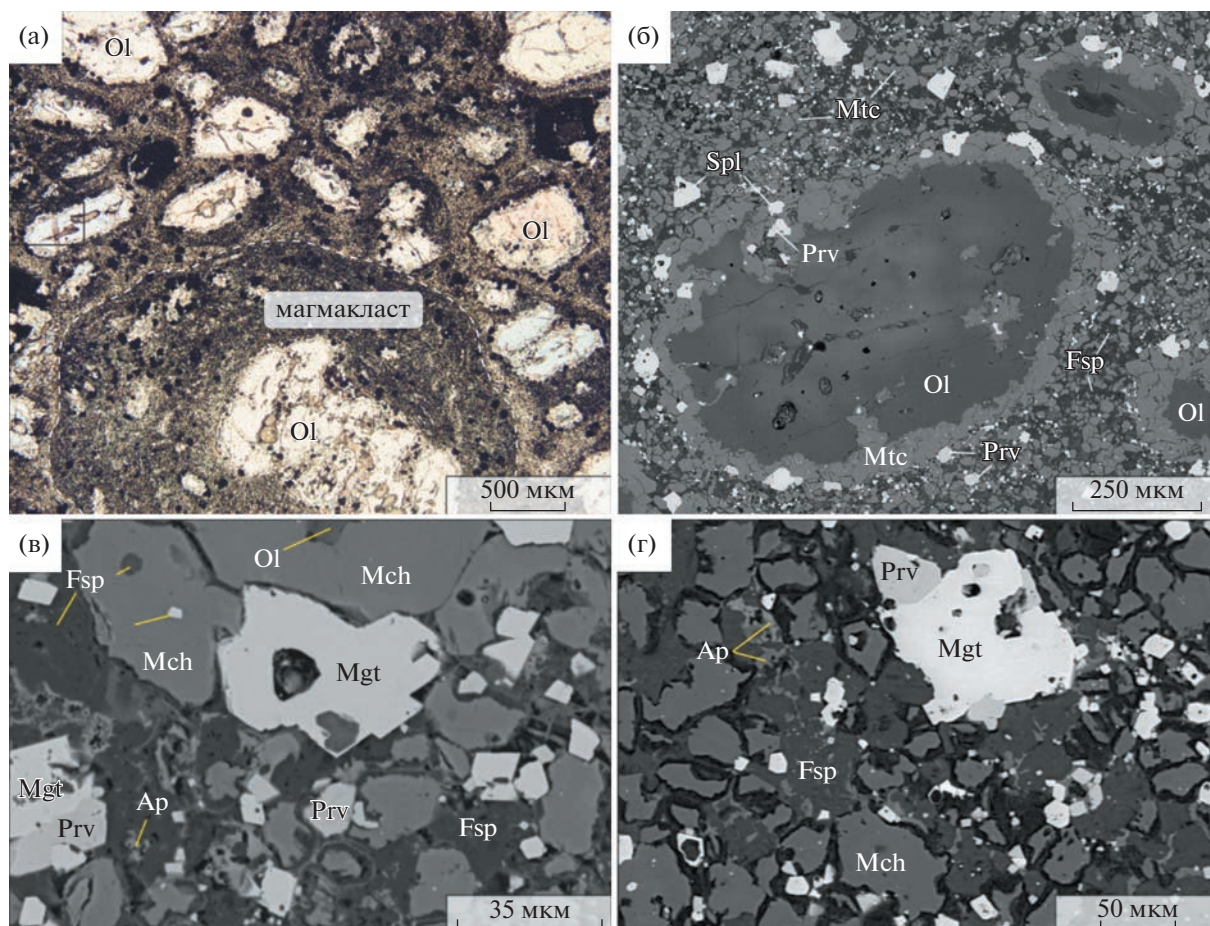


Рис. 1. Пирокластический монтichelлит-нефелиновый дамтьернит, образец ВК-2147: (а) — микрофотография в проходящем свете, николи параллельны: макрокристы оливина (Ol) в центре магмакласта; (б–г) — изображения в обратно рассеянных электронах (BSE): (б) макрокристы оливина (Ol), обрастающие каймой монтichelлита (Mtc), погруженные в основную массу, состоящую из зерен монтichelлита (Mtc), перовскита (Prv), шпинели (Spl) (магнезиальная хром-шпинель), скрытокристаллического агрегата фельдшпатоидов (Fsp) (в основном нефелин) и апатита; (в–г) — увеличенные фрагменты основной массы магмакластов (в) и связывающего матрикса (г), демонстрирующие взаимоотношение минералов между собой.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение полифазных расплавных включений в минералах дамтьернитов трубки Виктория выполнено на базе ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ) СО РАН, г. Новосибирск) и Университета Тасмании (Австралия). КР-спектры для кристаллических фаз нескрытых включений были получены с использованием спектрометра LabRam HR800 Horiba “Jobin Yvon” (ИГМ, Новосибирск), оснащенного оптическим микроскопом Olympus BX 41. Для возбуждения спектров использовали линию Ar^+ -лазера 514.5 нм. Для идентификации спектров минералов использовалась база данных RRUFF (<http://rruff.info>). Состав вскрытых включений был определен на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU “JSM”-6510LV с приставкой для микрозондового анализа Energy-

Prex X-Max производства “Oxford Instruments” (ИГМ, Новосибирск). Условия съемки: энергия электронного пучка 20 кэВ, ток электронного зонда 1.5 нА. Для количественной оптимизации применялся металлический Co. А также — сканирующий электронный микроскоп “Hitachi” SU-70 с использованием Oxford INCA EnergyXMax 80 анализатора в Central Science Laboratory (Австралия).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В макрокристаллах оливина (Fo_{81-89}) обнаружены расплавные включения размером 10–15 мкм (рис. 2). В большинстве случаев это единичные включения или группы включений, расположенные в пределах зерна оливина без видимой закономерности, т.е. являющиеся первичными (рис. 2 а–б). Методом КР-спектроскопии в расплавных вклю-

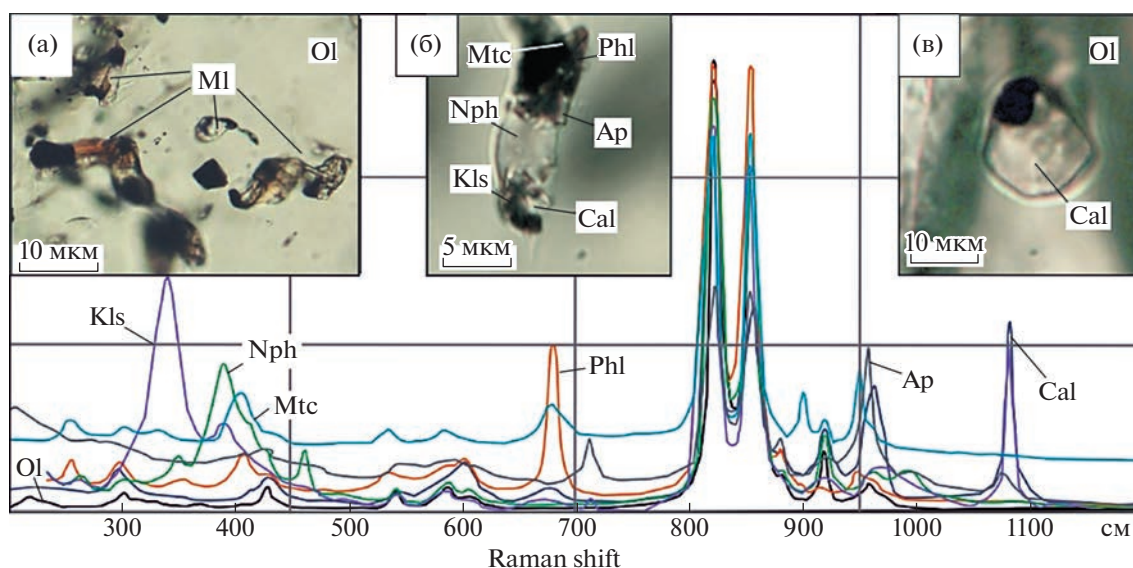


Рис. 2. Результаты диагностики дочерних кристаллических фаз расплавных включений (МИ) в макрокристаллах оливина трубки Виктория. Фотографии силикатно-карбонатных (а, б) и существенно карбонатных (в) включений в проходящем свете; КР-спектры кристаллических фаз (г): кальсилита (Kls), монтчеллита (Mtc), нефелина (Nph), фторапатита (Ap), флогопита (Phl) и кальцита (Cal).

чениях этого типа установлены нефелин, флогопит, кальсилит, монтчеллит, фторапатит и кальцит, являющиеся дочерними фазами (рис. 2 а–б, 2 г). Также в оливине отмечаются цепочки вторичных включений, имеющих преимущественно карбонатный состав. Они содержат магнетит и кальцит (рис. 2 в).

Методами сканирующей электронной микроскопии во вскрытых расплавных включениях в оливине диагностированы монтчеллит, нефелин, флогопит (с вариациями BaO — первые мас. %), фторапатит, а также перовскит, шпинелиды, пирротин и Zr–Ti-фаза, вероятно, кальцитрит (рис. 3 а–в). Во многих вскрытых включениях в оливине наблюдается замещение первичных фаз вторичными. Так, на рис. 3 б во включении присутствует апатит 2 генераций, а на рис. 3 в — поздний апатит. Ко вторичным минералам можно отнести и серпентин, нередко образующий с апатитом второй генерации мелкозернистые агрегаты. Гидротермальное изменение, вероятно, происходило при разгерметизации включений.

Полифазные расплавные и поликристаллические включения в шпинелидах и монтчеллите основной массы пирокластов варьируют по форме от округлых, вытянутых, амёбообразных до угловатых и имеющих отрицательную форму кристалла, размер их, как правило, не превышает 10 мкм (рис. 3 ж–к). Вскрытые включения имеют сильные вариации по составу составляющих их кристаллических фаз. Были диагностированы фельдшпадоиты, кальсилит, флогопит, апатит (включая F- и Sr-разновидности), перовскит, пирро-

тин, в единичном количестве бадделейт и труднодиагностируемые Na–Ca-фосфаты, щелочные карбонаты (K–Na–Ca), K–Na-соли — сульфаты и хлориды, реже сульфаты Ba и Sr (рис. 3 г–к).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение расплавных включений в макрокристаллах оливина и минералах основной массы пирокластов позволило проследить эволюцию состава щелочно-ультрамафического расплава, сформировавшего дамтьерниты трубки Виктория, а также обсудить процессы формирования монтчеллита, который является нетипичным породообразующим минералом дамтьернитов [2].

Особенности эволюции дамтьернитового расплава. Первичные расплавные включения в макрокристаллах оливина из дамтьернитов трубки Виктория, которые могут отражать ранние этапы эволюции исходного расплава, показывают, что расплавы дамтьернитов имели калинатовый карбонатно-силикатный состав. При этом важно отметить, что K и Na входят в состав исключительно силикатных дочерних фаз, таких как флогопит, кальсилит и нефелин. Присутствие фельдшпадоидов во включениях хорошо согласуется с минеральным составом основной массы дамтьернитов и является отличительной особенностью состава включений в оливинах дамтьернитов от расплавных включений в оливинах из айликов (табл. 1). Также в этих включениях присутствуют Zr-фазы, которые были впервые отмечены для

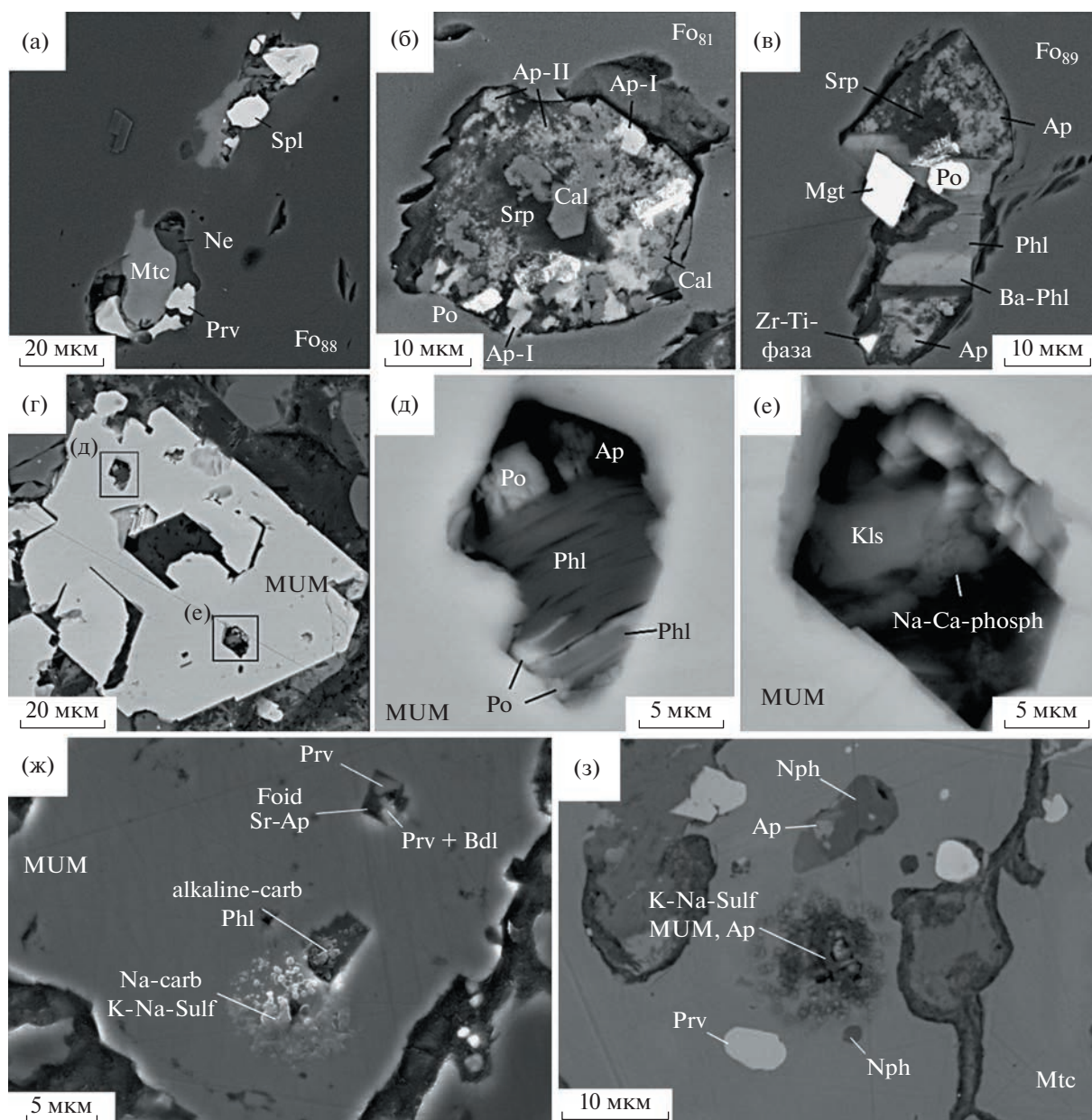


Рис. 3. Результаты диагностики кристаллических фаз во вскрытых расплавных, минеральных и поликристаллических включений в оливине (Fo), фото BSE (а–в), шпинели (MUM) (г–ж) и монтичеллите (Mtc) (з) – изображения в обратно-рассеянных электронах. Обозначения минералов: Ap – фторапатит (Sr-Ap – Sr-апатит); Bdl – бадделит; Foid – фельдшпатоиды; sulf – сульфаты; carb – карбонаты; phosph – фосфаты; MUM – магнезиальная ульвошпинель-магнетит; Nph – нефелин; Phl – флогопит; Prv – перовскит.

дамтьернитов и установлены для редкометалльных щелочно-карбонатных комплексов (например, рудоносные карбонатиты и фоскориты комплекса Арбастах [5]).

Во включениях в шпинелидах и монтичеллите из основной массы пирокластов щелочи (Na и K) входят не только в силикатные дочерние фазы, но также, образуют щелочные фосфаты, карбонаты, сульфаты и галогениды. По своему составу изученные включения сопоставимы с составом оцелле из

айликов и дамтьернитов комплекса Чадобец (юг Сибирского кратона), состоящих из Na-алюмосиликатов, обогащенных Cl, F, S, H₂O (натролит, содалит, скаполит), карбонатных минералов и полевых шпатов [14]. Данные включения также могут отражать ход эволюции исходного щелочно-ультрамафического расплава дамтьернитов в сторону образования специфичного по составу ортомагматического флюидного рассол-расплава щелочно-сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбо-

Таблица 1. Состав расплавных включений в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексах Сибирского кратона

Порода	Минерал-хозяин включения	Тип и состав кристаллических фаз включений, источник данных
Трубка Виктория, Анабарский алмазоносный район		
дамтьернит	оливин	Расплавные: Mtc, Phl, Nph, Ap, Cal, Kls, Mag, Po, Zr–Ti-фазы
	шпинель	Расплавные и поликристаллические: Phl, Ap, Po, K–Na-сульфаты, щелочные карбонаты, Ca–Na-фосфаты, Prv, KCl/Na/Cl
	монтichelлит	Расплавные и поликристаллические: смесь фельдшпатоидов, K–Na-сульфаты, Ap, Nph, Spl, Prv
Чадобецкий щелочно-ультраосновной комплекс		
айлики	оливин	Расплавные: Cal, Ca–Na–K-карбонаты, Phl, Cpx, Ca–Na–Amp, Fe–Ti-оксиды (Ilm, Ti–Mag), F–Ap, Anh (?) [4]
дамтьерниты	оливин	Минеральные: Орх, Cr-spl, Ti-Mag Вторичные расплавные: Cal, Na–Ca-карбонаты [4]
	шпинель	Расплавные: Cal, Phl, Cpx, Ab, F–Ap [8]
	апатит	Кристалло-флюидные: Cal, Dol, Cpx, Ba–Sr-сульфаты [4]
Ильбокичский щелочно-ультраосновной комплекс		
айлики	оливин	Расплавные: Cal, Dol, Ap, Brk, Cpx, Prv, Phl, Lz Вторичные: Gr, Eit, Mgs [7]
Арбарахский щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс		
фоскориты	оливин	Расплавные: Cal, Phl Вторичные расплавные: Na–Ca-карбонаты, Cal, Dol, Ap [21]
	апатит	Кристалло-флюидные: Cal, Mag [21]
айлики	оливин	Расплавные: Na–Ca-карбонаты, Cal, Ilm, Chr, Phl, Cpx [5]
карбонатиты, силика-карбонатиты	флогопит	Расплавные: Cal, Di [21]
	клинопироксен	Расплавные: Phl, Cal Кристалло-флюидные (рассол-расплавные): Cal, Rct, Ap, Ti-Mag, Ca–Ti–Zr–O рудные фазы [21]

Сокращения названия минералов: Ab – альбит, Anh – ангидрид, Ap – апатит, Ba–Sr-сульфаты, Brk – брукит, Cal – кальцит, Ca–Na–Amp – Ca–Na-амфибол, Chr – хлорит, Cpx – клинопироксен, Di – диопсид, Dol – доломит, Eit – эйтелит, F–Ap – фтор-апатит, Fe–Ti-оксиды, Gr – графит, Ilm – ильменит, Kls – кальсилит, K–Na-сульфаты, Lz – лизардит, Mag – магнетит, Mgs – магнезит, Mtc – монтichelлит, Na–Ca-карбонаты, Nph – нефелин, Орх – ортопироксен, Phl – флогопит, Po – пирротин, Prv – перовскит, Rct – рихтерит, Shr – шеелит, Spl – минералы группы шпинели, Ti-Mag – Ti-магнетит.

натного состава. На поздних стадиях происходило увеличение доли карбонатной составляющей части в расплаве, о чем могут свидетельствовать вторичные включения карбонатного состава в виде поликристаллических включений с кальцитом в макрокристаллах оливина.

Сопоставление с данными по расплавным включениям в минералах айликитов и кимберлитов. Исходный каликатровый карбонатно-силикатный состав первичных расплавных включений в макрокристаллах оливина сближает их с расплавными включениями в оливинах из айликитов неоптерозойского щелочно-ультраосновного комплекса с карбонатитами Арбарах [5], девонского комплекса Ильбокич [7] и щелочно-карбонатитового комплекса Чадобец пермо-триасового возраста [4, 15] и различных проявлений кимберлитов [1].

Однако основной их отличительной особенностью является присутствие фельдшпатоидов в виде дочерних фаз, которые концентрируют основной объем K и Na. Присутствие фельдшпатоидов подчеркивает более щелочной характер расплавов, по сравнению с айликитами и кимберлитами и предполагает в случае формирования пород трубки Виктория существование обособленного дамтьернитового расплава на стадии формирования макрокристаллов оливина, исключая их генерацию за счет фракционирования айликитовых расплавов. Также вхождение K и Na во включениях в макрокристаллах оливина исключительно в состав силикатных фаз, отличает изученные включения от включений в оливинах из кимберлитов, где каликатровая составляющая входит в

состав как силикатных, так и в состав щелочно-карбонатных фаз [1].

Состав расплавных включений в шпинелидах и монтichelлите дамтьернитов трубки Виктория, отражающий эволюцию расплава в сторону солевого ортомагматического щелочно-сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатного расплава, имеет сходство с включениями щелочно-хлоридно-сульфатно-карбонатного состава, изученных в оливине и минералах связывающего матрикса айликов Сибирского кратона (табл. 1) — комплекса Чадобец [4, 6, 8] и комплекса Арбарастах [5], а также кимберлитов различных проявлений, например, трубка Удачная-Восточная [1].

Подобное сходство состава включений предполагает единый механизм эволюции щелочно-ультрамафических расплавов, включая ультрамафические лампрофиры и кимберлиты, в сторону щелочных карбонатных и солевых сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатных расплавов.

Потеря флюидной компоненты и формирование монтichelлита. Основной петрографической особенностью изученных образцов дамтьернитов трубки Виктория является повышенное содержание монтichelлита, который развивается как в основной массе магмакlastов и матриксе брекчии, так и замещает макрокристы оливина по краям (рис. 1 б). Помимо широкого распространения монтichelлита в кимберлитах, для лампрофиров монтichelлит характерен в основном для мелилит-содержащих разновидностей [16, 17], а в щелочно-ультрамафических лампрофирах, таких как айлики, встречается не так часто [2], но в некоторых проявлениях может достигать до 20 об. %, например, айлики Tikiusaaq Западной Гренландии [3]. В этих образцах монтichelлит также замещает макрокристы оливина и интенсивно развивается в основной массе совместно с карбонатными минералами и флогопитом. Однако в дамтьернитах монтichelлит не описывается в качестве основного минерала [2], поэтому такое широкое распространение монтichelлита в изученных образцах трубки Виктория является их уникальной особенностью и расширяет возможный минеральный состав дамтьернитов.

Как правило, формирование монтichelлита связано с замещением оливина: монтichelлит может образоваться в ходе реакции оливина с преимущественно силикатным щелочным расплавом, в результате чего образуется ассоциация монтichelлита и флогопита [18], а также в ходе реакции оливина с преимущественно карбонатным щелочным расплавом, что приводит к процессам декарбонизации и отделению CO_2 [19]. Первый механизм характерен для мелилит-содержащих ультраосновных лампрофиров в первую очередь альнеитов [16, 20], а второй — для кимберлитов [19].

Изучение расплавных включений показывает, что в ходе эволюции дамтьернитового расплава образовывались дериваты щелочно-карбонатных и солевых сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатных расплавов, взаимодействие оливина с которыми могло послужить причиной реакции с образованием монтichelлита и процессами дегазации. Подобный сценарий согласуется с практически полным отсутствием карбонатных минералов в дамтьернитах трубки Виктория [13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение первичных и вторичных расплавных включений в макрокристах оливина и минералах основной массы пирокластов дамтьернитов трубки Виктория, Анабарский алмазоносный район, позволило сделать следующие выводы об эволюции щелочно-ультрамафического расплава:

1. Исходные расплавы дамтьернитов имели каликатровый карбонатно-силикатный состав, при этом в первичных включениях в оливине K и Na входят в состав исключительно силикатных дочерних фаз, таких как флогопит, кальсилит и нефелин, что отличает их по составу от аналогичных включений в оливинах из айликов и кимберлитов и подчеркивает более щелочной характер материнских расплавов дамтьернитов.

2. На последующих стадиях эволюции расплава, на стадии формирования трубки и образования магмакlastов, K и Na в изученных включениях входят не только в силикатные дочерние фазы, но также и в щелочные фосфаты, карбонаты, сульфаты и галогениды, что приводит к образованию щелочно-карбонатных и солевых сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатных расплавов, что сближает эволюцию расплавов дамтьернитов с расплавами айликов и карбонатитов, и может служить единым механизмом эволюции щелочно-ультрамафических расплавов.

3. В ходе последующей эволюции дериваты щелочно-карбонатных и солевых сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатных расплавов взаимодействовали с оливином, что послужило причиной реакции с образованием монтichelлита и процессами дегазации, что, в свою очередь, привело к формированию монтichelлита в качестве порообразующего минерала дамтьернитов. Пример дамтьернитов трубки Виктория позволяет рассматривать монтichelлит не только как характерный минерал для кимберлитов и альнеитов, но и для ультрамафических лампрофиров.

Полученные результаты исследований расплавных включений в дамтьернитах трубки Виктория согласуются с данными по включениям в айликах и кимберлитах, при этом определяют специфику и уникальность состава родоначального расплава и его эволюции для полевошпато-

вых щелочно-ультраосновных лампрофиров Сибирского кратона и аналогичных щелочных комплексов мира.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования вещественного состава пород и состава расплавных включений выполнены по проекту РНФ 19-77-10004-П. Геология района изучена в рамках госзадания ИГМ СО РАН (122041400241-5).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Все авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Головин А.В., Каменецкий В.С. Составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований расплавных включений в минералах кимберлитов // Петрология. 2023. Т. 31. P. 115–152. <https://doi.org/10.31857/S0869590323020036>
2. Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 1893–1900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi039>
3. Tappe S., Steenfelt A., Heaman L.M., Simonetti A. The newly discovered Jurassic Tikiusaaq carbonatite-aillikite occurrence, West Greenland, and some remarks on carbonatite – kimberlite relationships // Lithos. 2009. V. 112. P. 385–399. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.002>
4. Prokopyev I., Starikova A., Doroshkevich A., Nugumanova Y., Potapov V. Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina Complex (Chadobets Upland, Russia): Mineralogy and Melt Inclusion Composition // Minerals. 2020. V. 10. P. 419. <https://doi.org/10.3390/min10050419>
5. Doroshkevich A., Prokopyev I., Kruk M., Sharygin V., Izbrodin I., Starikova A., Ponomarchuk A., Izokh A., Nugumanova Y. Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link // J. Petrol. 2022. V. 63. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac073>
6. Starikova A., Prokopyev I., Doroshkevich A., Ragozin A., Chervyakovsky V. Polygenic Nature of Olivines from the Ultramafic Lamprophyres of the Terina Complex (Chadobets Upland, Siberian Platform) Based on Trace Element Composition, Crystalline, and Melt Inclusion Data // Minerals. 2021. V. 11. P. 408. <https://doi.org/10.3390/min11040408>
7. Starikova A.E., Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Kargin A.V., Nosova A.A., Kovalev S.A. Melt inclusions in olivine as a source of information on the composition and evolution of deep melts of aillikites (ultramafic lamprophyres) of the Ilbokichi uplift, the SW Siberian platform // Geodyn. Tectonophys. 2022. V. 13. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0655>
8. Nugumanova Y., Doroshkevich A., Prokopyev I., Starikova A. Compositional variations of spinels from ultramafic lamprophyres of the Chadobets complex (Siberian craton, Russia) // Minerals. 2021. V. 11. <https://doi.org/10.3390/min11050456>
9. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Res. 2007. V. 12. P. 279–288. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.017>
10. Kostrovitsky S.I., Skuzovatov S.Y., Yakovlev D.A., Sun J., Nasdala L., Wu F.-Y. Age of the Siberian craton crust beneath the northern kimberlite fields: Insights to the craton evolution // Gondwana Res. 2016. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.008>
11. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции; Шкодзинский В.С., ред.: ИГАБМ СО РАН: Якутск, 2010.
12. Sun J., Liu C.Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.Y., Yakovlev D., Yang Y.H., Yang J.H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 404. P. 283–295. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>
13. Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Демонтерова Е.И., Ковальчук Е.В. Петрографо-геохимическая типизация триасовых щелочно-ультрамафических пород севера Анабарского алмазоносного района, Якутия // Петрология. 2017. Т. 25. P. 547–580. <https://doi.org/10.7868/S0869590317060036>
14. Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Dubinina E.O., Minervina E.A. Mineralogy and Geochemistry of Ocelli in the Damtjernite Dykes and Sills, Chadobets Uplift, Siberian Craton: Evidence of the Fluid–Lamprophyric Magma Interaction // Minerals. 2021. V. 11. P. 724. <https://doi.org/10.3390/min11070724>
15. Starikova A., Prokopyev I., Doroshkevich A., Ragozin A., Chervyakovsky V. Polygenic Nature of Olivines from the Ultramafic Lamprophyres of the Terina Complex (Chadobets Upland, Siberian Platform) Based on Trace Element Composition, Crystalline, and Melt Inclusion Data // Minerals. 2021. V. 11. P. 408. <https://doi.org/10.3390/min11040408>
16. Rock N.M.S. Lamprophyres; Blackie: Glasgow, 1991; ISBN 9781475709315.
17. Woolley A.R., Bergman S.C., Edgar A.D., Le Bas M.J., Mitchell R.H., Rock N.M.S., Scott Smith B.H. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks // Can. Mineral. 1996. V. 34. P. 175–186.
18. Brey G. Origin of olivine melilitites – chemical and experimental constraints // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 3. P. 61–88. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(78\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(78)90004-5)

19. *Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Graham Pearson D., Kamenetsky M., Goemann K., Ehrig K., Rodemann T.* Monticellite in group-I kimberlites: Implications for evolution of parental melts and post-emplacement CO₂ degassing // *Chem. Geol.* 2018. V. 478. P. 76–88. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.06.037>
20. *Foley S.F., Andronikov A.V., Melzer S.* Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland // *Mineral. Petrol.* 2002. V. 74. P. 361–384. <https://doi.org/10.1007/s007100200011>
21. *Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., Starikova A.E., Nugumanova Y.N., Vladykin N.V.* Petrogenesis of Zr–Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 131. P. 104042. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104042>

EVOLUTION OF THE VICTORIA PIPE ULTRAMAFIC ALKALINE MELT (ANABAR REGION, SIBERIAN CRATON): MELT INCLUSION WITHIN OLIVINE AND GROUNDMASS MINERALS

A. V. Kargin^{a,b,#}, I. R. Prokopyev^a, A. E. Starikova^a, V. S. Kamenetsky^c, and Yu. Yu. Golubeva^d

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

^b*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Science, Chernogolovka, Russian Federation*

^d*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: kargin-igem@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmoluk June 21, 2023

To provide new insights into evolution of the primary ultramafic alkaline melts, we present an investigation of the primary and secondary melt inclusions within olivine macrocrysts and groundmass minerals from the Victoria monticellite-nepheline damtjernite, Anabar diamondiferous province, Siberia craton. The primary melt inclusions within olivine macrocrysts shown that initial damtjernite melts were K–Na bearing carbonate-silicate melts by composition whereas the K and Na associated within only silicate phases like that phlogopite, nepheline, kalsilite. That distinguishes these inclusions from similar inclusions in olivines from aillikites and kimberlites and emphasizes a more alkaline character of the damtjernitic parental melts. Based on the composition of melt inclusions within spinel and monticellite from magmatic groundmass, under the further evolution of the damtjernitic melts, K and Na are not only included in silicate daughter phases, but they can also form alkaline phosphates, carbonates, sulfates, and halides. That led to form the alkaline carbonate and saline sulfate-phosphate-chloride-carbonate liquids. This composition of the evolved ultramafic alkaline melt is common for melt inclusions within different minerals from aillikite, kimberlite and some carbonatites highlighted uniform mechanism of evolution of alkaline-ultramafic melts. Further accumulation of the fluid phase led to its reaction interaction with olivine with the formation of monticellite and degassing processes.

Keywords: ultramafic lamprophyre, damtjernite, melt inclusion, monticellite, ultramafic alkaline melt evolution

УДК 551.244.2(571.1)

ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН. ОТСУТСТВИЕ СИЛЬНОГО РАСТЯЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ СВЕРХГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

© 2023 г. Академик РАН Е. В. Артюшков^{1,*}, П. А. Чехович^{1,2}

Поступило 31.03.2023 г.

После доработки 27.06.2023 г.

Принято к публикации 04.07.2023 г.

Одной из главных проблем геодинамики является механизм образования крупных осадочных бассейнов на континентах. Формирование таких структур вдали от конвергентных границ между плитами чаще всего объясняют сильным растяжением литосферного слоя — рифтогенезом. За ним должно следовать крупное и продолжительное погружение коры, обусловленное охлаждением растянутой литосферы. Характерной особенностью пострифтового погружения является уменьшение его скорости во времени — в несколько раз за сто миллионов лет. В Западно-Сибирском бассейне рифтогенез относят ко времени формирования пермско-триасовых грабен-рифтов. С последующим (пострифтовым) погружением многими исследователями связывается образование в бассейне мощной толщи мезозойских и кайнозойских осадков. За 86 млн лет, прошедших с начала среднего триаса и до конца средней юры, скорость пострифтового погружения должна была уменьшиться примерно в три раза. В действительности имела место противоположная тенденция. Судя по данным Тюменской и Ен-Яхинской сверхглубоких скважин, пробуренных на севере бассейна, скорость погружения коры за это время возросла в несколько раз. Столь резкое различие между ожидаемым пострифтовым погружением и реальным погружением коры свидетельствует о том, что растяжение литосферы не было главным механизмом погружения, и оно могло обеспечить лишь его небольшую часть. В таких условиях основной причиной погружения было уплотнение (увеличение плотности) пород в земной коре вследствие проградного метаморфизма.

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

DOI: 10.31857/S2686739723601175, **EDN:** NIVRIT

ВВЕДЕНИЕ

Одним из главных типов структур континентальной коры являются крупные и глубокие осадочные бассейны. Природа их образования представляет большой интерес, как с фундаментальной, так и с прикладной точки зрения. Данной проблеме посвящено большое число исследований, и для объяснения погружений земной коры предложен целый ряд различных механизмов.

В областях, расположенных вдали от границ между литосферными плитами, погружения земной коры километрового масштаба могут быть обусловлены двумя основными механизмами — растяжением литосферного слоя ([17, 19] и др.)

или уплотнением пород в его пределах ([1, 3] и др.). После публикации работы [17] подавляющее большинство исследователей стали объяснять образование глубоких осадочных бассейнов сильным растяжением коры — рифтогенезом. При этом часто предполагается, что растяжение охватывает весь литосферный слой ([19] и др.).

В кристаллическом фундаменте большинства глубоких осадочных бассейнов присутствуют сбросы. Это указывает на то, что погружение коры происходило в них в условиях ее растяжения. Отсюда на качественном уровне часто делается вывод о том, что погружение коры также было обусловлено ее растяжением. Но глубина структуры, сформированной за счет растяжения, тесно связана с его интенсивностью. Чтобы образовать осадочный бассейн глубиной в несколько километров, нужно растянуть литосферу на 10–15% (см. ниже и [1]). В кристаллическом фундаменте бассейнов такое растяжение неизбежно сопровождается значительными деформациями, что

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской академии наук, Москва, Россия

²Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: arty-evgenij@yandex.ru

может быть легко обнаружено по данным сейсмического профилирования.

Согласно классическим моделям ([19] и др.), другой характерной особенностью погружений коры, обусловленных ее сильным растяжением, является продолжение нисходящих движений после завершения начальной фазы растяжения. Это пострифтовое погружение обусловлено новым температурным распределением, установившимся в растянутой литосфере. Максимальная скорость пострифтового погружения достигается в период окончания растяжения. В дальнейшем погружение постепенно замедляется, и за время 50–100 млн лет его скорость уменьшается в несколько раз. Такое замедление погружения коры после ее растяжения (рифтогенеза) может быть выявлено по геологическим данным, когда в бассейне имеются глубокие скважины, вскрывающие весь разрез осадочного чехла и подстилающих его толщ рифтогенных вулканитов. В таком аспекте анализ данных глубокого бурения ранее не проводился.

По двум указанным признакам — интенсивному растяжению в фундаменте и замедлению погружения во времени — можно надежно выделять осадочные бассейны, образованные растяжением земной коры. В бассейнах, формировавшихся во внутренних частях плит вдали от их границ, признаки растяжения отсутствуют, и поэтому крупные и длительно развивающиеся погружения коры здесь можно объяснить только уплотнением пород в литосферном слое [1]. В качестве его возможной причины был предложен проградный метаморфизм, катализированный поступающими в кору мантийными флюидами ([1, 3] и др.). Такой механизм может быть реализован под воздействием установленного Д.С. Коржинским явления, которое заключается в ускорении метаморфических реакций при поступлении в кору флюидов из мантии.

Во многих глубоких бассейнах строение осадочного чехла и фундамента детально изучено с помощью глубинной сейсморазведки. Это позволяет оценивать величину растяжения земной коры как сумму горизонтальных смещений поверхности фундамента на каждом из сбросов. Анализ строения ряда осадочных бассейнов глубиной 10–20 км показал, что наблюдаемое в них растяжение фундамента составляет несколько процентов, и оно обеспечило лишь небольшую часть (~1–2 км) погружения коры. Такая картина характерна, в частности, для Северо-Баренцевской, Северо-Чукотской, Прикаспийской и Южно-Каспийской впадин [2]. Отсутствие значительного растяжения коры наблюдается и во множестве других глубоких осадочных бассейнах ([1] и др.). Это указывает на широкое проявление крупных

погружений, обусловленных проградным метаморфизмом на различных уровнях коры.

СВЯЗЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА С РИФТОГЕНЕЗОМ

Целью настоящего рассмотрения является установление процессов, которые привели к образованию Западно-Сибирского бассейна площадью ~3.5 млн км². Большинство исследователей его образование связывается с сильным растяжением земной коры и всего литосферного слоя ([6, 13, 15] и др.). Такая точка зрения также находит отражение в университетских курсах по региональной геологии и геодинамике. Ее можно кратко сформулировать следующим образом: *основной причиной формирования крупного эпипалеозойского осадочного бассейна на территории Западной Сибири является внутриконтинентальный рифтогенез*. На основании имеющихся датировок, выполненных по различным компонентам базальтовых пород ([11, 20] и др.), принято считать, что главная фаза растяжения коры и литосферного слоя может быть сопоставлена с достаточно узким интервалом времени вблизи границы перми и триаса. В это время в Западной Сибири формировались системы грабен-рифтов, а на Сибирском кратоне происходили излияния траппов.

Ранее уже отмечалось, что растяжение коры, связанное с образованием пермо-триасовых грабен-рифтов, могло обеспечить лишь малую часть погружения, наблюдаемого в Западно-Сибирском бассейне [1]. Поэтому было высказано предположение, что этот бассейн мог образоваться главным образом за счет увеличения плотности пород в земной коре вследствие проградного метаморфизма [1]. В то время фактических данных для проверки такой точки зрения было, однако, недостаточно. К настоящему времени бассейн покрыт сетью глубинных сейсморазведочных профилей ([7, 8] и др.). Пробурен также ряд глубоких и сверхглубоких скважин, вскрывающих мощный мезозойско-кайнозойский осадочный чехол ([9, 10] и др.). Все это позволяет подойти к обсуждению вопроса о механизме образования Западно-Сибирского осадочного бассейна на новом уровне. Далее мы рассматриваем данные по двум сверхглубоким скважинам — СГ-6 (Тюменской) и СГ-7 (Ен-Яхинской), пробуренным в области Надым-Пурского междуречья и в прилегающих к нему районах на севере Западной Сибири [10].

В низах триаса на глубинах более 6.5 км обе скважины достигли уровня, на котором прекратились излияния лав, свидетельствующие о предшествовавшем растяжении коры. Как отмечалось, одним из признаков сильного растяжения коры является замедление ее погружения на

пострифтовом этапе. За время порядка 70 млн лет скорость такого погружения должна уменьшиться в несколько раз. Используя данные по буровым колонкам скважин СГ-6 и СГ-7, несложно проверить, происходило ли такое замедление погружения коры во времени. Если такого замедления не происходило, то это будет свидетельствовать о том, что основная часть погружения была обусловлена каким-то иным механизмом.

РАСТЯЖЕНИЕ КОРЫ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ И ТРИАСА

Западно-Сибирский бассейн (рис. 1) подстилается корой преимущественно герцинского и каледонского возраста, и он является крупнейшим осадочным бассейном мира. Его северным продолжением служит глубокая впадина на шельфе Карского моря. С востока к бассейну прилегает обширная Сибирская платформа докембрийского возраста. На рубеже перми и триаса на ней произошли излияния огромных объемов траппов [20], суммарная мощность которых достигает 6 км. В ту же эпоху излияния траппов несколько меньшего масштаба проявились в Западной Сибири [5, 11].

Излияния базальтов вдоль раскрывавшихся трещин свидетельствуют о том, что в триасе кора Западной Сибири подвергалась растяжению. Большинство исследователей это явление уже десятки лет рассматривается как главная причина образования Западно-Сибирского осадочного бассейна ([6, 14] и многие другие). В качестве главного указания на проявление растяжения коры в Западной Сибири рассматривается существование в ней разветвленной системы ограниченных сбросами триасовых грабенов-рифтов (см. рис. 1) ([4, 6, 10, 12] и др.). Самый крупный из них, Колтогорско-Уренгойский, шириной 10–80 км пересекает Западную Сибирь, протягиваясь с севера на юг на 1800 км. В северо-западном направлении от него отходит Ямальский грабен. На востоке платформы расположен Худосеевский грабен. Предполагается, что грабены-палеорифты ограничены сбросами с амплитудой до 2 км. Над грабенами наблюдаются положительные аномалии силы тяжести, связанные с залеганием в них базальтов с высокой плотностью. Для грабенов характерны также повышенные тепловые потоки и магнитные аномалии, вытянутые вдоль простирания структур. Грабены перекрыты мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом мощностью до 6–7 км и более.

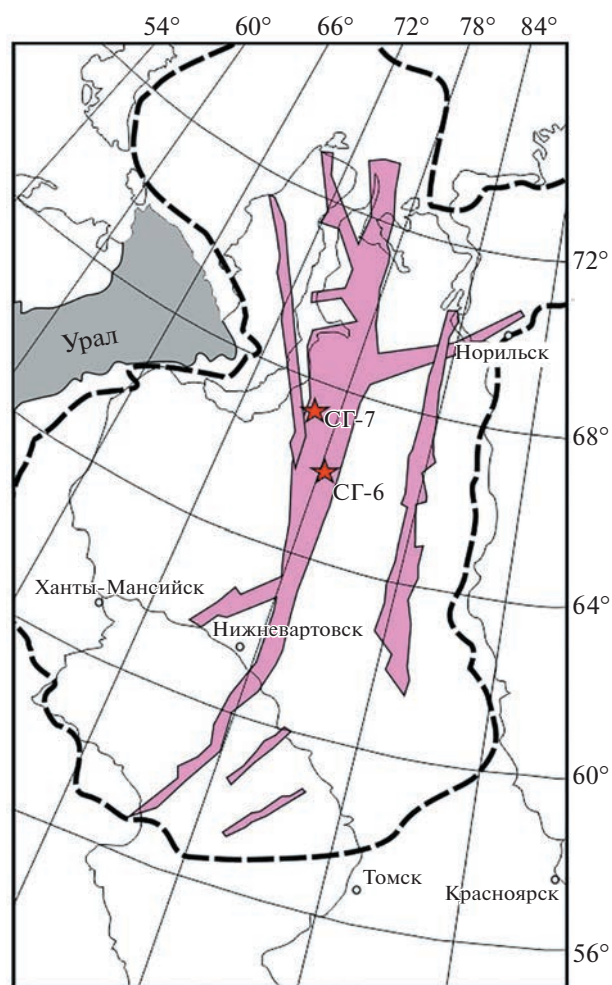


Рис. 1. Система рифтовых структур (цветная заливка) в палеозойском складчатом основании Западно-Сибирского осадочного бассейна ([10], с изменениями). Местоположение сверхглубоких скважин показано звездочками, границы осадочного бассейна – пунктирной линией.

РАСЧЕТ ИНТЕНСИВНОСТИ РАСТЯЖЕНИЯ, НЕОБХОДИМОГО ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

В качестве простейшей модели рассмотрим земную кору мощностью h_k^0 со средней плотностью ρ_k , располагавшуюся на начальном этапе вблизи уровня моря. Предполагается, что температура в литосферном слое линейно нарастает с глубиной, достигая в подошве литосферы значений, характерных для астеносферы. Допустим, что литосфера вместе с корой были растянуты однородно по глубине в β раз, что привело к подъему изотерм и повышению во столько же раз теплового потока через поверхность. После прекращения растяжения происходит постепенное охлаждение растянутой литосферы, и через несколько сотен миллионов лет в ней восстанавли-

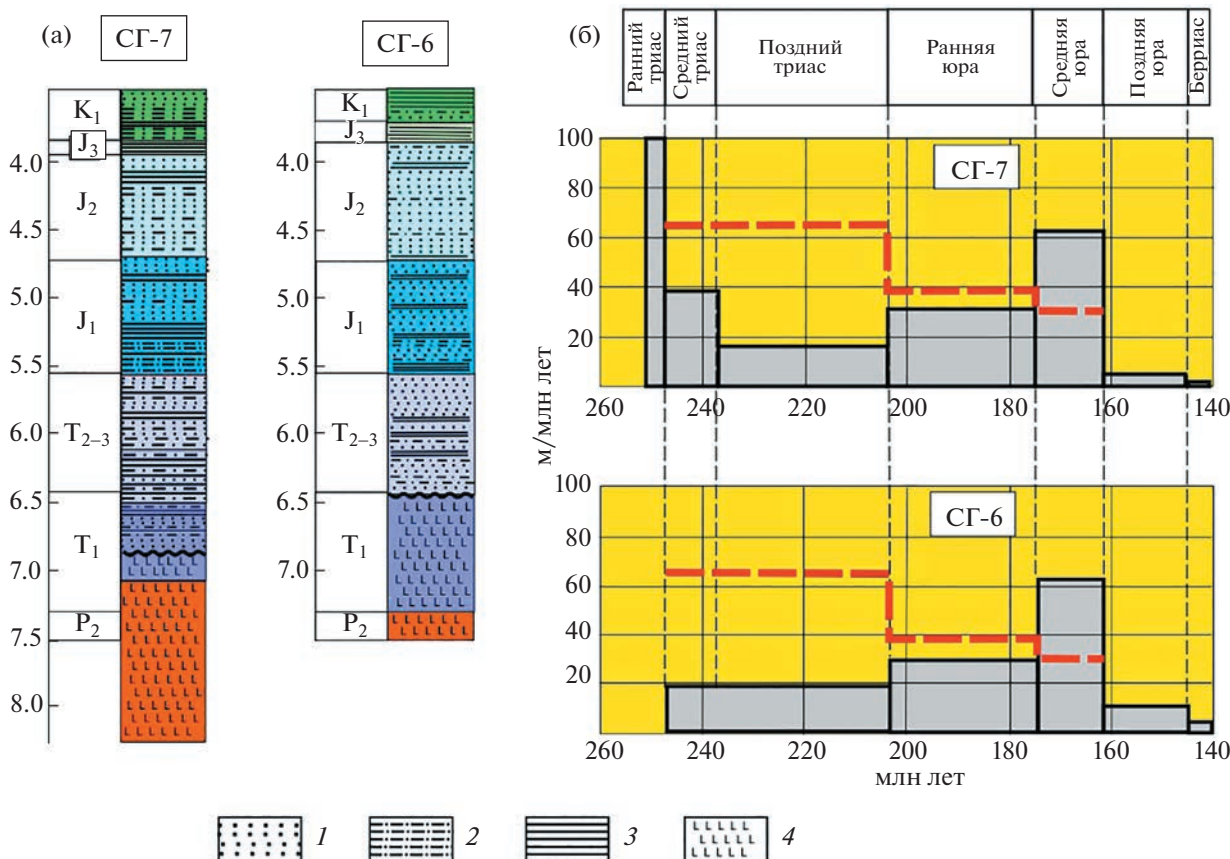


Рис. 2. Динамика пострифтового осадконакопления в северной части Западно-Сибирского бассейна. (а) разрезы мезозойских отложений по данным бурения сверхглубоких скважин ([10], с изменениями); 1 – песчаники, гравелиты, 2 – алевролиты, 3 – битуминозные аргиллиты, 4 – базальты. (б) средние скорости осадконакопления по данным бурения (серые столбцы диаграммы) и скорости, полученные исходя из теоретической модели пострифтового погружения за счет растяжения коры (красный пунктир; см. также рис. 3).

вается прежнее равновесное распределение температуры с глубиной. Охлаждение пород в литосферном слое сопровождается их уплотнением за счет термоупругого сжатия, что приводит к погружению коры и образованию впадины на ее поверхности. В условиях сохранения изостатического равновесия максимальная мощность заполнивших впадину осадков с плотностью ρ_{oc} равна

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

Здесь $\rho_m = 3330 \text{ кГ/м}^3$ – плотность мантии. По этой мощности осадков h_{oc} из соотношения (1) можно определить интенсивность растяжения β , с которым было связано образование впадины:

$$\beta = \{1 - [(\rho_m - \rho_{oc})/(\rho_m - \rho_k)](h_{oc}/h_k^0)\}^{-1}. \quad (2)$$

В большинстве областей, расположенных вблизи уровня моря, средняя мощность коры равна $h_k^0 = 40 \text{ км}$, а ее средняя плотность $\rho_k = 2840 \text{ кГ/м}^3$. В отсутствие крупных масс тяжелых известняков

в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Западной Сибири среднюю плотность осадков можно положить равной $\rho_{oc} = 2300 \text{ кГ/м}^3$. Подставляя эти значения в (1), (2), получаем:

$$h_{oc} = 19(1 - 1/\beta)_{\text{км}} \quad (3)$$

$$\beta = [1 - 0.053 \times (h_{oc})_{\text{км}}]^{-1}. \quad (4)$$

Для Западно-Сибирского осадочного бассейна величину h_{oc} можно оценить, например, по данным двух сверхглубоких скважин, пробуренных в его северной части – Тюменской скважины СГ-6 (глубина 7502 м) и Ен-Яхинской скважины СГ-7 (8250 м) [9, 10]. Расположение скважин показано на рис. 1, а на рис. 2 а представлены нижние части соответствующих разрезов.

На глубине более 7 км обе скважины вошли в базальты верхней перми. В восточной части Надым-Пурской области (СГ-6) излияния базальтов еще продолжались в раннем триасе, когда накопилось более 800 м базальтов. Около 200 м базальтов накопились в начале раннего триаса в более

западных районах (СГ-7). В дальнейшем интенсивные излияния во всей Надым-Пурской области не происходили, и погружение коры развивалось там преимущественно в обстановках терригенного осадконакопления.

Как следует из рис. 2 а, растяжение коры с излияниями базальтовых магм прекратилось на рубеже раннего и среднего триаса в области Тюменской скважины и в начале раннего триаса в области Ен-Яхинской скважины. Предположим, что последующее погружение коры было целиком обусловлено ее предшествовавшим растяжением. Для простейших оценок его интенсивности можно воспользоваться мощностью отложений, накопившихся выше указанных уровней после завершения растяжения. В Тюменской скважине эта мощность составляет $h_{oc} = 6.4$ км, а в Ен-Яхинской $h_{oc} = 6.9$ км. Подставляя данные значения в соотношение (4), получаем:

$$\beta = 1.51-1.58. \quad (5)$$

При этом относительное растяжение коры $\varepsilon = \beta - 1 = 51-58\%$. Таким образом, если погружение коры в рассматриваемых областях имело пострифтовый характер, т.е. было связано с предшествовавшим растяжением, то кору перед этим нужно было бы растянуть, по крайней мере, в полтора раза, т.е., весьма значительно. В Ярудейской скважине на западном склоне бассейна мощность мезозоя и кайнозоя составляет 4.4 км [10]. Подставляя $h_{oc} = 4.4$ км в (2), находим: $\beta = 1.30$, $\varepsilon = 30\%$, что также соответствует достаточно интенсивному растяжению.

Ранее в работе [6] интенсивность растяжения в районе скважины СГ-6 оценивалась на основе данных об истории развития погружения коры. Использовалась модель с растяжением литосферы, неоднородным по глубине. Предполагалось, что в бассейне имели место несколько этапов сильного растяжения. Исследователи пришли к выводу, что растяжение привело к утонению коры в 1.7 раза. Такие высокие оценки β -фактора, на первый взгляд, согласуются с данными о значительном утонении консолидированной коры под осевой частью бассейна на севере Западной Сибири [18].

