

Том 516, Номер 2

ISSN 2686-7397

Июнь 2024



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 516, номер 2, 2024

ГЕОЛОГИЯ

Рельеф, аномальное магнитное поле и строение осадочного чехла в районе сочленения трога Кинг и Азоро-Бискайского поднятия (Северная Атлантика)

*С. Г. Сколотнев, А. А. Пейве, К. О. Добролюбова, А. Н. Иваненко, И. С. Патина,
В. А. Боголюбский, В. Н. Добролюбов, И. А. Веклич, С. А. Докашенко, В. Л. Любинецкий, И. А. Ильин* 499

ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

О корректном учёте капиллярных сил при моделировании процессов нефтевытеснения при заводнении продуктивных пластов

А. М. Свалов 507

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Новые данные по изотопному U–Pb-возрасту циркона (метод LA-ICP-MS) из интрузивных пород скарнового молибден-медно-золотого месторождения Куру-Тегерек (срединный Тянь-Шань, Киргизстан)

С. Г. Соловьев, С. Г. Кряжев, Д. В. Семенова, Ю. А. Калинин, академик РАН Н. С. Бортников 512

ГЕОХИМИЯ

Вторичные минеральные ресурсы в подотвальных водах Южного Урала

Р. Ф. Абдрахманов, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков 525

ПЕТРОЛОГИЯ

Пикродолеритовые дайки бассейна р. Нарын: возраст, состав и положение в геологической истории юго-восточной Тувы

Академик РАН В. В. Ярмолюк, А. М. Козловский, У. А. Мороз, А. В. Никифоров 531

Состав и термохронология щелочных гранитов Ингурского массива: к проблеме выявления факторов, способствовавших образованию редкометальной минерализации в щелочных гранитах западного Забайкалья

Д. А. Лыхин, академик РАН В. В. Ярмолюк, А. А. Воронцов, Л. О. Магазина 543

Температуры кристаллизации коматиитовых базальтов ветреного пояса, Карелия по данным распределения алюминия между оливином и хромитом

*Е. В. Асафов, А. Н. Кошлякова, академик РАН А. В. Соболев, Д. П. Тобелко,
Н. Н. Кошлякова, С. В. Межеловская* 558

Первая находка даек палеопротерозойских айллицитов в Сарматии: геохимия и петрогенезис

*К. А. Савко, член-корреспондент РАН А. В. Самсонов,
С. В. Цыбуляев, Н. С. Базиков, Е. Х. Кориш, Р. А. Терентьев* 566

МИНЕРАЛОГИЯ

Источники неогеновых редкометалльно-титановых россыпей северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины: первые результаты U–Pb геохронологических исследований детритового циркона

А. В. Чефранова, К. Г. Ерофеева, А. С. Дубенский 576

Признаки участия микроорганизмов в формировании нодулярного монацита (куларита), Республика Саха (Якутия), Россия

*С. М. Жмодик, академик РАН А. Ю. Розанов, Е. В. Лазарева, П. О. Иванов,
Д. К. Белянин, Н. С. Карманов, В. А. Пономарчук, Б. Ю. Сарыг-оол, Е. А. Жегалло,
О. С. Самылина, Т. Н. Мороз* 582

Рее минерализация в щелочных риолитах Печальнинского рудного поля (северо-восток России)

А. В. Григорьева, член-корреспондент РАН А. В. Волков, Н. В. Сидорова

593

ВУЛКАНОЛОГИЯ

Роль задугового бассейна в формировании гетерогенности слэба и происхождении вулканизма Курило-Камчатской островной дуги

О. В. Бергаль-Кувикас, академик РАН Е. И. Гордеев, член-корреспондент РАН И. Ю. Кулаков

600

ГЕОДИНАМИКА

Высококалийный юрско-меловой вулканизм Нерчинской впадины Восточного Забайкалья и его геодинамическая природа

А. А. Воронцов, Е. Н. Федерягина, С. И. Дриль, С. А. Сасим, А. В. Травин, А. Е. Будяк

606

Литосфера северо-восточной части протократона Сарматия по новым сейсмологическим данным

Академик РАН В. В. Адушкин, А. Г. Гоев, Ю. А. Виноградов, А. В. Шаповалов

616

ГЕОФИЗИКА

Математическое и экспериментальное моделирование кинетики диссоциации гидрата метана в мерзлых породах при снижении внешнего давления

М. М. Рамазанов, Н. С. Булгакова, академик РАН Л. И. Лобковский, Е. М. Чувиллин, Д. А. Давлетишина, Н. Е. Шахова