При современных возможностях численного счета погружение коры в осадочном бассейне может быть описано в рамках множества различных моделей растяжения литосферного слоя. При этом с самого начала обычно предполагается, что погружение коры было целиком обусловлено ее растяжением. Но, согласно соотношению (3), величина нагруженного осадками погружения коры h_{oc} тесно связана с интенсивностью ее растяжения. Поэтому прежде всего необходимо убедиться, что наблюдаемое растяжение коры было достаточным для ее погружения. Более того, по-

стрифтовое погружение растянутой литосферы развивается по определенному закону [19], экспоненциально затухая во времени. Следовательно, необходимо также определить, происходило ли в бассейне значительное замедление погружения коры во времени, как это характерно для пострифтового погружения остывающей литосферы. Если оба указанных условия в рассматриваемом бассейне не соблюдаются, то большой вклад растяжения литосферы в его образование исключен.

РАЗВИТИЕ ПОСТРИФТОВОГО ПОГРУЖЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Для описания погружения земной коры в результате сильного растяжения литосферного слоя в крупных областях обычно используется модель чистого сдвига [19]. Предполагается, что литосфера с температурой, линейно нарастающей по глубине, располагается вначале на уровне моря. В момент времени $t = 0$ происходит однородное по глубине и чрезвычайно быстрое растяжение литосферы. Чтобы сохранить изостатическое равновесие, растянутая литосфера испытывает моментальное синрифтовое погружение. Затем при $t > 0$ развивается ее постепенное пострифтовое погружение. Оно обусловлено охлаждением и уплотнением пород, развивающимися по мере постепенного охлаждения утоненной литосферы и установления в ней прежнего температурного распределения с глубиной.

В ряде районов Западной Сибири большие мощности вулканитов накопились еще в перми ([7, 8] и др.). Крупные излияния траппов продолжались в ней и в начале триаса. Следовательно, если в Западной Сибири и имело место интенсивное синрифтовое погружение, то оно произошло не в виде мощного короткого импульса, а было растянуто на значительный интервал времени. Модель [19] к этой эпохе неприменима, тем более что история развития палеозойского погружения коры остается не изученной. Пострифтовое погружение задокументировано буровыми данными, как в скважинах СГ-6 и СГ-7 на рис. 2, так и в ряде других скважин. Это позволяет провести качественное сравнение реального погружения коры по данным сверхглубоких скважин в триасе и в юре с пострифтовым погружением, которое развивалось бы в них после завершения быстрого растяжения согласно модели чистого сдвига.

В случае, если пострифтовое погружение компенсируется осадконакоплением, то в течение ≈ 100 млн лет, мощность осадков, отложившихся за время t , с хорошей точностью описывается соотношением (там же):

$$h_{oc}(t) = H[1 - \exp(-t/\tau)]. \quad (6)$$

Скорость погружения коры, компенсированного осадконакоплением,

$$v_{oc} = dh_{oc}/dt = (H/\tau) \exp(-t/\tau). \quad (7)$$

В этих соотношениях τ — характерное время восстановления температурного равновесия в литосферном слое, а H — достигаемая в конечном итоге мощность осадков во впадине. Величина τ зависит от мощности литосферы до растяжения d и возрастает пропорционально ее квадрату d^2 . В работе [19] мощность литосферы была принята равной $d = 125$ км, и при этом характерное время тепловой релаксации оказалось равным $\tau = 73$ млн лет. Мощность литосферы под докембрийскими платформами обычно оценивается как $d \sim 200$ км [16], и время тепловой релаксации τ может для нее составлять $\tau \sim 200$ млн лет. В Западной Сибири под осадками залегает кристаллический фундамент преимущественно каледонского и герцинского возраста. В начале мезозоя мощность литосферы там должна была быть значительно ниже, чем на докембрийских платформах. В таких условиях, следуя [19], в первом приближении для простых оценок можно воспользоваться указанным значением $\tau = 73$ млн лет.

СКОРОСТЬ ПОГРУЖЕНИЯ ПО ДАННЫМ СКВАЖИНЫ СГ-6

По данным скважины СГ-6 накопление значительных объемов вулканитов прекратилось к концу раннего триаса. Поэтому можно предположить, что на рубеже раннего и среднего триаса, 247 млн лет назад, растяжение коры там завершилось, и началось ее пострифтовое погружение. На него неизбежно накладывались проявляющиеся на континентах вертикальные движения коры, обусловленные другими механизмами. Так, в олигоцене в связи с началом новейших поднятий земной коры на континентах произошло осушение Западной Сибири. В таких условиях нельзя точно определить мощность осадков H , которая была бы достигнута после установления нового температурного распределения в растянутой литосфере. Для простых оценок положим эту величину равной мощности осадков, накопившихся в области Тюменской сверхглубокой скважины к началу новейших поднятий: $H = 6400$ м.

На рис. 3 для данного значения H и времени релаксации $\tau = 73$ млн лет с помощью соотношения (6) показана кривая наращивания мощности осадков, которые компенсировали бы пострифтовое погружение коры. Для этих значений H и τ на том же рисунке построена кривая скорости (7) погружения, компенсированного осадконакоплением. Согласно (7), эта скорость экспоненциально убывает со временем. Следует отметить, что кривые рис. 3 описывают пострифтовое погружение коры с хорошей точностью лишь для

интервала времени ≈ 100 млн лет. В настоящей работе мы анализируем, однако, погружение коры в скважине СГ-6 на более коротком интервале времени продолжительностью 86 млн лет (от начала среднего триаса и до конца средней юры). Это обеспечивает достаточную точность рассмотрения.

Представленное на рис. 2 а стратиграфическое расчленение разреза скважины СГ-6 позволяет, в принципе, построить для нее кривую погружения коры и сопоставить ее с типичной кривой пострифтового погружения. Нас здесь интересует, однако, только один вопрос: можно ли считать растяжение главной причиной погружения коры в области скважины СГ-6. Для получения однозначного ответа можно воспользоваться следующим простым и наглядным приемом.

Мощности нижней и средней юры в скважине СГ-6 (см. рис. 2 а) почти одинаковы, и они лишь на 10% ниже суммарной мощности среднего и позднего триаса. Но хроностратиграфический объем этих подразделений значительно различается (см. рис. 2 б). Суммарная продолжительность среднего и позднего триаса (45.8 млн лет) примерно в 1.7 раза больше продолжительности ранней юры (26.7 млн лет) и в 3.5 раза больше продолжительности средней юры (13.2 млн лет), которая, в свою очередь, в два раза короче ранней юры. В результате, как видно из рис. 2 а, при близкой мощности осадков этих подразделений, средние скорости осадконакопления для них сильно различаются (рис. 2 б). Для среднего—позднего триаса, ранней и средней юры они равны соответственно 19.7, 30 и 62.9 м/млн лет. Эти данные показывают, что за 86 млн лет с начала среднего триаса до конца средней юры в области скважины СГ-6 средняя скорость погружения возросла в несколько раз.

Продолжительность указанного интервала (86 млн лет) превышает принятое выше характерное время восстановления температурного равновесия в литосфере после ее сильного растяжения (73 млн лет согласно [19]). В соответствии с зависимостью (7) к концу средней юры пострифтовое погружение должно было бы замедлиться примерно в два раза. На рис. 3 представлена мощность пострифтовых осадков, накопившихся за время t после окончания растяжения. По этой кривой легко определить, сколько осадков отложилось бы за каждый из трех интервалов времени, указанных на рис. 2 б. Разделив мощность осадков каждого интервала на его продолжительность, найдем среднюю скорость погружения коры в течение этих отрезков времени (65.5, 37.4 и 34.1 м/млн лет). Полученные значения средней скорости погружения показаны на рис. 2 б красной линией. Как нетрудно видеть, со среднего триаса по среднюю юру средняя скорость постри-

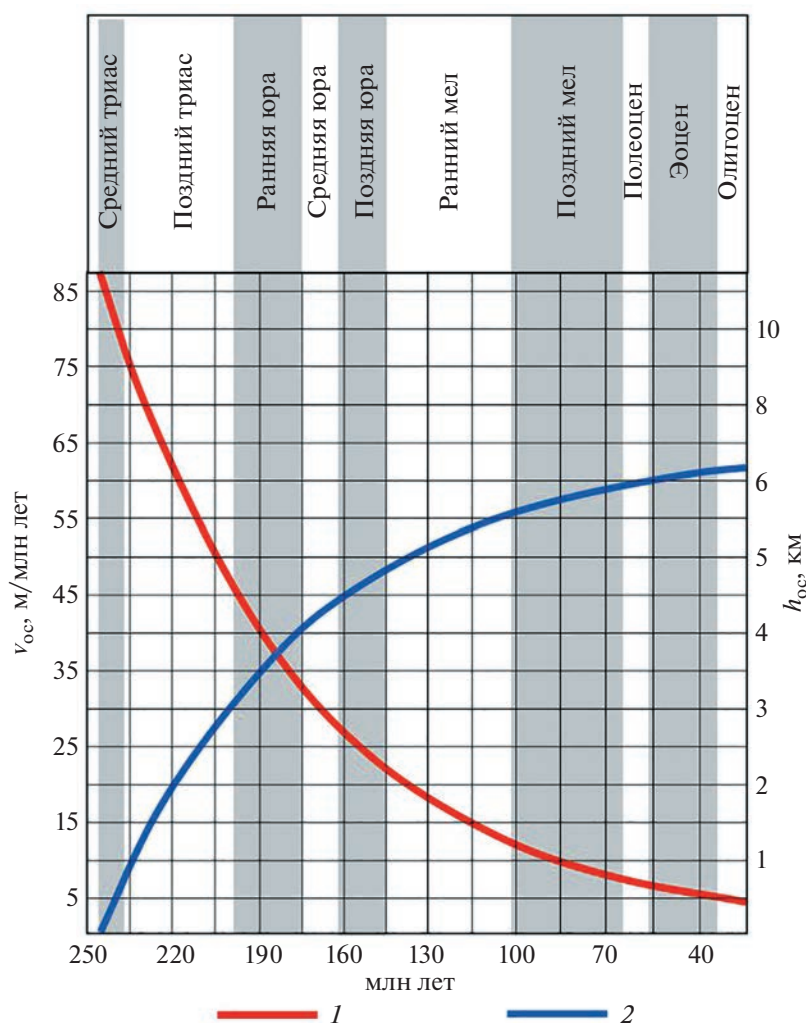


Рис. 3. Развитие во времени пострифтового погружения коры в Западной Сибири после завершения растяжения на рубеже раннего и среднего триаса. 1 — скорость погружения, компенсированного осадконакоплением (м/млн лет) и определяемого соотношением (7); 2 — мощность осадков (км), которые компенсируют погружение, развивающееся согласно соотношению (6).

фтового погружения в области скважины СГ-6 должна была уменьшиться вдвое. В действительности за то же время скорость погружения коры в несколько раз увеличилась. Отсюда следует, что основная часть погружения коры в рассматриваемой области не связана с растяжением коры, и она была обусловлена иным механизмом.

СКОРОСТЬ ПОГРУЖЕНИЯ ПО ДАННЫМ СКВАЖИНЫ СГ-7

Ен-Яхинская скважина СГ-7 расположена в 160 км к северо-западу от Тюменской скважины. Мощности ранней и средней юры в СГ-7 почти такие же, как в Тюменской скважине. Средняя скорость погружения коры в скважине в средней юре (~62 м/млн лет) была вдвое выше, чем в ран-

ней юре, и в 3 раза выше, чем в позднем триасе. При погружении, обусловленном предшествовавшим рифтогенезом, с позднего триаса и по среднюю юру скорость погружения коры в области СГ-7 должна была, напротив, уменьшиться в несколько раз. В действительности погружение коры в несколько раз ускорилось. Это указывает на то, что в юрское время вся территория Надым-Пурского междуречья находилась в пределах блока коры, погружавшегося как единое целое под действием механизма, не связанного с растяжением.

Следует отметить, что на ранней стадии погружения в области скважины СГ-7 происходило существенное замедление погружения. Накопление вулканитов завершилось там через 1–2 млн лет после начала триаса. На последующем отрез-

ке триаса длительностью 2–3 млн лет мощность отложений в скважине составляет 280 м, что соответствует высокой средней скорости погружения ~90–140 м/млн лет. Однако уже в среднем триасе продолжительностью 10 млн лет средняя скорость погружения упала до 38 м/млн лет, а в дальнейшем происходило ее возрастание во времени. Эти данные могут указывать на то, что в области Ен-Яхинской скважины в течение ~10 млн лет происходило погружение коры, обусловленное растяжением коры в самом начале триаса. В таком случае растяжение коры на данном этапе могло, однако, обеспечить накопление не более ~0.5 км пострифтовых отложений. Нельзя также исключить и другие возможные источники погружения на данном этапе. Одной из причин могло быть, например, уплотнение небольшого объема пород в нижней коре за счет проградного метаморфизма, катализированного поступлением небольшого объема флюидов из мантии [1, 3].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Механизм образования крупных осадочных бассейнов на континентах и их окраинах — одна из главных проблем в геодинамике. Образование бассейнов, расположенных вдали от конвергентных границ между плитами, часто объясняют сильным растяжением литосферного слоя ([19] и др.). Существуют, однако, представления о формировании осадочных бассейнов в результате уплотнения пород в земной коре вследствие проградного метаморфизма ([1, 3] и др.). Понимание механизма образования крупных осадочных бассейнов весьма важно как с фундаментальной точки зрения, так и для прогнозирования и поиска месторождений углеводородов. Этот вопрос остается, однако, дискуссионным.

Образование крупнейшего в мире Западно-Сибирского осадочного бассейна большинством исследователей связывается в первую очередь с растяжением литосферы ([6, 13, 15] и др.). Предполагается, что крупное погружение коры, осуществившееся в нем в мезозойское и кайнозойское время, было обусловлено предшествующим растяжением литосферного слоя — рифтогенезом, который проявился в конце перми и в начале триаса. Характерной особенностью пострифтового погружения коры является постепенное уменьшение скорости погружения во времени ([19] и др.). С начала среднего триаса и до конца средней юры пострифтовое погружение коры должно было замедлиться в несколько раз. Однако, как показал анализ данных Тюменской и Ен-Яхинской сверхглубоких скважин, пробуренных на севере Западной Сибири, за то же время погружение коры в них в несколько раз ускорилось.

Столь резкое несоответствие фактических данных и теоретических построений указывает на

то, что растяжение литосферы могло быть ответственным лишь за небольшую часть погружения коры, фиксирующегося по данным скважин. В таких условиях растяжение коры не являлось главным механизмом ее погружения и было в основном связано с другим процессом — увеличением плотности (уплотнением) пород в нижележащей части литосферного слоя.

Механизмы погружения, действующие в других геодинамических обстановках (например, вблизи границ плит), для Западно-Сибирского бассейна не применимы. В частности, упругий изгиб литосферного слоя, формирующий, как полагают, передовые прогибы складчатых поясов, не мог функционировать в Западной Сибири, поскольку коллизионные процессы в мезозойско-кайнозойское время в прилегающих областях не происходили. К тому же депоцентр бассейна располагается в его внутренней части, а не у его границ. Погружения коры во внутриплитных областях могут быть связаны также с воздействием на подошву литосферы нисходящих течений в нижележащей части мантии (так называемая, динамическая топография). Эта модель не согласуется с длительной историей формирования Западно-Сибирского бассейна, продолжавшейся более двухсот миллионов лет примерно в одних и тех же границах. Нисходящие течения в мантии не могли сохраняться столь долгое время под бассейном, дрейфовавшим, к тому же, в составе Евразийской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе проведенного рассмотрения можно утверждать, что единственным известным механизмом погружения в отсутствие сильного растяжения может быть уплотнение пород в коре, обусловленное проградным метаморфизмом. Результаты проведенного в этой статье анализа данных по сверхглубоким скважинам СГ-6 и СГ-7, строго говоря, означают, что вывод об отсутствии в мезозое и кайнозое значительного растяжения коры относится лишь к самым северным регионам Западной Сибири — так называемым Надым-Пурской и Пур-Тазовской областям. Применимость предложенного механизма ко всему Западно-Сибирскому осадочному бассейну требует, однако, дополнительного рассмотрения и переинтерпретации большого объема имеющихся геолого-геофизических материалов. В частности, в последние годы был построен ряд высокоточных сейсмогеологических разрезов через мезозойско-кайнозойский осадочный чехол для севера Западной Сибири и Карского моря ([7, 8] и др.). На их основе будет, возможно, надежно оценена величина растяжения коры предшествовавшего формированию огромного осадочного бассейна в мезозое и кайнозое. Актуальной зада-

чей дальнейших исследований следует считать также изучение процессов в мантии Земли, которые привели к образованию Западно-Сибирского осадочного бассейна без участия значительного растяжения земной коры.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках госзаданий Минобрнауки России для ИФЗ РАН на 2019–2023 гг., № 0144-2019-0002 и МГУ им. М.В. Ломоносова (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-Балтийская 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 крата. Осадочный бассейн Московской синеклизы в позднем девоне // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 119–131. <https://doi.org/10.31857/S2686739722601843>
4. *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.
5. *Бочкарев В.С.* О распространении пермо-триасовых траппов в Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. Т. 4 (32). С. 115–123.
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., 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.
8. *Конторович В.А., Аюнова Д.В., Гусева С.М., Калинина Л.М., Калинин А.Ю., Канаков 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. № 4. 2018. С. 10–26. <https://doi.org/10.18303/2619-1563-2018-4-3>
9. *Мазур В.Б.* Тюменская сверхглубокая скважина Пермь: КамНИИКИГС, 1996. 374.
10. *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 OYQEVN
11. *Ронкин Ю.Л., Карасева Т.В., Маслов, А.В.* Первые ^{147}Sm – ^{147}Nd -данные для пород, представляющих интервал 6925.2–8250 метров сверхглубокой скважины СГ-7 (Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 2. С. 149–153. <https://doi.org/10.31857/S2686739721020158>
12. *Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В.* Пермь-триасовые вулканиты Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 (1). С. 4–20.
13. *Смирнов О.А., Бородин В.Н., Лукашов А.В., Плавник А.Г., Трусов А.И.* Региональная модель рифтогенеза и структурно-тектонического районирования севера Западной Сибири и Южно-Карской синеклизы по комплексу геолого-геофизических исследований // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2022. Т. 17. № 1. http://www.ngtp.ru/rub/2022/1_2022.html
14. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 243 с.
15. *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.
16. *Artemieva I.M.* The Lithosphere, 2011, Cambridge University Press.
17. *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.
18. *Cherepanova Yu., Artemieva I.M., Thybo H., Chemia Z.* Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 154–183. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.004>
19. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25–32.
20. *Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhammedov A.I., Medvedev A.Ya.* Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia // Lithos. 2005. V. 79 (3–4). P. 425–452.

THE WEST SIBERIAN SEDIMENTARY BASIN. AN ORIGIN WITHOUT STRONG CRUSTAL STRETCHING – THE SUPERDEEP DRILLING DATA ANALYSIS

Academician of the RAS E. V. Artyushkov^a and P. A. Chekhovich^{a,b}

^a*Institute of the Earth's Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

[#]*e-mail: arty-evgenij@yandex.ru*

Mechanism of formation of large sedimentary basins on the continents is among the main problems in geodynamics. The formation of such structures far from convergent plate boundaries is most often explained by intense stretching of the lithospheric layer - rifting. This should be followed by a large and prolonged crustal subsidence due to cooling of the stretched lithosphere. A characteristic feature of the post-rift subsidence is a decrease in its rate in time - several times over a hundred million years. Rifting in the West Siberian Basin was associated with the formation of Permian-Triassic graben-rifts. The subsequent (post-rift) subsidence is considered by many researchers as a cause of formation of a thick layer of Mesozoic and Cenozoic sediments in the basin. Over the 86 Ma that passed from the beginning of the Middle Triassic to the end of the Middle Jurassic, the rate of post-rift subsidence should have decreased by about a factor of three. In fact, the opposite trend took place. Judging by the data of the Tyumen (SG-6) and En-Yakhin (SG-7) superdeep wells drilled in the north of the basin, the rate of crustal subsidence increased several times during this period of time. Such a sharp difference between the expected post-rift subsidence and the actual subsidence of the crust indicates that lithospheric stretching was not the main subsidence mechanism, and it could provide only a small part of the subsidence. Under such circumstances, the main cause of the subsidence should be contraction of rocks in the Earth's crust due to prograde metamorphism.

Keywords: crustal subsidence, deep seated metamorphism, rock contraction in the lower crust, crustal stretching, West Siberian Basin, superdeep boreholes, rifting

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.7.004

РЕЗУЛЬТАТЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО БУРЕНИЯ В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ С ЦЕЛЬЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СТРУКТУР КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА И ГЛУБОКОВОДНЫХ АКВАТОРИЙ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

© 2023 г. Член-корреспондент РАН О. В. Петров^{1,*}, А. М. Никишин², Е. И. Петров³,
В. Ю. Татарин^{3,4}, С. Н. Кашубин¹, Д. В. Прищепенко¹, Н. А. Малышев⁵, С. М. Данилкин⁶,
В. Е. Вержбицкий⁵, А. А. Колюбакин^{5,6}, Д. К. Комиссаров⁵, В. Н. Ставицкая⁶, О. В. Шурекова¹,
Е. С. Разумкова¹, Т. Ю. Толмачева¹, Д. И. Леонтьев¹, М. Ю. Токарев²,
А. И. Понимаскин², З. С. Замотина²

Поступило 15.05.2023 г.

После доработки 02.06.2023 г.

Принято к публикации 05.06.2023 г.

Впервые с целью геологического изучения зоны сочленения глубоководных акваторий Северного Ледовитого океана и окраинных структур континентального шельфа по инициативе Федерального агентства по недропользованию силами ФГБУ ВСЕГЕИ и АО “Росгеология” и при содействии ПАО НК “Роснефть” в августе 2022 г. было выполнено бурение малоглубинной скважины в Восточно-Сибирском море, увязанное с долгосрочной программой стратиграфического бурения ПАО “НК “Роснефть”. Бурение сопровождалось непрерывным сейсмоакустическим профилированием и скважинной термометрией. Максимальная глубина скважины составила 472 м от поверхности дна; в ней до глубины 268 м было отобрано 147.5 м керна. В разрезе выделено две осадочные толщи — нижняя полого деформированная юрско-нижнемеловая и верхняя неоген-четвертичная, залегающая горизонтально. Эти толщи разделены мощным неопробованным интервалом с горизонтами напорных вод. Юрско-нижнемеловая толща слагает моноклинал северо-западного падения, нарушенную разломами и, вероятно, относится к комплексу заполнения Жоховского краевого прогиба Верхоянско-Чукотского орогена на шельфе Восточной Арктики.

Ключевые слова: стратиграфическое бурение, континентальный шельф, поднятие Де-Лонга, Американо-Сибирский бассейн, сеймо-стратиграфические модели, неокон, кайнозой

DOI: 10.31857/S268673972360100X, EDN: MNCKHL

ВВЕДЕНИЕ

Континентальный шельф Восточной Арктики и прилегающие глубоководные акватории по-

следние два десятилетия находятся в сфере пристального внимания исследователей. За эти годы резко активизировались национальные программы геологического изучения Арктического глубоководного бассейна и работы по оценке нефтегазоносности региона. Количество сейсмических материалов и изученность геологического строения арктических островов значительно увеличилось, существенно расширив наши представления о строении осадочного чехла Арктического бассейна и его тектоническом развитии [1–8].

Начало систематическим работам по проведению стратиграфического бурения в российской части Арктического шельфа было положено ПАО “НК “Роснефть” [9], в ходе которых, начиная с 2020 г., были пробурены скважины в пределах лицензионных участков (ЛУ) в северной части Карского моря (Северо-Карский ЛУ, 2020 г.), в море

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

⁴Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, Россия

⁵ПАО Нефтяная компания “Роснефть”, Москва, Россия

⁶ООО “Арктический Научный Центр”, Москва, Россия

*E-mail: OPetrov@vsegei.ru

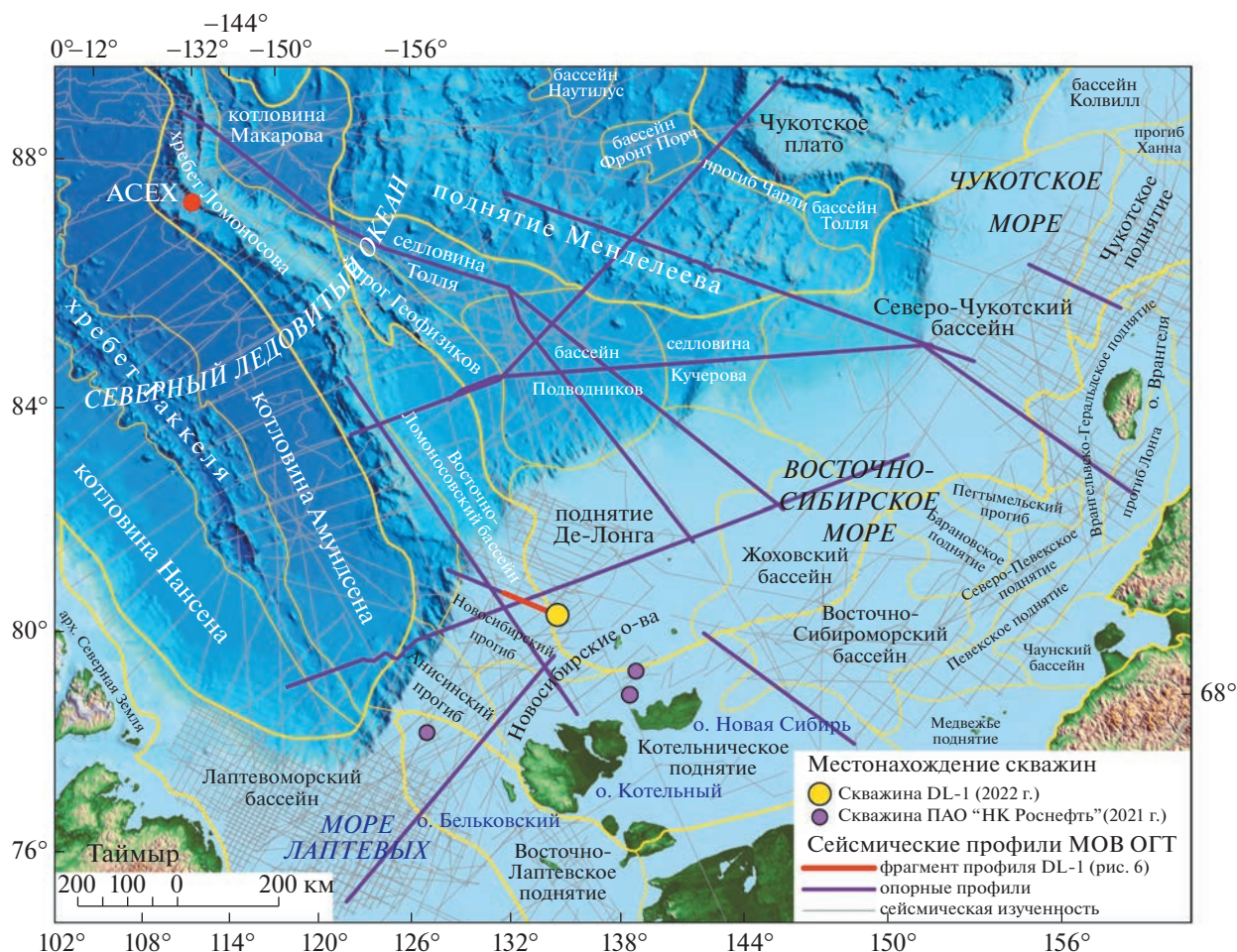


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей и стратиграфических скважин: DL-1 – ВСЕГЕИ, 2022 г.; ПАО НК “Роснефть”, 2021 г.; ACEX, 2006 г. Желтые линии обозначают границы геоморфологических структур.

Лаптевых (Анисинско-Новосибирский ЛУ, 2021 г.) и Чукотском (Северо-Врангелевский-1 ЛУ, 2022 г.).

В августе–сентябре 2022 г. по инициативе Роснедра, силами ФГБУ “ВСЕГЕИ” и АО “Росгеология”, во взаимоувязке с долгосрочной программой стратиграфического бурения ПАО НК “Роснефть” и при его содействии были проведены совместные работы по бурению на арктическом континентальном шельфе в северо-западной части Восточно-Сибирского моря (рис. 1). Эти работы позволили впервые получить прямые данные о составе и возрасте отложений, слагающих вскрытый геологический разрез мезозой-кайнозойского чехла поднятия Де-Лонга, и провести возрастную привязку к сейсмическим границам и комплексам.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РЕГИОНА

Район подводного поднятия Де-Лонга, где проводилось малоглубинное бурение, располо-

жен в северо-западной части шельфа Восточно-Сибирского моря и прилегает к краевой части глубоководного бассейна Подводников, относящегося к Амеразийскому бассейну Северного Ледовитого океана. Сейсмическая изученность здесь относительно высокая, так как работы в регионе, начиная с конца 80-х годов, проводили многие организации (ЛАРГЭ, ДМНГ, ГНИНГИ, МАГЭ и др.). К настоящему времени построены многочисленные временные, глубинные сейсмогеологические и геолого-геофизические разрезы (рис. 1); получены материалы, содержащие данные о рельефе, мощности и скоростных характеристиках осадочного чехла. В результате многолетних исследований Новосибирские острова и шельф Восточно-Сибирского моря покрыты геологическими съемками масштабов 1:1000000 и 1:200000.

Здесь проводились и многоплановые научные исследования, которые привели к созданию многочисленных моделей геологического развития региона, отличающихся главным образом интер-

прегацией характера тектонических процессов, их последовательности и временными диапазонами. При этом большинство исследователей сходятся во мнении, что ключевым тектоническим событием, определившим структурный план региона и особенности формирования осадочного чехла, была раннемеловая (предаптская) орогения, проявившаяся здесь вследствие закрытия Южно-Анжуйского океана, за которой последовала эпоха континентального рифтинга ([10–16] и др.).

ПРОЕКТ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО БУРЕНИЯ В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ

В основные задачи стратиграфического бурения на континентальном шельфе в Восточно-Сибирском море входили непосредственная заверка стратиграфической привязки сейсмических профилей, характеристик геофизических данных и подготовка дополнительных геологических материалов для защиты Заявки России в Комиссию ООН по границам континентальных шельфов. Необходимо было вскрыть максимальный возрастной интервал разреза, надежно скоррелировать сейсмические горизонты на профилях и получить прямую информацию о вещественном составе отложений шельфа.

В результате анализа сейсмических и геологических данных была выбрана точка на континентальном шельфе в северо-западной части Восточно-Сибирского моря DL-1 (77.75336073° с.ш. и 146.6321214° в.д.), расположенная непосредственно на сейсмическом профиле МОВ ОГТ DL11-01 (выполнен ОАО МАГЭ в экспедиции 2011–2012 гг. на НИС “Геолог Дмитрий Наливкин”) (рис. 2).

Бурение выполнялось с борта бурового судна “Бавенит” — одного из самых оснащенных в настоящее время инженерно-геологических судов Российской Федерации. Буровые работы проводились с 5 по 23 сентября 2022 г. с одновременным отбором керна без обсадной колонны буроголовкой диаметром 215.9 мм с применением съемного обуривающего пробоотборника с внутренним диаметром 82 мм. Работы осложнялись присутствием в разрезе горизонтов с напорными термальными водами, мигрирующими по зонам разломов, и разуплотнениями во вскрываемых водоносных пластах. Глубина моря в точке бурения составила 47.5 м. Максимальная глубина скважины составила 472 м от поверхности дна (наибольшая глубина, с которой удалось отобрать керн — 268 м), всего было отобрано 147.5 м керна.

Геофизические методы исследований включали три типа работ: профильную сейсмоакустическую съемку в районе заложения проектной скважины, а также вертикальное сейсмическое про-

филирование и скважинную термометрию оптоволоконных технологий, методика применения которых была разработана специалистами ПАО НК “Роснефть” в рамках сезона стратиграфического бурения 2021 г. в море Лаптевых.

Многоканальное сейсмоакустическое профилирование позволило получить детальное глубинное сейсмическое изображение структурно-геологических особенностей района работ с вертикальной разрешающей способностью 2.5–3 м на глубину 500 м (рис. 3). Вертикальное сейсмическое профилирование в скважине было выполнено на глубину 416 м и позволило выполнить привязку основных выделенных по многоканальному профилированию реперных сейсмических горизонтов к керновому материалу (определить глубину их залегания), а также оценить скорости распространения Р-волн.

Скважинная термометрия была выполнена на глубину 246 м с помощью технологии DTS (distributed temperature sensing). Анализ полученных температурных данных показал распределение температур в скважине от -1.3°C до $+5^\circ\text{C}$ и присутствие трех локальных температурных максимумов в разрезе кайнозойского комплекса (рис. 4). В породах нижнего структурного яруса относительно стабильный температурный профиль характеризуется средним значением температур, близким к $+4^\circ\text{C}$. Вскрытый геологический разрез не содержит многолетнемерзлых пород, а температурные аномалии предположительно могут быть связаны с миграцией вод.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ, ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В результате бурения был получен керн из отложений верхней части осадочного чехла шельфа на глубину до 268 м. Неопробованными остались интервалы от 2 до 10 м и от 42 до 60 м в верхней части скважины, а также с 130 до 180 м из ее центральной обводненной части скважины (рис. 2).

В разрезе выделены две принципиально разные по составу толщи. Верхняя толща (до глубины 130 м) представлена переслаиванием горизонтально залегающих темно-серых нелитифицированных глин, алевроитов и песков с многочисленными включениями гравия, галек, валунов и обильным на некоторых уровнях раковинным детритом (рис. 5). Неопробованный интервал 130–183 м представлен, вероятно, рыхлыми песчано-гравийными отложениями с валунами, судя по характеру проходки бурового инструмента и невозможности отбора полноценного керна.

Пограничный интервал (183–184.5 м) между верхней и нижней толщей отличается литологическим составом от нижележащих пород и представлен несортированными терригенными отло-

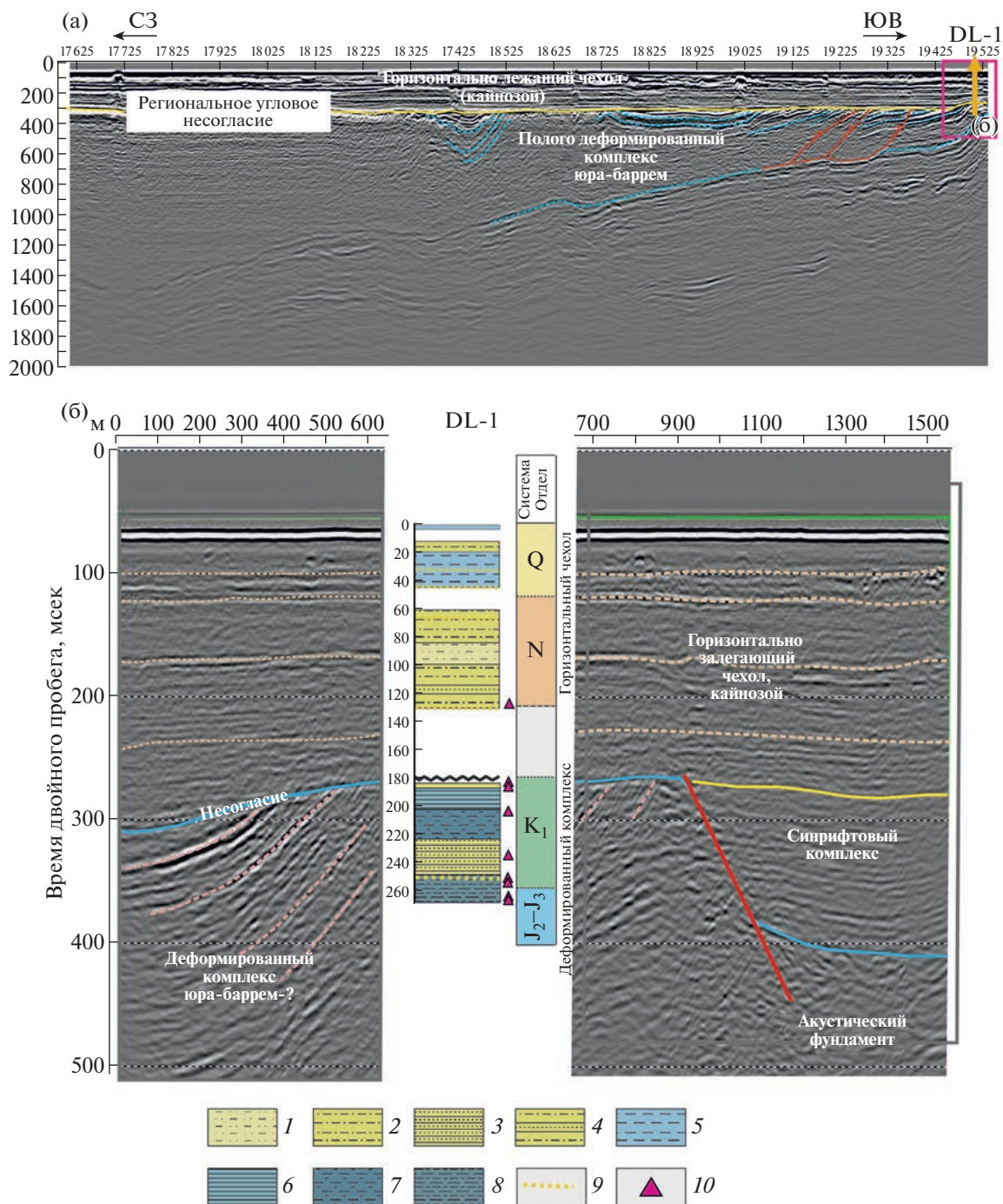


Рис. 2. (а) Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ DL11-01 и положение на нем скважины DL-1; (б) сейсмоакустический профиль, пройденный через скважину и схематическая литолого-стратиграфическая колонка. 1 – глинистые пески 2 – песчанистые миктиты; 3 – переслаивание аргиллитов с песчаниками и алевролитами; 4 – песчанистые алевролиты с прослоями песка; 5 – глины; 6 – переслаивание глин и аргиллитов; 7 – аргиллиты дислоцированные; 8 – переслаивание аргиллитов дислоцированных и массивных; 9 – песчанистые прослои; 10 – места отбора образцов на определение возраста.

жениями – песчаниками и глинами с большим количеством щебня, гравия и гальки. Присутствует галька как магматических, так и карбонатных пород.

Нижняя толща (184.5–268 м) представлена в основном темно-серыми и светло-серыми аргил-

литами и алевролитами с отдельными горизонтами песчаников. Аргиллиты и алевролиты сильно трещиноватые и слабо литифицированные, возможно частично дезинтегрированные в результате тектонических дислокаций. В верхней части этого интервала от 184.5 до 230 м (рис. 5) в трещи-

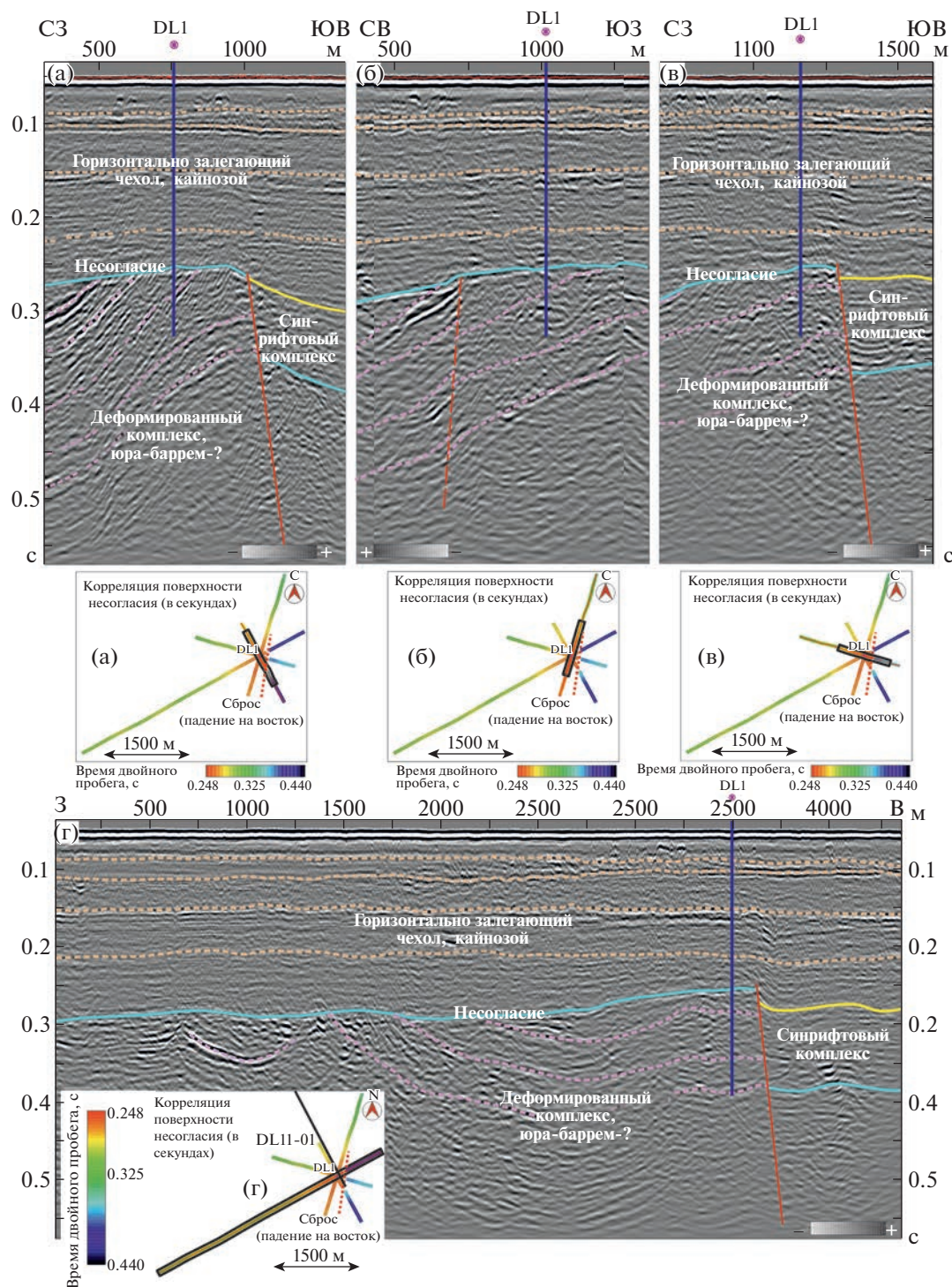


Рис. 3. Сейсмоакустические профили, проходящие через точку бурения скважины DL-1 и их интерпретация (профиль а показан на рис. 2 б). На картограммах отражено расположение фрагментов профилей (черные прямоугольники), время двойного пробега в секундах для поверхности основного несогласия (цветовой градиент), линия сброса (красный пунктир). К востоку от разлома видна недеформированная толща, не вскрытая скважиной. Предполагается, что это часть синрифтового комплекса.

новатых темно-серых глинах присутствуют многочисленные включения гравия, гальки и щебня терригенных пород, тонкие (1–3 мм) карбонатные прожилки и прослойки (до 5 см) углефици-

рованного вещества. Реже встречаются стяжения карбонатов и гальки кремненных пород. В керне на отметке 194 м встречена карбонатная галька с крупными фузулинидами, вероятно, каменно-

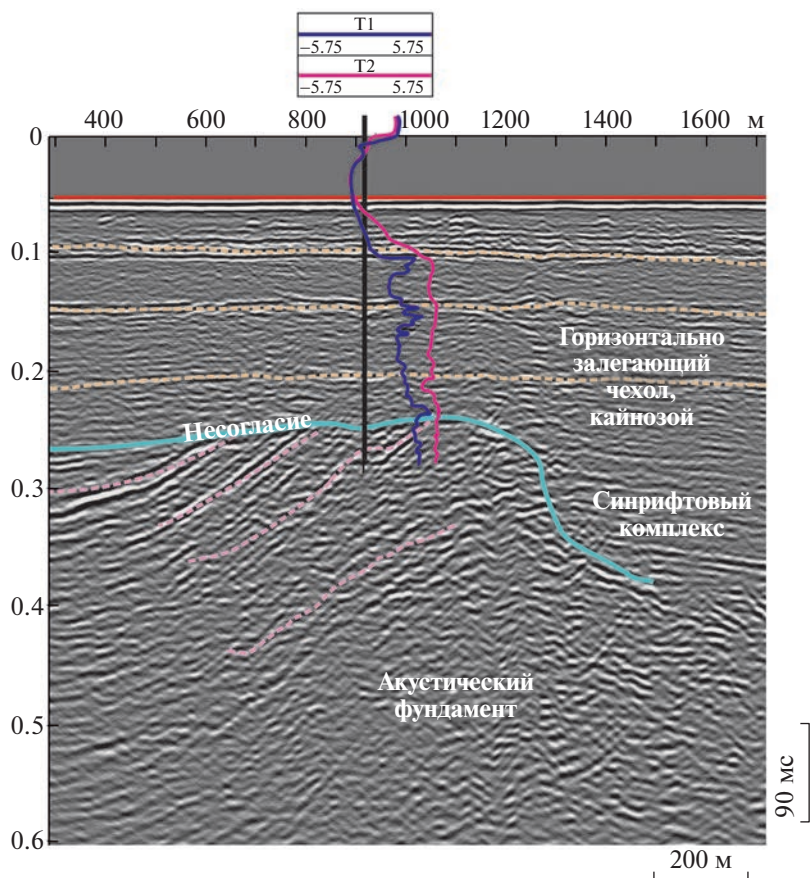


Рис. 4. Интерпретация данных DTS-термометрии. Фиолетовая кривая — температурный профиль сразу после бурения; синяя кривая — температурный профиль через пять суток.

угольного возраста. Породы часто дислоцированы и раздроблены. В нижней части интервала (230–268 м, см. рис. 5) темно-серые алевролиты и аргиллиты переслаиваются с прочной аргиллитоподобной глиной коричневого цвета, с зернами гравия и присыпками карбонатного материала.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ

Возраст разреза был определен на основании палинологического анализа 10 проб, отобранных по всему интервалу керна. Верхняя проба, взятая на глубине 130 м (рис. 2, 6), содержит комплексы пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений, диноцист, акритарх, празиофитовых и хлорофитовых водорослей. Возраст определяется как аквитанский век раннего миоцена на основании совместного распространения диноцист *Heteraulacacysta campanula*, *Distatodinium biffii*, *Lingulodinium sadoense*, *Melitasphaeridium choanophorum reductum* и *Spiniferites bentorii* и др.

Остальные пробы (рис. 2, 6) были взяты из нижней толщи разреза скважины. В пробах на глубине 183 и 184 м (из пограничного интервала

между верхней и нижней толщами) доминирует двухмешковая пыльца хвойных, присутствуют споры печеночных и сфагновых мхов, а также споры глейхениевых папоротников *Clavifera rudis*, характерных для апт-альбских отложений [17].

На глубине 208.8 м в палиноспектре доминируют споры с гладкой экзиной. Реже встречаются споры схизейных и глейхениевых папоротников, а также печеночных и сфагновых мхов. Микрофитопланктон представлен диноцистами *Oligosphaeridium complex* и *Muderongia / Odontochitina* sp., предполагаемый валанжин-барремский возраст которых обоснован таксономическим сходством с одновозрастными палинокомплексами Западной Сибири и положением в разрезе.

На глубине 234.0 м в пробе присутствуют акритархи *Veryhachium* sp., празиофиты *Crassosphaera* sp. и диноцисты, среди которых определены *Sirmiodinium grossii*, последнее появление которого зафиксировано на границе баррема и апта, и *O. complex*, появляющийся в основании валанжины [18].

На глубинах 259 и 253.5–254.5 м микрофитопланктон представлен пресноводными водорос-

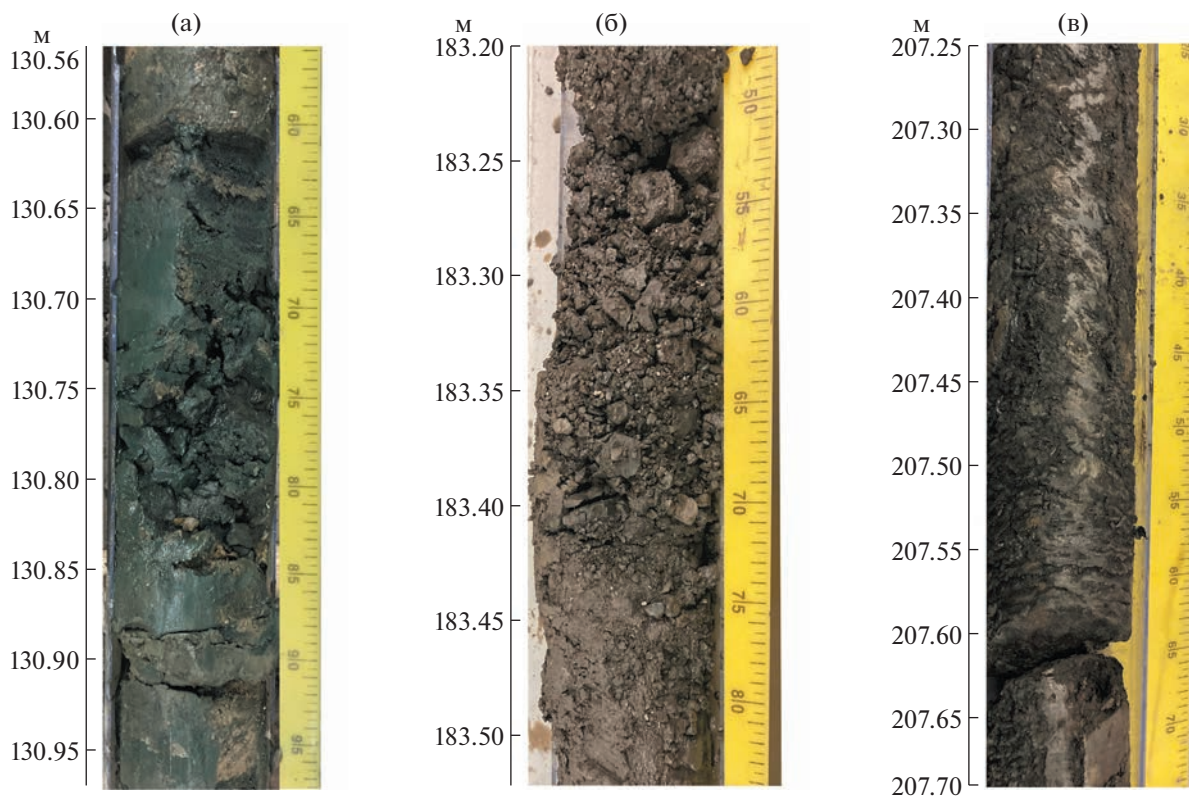


Рис. 5. Фотографии фрагментов керна, вскрытых скважиной DL-1. а — фрагмент керна с глубины ~130 м (рыхлые отложения кайнозоя), б — несортированные терригенные отложения верхней части нижней (меловой) толщи (~183 м), в — дислоцированные нижнемеловые аргиллиты (~207 м). Глубина залегания в метрах от поверхности дна.

лями, акритархами, прازیнофитами и диноцистами, среди которых встречаются *O. complex* и *Tubotuberella apatela*, общий возрастной диапазон распространения которых соответствует раннему валанжину [18]. В образце с глубины 264 м на фоне комплекса миоспор типично среднеюрского облика (*Stereisporites incertus*, *S. antiquasporites*, *Obtusisporis junctus*, *Densoisporites crassus*, *Lycopodiumsporites intortivallus*, *Neoraistrickia truncata*, *Dipteridaceae* gen. spp.) присутствуют единичные диноцисты *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* и *Nannoceratopsis gracilis*, общий возрастной диапазон распространения которых отвечает позднему байосу (средняя юра). [18, 19]. В самых нижних частях разреза скважины на глубинах 267 и 268 м мацерат представлен разрушенными растительными тканями и коричневыми палиноморфами плохой сохранности. Среди них установлено присутствие ранне-среднеюрского вида *S. incertus*, который может встречаться единично как в триасе, так и в раннем мелу до валанжина [17].