622

Фазовый сдвиг между глобальной приповерхностной температурой и содержанием CO₂ в атмосфере по расчётам с ансамблем моделей CMIP6

К. Е. Мuryшев, А. В. Елисеев, академик РАН И. И. Мохов, А. В. Тимажеев, Г. П. Климович

632

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Нагружающее воздействие атмосферы на гидросферу

Академик РАН Г. И. Долгих, М. А. Болсуновский

640

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Изменение климатологической границы многолетней мерзлоты в Большеземельской тундре при различных сценариях изменения климата в XXI веке

Г. А. Александров, А. С. Гинзбург, М. Л. Гитарский, А. В. Чернокульский, академик РАН В. А. Семенов

649

ГЕОБИОЛОГИЯ

Необычная разновидность геофагии — поедание каменного угля снежными баранами в горах Забайкалья

А. М. Паничев, Н. В. Барановская, И. Ю. Чекрыжов, В. В. Иванов, А. Н. Цяцка

655

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Опыт применения вероятностных подходов при прогнозировании уровненного режима реки Мармарик

А. Э. Сумачев, Е. В. Гайдукова, В. Г. Маргарян, А. М. Седракан

662

CONTENTS

Vol. 516, no. 2, 2024

GEOLOGY

Ocean Floor Structure in the Junction Area of the King Trough
and the Azores-Biscay Rise (North Atlantic)

*S. G. Skolotnev, A. A. Peyve, K. O. Dobrolyubova, A. N. Ivanenko, I. S. Patina,
V. A. Bogolyubskiy, V. N. Dobrolyubov, I. A. Veklich, S. A. Dokashenko, V. L. Lyubnetskiy, I. A. Ilyin* 499

GEOLOGY OF OIL AND GAS

On Correct Accounting of Capillary Forces when Simulating Oil Displacement Processes
when Flooding Productive Formations

A. M. Svalov 507

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

New Data on Isotopic U-Pb Age (LA-ICP-MS Method) of Zircon from Intrusive Rocks
of the Kuru-Tegerek Gold-Copper-Molybdenum Skarn Deposit (Middle Tien Shan, Kyrgyzstan)

S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, D. V. Semenova, Y. A. Kalinin, Academician of the RAS N. S. Bortnikov 512

GEOCHEMISTRY

Secondary Mineral Resources in the Dump Waters of the Southern Urals

R. F. Abdrakhmanov, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov 525

PETROLOGY

Picritic Dolerite Dikes of the Naryn River: Age, Composition and Position
in the Geological History of the Southeastern Tuva (Central Asian Orogenic Belt)

Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk, A. M. Kozlovsky, U. A. Moroz, A. V. Nikiforov 531

Composition and Thermochronology of Alkaline Granites of Ingur Massif:
to Problem of Detection of Factors Contributing to Formation
of Rare-Metal Mineralization in Alkaline Granites of Western Transbaikalia

D. A. Lykhin, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk, A. A. Vorontsov, L. O. Magazina 543

Crystallization Temperatures of Vetrety Belt Komatiitic Bas-Alts, Karelia,
Based on Partition of Alumina Between Olivine and Chromite

*E. V. Asafov, A. N. Koshlyakova, Academician of the RAS A. V. Sobolev,
D. P. Tobelko, N. N. Koshlyakova, S. V. Mezhelovskaya* 558

The First Discovery of the Paleoproterozoic Aillikite Dykes in Sarmatia:
Geochemistry and Petrogenesis

*K. A. Savko, Corresponding Member of the RAS A. V. Samsonov,
S. V. Tsybulyaev, N. S. Bazikov, E. H. Korish, R. A. Terentiev* 566

MINERALOGY

Sources of Neogene Rare Metal-Titanium Placers of the North-Eastern Side
of the Dnieper-Donetsk Basin: First Results of U-Pb Geochronological Studies of Detrital Zircon

A. V. Chefranova, K. G. Erofeeva, A. S. Dubenskiy 576

Characters of Participation of Microorganisms in the Formation of Nodular Monazite (Kularite),
Sakha (Yakutia) Republic, Russia

*C. M. Zhmodik, Academician of the RAS A. Yu. Rozanov, E. V. Lazareva, P. O. Ivanov, D. K. Belyanin,
N. S. Karmanov, V. A. Ponomarchuk, B. Yu. Saryg-ool, E. A. Zhegallo, O. S. Samylina, T. N. Moroz* 582

Ree Mineralization in Alkaline Rhyolites of the Pechalninsky Ore Field (North-East Of Russia)

A. V. Grigorieva, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences A. V. Volkov, N. V. Sidorova 593

VOLCANOLOGY

The Role of the Back-Arc Basin in Forming Slab Heterogeneity
and Generating Volcanism in the Kuril-Kamchatka Island Arc

*O. V. Bergal-Kuvikas, Academician of the RAS E. I. Gordeev,
Corresponding Member of the RAS I. Yu. Koulakov*

600

GEODYNAMICS

Jurassic-Cretaceous High-Potassic Volcanism of the Nerchinsk Depression
in Eastern Transbaikalia and Its Geodynamic Nature

A. A. Vorontsov, E. N. Federyagina, S. I. Dril, S. A. Sasim, A. V. Travin, A. E. Budyak

606

Lithospheric Structure of the Sarmatia North-Eastern Part Based on New Seismological Data

Academician of the RAS V. V. Adushkin, A. G. Goev, Yu. A. Vinogradov, A. V. Shapovalov

616

GEOPHYSICS

Dissociation Kinetics of Methane Hydrate in Frozen Rocks at Decreasing External Pressure:
Mathematical and Laboratory Modeling

*Mukamay Ramazanov, Natalia Bulgakova, Academician of the RAS Leopold Lobkovsky,
Evgeny Chuvilin, Dinara Davletshina, Natalia Shakhova*

622

The Phase Shift Between the Global Surface Temperature and the CO₂
Content in the Atmosphere according to Simulations with an Ensemble of CMIP6 Models

K. E. Muryshev, A. V. Eliseev, Academician of the RAS I. I. Mokhov, A. V. Timazhev, G. P. Klimovich

632

PHYSICS OF THE ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE

The Loading Effect of the Atmosphere to the Hydrosphere

Academician of the RAS G. I. Dolgikh, M. A. Bolsunovskii

640

CLIMATIC PROCESSES

Permafrost Boundary Change in the Bolshezemelskaya Tundra under Different Scenarios
of Climate Change in the XXI Century

G. A. Alexandrov, A. S. Ginzburg, M. L. Gytarsky, A. V. Chernokulsky, Academician of the RAS V. A. Semenov

649

GEOBIOLOGY

An Unusual Variety of Geophagy – Snow Sheep Coal Consumption in the Transbaikalian Mountains

A. M. Panichev, N. V. Baranovskaya, I. Yu. Chekrizhov, V. V. Ivanov, A. N. Tsatska

655

PROBLEMS OF LAND WATERS

Experience in Applying Probabilistic Approaches in Predicting the Level Regime of the Marmarik River

A. E. Sumachev, E. V. Gaidukova, V. G. Margaryan, A. M. Sedrakan

662

УДК 551.242

РЕЛЬЕФ, АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В РАЙОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТРОГА КИНГ И АЗОРО-БИСКАЙСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2024 г. С. Г. Сколотнев^{1,*}, А. А. Пейве¹, К. О. Добролюбова¹, А. Н. Иваненко²,
И. С. Пати́на¹, В. А. Боголюбовский¹, В. Н. Добролюбов¹, И. А. Веклич², С. А. Докашенко¹,
В. Л. Любинецкий², И. А. Ильин¹

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 01.02.2024 г.

Поступило 01.02.2024 г.

После доработки 08.02.2024 г.

Принято к публикации 09.02.2024 г.

В работе, основанной на геолого-геофизических материалах, полученных в 55 рейсе НИС “Академик Николай Страхов” рассматривается строение трога Кинг и его ближайшего окружения (мезоструктурный кластер Кинг), расположенных на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике. По результатам батиметрического картирования в пределах юго-восточной части трога Кинг выделено шесть провинций, каждая из которых имеет свой морфоструктурный облик, сформировавшийся в результате многостадийных тектонических и вулканических процессов, чередующихся и сопряжённых друг с другом по времени. По данным сейсмоакустического профилирования выявлены три основных типа сейсмофаций: а) пелагические комплексы; б) отложения турбидитовых потоков; в) хаотические фации гравитационного генезиса. Показано, что аномальное магнитное поле полигона представляет собой суперпозицию линейных и изометричных аномалий. Первые образовались при формировании океанической коры в осевой зоне спрединга. Вторые связаны с вулканическими массивами, сформировавшимися во внутриплитных условиях. Полученные данные подтверждают предположения о том, что образованию трога Кинг предшествовало формирование протяжённого сводового поднятия, которое стало ареной интенсивного внутриплитного вулканизма, интенсивность которого возростала с юго-востока на северо-запад. За этим последовало проседания осевой части поднятия с образованием трога Кинг и впадин Пик и Фрин.