Увязка данных бурения с данными сейсмопрофилирования. Точка бурения скважины планировалась на основе анализа региональных сейсмических профилей. За основу был взят профиль МОВ ОГТ DL11-01 (рис. 2 а) Непосредственно перед

началом буровых работ для уточнения оптимального местоположения скважины были отработаны четыре сейсмоакустических профиля (рис. 3). Эти профили позже были увязаны с данными по скважине (рис. 2 б).

На сейсмоакустических профилях отчетливо прослеживается угловое несогласие, которое соответствует границе верхней и нижней толщ разреза скважины. Верхняя толща залегает практически горизонтально, а нижняя толща слагает моноклиналь, нарушенную разломами, вероятнее всего, взбросо-надвиговой кинематики. Моноклиналь падает на северо-запад (азимут падения около 315 градусов, угол падения около 5–7 градусов). Помимо этих двух упомянутых выше сейсмокомплексов выделяется и третий, который не пробурен скважиной. Этот сейсмокомплекс на приведенном фрагменте сеймопрофиля ограничен сбросом и представлен, соответственно, синрифтовыми отложениями (рис. 2, 3) предположительно апт-палеоценового возраста.

Анализ сейсмоакустических профилей и результатов бурения скважины показывает, что в геологической истории района можно выделить три стадии развития. Первая стадия — формирование морских открыто- и мелководно-шельфо-

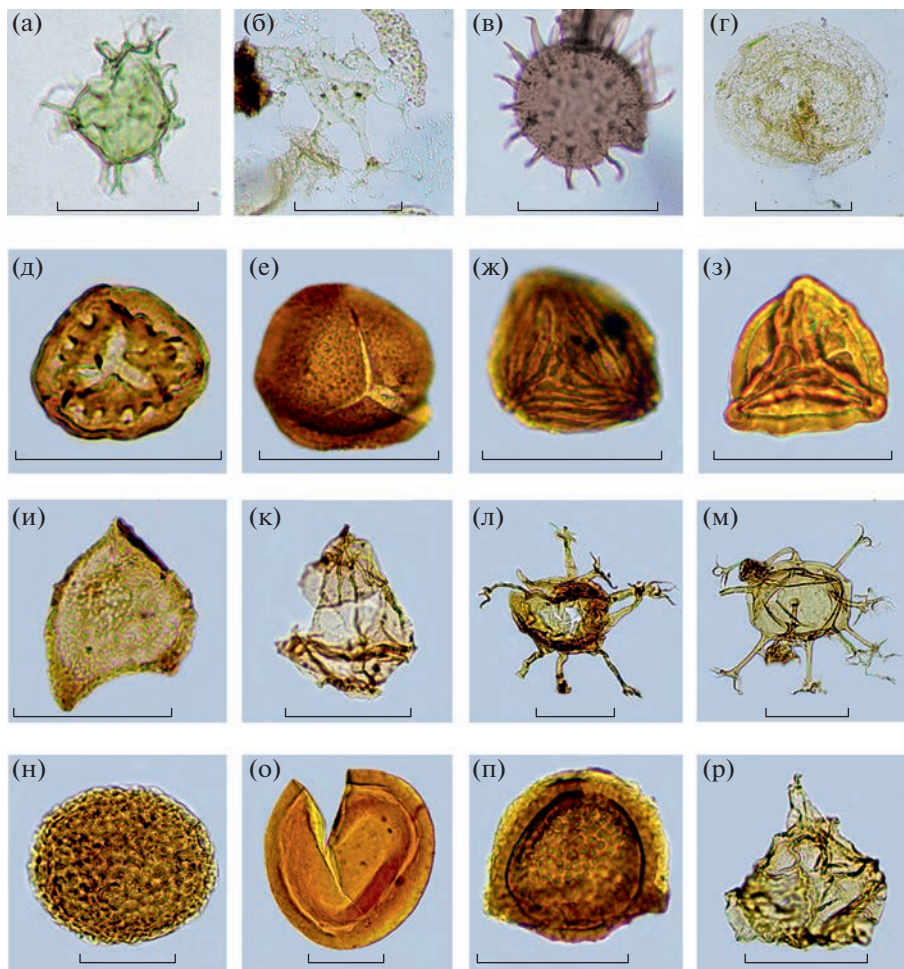


Рис. 6. Диноцисты и палиноморфы из кайнозойских и юрско-меловых отложений разреза скв. DL-1, размер линейки — 50 мкм. а — *Spiniferites bentorii* (Rossig., 1964) Wall et Dale, 1970 (глуб. 130 м); б — *Distatodinium biffii* Brink. et al., 1992 (глуб. 130 м); в — *Lingulodinium sadoense* Matsuoka, 1983 (глуб. 130 м); г — *Heteraulacacysta campanula* Drugg et Loeb., 1967 (глуб. 130 м). д — *Stereisporites incertus* (Bolch., 1956) Sem., 1970 (глуб. 264 м), спора; е — *Osmundacidites wellmanii* Coup., 1953 (глуб. 264 м), спора; ж — *Cicatricosisporites australiensis* (Cook., 1953) Pot., 1956 (глуб. 253.5 м), спора; з — *Clavifera rudis* Bolch., 1968 (глуб. 183 м), спора; и — *Nannoceratopsis gracilis* Alb., 1961 (глуб. 264 м), диноциста; к — *Gonyaulacysta jurassica* (Defl., 1939) Norris et Sarj., 1965 subsp. Adepta (глуб. 264 м), диноциста; л, м — *Oligosphaeridium complex* (White, 1842) Davey et Will., 1966, ж — (глуб. 234 м); з — (глуб. 183 м), диноцисты; н — *Schizosporis reticulatus* Cook. et Dett., 1959 (глуб. 208.8 м), пресноводная водоросль; о — *Tasmanites* sp. (глуб. 253.5 м), празиофит; п — *Couperisporites tabulatus* Dett., 1963 (глуб. 253.5 м), спора; р — *Sirmiodinium grossii* Alb., 1961 (глуб. 234 м), диноциста.

вых отложений, часть которых (средняя юра—низы нижнего мела) вскрыта скважиной DL-1 (нижняя толща аргиллитов с горизонтами песчаников и алевролитов). На орогенном этапе (примерно готерив-баррем, до апта) толща подверглась тектонической деформации (сжатию) и эрозии. Вторая стадия — формирование рифтогенных прогибов, заполненных, по имеющимся представлениям, апт-альбскими и верхнемеловыми-палеоценовыми отложениями (толща, не вскрытая скважиной и выделяемая на сеймопрофилях предположительно). Третья стадия — формирование кайнозойского плитного комплекса осадочного чехла.

ДИСКУССИЯ

Предварительные результаты определения возраста осадочных пород нижней толщи, вскрытой скважиной DL-1, указывают на их образование в интервале времени от средней юры до середины раннего мела. Стратиграфическими аналогами отложений этой толщи на Новосибирских островах являются, по-видимому, дислоцированные в разной степени оксфордско-валанжинские турбидитовые толщи островов Малого Ляховского и Столбового и ниже-среднеюрские терригенные образования островов Котельный и Новая Сибирь.

Скважиной вскрыт, вероятно, разрез Жоховского краевого прогиба мезозойского орогена,

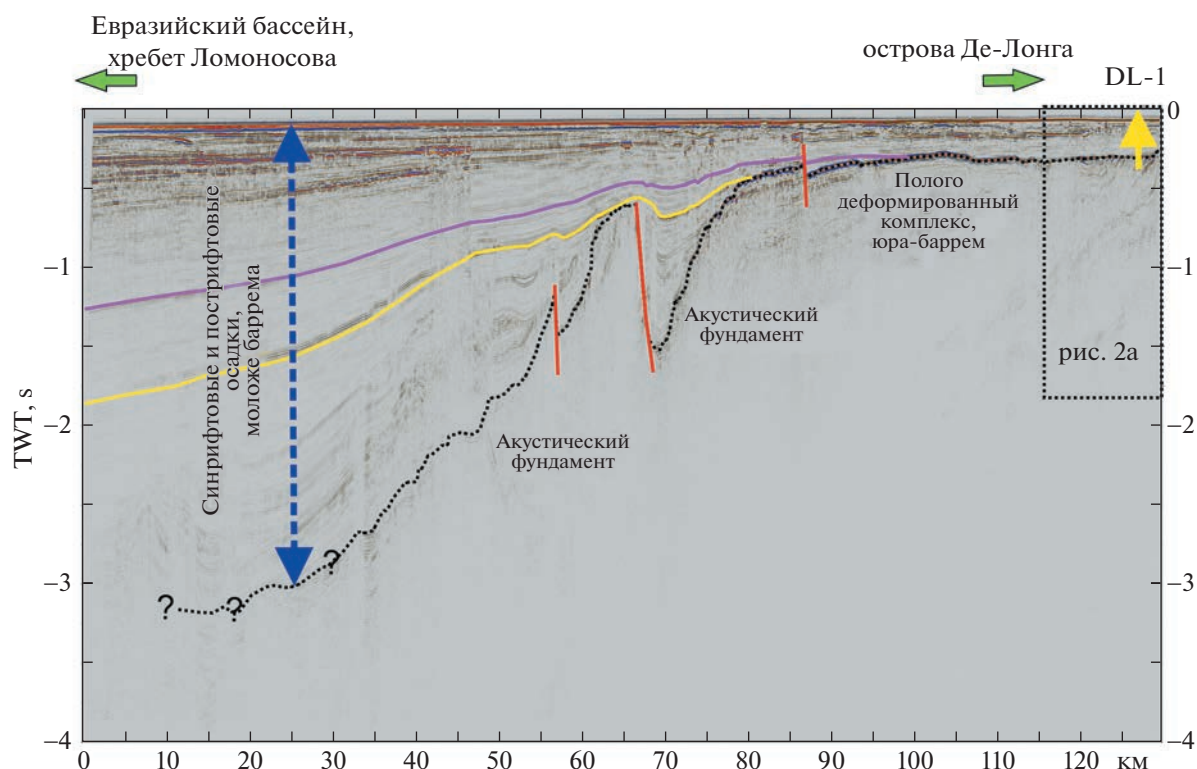


Рис. 7. Сейсмический профиль МОВ ОГТ DL11-01 и его интерпретация с учетом данных бурения скважины DL-1. Очевидно, что полого залегающий осадочный чехол, включая синирифовые отложения, моложе возраста деформированных осадков, вскрытых скважиной. Акустический фундамент может быть сложен как породами юры-неокома, так и более древними комплексами.

позднеюрско-неокомский возраст заполнения которого предполагался ранее по материалам сейсморазведки и геологическим данным по Новосибирским островам [5].

В регионе бурения на сейсмических профилях отчетливо прослеживаются синирифовые сейсмокомплексы в Новосибирском и Восточно-Анисинском рифтовых бассейнах, выделенных на севере морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, ниже которых прослеживается акустический фундамент [3, 5]. При этом Восточно-Анисинский бассейн на севере переходит в рифтовый бассейн между хребтом Ломоносова и бассейном Подводников (Восточно-Ломоносовский бассейн или терраса [3, 5]). Эти синирифовые сейсмокомплексы не вовлечены в интенсивные раннемеловые (доаптские) деформации сжатия. Из этого следует, что образование рифтовых бассейнов в этом регионе было уже после эпохи деформаций, задокументированной в районе скважины DL-1, т.е. рассматриваемые рифтовые бассейны имеют возраст формирования не древнее апта.

Рядом со скважиной DL-1 на острове Беннетта хорошо известны траппы островов Де-Лонга с возрастными около 100–125 млн лет [6, 7]. Траппо-

вые комплексы не деформированы. Нижняя (деформированная) толща, вскрытая скважиной, находится, очевидно, стратиграфически ниже известных синирифовых сейсмокомплексов и траппов и, частично, возможно, их подстилает (рис. 7).

ВЫВОДЫ

В результате бурения малоглубинной скважины на поднятии Де-Лонга в Восточно-Сибирском море был впервые отобран керн до глубины 268 м. В разрезе выделены две осадочных толщи, которые разделены региональным угловым несогласием. Верхняя толща представлена преимущественно рыхлыми разнообразными терригенными отложениями, тогда как нижняя — более плотно сцементированными тонкообломочными породами. Сейсмоакустические данные показывают, что верхняя толща залегает горизонтально, а нижняя образует моноκлиналь, осложненную тектоническими деформациями сжатия. По предварительным палеонтологическим данным нижняя толща относится к средней юре — нижнему мелу (неокому), а верхняя толща имеет кайнозойский, неоген-четвертичный возраст. Вероятно, на границе верхней и нижней толщ наблюдается кора выветривания по апт-альбским

породам. В точке бурения под дном моря зафиксировано отсутствие слоя с вечной мерзлотой.

Граница основного несогласия увязана с серией сейсмоакустических профилей и в дальнейшем может быть прослежена по всей территории Арктики на региональных сейсмических профилях.

Предварительные региональные корреляции осадочных образований, с учетом новых данных по бурению, указывают на существование следующих сейсмокомплексов в районе поднятия Де-Лонга: (1) полого деформированного в условиях сжатия (или деформированного в разной степени) комплекса юры-неокома, который на сейсмических профилях часто переходит в акустический фундамент без видимой внутренней структуры (акустический фундамент может быть сложен как породами юры-неокома, так и более древними комплексами); (2) синрифтового комплекса с главной фазой рифтинга в апте-альбе (возможно, и моложе) и проявлениями траппового магматизма в основании этого комплекса; (3) пострифтового горизонтально залегающего кайнозойского комплекса.

Дальнейшие работы должны быть сфокусированы на детализации возрастных определений осадочных комплексов, их фациальном анализе, литолого-геохимических и других лабораторно-аналитических исследованиях вскрытых отложений, а также корреляции всех имеющихся сейсмических профилей с учетом результатов бурения новой скважины. Отдельной задачей является реконструкция эволюции региона в пределах осадочных бассейнов шельфа Восточно-Сибирского моря на основе впервые полученных скважинных данных по устойчивому термическому градиенту.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны всем специалистам, принимающим участие в определении места заложения скважины DL-1 и ее бурении.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств субсидии на выполнение государственного задания Роснедра в рамках федерального проекта “Геология: возрождение легенды”. Работа А.М. Никишина частично финансировалась грантом РНФ (22-27-00160).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Scientific contributions to the Tectonic Map of the Arctic / eds. O. V. Petrov, M. Pubellier (VSEGEI/CGMW). Paris: CGMW, 2019. 64 p., Chapman & Hall, London, 1992. P. 7–97.

2. Geologic Structures of the Arctic Basin. Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V. (Eds.). Springer International Publishing, Cham. 2019.
3. Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики. Отв. ред.: О.В. Петров, М. Смелрор. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. 152 с.
4. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Korniychuk A.V., Morozov A.F., Petrov O.V., Poselov V.A., Beziazykov A.V., Skolotnev S.G., Malyshe, N.A., Verzhbitsky V.E., Posamentier H.W., Freiman S.I., Rodina E.A., Startseva K.F., Zhukov N.N. Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 – Data collection // Earth-Sci. Rev. 2021a. V. 217. P. 103559.
5. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K.F., Rodina E.A. Arctic Ocean Mega Project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // Earth-Sci. Rev. 2021b. V. 217. P. 103581.
6. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K.F. Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 – Mesozoic to Cenozoic geological evolution // Earth-Sci. Rev. 2021c. V. 217. P. 103034.
7. Tectonics of the Arctic. Petrov O.V., Smelror M. (eds.). Springer Geology. 2021.
8. Рекант П.В., Петров О.В., Прищепенко Д.В. Формирование складчато-надвиговой структуры южной части шельфа Восточно-Сибирского моря по результатам структурного анализа сейсмических материалов // Региональная геология и металлогения. 2020. Т. 82. С. 35–59.
9. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Скарятин М.В., Балагуров М.Д., Илюшин Д.В., Колюбакин А.А., Губарева О.А., Гатовский Ю.А., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В., Ступакова А.В., Сулова А.А., Обметко В.В., Комиссаров Д.К. Стратиграфическое бурение на севере Карского моря: первый опыт реализации проекта и предварительные результаты // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 3. С. 311–326.
10. Kos'ko M.K., Trufanov G.V. Middle Cretaceous to Eocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // Mar. Pet. Geol. 2002. № 19. P. 901–919.
11. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. № 463. P. 86–108.
12. Laverov N.P., Lobkovsky L.I., Kononov M. V., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Sokolov S.D., Shipilov E.V. A geodynamic model of the evolution of the Arctic basin and adjacent territories in the Mesozoic and Cenozoic and the outer limit of the Russian Continental Shelf // Geotectonics. 2013. № 47. P. 1–30.
13. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Ануйской сuture (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
14. Kuzmichev A.B., Danukalova M.K., Aleksandrova G.N., Zakharov V.A., Herman A.B., Nikitenko B.L., Khubanov V.B., Korostylev E.V. Mid-Cretaceous Tuor-

- Yuryakh Section of Kotelnii Island, New Siberian Islands: How Does the Probable Basement of Sedimentary Cover of the Laptev Sea Look on Land? // *Stratigr. Geol. Correl.* 2018. № 26. P. 403–432.
15. Попова А.Б., Махова О.С., Мальшев Н.А., Верзбицкий В.Е., Обметко В.В., Бородулин А.А. Построение комплексной сейсмогеологической модели шельфа Восточно-Сибирского моря // *Нефтяное хозяйство*. 2018. № 04. С. 30–34.
 16. Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А., Тучкова М.И., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Тектоника и геодинамика Восточной Арктики в мезозое // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 4. С. 3890409.
 17. Palynodata Inc. / White, J.M. 2022 // URL: <https://paleobotany.ru/palynodata/taxa>.
 18. BioStrat Stratigraphic Consultancy [Electronic resource] / David Bailey, the BioStrat Ltd director, Backbarrow, UK, 2022 — URL: <http://biostrat.org.uk/LJ%202011%20events%20postcon.pdf>, free, in English.
 19. Riding J.B., Thomas J.E. Dinoflagellate cysts of Jurassic System / In: Powell A.J. (ed.) A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. British Palaeontological Society Publications Series.

FIRST RESULTS OF STRATIGRAPHIC DRILLING IN THE EAST SIBERIAN SEA FOCUSED ON THE GEOLOGICAL STUDIES OF THE SUTURE ZONE OF THE CONTINENTAL SHELF'S MARGINAL STRUCTURES AND DEEP-WATER AREAS OF THE ARCTIC OCEAN

Corresponding Member of the RAS O. V. Petrov^{a,*}, A. M. Nikishin^b, E. I. Petrov^c, V. Yu. Tatarinov^{c,d}, S. N. Kashubin^a, D. V. Prishchepenko^a, N. A. Malyshev^e, S. M. Danilkin^f, V. E. Verzhbitsky^e, A. A. Kolyubakin^{e,f}, D. K. Komissarov^e, V. N. Stavitskaya^f, O. V. Shurekova^a, E. S. Razumkova^a, T. Yu. Tolmacheva^a, D. I. Leontiev^a, M. Yu. Tokarev^b, A. I. Ponimaskin^b, and Z. S. Zamotina^b

^aA.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation

^bM.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

^cFederal Agency on Mineral Resources, Moscow, Russian Federation

^dInstitute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow, Russian Federation

^eRosneft Oil Company, Moscow, Russian Federation

^fArctic Science Center, Moscow, Russian Federation

^{*}E-mail: OPetrov@vsegei.ru

At the initiative of the Federal Agency on Mineral Resources (Rosnedra), in August 2022, a shallow well was drilled in the East Siberian Sea for the first time with a purpose of geological studying the suture zone of deep waters of the Arctic Ocean and marginal structures of the continental shelf. The well was drilled by VSEGEI and Rosgeologia with the assistance of NK Rosneft and linked to the Rosneft's long-term stratigraphic drilling program. Drilling was accompanied by continuous seismoacoustic profiling and well thermometry. The maximum well depth was 472 m from the bottom surface; in it, 147.5 m of core was taken to a depth of 268 m. Two sedimentary sequences were identified in the section: the lower Jurassic-Lower Cretaceous gently deformed sequence and the upper Neogene-Quaternary horizontally lying sequence. The sequences are separated by a thick unsampled interval with horizons of ascending thermal water. The Jurassic-Lower Cretaceous sequence occurs as a northwestern-dipping monocline, broken by faults and probably belongs to the complex filling the Zhokhov marginal trough of the Verkhoyansk-Chukotka orogen on the Eastern Arctic shelf.

Keywords: stratigraphic drilling, continental shelf, De-Long uplift, Amerasian basin, seismostratigraphic models, Neocomian, Cenozoic

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.35 (268.56)

ЭФФЕКТИВНЫЙ ПОДХОД К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ РАСЧЛЕНЕНИЮ МОНОТОННЫХ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

© 2023 г. А. Н. Колесник^{1,*}, С. А. Селютин¹, О. Н. Колесник¹, А. А. Босин¹, А. С. Астахов¹,
Е. Г. Вологина², Е. Н. Суховеев¹, И. И. Баженов¹

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 15.05.2023

Поступило 15.05.2023 г.

После доработки 19.06.2023 г.

Принято к публикации 20.06.2023 г.

В статье описан подход, при котором уже в море по результатам экспресс-анализа визуально однотипных кернов арктических голоценовых осадков и их сопоставления с датированными и в целом подробно изученными кернами осадков региона можно обоснованно выбрать материал, перспективный для стратиграфического расчленения, корреляции, палеорекоonstrukций. Набор анализируемых параметров: литологические, колориметрические (CIE L*, CIE a*, CIE b*), геофизические (магнитная восприимчивость — MB), геохимические (Fe/Rb, Mn/Rb, Ti/Rb). Наиболее информативные характеристики — цветовая координата CIE b*, MB, отношение Fe/Rb.

Ключевые слова: керны осадков, литология, колориметрия, магнитная восприимчивость, геохимия, нормальность распределения, арктический шельф, стратиграфия, голоцен

DOI: 10.31857/S2686739723601011, **EDN:** DXRMTD

ВВЕДЕНИЕ

Керны осадочных отложений являются основным источником информации о характере морского дна, истории седиментации, изменениях окружающей среды [1]. Стратиграфия донных осадков — основа палеоклиматических и палеоокеанологических реконструкций.

Стратиграфия мелководных (шельфовых) отложений в Арктике представляет немалые трудности. Осадки арктического шельфа подвержены воздействию волнений, течений, льдов. Они диагенетически изменены, биотурбированы; ходы морских червей проникают на более чем полуметровую глубину, вовлекая из верхних горизонтов коричневые окисленные илы и воду в нижележащие серые восстановленные отложения. Карбонаты в осадках растворяются холодными, обогащенными диоксидом углерода и недонасыщенными карбонатом кальция водами. В органическом веществе, которое в большом количестве

поступает в осадки арктического шельфа, значительна доля терригенной составляющей; наблюдается существенное разбавление морских вод речными водами [2, 3]. В связи с этим становятся проблематичными радиоуглеродное датирование и применение стандартных изотопно-кислородных шкал для построения возрастных моделей. Кроме того, в зонах аккумуляции (приустьевые части рек, понижения морского дна) отмечается значительная, 5 м и более, мощность голоценовых отложений, которые накоплены в относительно мало контрастных условиях и поэтому по большей части визуально очень похожи (монотонная толща) [4, 5]. Такие отложения не “пробируются” грунтовыми трубками, которые обычно используют при геологическом опробовании морского дна. В рамках одной экспедиции на арктическом шельфе отрабатываются десятки геологических станций. На борт судна поднимается большое количество внешне однотипных кернов осадков значительной (до 4.5 м) длины. Далеко не все эти керны пригодны для последующих детальных исследований, стратиграфического расчленения, корреляции, а в итоге — для палеорекоonstrukций. Керны, выбранные для детальных исследований “на глаз”, нередко оказываются неперспективными. Затрачивается большое количество времени и денежных средств без получения научного результата.

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

²Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: kolesnik_a@poi.dvo.ru

Смысл нашей работы заключался в том, чтобы при минимальных затратах аналитических ресурсов и времени, на уровне возможностей современной науки, аргументированно выбрать среди большого объема визуально однотипных кернов голоценовых арктических осадков те, которые более всего пригодны для детального изучения, стратиграфического расчленения, корреляции, палеорекопструкций. Работы, рассматривающие последние достижения в области аналитических технологий и перспективы применения этих технологий для анализа кернов осадков, крайне востребованы [1], однако достаточно быстро устаревают в связи с развитием технологий. Ревизия требуется как минимум каждые 15–20 лет.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Основой для работы послужили 25 кернов осадков длиной от 57 до 445 см из Центрально-Чукотской котловины Чукотского моря (рис. 1). Центрально-Чукотская котловина — это крупнейшая в Чукотском море отрицательная форма рельефа, где преобладают процессы аккумуляции биогенно-терригенного материала и формируется стратиграфически наиболее полная голоценовая толща [10]. Керна отобраны грунтовой трубкой с глубин 47–56 м в российских и российско-китайских экспедициях на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” в 2016–2021 гг. Предварительно для получения данных о структуре верхней части осадочного чехла и строении акустического фундамента с выбором точек для геологического опробования проводилось сейсмоакустическое профилирование с помощью профилографа GeoPulse Subbottom Profiler (GeoAcoustics, Великобритания). Литологическое описание кернов с составлением литологических схем выполнялось в условиях экспедиции по общепринятой схеме сразу после выемки из пробоотборника и продольного распила метровых секций. Все аналитические работы велись по этим продольным распилам и носили экспрессный (ускоренный и упрощенный) характер; осадки находились в естественном ненарушенном состоянии. Для фиксации текстуры и получения количественных характеристик цвета осадков было организовано сканирование с помощью оригинальный колориметрической установки на базе цифрового фотоаппарата Canon EOS 6d Mark с объективом Canon EF 50mm f/1.2L USM (Canon, Япония) [11]. Информация о цвете записывалась в координатах цветовой модели CIE 1976 $L^*a^*b^*$, работа велась в соответствии с международными стандартами ISO 3664:2009, ISO 3668:2017. Магнитная восприимчивость MB измерялась с помощью каппаметра KT-6 (SatisGeo, Чехия). Химический состав определялся методом рентгенофлуоресцентного сканирования [12] с помощью спектрометра

Olympus Vanta (Olympus Scientific Solutions Americas, США). Содержание всех элементов нормировалось по рубидию [13]. Сопоставление с датированными и в целом подробно изученными кернами осадков региона выполнялось по кривым распределения наиболее популярных колориметрических, геофизических и геохимических характеристик с учетом результатов литологического описания и после тестирования распределения данных на нормальность. Тестирование проводилось для подтверждения однотипности осадочных разрезов и проверки их на наличие аномалий, требующих отдельного рассмотрения. Тот материал, в котором подтверждалось нормальное распределение характеристик и который хорошо привязывался по этим характеристикам к датированным кернам, считался перспективным для дальнейшего детального изучения, стратиграфического расчленения, корреляции, палеорекопструкций.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Судя по сейсмоакустическим записям, верхний голоценовый слой осадков Центрально-Чукотской котловины представляет собой монотонную толщу значительной мощности. На рис. 2 показан один из широтных профилей, где видно, что нарастание мощности идет от западного борта котловины (около 8 м осадков) через ее центральную часть (почти 9 м) к восточному борту (около 11 м). Данные не противоречат ранее опубликованным [4, 5, 8, 10], согласно которым котловина выполнена толщей осадков, зондируемая мощность которых превышает 200 м, мощность верхнего голоценового слоя составляет 5–10 м. На сейсмограммах фиксируется до пяти отражающих границ, некоторые указывают на перерывы в осадконакоплении, хотя заполнение котловины было в общем устойчивым и длительным [10].

По результатам литологического описания, все керны осадков Центрально-Чукотской котловины сложены однотипным материалом (рис. 3). В основном это пелитовый алевроит или алевроитовый пелит, в некоторых случаях с небольшой примесью песка. Консистенция от мягкой в верхней части кернов до более плотной в нижней. Цвет серый, оливково-серый (восстановленные осадки). Присутствуют черные пятна гидротроилита, следы биотурбации, фрагменты и детрит раковин моллюсков. Все это характерные черты голоценовых отложений, отличающих их от плейстоценовых [5]. Верхний коричневатый (окисленный) слой в изученных кернах осадков зрительно не фиксируется, что объясняется размытием верхней части осадочного разреза при отборе грунтовой трубкой и малой мощностью самого слоя вплоть до его полного отсутствия. Последнее — специфика осадков мелководной (глубины менее 100 м) зоны

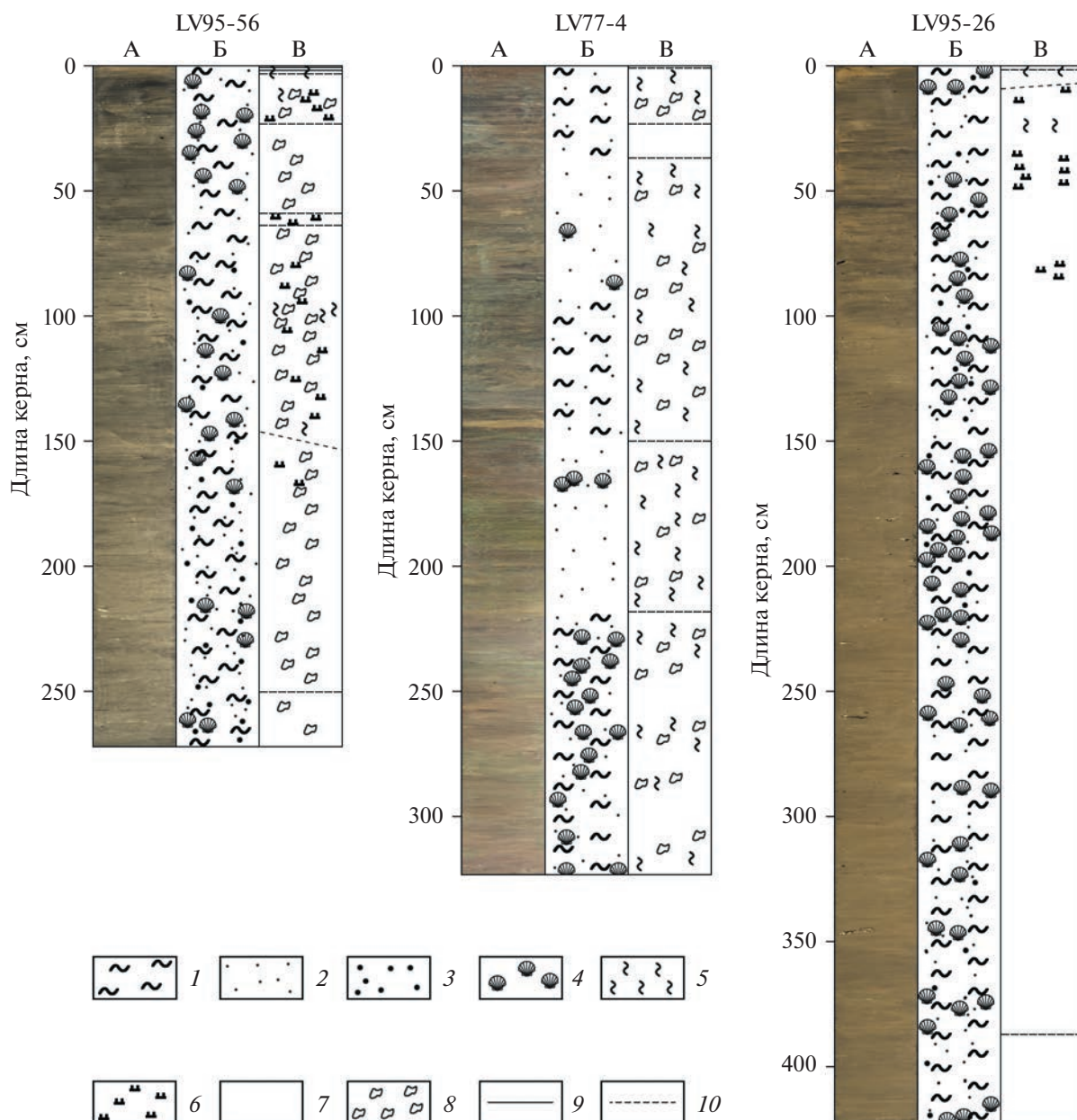


Рис. 3. Фотографии (А) и литологические схемы (Б – общее строение, В – текстура) кернов осадков из Центрально-Чукотской котловины Чукотского моря. 1 – пелит; 2 – алевроит; 3 – песок; 4 – ракуша, раковинный детрит; 5 – биотурбация; 6 – гидротроилит; 7 – однородная текстура; 8 – пятнистая текстура; 9 – четкие границы; 10 – нечеткие границы.

арктических морей. В мелководной зоне Чукотского моря мощность верхнего окисленного слоя не превышает нескольких миллиметров [4]. Имеет место восстановительный тип диагенеза с локальными проявлениями субокислительного.

Согласно результатам, полученным при колориметрическом сканировании, керны осадков Центрально-Чукотской котловины характеризуются значениями цветовой координаты CIE L* (ахроматическая составляющая цвета, светлота) в интервале 16.944–34.179% при среднем 28.044%

(табл. 1). Абсолютное большинство значений сгруппировано вокруг среднего, которое практически совпадает с медианным; распределение близко к нормальному: гистограмма распределения частот имеет форму, близкую к симметричной колоколообразной (рис. 4). Визуально это проявляется в довольно слабом цветоразличии осадков. Их окраска воспринимается в оттенках серого с малой долей хроматической составляющей (рис. 3). С учетом специфики постседиментационных процессов, которые протекают на ос-

Таблица 1. Основные статистические характеристики выборок для наборов данных по цвету (CIE L*, CIE a*, CIE b*), магнитной восприимчивости (МВ) и химическому составу (Fe/Rb, Mn/Rb, Ti/Rb) кернов осадков Центрально-Чукотской котловины Чукотского моря

Параметр	Статистические характеристики					
	$x_{\min}$	$x_{\max}$	μ	Me	σ	V, %
CIE L*	16.944	34.179	28.044	28.412	2.56	9.1
CIE a*	−2.240	0.433	−0.968	−0.949	0.38	39.2
CIE b*	−4.850	9.423	1.696	1.510	2.25	132.8
МВ	−0.08	0.51	0.11	0.08	0.10	91.7
Fe/Rb	163.64	849.57	440.72	440.43	79.41	18.02
Mn/Rb	1.15	11.72	3.35	3.26	0.78	23.40
Ti/Rb	5.45	96.07	34.93	34.81	7.64	21.90

$x_{\min}$ — минимальное значение, $x_{\max}$ — максимальное значение, μ — среднее арифметическое значение, Me — медианное значение, σ — стандартное отклонение, V — коэффициент вариации.

новой площади арктического шельфа (восстановительный тип диагенеза, развитие черных гидротроилитовых примазок и сгустков), координата CIE L* хорошо фиксирует именно диагенетические изменения восстановительного характера. Вариации хроматической составляющей (координаты CIE a* и CIE b*) имеют в изученных кернах более существенный размах: от −2.240 до 0.433 при среднем −0.968 и от −4.850 до 9.423 при среднем 1.696 соответственно (табл. 1, рис. 5). Значения CIE a* и CIE b* сгруппированы вокруг среднего и близкого к нему медианного значений (рис. 4, табл. 1). Распределение близко к нормальному: гистограммы распределения частот имеют почти симметричную колоколообразную форму. Визуально это проявляется в присутствии в окраске осадков оттенков желтого и зеленого цвета (рис. 3). В некоторых кернах по комбинации координат CIE a* и CIE b* выделяется верхний окисленный слой, который не был выделен при литологическом описании (рис. 5). Значения CIE a* в верхней части таких кернов смещаются в область красного цвета, а значения CIE b* — в область желтого (получается охристый цвет). Подобная картина с хроматической составляющей наблюдается и в нижней части некоторых кернов. В целом при экспресс-анализе фактического материала более информативной показала себя координата CIE b*, поскольку ее вариации более существенны.

По результатам каппаметрических работ, значения магнитной восприимчивости МВ в кернах осадков Центрально-Чукотской котловины изменяются от -0.08×10^{-5} ед. СИ до 0.51×10^{-5} ед. СИ при среднем значении 0.11×10^{-5} ед. СИ (табл. 1, рис. 5). Большинство значений лежит вблизи среднего, но в распределении наблюдается положительная асимметрия (рис. 4). Это говорит о преобладании в выборке значений, превышающих среднее. Повышенные значения МВ отмеча-

ются в верхних частях кернов. В кернах, отобранных близко к суше (вблизи источников сноса терригенного осадочного материала), мощность горизонта с повышенными значениями МВ составляет 1.5 м, на удалении — 0.5 м (рис. 1, 5). В средних и нижних частях кернов регистрируются минимальные (отрицательные) значения МВ. В мелкозернистых осадках величина МВ, как известно, зависит от процентного содержания тяжелых минералов (прямая зависимость) [14]. Минералогическими исследованиями показано [15], что вниз по разрезу от голоцена к позднему плейстоцену наблюдается снижение выхода тяжелой фракции, в том числе содержания черных рудных минералов и граната (наиболее устойчивые тяжелые минералы). Предполагается, что последнее связано со значимым влиянием на формирование голоценовых осадков терригенного материала рыхлых четвертичных отложений, претерпевших естественное шлихование в палеобассейне [15]. При оценке характера распределения величины МВ необходимо учитывать разбавляющую роль биогенного немагнитного материала (обратная зависимость). В нашем случае необходимость связана с высоким (до 14%) содержанием в осадках Центрально-Чукотской котловины аморфного кремнезема [5, 10, 15]. Слабокремнистые илы — особенность Чукотского моря, отличающая его от других арктических морей.

Из всех химических элементов, которые определялись в кернах осадков Центрально-Чукотской котловины в процессе рентгенофлуоресцентного сканирования, контрастное распределение показали железо (рис. 5), марганец и титан. Первые два элемента относятся к редокс-чувствительным, последний — к геохимически инертным. Значения Fe/Rb варьируют в пределах 163.64–849.57 при среднем 440.72 (табл. 1). Для Mn/Rb и Ti/Rb это соответственно 1.15–11.72 при среднем 3.35 и 5.45–96.07 при среднем 34.93. Ос-

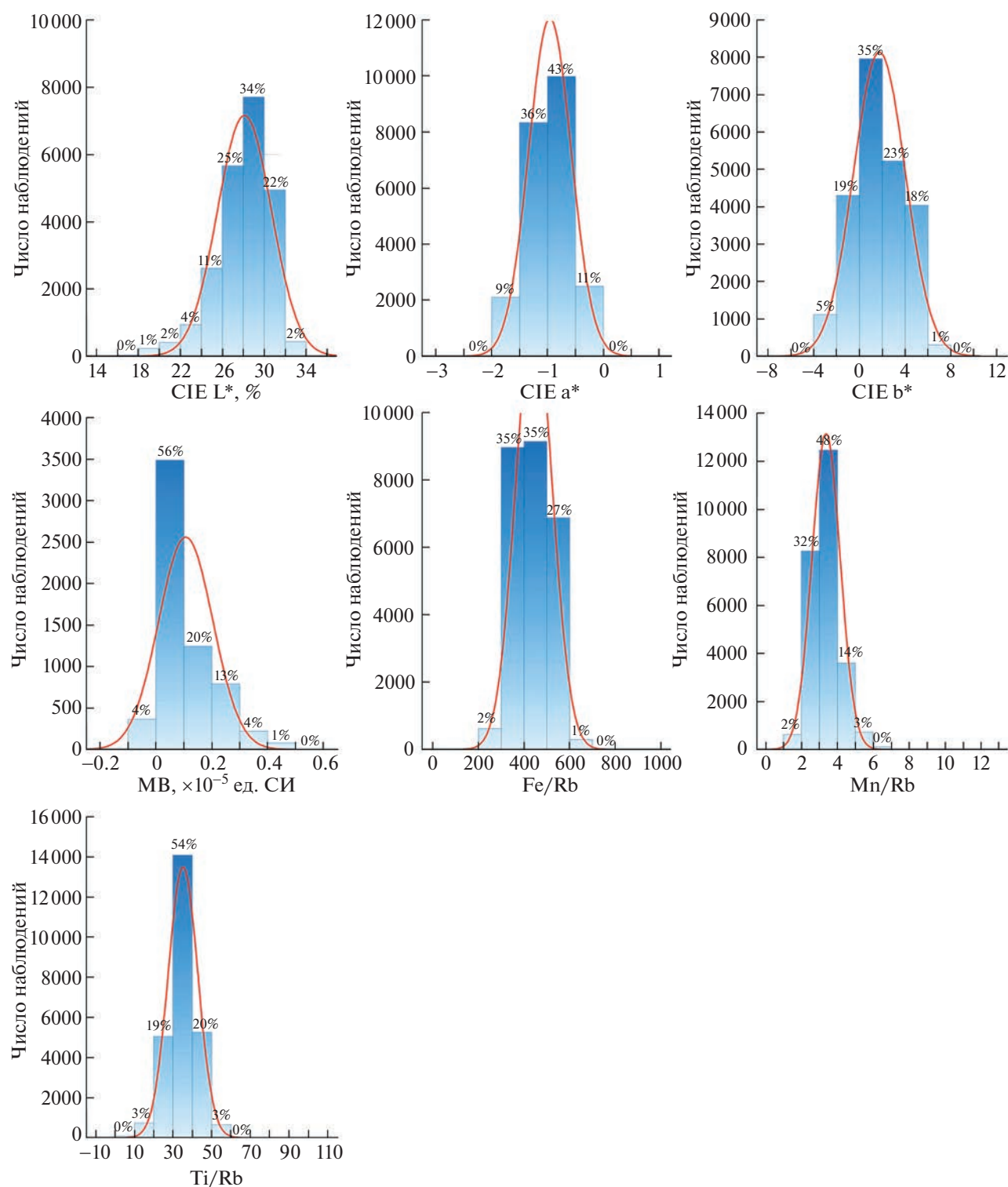


Рис. 4. Частотное распределение значений цветовых координат (CIE L*, CIE a*, CIE b*), магнитной восприимчивости (МВ) и нормированного по рубидию содержания железа, марганца и титана (Fe/Rb, Mn/Rb, Ti/Rb) в кернах осадков Центрально-Чукотской котловины Чукотского моря. Красная линия — кривая нормального распределения.

новная масса значений для каждого геохимического отношения сосредоточена вблизи среднего (рис. 4). При этом к нормальному ближе всего

распределение Ti/Rb. Гистограмма распределения частот для Ti/Rb симметрична и достаточно хорошо вписывается в границы теоретических

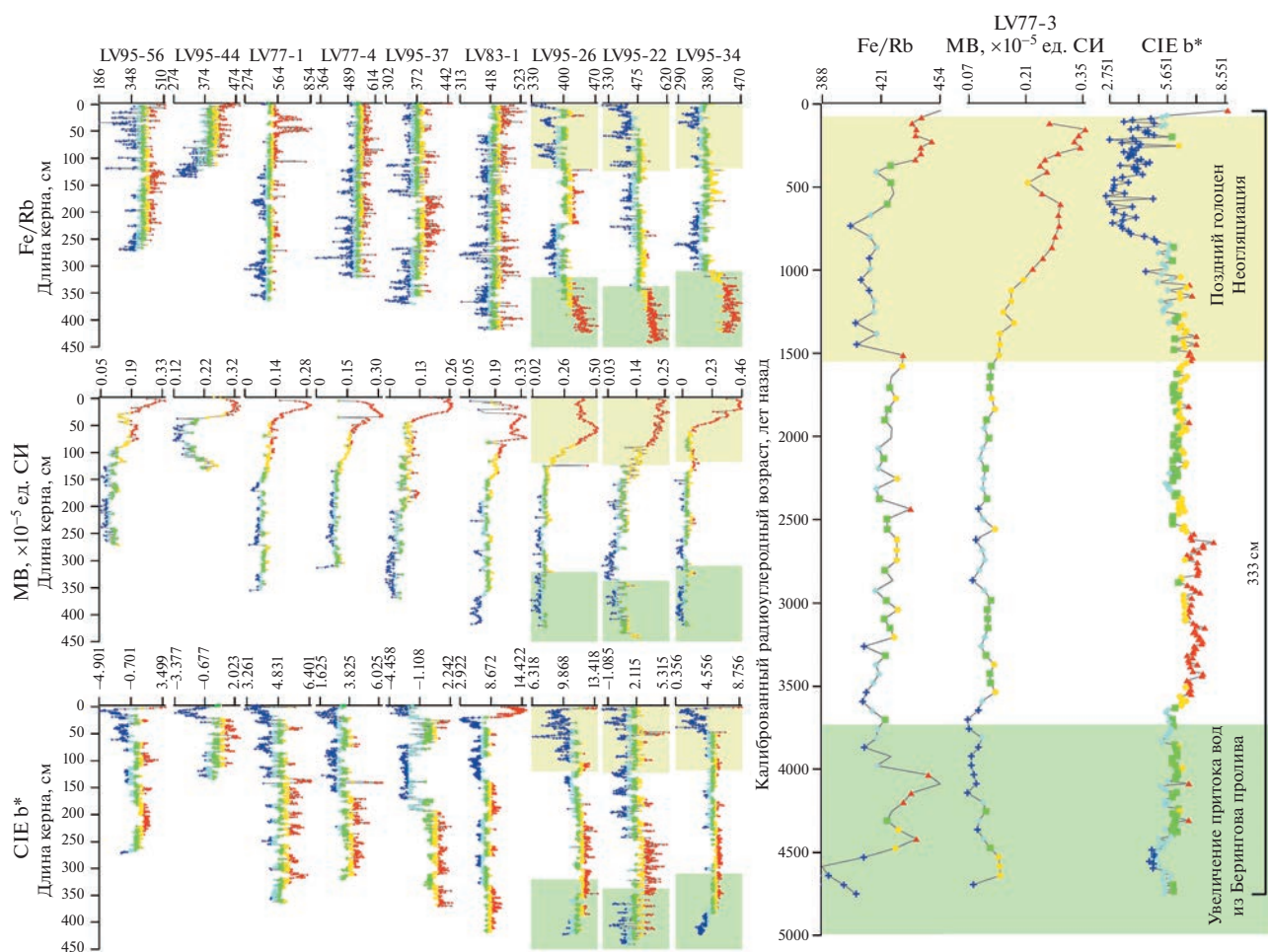


Рис. 5. Стратиграфическое расчленение кернов осадков Центрально-Чукотской котловины Чукотского моря (фактический материал) по результатам сопоставления с датированным керном LV77-3 [9]. Цветом в кривых распределения нормированного по рубидию содержания железа Fe/Rb, магнитной восприимчивости MB и цветовой координаты CIE b* обозначены повышенные (красный), слабо повышенные (желтый), нейтральные (зеленый), слабо пониженные (голубой) и пониженные (синий) значения относительно среднего значения по керну.

значений (кривая нормального распределения). На гистограммах для Fe/Rb и Mn/Rb видна положительная асимметрия (рис. 4). Это связано тем, что почти во всех кернах осадков есть интервалы с содержанием железа (рис. 5) и марганца, которое существенно отличается от средних значений. Полученные геохимические данные в целом согласуются с данными опубликованными в целом численными данными по Центрально-Чукотской котловине [10, 15]. Перепады в содержании железа на фоне малой геохимической подвижности относительно марганца — элемента, который не фиксируется в восстановленных осадках мелководного шельфа в виде минеральных фаз и мигрирует в морскую воду — позволяют при сопоставлении анализируемого материала с датированными кернами ориентироваться прежде всего на железо. Железо (соотношение Fe^{3+} и Fe^{2+}) в совокупности с лабильным органическим веще-

ством почти полностью определяет цвет осадков (ахроматическая и хроматическая составляющие).

По результатам сопоставления кернов осадков Центрально-Чукотской котловины, проанализированных нами экспресс-методами, с датированным и в целом подробно изученным материалом региона выделено три группы кернов с разной степенью пригодности для стратиграфического расчленения, корреляции, палеорекопструкций (рис. 1). Перспективными оказались керны из центральной части Центрально-Чукотской котловины. Средняя длина этих кернов — почти 4 м. Распределение в них значений магнитной восприимчивости, колориметрических и геохимических характеристик подчиняется закону нормального распределения и достаточно хорошо соотносится с картиной, наблюдаемой в сопоставительном материале, в частности в керне

LV77-3. Для перспективных кернов выполнены стратиграфическая привязка к датированному материалу и стратиграфическое расчленение (рис. 5). В перспективных кернах отчетливо прослеживаются интервалы (периоды от среднего голоцена до настоящего времени), выделенные ранее в результате комплексного исследования и связанные главным образом с интенсивностью поступления в Чукотское море теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив [9]. На рис. 1 видно, что неперспективные керны локализируются по бортам Центрально-Чукотский котловины. Вообще, к малоперспективным и неперспективным отнесены керны длиной менее 2 м с нормальным распределением значений изученных характеристик, а также керны длиной более 2 м с интервалами резко контрастного распределения, вследствие чего по сумме критериев нормальности общее распределение нельзя уверенно называть нормальным. Резко контрастное распределение может быть связано в том числе с экзарацией — механическим воздействием на морское дно льдов/айсбергов с эрозией и перемешиванием осадков. В Чукотском море предельная глубина возможной экзарации составляет 30–50 м [16]. В Восточно-Сибирском море ледяные торосистые образования и айсберги воздействуют на дно с максимальной для российского арктического шельфа интенсивностью, предельная глубина возможной экзарации — 40–60 м [16]. Предлагаемый нами подход к обработке больших массивов однотипных кернов арктических голоценовых осадков показал свою эффективность при выявлении в Восточно-Сибирском море кернов осадков со следами экзарации [17]. В зависимости от интенсивности механического воздействия, испытанного осадками, керны оказались малопригодны либо вообще не пригодны для стратиграфического расчленения, корреляции, палеорекоonstrukций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из большого количества однотипного осадочного материала, отбираемого на арктическом шельфе в каждой геологической экспедиции (десятки кернов голоценовых осадков), сложно объективно выделить тот, который перспективен для детальных исследований, стратиграфического расчленения, корреляции, палеорекоonstrukций. На многочисленных примерах показан эффективный подход к обработке арктических голоценовых осадков, позволяющий выделить перспективный материал уже на борту судна. Выделение производится по минимальному набору характеристик (цветовые координаты CIE L*, CIE a*, CIE b*, магнитная восприимчивость MB, геохимические отношения Fe/Rb, Mn/Rb, Ti/Rb), определяемых в ходе экспресс-анализа кернов

осадков (литологическое описание, колориметрическое и рентгенофлуоресцентное сканирование по оригинальным методикам, анализ MB), и по результатам сопоставления этих кернов с датированными и в целом подробно изученными кернами региона. Наибольшую информативность продемонстрировали цветовая координата CIE b*, MB и отношение Fe/Rb.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет средств Российского научного фонда (грант № 21-17-00081). Экспедиционные работы поддержаны Минобрнауки России (тема № 121021700342-9), the National Natural Science Foundation of China (гранты № 42176245, № 42130412), the Fund of Laoshan Laboratory (грант № LSKJ202204200).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rothwell R.G., Rack F.R. New techniques in sediment core analysis: an introduction // *New Techniques in Sediment Core Analysis*, Rothwell R.G. (ed.), Geological Society, London, Special Publications, 2006. V. 267. P. 1–29.
2. Vonk J.E., Sánchez-García L., van Dongen B.E., Alling V., Kosmach D., Charkin A., Semiletov I.P., Dudarev O.V., Shakhova N., Roos P., Eglinton T.I., Andersson A., Gustafsson Ö. Activation of old carbon by erosion of coastal and subsea permafrost in Arctic Siberia // *Nature*. 2012. V. 489. P. 137–140.
3. Feng D., Gleason C.J., Lin P., Yang X., Pan M., Ishitsuka Y. Recent changes to Arctic river discharge // *Nature Communications*. 2021. V. 12. № 6917.
4. Куликов Н.Н., Лапина Н.Н., Семен в Ю.П., Белов Н.А., Спиридонов М.А. Стратификация и скорости накопления донных отложений Арктических морей СССР // *Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозойе*. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 34–41.
5. Яшин Д.С. Голоценовый седиментогенез арктических морей России // *Геологогеофизические характеристики литосферы Арктического региона*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 57–67.
6. Keigwin L.D., Donnelly J.P., Cook M.S., Driscoll N.W., Brigham-Grette J. Rapid sea-level rise and Holocene climate in the Chukchi Sea // *Geology*. 2006. V. 34. № 10. P. 861–864.
7. Hill J.C., Driscoll N.W. Paleodrainage on the Chukchi shelf reveals sea level history and meltwater discharge // *Marine Geology*. 2008. V. 254. № 3–4. P. 129–151.
8. Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г., Ключевкина Т.С., Поляк Л.В., Полякова Е.И., Рекант П.В., Степанова А.Ю. Развитие природной среды южной части Чукотского моря в голоцене // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 4. С. 505–517.
9. Astakhov A.S., Shi Suefa, Darin A.V., Kalugin I.A., Hu Limin, Tsoy I.B., Kolesnik A.N., Obrezkova M.S., Alatorsev A.V., Babich V.V., Plotnikov V.V. Reconstructing ice conditions in the southern Chukchi Sea during the last millennium based on chemical composition of

- sediments and diatom assemblages // *Marine Geology*. 2020. V. 427. № 106220.
10. Павлидис Ю.А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 47–76.
 11. Колесник А.Н., Босин А.А. Мобильное устройство для определения цветовых характеристик горных пород. Патент на изобретение RU 2741268 С1, 22.01.2021. Заявка № 2020115938 от 20.04.2020.
 12. Гуленко Т.А., Волков В.Г., Лопатников Е.А. Сканирующее устройство экспресс анализа кернов. Патент на полезную модель RU 197194 U1, 10.04.2020. Заявка № 2020101560 от 15.01.2020.
 13. Astakhov A.S., Bosin A.A., Liu Y.G., Darin A.V., Kalugin I.A., Artemova A.V., Babich V.V., Melgunov M.S., Vasilenko Yu.P., Vologina E.G. Reconstruction of ice conditions in the northern Chukchi Sea during recent centuries: Geochemical proxy compared with observed data // *Quaternary International*. 2019. V. 522. P. 23–37.
 14. Кочемасов Ю.В. Об использовании метода измерения магнитной восприимчивости морских осадков для восстановления условий их формирования на шельфе // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 196–200.
 15. Кошелева В.А., Яшин Д.В. Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
 16. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011. 173 с.
 17. Алаторцев А.В., Колесник А.Н., Шу С., Ху Л., Карнаух В.Н., Астахов А.С. Литологические и геохимические признаки ледовой экзарации в голоценовых осадках Восточно-Сибирского моря // *Геология и геофизика*. 2023. <https://doi.org/10.15372/GiG2023103>

EFFICIENT APPROACH TO THE SEQUENCE STRATIGRAPHIC STUDY OF MONOTONOUS HOLOCENE SEDIMENTS FROM THE ARCTIC SHELF

A. N. Kolesnik^{a,*}, S. A. Selyutin^a, O. N. Kolesnik^a, A. A. Bosin^a, A. S. Astakhov^a, E. G. Vologina^b, E. N. Sukhovveev^a, and I. I. Bazhenov^a

^a*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

^b*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

*E-mail: kolesnik_a@poi.dvo.ru

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh May 15, 2023

The article faces an approach in which already at sea, based on the results of an express analysis of visually similar cores of Arctic Holocene sediments and their comparison with dated and generally studied in detail cores of region's sediments, it is possible to determine material that is promising for sequence stratigraphic correlation and paleoreconstructions. Parameters analyzed include lithological, colorimetric (CIE L*, CIE a*, CIE b*), geophysical (magnetic susceptibility – MS), and geochemical (Fe/Rb, Mn/Rb, Ti/Rb). The most informative characteristics are the CIE b* color coordinate, MS, and the Fe/Rb ratio.