Ключевые слова: Северная Атлантика, Срединно-Атлантический хребет, сейсмофации, турбидитовые потоки, мезоструктурный кластер Кинг, Азоро-Бискайское поднятие, впадина Пик, впадина Фрин, хребет Палмер

DOI: 10.31857/S2686739724060015

Фланги Срединно-Атлантического хребта (САХ), занимающие огромные площади, системно не изучены и представления об их строении и развитии базируются на экстраполяции процессов, явлений и факторов, установленных при изучении тектоники и магматизма осевой зоны спрединга, дополненных данными спутниковой альтиметрии. Исходя из теоретических представлений тектоники литосферных плит, считается, что фланговые области САХ

являются тектонически и магматически пассивными, за исключением тех участков, где происходят процессы, связанные с подъёмом глубинных мантийных плюмов, ведущие к формированию новых магматических и тектонических структур за пределами осевой зоны спрединга. В то же время известны крупные участки океанического дна, для которых проявление плюмовой активности не очевидно, а процессы структурообразования в их пределах происходят при преобладании тектонических процессов. Одним из таких регионов является восточный фланг САХ в Северной Атлантике, где сформировался кластер мезоструктур, состоящий из трога Кинг, впадин Пик и Фрин с разделяющим их хребтом Палмер, и плато Гнищевича (рис. 1). Этот

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Шишова Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: sg_skol@mail.ru

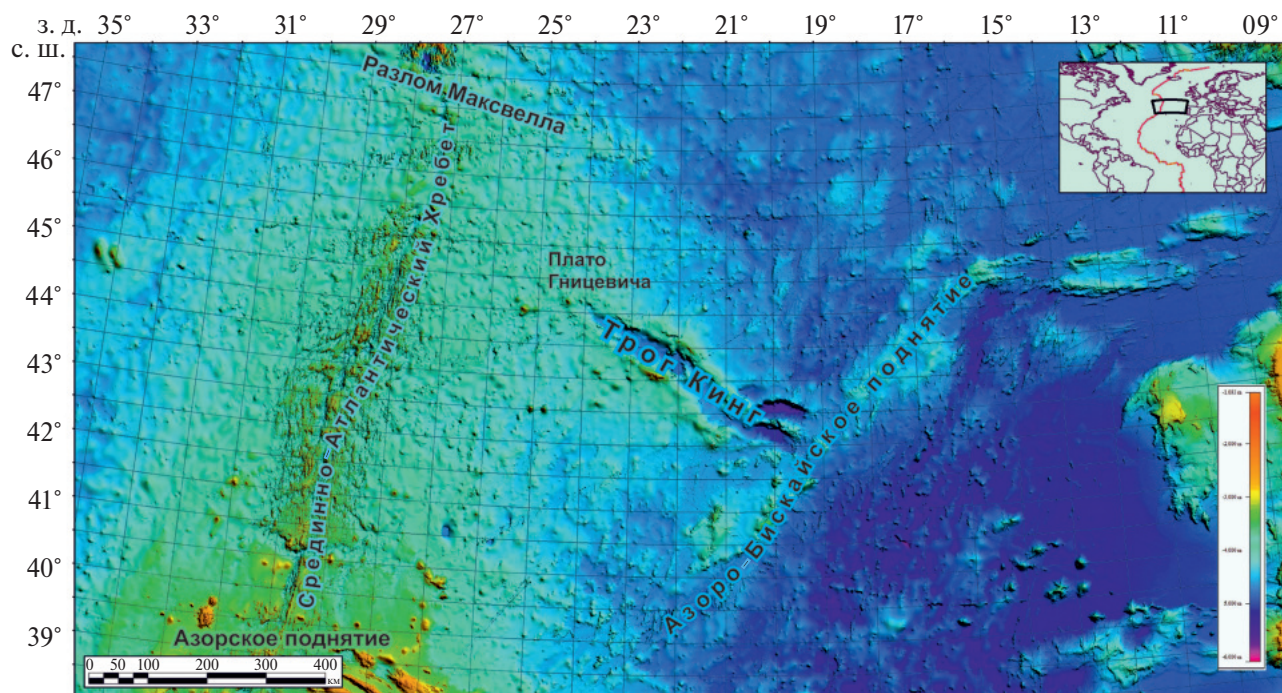


Рис. 1. Положение района работ 55-го рейса АНС (чёрный многоугольник на врезке – полигон Кинг).

мезоструктурный кластер расположен в своего рода уникальном регионе Северной Атлантики: с северо-запада он ограничен крупной приосевой возвышенностью САХ, с юго-востока — Азоро-Бискайским линейным поднятием, простирающимся в юго-западных румбах в направлении Азорского поднятия, сформировавшегося в результате подъёма плюма глубинной мантии (см. рис. 1).

Трог Кинг протяжённостью 450 км имеет юго-восточное простирание. Он включает несколько эшелонированных впадин, на флангах которых развиты субпараллельные им цепочки подводных гор разной морфологии [1]. В этом районе ранее проводились геологические исследования [2–10], но их недостаточно для построения убедительной модели формирования трога Кинг и его окружения, что в принципе невозможно без детального картирования дна многолучевым эхолотом.

Существует несколько моделей образования мезоструктурного кластера Кинг. Согласно одной из них, в период 56–21 млн лет сформировался асейсмичный хребет в результате подъёма плюма глубинной мантии, достигавший около 32 млн лет назад глубины около 2 км [4, 11]. Подъём сопровождался интенсивным магматизмом вдоль его южного фланга с формированием

горы Антиальтаир. В период 20–16 млн лет осевая зона хребта опустилась на 2–4 км. Другие гипотезы связывают трог Кинг с древней межплитной границей сдвигового типа [12, 13].

В 2023 г. Геологическим институтом РАН был организован и проведён 55-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” (АНС) в Северной Атлантике (см. рис. 1). Сбор данных о рельефе и осадочном чехле океанического дна во время рейса осуществлялся одновременно глубоководным многолучевым эхолотом SeaBat 7150, профилографами EdgeTech 3300 и Parasound DS Sub-Bottom profiler P-35. Данные о магнитном поле регистрировались магнитометром Geometrics G882. Обработка данных гидромагнитной съёмки выполнялась с помощью программы MATROS-IV. Сбор каменного материала проводился драгированием.

По результатам батиметрической съёмки в пределах изученного полигона нами было выделено шесть морфоструктурных провинций. Три из них представляют непосредственно трог Кинг и сопряжённые с ним структуры. Это провинции: юго-восточных впадин, юго-восточного окончания трога Кинг и центральной части трога Кинг. Три другие характеризуют морфологию структур, обрамляющих трог Кинг: фланговых

Таблица 1. Успешные станции драгирования 55-го рейса АНС на полигоне Кинг

№ станции	широта северная	долгота западная	интервал глубин, м	состав и вес (даны без учёта осадков и материала ледового разноса)	вес, кг
S5507	43.20°	19.86°	4660–4550	ультрабазиты 35%, габбро 25%, базальтовые осадочные брекчии, гиалокластиты и базальты 40%	50
S5509	42.72°	19.85°	5000–4910	базальты 100%	30
S5510	42.73°	19.85°	4750–4600	базальты 100%	5
S5511	42.60°	20.16°	4400–3660	базальты 30%, глинистые известняки 70%	7
S5513	43.28°	20.72°	3650–3600	базальтовые и гиалокластитовые осадочные брекчии и базальты 90%, известняки 10%	150
S5516	42.69°	21.14°	2500–2160	базальтовая брекчия 96%, Fe–Mn-корки и конкреция 4%	5

структур САХ, юго-восточная и центрального сегмента Азоро-Бискайского поднятия (рис. 2).

Провинция фланговых структур САХ располагается в северо-восточной части полигона. С юга

провинция ограничена впадиной Пик и впадиной, которую в данной статье мы будем называть Восточной, а в юго-восточной части – вулканическими структурами Азоро-Бискайского