Keywords: sediment cores, lithology, colorimetry, magnetic susceptibility, geochemistry, normal distribution, Arctic shelf, stratigraphy, Holocene

УДК 551.71 + 551.72

ДРЕВНЕЙШИЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЛЕДЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ В АССОЦИИ С БИОТОЙ ЭДИАКАРСКОГО ТИПА ИЗ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА

© 2023 г. А. В. Колесников^{1,*}, В. Д. Десяткин¹, В. А. Терехова¹,
В. Н. Паньков¹, член-корреспондент РАН А. В. Маслов¹

Поступило 02.05.2023 г.

После доработки 30.06.2023 г.

Принято к публикации 30.06.2023 г.

Изучены ихнофоссилии и остатки палеопасцихрид из басинской свиты ашинской серии венда Южного Урала (юго-западная периферия Сулеймановской антиклинали, Челябинская обл., г. Усть-Катав, Шубинский карьер). Показано, что общая морфология и сохранность ихнофоссилий схожи с поздневендскими—раннекембрийскими субгоризонтальными двулопастными норами *Didymaulichnus*. Установлено, что палеонтологические остатки приурочены к крайне мелководным обстановкам осадконакопления и расположены стратиграфически ниже пласта вулканических туфов, циркон из которых имеет U—Pb-изотопный возраст 578 ± 7 млн лет. До настоящего момента считалось, что первое появление роющих организмов и связанная с ними “агрономическая революция” приурочены к временному интервалу ~560—550 млн лет. Результаты нашего исследования показывают, что подвижный бентос и биологическое перемешивание осадка могли появиться на 20—30 млн лет раньше, а также подтверждают гипотезу о том, что начало первой “агрономической революции” и “кембрийского взрыва” биоразнообразия значительно не совпадали по времени.

Ключевые слова: венд, Южный Урал, ихнофоссилии, биота эдиакарского типа, агрономическая революция, *Palaeopascichnus*, *Didymaulichnus*

DOI: 10.31857/S2686739723600856, EDN: DTZMTW

С началом кембрийского периода связан важнейший этап эволюции жизни на Земле — перестройка биосферы протерозойского типа в фанерозойский [1]. Одними из главных причин наблюдаемых изменений являются глобальное распространение и активное освоение роющими организмами осадка в переходном интервале докембрия—кембрия [2]. Так, на временной отметке ~550 млн лет появление в морских бассейнах ползающих и роющих билатерий и последующее увеличение глубины и интенсивности переработки осадка привели к значительному снижению роли микробиальных матов в морских экосистемах и практически полному исчезновению мягкотелых организмов эдиакарского типа [3, 4]. Данное событие получило в литературе специальное обозначение — “первая агрономическая революция” [5]. Несмотря на очевидные успехи в области изучения пограничных отложений докембрия и кембрия недостаточная изученность и отсутствие ин-

формации из ключевых разрезов все еще не позволяют точно оценить время появления “первых агрономов” в ископаемой летописи докембрия.

До настоящего момента наиболее древние палеонтологические свидетельства ископаемых следов жизнедеятельности были представлены примитивными горизонтальными ходами и вертикальными норами с примерным возрастом 560—565 млн лет [6, 7]. В данной статье мы приводим результаты исследования макроскопических остатков эдиакарского типа (палеопасцихриды) и ихнофоссилий из разреза басинской свиты ашинской серии венда, расположенного в юго-западной части Сулеймановской антиклинали и частично вскрытого в Шубинском карьере на северной окраине г. Усть-Катав (Челябинская обл.). Возраст указанных остатков существенно древнее предыдущих находок.

Ашинская серия представляет собой наиболее молодые отложения протерозоя Башкирского мегаантиклинория на западном склоне Южного Урала (рис. 1 а). Она объединяет бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты [8]. На вендский возраст серии указали уже первые K—Ar-датировки глауконита из

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: anton.kolesnikov@icloud.com

песчаников бакеевской, урюкской и басинской свит, составившие соответственно 625–615, 590 и 570 млн лет [9]. Помимо этого, в басинской и зиганской свитах обнаружены ископаемые остатки организмов эдиакарского типа [10]. Среди них диагностирован индекс-таксон *Palaeopascichnus linearis*, диапазон распространения которого, в хроностратиграфическом смысле, соответствует объему вендской системы (~600–535 млн лет) [11]. В 2011 г. из прослая вулканических (пепловых) туфов в разрезе ашинской серии на северной окраине г. Усть-Катав получен U–Pb-возраст циркона, который составил 548.2 ± 7.6 млн лет [12]. Позже циркон из этого туфового прослая был проанализирован повторно, и получено значение возраста 547.6 ± 3.8 млн лет [13]. Тем не менее стратиграфическое положение части разреза с туфовыми прослоями в г. Усть-Катав являлось предметом дискуссии. Так, по мнению одних исследователей, он принадлежит зиганской свите [12, 13], согласно другим – басинской [14].

Относительно “молодой” U–Pb-возраст вулканического циркона и отсутствие классических представителей биоты эдиакарского типа, таких как дикинсонии, рангееморфы, трибрахидиумы и другие, позволили отнести большую часть ашинской серии, начиная с урюкской свиты, к котлинскому горизонту венда Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [12, 14]. В то же время более “древний” Rb–Sr-изохронный возраст аутигенного глауконита из песчаников бакеевской свиты (642 ± 9 млн лет) [15] позволил предполагать наличие в разрезе ашинской серии перерыва между бакеевской и урюкской свитами. Вместе с тем в 2020 г. для циркона из пепловых туфов басинской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория (новая дорога с. Петровское–д. Кулгунино) получен U–Pb-изотопный возраст 573 ± 2 млн лет [16]. В 2022 г. еще раз продатирован циркон из пепловых туфов басинской свиты на юго-западном крыле Сулеймановской антиклинали (578 ± 7 млн лет, северная окраина г. Усть-Катав), на восточном крыле Алатауского антиклинория (570 ± 2 млн лет, д. Толпарово), а также циркон из пепловых туфов зиганской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория (566 ± 5 млн лет, новая дорога с. Петровское–д. Кулгунино) [17]. Все эти датировки циркона из пепловых туфов позволили, в конечном счете, уверенно коррелировать структурно разобщенные разрезы ашинской серии Башкирского мегантиклинория. Новые данные не подтверждают прежние значения изотопного возраста циркона из вулканических туфов басинской свиты ($\sim 548 \pm 4$ млн лет) [12, 13], которые, по мнению [17], являются ошибочными, но не противоречат ранее полученным датировкам из бакеевской (642 ± 9 млн лет) [15] и басинской свит (573 ± 2 млн лет) [16].

В 2022 г. мы провели доизучение фрагментов разрезов и обнажений ашинской серии в окрестностях г. Усть-Катав (рис. 1 а, б), что позволило уточнить строение урюкской и басинской свит, а также установить положение пепловых туфов с возрастом 578 ± 7 млн лет [17] и палеонтологических остатков в разрезе.

Бакеевская свита. Залегает несогласно на строматолитовых известняках укской свиты верхнего рифея и наилучшим образом представлена в обнажении в железнодорожной выемке на восточной окраине г. Усть-Катав и южном склоне горы Медведь (рис. 1 б). Свита представлена здесь преимущественно толщей (40 м) переслаивающихся мелкозернистых зеленовато-серых песчаников с алевролитами и аргиллитами. Палеонтологические остатки в бакеевской свите не обнаружены.

Урюкская свита. Залегает согласно, без видимых признаков перерыва, на бакеевской свите. Контакт свит на юго-западном склоне горы Медведь и восточном склоне горы Шихан задернован (рис. 1 б). Наиболее представительные разрезы обнажены на склонах и вершине горы Шихан, а также на северо-восточной окраине г. Усть-Катав вдоль автодороги в направлении д. Минка. Нижняя и средняя части свиты представлены толщей (115 м) средне- и крупнозернистых косослоистых аркозовых песчаников. Верхняя часть урюкской свиты обнажена в многочисленных гривках, траншеях и серии обнажений вдоль улиц частного сектора на северо-восточной окраине города. Она представлена преимущественно толщей (45 м) переслаивающихся аркозовых песчаников с алевролитами и редкими слоями аргиллитов. Общая мощность урюкской свиты составляет, по нашим данным, ~ 160 м; ранее она была оценена в 125 м [14]. Палеонтологические остатки в урюкской свите не обнаружены.

Басинская свита. Залегает согласно, без видимых признаков перерыва, на урюкской свите. Контакт свит можно видеть в небольшом обнажении (гривке) приблизительно в 100 м восточнее частного сектора (ул. Феничева) г. Усть-Катав (54.940783 с.ш., 58.195957 в.д.). Нижняя и средняя части басинской свиты обнажены в многочисленных гривках на северо-восточной и северной окраинах города. Суммарно в них вскрыта мощная (до 390 м) толща переслаивающихся коричневатых аргиллитов и зеленовато-серых алевролитов с редкими прослоями маломощных (до 20 см) зеленовато-серых пластов песчаников. Верхняя часть свиты обнажена на северной (Шубинский карьер) и северо-западной окраинах города. В Шубинском карьере вскрыта пачка (40 м) тонко переслаивающихся (биоламинитовых) алевролитов и песчаников. В восточной части карьера в одной из стенок обнажена (рис. 1 г, д) тол-

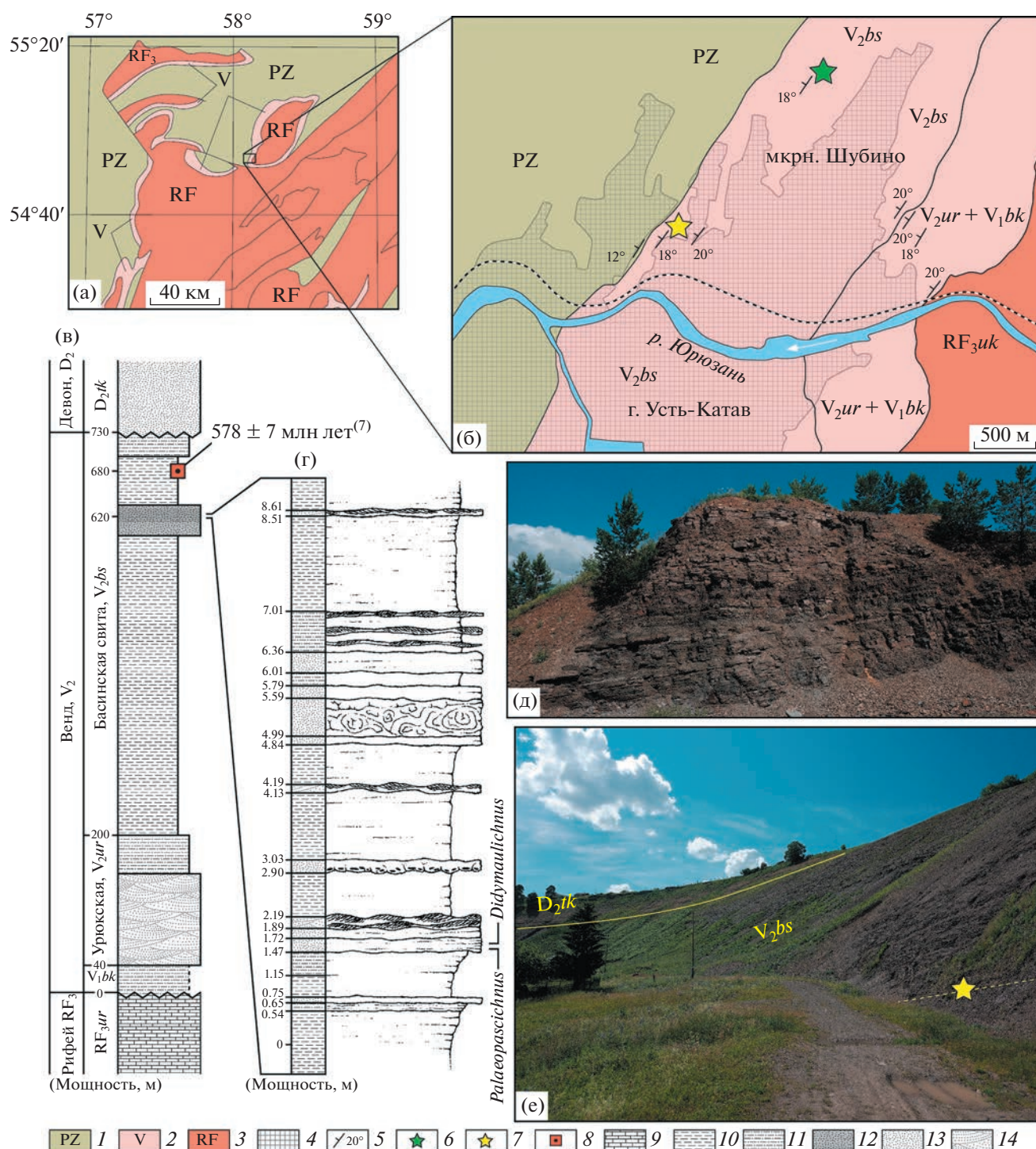


Рис. 1. Схема расположения местонахождения ископаемых следов жизнедеятельности и биоты эдиакарского типа на юго-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы: а – северо-западная часть Башкирского мегаантиклинория; б – геологическое строение окрестностей г. Усть-Катав; в – разрез ашинской серии в окрестностях города; г – фрагмент обнажения басинской свиты с указанием уровня палеонтологических находок; д – изученное обнажение басинской свиты в Шубинском карьере; е – обнажение верхней части басинской свиты на северо-западной окраине города. 1 – палеозойские толщи; 2 – ашинская серия, венд; 3 – рифейские толщи; 4 – городская застройка; 5 – элементы залегания осадочных пород; 6 – местоположение изученного обнажения басинской свиты в карьере; 7 – местоположение точки отбора пепловых туфов, по которым получена датировка 578 ± 7 млн лет [17]; 8 – положение пепловых туфов в разрезе ашинской серии; 9 – известняки; 10 – переслаивание аргиллитов и алевролитов; 11 – переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников; 12 – биоламинитовые алевролиты и песчаники; 13 – песчаники; 14 – косослоистые песчаники. Индексами на колонке и геологической карте обозначены свиты: RF_{3uk} – укская, V_{1bk} – бакеевская, V_{2ur} – урюкская, V_{2bs} – басинская, D_{2tk} – такатинская.

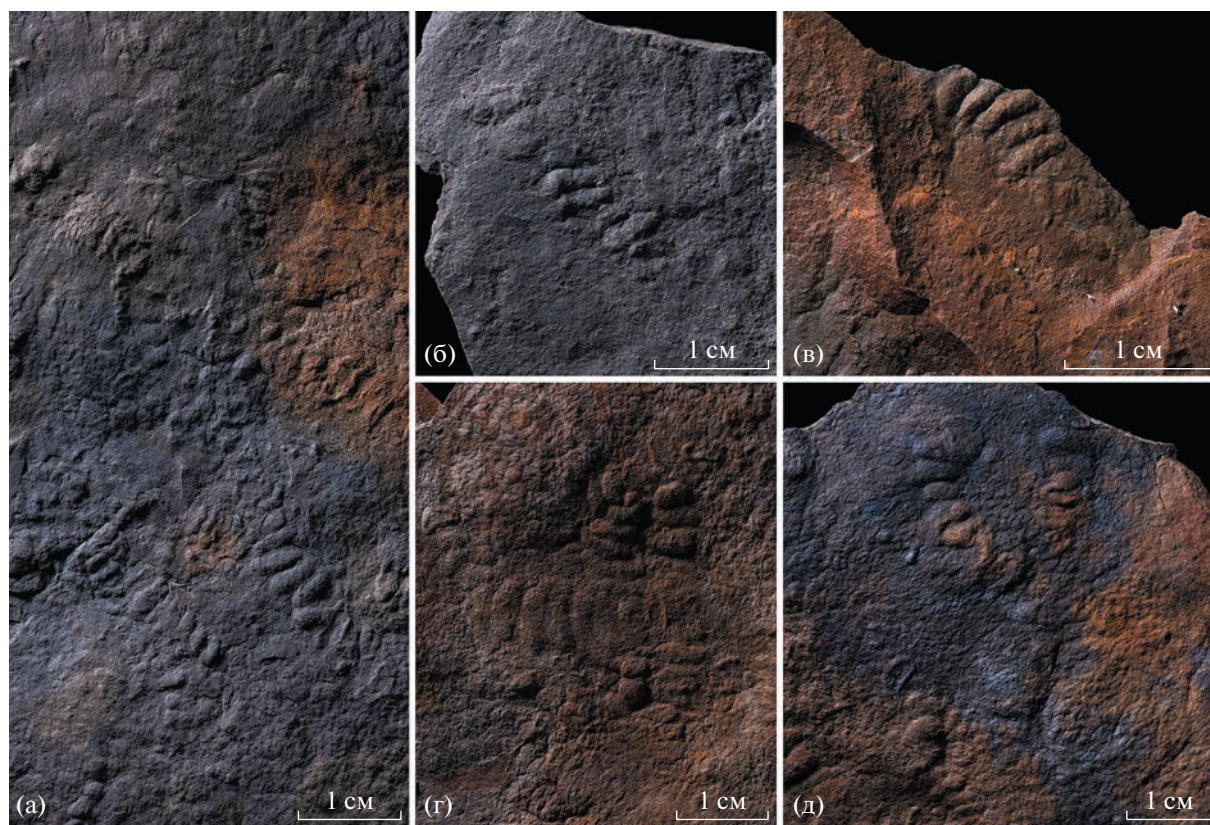


Рис. 2. Представители ископаемой биоты эдиакарского типа (группа палеопасчихнид) из басинской свиты в Шубинском карьере: а – обр. № SU22/21-3, *Palaeopascichnus linearis*; б – обр. № SU22/21-4, *P. linearis*; в – обр. № AG-2019-53, *P. linearis*; г, д – обр. № SU22/21-2, *P. delicatus*.

ща (9 м), в которой обнаружены многочисленные и хорошо диагностируемые ископаемые остатки следов жизнедеятельности и организмов группы палеопасчихнид.

Указанная толща представлена зеленовато-серыми тонкослоистыми биоламинитовыми алевролитами (пласты мощностью 0.3–1.5 м), темно- и зеленовато-серыми параллельнослоистыми биоламинитовыми мелкозернистыми песчаниками (0.1–0.4 м), зеленовато-серыми песчаниками с косоволнистой слоистостью, в редких случаях – с многоярусной кривой слоистостью (0.05–0.3 м) и такого же цвета песчаниками с конволлютной слоистостью (0.5–0.6 м) (рис. 1 г). На подошве пластов песчаников обнаружены многочисленные слепки трещин усыхания, мелких кубических кристаллов соли и отпечатки микробиально-индуцированных осадочных текстур (шагреновые поверхности, текстуры типа “слоновая кожа” и пупырчатые образования микробиальных матов), а в некоторых случаях в нижней части песчаников присутствуют мелкие плоские глиняные гальки. Наблюдаемые особенности строения данного интервала разреза басинской свиты характерны для крайне мелководных участков бассейнов, приливо-отливных равнин и лагун, которые были

подвержены кратковременным периодическим осушениям. На подошвах параллельнослоистых биоламинитовых песчаников (рис. 1 г, инт. 1.47–1.72 м) обнаружены объемные слепки палеопасчихнид (рис. 3) и следов перемещения организмов в осадке (рис. 4).

Самая верхняя часть разреза басинской свиты в окрестностях г. Усть-Катав обнажена на его северо-западной окраине. Она представлена толщей (65 м) переслаивающихся коричневатого-серых аргиллитов и зеленовато-серых алевролитов с редкими прослоями маломощных (до 10 см) зеленовато-серых песчаников. В свите на уровне 480 м от подошвы присутствует несколько прослоев вулканических (пепловых) туфов (рис. 1 е), для одного из которых получен U–Pb-возраст 578 ± 7 млн лет [17]. Выше обнажена толща переслаивающихся зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников (35 м), на которых с параллельным несогласием залегают терригенные породы такатинской свиты среднего девона. Общая мощность басинской свиты в окрестностях г. Усть-Катав составляет 530 м. Стоит отметить, что в изученном районе обнажена, по всей видимости, не вся басинская свита, максималь-

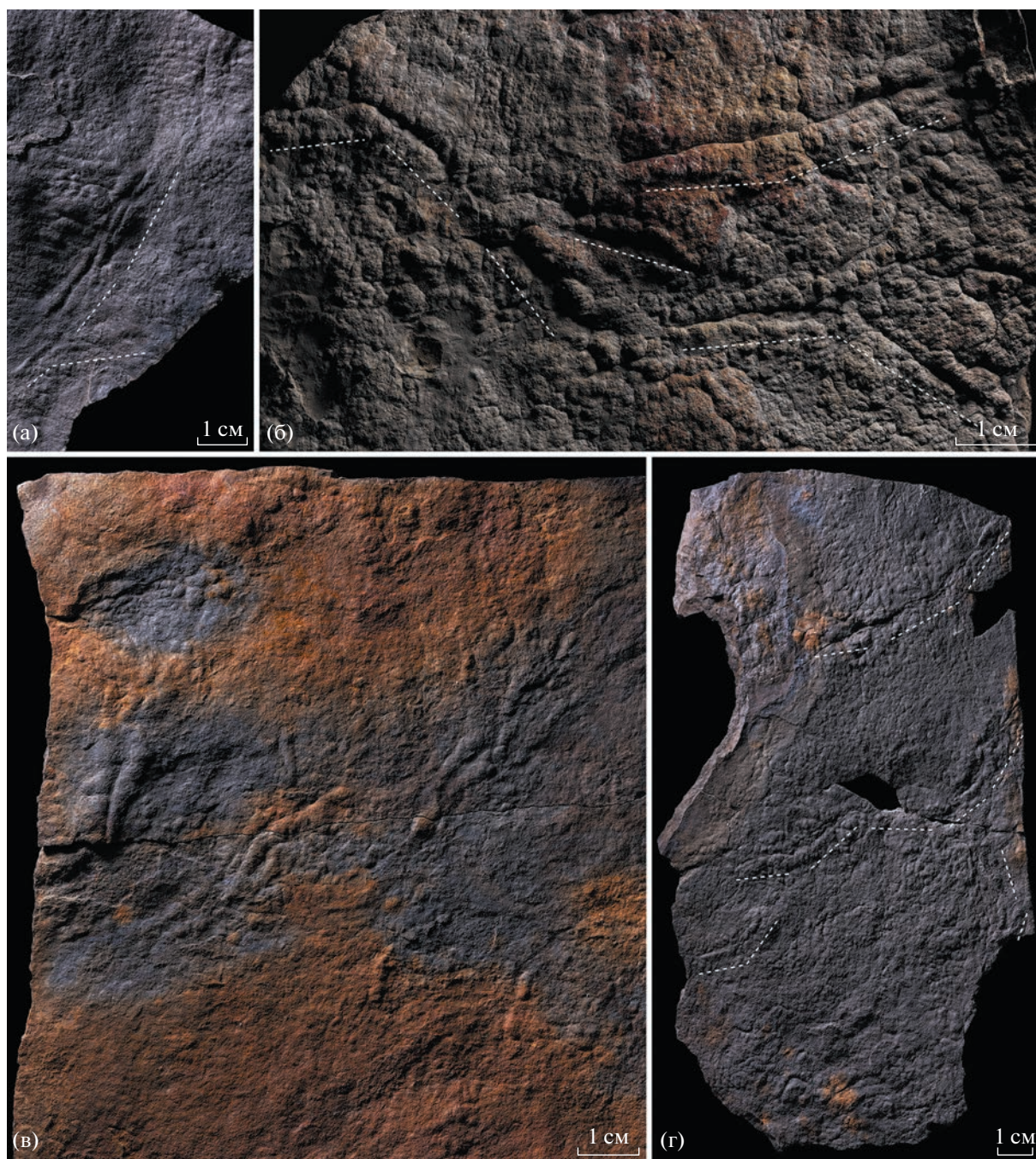


Рис. 3. Ископаемые следы жизнедеятельности *Didymaulichnus* из басинской свиты в Шубинском карьере: а — обр. № SU22/21-D27, б — обр. № AG-2019-35, в — обр. № AG-2019-18, г — обр. № AG-2019-15.

ная мощность которой по разным оценкам достигает 800 м [8, 9, 14, 17].

Организмы группы палеопасцихрид. В своем большинстве остатки палеопасцихрид представлены однорядными цельными сериями выпуклых слепков камер на подошвах алевролитов и мелкозернистых песчаников (позитивный гипорельеф) (рис. 2). В некоторых случаях они имеют неполную сохранность в виде слепков коллапсирован-

ных стенок камер (рис. 2 а, д). Несмотря на относительно низкую высоту рельефа камер по отношению к поверхности напластования они надежно выявлены с помощью узконаправленного источника света. Среди палеопасцихрид диагностированы два вида: *Palaeopascichnus linearis*, состоящий из однорядных серий глобулярных или слегка вытянутых камер шириной от 2 до 6 мм (рис. 2 а, б, д); *P. delicatus*, представленный

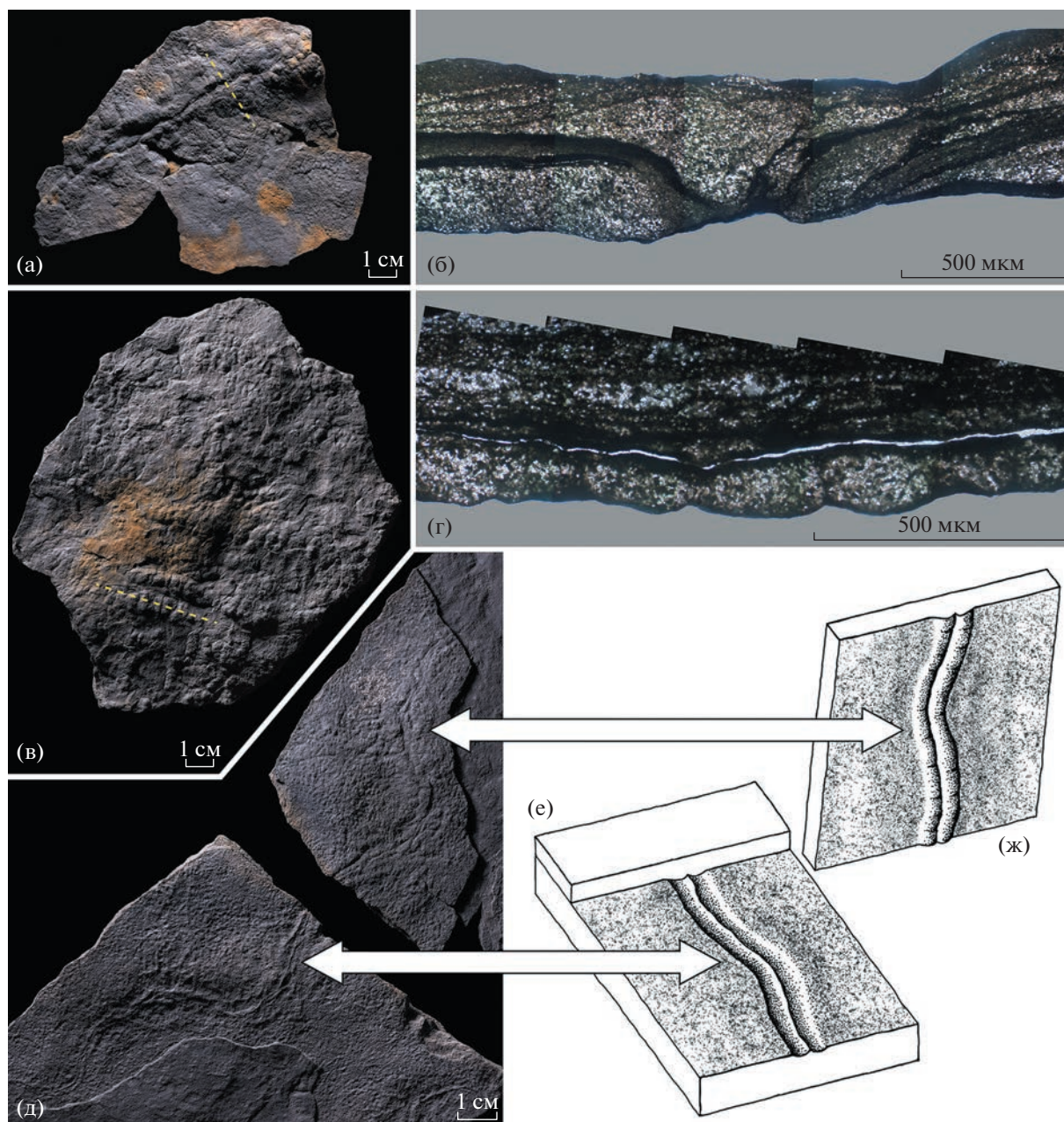


Рис. 4. Морфология и сохранность следов *Didymaulichnus* из басинской свиты: а – обр. № AG-2019-8, б – поперечный срез по линии (а); в – обр. № AG-2019-10; г – поперечный срез по линии (в); д – обр. № AG-2019-11, противоотпечаток (в); е – реконструкция сохранности ископаемого следа в негативном эпирельефе; ж – реконструкция сохранности ископаемого следа в позитивном гипорельефе.

однорядными сериями камер, имеющих аллантоидную форму и прогрессивно увеличивающуюся ширину (рис. 2 в, г).

Ископаемые следы жизнедеятельности. Представлены на подошвах слоев мелкозернистых песчаников в позитивном гипорельефе в виде билатерально-симметричных линейных извилистых, меандрирующих, иногда пересекающих друг друга субгоризонтальных нор, шириной 5–15 мм (рис. 3, 4). Все находки имеют форму близ-

корасположенных друг к другу вытянутых валиков, разделенных узкой продольной центральной бороздой (рис. 3; рис. 4 а, в, г). Поверхность валиков осложнена местами относительно тонкой (менее 0.5 мм) или более крупной (до 1 мм) поперечной сегментацией. В негативном эпирельефе следы представляют собой относительно глубокие борозды с тонкой поперечной морщинистостью, разделенные остроконечным меандрирующим хребтиком (рис. 4 д, е). Часто следы пересе-

кают друг друга, однако случаи пересечения самих себя у отдельных экземпляров не выявлены. В поперечном сечении норы имеют корытообразную форму, где продольная борозда ограничена по бокам двумя выступающими валиками, для латеральных частей которых характерны резкие склоны (рис. 4 а, б). В целом эти двулопастные следы перемещения морфологически просты и не демонстрируют определенной стратегии поведения организма. Данная категория ископаемых следов жизнедеятельности, как правило, представляет собой горизонтальные, либо слабонаклонные ходы, для которых не характерны признаки питания организма, например, пропускание осадка через себя. Плохая и неполная сохранность ундуляции (периодического погружения) нор, не позволяет в полной мере определить палеонтологические остатки до ихновида, тем не менее, наблюдаемый набор признаков отчасти характерен для двулопастных билатерально-симметричных представителей ихнорода *Didymaulichnus* [18], который, согласно принятой классификации ихнофоссилий, включен в состав следов перемещения (Repichnia) [19].

Ископаемая летопись зарождения сложноустроенной жизни на Земле полна намеков и противоречивых свидетельств, главными недостатками которых являются узкий провинциализм находок и неполнота геологических (и палеонтологических) данных. До настоящего времени находки ископаемых следов жизнедеятельности в венде (эдиакарии) были чрезвычайно редки и приурочены в основном к временному интервалу ~ 560–540 млн лет [18–20]. Полученные нами при исследовании басинской свиты в окрестностях г. Усть-Катав новые данные, наряду с результатами датирования циркона из нескольких стратиграфически различных прослоев вулканических (пепловых) туфов ашинской серии [17], убедительно показывают, что некоторые представители организмов группы палеопасичнид, в частности вид *Palaeopascichnus delicatus*, а также более сложные организмы с билатеральной симметрией и способностью к перемещению и переработке осадка, могли появиться уже ~575–580 млн лет назад, т.е. на 25–35 млн лет раньше, чем считалось прежде [1–5, 18–20]. Следовательно, начало “первой агрономической революции” и “кембрийского взрыва” биоразнообразия значительно не совпадали по времени. Кроме того, обнаружение новых ископаемых остатков с относительно высокой степенью сохранности в басинской свите ашинской серии Южного Урала указывает на то, что палеонтологический потенциал верхнего докембрия востока ВЕП раскрыт далеко не полностью. Представляется, что разрезы ашинской серии Южного Урала продолжают оставаться одним из наиболее важных/ключевых объектов для изучения функциональных особенностей

живых систем на ранних этапах эволюции Metazoa и реконструкции их ареала расселения.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование проведено при финансовой поддержке гранта РНФ (проект № 21-77-10106).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wood R., Liu A.G., et al. Integrated records of environmental change and evolution challenge the Cambrian Explosion // Nat. Ecol. Evol. 2019. V. 3. P. 528–538.
2. Mángano M.G., Buatois L.A. Decoupling of body-plan diversification and ecological structuring during the Ediacaran–Cambrian transition: evolutionary and geobiological feedbacks // Proc. Royal Soc. B. 2014. V. 281. 20140038.
3. Seilacher A. Biomat-related lifestyles in the Precambrian // Palaios. 1999. V. 14. P. 86–93.
4. Mángano M.G., Buatois L.A. The Cambrian revolutions: Trace-fossil record, timing, links and geobiological impact // Earth-Sci. Rev. 2017. V. 173. P. 96–108.
5. Seilacher A., Pflüger F. From biomats to benthic agriculture: A biohistoric revolution / Biostabilization of Sediments // Bibliotheks- und Informationssystem der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg, 1994. P. 97–105.
6. Seilacher A., Buatois L.A., et al. Trace fossils in the Ediacaran–Cambrian transition: Behavioral diversification, ecological turnover and environmental shift // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 2005. V. 227. P. 323–356.
7. Liu A.G., McIlroy D., et al. First evidence for locomotion in the Ediacara biota from the 565 Ma Mistaken Point Formation, Newfoundland // Geology. 2010. V. 38 (2). P. 123–126.
8. Беккер Ю.П. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
9. Беккер Ю.П. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1975. № 6. С. 125–129.
10. Беккер Ю.П. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
11. Kolesnikov A., Desiatkin V. Taxonomy and palaeoenvironmental distribution of palaeopascichnids // Geological Magazine. 2022. V. 159. P. 1175–1191.
12. Гражданкин Д.В., Марусин В.В. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
13. Levashova N.M., Bazhenov M.L., et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. 2013. V. 236. P. 16–30.
14. Kolesnikov A.V., Marusin V.V., et al. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precambrian Research. 2015. V. 263. P. 59–78.

15. Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б. и др. Основание венда на Южном Урале: Rb—Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.
16. Разумовский А.А., Новиков И.А. и др. Древнейшие вендские ископаемые северной Евразии: U—Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // ДАН. 2020. Т. 495. № 2. С. 3–8.
17. Рязанцев А.В., Разумовский А.А. и др. Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и гиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U—Th—Pb (SIMS и LA-ICP-MS) датирования акцессорного циркона // Доклады Российской АН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 68–78.
18. Jensen S., Mens K. Trace fossils *Didymaulichnus* cf. *tira-sensis* and *Monomorphicus* isp. From the Estonian Lower Cambrian, with a discussion of the early Cambrian ichnocoenoses of Baltica // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 2001. V. 50 (2). P. 75–85.
19. Seilacher A. Trace fossil analysis. Berlin: Springer-Verlag, 2007. 226 p.
20. Chen Z., Zhou C., et al. Trace fossil evidence for Ediacaran bilaterian animals with complex behaviour // Precambrian Research. 2013. V. 224. P. 690–701.

THE OLDEST TRACE FOSSILS IN ASSOCIATION WITH EDIACARA-TYPE BIOTA IN THE UPPER VENDIAN OF THE SOUTH URALS

A. V. Kolesnikov^{a, #}, V. D. Desiatkin^a, V. A. Terekhova^a,
V. N. Pan'kov^a, and Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov^a

^aGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: kolesnikov@ginras.ru

Trace fossils and palaeopascichnids have been studied from the Basa Formation of the Vendian Asha Group of the South Urals (southwestern periphery of the Suleiman Anticline, Shubino quarry in the Ust'-Katav city, Chelyabinsk Region). The general morphology and preservation of ichnofossils was shown to be similar to the Late Vendian-Early Cambrian subhorizontal bilobate burrows of *Didymaulichnus*. The paleontological remains were found to be confined to extremely shallow depositional settings and located stratigraphically below the volcanic tuff layer, the zircon from which has a U—Pb isotopic age of 578 ± 7 Ma. Until now, the first occurrence of trace fossils and the associated "Agronomic Revolution" were thought to be timed to the interval of ~560–550 Ma. Our results show that mobile benthos and biological mixing of sediments may have occurred 20–30 Ma earlier and support the hypothesis that the onset of the first "Agronomic Revolution" and the "Cambrian Explosion" were not significantly coincident in time.

Keywords: Vendian, South Urals, ichnofossils, Ust'-Katav, Ediacara biota, *Palaeopascichnus*, *Didymaulichnus*

УДК 550.385

ВОЗМУЩЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ИОНОСФЕРЫ В ПЕРИОД СИЛЬНОЙ ГЕОМАГНИТНОЙ БУРИ 23 АПРЕЛЯ 2023 г.

© 2023 г. Академик РАН В. В. Адушкин¹, А. А. Спивак^{1,*}, Ю. С. Рыбнов¹,
С. А. Рябова¹, С. П. Соловьев¹, А. В. Тихонова¹

Поступило 07.06.2023 г.

После доработки 19.06.2023 г.

Принято к публикации 04.07.2023 г.

Представлены данные инструментальных наблюдений, выполненных в геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН, за вариациями магнитного поля и реакцией микробарических колебаний и электрического поля в приземной атмосфере Земли на сильную магнитную бурю 23 апреля 2023 г. ($K_p = 8$). При определении реакции ионосферы на магнитное возмущение в виде изменения критической частоты слоя F2 привлекались результаты ионосферного зондирования, выполненного в IAP (Leibniz-Institut für Atmosphären Physik). Показано, что в периоды максимальных вариаций магнитного поля регистрируются повышенные микробарические вариации и отмечаются повышенные вариации электрического поля. Магнитная буря сопровождалась также изменением критической частоты f_0F_2 , а также спектральных характеристик вариаций напряженности электрического поля.

Ключевые слова: магнитная буря, акустические колебания, магнитное поле, электрическое поле, критическая частота F2-слоя ионосферы, вариация

DOI: 10.31857/S2686739723601230, **EDN:** МОККНН

Геомагнитные возмущения, особенно сильные в виде магнитных бурь, сопровождаются рядом геофизических эффектов, изучение которых представляет особый интерес с точки зрения преобразования и взаимодействия физических полей, а также, что немаловажно, для понимания роли магнитного поля Земли в формировании не только условий среды обитания, но в целом и климата нашей планеты [1, 2].

Необходимо отметить, что магнитные бури проявляются в сейсмическом шуме [3], сопровождаются акустическими эффектами [4, 5] и оказывают прямое влияние на атмосферное электрическое поле, вызывая его повышенные вариации [5–9], и опосредованное влияние на работу GPS [10]. Однако, несмотря на достаточно большой объем наблюдательного материала, окончательного понимания причинно-следственных связей между магнитным возмущением и его эффектами, как и их возможных механизмов, до настоящего времени не существует. Это вызывает интерес к получению новых данных, получаемых в результате инструментальных наблюдений.

Последние годы характеризуются повышением магнитной активности на Земле, что хорошо видно из данных, представленных в табл. 1. Здесь следует добавить, что за пять месяцев 2023 г. (с 1 января по 31 мая) уже произошло 18 магнитных бурь, распределение которых по величине геомагнитной активности приведено ниже:

<i>K_p</i> -индекс:	5	6	7	8
Количество бурь:	11	4	2	1

В настоящем сообщении рассматриваются геофизические эффекты в виде микробарических вариаций в атмосфере Земли, вариации электрического поля и отклик ионосферы на редкое событие: сильную магнитную бурю, произошедшую 23.04.2023 г.

В качестве исходных данных использовались результаты инструментальных наблюдений, выполненных в обсерватории “Михнево” ИДГ РАН (МНВ; GEO: 54.9° с.ш.; 37.7° в.д.). Регистрация локальных геомагнитных вариаций выполнялась в специально оборудованном магнитном павильоне с помощью трехкомпонентного феррозондового магнитометра LEMI-018, электронный блок которого обеспечивает соответствующее преобразование данных, получаемых с феррозондового датчика с частотой дискретизации 1 Гц.

¹Институт динамики геосфер им. академика
М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия
*E-mail: aaspivak100@gmail.com

Таблица 1. Количество магнитных бурь за период 2018–2022 гг.

Год	K_p -индекс геомагнитной активности по данным ISGI ¹				Σ
	5	6	7	8	
2018	19	1	—	—	20
2019	16	2	1	—	19
2020	10	1	—	—	11
2021	23	2	—	—	25
2022	30	8	—	—	38

Таблица 2. Планетарный K_p -индекс геомагнитной активности по данным ISGI

Дата	Время (UTC)							
	0–3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–18	18–21	21–24
23.04.2023	2.5	1.5	1.5	3.2	4.5	5	8	7.5
24.04.2023	6.5	8	6.5	5	3.5	2.5	2	3

Вертикальная компонента электрического поля E регистрировалась измерителем напряженности электрического поля VOLTEK EFM-100 в диапазоне частот 0–10 Гц. Микробарические вариации измерялись с помощью микробарометра МБ-03, обеспечивающего устойчивую регистрацию акустических сигналов амплитудой от 0.01 до 200 Па в диапазоне частот 0.0003–10 Гц. При анализе отклика ионосферы на магнитную бурю в настоящей работе привлекались в виде ионограмм результаты высотно-частотного зондирования, выполненного в IAP (Leibniz-Institut Für Atmosphären Physik; координаты ионозонда: 52.21° с.ш.; 21.06° в.д.), размещенные в свободном доступе на сайте <https://www.iap-kborn.de>. Выполнялась оценка критической частоты f_0F2 путем ручной обработки ионограмм с интерпретацией по методике URSI [11]. В результате формировался цифровой ряд данных временной вариации критической частоты $F2$ -слоя f_0F2 с дискретизацией 5 мин.

Магнитная буря магнитудой G4 по шкале NOAA² была вызвана мощной солнечной вспышкой интенсивностью M1.7, которая наблюдалась 21.04.2023 г., стала самой мощной в текущем цикле солнечной активности и характеризовалась

высокими значениями планетарного K_p -индекса геомагнитной активности (табл. 2).

Примерно такое же развитие магнитной бури отмечено в обсерватории MНV (табл. 3), данные которой использованы в настоящей работе.

Как это следует из данных табл. 2, основной магнитной буре предшествовала суббуря, начало которой отмечено примерно в 12:00 UTC. Наибольшей мощности магнитная буря достигла в период с 18:00 до 21:00 UTC 23.04.2023 г., когда K_p -индекс геомагнитной активности достиг 8, что соответствует уровню G4 (тяжелый геомагнитный шторм). После некоторого спада геомагнитной активности до уровня G3 геомагнитные возмущения вновь достигли уровня G4 в период между 03:00 и 06:00 UTC 24.04.2023 г. Значительные геомагнитные возмущения такого высокого уровня сопровождались возникновением атмосферного оптического явления в виде полярного сияния на широтах московского региона.

Магнитная буря проявилась в приземном слое атмосферы высокими по амплитуде вариациями индукции магнитного поля. В качестве примера на рис. 1 приведены записи компонент индукции магнитного поля B_x (направление восток–запад), B_y (направление север–юг) и B_z (направление вниз), полученные в MНV. Характер магнитного возмущения типичен для магнитной бури. В частности, из данных рис. 1 видно, что внезапное начало магнитной бури (SCI) в виде кратковременного повышения B_z отмечается в ~18:41 UTC. Ос-

¹ International Service of Geomagnetic Indices (https://isgi.unis-tre.fr/data_download.php)

² National Oceanic and Atmospheric Administration (<https://www.noaa.gov/>)

Таблица 3. Станционный K -индекс геомагнитной активности по данным обсерватории МНВ

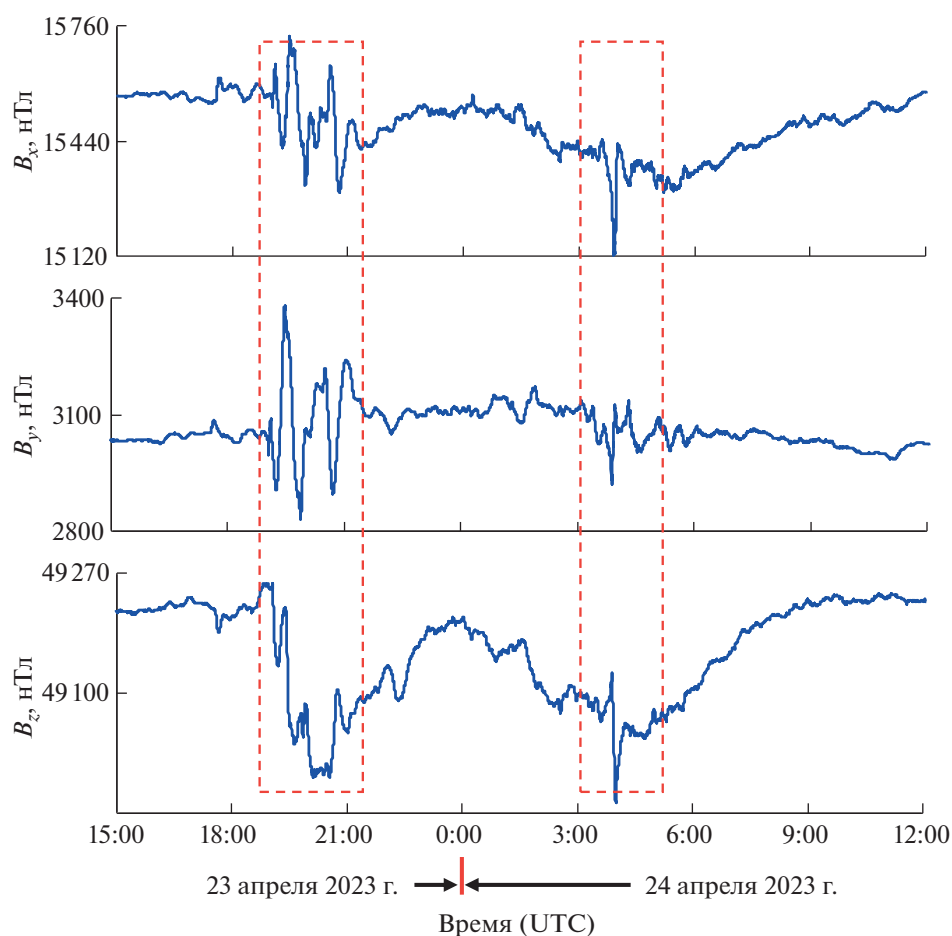
Дата	Время (UTC)							
	0–3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–18	18–21	21–24
23.04.2023	1	1	2	3	4	4	8	6
24.04.2023	6	7	4	4	3	3	2	3

новная наиболее сильная фаза развития бури проявилась 23.04.2023 г. в период с ~19:00 до 24:00 UTC в данном случае в виде бухтообразного понижения B_z на ~230 нТл. При этом вариации горизонтальных компонент B_x и B_y в отличие от вариаций B_z имеют знакопеременный вид (период вариаций ~45 мин) и характеризуются максимальной амплитудой соответственно ~150 и ~330 нТл.

Вторая фаза развития магнитной бури отмечается 24.04.2023 г. в период ~01:40–07:30 UTC 24.04.2023 г. В этом случае вариации всех компо-

нент магнитной индукции менее продолжительны, имеют практически сходный вид и характеризуются максимальными амплитудами ~280 нТл (компонента B_x), ~140 нТл (компонента B_y) и ~120 нТл (компонента B_z).

Акустический эффект. Как показано в [4, 12], магнитные бури сопровождаются акустическим эффектом, вызванным движением ионосферных электроструй со сверхзвуковой скоростью. При этом выделяются несколько типов инфразвуковых колебаний: высокочастотные с периодом

**Рис. 1.** Вариации компонент магнитного поля в период магнитной бури 23.04.2023 г.

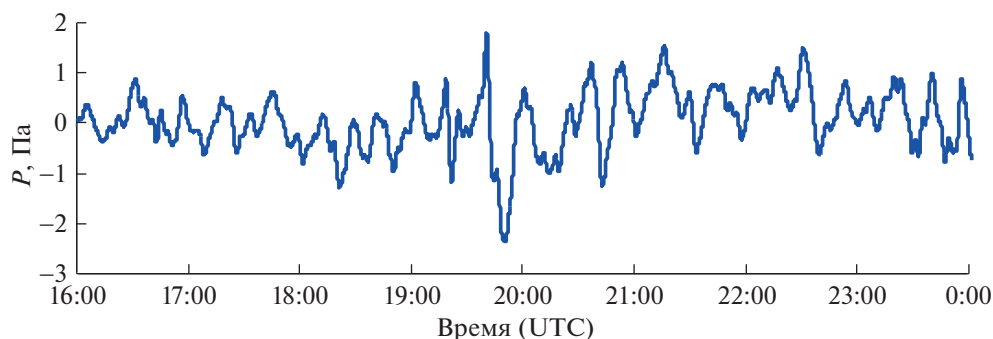


Рис. 2. Микробарические колебания, зарегистрированные в период магнитной бури 23.04.2023 г.

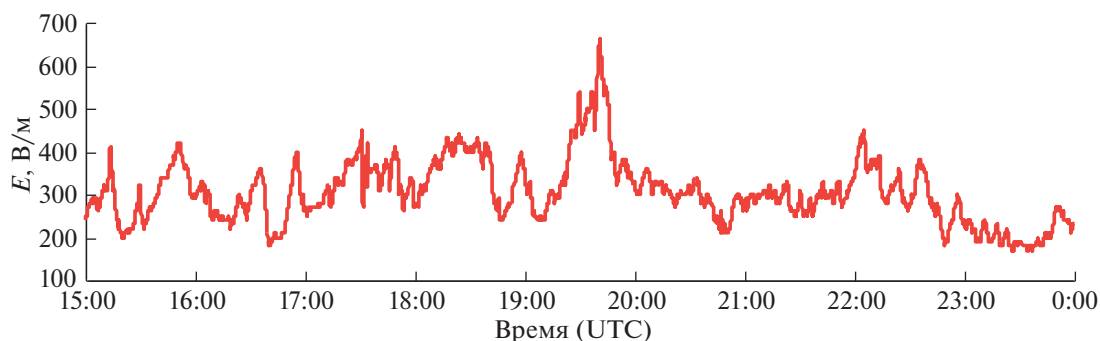


Рис. 3. Вариации электрического поля в период основной фазы магнитной бури 23.04.2023 г.

0.5–1 сек и длительностью до нескольких часов, импульсные длительностью ~ 5 –15 сек, повторяющиеся в течение ~ 30 –40 мин и квазисинусоидальные колебания с периодом ≈ 1 –4 мин и длительностью ≈ 10 –30 мин, которые наблюдаются на значительных расстояниях от источника.

В нашем случае основная фаза магнитной бури, сопровождавшаяся на широте МНВ полярным сиянием, вызвала микробарические колебания в виде вариаций амплитуды P с периодом ~ 20 –25 мин и максимальной амплитудой ~ 2.5 Па (рис. 2).

Возмущение микробарического фона атмосферы зафиксировано в $\sim 19:40$ UTC и продолжалось с небольшой вариацией амплитуды в диапазоне 1.5–2 Па практически в течение всего периода магнитной бури вплоть до 05:00 UTC.

Электрический эффект. Результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют о том, что магнитная буря 23.04.2023 г. сопровождалась характерными вариациями напряженности электрического поля. Запись вариаций вертикальной компоненты электрического поля E в период основной фазы магнитной бури приведена на рис. 3.

Как это следует из данных рис. 3, наиболее значимый электрический эффект наблюдался в

период основной фазы возмущения магнитного поля в период с $\sim 19:20$ –19:30 до $\sim 20:00$ UTC. Вызванная вариация электрического поля хорошо проявилась в виде положительной бухты с максимальной амплитудой около 300 В/м относительно тренда.

Отклик ионосферы. Результаты анализа временного хода критической частоты f_0F2 по результатам обработки данных IAP представлены на рис. 4. Из рис. 4 следует, что начало вариаций f_0F2 отмечается в $\sim 18:40$ UTC, практически непосредственно перед внезапным началом магнитной бури, в виде знакопеременных изменений величины в интервале примерно 3.8–7 МГц. Затем в $\sim 19:30$ UTC в течение примерно 40 мин наблюдается резкий спад критической частоты с ~ 7 до ~ 2.5 МГц, после чего значения f_0F2 остаются практически постоянными, слабо варьируя в достаточно узком диапазоне значений: 1.3–3.3 МГц.

Обобщая рассмотренные данные, можно констатировать, что основные эффекты, связанные с возмущением электрического и микробарического поля атмосферы, также как и вариации критической частоты f_0F2 , наблюдались в период первой — основной фазы рассматриваемой магнитной бури, а именно 23.04.2023 г. в период при-

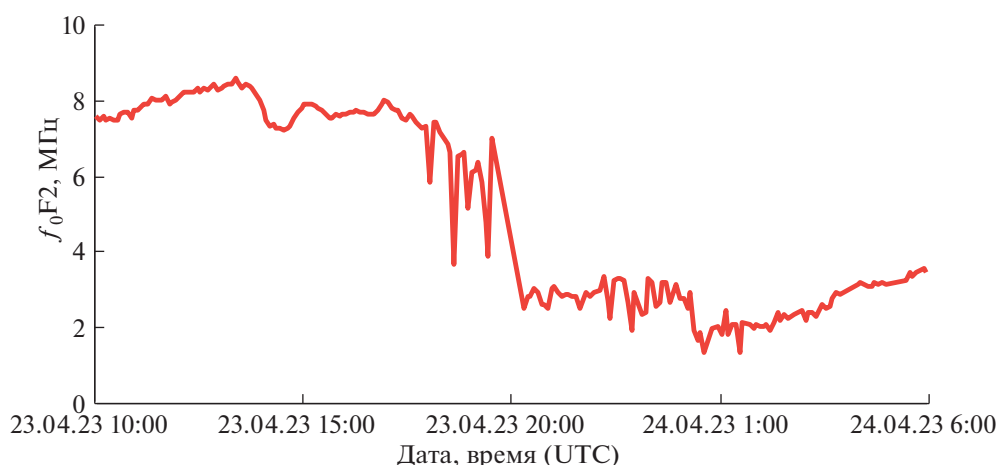


Рис. 4. Вариация критической частоты f_0F_2 в период магнитной бури 23.04.2023 г. по данным ионосферной станции IAP.

мерно с 19:00 до 20:00 UTC. Вторая фаза магнитной бури, хорошо выраженная в геомагнитных вариациях и зарегистрированная 24.04.2023 г. в районе 04:00 UTC, не проявилась значимо в вариациях электрического и микробарического полей и в вариациях f_0F_2 . На это, по-видимому, следует обратить отдельное внимание при выработке непротиворечивых моделей, описывающих сильные возмущения геофизических полей в периоды интенсивной солнечной активности.

Приведенные данные свидетельствуют о сложном характере физических процессов, сопутствующих сильным магнитным бурям, и, по мнению авторов, могут быть полезными при всестороннем описании геофизических эффектов магнитных бурь, совершенствовании имеющихся и разработке новых моделей этих важных для среды обитания явлений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Спивак А.А. Воздействие экстремальных природных событий на геофизические поля в среде обитания // *Физика Земли*. 2021. № 5. С. 6–16.
2. Килифарска Н.А., Бахмутов В.Г., Мельник Г.В. Геомагнитное поле — климат: причинно-следственные связи в изменении параметров атмосферы // *Физика Земли*. 2015. № 5. С. 160–178.
3. Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А. Отклик сейсмического фона на геомагнитные вариации // *ДАН*. 2012. Т. 444. № 3. С. 304–308.
4. Wilson Charles R. Infrasonic wave generation by aurora // *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*. 1975. V. 37. P. 973–988.
5. Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Рябова С.А., Харламов В.А. Волновые возмущения в приземной атмосфере при магнитных бурях // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 498. № 2. С. 158–162.
6. Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Михновски С., Кубицки М. Эффект магнитных бурь в вариациях атмосферного электрического поля в средних широтах // *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2008. Т. 48. № 5. С. 650–659.
7. Смирнов С.Э. Реакция электрического состояния приземной атмосферы на геомагнитную бурю 5 апреля 2010 г. // *ДАН*. 2014. Т. 456. № 3. С. 342–346.
8. Рябова С.А., Спивак А.А. Вариации электрических характеристик приземной атмосферы в периоды магнитных бурь // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 497. № 1. С. 71–77.
9. Olson D.E. The evidence for auroral effects on atmospheric electricity // *Pure Appl. Geophys.* 1971. V. 84. P. 118–138.
10. Спивак А.А., Рябова С.А., Рыбнов Ю.С., Харламов В.А. Ошибки позиционирования GPS в периоды магнитных бурь // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 500. № 2. С. 173–177.
11. Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм. Под редакцией П.В. Медниковой. М.: Наука, 1977. 342 с.
12. Campbell W.H., Young J.M. Auroral-zone observation of infrasonic pressure waves related to ionospheric disturbances and geomagnetic activity // *J. Geoph. Research*. 1963, V. 68. № 21. P. 5909–5916.

DISTURBANCE OF GEOPHYSICAL FIELDS AND IONOSPHERE DURING A STRONG GEOMAGNETIC STORM ON APRIL 23, 2023

**Academician of the RAS V. V. Adushkin^a, A. A. Spivak^{a,#}, Yu. S. Rybnov^a, S. A. Riabova^a,
S. P. Soloviev^a, and A. V. Tikhonova^a**

^aSadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: aaspivak100@gmail.com

We present the data of instrumental observations made at the Mikhnevo geophysical observatory of the IDG RAS of magnetic field variations and the response of microbaric oscillations and the electric field in the Earth's surface atmosphere to a strong magnetic storm on April 23, 2023 ($K_p = 8$). When determining the response of the ionosphere to a magnetic disturbance in the form of a change in the critical frequency of the F2 layer, we use the results of ionospheric sounding performed at the IAP (Leibniz-Institut Fur Atmosphären Physik). It is shown that during periods of maximum magnetic field variations, increased microbaric variations are recorded and increased electric field variations are noted. The magnetic storm was also accompanied by a change in the critical frequency f_oF_2 , as well as in the spectral characteristics of variations in the electric field strength.

Keywords: magnetic storm, acoustic oscillations, magnetic field, electric field, critical frequency of the F2-layer of the ionosphere, variation

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 551.35 (262.5): 551.79

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРЫМСКОГО ШЕЛЬФА МЕТОДОМ НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

© 2023 г. А. В. Хортов^{1,*}, Н. А. Римский-Корсаков¹, А. А. Пронин¹, А. Д. Мутовкин¹

Представлено академиком М.А. Федонкиным 17.05.2023 г.

Поступило 17.05.2023 г.

После доработки 22.05.2023 г.

Принято к публикации 23.05.2023 г.

Представлены результаты и технология сейсмоакустических исследований шельфа юго-восточной части Крыма, выполненные в 2020–2022 гг. сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, с использованием оригинального комплекса технических средств, включающего сейсмоакустический и акустический профилографы. Результаты обследования дали возможность рассмотреть положение палеодолин, выполнить сейсмостратиграфическую привязку отражающих горизонтов с выделением основных сейсмокомплексов в плейстоцен-голоценовой части разреза. Сейсмofациальный анализ волнового поля позволил уточнить палеогеографические условия формирования палеодолин.

Ключевые слова: шельф, Крым, осадочная толща, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, спаркер, акустический профилограф, эхолот, гидролокатор, клиноформа, сейсмокомплекс, сейсмofация, отражающий горизонт, плейстоцен, голоцен

DOI: 10.31857/S2686739723601023, **EDN:** DXNJEM

ВВЕДЕНИЕ

Цель исследования связана с необходимостью решения фундаментальной научной проблемы океанологии и морской геологии по изучению строения и истории формирования морской континентальной окраины, в частности, шельфа полуострова Крым. Важной составляющей исследования является получение высококачественных сейсмоакустических профилей в пределах полигонов Крымского шельфа для обоснования стратиграфии и литологии отложений плейстоцен-голоценовых комплексов осадочных образований Черного моря. Исследования выполнялись отрядом Института океанологии РАН в экспедициях научно-исследовательского судна (НИС) “Профессор Водяницкий” (115, 116, 124 и 126-е рейсы) в 2020–2023 гг. в соответствии с Планом морских экспедиций на научно-исследовательских судах Минобрнауки России. При этом решались задачи промера глубин, непрерывного сейсмического профилирования и акустического зондирования осадочных отложений, а также па-

норманной съемки поверхности дна с помощью гидролокатора бокового обзора.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для непрерывного сейсмопрофилирования использовался сейсмоакустический комплекс “Геонт-шельф” на основе электроискрового излучателя (“спаркер”) и приемной сейсмодоски. Устройство и принцип работы комплекса подробно рассмотрены в статьях [1–3]. Информация, полученная с помощью сейсмоакустического комплекса “Геонт-шельф”, дополнялась данными акустического зондирования профилографом АП-5Т [4, 5].

ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА РАБОТ

Рассматриваемый регион расположен на стыке южного крыла мегантиклинория Горного Крыма и Черноморской впадины, включающей краевые прогибы Сорокина и Керченско-Таманский [6–9].

Район является сложным в тектоническом, геоморфологическом и седиментологическом отношении объектом исследования. Он представляет собой погруженное южное крыло Крымского мегантиклинория, которое характеризуется

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: khortov.av@ocean.ru

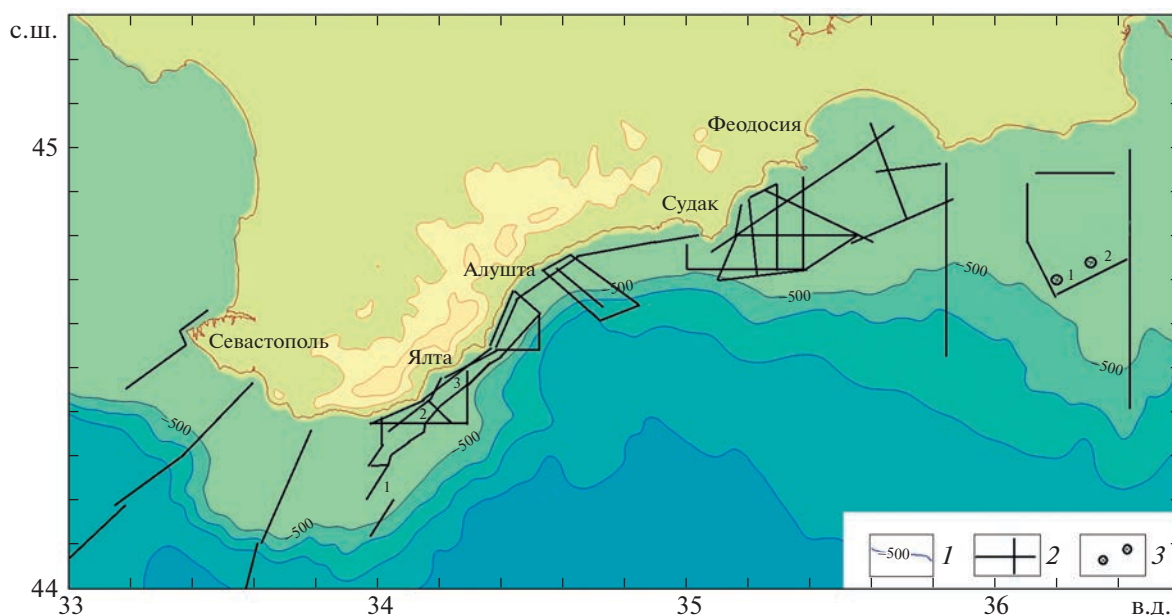


Рис. 1. Схема района исследований. Условные обозначения: 1 — изобатии глубин моря, м; 2 — профили НСАП; 3 — скважины ИГИ.

повышенной сейсмичностью и контрастным рельефом дна. На участке исследования мыс Сарыч—Ялта—Феодосия шельф выглядит как довольно узкий, континентальный склон крутой с углами наклона $10\text{--}20^\circ$ и прорезан многочисленными подводными долинами и тальвегами каньонов [10–12]. Подножие склона имеет оползневой облик и служит местом разгрузки мутьевых потоков.

За несколько десятилетий исследований крымского шельфа накопились региональные данные о строении осадочной толщи, выявленные путем интерпретации сейсмических материалов и данных инженерного бурения. По ним установлены глубина залегания и морфология поверхности таврической серии, мощность и особенности строения плиоцен-четвертичных отложений; сделаны выводы об особенностях осадочного процесса в четвертичное время [13–15].

В результате интерпретации съемок непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) и эхолотных промеров (рис. 1) установлены основные черты морфологии, направления и густоты подводных долин; произведена их типизация.

По результатам многочисленных опробований дна грунтовыми трубками и данных инженерно-геологического бурения изучены общие особенности строения разрезов верхнечетвертичных осадков, их состав и условия образования [16–19].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сейсмоакустические исследования с различным разрешением по вертикали, проведенные в крымском секторе Черноморской впадины, позволили выявить строение верхней части осадочного разреза на глубину до 300 м. На основе сейсмостратиграфического анализа здесь выделена серия сейсмических комплексов неоген-голоценового возраста. По данным НСАП, на шельфе в районе Алушки в нижней части разреза хорошо видна поверхность таврической серии (отражающий горизонт V (ОГ-V)), которая у южных берегов Крыма является поверхностью акустического фундамента. Она погружается от береговой зоны, где выходит на дно, к бровке шельфа, где залегает на глубине несколько сотен метров (рис. 2).

Выше со стратиграфическим и угловым несогласием залегает слоистая толща, ограниченная отражающими горизонтами ОГ-А—ОГ-А6, с субпараллельными протяженными, местами клиноформенными, бугристыми отражающими горизонтами. Мощность толщи на шельфовом участке района исследования достигает 150 м.

В пределах крымского шельфа уверенно выделяются семь основных сейсмокомплексов (СК), отождествляемых с голоценовыми (древнечерноморскими и новочерноморскими —IVdc-nc) отложениями, новоэвксинскими (III4ne), карангатско-узунларскими (III3 kg-III1-6 uz) и древнеэвксинско-чаудинскими (Ide-cd) отложениями.

В склоновой части эти отложения размыты, и на поверхность дна выходят более древние апшеронские породы; породы таврической серии (ОГ-V),

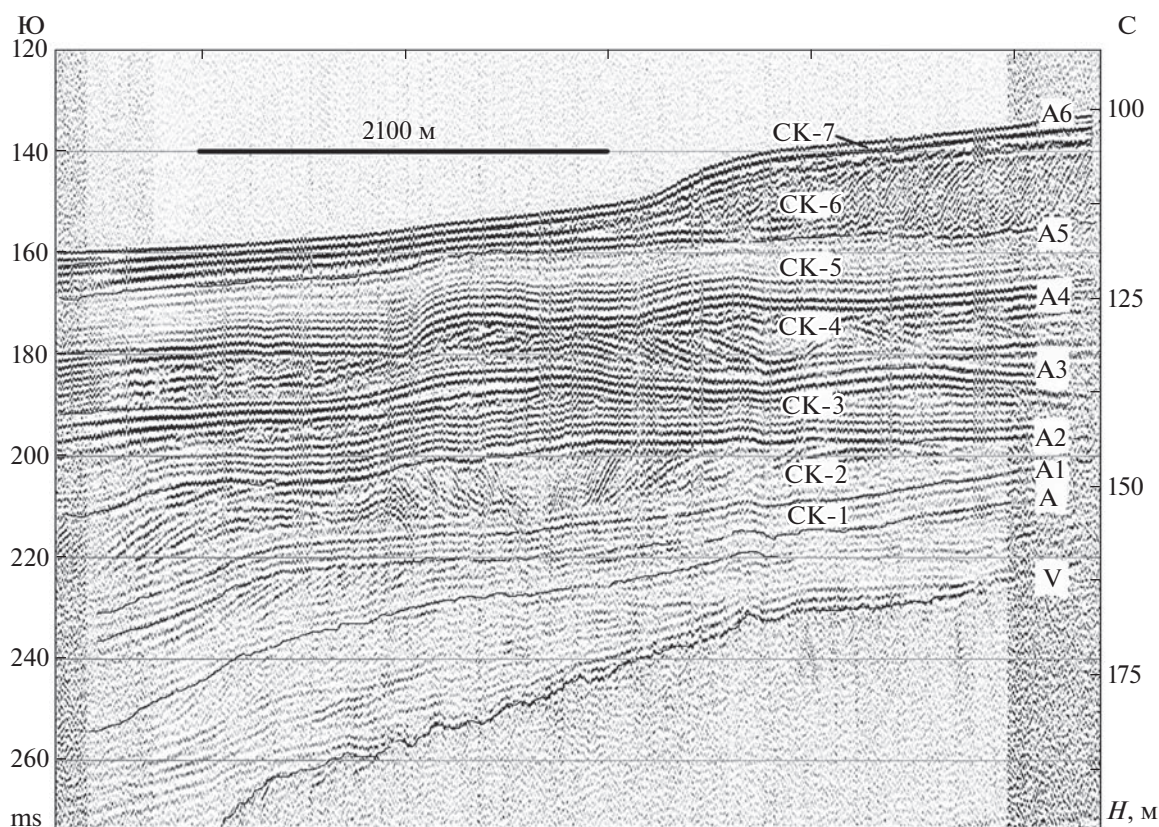


Рис. 2. Фрагмент профиля 1 НСАП в районе Алушки, показывающий сейсмокомплексы в шельфовой части района исследования. Положение профиля 1 показано на рис. 1.

которые у южных берегов Крыма, как отмечалось, являются поверхностью акустического фундамента.

В пределах осадочной толщи выделяются несколько поверхностей размыва. Во внешней части шельфа с ними связаны крупные аккумулятивные клиноформы. Судя по косослоистой записи (многочисленные косо наклоненные отражающие горизонты), они сложены грубозернистыми прибрежными фациями, которые образовывались в периоды низкого стояния уровня моря в ледниковые эпохи плейстоцена [20–22].

На сейсмоакустических профилях НСАП рейсов 115, 116 и 124 НИС “Профессор Водяницкий” в пределах траверса мыс Ай-Тодор–Ялта–Алушта выявлены погребенные палеорусла с характерной U-образной формой. Одно из зафиксированных палеорусел на меридиане мыса Ай-Тодор (Ласточкино Гнездо) плейстоценовой палеодолины показано на рис. 3.

Другое плейстоценовое палеорусло, зафиксированное на меридиане города Ялта, показано на рис. 4. К погребенному руслу приурочены скопления газа, который в сейсмическом поле выражаются в виде аномалий, типа “яркое пятно”.

Еще одно палеорусло обнаружено на шельфе Крыма южнее города Алушта, на широте поселка Малый Маяк.

Плейстоценовые палеорусла Ай-Тодорское, Ялтинское и Маячное представляют, по-видимому, разветвленную сеть палеодолины реки Водопадная.

На приведенных разрезах НСАП отчетливо выделяются следующие сейсмокомплексы:

СК-7, ограниченный в разрезе сейсмическими горизонтами А6 и поверхностью дна, слагают новочерноморские (IVnč) и древнечерноморские (IVdč) слои голоцена, представленные илами с ракушкой и текучими глинами с органикой (суммарная мощность слоя по данным опробования и бурения на площадке ИГИ составляет 0.75–1.18 м). (табл. 1).

В открытом море подводный склон покрывается полосой средне- и мелкозернистых песков, иногда — с большим количеством ракушки. Пески переходят в песчанистые и алевропелитовые илы, которые слагают большую часть шельфа.

Грунтовые трубки на шельфе проходят 3 м, не достигая подошвы новочерноморских отложений. По-видимому, мощность их достигает иногда 10 м. Древнечерноморские илы — терриген-

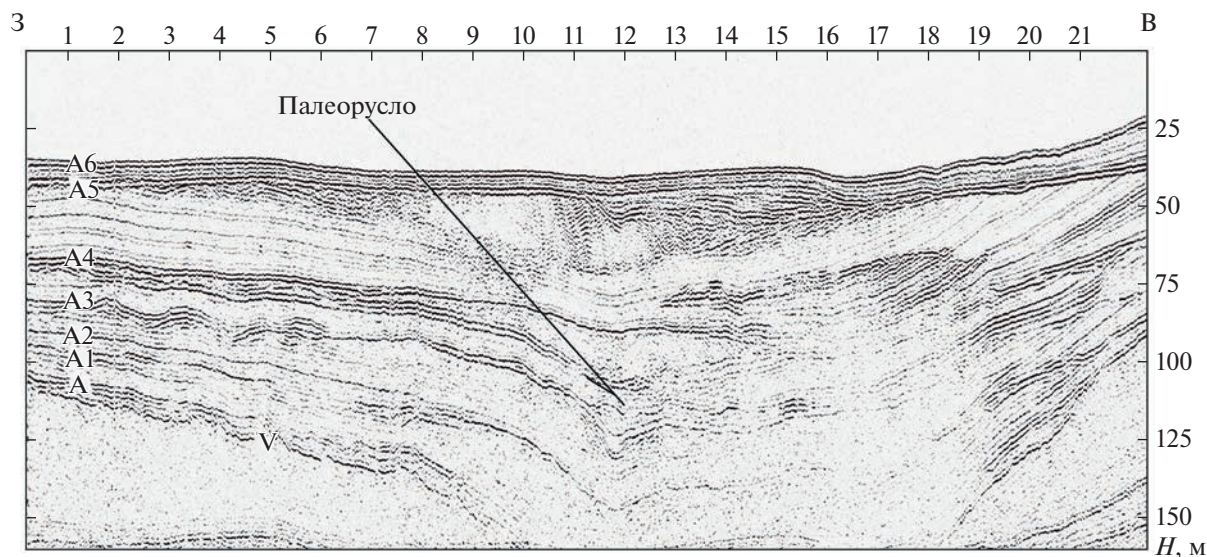


Рис. 3. Фрагмент профиля 2 НСАП, показывающий палеорусло в районе мыса Ай-Тодор. Положение профиля 2 показано на рис. 1.

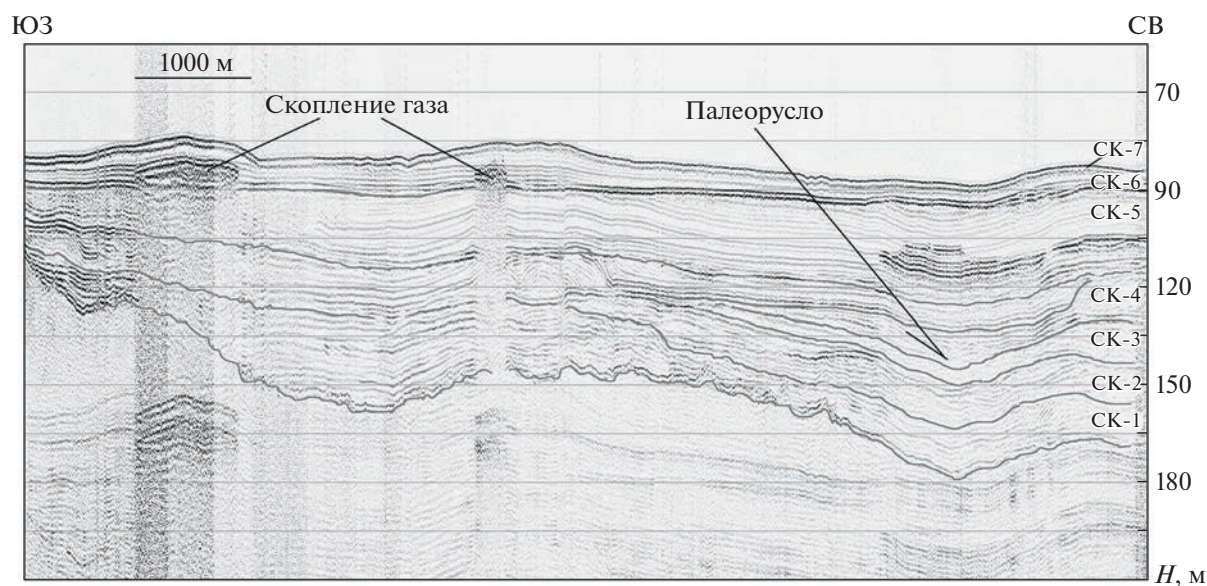


Рис. 4. Фрагмент профиля 3 НСАП, показывающий палеорусло на меридиане города Ялта. Положение профиля 3 показано на рис. 1.

ные (темно-серые, бурые, до светло-бурого сапропелевые и желтовато-серые, темно-желтые и темно-коричневые — сапропелевидные) иногда с прослоями темно-серого среднезернистого песка с резким ровным контактом; залегают на новоэвксинских осадках.

В сейсмической записи СК-7 выглядит как покровно-облекающая фация, нивелирующая рельеф подстилающих отложений.

СК-6, ограниченный в разрезе отражающими горизонтами ОГ-А6 и ОГ-А5, представлен:

— поздними новоэвксинскими слоями (Шне²) — текучие суглинки и глины, тонким слоем переменной мощности, подстилающие черноморские слои и нивелирующие неровности эрозионной поверхности в подошве;

— ранними новоэвксинскими слоями (Шне¹) — мягкопластичные глины с прослоями песка, содержащего включения ракушки и гальку (глины соответствуют развитию трансгрессии новоэвксинского бассейна, а песок с ракушкой — временной остановке трансгрессии). Запись довольно

Таблица 1. Стратиграфия плейстоцен-голоценовых отложений района работ

Сейсмокомплексы	Стратиграфия слоев по определению фауны скв. Глубокая 2	Индексы	Уровень подошвы слоев от поверхности дна, м
СК-7	Новочерноморские	IVnč	0.40–0.75
	Древнечерноморские	IVdč	0.75–1.20
СК-6	Поздние новозвксинские	IIIne ²	1.40–1.80
	Ранние новозвксинские	IIIne ¹	4.55–17.15
СК-4	Узунларские	Iuz	20.85–35.60
СК-3	Древнезвксинские	Ide	39.25 > 50

высокоамплитудная, от параллельно-слоистой до пологоволнистой, местами с линзовидным рисунком отражений. Образует клиноформное аккумулятивное тело с косослоистой записью.

СК-5, ограниченный в разрезе отражающими горизонтами ОГ-А5 и ОГ-А4, соответствует полному карангатскому ритму осадконакопления верхнего неоплейстоцена (IIIkg), включающему осадки мелководных и глубоководных фациальных зон. В шельфовой части на фоне параллельно-слоистых отражений в пределах комплекса регистрируются линзовидные тела с косослоистыми отражениями. Сейсмокомплекс местами представлен хаотическими сейсмофациями с отдельными слабыми отражениями. Залегает несогласно на нижележащих отложениях конуса, заполняя неровности рельефа.

Глубже залегающие сейсмокомплексы соответствуют отложениям более древних неоплейстоценовых этапов существования черноморского бассейна:

СК-4, ограниченный в разрезе сейсмическими горизонтами А4 и А3, соответствует узунларскому этапу и характеризуется параллельно-слоистой записью; несогласно залегает на подстилающих отложениях, формирует аккумулятивное тело с налеганием на нижнюю часть материкового склона. Характер записи в пределах конуса – от бугристого до хаотического; выше по склону появляются слоистые сейсмофации.

СК-3, ограниченный в разрезе отражающими горизонтами А3 и А2, соответствует древнезвксинскому этапу; отличается низкоамплитудной записью с сейсмофациальным рисунком отражений от бугристого-слоистого до слоистого. Верхняя часть иллюстрируется параллельно-слоистым типом записи с высокоамплитудными выдержанными отражениями. В пределах комплекса отмечены клиноформные аккумулятивные тела, связанные с отложением грубозернистых фаций в период регрессии.

СК-2, ограниченный в разрезе отражающими горизонтами ОГ-А2 и ОГ-А1, соответствует верх-

нечаудинскому этапу. Верхнечаудинские отложения представляют собой аккумулятивные валлообразные образования с хаотичной или мелкобугристой формой записи, отвечающей регрессивному циклу. Отложения сейсмокомплекса облекают неровности подстилающей поверхности.

СК-1, ограниченный в разрезе отражающими горизонтами ОГ-А1 и ОГ-А, представляет собой среднечаудинские отложения, несогласно залегающие на складчатое основание разреза таврической серии, отделенное от вышележащих слоев четко выраженной поверхностью размыва.

С учетом изученности верхней части грунтовой толщи соседних участков прилегающего южно-крымского и керченско-таманского шельфа, а также результатов исследований фауны остракод в ближайших к району работ скважинах “Глубокая-1” и “Глубокая-2” можно утверждать, что в строении разреза выделенных сейсмокомплексов участвуют голоценовые ново- и древнечерноморские грунты (СК-7), новозвксинские грунты верхнего неоплейстоцена (СК-6), карангатские и узунларские (СК-5, СК-4) и древнезвксинские (СК-3) отложения среднего неоплейстоцена.

Сейсмокомплексы СК-2 и СК-1 представлены, по-видимому, более древними, ранними неоплейстоценовыми отложениями чаудинского ритма.

Таким образом, выделенные сейсмокомплексы соответствуют неоплейстоценовым и голоценовым этапам существования черноморского бассейна.

Нижние слои, ограниченные отражающими горизонтами ОГ-А и ОГ-V, по-видимому, имеют неогеновый возраст.

ВЫВОДЫ

1. На юго-восточном шельфе Крыма, на траверсе Алупка–Ялта–Алушта, выявлена погребенная речная долина, прежде лишь намечаемая рядом исследователей по изобатам западин. Уточнить ее положение в пределах шельфа поможет

регулярная сеть профилей НСАП, выполнение которых планируется в следующих рейсах НИС “Профессор Водяницкий”.

2. Обнаруженная на шельфе юго-восточного Крыма палеодолина, по-видимому, связана с палеодолиной реки Водопадная. Выявленные палеорусла были зафиксированы по результатам 115-го рейса НИС “Профессор Водяницкий” и подтверждены работами 116-го и 126-го рейсов. В разрезе палеорусел выделяются семь сеймо-стратиграфических комплексов (СК-1–СК-7), нижнеплейстоцен-голоценового возраста, слагающих разрез осадочного чехла юго-восточного шельфа Крыма.

3. Толща осадков, в составе сеймокомплексов СК-1 и СК-2, представлена, отложениями единого ритма — длительного чаудинского трансгрессивного этапа (конец плиоцена–ранний плейстоцен) существования обширного солоноватоводного водоема чаудинского бассейна, который развивался в раннечаудинскую и позднечаудинскую эпохи. От последующего древнеэвксинского водоема чаудинский отделен глубокой и продолжительной регрессией, во время которой уровень моря упал на 40–60 м, что установлено по глубине врезания палеодолин на побережьях и шельфе по материалам НСАП. В период с начала среднего плейстоцена до первой половины позднего плейстоцена на месте Черного моря существовал обширный полуморской и морской водоем. По ряду характеристик бассейн резко отличался от предыдущего (древнеэвксинского) и последующего (новоэвксинского) водоемов. Зафиксированные на профилях НСАП косослоистые тела, представляющие собой аккумулятивно-абразионные образования, формировались в регрессивные эпохи, отвечающие четвертичным оледенениям.

4. При оценке разнородности слоистых пачек отложений в осадках, объединенных в составе сеймокомплексов СК-3, СК-4 и СК-5 и определенного в скважинах ИГИ на структуре “Глубокая” возрастного диапазона накопления осадков, можно заключить, что период накопления отложений охватывает непрерывный этап истории существования осадочного бассейна (древнеэвксинского, узунларского, карангатского и посткарангатского). Этап раскрывает последовательность развития бассейна от солоноватоводного водоема к полуморскому и к нормально морскому.

5. Согласно данным бурения сеймокомплекс СК-6 является новоэвксинским и фиксирует низкое стояние уровня Черного моря во время последней стадии валдайского оледенения. В это время формируются барьерные формы берегового рельефа. В ходе развития голоценовой трансгрессии эти барьерные формы распались на ряд локальных абразионно-аккумулятивных образо-

ваний, которые представляют собой серию древних генераций береговых валов.

6. Полученные в 115-м, 116-м, 124-м и в 126-м рейсах НИС “Профессор Водяницкий” батиметрические и сейсмогеологические данные по шельфу Крыма уточняют имеющиеся сеймо-стратиграфические и палеогеографические сведения о строении и плейстоцен-голоценовой истории развития акватории Черного моря.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность сотрудникам АО “Южморгеология” С.К. Шельтингу, А.А. Шейкову, Г.Е. Карпенко за ценные консультации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в рамках государственного задания по темам № FMWE-2021-0010, № FMWE-2021-0004, а также при финансовой поддержке проекта РФФИ № 20-05 00384_А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мутовкин А.Д., Пронин А.А., Хортон А.В. Сейсмоакустические исследования плейстоцен-голоценовых толжений Крымско-Керченского шельфа / В сборнике: Геология морей и океанов. Материалы XXIV международной научной конференции (школы) по морской геологии. 2022. С. 295–298.
2. Римский-Корсаков Н.А., Бурдиян Н.В., Лесин А.В., Пронин А.А., Анисимов И.М. Геолого-геофизические исследования на шельфе полуострова Крым в 115-м рейсе НИС “Профессор Водяницкий” // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2021. № 8. С. 38–43.
3. Римский-Корсаков Н.А., Бурдиян Н.В., Пронин А.А., Мутовкин А.Д., Лесин А.В., Тихонова Н.Ф. Технология и результаты геолого-геофизических исследований в 116 рейсе НИС “Профессор Водяницкий” // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2021. № 11. С. 84.
4. Иванов В.В., Коротаев В.Н., Мысливец В.И., Порохов А.В., Пронин А.А., Римский-Корсаков Н.А., Тихонова Н.Ф. Геофизические и гидрографические изыскания на восточном шельфе полуострова Крым (Феодосия-Керчь-Анапа) / Океанологические исследования, издательство. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (Москва), 2018. Т. 46. № 1. С. 82–101.
5. Римский-Корсаков Н.А., Пронин А.А., Хортон А.В., Литвинюк Д.А., Коротаев В.Н., Порохов А.В., Мутовкин А.Д. Технология и результаты сейсмоакустического профилирования на шельфе Крыма в 124 рейсе НИС “Профессор Водяницкий” // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2023. № 2. С. 37–43.
6. Андреев В.М., Шельтинг С.К., Глебов А.Ю., Неводниченко С.П. Государственная геологическая карта

- РФ масштаба 1:200000. Лист К-37-III (Долина Кумани). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 48 с.
7. Хортон А.В., Леончик М.И. Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в Черном море // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 1–3.
 8. Хортон А.В., Шлезингер А.Е. Глубинное строение и особенности образования Черноморской топодепрессии в связи с перспективами нефтегазоносности / Научно-технический сборник “Вести газовой науки”. 2015. № 2 (22). С. 63.
 9. The State Geological Map of Ukraine in the scale 1:200000, map sheets L-36-XXVIII (Evatoriya), L-36-XXXIV (Sevastopol). Crimean Series. Explanatory Notes. Kyiv: State Geological Survey of Ukraine, SE “Pivdenekogeotsentr” – UkrSGRI, 2006 (2009). 182 p.
 10. Мысливец В.И. и др. Морфоструктура и строение осадочного покрова внутреннего шельфа Западного Крыма // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 1063–1073.
 11. Пасынков А.А., Вахрушев Б.А. Факторы и критерии морфоструктурного районирования и основные типы морфоструктур северо-запада Черного моря // Геоморфология. 2019. № 3. С. 68–82.
 12. Пасынкова Л.А. Каньоны континентального склона Черного моря // Ученые записки Таврического национального университета имени В.И. Вернадского Серия География. 2013. Т. 26 (65). № 3. С. 260–266.
 13. Сорокин В.М., Куприн П.Н. О характере подъема уровня Черного моря в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 5. С. 40–46.
 14. Сорокин В.М., Старовойтов А.В., Росляков А.Г. Осадочные процессы на континентальной окраине Крыма в Черном море // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 1. С. 3–11.
 15. Щербаков Ф.А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1983. 213 с.
 16. Шнюков Е.Ф. и др. Литолого-стратиграфическая характеристика донных отложений крымского шельфа и глубоководной части Черного моря // Геол. журн. 2003. № 1. С. 9–23.
 17. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. Под редакцией Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1980. 212 с.
 18. Программа работ по выполнению морских инженерных изысканий на участке недр Глубокая, расположенном на шельфе Черного моря. ООО “ЦМИ МГУ”. 2019. 309 С. istina.msu.ru/projects/264053847/
 19. Проведение камеральных и лабораторных геохимических исследований образцов, отобранных на участке недр Глубокая, расположенном на шельфе Черного моря. Отчет по договору 01-10-2019/ГР-1/3 (550). Ахманов Г.Г. и др. ЦМИ МГУ, 2020.
 20. Андреев В.М., Забелина В.В., Хахалев Е.М., Шельтинг С.К. Позднеплейстоценовый глубоководный конус выноса Кубани // Геология морей и океанов: Мат-лы XV междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М., 2003. Т. I. С. 186–187.
 21. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с.
 22. Янина Т.А. Биостратиграфия и корреляция плейстоценовых отложений Понто-Каспия // Геология морей и океанов. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 260–261.

RESULTS OF SEISMOSTRATIGRAPHIC INVESTIGATIONS OF THE CRIMEAN SHELF BY THE METHOD OF CONTINUOUS SEISMO-ACOUSTIC PROFILING.

A. V. Khortov^{a,*}, N. A. Rimsky-Korsakov^a, A. A. Pronin^a, and A. D. Mutovkin^a

^aP.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^{*}E-mail: khortov.av@ocean.ru

Presented by Academician of the RAS M.A. Fedonkin May 17, 2023

The article discusses the results of seismoacoustic studies of the shelf of the southeastern part of Crimea, carried out in 2020–2023 by employees of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS an seismoacoustic profiler. The obtained data made it possible to refine the position of the paleovalleys, to perform a seismostratigraphic reference of the reflecting horizons with the identification of the main seismic complexes in the pleistocene-holocene part of the section. Seismic facies analysis of the wave field made it possible to clarify the paleogeographic conditions for the formation of paleovalleys.

Keywords: shelf, Crimea, sedimentary strata, continuous seismoacoustic profiling, sparker, acoustic profiler, echo sounder, sonar, clinoform, seismocomplex, seismic facies, reflecting horizon, pleistocene, holocene

УДК 532.5:551.465

ДАЛЬНИЕ ПОЛЯ ВОЗМУЩЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ РАЗДЕЛА ГЛУБОКОГО ОКЕАНА И ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ОТ ЛОКАЛИЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

© 2023 г. В. В. Булатов^{1,*}, И. Ю. Владимиров^{2,**}, Е. Г. Морозов^{2,***}

Представлено академиком РАН М. В. Флинтом 06.04.2023 г.

Поступило 06.04.2023 г.

После доработки 05.06.2023 г.

Принято к публикации 13.06.2023 г.

Решена задача о дальних волновых полях, возникающих на границе раздела льда и бесконечно глубокой однородной жидкости при обтекании локализованного источника возмущений. Получено интегральное представление решения и с помощью метода стационарной фазы построено асимптотическое представление решения для различных режимов волновой генерации. Численные расчеты показывают, что при изменении скоростей потока и толщины льда происходит заметная качественная перестройка фазовых картин возбуждаемых дальних волновых полей на границе раздела льда и жидкости.

Ключевые слова: ледяной покров, возвышение поверхности раздела, глубокий океан, дальние поля, локализованный источник

DOI: 10.31857/S2686739723600716, **EDN:** DUBBLE

Изучение волновых процессов в море с плавающим ледяным покровом актуально для изучения его реакции на различные гидродинамические возмущения, движущиеся надводные и подводные суда, процессы распада ледяных полей в интересах судоходства, а также совершенствования методов дистанционного зондирования поверхности ледяного покрытия. Поверхностные возмущения ледяного покрова, которые могут быть зарегистрированы с помощью специальных радиолокационных и оптических систем, несут информацию не только об источниках возмущений, но и о характеристиках морской среды под льдом [2, 4, 8, 10, 15, 16]. Плавающий ледяной покров, определяющий динамическое взаимодействие между океаном и атмосферой, влияет на динамику не только морской поверхности, но и подповерхностных вод, так как в общем движении по вертикали участвует как ледяной покров, так и вся масса жидкости под ним. Одним из заметных источников возбуждения ледяного по-

крова могут являться интенсивные внутренние гравитационные волны, в частности в [12, 13] показано, что колебания ледяного покрова за счет внутренних волн могут быть от нескольких сантиметров (прилив) до 2–3 м (цунами), амплитуды до 30 см регистрировались при наличии ветровых волн [15–18].

Обычно предполагается, что ледяной покров является сплошным (его горизонтальные масштабы превышают длины возбуждаемых волн), и при достаточно общих условиях моделируется тонкой упругой физически линейной пластиной, деформации которой малы [2, 4, 9, 10, 19]. Для проведения прогнозных расчетов возмущений ледяного покрова можно подбирать параметры модели генерации так, чтобы приблизить смоделированную волновую систему к реально наблюдаемым в природных условиях картинам возмущения поверхности льда [2, 7, 8, 10, 15, 19, 20].

Целью настоящей работы является решение ранее не рассматриваемой задачи о построении асимптотик дальних волновых возмущений ледяного покрова, возбуждаемых локализованным источником в потоке однородной жидкости бесконечной глубины. Рассматривается поток идеальной бесконечно глубокой жидкости, который обтекает точечный источник мощности массы q ($q = \text{const}$). Сверху течение ограничено ледяным покровом толщины h . Горизонтальная плоскость

¹Институт проблем механики им. А. Ю. Ишлинского
Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П. П. Шишова
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: internalwave@mail.ru

**E-mail: iyuvladimirov@rambler.ru

***E-mail: egmorozov@mail.ru

ξy совпадает с невозмущенной границей раздела жидкости плотности ρ_0 и льда плотности ρ_1 . Скорость потока жидкости направлена вдоль оси ξ и равна V , источник расположен в точке $(0, 0, z_0)$, $z_0 < 0$. Обозначим через $\varphi(\xi, y, z)$ установившийся во времени потенциал возмущений скорости: $\nabla\varphi = (u, v, w)$, и через $\eta(\xi, y)$ — установившуюся величину возвышения поверхности раздела жидкости и ледового покрова. Тогда $(V + u, v, w)$ — вектор скорости произвольной частицы жидкости. В линейном приближении математическая постановка задачи формулируется следующим образом [2, 4, 7]

$$\left(\Delta + \frac{\partial^2}{z^2}\right)\varphi = q\delta(\xi)\delta(y)\delta(z - z_0),$$

$$\frac{D\varphi}{Dt} + g\eta - C\Delta\eta + B\Delta^2\eta + A\frac{D^2\eta}{Dt^2} = 0,$$

$$z = 0; \quad \frac{D\eta}{Dt} = \frac{\partial\varphi}{\partial z}, \quad z = 0; \quad \varphi \rightarrow 0, \quad z \rightarrow -\infty,$$

$$\text{где} \quad \Delta = \frac{\partial^2}{\partial\xi^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \quad \frac{D}{Dt} = V \frac{\partial}{\partial\xi}, \quad A = \frac{h\rho_1}{\rho_0},$$

$$B = \frac{Eh^3}{12\rho_0(1 - \nu_0^2)}, \quad C = \frac{\sigma h}{\rho_0}, \quad g - \text{ускорение свободно-}$$

го падения, E — модуль Юнга льда, ν_0 — коэффициент Пуассона, σ — начальное напряжение. Характерные значения этих величин в морских условиях равны [2, 4, 14]: $\rho_0 = 1025 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$, $\rho_1 = 0.9\rho_0$,

$E = 3 \times 10^9 \frac{\text{Н}}{\text{м}^2}$, $\nu_0 = 0.3$, $\sigma = 10^5 \frac{\text{Н}}{\text{м}^2}$. Тогда выражение для возвышения имеет вид

$$\begin{aligned} \eta(\xi, y) &= \frac{-iqV}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(-ivy) \times \\ &\times \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(\mu, \nu)}{b(\mu, \nu)} \exp(-i\mu\xi) d\nu d\mu, \\ f(\mu, \nu) &= \frac{\mu \exp(kz_0)}{Ak + 1}, \end{aligned} \quad (1)$$

$$b(\mu, \nu) = \Omega^2(k) - \mu^2 V^2, \quad k^2 = \mu^2 + \nu^2,$$

$$\Omega(k) = \frac{k(g + Ck^2 + Bk^4)}{Ak + 1}.$$

Решение в форме (1) представляет сложную в вычислительном плане задачу из-за возникающих в расчетных формулах сингулярностей. Рассмотрим поведение функции $\eta(\xi, y)$ вдоль некоторого направления S_α , составляющего угол α с

положительным направлением оси ξ , т.е. будем считать, что $\xi = r \cos \alpha$, $y = r \sin \alpha$, $0 \leq \alpha \leq \pi$. Чтобы найти асимптотику интеграла (1) при $r = \sqrt{\xi^2 + y^2} \rightarrow \infty$ необходимо перевести контур интегрирования по переменной μ в нижнюю полуплоскость. Интеграл в нижней полуплоскости экспоненциально мал при $r \rightarrow \infty$. Основной вклад в (1) будет определяться двумя полюсами подынтегральной функции, расположенными на действительной оси. Полюса (дисперсионные кривые) $\mu = \pm\mu(\nu)$ находятся из решения уравнения $b(\mu, \nu) = 0$, т.е. $\mu^2 V^2 = \Omega^2(\sqrt{\mu^2 + \nu^2})$. Это уравнение имеет действительные корни лишь при выполнении условия: $V > V_* = \Omega(k_*)/k_*$, где k_* — единственный положительный корень уравнения: $2ABk^5 + 3Bk^4 + Ck^2 - 2Agk - g = 0$ [5, 7]. Далее предполагается, что $V > V_*$, поскольку только в этом случае источник генерирует в набегающем потоке волновые возмущения. Тогда для суммарного вклада вычетов $\mu = \pm\mu(\nu)$ можно получить

$$\begin{aligned} \eta(\xi, y) &= \frac{-iqV}{4\pi} \int_{L_+(\alpha)} \frac{f(\mu, \nu)}{G(\mu, \nu)} \cos(\mu\xi + \nu y) d\nu, \\ G(\mu, \nu) &= \frac{\partial b(\mu, \nu)}{\partial \mu}, \quad \mu = \mu(\nu), \end{aligned} \quad (2)$$

где $L_+(\alpha)$ — та часть дисперсионной кривой $\mu = \mu(\nu)$, для которой проекция вектора групповой скорости на направление S_α положительна, т.е. выполнено следующее неравенство: $(V - \Omega'(k)\frac{\mu}{k})\cos(\alpha) - \Omega'(k)\frac{\nu}{k}\sin(\alpha) > 0$. Это условие (условие излучения) означает, что волновая энергия распространяется наружу от источника возмущений. На рис. 1 представлены результаты расчетов дисперсионных соотношений $\mu = \mu(\nu)$

для значений $h = 0.05$ м и $V = 6 \frac{\text{м}}{\text{с}}$, а также при отсутствии ледяного покрова. Дисперсионные зависимости при наличии льда — замкнутые кривые, при отсутствии ледяного покрова — разомкнутые линии. Нормаль к штриховой линии в точке касания с дисперсионной кривой определяет пространственную границу волновой зоны впереди и за источником возмущений. Дуга дисперсионной кривой слева от точек касания отвечает относительно длинным волнам вниз по потоку, и, соответственно, дуга справа от точек касания описывает коротковолновую систему вверх по потоку (волны предвестники).

Асимптотика интеграла (2) при $r = \sqrt{\xi^2 + y^2} \rightarrow \infty$ вычисляется методом стационарной фазы [3]

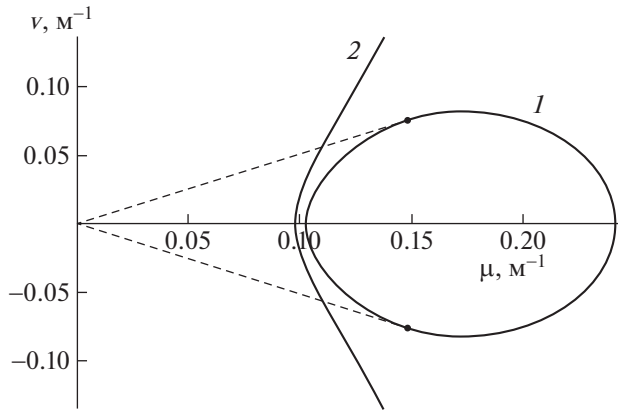


Рис. 1. Дисперсионные кривые при наличии (кривая 1) и отсутствии (кривая 2) ледяного покрова.

$$\eta(\xi, y) \approx -\frac{qV}{4\pi\sqrt{2\pi r|D(k)|}} \times \frac{\mu_1(k) \exp(kz_0) \cos\left(\mu(k)\xi - v(k)y + \frac{\pi}{4} \text{sign}(D(k))\right)}{(Ak+1)T}$$

$$T = \left(\Omega(k) \Omega'(k) \frac{\mu(k)}{k} - \mu(k) V^2 \right) \cos(\alpha) + \Omega(k) \Omega'(k) \frac{v(k)}{k} \sin(\alpha)$$

$$D(k) = (-\mu'(k) v''(k) + v'(k) \mu''(k)) \times \left((\mu(k))^2 + (v(k))^2 \right)^{-3/2}$$

$$k = k_0(\alpha), \quad \mu(k) = \frac{\Omega(k)}{V},$$

$$v(k) = \sqrt{k^2 - (\Omega(k)/k)^2},$$

где $k_0(\alpha)$ — единственный корень уравнения $\mu'(k) \cos(\alpha) - v'(k) \sin(\alpha) = 0$. На рис. 2, 3 представлены результаты расчетов фазовых картин возвышения ледяного покрова для различных значений толщины льда h и скоростей потока V . Остальные параметры, характерные для реальных гидрофизических условий, были следующие [2,

14, 15]: $q = 5 \frac{\text{М}^3}{\text{с}}$, $z_0 = -2$ м, что в соответствии с общими принципами теории гидродинамического подобия течений и в данной постановке позволяет, например, моделировать обтекание затупленного полубесконечного тела с диаметром D ,

где $D = \sqrt{\frac{q}{\pi V}}$ [3, 6]. В более общих случаях, используя операцию свертки, можно в дальнейшем рассчитать волновые возмущения ледяного покрова, возбуждаемых распределенными в пространстве источниками различной физической природы, как естественного, так и антропогенного характера [2–4, 10, 19].