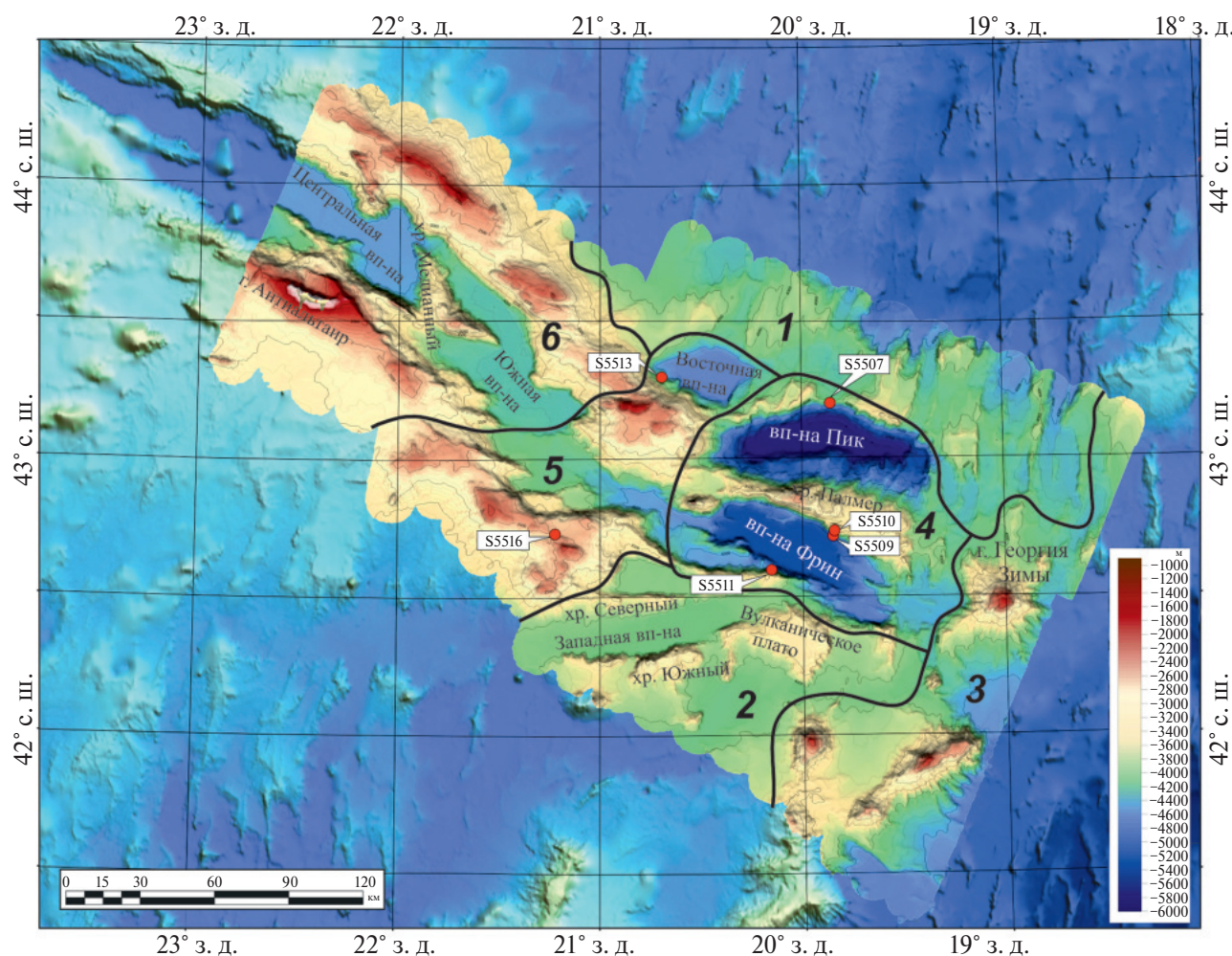


Рис. 2. Схема морфоструктурных провинций. Цифрами обозначены провинции: 1) фланговых структур САХ; 2) юго-восточная; 3) центрального сегмента Азоро-Бискайского поднятия; 4) юго-восточных впадин; 5) юго-восточного окончания трога Кинг; 6) центральной части трога Кинг. Чёрные линии – границы между провинциями. Красные круги – результирующие станции драгирования 55-го рейса АНС. В нижнем правом углу – шкала глубин.

поднятия. В её пределах преобладает грядовый рельеф, типичный для флангов САХ. Для данной провинции характерно плавное общее понижение рельефа в северном направлении от северной кромки впадины Пик.

Юго-восточная провинция с севера ограничена впадиной Фрин, на северо-востоке — Азоро-Бискайским поднятием, а с запада — структурами южного фланга трога Кинг. Эта провинция относительно оси трога Кинг расположена симметрично по отношению к предыдущей провинции, однако в её пределах не встречается типичных фланговых структур САХ. Здесь имеются плато, хребты, равнины, впадины. Эта провинция приподнята относительно провинции фланговых структур САХ не менее чем на 300 м. Наиболее примечательный структурный ансамбль представлен широкой субширотной впадиной, которую в данной статье мы будем называть Западной и двумя окаймляющими её куэстообразными хребтами: Северным и Южным. Впадина Западная в соответствии с характером рельефа дна к западу от полигона [13], вероятно является фрагментом долины палеотрансформы, который обрывается впадиной Фрин. Куэстообразная форма хребтов свидетельствует о том, что вулканические хребты были преобразованы последующими тектоническими процессами.