Численные расчеты показывают, что при изменении параметров волновой генерации (изменение скоростей потока и толщины льда) происходит заметная качественная перестройка фазовых картин возбуждаемых волновых полей на границе раздела льда и жидкости. Дисперсион-

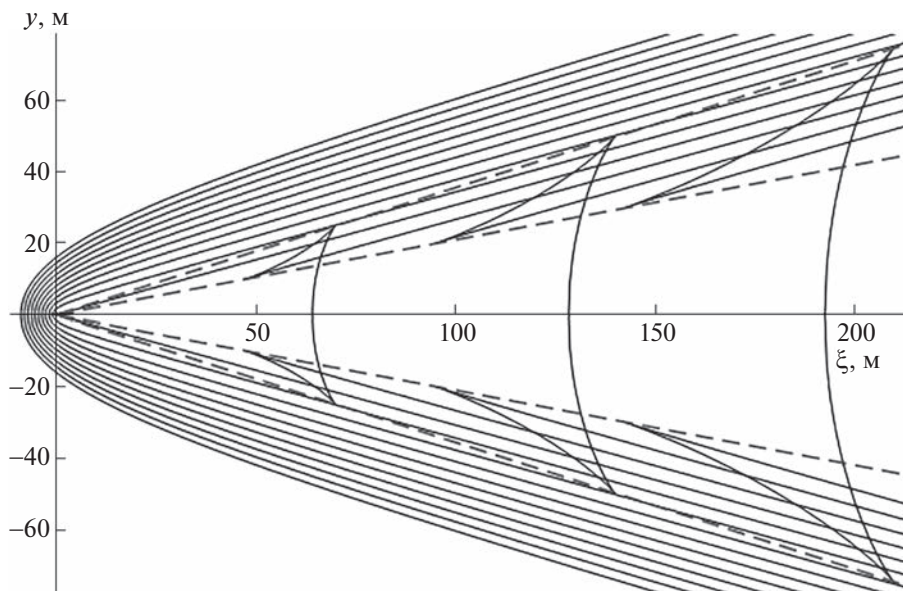


Рис. 2. Фазовая картина возвышения ледяного покрова при $h = 0.01$ м и $V = 10 \frac{\text{М}}{\text{с}}$.

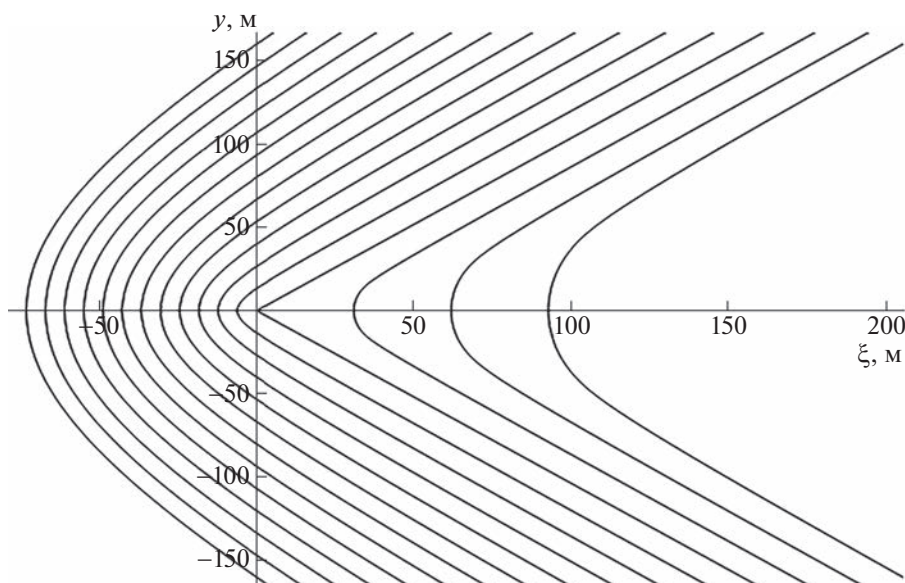


Рис. 3. Фазовая картина возвышения ледяного покрова при $h = 0.05$ м и $V = 7 \frac{\text{м}}{\text{с}}$.

ные зависимости $\mu(v)$ могут представлять замкнутые, всюду выпуклые кривые, а также могут иметь две пары точек перегиба, которые существуют только при достаточно малых значениях волновых чисел и расположены симметрично относительно оси $v = 0$. Такое усложнение топологии дисперсионных зависимостей приводит к генерации дополнительной системы поперечных волн и появлению соответствующих пар волновых фронтов (штриховые линии на рис. 2). Уравнения волновых фронтов определяются как $\xi = \pm \mu'(v_{1,2}^*)y$, где $v_{1,2}^*$ — два корня уравнения $\mu''(v_{1,2}^*) = 0$. В этом случае фазовые картины демонстрируют пространственные структуры типа “ласточкина хвоста” (рис. 2), когда в фиксированной точке наблюдения происходит качественная перестройка одновременно приходящих волновых фронтов [1]. Наиболее интересными с практической точки зрения являются локальные экстремумы дисперсионных зависимостей $\mu'(v)$, так как асимптотики дальних волновых полей в окрестности соответствующих волновых фронтов и каустик, отвечающих этим экстремумам, можно описать с помощью метода эталонных интегралов. Сложность топологии рассчитанных дисперсионных зависимостей $\mu(v)$ требует для корректного асимптотического исследования дальних полей применения специального математического аппарата [1, 3].

Численный анализ решений показал, что основными параметрами, которые могут приводить к существенной изменчивости качественных ха-

рактеристик дисперсионных соотношений, являются толщина льда h и скорость потока V . Остальные параметры (модуль Юнга, коэффициент Пуассона, напряжение, плотность сред), также определяющие постоянные A, B, C , в пределах естественных масштабов их природной изменчивости практически не влияют на динамику поведения дисперсионных зависимостей. Поэтому усложнение наблюдаемых волновых картин возвышения ледяного покрова может являться одним из признаков заметного изменения только таких параметров морской среды, как скорость течения и толщина льда.

Увеличение скорости течения при неизменной толщине льда приводит к расширению (в пространстве волновых чисел) дисперсионных кривых. Кривая, соответствующая меньшей скорости потока, целиком находится внутри кривой, отвечающей большей скорости потока. Поэтому при увеличении скорости течения V длина волны вдоль положительной направления оси 0ξ возрастает, а вдоль отрицательного направления оси 0ξ убывает. Также при увеличении скорости потока V происходит уменьшение пространственной области, где существуют волновые колебания. Вне этой зоны амплитуды дальних волновых полей экспоненциально малы. Этот же эффект наблюдается при изменении толщины льда h при неизменном значении скорости потока V . При увеличении толщины льда h происходит сужение (в пространстве волновых чисел) дисперсионных кривых, и, соответственно, расширение пространственной области волновых колебаний.

Длина волны вдоль положительного направления оси $O\xi$ возрастает, а вдоль отрицательного оси $O\xi$ — убывает.

Численный анализ асимптотик показал хорошее совпадение с точным решением уже на расстояниях, начиная с десяти и более метров от источника, т.е. на таких расстояниях можно использовать понятие дальних волновых полей. Поэтому, исходя из результатов рассмотрения подобного класса задач и оценок пространственных масштабов возможного затухания волновых возмущений в природных условиях [2, 4, 5, 10, 19], представляется вполне обоснованным использование линейного приближения и метода стационарной фазы для расчета возмущений ледяного покрова и получения физически адекватных результатов.

Построенные асимптотики дальних полей дают возможность эффективно рассчитывать основные характеристики волновых возмущений на границе раздела ледяного покрова и качественно анализировать полученные решения. Полученные асимптотические результаты с различными значениями входящих в них физических параметров позволяют провести оценку характеристик возмущений ледяного покрова, наблюдаемых в реальных морских условиях и рассчитывать дальние волновые поля, в том числе, и от нелокальных источников возмущений различной физической природы [2–4, 8, 15, 19]. В результате проведения модельных многовариантных расчетов по асимптотическим формулам смоделированная волновая система может быть приближена к наблюдаемым в натурных условиях волновым картинам, что дает возможность оценить физические параметры реальных источников в морской среде с ледовым покрытием и определить основные характеристики начальных возмущений, варьируя модельные значения исходных параметров [2, 10–12, 14, 16–19]. Таким образом, модели волновой генерации на поверхности раздела морской воды и льда могут быть не только верифицированы, но и использованы для проведения прогнозных оценок.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по темам государственного задания: В.В. Булатов (FFGN-2023-0004), И.Ю. Владимиров, Е.Г. Морозов (№ FMWE-2021-0002). Данные измерений получены в рейсах судов ИО РАН при поддержке гранта РНФ № 21-77-20004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арнольд А.И. Волновые фронты и топологии кризов. М.: Фазис, 2002. 118 с.
2. Булатов А.Е. Волны в море с плавающим ледяным покровом. Севастополь: ФГБУН МГИ, 2017. 360 с.

3. Булатов В.В., Владимиров Ю.В. Волны в стратифицированных средах. М.: Наука. 2015. 735 с.
4. Ильичев А.Т. Уединенные волны в моделях гидродинамики. М.: Физматлит, 2003. 256 с.
5. Ильичев А.Т. Эффективные длины волн огибающей на поверхности воды под ледяным покровом: малые амплитуды и умеренные глубины // ТМФ. 2021. Т. 28. № 3. С. 387–408.
6. Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. М.: Физматлит, 1987. 784 с.
7. Савин А.С., Савин А.А. Пространственная задача о возмущениях ледяного покрова движущимся в жидкости диполем // Изв. РАН. МЖГ. 2015. № 5. С. 16–23.
8. Свиркунов П.Н., Калашник М.В. Фазовые картины диспергирующих волн от движущихся локализованных источников // УФН. 2014. Т. 184. № 1. С. 89–100.
9. Стурова И.В. Движение нагрузки по ледяному покрову с неравномерным сжатием // Изв. РАН. МЖГ. 2021. № 4. С. 63–72.
10. Das S., Sahoo T., Meylan M.H. Dynamics of flexural gravity waves: from sea ice to Hawking radiation and analogue gravity // Proc. R. Soc. A. 2018. V. 474. P. 20170223.
11. Dinvey E., Kalisch H., Parau E.I. Fully dispersive models for moving loads on ice sheets // J. Fluid Mech. 2019. V. 876. P. 122–149.
12. Marchenko A., Morozov E., Muzylev S. Measurements of sea ice flexural stiffness by pressure characteristics of flexural-gravity waves // Ann. Glaciology. 2013. V. 54. P. 51–60.
13. Marchenko A.V., Morozov E.G. Surface manifestations of the waves in the ocean covered with ice // Russian J. Earth Sciences. 2016. V. 16 (1). ES1001.
14. Mei C.C., Stiassnie M., Yue D.K.-P. Theory and applications of ocean surface waves. Advanced series of ocean engineering. V. 42. London: World Scientific Publishing, 2018. 1240 p.
15. Morozov E.G. Oceanic internal tides. Observations, analysis and modeling. Berlin: Springer, 2018. 317 p.
16. Morozov E.G., Marchenko A.V., Filchuk K.V., Kowalik Z., Marchenko N.A., Ryzhov I.V. Sea ice evolution and internal wave generation due to a tidal jet in a frozen sea // Applied Ocean Research. 2019. V. 87. P. 179–191.
17. Morozov E.G., Pisarev S.V. Internal tides at the Arctic latitudes (numerical experiments) // Oceanology. 2002. V. 42 (2). P. 153–161.
18. Morozov E.G., Zuev O.A., Zamshin V.V., Krechik V.A., Ostroumova S.A., Frey D.I. Observations of icebergs in Antarctic cruises of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” // Russian J. Earth Sciences. 2022. V. 2. P. 1–5.
19. Pogorelova A.V., Zemlyak V.L., Kozin V.M. Moving of a submarine under an ice cover in fluid of finite depth // J. Hydrodynamics. 2019. V. 31 (3). P. 562–569.
20. Sturova I.V. Radiation of waves by a cylinder submerged in water with ice floe or polynya // J. Fluid Mech. 2015. V. 784. P. 373–395.

PERTURBATIONS FAR FIELDS OF THE INTERFACE SURFACE OF THE DEEP OCEAN AND THE ICE COVER FROM LOCALIZED SOURCES**V. V. Bulatov^{a,#}, I. Yu. Vladimirov^{b,##}, and E. G. Morozov^{b,###}**^a*Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*^b*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*[#]*E-mail: internalwave@mail.ru*^{##}*E-mail: iyuvladimirov@rambler.ru*^{###}*E-mail: egmorozov@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS M.V. Flint April 6, 2023

The problem of far wave fields arising at the interface between ice and an infinitely deep homogeneous liquid in the flow around a localized source of perturbations is solved. An integral representation of the solution is obtained and, using the stationary phase method, an asymptotic representation of the solution is constructed for various modes of wave generation. Numerical calculations show that with a change in the flow velocities and ice thickness, a noticeable qualitative rearrangement of the phase patterns of the excited far wave fields at the interface between ice and liquid occurs.

Keywords: ice cover, interface elevation, deep ocean, far fields, localized source

УДК 631.4

ВЛИЯНИЕ ПОЧВЕННЫХ ГЕЛЕЙ НА ГИСТЕРЕЗИСНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ПОЧВАХ

© 2023 г. Г. Н. Федотов^{1,*}, член-корреспондент РАН С. А. Шоба¹, Д. А. Ушкова¹,
Д. И. Потапов¹, И. В. Горепекин¹

Поступило 29.03.2023 г.

После доработки 20.05.2023 г.

Принято к публикации 29.05.2023 г.

На основе проведенного анализа предположительных механизмов гистерезиса основной гидрофизической характеристики (ОГХ) кривых иссушения и увлажнения почв, а также представлений о наноструктурной организации почв сделан вывод о том, что гистерезис может быть обусловлен либо стабильной (неколлоидные частицы), либо лабильной (гели) частями твердой фазы почв. В связи с тем, до настоящего времени основное внимание уделяли изучению влияния на гистерезис ОГХ стабильной твердой фазы почв, было предложено исследовать влияние на гистерезис почвенных гелей. Для этого было изучено влияние на начальную вязкость почвенных паст влажности почвенных образцов, приготовленных иссушением и увлажнением. Установлено, что для образцов всех изученных типов почв наблюдается хорошо выраженный гистерезис. Для объяснения гистерезиса предложено два механизма, основанных на изменении почвенных гелей в процессах увлажнения–высушивания. Один из них базируется на замедленности набухания и усадки почвенных гелей при поглощении и выделении ими воды. Второй – на большей гидрофобности поверхности гелей, содержащих меньше воды, и проскальзывании воды на гидрофобных участках поверхности с уменьшением вязкости паст. Таким образом, проведенные исследования показали, что гистерезисные явления в почвах обусловлены почвенными гелями и их изменениями при иссушении и увлажнении почв.

Ключевые слова: гистерезис почвенных свойств, наноструктурная организация почв, почвенные гели, гидрофобизация почвенных гелей

DOI: 10.31857/S2686739723600637, **EDN:** LZRNHP

ВВЕДЕНИЕ

Для почв хорошо известны гистерезисные явления. Так, взаимоотношение между содержанием воды и матричным потенциалом различается в зависимости от того, иссушается почва или увлажняется. Эта зависимость известна как гистерезис основной гидрофизической характеристики (ОГХ). Имеются данные о существовании гистерезиса для набухания и усадки почв [1], а также для температуропроводности [2].

В последние несколько десятилетий считалось, что эффект гистерезиса кривой насыщения капиллярного давления обусловлен такими факторами, как контактный угол смачивания и эффект бутылочного горлышка (“жаменовских цепочек”) [3], а кривая водоудерживания почвами воды отражает распределения пор по размерам [4].

Аргументом в пользу гистерезиса, обусловленного контактным углом смачивания, может быть явление выпуклости передней части и сжатия задней части капли воды, когда она скользит по склону, что обусловлено поверхностным натяжением жидкости [3]. Эффект бутылочного горлышка состоит в том, что в естественной поровой среде, особенно структурированных почв, определенный процент порового пространства не дренируется, поскольку поры либо не связаны, либо связаны с атмосферой через меньшие поры. С порами неправильной формы дренаж определяется по наименьшему отверстию или горловине, в то время как поступление воды зависит от размеров основного порового тела. Маленькие поры заполняются в первую очередь и пустеют в последнюю, в то время как большие опустошаются первыми, а заполняются последними. Однако большие поры, которые соединены с атмосферой через более мелкие поры, не опустеют, пока последние не осушатся [5].

Изучение влияния на гистерезис органического вещества (ОВ) почв показывает положительную линейную зависимость между содержанием

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com

ОВ и гистерезисом воды [5]. Авторы считают, что ОВ почв, по-видимому, увеличивает разницу в распределении пор по размерам микроагрегатов и, следовательно, изменяет гистерезисное удержание воды. Увеличение происходит из-за того, что заполненные ОВ поры могут уменьшить связность и увеличить извилистость путей потока воды между порами. Вода, удерживаемая в небольших порах, заполненных ОВ почв, вероятно, менее подвижна и, следовательно, препятствует дренажу более крупных пор, которые соединены через небольшие заполненные ОВ горловины пор. При этом современные представления о структурной организации гумусовых веществ почв [6–8] в этих рассуждениях не используются.

Существуют и другие объяснения гистерезиса, такие как капиллярная конденсация, расширение и сжатие материалов [3], но твердо установленные представления о механизме данного эффекта в настоящее время отсутствуют. При этом надо учитывать, что само существование явления свидетельствует о зависимости системы не только от своего текущего состояния, но и от ее предыстории [3].

По нашему мнению, трудности при решении задачи о механизме гистерезиса связаны с использованием для объяснения явления устаревшей трехфазной модели почв [1].

Исходя из литературных данных по наноструктурной организации почв [9–11], можно принять, что гистерезис ОГХ должен определяться стабильной (неколлоидные частицы) или лабильной (гели) частями твердой фазы почв. Выбрать часть почвенной системы, которая определяет гистерезис ОГХ, достаточно сложно, но нахождение такого компонента будет важным шагом вперед в понимании механизма гистерезиса.

Для ответа на вопрос о механизме гистерезисных явлений в почве было необходимо провести изучение тех свойств почв, которые определяет не структура стабильной твердой фазы почв, а почвенные гели.

На наш взгляд, к таким свойствам можно отнести начальную вязкость почвенных паст [12]. Обусловлено это тем, что изменение вязкости паст определяется, в первую очередь, толщиной пленок свободной воды [13], окружающей частицы в пасте и возможностью встраивания этой воды в гели, окружающие почвенные частицы¹.

¹ Здесь говорится о переходе воды в связанное с почвенными частицами состояние. Необходимо отметить, что речь идет не об энергетической связи воды с почвенными частицами, а о возможности движения воды относительно почвенных частиц или вместе с этими частицами. Подобное закрепление в гелях возможно и для энергетически свободной воды, так как определяется временем релаксации – большим временем выхода воды из гелей по сравнению с временем движения почвенной частицы в пасте вместе с гелями.

То есть это свойство связано с изменением гелей в почвах.

Целью работы являлось выяснение природы гистерезиса почвенных свойств путем установления его связи со стабильной или лабильной (гелями) частями твердой фазы почв на основе изучения вязкости почвенных паст.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе использовали образцы дерново-подзолистей почвы (Московская область), серой лесной почвы (Тульская область), чернозема выщелоченного (Орловская область).

При приготовлении образцов для кривой увлажнения в качестве начальной точки использовали почву с влажностью 0.5 от наименьшей влагоемкости. Необходимой влажности достигали, добавляя навеску воды к этой почве. Образцы выдерживали в герметично закрытых контейнерах в течение недели, после чего определяли их вязкость.

В качестве отправной точки для кривой иссушения использовали почву с влажностью, равной наименьшей влагоемкости. Для обеспечения медленного удаления воды из образца, его выдерживали в емкости, на которой сверху была закреплена хлопчатобумажная ткань. По мере высушивания образца определяли его вязкость.

Почвенную пасту готовили, добавляя к навеске необходимое количество² воды и перемешивая в течение 3–5 мин. Для проведения механической обработки в течение 1 минуты использовали мешалку MLW MR 25 (Германия), меняя число оборотов.

Для определения вязкости паст использовали вибрационный вискозиметр SV-10 фирмы “AND” (Япония). Принцип метода основан на том, что при приготовлении суспензии (пасты) из почв их вязкость определялась свойствами почв, из которых их готовили. Время измерения – 15 сек.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На первом этапе работы необходимо было выбрать условия, при которых следовало проводить сравнение вязкостей почвенных паст, приготовленных из почвенных образцов с разной влажностью и предысторией. Основными параметрами, от которых зависела вязкость почвенных паст, были, во-первых, высушивание почвенных образцов перед приготовлением паст и, во-вторых, величина механических воздействий при приготовлении (перемешивании) паст.

² Количество добавляемой к образцу почвы воды обусловлено рабочим диапазоном вискозиметра.

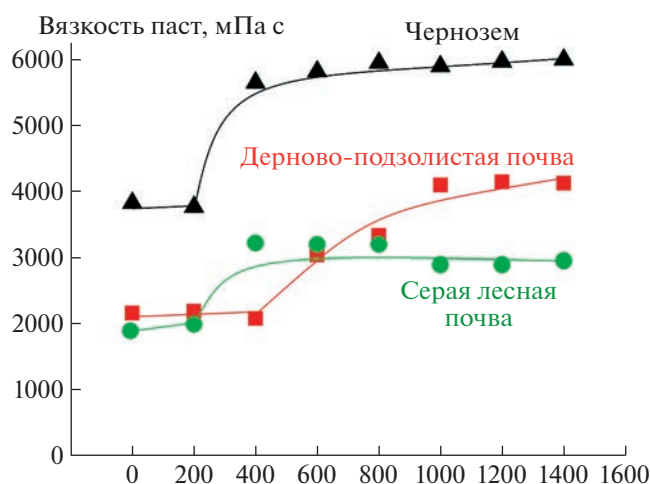


Рис. 1. Влияние механических воздействий на пасты, приготовленные из почв различных типов, на вязкость этих паст.

Было установлено, что высушивание образцов до воздушно-сухого (ВС) состояния коренным образом изменяет их свойства, делая их практически неспособными к возврату по свойствам к состоянию исходной влажности и использовать для приготовления почвенных паст воздушно-сухие образцы почв не имело смысла. Необходимо было изучать гистерезис в интервале влажностей почвенных образцов, когда с ними не происходит кардинальных изменений.

При изучении влияния механических воздействий на вязкость почвенных паст для всех изученных почв были получены характерные S-образные кривые (рис. 1). При малых механических воздействиях на пасты величина вязкости имела примерно постоянные небольшие значения. При росте числа оборотов вязкость начинала расти, постепенно выходя на «плато». Механизм для наблюдаемой зависимости был вполне очевиден. При малых величинах механических воздействий количество частиц в пасте находилось на постоянном уровне. Затем при росте механических воздействий частицы в пасте начинали распадаться, их число росло, что приводило к росту вязкости пасты. После того как частицы разделялись, рост механического воздействия переставал оказывать влияние на количество частиц в пасте, и их вязкость выходила на постоянный уровень.

Из полученных данных следовало, что изучение почвенных паст, приготовленных из почвенных образцов с разной влажностью и предысторией, следовало проводить на почвенных образцах, которые не подвергались высушиванию до ВС-состояния, при минимальных механических воздействиях на них, чтобы оставаться на начальном постоянном участке кривой «вязкость паст—мехвоздействие».

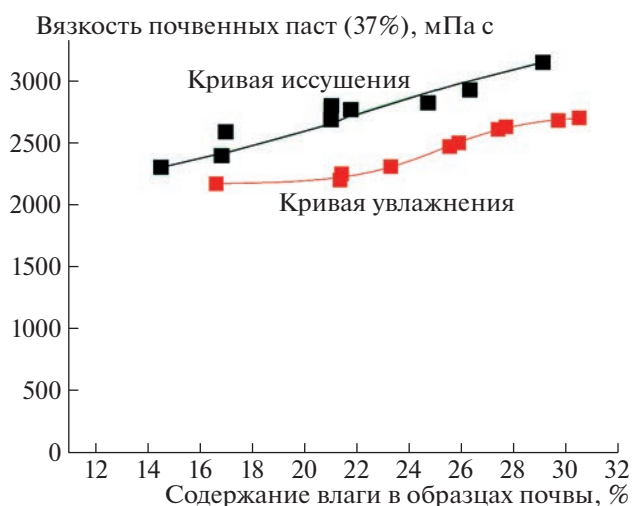


Рис. 2. Влияние влажности образцов дерново-подзолистой почвы, получаемых увлажнением и иссушением, на вязкость приготовленных из них почвенных паст с содержанием воды 37%.

После изучения образцов дерново-подзолистой, серой лесной почв и чернозема стало отчетливо видно, что для всех изученных типов почв наблюдается хорошо выраженный гистерезис (рис. 2–4).

При этом наблюдаемый гистерезис невозможно было объяснить «жаменовскими цепочками», так как в пастах «жаменовские цепочки» не могут существовать и определять свойства паст. Капиллярная конденсация, также как расширение и сжатие материалов не в состоянии объяснить наличие гистерезиса для вязкости почвенных паст.

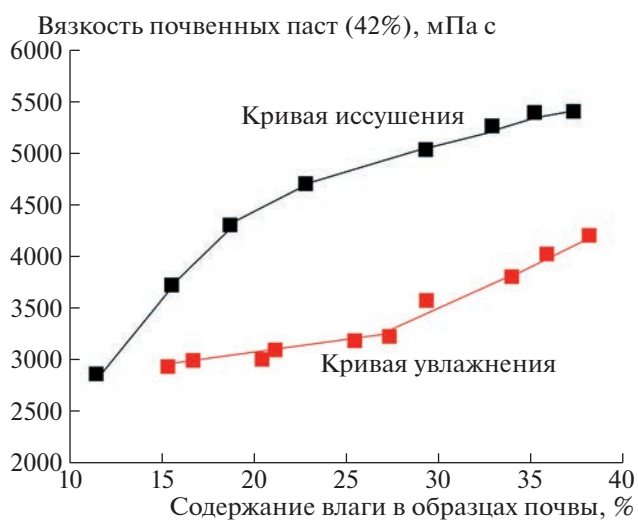


Рис. 3. Влияние влажности образцов серой лесной почвы, получаемых увлажнением и иссушением, на вязкость приготовленных из них почвенных паст с содержанием воды 42%.

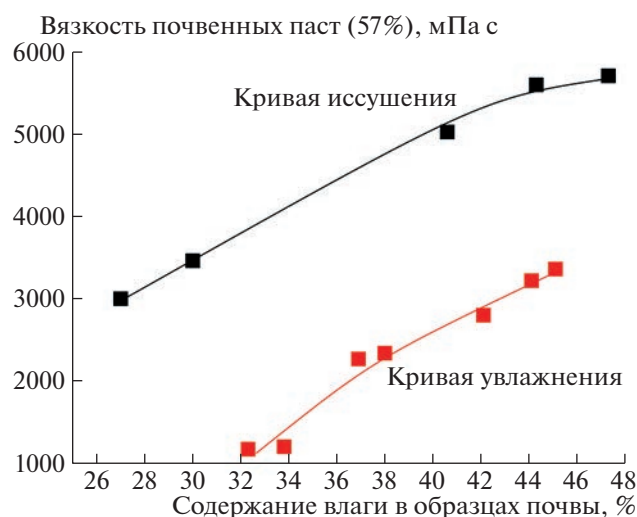


Рис. 4. Влияние влажности образцов чернозема, получаемых увлажнением и иссушением, на вязкость приготовленных из них почвенных паст с содержанием воды 57%.

Можно предложить два механизма, которые оба связаны с влиянием на вязкость паст изменения почвенных гелей.

Первый механизм основан на изменении смачивания поверхностей почвенных частиц, покрытых почвенными гелями (изменении гидрофобно-гидрофильных свойств почвенных гелей). Поверхность иссушаемых гелей должна быть более гидрофильна³ и, следовательно, должна сильнее взаимодействовать с водой (обеспечивать большую вязкость). Поверхность увлажняемых гелей должна быть более гидрофобна [14] и из-за эффекта проскальзывания [15] ее взаимодействие с водой должно быть меньше, а вязкость паст, как следствие, ниже.

Второй механизм может быть основан на том, что иссушаемые почвенные гели в сравнении с увлажняемыми гелями при одинаковой влажности должны включать в свой состав большее количество воды, так как процессы их расширения с поглощением воды или сжатия с ее выделением требуют времени [9]. Как следствие, при одинаковом содержании влаги в почвенных пастах толщина пленок свободной воды между частицами должна быть в иссушаемых гелях (образцах почв) ниже, а вязкость паст выше.

Анализ показывает, что оба эффекта, обеспечивающие механизм процесса гистерезиса, действуют в одном направлении и соответствуют полученным экспериментальным данным.

³ Так как иссушение проводили от значений НВ, поверхность почвенных частиц была более гидрофильна, чем поверхность увлажняемых частиц, исходная влажность которых составляла 0.5 от НВ.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что гистерезисные явления в почвах обусловлены почвенными гелями и их изменениями при иссушении и увлажнении почв. При этом логично предположить, что гистерезис всех почвенных свойствах определяется единым механизмом.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания МГУ №122011800459-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Шейн Е.В.* Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с.
2. *Rubio C.M., Josa R., Ferrer F.* Influence of the hysteretic behaviour on silt loam soil thermal properties // *Open Journal of Soil Science*. 2011. V. 1. № 3. P. 77–85.
3. *Chena H., Chena K., Yanga M.* A new hysteresis model of the water retention curve based on pore expansion and contraction // *Computers and Geotechnics*. 2020. V. 121. P. 103482.
4. *Ghanbarian-Alavijeh B., Millán H., Huang G.* A review of fractal, prefractal and pore-solid-fractal models for parameterizing the soil water retention curve // *Canadian Journal of Soil Science*. 2011. V. 91. № 1. P. 1–14.
5. *Zhuang J., McCarthy J.F., Perfect E., Mayer L.M., Jastrow J.D.* Soil Water Hysteresis in Water-Stable Microaggregates as Affected by Organic Matter // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2008. V. 72. № 1. P. 212–220.
6. *Piccolo A.* The Supramolecular Structure of Humic Substances // *Soil Science*. 2001. V. 166. № 11. P. 810–832.
7. *Schmidt M., Torn M., Abiven S. et al.* Persistence of soil organic matter as an ecosystem property // *Nature*. 2011. V. 478. P. 49–56.
8. *Schaumann G.E.* Soil organic matter beyond molecular structure Part I: Macromolecular and supramolecular characteristics // *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. 2006. V. 169. № 2. P. 145–156.
9. *Тюлин А.Ф.* Органо-минеральные коллоиды в почве, их генезис и значение для корневого питания высших растений. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 52 с.
10. *Федотов Г.Н., Добровольский Г.В.* Возможные пути формирования нано- и микроструктур в гумусовых веществах почвенных гелей // *Почвоведение*. 2012. № 8. С. 908–920.
11. *Маттсон С.* Почвенные коллоиды. М.: Сельхозгиз, 1938. 432 с.
12. *Шоба С.А., Потапов Д.И., Горепекин И.В., Ушкова Д.А., Грачева Т.А., Федотов Г.Н.* Состояние почвенных гелей при разной пробоподготовке к вискозиметрии образцов дерново-подзолистей почвы // *Доклады Российской академии наук. Науки о жизни*. 2022. Т. 504. С. 240–244.

13. *Фролов Ю.Г.* Курс коллоидной химии. Химия. 1982, 463 с.
14. *Потапов Д.И., Шваров А.П., Горепекин И.В., Салимгареева О.А., Федотов Г.Н.* Влияние пробоподготовки почвенных образцов на их теплогидрофизические свойства и аллелотоксичность // Почвоведение. 2022. № 3. С. 315–325.
15. *Виноградова О.И.* Особенности гидродинамического и равновесного взаимодействия гидрофобных поверхностей / Дисс. докт. физ.-мат. наук. М.: 2000. 175 с.

EFFECT OF SOIL GELS ON HYSTERESIS PHENOMENA IN SOILS

**G. N. Fedotov^{a, #}, Corresponding Member of the RAS S. A. Shoba^a, D. A. Ushkova^a,
D. I. Potapov^a, I. V. Gorepekin^a**

^a*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Soil Science, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com*

Based on the analysis of the exist mechanisms of the hysteresis of soil water retention curve (WRC), as well as ideas about the nanostructural organization of soils, it is concluded that hysteresis can be caused either by stable (non-colloidal particles) or labile (gels) parts of the solid phase of soils. Due to the fact that until now the main attention has been paid to the study of the effect of stable solid phase of soils on the hysteresis of WRC, it was proposed to investigate the effect of soil gels on hysteresis. For this purpose, the effect of moisture content of soil samples prepared by drying and moistening on the initial viscosity of soil pastes was studied. It has been established that well-pronounced hysteresis is observed for samples of all studied soil types. To explain the hysteresis, two mechanisms based on changes in soil gels in the humidification-drying processes are proposed. One of them is based on the slowness of swelling and shrinkage of soil gels when they absorb and release water. The second is on the greater hydrophobicity of the surface of gels containing less water, and water slipping on hydrophobic areas of the surface with a decrease in the viscosity of pastes. Thus, the conducted studies have shown that hysteresis phenomena in soils are caused by soil gels and their changes during drying and moistening of soils.

Keywords: hysteresis of soil properties, nanostructural organization of soils, soil gels, hydrophobization of soil gels

УДК 551.89

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ И ХРОНОЛОГИИ ПОСЛЕДНЕГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ НА ЗИМНЕМ БЕРЕГУ БЕЛОГО МОРЯ

© 2023 г. Н. Е. Зарецкая^{1,2,*}, Е. Е. Талденкова³, Я. С. Овсепян², М. В. Ручкин^{4,5}, Д. В. Баранов¹,
О. В. Руденко⁶, А. Ю. Степанова⁷

Представлено академиком РАН М.А. Федонкиным 18.06.2023 г.

Поступило 19.06.2023 г.

После доработки 20.06.2023 г.

Принято к публикации 20.06.2023 г.

На основе полевых литостратиграфических исследований, микрофаунистического и палинологического анализа, а также датирования методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ-датирования) отложений, вскрытых в нижних частях четвертичных разрезов Зимнего берега Белого моря впервые установлено, что они накапливались во время бореальной трансгрессии в начале последнего межледниковья в морских и прибрежно-морских условиях и формируют микулинский горизонт верхнего неоплейстоцена. Это подтверждается литологией, видовым составом фораминифер, остракод и водных палиноморф, а также ОСЛ-датами в интервале 118–104 тыс. лет назад. Состав бентосных микрофоссилий указывает на то, что в начале бореальной трансгрессии вдоль всего Зимнего берега существовал прибрежный морской бассейн с ледовым покровом и глубинами более 50 м, характеризовавшийся высокими скоростями осадконакопления и стратификацией за счет притока талых/речных вод. На стадии регрессии на Зимнем берегу доминировали прибрежно-морские обстановки осадконакопления.

Ключевые слова: поздний неоплейстоцен, бореальная трансгрессия, Беломорско-Кулойское плато, литостратиграфия, микропалеонтология, хронология

DOI: 10.31857/S2686739723601308, **EDN:** DWFTVY

ВВЕДЕНИЕ

Зимний берег Белого моря занимает восточный фланг Двинского залива и юго-восточный берег пролива Горло, или западное и северо-западное побережье Беломорско-Кулойского плато (рис. 1), расположенного на севере Восточно-Ев-

ропейской равнины (ВЕР). Несмотря на относительную доступность и хорошую обнаженность побережья, до недавнего времени о его позднеплейстоценовой истории почти не было данных, за исключением геолого-съёмочных отчетов и последовавших публикаций [1, 2].

Поздний неоплейстоцен на ВЕР начался с микулинского межледниковья, которое коррелируется с морской изотопной стадией (МИС) 5e [3]. Северное и северо-западное побережье ВЕР было в значительной степени затоплено гляциоэвстатической бореальной трансгрессией [4, 5]. Отложения бореальной трансгрессии хорошо идентифицированы в разрезах нижнего течения р. Сев. Двины [5], а для районов, расположенных севернее и северо-восточнее, данных практически не было. Исключение составили серия скважин в Горле Белого моря [2] и на Беломорско-Кулойском плато [1] (рис. 1). По полученным тогда данным, уровень подошвы отложений бореальной трансгрессии был установлен в больших пределах — от –68 м до +168 м относительно современного уровня моря, при максимальной мощности осадков 65 м, что может объясняться тектоническими

¹Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

²Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

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

⁵Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁶Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел, Россия

⁷Палеонтологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: n_zaretskaya@inbox.ru

ОСЛ-датирование семи образцов (табл. 1) выполнено в лаборатории ОСЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург). Активности радионуклидов определялись на сверхнизкофоновом гамма-спектрометре с детектором на основе особо чистого германия Canberra BE3825 после герметизации образцов воском и выдержки в течение 20 дней. Для выделения зерен кварца фракции 180–250 мкм применялась стандартная пробоподготовка [8, 9]. Эквивалентные дозы в пробах измерены на ТЛ/ОСЛ-ридеере Risø DA-20 C/D с применением SAR-протокола [10]. Мощности дозы рассчитаны по стандартной методике [8]. Предполагалось, что средняя влажность за период захоронения составляла 95% от величины водонасыщения. ОСЛ-даты (табл. 1) рассчитаны как отношения эквивалентных доз к соответствующим мощностям дозы. Надежность полученных датировок по навескам зерен кварца подтверждается преобладанием в ОСЛ кварца быстрой компоненты, термальной стабильностью ОСЛ в диапазоне температур преднагрева 160–280° и удовлетворительными результатами тестов восстановления дозы.

Для литологического и микрофаунистического анализов были отобраны образцы в интервалах, показанных на рис. 2 в виде зеленых столбцов. Осадок промывался на сите с диаметром ячеек 63 мкм. В результате было определено весовое процентное содержание песчаной и более крупных фракций (вес. % >63 мкм). Во фракции >500 мкм под бинокляром проводился подсчет терригенных обломков, отдельно кварца и остальных пород и минералов, их общее количество выражено относительно веса сухого непромытого осадка. Во фракции >125 мкм под бинокляром исследованы видовой состав и определена численность ископаемых фораминифер и остракод. Численность микрофоссилий определялась относительно веса сухого непромытого осадка. Подготовка проб на палинологический анализ проведена по стандартной методике [11] с последующим ацетилизмом. На настоящий момент изучение микрофауны, состава пыльцы, спор и водных палиноморф проведено пилотно, по нескольким образцам из каждого разреза.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На Зимнем берегу Белого моря отложения бо-реальной трансгрессии были идентифицированы нами в нижних частях разрезов квартера – трех со стороны Двинского залива (Ущеменский, Конце-горье и Ершиха) и двух со стороны Горла Бе-лого моря (Майда и Толстый Нос) (рис. 1). Стро-ение отложений во всех разрезах единообразно, поэтому мы представляем его в виде сводного описания.

Таблица 1. Результаты ОСЛ-датирования образцов четвертичных отложений по зернам кварца песчаной фракции (180–250 мкм) с использованием протокола измерения эквивалентной дозы SAR. n – количество навесок, по которым рассчитана эквивалентная доза (n – принятые, и – исключенные) Погрешности измерений соответствуют доверительному интервалу 1σ

№	Полевой №	Разрез	Лаб. №	Глубина, м	Влаж-ность, %	n (п/и)	Удельная активность, Бк/кг				Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Эквива-лентная доза, Гр	ОСЛ-возраст, тыс. лет
							²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K			
1	873/1089–4	Ущеменский	RGI-738	9.3	22 ± 5	11/2	4.8 ± 1.0	5.5 ± 0.2	5.3 ± 0.2	398 ± 19	1.21 ± 0.06	126 ± 9	104 ± 9
2	873/1089–1	Ущеменский	RGI-737	14.4	20 ± 5	12/0	5.5 ± 1.1	5.7 ± 0.2	6.0 ± 0.2	448 ± 21	1.34 ± 0.07	185 ± 23	138 ± 19
3	1091–12	Конце-горье	RGI-581	18.9	27 ± 5	8/10	10 ± 2	9.6 ± 0.2	9.3 ± 0.2	502 ± 23	1.52 ± 0.07	126 ± 10	83 ± 8
4	1091–13	Конце-горье	RGI-582	19.2	22 ± 5	6/12	9 ± 2	8.1 ± 0.2	8.5 ± 0.2	412 ± 19	1.33 ± 0.06	230 ± 11	174 ± 12
5	1192–18	Ершиха	RGI-580	28.4	24 ± 5	17/1	8 ± 2	8.4 ± 0.2	9.7 ± 0.2	491 ± 23	1.47 ± 0.07	173 ± 20	118 ± 15
6	1253–4	Майда	RGI-852	14.3	25 ± 5	18/0	14 ± 2	13.5 ± 0.3	11.7 ± 0.2	483 ± 23	1.61 ± 0.07	169 ± 12	105 ± 9
7	1254–1	Толстый Нос	RGI-855	25.0	23 ± 5	18/0	9 ± 2	9.5 ± 0.2	9.2 ± 0.2	461 ± 22	1.46 ± 0.07	169 ± 13	116 ± 11

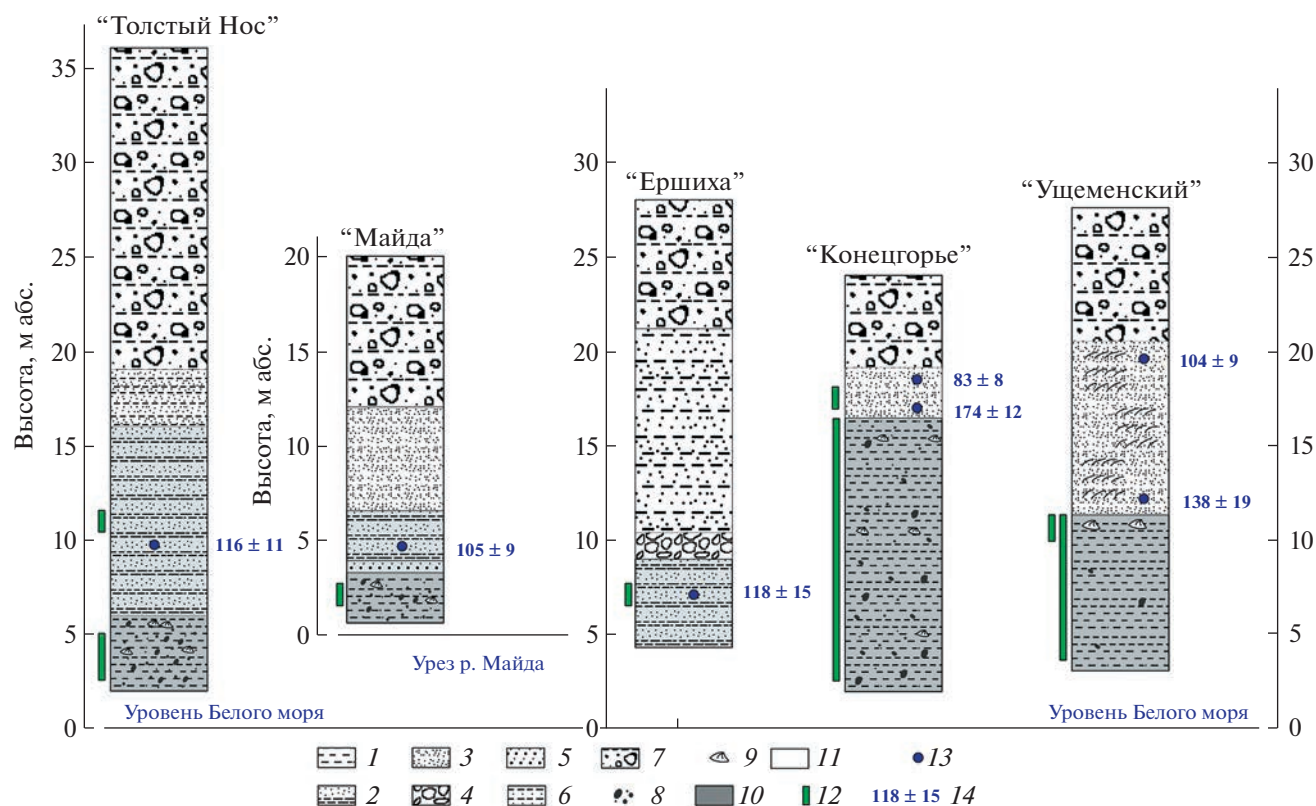


Рис. 2. Разрезы Зимнего берега Белого моря, изученные авторами, местоположение см. рис. 1. Литология: 1 – алевро-тистая глина; 2 – переслаивание тонкозернистого песка и алевроита; 3 – песок; 4 – валунно-галечник; 5 – гравийно-галечная отсыпка; 6 – переслаивание обломочного материала и песка/алевроита; 7 – диамиктон (отложения ледникового парагенетического ряда); 8 – обломочный материал (преимущественно окатанный); 9 – раковины, раковинный детрит. Возраст: 10 – отложения бореальной трансгрессии; 11 – более молодые отложения. 12 – места отбора образцов на микропалеонтологические анализы; 13 – места отбора образцов на ОСЛ-датирование; 14 – ОСЛ-даты.

В подошвах разрезов вскрываются алевроитистые темно-серые глины, иногда с включениями обломочного материала размерностью от гравия до мелких валунов разной степени окатанности (разрезы Коньгорье и Толстый Нос), раковинами двустворчатых моллюсков в кровле (семейство *Mytilidae*) (разрез Ущменский) и ракушечным детритом в толще слоя (разрезы Майда, Толстый Нос и Коньгорье). Подошва глин находится ниже уровня моря, мощность варьирует от 3 до 15 м. В кровле слоя может лежать гравийно-галечная отсыпка, по которой идет вода (Майда), сама кровля может быть наклонная или горизонтальная. Если отсыпка отсутствует, то на глинах без размыва залегают песчаные (разрезы Ущменский и Коньгорье) или ритмично-слоистые песчано-алевроитовые отложения (разрезы Ершиха, Майда и Толстый Нос). Песчаная толща мощностью от 2 до 7 м, как правило, состоит из нескольких пачек: крупно-грубозернистый косослоистый песок с гравием, галькой и обломками раковин, мелко-тонкозернистый песок с горизонтальной или скрытой слоистостью, или со слоистостью типа “знаки ряби” и “хребет селедки”. Ритмично-слоистая толща представлена тонко переслаивающи-

мися тонкозернистым песком и глинистым алевроитом (толщина пар от 1–2 мм до 10 см); присутствуют более мощные (до 40 см) прослои песка со знаками ряби и обломками раковин. Из отложений, перекрывающих глины, был получен массив ОСЛ-дат, располагающихся в интервале 174–83 т.л.н. (рис. 2, табл. 1); основной массив сосредоточен в интервале 118–104 т.л.н. В кровле изученных разрезов – отложения ледникового парагенетического ряда, относящиеся к последнему оледенению или стадиям его деградации (рис. 2).

Литологический анализ образцов морских преимущественно глинистых осадков исследованных разрезов показал, что они сильно опесчанены, и вес. % >63 мкм составляет в среднем 30% в разрезах Ущменский, Майда и Толстый Нос, тогда как в разрезах Коньгорье и Ершиха этот показатель более изменчив, но в целом составляет около 40%. Содержание крупнозернистых терригенных обломков высокое в осадках разреза Коньгорье (100–120 экз/г), в Ущменском оно падает до 40–80 экз/г, в Майде не превышает 30 экз/г, а остальных двух разрезах обломки практически отсутствуют (только в верхней части разреза Толстый Нос их количество повышается до

20 экз/г). Кварц составляет 50–60% от всех обломков, и только в разрезе Ущеменский его содержание достигает 70–80%.

Основную часть микрофоссилий в осадках всех исследованных разрезов составляют бентосные фораминиферы (БФ); единичные раковины остракод видов *Normanicythere leioderma*, *Rabilimis mirabilis*, *Krithe glacialis* и *Sarsicytheridea punctillata* найдены только в верхней части разреза Ущеменский, а единичные планктонные фораминиферы вида *Turborotalita quinqueloba* — в осадках разреза Майда. Общая численность БФ низкая: в разрезах Конецгорье, Майда и Толстый Нос она составляет в среднем 30–40 экз/100 г, в разрезе Ершиха доходит до 100–145 экз/100 г, а в наиболее богатом БФ разрезе Ущеменский она достигает своего максимума в его верхней части (409 экз/100 г). Видовое разнообразие меняется соответственно численности, от менее 10 видов на образец в разрезах Конецгорье, Майда и Толстый Нос, до 8–14 видов в разрезе Ершиха, и до 15–18 видов в разрезе Ущеменский. Только в верхней части разреза Ущеменский численность раковин БФ на образец превышает 100 экземпляров, что позволяет посчитать процентное соотношение видов и экологических групп арктических шельфовых морей (согласно [12]). Среди БФ преобладает оппортунистический арктический вид *Elphidium clavatum* (30–33%), примерно столько же составляет доля как нормально морских видов внешнего шельфа *Astronion gallowayi*, *Cibicides lobatulus*, *Islandiella norcrossi/helenae*, *Melonis barleeanus* (25–30%), так и видов опресненного мелководного шельфа *Buccella frigida*, *Elphidium incertum*, *E. bartletti*, *Elphidiel la groenlandica*, *Haynesina orbiculare*, *Polymorphina* spp. (21–26%). Низкая выборка не позволяет производить достоверного определения процентного содержания видов в остальных исследованных образцах, но в целом, видовой состав и соотношение экологических групп похожи на отмеченные для верхней части разреза Ущеменский, что предполагает сходство условий палеобассейна, существовавшего на месте исследованных разрезов.

Пыльца и водные палиноморфы на настоящий момент изучены в верхней части разреза Ущеменский. В гетерохронных спектрах, выделенных из осадков разреза Ущеменский, доминируют перетолженные пыльца и споры (более 65%), очень разнообразные по составу (обычно более 30–40 таксонов в образце). Численно доминирует пыльца хвойных мезозойского возраста, много пермских *Vittatina* и *Striatohaploxylinus*. Единично на всех глубинах зарегистрирована раннекайнозойская пыльца формальных родов *Trudopollis*, *Aquilapollenites*, *Triproctus*. Пыльца *Pinus sylvestris* и *Betula nana*-туре составляют основу позднелайстоценовой части спектров. В группе травянистых растений доминируют *Artemisia* и *Рoaceae*, много *Chenopodiaceae*. Немногочисленные вод-

ные палиноморфы представлены, в основном, колониями пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum kawraiskii* и *P. boryanum*. Цисты морских видов динофлагеллат единичны (*Operculodinium centrocarpum*, *Echinidinium karaense*, *Spiniferites* spp., *Nematosphaeropsis labyrinthus*).

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные нами данные свидетельствуют о том, что отложения, которые мы можем соотносить с бореальной трансгрессией в изученных разрезах, накапливались в морских и прибрежно-морских обстановках. По-видимому, алевроитистые глины, вскрывающиеся в нижних частях изученных разрезов, соответствуют ранней стадии бореальной трансгрессии, которая в Белом море отличалась резким подъемом уровня воды в условиях холодного послеледникового климата (аналог мариногляциальной фазы мгинского моря, выделенной Е.А. Черемисиновой [13]). Это подтверждается их литологическим составом — присутствием крупных обломков и значительной опесчаненностью, что, по-видимому, произошло за счет размыва отложений последнего среднелайстоценового оледенения, а также большой долей перетолженной пылицы, что свидетельствует о динамичной обстановке осадконакопления. Накопление перекрывающей глины песчаной толщи происходило, по-видимому, уже на стадии регрессии, когда при переходе “через береговую линию” часть осадков глубоководной фации была размыва, и в прибрежной обстановке (подводный береговой склон, пляж) накапливались пески.

Состав бентосной микрофауны в изученных глинистых отложениях ранней стадии затопления, и, прежде всего, наличие видов, характерных для относительно глубоководных районов внешнего шельфа арктических морей, как среди БФ, так и среди остракод, свидетельствует о том, что в начале трансгрессии вдоль всего Зимнего берега существовали приглубые зоны арктического бассейна с глубинами 50 и более метров. Находка единичных раковин планктонных фораминифер *Turborotalita quinqueloba* на открытом побережье в разрезе Майда, а также цист автотрофных динофлагеллат в разрезе Ущеменский, возможно, свидетельствует о проникновении подповерхностных атлантических вод. В то же время значительное участие БФ, характерных для опресненных районов внутреннего шельфа арктических морей, и оппортунистического вида *Elphidium clavatum*, а также доминирование пресноводных зеленых водорослей в группе водных палиноморф позволяют предположить, что эти приглубые зоны арктического бассейна были расположены недалеко от берега, характеризовались достаточно высокими скоростями осадконакопления и значительной

стратификацией за счет притока талых/речных вод. Похожие палеоусловия были реконструированы нами для отложений в детально изученном разрезе Бычье-2 на р. Пезе (8 на рис. 1), где они соответствуют экозонам 1–3 [14]. Следует, впрочем, отметить, что общая численность БФ в разрезе Бычье-2 в 100 и более раз выше, чем в осадках разрезов Зимнего берега, а видовое разнообразие выше в 1.5–2 раза. Возраст экозон 1–3 разреза Бычье-2 был определен на основе метода палинотрастиграфии [14, 15] и составил от >131 т.л.н. до 130.25 т.л.н., т.е., эти бассейны существовали короткое время в течение примерно двух тысяч лет сразу после резкого затопления территории водами трансгрессирующего моря после снятия ледниковой нагрузки и до начала регрессии. Последняя, согласно данным по разрезу Бычье-2, началась в регионе рано, около 130 т.л.н., что свидетельствует об опережающем гляциоизостатическом поднятии территории по отношению к глобальному эвстатическому подъему уровня моря, который достиг своего максимального подъема около 128 ± 1 т.л.н. [16]. О том, что бореальные алевритистые глины Зимнего берега накапливались в начале трансгрессии, свидетельствуют первые полученные нами данные по составу пыльцы и спор из верхней части бореальных осадков разреза Ущемский, в котором нет пыльцы широколиственных пород, а доминируют сосна и карликовая березка в сочетании с полынными, злаками и маревыми, что позволяет предположить растительность перигляциального и переходного к межледниковому типов. О древности глинистых отложений разрезов Ущемский и Конецгорье и их приуроченности к самым ранним стадиям бореальной трансгрессии свидетельствуют ОСЛ-даты, полученные из песков непосредственно над их кровлей (табл. 1).

Песчаная толща, перекрывающая алевритистые глины, накапливалась уже на стадии регрессии бореального моря, о чем свидетельствуют литологический состав отложений (гравий и песок), характерная для прибрежно-морских отложений слоистость (косая, горизонтальная, знаки ряби и “хребет селедки”) и полученные по ним ОСЛ-даты, основной массив которых укладывается в интервал времени от 118 до 104 т.л.н. На данном этапе исследований мы не можем утверждать, было ли бореальное море приливным, но в пользу этого свидетельствует слоистость типа “хребет селедки”, характерная для приливных песчаных осушек, и конфигурация береговых линий [17]. В разрезе Бычье-2 к регрессивной толще опесчаненных алевритов и песков приурочены экозоны 4–5, накапливавшиеся в течение более 10 тыс. лет, от 130.25 до 119.5 т.л.н. [14] в условиях наиболее влажного и теплого межледникового климата [15]. Развитие прогреваемых летом мелководий способствовало расселению тепловодных видов

бентосной микрофауны, среди которых были остракоды, характерные для Балтийского моря и не встречающиеся в настоящее время в арктических морях.

ВЫВОДЫ

Первые результаты проведенных комплексных исследований показали, что в береговых отрывах Зимнего берега Белого моря присутствуют отложения бореальной трансгрессии, ранее там не идентифицированные. Таким образом, можно утверждать, что в исследованном районе муклинский горизонт верхнего неоплейстоцена представлен двучленной толщей морских отложений: алевритистыми глинами с окатанным обломочным материалом, макро- и микрофоссилиями, накапливавшимися в начале бореальной трансгрессии на стадии быстрого затопления, и перекрывающими их песками, накапливавшимися во время регрессивной стадии в прибрежно-морских обстановках. Предварительная оценка возраста песчаной толщи, согласно полученным ОСЛ датировкам, составляет 118–104 т.л.н.

Состав ископаемой бентосной микрофауны и водных палиноморф из нижней толщи показал, что в начале бореальной трансгрессии вдоль всего Зимнего берега существовали арктические ледовитые бассейны с глубинами более 50 м, расположенные сравнительно недалеко от берега и характеризовавшиеся достаточно высокими скоростями осадконакопления. Водная толща была значительно стратифицирована за счет притока талых/речных вод. Находки в осадках единичных планктонных фораминифер *Turborotalita quinqueloba* и автотрофных цист динофлагеллат (*Operculodinium centrocarpum*, в первую очередь) можно принять за свидетельство проникновения подповерхностных атлантических вод.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 22-27-00324).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брынов О.П., Мияскин С.В., Станковский А.Ф. Комплексы фораминифер верхнего неоплейстоцена Зимнего берега Белого моря // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1981. № 51. С. 139–142.
2. Соболев В.М. Состав, стратиграфия четвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Региональные палеогеографические реконструкции. М.: Изд-во МГУ. 2008. С. 144–156.
3. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний неоплейстоцен – голоцен: Атлас-монография / Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 2009. 120 с.

4. *Лаврова М.А.* О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме // Проблемы палеогеографии четвертичного периода. Труды института географии. Вып. 37. 1946. С. 64–79.
5. *Девятова Э.И.* Природная среда позднего неоплейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и Карелии. Петрозаводск: Карелия. 1982. 156 с.
6. *Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.В., Луговой Н.Н.* Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 898–913.
<https://doi.org/10.31857/S2587556622060164>
7. *Molodkov A.N.* The Late Pleistocene palaeoenvironmental evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusc shell-based ESR dating evidence // *Quat. Int.* 2020. V. 556. P. 180–197.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.031>
8. *Durcan J.A., King G.E., Duller G.A.T.* DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating // *Quat. Geochronology*. 2015. V. 28. P. 54–61.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
9. *Wintle A.G.* Luminescence dating: laboratory procedures and protocols // *Radiation Measurements*. 1997. V. 27. № 5–6. P. 769–817.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(97\)00220-5](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(97)00220-5)
10. *Murray A.S., Wintle A.G.* The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability // *Radiation Measurements*. 2003. V. 37. № 4–5. P. 377–381.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)
11. Палеопалинология / под ред. Покровской И.М. Л.: Недра. 1966. Т. 1. С. 34–39.
12. *Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A.* Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced arctic marine environment // *J. of Foraminiferal Res.* 2002. V. 32. № 3. P. 252–273.
<https://doi.org/10.2113/32.3.252>
13. *Черемисинова Е.А.* Палеогеография мгинского моря (на основе данных диатомового анализа) // Докл. АН СССР. 1959. Т. 129. № 2. С. 416–419.
14. *Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Руденко О.В., Степанова А.Ю., Баух Х.А.* Изменения природной среды в ходе развития бореальной трансгрессии на северо-востоке Белого моря на примере детального изучения разреза Бычье-2 // Вестник Моск. Ун-та. сер. 5. География. 2023. Т. 78. № 4. С. 51–65.
<https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.78.4.5>
15. *Руденко О.В., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Овсепян Я.С.* Новые данные к палинотрастиграфии микулинских (земских) отложений в низовьях реки Пеза (северо-восток Беломорского региона) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 206–227.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-206-227>
16. *McCulloch M.T., Esat T.* The coral record of last interglacial sea levels and sea surface temperatures // *Chem. Geol.* 2000. V. 169. P. 107–129.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00260-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00260-6)
17. *Grösfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister K.* Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*. 2006. V. 35. № 3. P. 493–520.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781917>

FIRST DATA ON PALEOGEOGRAPHICAL SETTINGS AND CHRONOLOGY OF THE LAST INTERGLACIAL ON ZIMNII COAST OF THE WHITE SEA

N. E. Zaretskaya^{a,b,#}, E. E. Taldenkova^c, Ya. S. Ovsepyan^b, M. V. Ruchkin^{d,e}, D. V. Baranov^a, O. V. Rudenko^f, and A. Yu. Stepanova^g

^a*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^d*Karpinski Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

^e*Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia*

^f*Orel State University named after I.S. Turgenev, Orel, Russia*

^g*Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: n_zaretskaya@inbox.ru*

Presented by Academician of the RAS M.A. Fedonkin June 18, 2023

Field lithostratigraphic studies, microfaunistic and palynological analyses, as well as optically stimulated luminescence (OSL) dating revealed for the first time that the lower part of Quaternary sediment sequences exposed along Zimnii Coast of the White Sea accumulated in marine and nearshore environments during the Boreal transgression at the beginning of the Last Interglacial and thus form the Upper Pleistocene Mikulinian Horizon. This is confirmed by lithology of sediment beds; species composition of foraminifers, ostracods and aquatic palynomorphs; and OSL dates in the range of 118–104 ka. The composition of benthic microfossils indicates that during the early Boreal transgression the entire Zimnii Coast was occupied by an coastal arctic ice-covered basin with water depths of >50 m, high sedimentation rates, and water stratification induced by melt/river water inflow. At the stage of regression, sedimentation in shallow marine environments was dominant along Zimnii Coast.

Keywords: Late Pleistocene, Boreal transgression, Kuloi Plateau, lithostratigraphy, micropaleontology, chronology

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 551.465, 551.506, 574.52

КАЧЕСТВО ПИТЬЕВОЙ ВОДЫ ДЕЛЬТЫ ДОНА
В УСЛОВИЯХ МАЛОВОДЬЯ© 2023 г. Академик РАН Г. Г. Матишов^{1,2}, К. С. Григоренко^{1,*}Поступило 30.05.2023 г.
После доработки 05.06.2023 г.
Принято к публикации 05.06.2023 г.

Маловодье и зарегулирование речного стока Дона привело к необратимой трансформации естественных гидрологических и гидрохимических процессов. В конце 2022 г., несмотря на дефицит речной воды, в регионе приступили к прокладке водовода в Донбасс мощностью до 300 тыс. кубометров воды в сутки. Достаточно ли запасов водных ресурсов на все возрастающие хозяйственные нужды в течение всего года? Работа основывается на целенаправленном изучении химического состава воды при разных режимах и уровнях моря на Таганрогском взморье залива и дельты Дона. Эксперимент охватывает период с 02.12.2022 г. по 30.01.2023 г. и отдельные измерения, для сравнения, 21.02; 30.03; 17.04.2023 г. Всего выделено три типа ионного состава, характерного для протоки Свиное гирло дельты Дона. Морской – с доминированием (более 80%) суммарного содержания ионов натрия и калия, хлоридов и соленостью до 7–9 г/л. Донским водам соответствуют низкая минерализация (менее 2 г/л), повышенная доля $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (50–60%), близкое количество SO_4^{2-} и HCO_3^- (по 30–40%). С 2018 г. регулярно, при понижении уровня, регистрируется присутствие грунтовых вод. Это солончатые воды с содержанием солей более 5 г/л. Для них типично высокое содержание натрия и калия (более 60%) и сульфат-ионов (60–80%). Наблюдения показывают, что дефицит пресной питьевой воды будет нарастать, и по мере возрастающего ее изъятия, ускоряться во времени. Будет происходить ее замещение (до 5–7 г/л) минерализованной грунтовой и черноморской водой. В каких их соотношениях в водопроводы будут закачиваться (перераспределяться по сезонам) слабосолончатые (2–4 г/л) и солончатые (4–8 г/л) воды, еще предстоит исследовать.

Ключевые слова: дельта Дона, маловодье Дона, изменения климата, ионный состав вод, сгонно–нагонные явления, подземный сток, водовод

DOI: 10.31857/S2686739723601151, EDN: MNVKXX

Маловодье и зарегулирование речного стока Дона привели к необратимой трансформации естественных гидрологических и гидрохимических процессов. Из-за снижения уровня воды меньше проектных отметок грузоперевозки в Азово-Донском бассейне по итогам навигации 2022 г. упали на 32.7% — до 5.9 млн тонн. В связи с запуском нового крупного водовода из дельты Дона в Донбасс, и тем самым — масштабным на-

ращиванием объемов изъятия речной воды, поставлена задача проанализировать данные [1] о водных ресурсах и водном балансе в бассейне Дона. Не менее важным было исследовать возможные изменения химического состава речной воды в связи с маловодьем, а также гидрохимические преобразования вод в реальном времени на взморье Дона (рис. 1).

Водный баланс Азово-Донской водной системы играет важнейшую роль в формировании закономерностей динамики солевого состава воды и концентрации биогенов. В эстуарной зоне Дона встречаются воды со следующей минерализацией: пресные, речные (0.4–2 г/л), слабосолончатые (2–4 г/л), солончатые (4–8 г/л) и высокосолончатые (более 8 г/л). Кроме различий в общем количестве солей (г/л) изученные воды отлича-

¹Южный научный центр Российской академии наук, Ростов-на-Дону, Россия

²Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Мурманск, Россия

*E-mail: Klim_grig@mail.ru



Рис. 1. Схема отбора гидрохимических проб в дельте Дона.

ются разнообразием типов по химическому составу.

Нижний Дон и Таганрогский залив Азовского моря образуют эстуарный водоем с рядом специфических физико-географических особенностей [2], связанных отчасти с обособленностью от Мирового океана. *Первая* — это ураганные затопления, "низовки" (потопы 09.1914 г. и 24.09.2014 г.). Уровень воды в авандельте поднимается на 2.4–2.8 м и более. *Вторая* — экстремальные сгоны воды на взморье до 1.5–1.6 м при восточных ветрах (10–20 м/с). Размах колебаний уровня в реке от условно нулевого до 4 м и более (рис. 2). *Третья* — резкая трансформация водного и экосистемного режима Дона после ввода Цимлянского гидроузла (плотины) в 1952 г. [1]. Происходит активный процесс заболачивания и обмеления рукавов, постепенное их заполнение новейшими илистыми наносами, мощностью до 1–2 м [3].

Ранее проведенные работы [4, 5] показали, что юг дельты (Свиное гирло) и близлежащие протоки при падении уровня воды практически целиком заполняются минерализованными водами подземного стока. В первые дни сгона наблюдается двухслойная стратификация солености: тип I — пресная (0.6–1.5‰) вода в верхней части, внизу —

слабосоленая (2–4‰). Тонкий верхний слой воды (10–15 см) имеет соленость 0.6–1.3‰ в течение 1–2 дней. Соленость нижнего слоя воды (30–40 см) нарастает до 6–9‰ (осолоненная). Такой характер стратификации держится до 1–2 сут. II тип — соленость воды в Свином гирле сверху донизу становится однородной. В условиях самых сильных сгонов и обмеления гирл, глубины дна, до 0.4–0.6 м вся толща воды становится солоноватой (до 6–8.5‰).

Из-за недостатка водных ресурсов в речном бассейне Дона периодически возникает дефицит пресной, в том числе питьевой, воды в крупных городах: Ростове, Таганроге, Азове и др. В течение года при экстремальных сгонах и нагонах гидрографическая сеть (гирла, протоки, рукава) Нижнего Дона и взморья заполняются трансформированными солеными водами подземного и черноморского происхождения [4, 5]. Нередко указанные воды закачиваются в водозаборные системы городов Приазовья. Водоканалом мероприятия для понижения минерализации воды при нагонах (морские соли) и при сгонах (соли грунтового питания) не предусмотрены.

В конце 2022 г., несмотря на дефицит речной воды, в регионе приступили к прокладке водово-

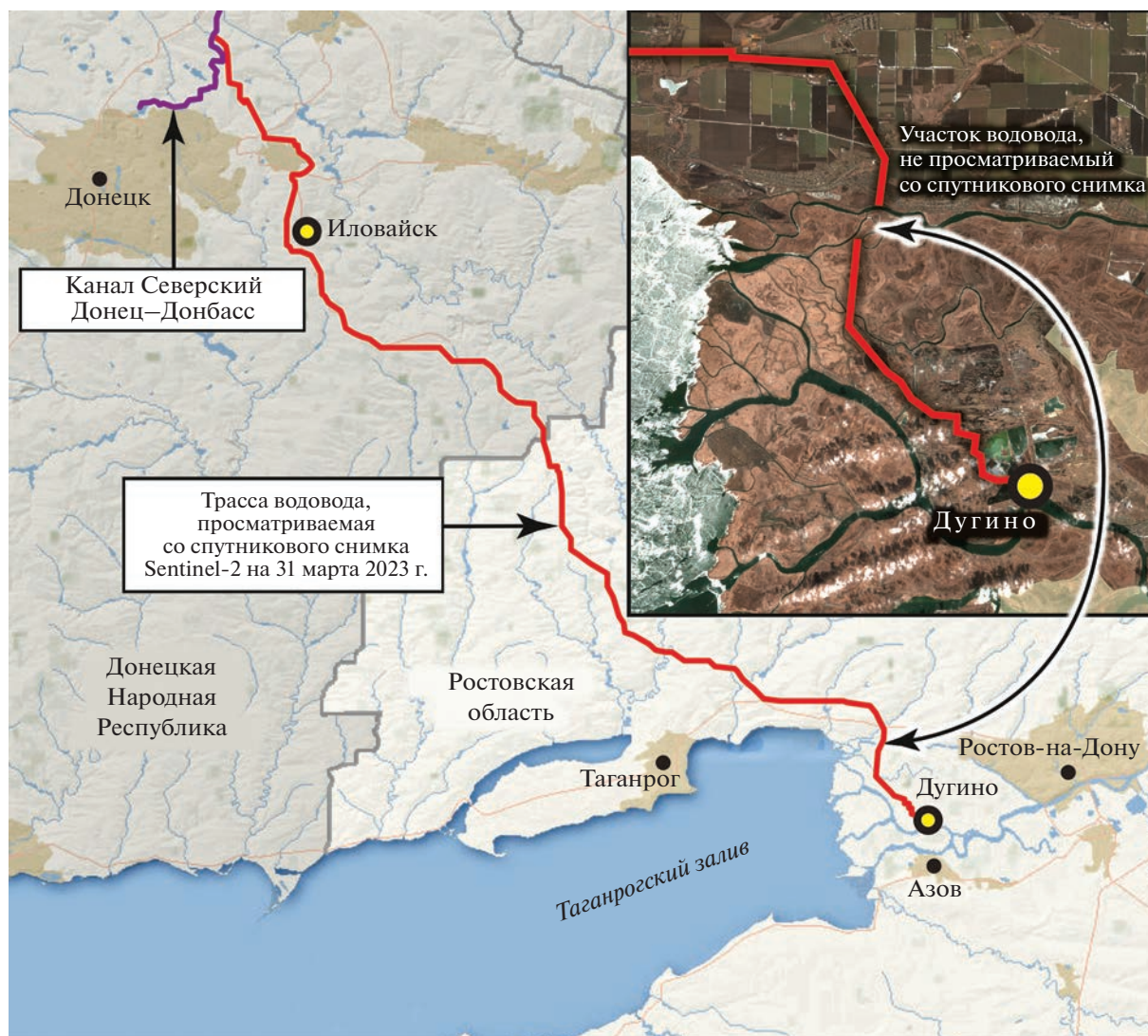


Рис. 2. Картограмма водовода Ростов–Донбасс.

да в Донбасс, мощностью до 300 тыс. кубометров воды в сутки. Водовод проходит от рукава Каланча, по заболоченным участкам Донского заповедника, через ерик Лагутник, канал Рыбхоз и реку Мертвый Донец. Затем – к станции “Танаис”, на правом крутом берегу Дона (рис. 3). Водовод дотянут до Северского Донца (притока Дона) – самой крупной реки в Донбассе.

Возникает вопрос, достаточно ли запасов качественной влаги в речном бассейне на все возрастающие хозяйственные нужды, в течение всего года? Крайне важно представлять по сезонам вариации химического состава речной воды, уровень ее минерализации, и, в целом, качество питьевой воды с учетом взмучивания при господствующих ветрах восточных румбов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работа основывается на целенаправленном изучении химического состава воды при разных режимах и уровнях моря на Таганрогском взморье залива и дельты Дона. Эксперимент охватывает период с 02.12.2022 г. по 30.01.2023 г. и отдельные измерения, для сравнения, 21.02; 30.03; 17.04.2023 г. Работы в основном произведены в зимний период в обстановке типичных для этого сезона сильных сгонов донской воды в Азовское море. Эксперимент был направлен на выявление, в реальном режиме времени, химических преобразований в водной среде южной части дельты Дона.

В качестве реперной точки, для которой накоплено больше всего наблюдений, выбраны причалы на БНЭБ “Кагальник” в Свином гирле

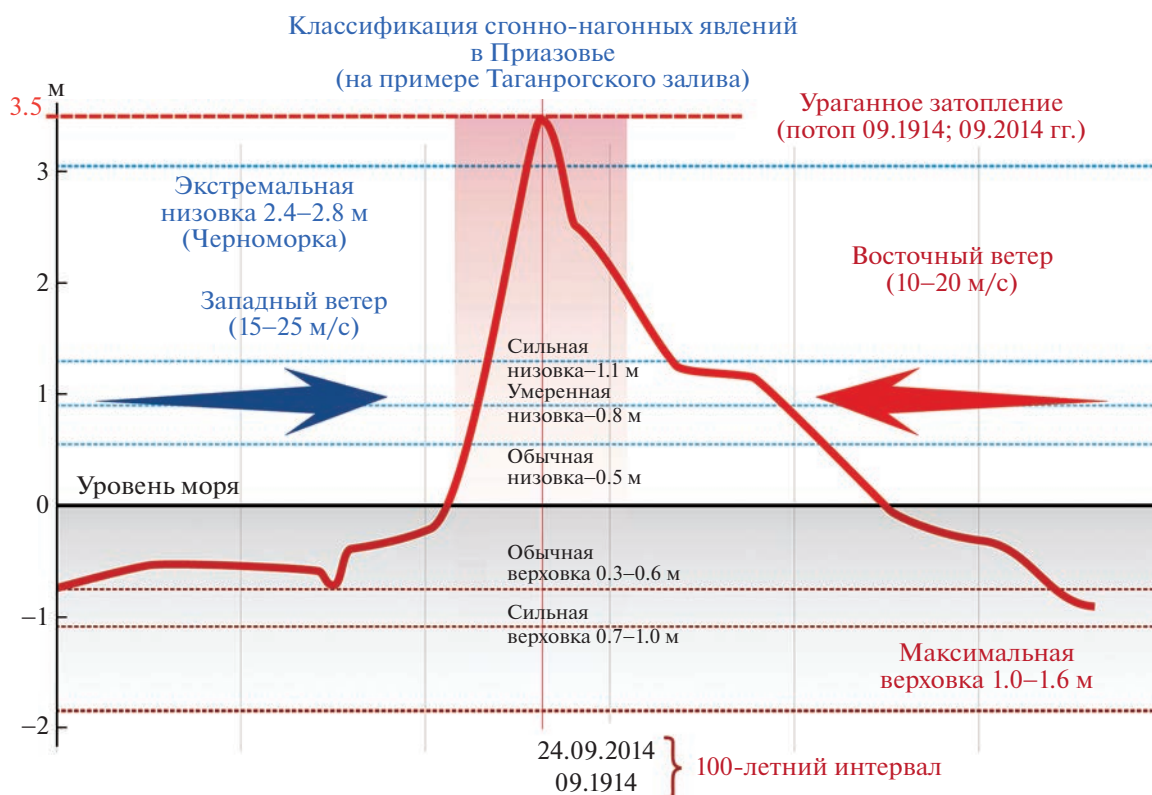


Рис. 3. Классификация сгонно-нагонных явлений в Приазовье (на примере Таганрогского залива).

(рис. 1). Важно подчеркнуть, что пробы воды одномоментно отбирались в шести–семи точках на юге дельты: в гирле Свиное, протоках Сунжа, Кривое, Кагальник, Сухой Кагальник и Мокрый Кагальник, в нескольких ериках и Азово-Донском судоходном канале, по которому проходит основной сток р. Дон. Во время двух–трех-недельных восточных ветров, когда взморье осушается на многие километры от берега, а обмелевшая аванделъта сливается с плавнями вдоль островов, на дне осушаются родники. Наглядная динамика уровня воды в реке, минерализация и ионный состав представлены в табл. 1. Всего было отобрано порядка 40 проб (рис. 4).

Образцы отбирались при разном уровне воды, от минимального (31 см уровнемерной рейки), до максимального, во время сильного нагона (247 см рейки). Перепад уровня составил 216 см. 12 января пробы отбирались из-под льда, в условиях подъема уровня воды при низовке. Минерализация вод измерена лабораторным методом.

Ранее уже отмечалось [4, 5], что в период длительного действия сгонного явления повышается роль стока небольших рек, у которых водосборный участок находится в пределах коренного берега. Источниками питания таких рек, в основном, являются разгрузки высокоминерализованных

подземных (грунтовых) вод. Для подтверждения данной гипотезы требуется проведение дополнительных работ, что и сделано в новом исследовании.

Для определения местоположения водовода “Дугино–Донбасс”, его топографических особенностей на взморье, были использованы спутниковые снимки Sentinel 2 за март и апрель 2023 г. (пространственное разрешение 10 м). Водовод проходит в сторону Танаиса, в 3–5 км от береговой линии аванделъты. От точки закачки воды у Дугино до мониторингового полигона на южном крае дельты 15–20 км (рис. 3). Оцифровку траектории водовода на космоснимках провели И.В. Шевердяев и В.В. Кулыгин.

В сборе гидрологического материала и в аналитических работах участвовали М.М. Чеха, к.г.н. А.В. Клещенко, Е.Г. Алешина. В гидрохимической лаборатории ЮНЦ РАН проведен анализ содержания кислорода, биогенных элементов, ионного состава, растительных пигментов, органического вещества. В работе учтены анализы проб, собранных специалистами в прошлые годы.

В сеть постов Южного научного центра РАН входят восемь автоматических гидрометеорологических комплексов, расположенных на разных участках устьевой области Дона, а также в бассейне р. Западный Маныч. Посты оборудованы ме-

Таблица 1. Ионный состав проб воды в дельте Дона

Место отбора	Cl ⁻ , мг/л	HCO ₃ ⁻ , мг/л	SO ₄ ²⁻ , мг/л	Ca ²⁺ , мг/л	Mg ²⁺ , мг/л	Na ⁺ + K ⁺ , мг/л	Общая минерализация, г/л	Уровень воды, см ур-ной рейки
Родниковая вода, Ростов-на-Дону [6]	126–553.2	419.2–805.5	586.8–1824.3	177.9–453.4	69.6–205.1	203.9–538.2		
БНЭБ “Кагальник”, поверхность, 25.05.2022	850.8	312.4	1873.2	180.4	177.5	1113	4.5	201
БНЭБ “Кагальник”, дно, 25.05.2022	886.3	314.9	1873.2	204.4	162.9	1139	4.6	201
Свиное гирло, возле берега, 25.05.2022	850.8	292.9	1825.1	192.4	165.4	1090	4.4	201
БНЭБ “Кагальник”, 10:30 2.12.2022	744.5	454.0	2401.5	336.7	239.6	1048.5	5.2	32
Причал НИС “Профессор Панов”, 10:50 2.12.2022	744.5	466.2	2209.4	328.7	214.0	1016	5.0	31
Свиное гирло, протока, 11:00 2.12.2022	726.7	441.8	2497.6	312.6	211.6	1168.5	5.4	31
БНЭБ “Кагальник”, 9:30 07.12.2022	744.5	471.1	2497.6	344.7	265.1	1043	5.4	80
Причал НИС “Профессор Панов” 9:10 07.12.2022	744.5	458.9	2689.7	336.7	245.6	1188	5.7	79
Свиное гирло, протока, 9:00 07.12.2022	726.7	471.1	2593.6	296.6	270.0	1130.5	5.5	78
БНЭБ “Кагальник”, 9:00, 09.12.2022	212.7	300.2	576.4	128.3	63.3	283	1.6	152
Причал НИС “Профессор Панов”, 9:50, 09.12.2022	202.1	305.1	576.3	128.3	73.0	257.5	1.5	151
Свиное гирло, протока, 9:30, 09.12.2022	202.1	302.7	528.3	140.3	51.1	261.5	1.5	150
БНЭБ “Кагальник”, 12.12.2022	163.1	270.9	422.7	104.2	38.9	236.0	1.2	145
Причал НИС “Профессор Панов”, 12.12.2022	156.0	275.8	384.2	108.2	43.8	198.0	1.2	145
Свиное гирло, протока, 12.12.2022	163.1	275.8	384.2	100.2	48.64	203.0	1.2	145
БНЭБ “Кагальник”, 10:30, 14.12.2022	248.2	300.2	480.3	120.2	48.6	298	1.5	231
Причал НИС “Профессор Панов” 10:00, 14.12.2022	248.2	322.2	461.1	112.2	53.5	297	1.5	236
Свиное гирло, 14.12.2022	255.2	285.6	461.1	112.2	55.9	282	1.5	226
Свиное гирло, 31.12.2022 13:30	163.1	258.7	288.2	104.2	41.3	156.0	1.0	180
Свиное гирло, дно, 31.12.2022 13:30	163.1	266.1	384.24	96.2	55.9	189.0	1.2	180
БНЭБ “Кагальник”, 02.01.2023 14:08	226.9	268.5	365.03	96.2	51.1	235.0	1.2	247
Причал НИС “Профессор Панов”, 10.01.2023, 16:10	780.0	446.7	2305.4	284.6	211.6	1143	5.2	70

Таблица 1. Окончание

Место отбора	Cl ⁻ , мг/л	HCO ₃ ⁻ , мг/л	SO ₄ ²⁻ , мг/л	Ca ²⁺ , мг/л	Mg ²⁺ , мг/л	Na ⁺ + K ⁺ , мг/л	Общая минерализация, г/л	Уровень воды, см ур-ной рейки
БНЭБ “Кагальник”, 10.01.2023, 16:00	531.6	319.7	1440.9	176.4	160.5	706	3.3	70
Дон, Азов (протока Азовка) 11.01.2023	241.1	351.5	614.8	144.3	65.7	319	1.7	44
Причал НИС “Профессор Панов”, 11.01.2023	1666	512.6	2497.6	328.7	250.5	1760	7.0	50
БНЭБ “Кагальник”, 11.01.2023	1666	512.6	2497.6	328.7	274.8	1710	7.0	50
Свиное гирло, 11.01.2023	1630	502.8	1873.2	312.6	260.2	1406	6.0	50
Протока Кривое, 11.01.2023	2375	751.8	1392.9	320.6	194.6	1908	6.9	50
Протока Сунжа, 11.01.2023	1453	497.9	2065.3	280.6	218.9	1504	6.0	50
Ерик Орнитологический, 11.01.2023	1134	654.1	1248.8	248.5	116.7	1168	4.6	50
Р. Кагальник, 11.01.2023	1666	522.3	2593.6	320.6	255.4	1814	7.2	50
БНЭБ “Кагальник”, фонтан из-под льда, 12.01.2023	1630	541.9	2209.4	408.8	250.5	1497	6.5	60
х. Дугино – Каланча 12.01.2023 14:38	170.1	349.0	461.1	124.3	58.4	228	1.4	90
Ерик Дугин 12.01.2023 15:08	354.5	288.0	211.3	104.2	58.4	228	1.2	90
Дон-х. Колузаево 12.01.2023 15:29	198.5	363.8	422.7	136.2	55.9	224	1.4	90
Мертвый Донец 12.01.2023 15:48	191.4	380.8	595.6	164.3	58.4	276	1.7	90
Ручей балки Кульбакина, 12.01.2023, 16:05	230.4	483.3	1104.7	276.6	87.6	410.5	2.6	90
Родник, Мертвый Донец, 12.01.2023, 16:10	212.7	400.3	1537.0	280.6	114.3	529	3.1	90
БНЭБ “Кагальник”, 16.01.2023	191.4	300.2	441.9	148.3	34.1	233.0	1.4	180
БНЭБ “Кагальник” 07.02.2023	638.1	424.7	1585.0	280.6	165.4	759.0	3.9	60
БНЭБ “Кагальник”, 08.02.2023	779.9	495.5	2209.4	304.6	240.8	1028.0	5.1	40
БНЭБ “Кагальник”, 21.02.2023	276.6	297.8	518.7	128.3	58.4	307.0	1.6	300
БНЭБ “Кагальник”, 21.02.2023, 14:10	241.1	300.2	461.1	124.3	63.2	248.0	1.4	391
БНЭБ “Кагальник”, 21.02.2023, 16:35	255.2	290.5	499.5	128.3	65.7	264.0	1.5	391
Порт Азов, 21.02.2023, 17:40	184.3	297.8	345.8	116.2	51.1	182.0	1.2	391
БНЭБ “Кагальник”, 30.03.2023	234.0	249.0	403.5	136.3	63.2	177.0	1.3	174
БНЭБ “Кагальник”, 17.04.2023, 9:10	744.5	407.6	1392.9	248.5	201.9	692.0	3.7	90

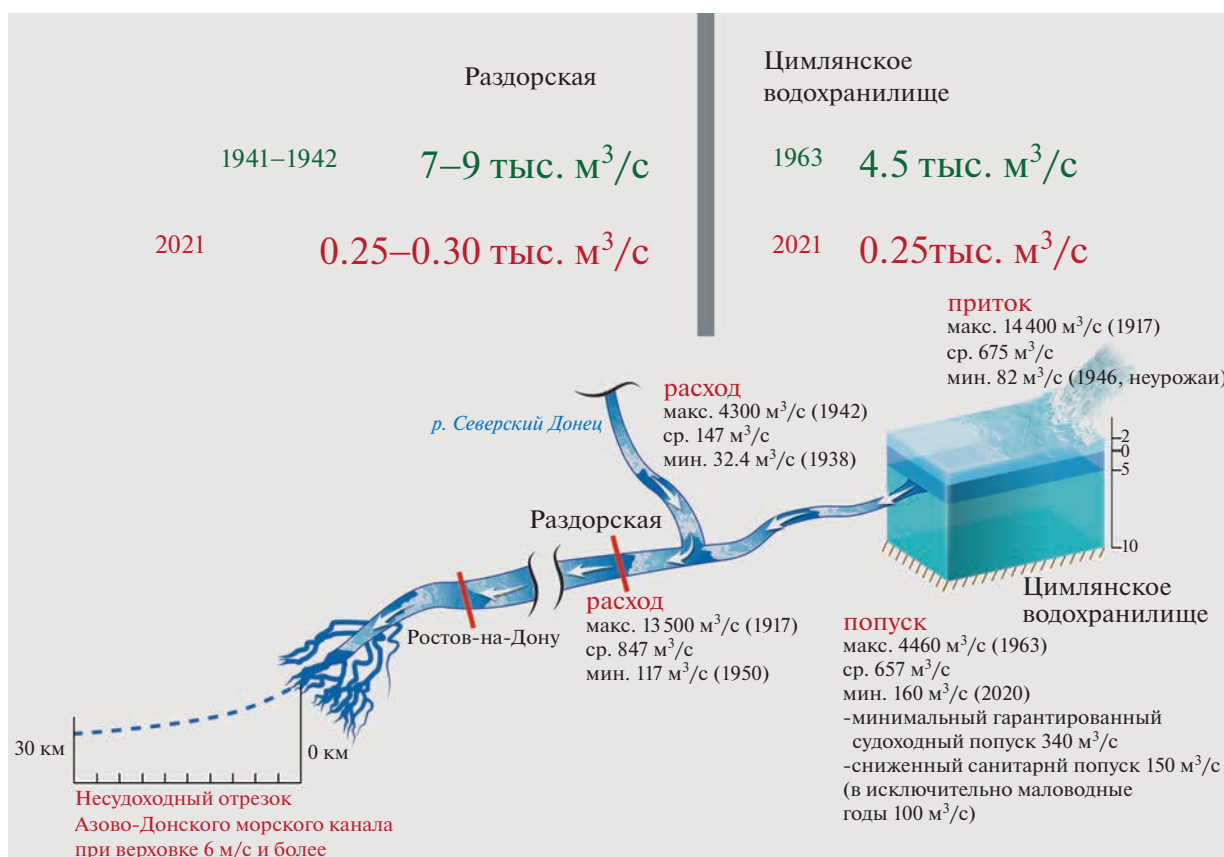


Рис. 4. Аридизация бассейна Дона в XX–XXI вв.

теостанциями М–49М, лазерными уровнемерами и датчиками электропроводности Солис СЛ15–10Т. Дискретность измерений 10 мин. На сегодняшний день в базу данных входит более 400 тысяч измерений гидрологического режима дельты Дона.

ВНУТРИВЕКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ ВОДНОСТИ. ВОДОЗАБОР

В результате анализа гидрометеорологических данных (1884–2020 гг.) выявлены внутривековые изменения климата и водности в Приазовье. Исследуемый период можно подразделить на три этапа: холодный (многоводный, 1884–1942 гг.), переходный (1942–1985 гг.) и теплый (маловодный, 1986–2020 гг.) [3]. Существует общее понимание изменчивости притока речных вод в Азовском море [2, 6, 7].

Суммарный естественный сток рек, впадающих в Азовское море, оценивался до 43.5 км³/год, в том числе р. Дон в створе станица Раздорская – 27.9 км³/год, р. Кубань в створе г. Краснодар – 13.5 км³/год, малые реки восточного и северного Приазовья – 2.1 км³/год [8]. Наиболее многовод-

ным был 1963 г. (52.8 км³). В то же время четырежды (1969, 1972, 1973, 1975 гг.) суммарный годовой сток рек Дон и Кубань почти достигал естественного минимума (соответственно 21.4; 21.9; 22.1; 21.9 км³), равного 20.7 км³.

Объемы же всего Азовского моря (323 км³), соответственно, в 10 и 9 раз превышают суммарную величину годового притока донских и кубанских вод. Общий сток рек Дон и Кубань в условно естественный период в среднем составлял около 40 км³/год при колебаниях в отдельные годы от 21.9 (1935 г.) до 67.7 км³ (1915 г.) и коэффициенте вариации 0.29 [7, 9, 10]. Годовое поступление в Азовское море донских и кубанских вод в среднем составило 30.5 км³ при межгодовых колебаниях от 23.1 (1984 г.) до 35.4 км³ (1988 г.). К 1975 г. антропогенное снижение притока речных вод в Азовское море составило 10 км³/год, или 23% нормы, а к 1985 г. – уже около 12–14 км³/год, или 33% нормы.

Дон относится к рекам с преимущественно снежным питанием (снеговое – 67%, подземное – 30%, дождевое – 3%). После зарегулирования в 37 случаях (78.7%) весенний сток был маловодным [8]. Впоследствии зарегулирования Дона

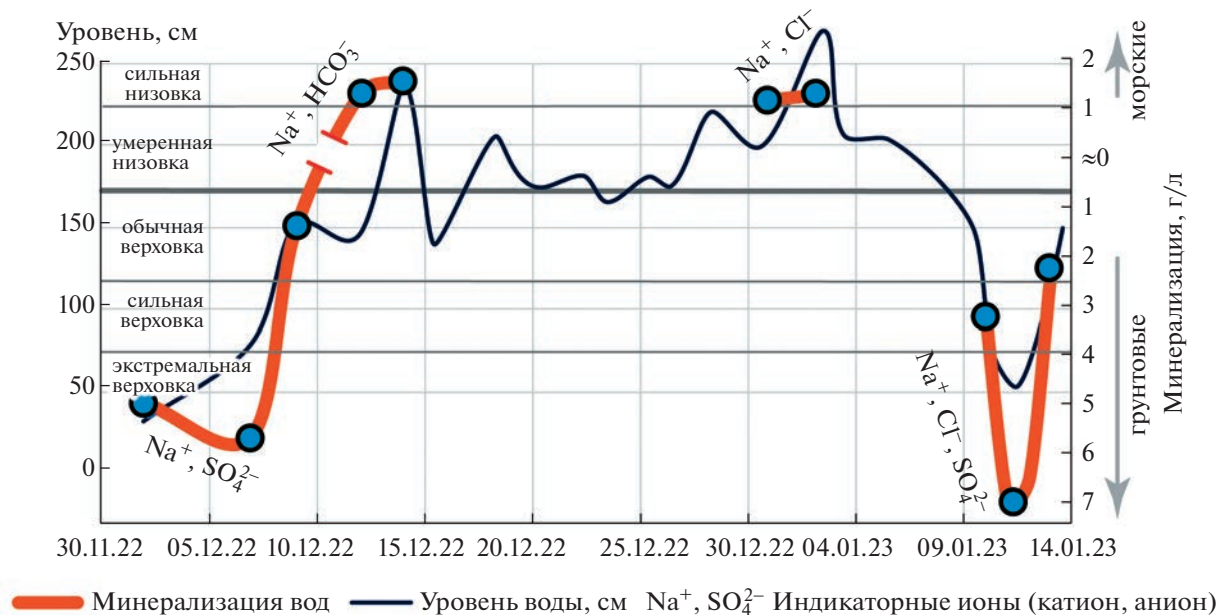


Рис. 5. Изменения минерализации, уровня воды и индикаторных ионов в южных протоках дельты Дона со 2 декабря 2022 г. по 16 января 2023 г.

Цимлянской плотиной годовой сток воды объемом в 30 км^3 являлся оптимальным для азовоморской экосистемы. Однако при наступившем после 2007 г. маловодье речной сток сократился примерно в 3 раза (до $11\text{--}16 \text{ км}^3$) [1].

Современное маловодье не единственное в гидрологической истории бассейна Дона (рис. 3). В изменениях естественного суммарного годового стока рек Дон и Кубань прослеживаются циклы: типичные — кратковременные (2–3 года и 7 лет) и внутривековые (1933–1944, 2008–2020 гг.) маловодные периоды. В период самых влажных лет прошлого столетия, в частности 1941–1942 гг., максимальные расходы воды в Дону в районе ст. Раздорской достигали $7\text{--}9 \text{ тыс. м}^3/\text{с.}$, а сток Дона составлял 52 км^3 . В период пуска Цимлянской ГЭС в 1952 г. средние минимальные расходы воды были $335 \text{ м}^3/\text{с.}$, а максимальные — $1200 \text{ м}^3/\text{с.}$ Минимально гарантированный судоходный попуск — $340 \text{ м}^3/\text{с.}$ По данным Донского бассейнового водного управления в 2020–2022 гг. сброс воды через Цимлянский гидроузел колебался в следующих характерных пределах: $150\text{--}205 \text{ м}^3/\text{с.}$; $180\text{--}255 \text{ м}^3/\text{с.}$; $200\text{--}280 \text{ м}^3/\text{с.}$ Затопление нижнедонской поймы отмечалось лишь в 1963, 1979, 1981 и 1994 г. Весенний сток по объему в основном отвечал экологическим особенностям воспроизводства полупроходных и проходных рыб.

В 1969 г. весна оказалась впервые катастрофически маловодной, а через 2 года последовало известное крупное неблагоприятное событие — ма-

ловодная пятилетка (1972–1976 гг.). Вновь маловодье повторилось в 1983 и особенно в 1984 г. [6, 8]. К маловодным отнесены 2009, 2011, 2014 и 2015 г. В 2015 г. объем половодья на Цимле не превышал величины 4 км^3 (35% от нормы), а максимальный расход — $790 \text{ м}^3/\text{с.}$ (т.е. четверть нормы).

Современное и потенциальное водопотребление можно представить следующим образом. Весенний сток, вследствие роста безвозвратных изъятий и сезонного регулирования Цимлянским водохранилищем, в среднем понизился до 8.0 км^3 , или в 2.4 раза, что лишь на 1.2 км^3 превышает естественный минимальный сток.

Водопотребление Ростова-на-Дону в 2013 г. составило $0.2 \text{ км}^3/\text{год.}$, или около 500 тыс. м^3 в сутки (планом развития города до 2025 г. предусмотрено увеличение до $0.3 \text{ км}^3/\text{год.}$) [11], водопотребление г. Азова и Таганрога — $0.03 \text{ км}^3/\text{год.}$ (около 80 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$). Водозабор из рукава Мокрая Каланча является основным для города и расположен в районе х. Дугино. Новый донбасский водозабор в х. Дугино рассчитан на подачу $280\text{--}300 \text{ тыс. м}^3/\text{сутки}$ или более $0.1 \text{ км}^3/\text{год.}$ Для ориентира, в 1972–1976 гг. годовой и сезонный (март–май) сток р. Дон (станция Раздорская) составлял, соответственно, 12.3 и 3.4 км^3 воды (рис. 5). Все вышеперечисленные потребители (без воды на мелиорацию) могут изымать до $0.5 \text{ км}^3/\text{год.}$ [10, 12].

Следует отметить, что избыток воды от весеннего половодья может приводить к аварийным

Речные воды (0.6–2 г/л)	
Анионы $\text{SO}_4^{2-} \approx 40\%$ $\text{HCO}_3^- \approx 40\%$ $\text{Cl}^- \approx 20\%$	Катионы $\text{Na}^+ + \text{K}^+ \approx 35\%$ $\text{Ca}^{2+} \approx 35\%$ $\text{Mg}^{2+} \approx 30\%$
Грунтовые воды (до 2–8 г/л)	
$\text{SO}_4^{2-} \geq 65\%$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ \geq 65\%$
Морские воды (4–6 г/л)	
$\text{Cl}^- \geq 80\%$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ \approx 85\%$

Рис. 6. Индикаторные ионы южных рукавов дельты Дона.

попускам воды из Цимлянского водохранилища. Среднесуточный объем сброса в р. Дон в 2018 г. составлял 10 апреля 345 м³/с, 28 апреля – 1503 м³/с, а к 6 мая увеличился до 1701 м³/с. Это привело в конце апреля–начале мая к формированию экстремальной волны половодья на Дону и затоплению авандельты. Одновременный сброс воды из Цимлянского водохранилища и нагон со стороны моря приводят к опасным наводнениям, как, например, в марте 2013 г. [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Подземные (грунтовые) воды. Как уже ранее отмечалось [4, 5], при экстремальных восточных ветрах (верховках) водообмен многих рукавов и протоков дельты с Доном и Таганрогским заливом прекращается.

В целом для подземных вод характерны высокое содержание хлоридов и доминирование сульфатов среди анионов, высокие концентрации кальция среди катионов (рис. 3). Ионный состав грунтовых вод существенно зависит от водоносного горизонта и состава дренируемых пород [13].

Начальный период наблюдений, 2 декабря 2022 г., соответствовал стадии экстремальной верховки и глубине дна в реке 30–35 см, т.е. на 150 см ниже нормального уровня (рис. 3). В этих условиях обнажаются большие площади дна взморья Дона. Участки разгрузки верхних водоносных слоев берегов рек становятся различимы визуально. Для солоноватых вод грунтового типа (минерализация более 2–8 г/л) при таком уровне зафиксировано резкое преобладание сульфат-ионов среди группы анионов с содержанием: SO_4^{2-} – 2497.6 мг/л; Cl^- – 726.7 мг/л и 441.8 мг/л – HCO_3^- . Среди катионов наибольшее содержание получено для натрия и калия (1043 мг/л). Содержание ионов Mg^{2+} и Ca^{2+} составило 265.1 и

344.7 мг/л соответственно. Такой же ионный состав имеют воды из скважин, пробуренных на берегах в бассейне р. Кагальник.

Пробы воды, отобранные 25 мая 2022 г., имеют минерализацию более 4 г/л. Состав натриево-сульфатный, характерный для грунтовых вод верхних горизонтов устья Дона.

В условиях частой нециклической смены гидрологической обстановки и перепадов уровня воды от сильных нагонов к сильным сгонам водотоки наполняют солоноватые воды смешанного состава. Подземный сток разбавляется стекающей с островов морской водой. Максимальное содержание, в таких случаях, имеет ион Na^+ . Доля ионов Cl^- среди анионов может сравниться с ионами SO_4^{2-} . Гидрокарбонат-ионов содержится сравнительно небольшое количество.

Вторая серия проб отобрана 7 декабря 2022 г. при уровне воды 78–80 см уровнемерной рейки. Воды отличались ярко выраженным натриево-сульфатным составом, процентное соотношение ионов аналогично предыдущему. Содержание ионов составило: SO_4^{2-} – 2689.7 мг/л; Cl^- – 744.5 мг/л; HCO_3^- – 458.9 мг/л; $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ – 1188 мг/л; Ca^{2+} – 336.7 мг/л; Mg^{2+} – 245.6 мг/л. Пробы воды, отобранные 20.11.2020 г. (минерализация 4 г/л) и 16.12.2020 г. (минерализация 6 г/л), имеют одинаковый ионный состав: 12–14% HCO_3^- , 23–27% Cl^- и 60–65% SO_4^{2-} , 18–20% Ca^{2+} , 14–16% Mg^{2+} и 64–68% $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, –т.е. являются натриево-сульфатными. Описанный состав полностью совпадает с составом вод, отобранных в 2018 г. в протоках Сухой и Мокрый Кагальник (табл. 1).

Морская вода относится к хлоридно-натриевой группе. В химическом составе преобладают хлоридные соединения (до 89%) [4, 5]. По мере развития нагонного течения (0.5–3 сут) в обстановке сильных и умеренных (10–20 м/с) юго-западных ветров в сторону дельты клином направлена адвекция соленых черноморских вод.

В период наблюдений имели место два кратковременных нагона воды (рис. 3). Сильная низовка 14 декабря привела к росту уровня воды до 236 см. В подобных условиях подпор соленых морских вод формируется в прорези Азово-Донского морского канала и протоке Старый Дон. Пресный сток при этом заполняет боковые рукава, в том числе, Свиное гирло, где производился отбор проб воды. Минерализация выросла незначительно, до 1.5 г/л, соотношение ионов, характерное для донских вод, не изменилось. Концентрации ионов составили SO_4^{2-} – 480.3 мг/л; Cl^- – 248.2 мг/л; HCO_3^- – 300.2 мг/л; $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ – 298 мг/л; Ca^{2+} – 120.2 мг/л; Mg^{2+} – 48.6 мг/л. При понижении уровня воды до 180 см 31 декабря химический состав вод сохранился. До 1–1.2 г/л понизилась минерализация (рис. 3, табл. 1).

В начале января (02.01.2023) наблюдалась сильная низовка (247 см). В пробах, отобранных в этот день, влияния вод с морским типом минерализации не обнаружено. С понижением уровня в последующие дни (10–12 января) до 50–70 см рейки резко выросла доля сульфатов (до 2496.6 мг/л). При этом соленые морские воды, покрывшие острова дельты Дона при нагоне, стекали через мелкие ерики в основные рукава. Образовались солоноватые воды (содержание солей до 5.2 г/л) смешанного – грунтового и морского типов минерализации (рис. 3, табл. 1). Характерной чертой таких вод является высокое содержание хлорид ионов (1666 мг/л в точках у коренного берега и 2375 мг/л в наиболее удаленной к морю протоке Кривое гирло). Концентрации остальных ионов, соответственно, равны: HCO_3^- – 512.6 мг/л; $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ – 1710 мг/л; Ca^{2+} – 328.7 мг/л; Mg^{2+} – 274.8 мг/л.

Речные (пресные) воды. С ослаблением ветра нормализуются колебания уровня воды. Донской сток вытесняет морские и подземные воды. Минерализация понижается до 1 г/л. Растет содержание гидрокарбонатов в группе анионов. В отдельных случаях существует стратификация: питьевая (0.4–1‰) – на поверхности и пресная (речная) (1–2‰) – у дна [5]. В дельте Дона значительные запасы (объемы) пресной воды находятся в глубоких понижениях дна (до 15–20 м), в частности, Костиная яма у пос. Дугино.

Серия измерений закрыта 16 января 2023 г. при уровне воды 180 см и донском типе минерализации (1.4 г/л). Воды имели следующий ион-

ный состав: SO_4^{2-} – 441.9 мг/л; Cl^- – 191.4 мг/л; HCO_3^- – 300.2 мг/л; $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ – 233.0 мг/л; Ca^{2+} – 148.3 мг/л; Mg^{2+} – 34.1 мг/л. (рис. 3).

Для речных вод Дона в настоящее время характерен натриево-гидрокарбонатный состав. Ранее, 20–30 лет назад, основным был кальциево-гидрокарбонатный состав [8, 14].

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Дефицит пресной питьевой воды будет нарастать, и по мере возрастающего ее изъятия, ускоряться во времени. Будет происходить ее замещение (до 5–7‰) минерализованной грунтовой и черноморской водой. В каких их соотношениях в водопроводы будет закачиваться (перераспределяться по сезонам) слабосоленоватая (2–4 г/л) и солоноватая (4–8 г/л) водная масса, предстоит исследовать.

Настоящее исследование дополняет и уточняет ранее сделанные выводы о том, что маловодье – природный процесс, обусловленный внутривековой цикличностью климата – типичное явление для сухих степей [5]. Дефицит воды усилился нерациональным водопользованием. По опыту наблюдений за питьевой водой в Азове, Таганроге и Ростове-на-Дону можно предположить, что по донецкому водоводу Донбасс будет снабжаться солоноватой водой во время стояния экстремально низких или высоких уровней, часто наблюдаемых в дельте Дона.