Провинция центрального сегмента Азоро-Бискайского поднятия охватывает южные и юго-восточные районы полигона. Она образована отдельными крупными конусовидными вулканическими постройками и хребтами. Крупнейшей структурой является подводная гора Георгия Зимы. Её высота 2300 м. В пределах провинции имеется ещё несколько более мелких конусовидных построек.

Провинция юго-восточных впадин включает в себя впадины Пик и Фрин и разделяющий их хребет Палмер. Впадина Пик протягивается на 120 км. Её простираие изменчиво: западная часть ориентирована по азимуту 75°, а восточная — по азимуту 110°. Борта впадины сильно отличаются по морфологии. Северный борт характеризуется крутыми склонами. Восточная часть северного борта венчается узким гребнем, протягивающимся вдоль борта, длиной 85 км. Впадины Пик и Фрин и хребет Палмер несут в себе унаследованные черты рельефа флангов САХ, анализ которых позволяет предположить, что в данном районе сформировалось куполовидное или сводовое поднятие фланговых структур САХ, на месте которого в дальнейшем произошло опускание с формированием двух впадин.

При этом разделяющий их хребет Палмер, представляет собой, тектонический останец этого поднятия.

Провинция юго-восточного окончания трога Кинг включает в себя наиболее узкую часть трога Кинг, переходящую во впадину Фрин, горные массивы, находящиеся на обоих флангах трога Кинг, и впадину, примыкающую к северному флангу, которую в данной статье мы будем называть Восточной. Трог Кинг в этой провинции состоит из двух впадин. Граница между впадинами образована серией ступеней. Борта обеих впадин и в плане, и в разрезе имеют сложную морфологию вследствие того, что во впадины заходят отроги фланговых массивов.

В провинцию центральной части трога Кинг входят ряд впадин и структуры на его флангах. Изученные в рейсе впадины Южная и Центральная разделены поперечными нарушениями, к которым приурочен крупный Медианный хребет. Борта впадин имеют различное строение на разных участках: либо крутые (крутизна 15–20°) ровные и прямолинейные, либо ступенчатые с террасами разной ширины, либо извилистые. Медианный хребет, возникший на границе двух впадин, разделён на две части. Южная часть хребта простирается по азимуту 110°, а северная — 360°. Он имеет вулканическую природу, на что указывает базальтовый состав пород, драгированных с его склонов [9].

По данным сейсмоакустического профилирования непрерывные осадочные горизонты присутствуют во впадинах трога Кинг, Фрин и Пик, в Восточной впадине, а также на равнинах и плато, окружающих перечисленные структуры. Осадочный чехол широко распространён также в понижениях рельефа в провинции фланговых структур САХ. На остальной площади полигона осадочные образования распространены фрагментарно, в силу чего невозможно произвести возрастную привязку горизонтов разных частей полигона. По данным непрерывного сейсмопрофилирования в осадочном разрезе трога Кинг выделяется верхний сейсмокомплекс плиоцен-голоценового возраста мощностью 50–100 м [10]. Слоистая толща, изученная в 55-м рейсе АНС входит в состав этого сейсмокомплекса, который интерпретируется как отложения ледниковых и межледниковых эпох [11].

Видимая мощность осадочного чехла во впадине Пик достигает 150 м. Осадки могут быть разделены на два комплекса. Мощности комплексов максимальны в осевой части и уменьшаются к бортам (рис. 3). Эта особенность