В работе представлены новые результаты исследования изменений гидрохимического режима дельты Дона в условиях аридизации климата. Раскрыта динамика изменений характерных типов минерализации при быстрых перепадах уровня воды.

Максимальная минерализация вод составила 7 г/л (солоноватые воды) 11 января 2023 г. Анализ изменения типов минерализации проведен по данным в табл. 1. Всего выделено три типа ионного состава, характерного для протоки Свиное гирло. Морской – с доминированием (более 80%) ионов натрия, хлорид-ионов и минерализацией до 7–9 г/л. Донским водам соответствует низкая минерализация (менее 2 г/л), повышенная доля $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (50–60%), близкое количество SO_4^{2-} и HCO_3^- (по 30–40%). С 2018 г. регулярно, при понижении уровня, регистрируется присутствие вод грунтового типа. Это солоноватые воды с содержанием солей более 5 г/л. Для них типично высокое содержание натрия и калия (более 60%) и сульфат–ионов (60–80%). При частых перепадах уровня воды могут возникать смеси вод разного происхождения: морской и грунтовой, грунтовой и речной или смесь всех типов вод. Такие комби-

нации отличаются друг от друга своеобразным содержанием того или иного индикаторного иона и минерализацией.

Для Нижнего Дона характерно сложное сочетание вод с разным химическим составом. Воды Цимлянского водохранилища максимально распреснены. Крупные притоки, такие как Северский Донец, слабосолоноватые Сал и Маныч ощутимо увеличивают минерализацию донских вод. В полноводные годы такое влияние было незаметно. Аномальное маловодье Дона приводит к формированию ранее неизвестных геохимических зависимостей на разных участках бассейна. Еще раз подчеркнем, что сложившаяся в настоящий период обстановка приводит к периодическому (во время сильных “низовок” и экстремальных верховок) заполнению водопровода в г. Азове, Таганроге, Ростове-на-Дону и других населенных пунктах солоноватой (4–8‰) водой. В отдельных случаях, как например, 14 февраля 2021 г., зафиксирована высокосолоноватая (8–10‰) вода.

Необходима более обширная сеть мониторинга в дельте и целенаправленные исследования, т.к. неизвестно, как осолонение бассейна проявляется в районах забора воды для городского водоснабжения. Восстановление утраченной сети гидропостов позволит своевременно приспособиться к дефициту водных ресурсов, а также получить обоснованные рекомендации для природопользования в современных условиях.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Публикация подготовлена в рамках выполнения темы НИР ГЗ ЮНЦ РАН “Изучение гидроклиматических особенностей периодически пересыхающих акваторий юга России в контексте глобального углеродного цикла” № госрегистрации 122103100027-3 и НИР “Анализ исторических данных с целью обоснования системы мониторинга биогеохимических циклов в бассейне Азовского моря с учетом региональных особенностей” (Соглашение № 72-223/ВИПГЗ-23 от 03.04.2023 г. между ИО РАН и ЮНЦ РАН в рамках Консорциума 2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г. Климат, водные ресурсы и реконструкция гидротехнических сооружений с учетом интересов населения, рыболовства и сельского хозяйства, судоходства и энергетики / Доклад на расширенном заседании Президиума ЮНЦ РАН (г. Ростов-на-Дону, 25 мая 2016 г.). Ростов н/Д, Изд-во ЮНЦ РАН, 2016. 64 с.
2. Матишов Г.Г., Абраменко М.И., Гаргона Ю.М., Буфетова М.В. Новейшие экологические феномены в Азовском море (вторая половина XX века). Т. V. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. 441 с.
3. Матишов Г.Г., Дашкевич Л.В., Титов В.В., Кириллова Е.Э. Анализ внутривековой природной изменчивости в Приазовье и на Нижнем Дону: причина маловодья // Наука юга России. 2021. Т. 17. № 1. С. 13–23.
4. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Маловодье и роль грунтовых вод в осолонении аванделты Дона // ДАН. 2018. Т. 483. № 4. С. 442–446.
5. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Гидрохимический состав воды на взморье и аванделте Дона в условиях маловодья (XX–XXI вв.) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 193–202.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 5. Азовское море / Под ред. Гоптарева Н.П. и др. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 234 с.
7. Гаргона Ю.М. Крупномасштабные колебания в системе Азовского моря // в сборнике: Новейшие экологические феномены в Азовском море (вторая половина XX века). Т. V. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. С. 14–221.
8. Бронфман А.М., Хлебников Е.П. Азовское море. Основы реконструкции. Л., Гидрометеиздат, 1985. 272 с.
9. Панов В.Д., Лурье П.М., Ларионов Ю.А. Климат Ростовской области: вчера, сегодня, завтра // Известия Ростовской-на-Дону государственной академии строительства. 2006. С. 487.
10. Сорокина В.В., Ивлиева О.В., Лурье П.М. Динамика стока на устьевых участках рек Дон и Кубань во второй половине XX века // Вестник Южного научного центра РАН. 2006. Т. 2. № 2. С. 58–67.
11. Годовой отчет акционерного общества “Водоканал города Ростова-на-Дону” за 2014 год: Акционерное общество “Водоканал Ростова-на-Дону”; ген. дир. Петухов О. Е. Ростов-на-Дону, 2015. 56 с.
12. Официальный портал правительства Ростовской области. URL: <http://www.donland.ru>. (дата обращения 03.05.2023).
13. Ресурсы поверхностных вод СССР, Т. 7. Донской район. Л., Гидрометеиздат, 1973. 459 с.
14. Никаноров А.М. Региональная гидрохимия: Учебное пособие. Ростов/Д: Изд-во “НОК”, 2011. 388 с.
15. Матишов Г.Г., Бердников С.В. Экстремальное затопление дельты Дона весной 2013 г. // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2015. № 1. С. 111–118.

DRINKING WATER QUALITY IN THE DON DELTA IN THE LACK OF WATER CONDITIONS

Academician of the RAS G. G. Matishov^{a,b} and K. S. Grigorenko^{a,#}

^a*Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-na-Donu, Russian Federation*

^b*Murmansk Marine Biological, Institute, Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russian Federation*

[#]*E-mail: Klim_grig@mail.ru*

Lack of water and regulation of the Don river runoff led to an irreversible transformation of natural hydrological and hydrochemical processes. At the end of 2022, despite of the shortage of river water, the region began laying a water pipeline to the Donbass, with a capacity of up to 300,000 cubic meters of water per day. Are there enough reserves of water resources for ever-increasing economic needs, throughout the year? The work is based on a targeted study of the chemical composition of water under different regimes and sea levels on the Taganrog coast of the Don Bay and Delta. The experiment covers the period from December 2, 2022 to January 30, 2023, and separate measurements, for comparison, on February 21; 30.03; 17.04.2023. Summary, three types of ionic composition were distinguished, which characterizes the Svinoe arm of the Don delta. Marine - with dominance (more than 80%) of summary amount of sodium and potassium ions, chlorides and salinity up to 7–9 g/L. The Don waters correspond to low mineralization (less than 2 g/l), an increased proportion of $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (50–60%), a close amount of SO_4^{2-} and HCO_3^- (30–40% each). Since 2018, the presence of ground waters has been regularly recorded when the level decreases. There are brackish waters with a salt content of more than 5 g/L. They typically have a high content of sodium and potassium (more than 60%) and sulfate ions (60–80%). Monitoring shows, that the shortage of fresh drinking water will increase, and as its withdrawal increases, it will accelerate in time. It will be replaced (up to 5–7‰) with mineralized ground and Black Sea water. In what proportions will be pumped (redistributed by seasons) weakly brackish (2–4 g/L) and brackish (4–8 g/L) water into water pipelines remains to be explored.

Keywords: Don delta, Don lack of water, climate change, ion composition, tide–surge phenomena, under-flow, water conduct

УДК 550.4:502.175(571.53)

УРАН В ВОДЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ

© 2023 г. В. И. Гребенщикова^{1,*}, академик РАН М. И. Кузьмин¹, В. М. Демьянович²

Поступило 26.05.2023 г.

После доработки 20.06.2023 г.

Принято к публикации 28.06.2023 г.

Выполнен анализ распределения концентраций урана в воде сопряженных компонентов Байкальской экосистемы — в воде Байкала, притоков, истока Ангары, в подземной воде из скважин на острове Ольхон и в юго-западной береговой части Байкала. Установлены значимые различия в максимальных содержаниях урана в подземной воде Байкала и его притоках, но близкие средние и медианные значения элемента в воде Байкала и его стока — р. Ангары. Полученные данные по распределению урана фиксируют влияние геолого-геохимических особенностей строения Байкальской экосистемы и его окружения и происходящих в регионе климатических и катастрофических (землетрясения, сейсмогеодинамические активизации и др.) событий. Проведен анализ изменения концентрации урана в воде Байкала, в соотношении с сейсмическим процессом, на примере сильных землетрясений ($M \geq 5$) в районе озера Байкал.

Ключевые слова: уран, вода, Байкал, притоки, скважины, исток Ангары

DOI: 10.31857/S2686739723601114, **EDN:** MCDKYC

Известно, что уран обнаружен во всех компонентах окружающей среды: метеориты, лунные породы, во всех типах осадочных и магматических пород, в водных объектах, почвах, растениях и других средах. Изменения концентраций урана отмечены в сопряженных водных объектах Байкальской рифтовой зоны, где расположено озеро Байкал.

Озеро Байкал находится на границе Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса. Пространственно озеро приурочено к Байкальской рифтовой зоне, которая является активной до настоящего времени (более 25 млн лет), что подтверждается частыми землетрясениями и геодинамическими подвижками в Байкальском регионе [1].

В Прибайкалье интенсивно проявлена магматическая и вулканическая деятельность [2, 3], представленная разновозрастными образованиями от архея до кайнозоя, имеющими состав от основных до кислых и щелочных. Породы вокруг Байкала имеют различную геохимическую и металлогеническую специализацию, что, несомненно, оказывает влияние на химический состав многочисленных притоков Байкала и, соответственно, на воду самого озера Байкал, сохраняя, тем не менее, его стабильное состояние в последнее столетие.

С восточной стороны Байкала расположен огромный Ангаро-Витимский батолит палеозойского возраста, также представленный большим разнообразием пород от габброидов, монцодиоритов до гранитов и щелочных сиенитов [4]. Породы батолита дренируют многочисленные притоки Восточного Прибайкалья (реки Томпуда, Усть-Баргузин, Турка и др.).

В озере Байкал выделены 3 котловины разной глубины, самая глубокая расположена в центре Байкала — 1642 м. Вода вдоль берегов и в каждой котловине движется против часовой стрелки, отмечаются подъем глубинной воды в пелагиальной зоне Байкала и опускание поверхностной воды в литоральных зонах (апвеллинг/даунвеллинг) Байкала [5]. За счет последнего процесса происходит постоянное перемешивание и обновление воды Байкала. Кроме этого, отмечается возможное поступление глубинной (ювенильной) воды при землетрясениях и геодинамических подвижках [6–8], что также способствует постоянному обновлению воды Байкала.

Зимой Байкал замерзает, а исток Ангары не замерзает никогда. Это объясняется нахождением под мощным слоем льда и снега (обычно более 1 м) незамерзающего подледного термоклина воды с температурой около 1–4°C [9], что позволило проводить геохимические исследования воды Ангары в мониторинговом (ежемесячном) режиме.

Целью данной работы являются сравнение и объяснение возможных причин значимых различий в распределении урана в воде некоторых сопряженных компонентов Байкальской экосистемы.

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

²Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: vgreb@igc.irk.ru

мы — в скважинах в береговой зоне Байкала, в скважинах на острове Ольхон, в воде Байкала, в воде устьев крупных притоков и единственного стока — реки Ангары.

Достижению поставленной цели способствует многолетний ежегодный (и ежемесячный) мониторинг состава воды истока Ангары (1997–2022 гг.), а также проводимые в разные годы анализы проб воды устьев притоков, скважин, поверхностной и глубинной воды Байкала, в которых выполнен химический анализ на широкий круг элементов, включая уран. Важной фундаментальной задачей являются сравнение и выявление причин установленных отличий в содержаниях урана в воде между сопряженными компонентами Байкальской экосистемы. Ранее такие отличия были выявлены преимущественно только при сравнении воды истока Ангары и Байкала [10].

Химический анализ урана в воде проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ELEMENT 2, “Finnigan MAT”, Германия) с использованием научного оборудования аккредитованного и сертифицированного аналитического центра “Изотопно-геохимические исследования” Института геохимии СО РАН [11]. На месте отбора проб воды на анализ использовался фильтр 0.45 мкм, консервация пробы проводилась азотной кислотой.

ПОДЗЕМНАЯ ВОДА БАЙКАЛА (СКВАЖИНЫ)

В питьевых водах уран нормируется по химической токсичности. В России предельно допустимая концентрация (ПДК) урана в питьевых водах принята равной 15 мкг/л [12], в Соединенных Штатах Америки равным — 30 мкг/л. Всемирная организация здравоохранения рекомендует норматив 15 мкг/л.

Распределение содержаний урана изучено в скважинах, расположенных в западной береговой части Байкала и на острове Ольхон (рис. 1). На Ольхоне пробы воды отбирались в скважинах глубиной до 70 м и анализировались в разное время 2018 и 2020 г. (весна, осень, зима).

В подземной воде Ольхона установлены самые высокие концентрации урана (рис. 2), однако особых различий в содержаниях в зависимости от года отбора проб и сезона не отмечено: 8.2–12.6 мкг/л. Повышенные содержания урана в подземных водах Ольхона могут быть обусловлены наличием в породах не только обнаруженного В.И. Вернадским урансодержащего “менделеевита”, позднее диагностированного как оксиуранобетафит надгруппы пирохлора [13], но и урансодержащего ортита в пегматоидных жилах, характерных для субщелочных габброидов и древних гранитоидов Ольхона [2].

В береговой части Байкала в районе пос. Саяхурта (переезд через пролив Ольхонские ворота с острова Ольхон на противоположный западный берег Байкала) анализ подземной воды из 2 скважин глубиной 60–70 м показал близкие к подземной воде о. Ольхон значения концентраций урана — 3.2–5.1 мкг/л.

Южнее Ольхона на берегу Байкала в пос. Еланцы в скважине глубиной около 30 м содержание урана на порядок ниже и составляет 0.74 мкг/л. В юго-западной береговой части Байкала (примерно 200–250 км от п. Еланцы) опробование подземных вод выполнено в двух местах. В пос. Листвянка в береговой части на расстоянии 5 км перед истоком Ангары опробовано 8 скважин разной глубины (5–130 м) (рис. 1). В геологическом разрезе здесь представлены четвертичные аллювиально-деллювиальные отложения и протерозойские магматические породы (граниты, гранодиориты) [14]. Содержание урана в подземной воде п. Листвянка изменяется от 0.03 до 5.5 мкг/л и не коррелируется с глубиной скважин.

В 4 км южнее Байкала в пос. Никола в роднике на берегу Ангары содержание урана изменяется в пределах 0.7–1.9 мкг/л (в разное время 2019–2020 гг., анализ выполнен в 8 пробах). В воде скважины глубиной 60 м, расположенной недалеко от этого источника, содержание урана в воде составляет 0.65 мкг/л.

Для сравнения, в пользующемся большим спросом у жителей Иркутска в роднике пос. Худяково (около 70 км на север от южного Байкала за пределами Байкальской рифтовой зоны), содержание урана в воде стабильное и почти не изменяется — 0.04–0.05 мкг/л (в разное время в 2019–2020 гг. взято 5 проб).

Таким образом, повышенные содержания урана в подземных водах отмечены только на острове Ольхон и на противоположном берегу через пролив рядом с ним.

ПРИТОКИ БАЙКАЛА

Вода притоков Байкала отбиралась и анализировалась несколько раз: летом 2007 г., весной-осенью 2018–2020 гг. и осенью 2022 г. Из значительного числа притоков Байкала (>360) опробовались устья в основном крупных и доступных для изучения притоков, всего исследовано 35–40 притоков. Анализы выполнены в 228 пробах воды (рис. 2, 3). Соответственно, в связи с неоднократным опробованием анализ в некоторых притоках на определение урана выполнялся 3–7 раз в разное время года на протяжении последних 15 лет.

Полученные данные показали сходимость повышенных концентраций урана в воде некоторых притоков в независимости от сезона и года опробования. К притокам Байкала с повышенным со-

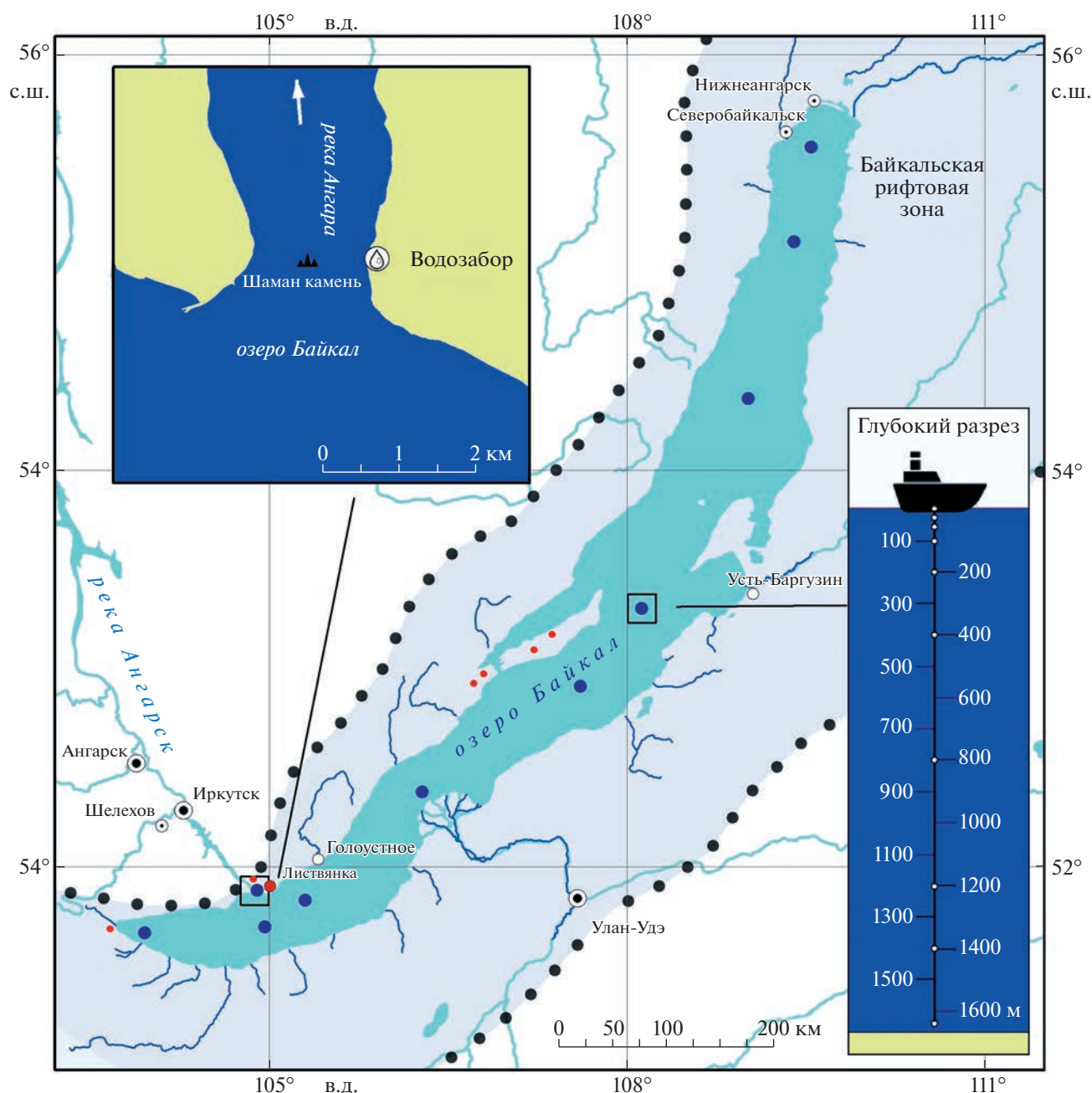


Рис. 1. Карта-схема отбора проб воды Байкальской экосистемы. Красным цветом показаны скважины.

держаниям урана в воде относится вода устьев следующих рек: р. Анга (взято 7 проб), содержания урана находятся в пределах 1.5–2.6 мкг/л, р. Рыты (1 проба) – 2.5 мкг/л, р. Селенга (8 проб) – содержания 1.3–1.6 мкг/л, р. Бугульдейка (3 пробы) – 1.3–1.7 мкг/л (рис. 3, 4). В остальных изученных притоках содержание урана в воде меньше 1 мкг/л.

В зависимости от места нахождения рек установлено, что максимальные концентрации урана всегда при опробовании отмечались на западном берегу Байкала в устьях р. Анги и на СЗ в р. Рыты. В устьях этих рек в породах зафиксированы па-

леопротерозойские граниты [3] и найдены уран-содержащие минералы [13]. В нескольких близлежащих к р. Анге притоках (Кучелга, Курма, Шида, Бугульдейка и ключ Смородиновый) концентрации урана также повышены и составляют 1.2–2 мкг/л (рис. 3).

В притоках восточной части Байкала повышенные концентрации урана (до 1–2 мкг/л) отмечены в устьях рек Селенга, Усть-Баргузин и Томпуда. В этой береговой части Байкала расположен крупнейший (площадь более 300 кв. км.) Ангаро-Витимский батолит, сложенный ранне- и познепалеозойскими гранитоидами. Главным но-

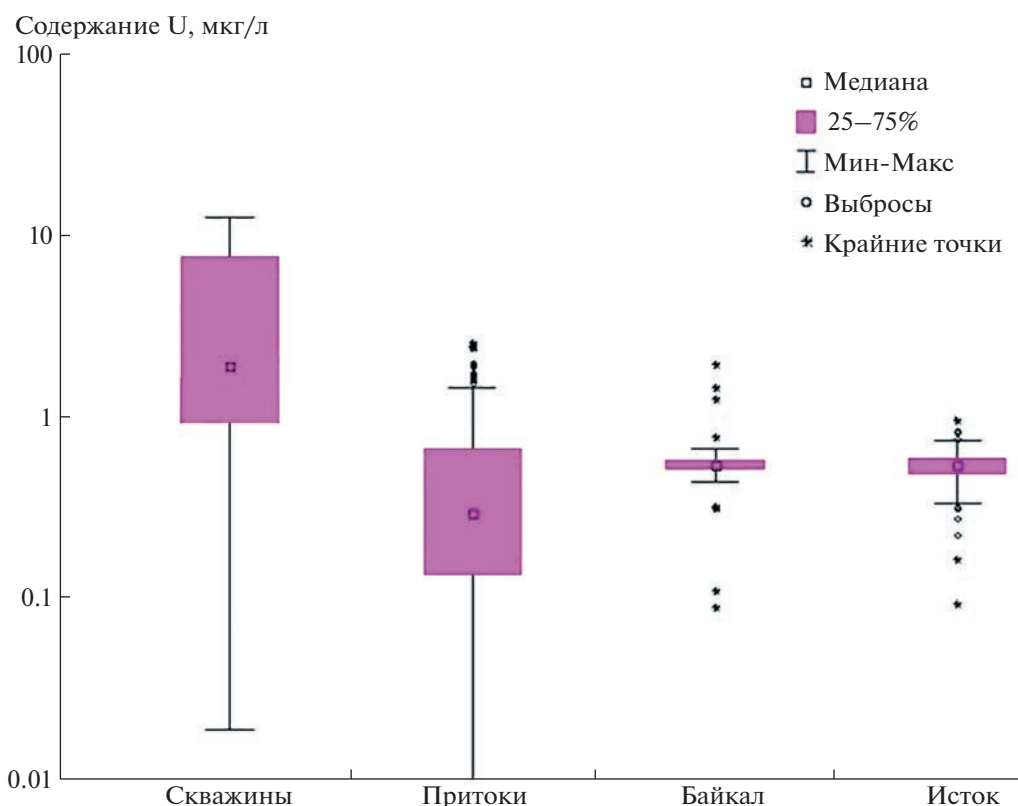


Рис. 2. Блок-диаграмма распределения концентраций урана в воде Байкальской экосистемы.

сителем урана являются монцитонитовидные породы батолита и более поздние щелочные граниты и сиениты [4]. Источником урана в воде устьев восточных притоков Байкала также может быть его поступление в притоки при дренировании небольших штоков альбитизированных гранитов, расположенных вблизи восточного берега Байкала, с урансодержащими минералами — фергусонитом и самарскитом [15].

Из восточных притоков Байкала в р. Селенге за последние 15 лет всегда отмечалось повышенное содержание урана в воде. Селенга вместе с многочисленными притоками занимает большую территорию с восточной стороны Байкала, и играет ведущую роль в его водосборе. Содержание урана в воде Селенги заметно выше, чем в других восточных притоках. Известно, что в одном из притоков Селенги расположено урановое месторождение, разведка которого приводит к выщелачиванию урана из руд, поступление его в воду и дальнейшему переносу Селенгой в Байкал. Кроме этого, промышленные предприятия Монголии также могут оказывать негативное влияние на воду Селенги. Однако дельта Селенги представляет собой обширный геохимический барьер, где большая часть токсичных компонентов осаждается в литоральной части Байкала, и не может оказывать серьезного загрязнения воды Байкала.

ВОДА БАЙКАЛА

В течение 2011–2022 гг. в самом озере Байкал опробование глубинной и поверхностной воды проводилось преимущественно в глубокой центральной котловине (1642 м), реже в южной. Всего анализ воды на определение урана выполнен в 140 проб воды, из них 80 — глубинных проб и 60 — поверхностных проб, отобранных в пелагиальной части на всем протяжении Байкала. Содержание урана в воде Байкала довольно стабильно: его медиана и среднее значение различаются в небольших пределах 0.52–0.59 мкг/л. Такие же слабые различия характерны для его распределения в поверхностной воде Байкала на всем протяжении с севера на юг озера (рис. 2, 3) и на глубину в центральной котловине в спокойное время года. Не установлено зависимости концентраций урана в воде Байкала и от сезонов года (весна-осень), они остаются стабильными и близкими (рис. 4, 2018–202 гг., весна-осень).

В 2018 г. в поверхностной воде Байкала повышенных содержаний урана не установлено. В отличие от урана в это время зафиксировано повышение ртути в 2 раза выше ПДК рыбохозяйственных водоемов [17]. Однако в начале июня 2020 г. после землетрясения в поверхностной пелагиальной воде Байкала были зафиксированы повышенные в 2–4 раза содержания урана. Повышение отмечалось только в трех местах Байка-

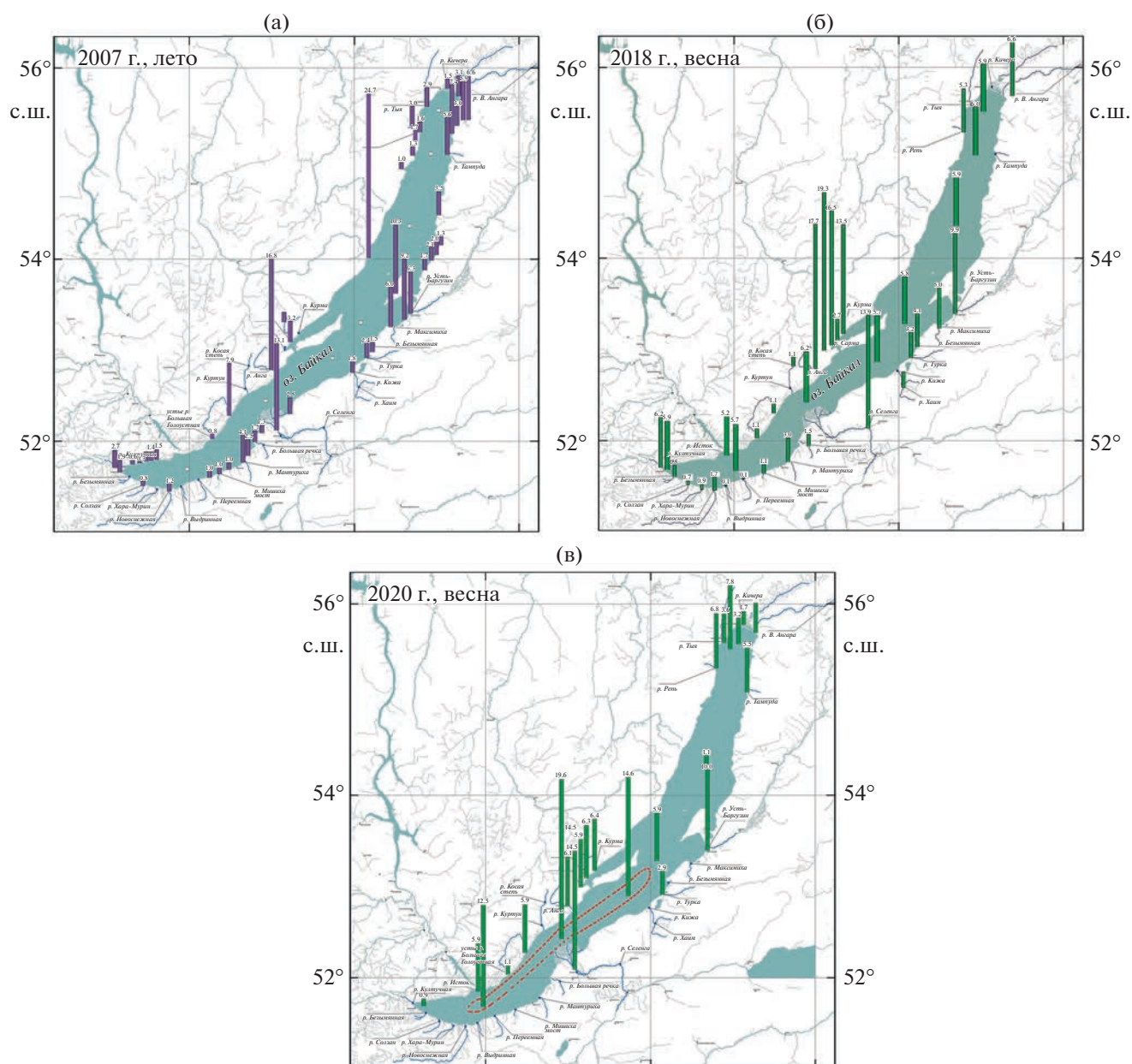


Рис. 3. Распределение концентраций урана в поверхностной воде Байкала и в устьях некоторых притоков летом 2007 г., весной 2018 и 2020 г.

ла: от Листвянки-Танхоя до Хобой-Крестовый, т.е. на расстоянии более 200 км. При этом севернее и южнее этой линии содержание урана, т.е. на севере и юге в центре пелагиальной части Байкала концентрации урана были минимальными 0.1–0.3 мкг/л, т.е. даже ниже среднего значения по Байкалу – 0.54 мкг/л. Эта информация отчетливо фиксируется на графике (рис. 3) как максимальными (4 крайних верхних точки), так и минимальными (3 крайних нижних точки) значениями урана, как и на рисунке (рис. 4, весна). Такого повышения урана в поверхностной воде в центральной части Байкала за все годы исследований ранее не отмечалось.

О.А. Склорова [16] отмечает, что содержание урана в воде Байкала приближается к максимальным значениям для чистых поверхностных вод Мира и характеризует геохимический фон в озере Байкал. Многие другие микроэлементы в воде либо близки к средним мировым значениям воды, либо находятся на уровне минимальных показателей. Разница между минимальными и максимальными значениями концентраций некоторых микроэлементов в чистых поверхностных водах достигает нескольких порядков, как и в воде Байкала [17]. Максимальные содержания урана (примерно в 1.5–2 раза), превышающие среднее (0.56 мкг/л) и медиану (0.55 мкг/л), отмеча-

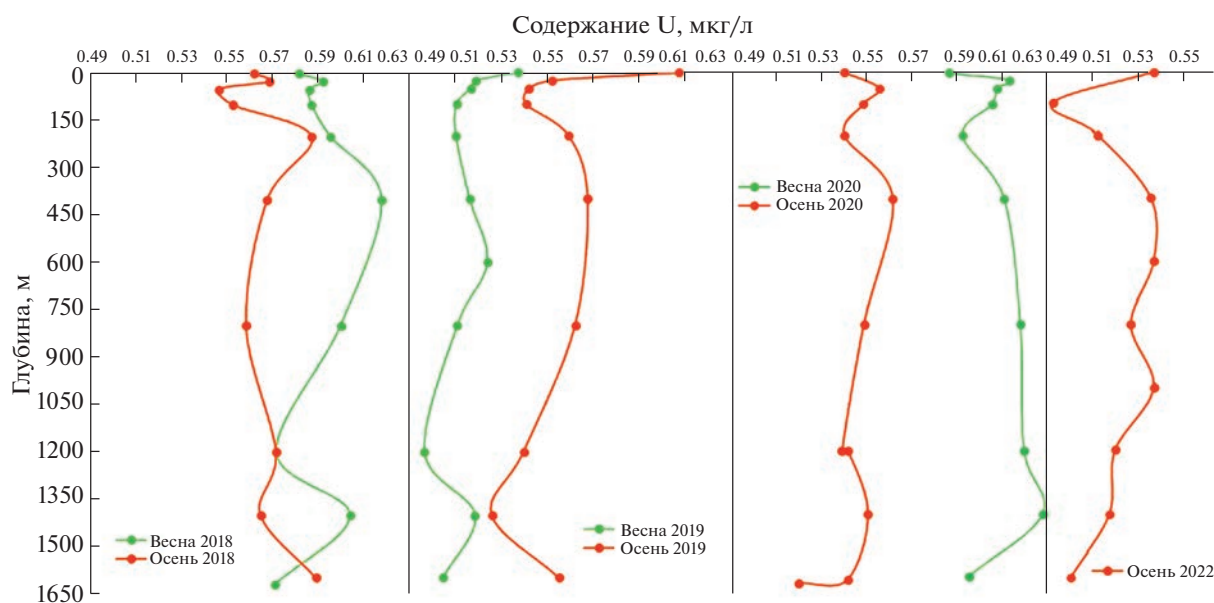


Рис. 4. Распределение урана в глубинной воде Байкала весной (зеленое) и осенью (оранжевое) в 2018–2022 гг.

ются за время исследования только в июне 2020 г. преимущественно в южной части Байкала от острова Ольхон до Листвянки-Танхой (рис. 3) (выделено на карте красным пунктиром). На этом расстоянии (примерно 200–250 км) содержания урана в поверхностной воде Байкала в 3 местах достигали значений 1.3–1.5–2.0 мкг/л, что в 2–4 раза выше средних и медианных значений для воды Байкала в целом.

Отмеченный период — 2020 г. совпадает с многочисленными сейсмическими событиями, происходящими в районе озера Хубсугул, которые менее интенсивно отразились на событиях в Байкале. Такие подвижки были ощутимы для жителей Иркутска. Возможно, что отсутствие более сильных движений в Байкале привели к перемещению и частичному воздействию на придонные железомарганцевые конкреции Байкала, характеризующиеся повышенным содержанием урана в них [18]. Заметные изменения в придонной части Байкала происходили в его наиболее глубинной центральной части, что зафиксировалось в повышении в воде урана, а также других элементов (Th, Nb, Ta, W), характерных для конкреций Байкала. Последнее свидетельствует о том, что во время землетрясений в Прибайкалье уран мог дополнительно поступать в Байкал с водой притоков, а также при разрушении Fe–Mn-конкреций, возможен также и глубинный привнос, что отмечается исследователями в сейсмоактивных регионах России [19].

ИСТОК АНГАРЫ

В истоке Ангары отбор и анализ проб на микроэлементы, в том числе и на определение урана

в воде проводились ежемесячно, иногда чаще, начиная с 1997 г. (рис. 5). За прошедшие годы (2006–2022 гг.) всего выполнено в воде истока 194 анализа. Содержания урана находятся в пределах одного порядка значений — от 0.1 до 0.96 мкг/л, среднее — 0.54 мкг/л, медиана — 0.55 мкг/л. Максимальные концентрации урана в воде истока за весь период исследований отмечены только 3 раза: март 2008 г., январь 2011 г. и февраль 2020 г., когда его содержание увеличивалось почти в 2 раза (рис. 5). Возможно, высокий уровень воды в Байкале, который отмечался в перечисленные годы, способствовал размыву и разрушению берегов Байкала, а соответственно, разрушению и выщелачиванию элементов из вмещающих пород с последующим растворением в воде, выносом их из устьев притоков в Байкал и лишь частичному захоронению на геохимических барьерах. Поскольку течения в Байкале направлены против часовой стрелки и только затем подходят к истоку Ангары, то повышенные значения урана в воде притоков могут фиксироваться и в воде истока, но уже в разбавленном виде — меньшие концентрации. Получается, что исток Ангары фиксируется концентрациями, точнее остатками концентраций в воде, включая повышенные значения в западных притоках Байкала (Анга, Бугульдейка и др.), благодаря течению вдоль берегов против часовой стрелки.

Сильные геодинамические воздействия под воздействием глобальных сил могут приводить к кратковременному раскрытию локальных участков зоны глубинных разломов, поступлению мантийных флюидов в кору, проницаемость которой повышается в результате деструкции литосферы и, принимая во внимание разломно-бло-

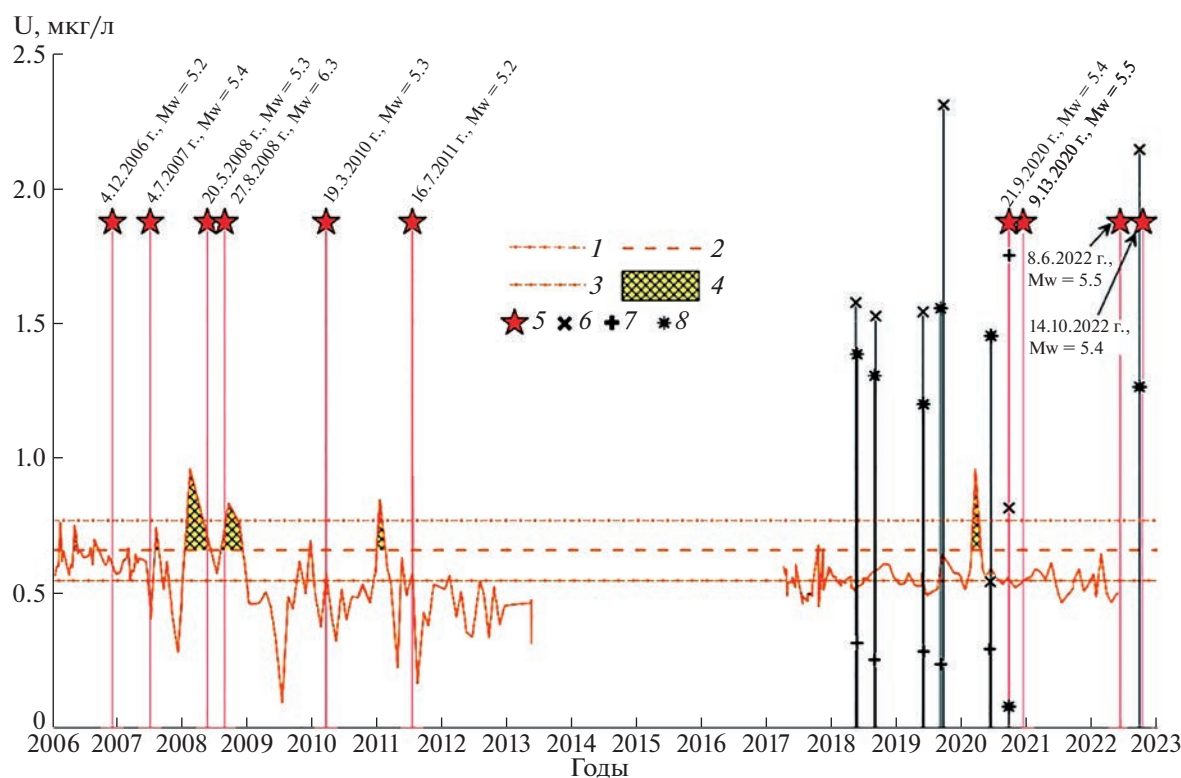


Рис. 5. График распределения значений концентрации U в воде истока Ангары в 2006–2022 гг. 1 — среднее значение; 2 — сигма; 3 — 2 сигмы; 4 — область значений графика, превышающих сигму; 5 — землетрясения с $M_b \geq 5$; значения концентрации в притоках: 6 — р. Анга; 7 — р. Турка; 8 — р. Селенга.

ковую структуру Байкальской рифтовой зоны, способствуют сейсмогеодинамической активизации блоков литосферы. Эти факторы могут приводить к поступлению урана на поверхность по зонам раскрытых разломов.

С учетом этих представлений, приведем результаты анализа изменения концентраций урана в воде Байкала, беря за основу пункт замеров в истоке р. Ангары в соотношении с сейсмическим процессом, на примере сильных землетрясений ($M \geq 5$) в районе озера Байкал (рис. 5).

В 2006 г. было отмечено 3 пика концентрации урана, что может коррелировать с активизацией блоков литосферы в районе центрального Байкала, где произошел ряд умеренных землетрясений. В следующем году в июле были сделаны замеры в притоках Байкала (рис. 3). Были отмечены повышенные значения урана на севере Байкала, где в это время произошло Томпудинское землетрясение 4 июля 2007 г. с $K_p = 14.2$, $M_w = 5.4$, $I_0 = 7-8$. Повышенные значения урана отмечались в притоках Рыты, Анга, Бугульдейка, Святой Нос, Селенга, что может подчеркивать активизацию блоков в центре Байкала. В истоке Ангары максимальное значение было зафиксировано в 8 августа (0.74 мкг/л), коррелирующее с наиболее сильным в районе землетрясением 19 августа с $K_p = 11.7$. В 2008 г. была зафиксирована мак-

симальная концентрация урана в истоке за время наблюдений (0.96 мкг/л). Проба была взята 14 февраля, за три месяца до Максимихинского землетрясения 20 мая 2008 г. с $M_w = 5.3$, $I_0 = 7$ (Центральный Байкал, около 300 км от истока) и за 6 мес до Култукского землетрясения 27 августа с $M_w = 6.3$, $I_0 = 8-9$ (Южный Байкал, около 60 км от истока). В июле концентрация снизилась (0.57 мкг/л), а в сентябре и ноябре повысилась до максимальных значений (0.83 и 0.75 мкг/л). Максимальные значения, зафиксированные в 2008 г., превышают 2 сигмы, что статистически свидетельствует о связи повышенных концентраций урана в воде с Култукским землетрясением, сильнейшим за исследуемый период в районе озера Байкал, а возможно и с Максимихинским землетрясением.

В следующем, 2009 г. сейсмическая активность значительно снизилась, сильных землетрясений в регионе не происходило. Уровень концентрации урана в истоке значительно уменьшился, большую часть года был ниже среднего значения. Лишь в конце года был небольшой всплеск (0.69 мкг/л), за два месяца до землетрясения, зарегистрированного в Южном Байкале к востоку от бухты Песчаной. Несмотря на умеренный энергетический уровень, оно отчетливо ощущалось на территории Южного Прибайкалья.

В 2010 г. уровень концентрации урана был ниже среднего значения. Следующий пик (0.84 мкг/л), превышающий 2 сигмы, был зафиксирован в начале января 2011 г., за 6 мес до сильного Туркинского землетрясения 16 июля с $K_p = 14.5$, $M_w = 5.2$, $I_0 = 7-8$ (Центральное Прибайкалье, более 250 км от истока). Вероятно, это свидетельствовало о геодинамической активизации блоков литосферы в центральном Байкале, где также произошел ряд умеренных землетрясений и увеличилась общая сейсмическая активность. В следующий период времени до середины 2013 г. уровень концентрации урана значительно понижается, опустившись ниже средних значений. Сильных землетрясений в этот период не произошло.

С мая 2013 г. до апреля 2017 г. мониторинговые наблюдения не проводились. С апреля 2017 г. до марта 2020 г. уровень концентрации урана в воде истока р. Ангары фиксировался в районе среднего уровня с небольшими флуктуациями. Сильных землетрясений в исследуемом районе не происходило. Пик концентрации урана в истоке р. Ангара был зафиксирован 17 марта 2020 г. за 6 мес до Быстринского землетрясения с $M_w = 5.4$ (100 км от истока) и за 9 мес до Кударинского землетрясения 9 декабря с $M_w = 5.5$ (130 км от истока). С 2018 г. раз в полгода стали проводиться измерения на притоках Байкала. На рис. 3 показаны высокие значения концентрации урана в притоках и глубинной воде в районе центра Байкала, свидетельствующие о сейсмогеодинамической активизации блоков литосферы с последующей реализацией Кударинским землетрясением. В 2022 г. максимальные значения концентрации урана были зафиксированы в притоках рек Анга и Селенга за полмесяца до второго Голоустенского землетрясения 14 октября с $M_w = 5.4$.

Полученные результаты позволяют заключить, что со всеми сильными землетрясениями ($M \geq 5$), произошедшими в районе Южного и Центрального Байкала, связаны значимые увеличения концентрации урана в воде Байкала. В отдельных случаях это подтверждено и для севера Байкала. Причем повышения уровня концентрации происходили за несколько месяцев до события (в трактовке изложенных выше представлений это свидетельствует о сейсмогеодинамической активизации блоков литосферы, которая приводит к реализации сильных землетрясений). В ряде случаев наблюдалось увеличение концентрации непосредственно перед землетрясением и сразу после него (несколько дней), но учитывая большие перерывы между наблюдениями, это зафиксировать удавалось не всегда.

Таким образом, можно утверждать, что стабильные содержания урана в воде Байкала и его стока Ангара поддерживаются как его поступлением с глубинной водой во время частых сейсмо-

геодинамических активизаций блоков литосферы, так и дополнительным выщелачиванием из ураносодержащих вмещающих Байкал пород и рудопроявлений. Достоверность этой связи подтверждена статистически — всем значимым максимумам урана в воде Байкальской экосистемы соответствуют сильные сейсмогеодинамические воздействия. Проведенные исследования показали, что состояние воды Байкала зависит не только от состава вмещающих пород, но и от природных катаклизмов. В связи с этим необходимо продолжение постоянных геохимических и сейсмогеодинамических исследований в мониторинговом режиме в Байкальской экосистеме.

Сравнительный анализ распределения концентраций урана в воде в сопряженных компонентах Байкальской экосистемы позволил выявить различия в концентрациях между подземными водами вокруг Байкала и водой устьев притоков, при этом установить близкие концентрации урана в глубинной и поверхностной воде Байкала с его единственным стоком — водой реки Ангара. На фоне отмеченных различий отчетливо просматривается возможность дополнительного поступления в Байкал и его обновления глубинной (ювенильной) воды при многочисленных землетрясениях в Байкальской рифтовой зоне.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнялась при поддержке РФФИ (гранты № 17-29-05022, РФФИ и МОН РСМ № 20-55-44011 и в рамках государственного задания ИГХ СО РАН № 0284-2021-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ключевский А.В., Гребенищикова В.И., Кузьмин М.И., Демьянович В.М., Ключевская А.А. О связи сильных геодинамических воздействий с повышением содержания ртути в воде истока р. Ангара // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 2. С. 293–311.
2. Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Зарубина О.В., Брянский Н.В. Геохимия щелочных сиенитов Будунского массива и особенности их петрогенезиса (о. Ольхон) // ДАН. 2016. Т. 469. (3). С. 336–343.
3. Sklyarov E.V., Sklyarova O.A., Lavrenchuk A.V., Menshagin Yu.V. Natural pollutants of Northern Lake Baikal // Environmental Earth Sciences. 2015. V. 74. P. 2143–2155.
4. Гребенищикова В.И., Носков Д.А., Герасимов Н.С. Геохимия и условия формирования Ангаро-Витимского гранитоидного батолита, Прибайкалье // Вестник ИрГТУ. 2009. № 3. С. 24–30.
5. Шимараев М.Н., Троицкая Е.С., Блинов В.В., Иванов В.Г., Гнатовский Р.Ю. Об апвеллингах в озере Байкал // ДАН. 2012. Т. 442. № 5. С. 696–700.
6. Диденков Ю.Н., Бычинский В.А., Ломоносов И.С. О возможности существования эндогенного источника пресных вод в рифтовых геодинамических

- ских условиях // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1114–1118.
7. Диденков Ю.Н., Проскурякова З.В., Хаустов В.В., Мартынова М.А. Рифтогенное единство ультрапресных вод и углеводородов Байкальского региона // Сборник материалов четвертой Всероссийской научной конференции с международным участием “Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами”. Улан-Удэ: Бурятский научный центр Сибири СО РАН. 2020. С. 327–330.
 8. Troitskaya E., Budnev N., Shimaraev M. Changes in the Heat Content of Water Column in the Slope Area of the Southern Basin of Lake Baikal in the 21st Century // Water. 2022. V. 14. № 348.
 9. Блинов В.В., Гранин Н.Г., Мизандронцев И.Б., Гнатковский Р.Ю., Жданов А.А. Сезонные изменения вертикальной структуры водной толщи пелагиали Южного Байкала // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. Вып. № 3. С. 285–295.
 10. Grebenshchikova V.I., Kuzmin M.I., Suslova M.Yu. Long-term cyclicity of trace element in the Baikal aquatic ecosystem (Russia) // Environmental Monitoring and Assessment. 2021. V. 193. Art. 260.
 11. Skuzovatov S.Yu., Belozerova O.Yu., Vasil'eva I.E., Zarubina O.V., Kaneva E.V., Sokolnikova Yu.V., Chubarov V.M., Shabanova E.V. Centre of Isotopic and Geochemical Research (IGC SB RAS): Current State of Micro- and Macroanalysis // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13. № 2. Art. 0585.
 12. ГН 2.1.5.2280-07 Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования: Гигиенические нормативы. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2008. 11 с.
 13. Рихванов Л.П., Страховенко В.Д., Смирнов С.З., Литасов Ю.Д., Кулинич Е.А. Уникальный минерал надгруппы пирохлора из Прибайкалья (дополнение его первого описания, сделанного В.И. Вернадским) // Записки Российского минералогического общества. 2018. Т. 147. № 6. С. 75–89.
 14. Alexeeva L.P., Alexeev S.V., Sholokhov P.A., Kononov A.M. Monitoring of Groundwater Quality in Listvyanka Settlement (Southwest Coast of Lake Baikal) // Geodynamics & Tectonophysics. 2023. № 14. Т. 2. Art. 0697.
 15. Рампилов М.О., Punн Г.С. Редкометалльная минерализация альбитовых гранитов Западного Забайкалья. // Литосфера. 2019. Т. 19. № 4. С. 598–614.
 16. Склярова О.А. Распределение микроэлементов в водной толще среднего Байкала // География и природные ресурсы. 2011. № 1. С. 53–59.
 17. Гребенщикова В.И., Кузьмин М.И. Циклически-волновой характер распределения химических элементов в воде истока р. Ангара (сток Байкала) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 199–206.
 18. Батурун Г.Н. Распределение элементов в железомарганцевых конкрециях морей и озер // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 5. С. 404–417.
 19. Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Orgilyanov A.I., Kovalenko S.N., Seminsky A.K., Popov E.P., Chebykin E.P. Hydrogeochemical zoning of uranium isotopes ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) in the Southern Siberian paleocontinent: the role of the South Baikal reservoir in the groundwater formation // Geodynamics & Tectonophysics 2020. V. 11. № 3. P. 632–650.

URANIUM IN THE WATER OF THE BAIKAL ECOSYSTEM

V. I. Grebenshchikova^{a, #}, Academician of the RAS M. I. Kuzmin^a, and V. M. Demjanovich^b

^aVinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^bInstitute of the Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

[#]E-mail: vgreb@igc.irk.ru

The analysis of distribution of uranium concentrations in the water of conjugated components of Baikal ecosystem in the water of Baikal, tributaries, Angara headwaters and in underground water from the wells on Olkhon island and in south-western coastal part of Baikal has been carried out. The significant differences of the maximum uranium contents in the ground water of the Baikal and its inflows and the close average and median values of the element in the water of the Baikal and the Angara River flowing into it were determined. The data on uranium distribution fix the influence of geological and geochemical peculiarities of the structure of the Baikal ecosystem and its surroundings and the climatic and catastrophic (earthquakes, seismogeodynamic activation etc.) events which take place in the region. An analysis of changes in the concentration of uranium in the water of Lake Baikal in relation to the seismic process was carried out on the example of strong earthquakes ($M \geq 5$) in the region of Lake Baikal.

Keywords: uranium, water, Baikal, tributaries, wells, Angara source