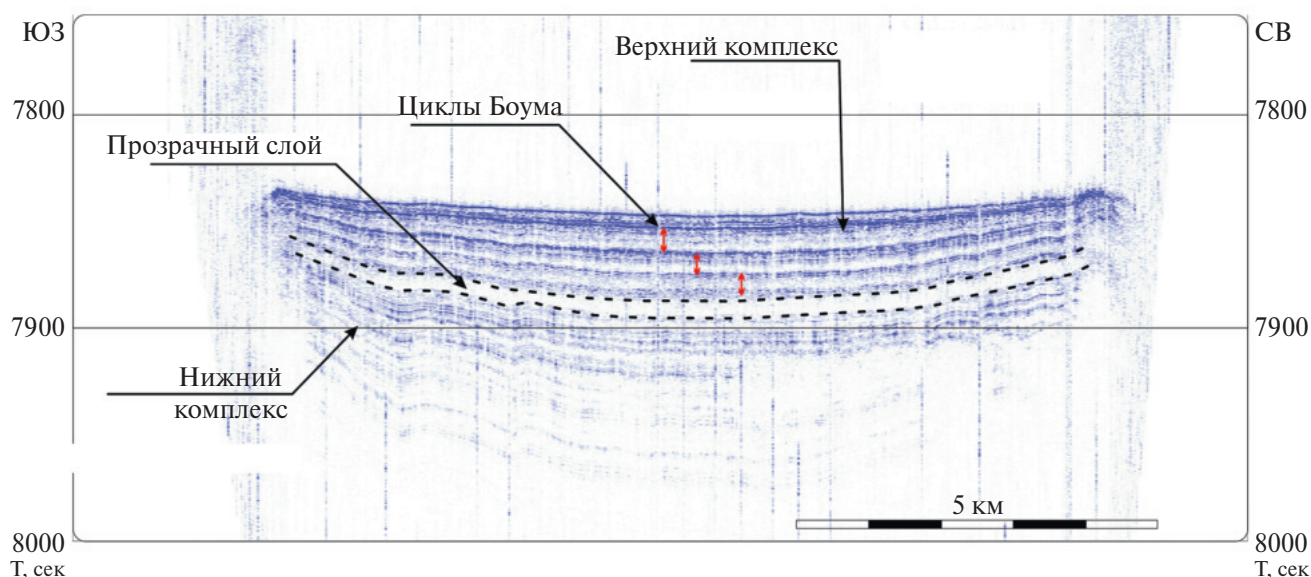


Рис. 3. Разрез верхней части осадочного чехла во впадине Пик.

свидетельствует о конседиментационном осадконакоплении во впадине и её продолжающемся погружении с постепенным уменьшением скорости погружения. Верхние 50 метров разреза характеризуются чётко выраженной циклическостью осадконакопления. Она проявлена в виде нескольких (до 4) интервалов постепенного перехода от прозрачных хаотических отражений, соответствующих быстрому осадконакоплению к ярким протяжённым горизонтам конденсированного разреза. По всей видимости данные отложения были сформированы турбидитовыми потоками, периодически сходящими с бортов впадины и отражают циклы Боума. Впадина Фрин имеет похожее строение осадочного разреза.

Коренные породы, слагающие структуры трога Кинг, впадины Пик и Фрин, а также хребет Палмер, ранее были получены в ходе нескольких экспедиций [3, 6, 9, 10, 15]. Среди них резко преобладают базальты, распространённые во всех структурах и на разных глубинных уровнях. В то же время встречаются серпентинизированные ультраосновные породы и габброиды, при этом наиболее часто на хребте Палмер. Химические и петрографические данные показали, что базальты имеют щелочной характер, что по мнению [3, 15] свидетельствует о том, что базальты изливались во внутриплитных условиях.

Нами были опробованы борты впадин Пик (станция S5507) и Фрин (станции S5509, S5510), хребет Северный (станция S5511),

надстраивающий южный борт впадины Фрин, и вулканические постройки центрально типа, сформировавшиеся на флангах юго-восточного окончания трога Кинг (станции S5513, S5516). Данные о драгировках даны в табл. 1.

Преобладающими породами являются базальты. Базальты из впадин Пик и Фрин близки к таковым, широко развитым в осевой и гребневой зонах САХ: имеют элементы подушечной отдельности и зоны закалочного стекла. На северном борту впадины Пик наряду с базальтами подняты породы, представляющие весь разрез океанической литосферы: ультрабазиты, габброиды и долериты. Ранее здесь были подняты только вулканиды.

Магнитные аномалии полигона неоднородны по амплитуде и простиранию. Они представлены как линейными среднеамплитудными (до 400 нТл) аномалиями обеих знаков север-северо-восточного и отчасти — северо-западного простирания, наблюдающимися в основном в северной части полигона, так и интенсивными (до 1200 нТл) изолированными аномалиями также обеих знаков, приуроченными к отдельным хребтам и подводным горам (рис. 4). Наблюдаемые линейные магнитные аномалии к северу от трога Кинг и впадины Фрин хорошо согласуются с выделенными ранее по результатам многочисленных исследований эталонными аномалиями C21n, C24n.3n и C25n, положение которых показано на рис. 4, с возрастом 45.4, 53.3 и 56.6 млн лет соответственно [16].

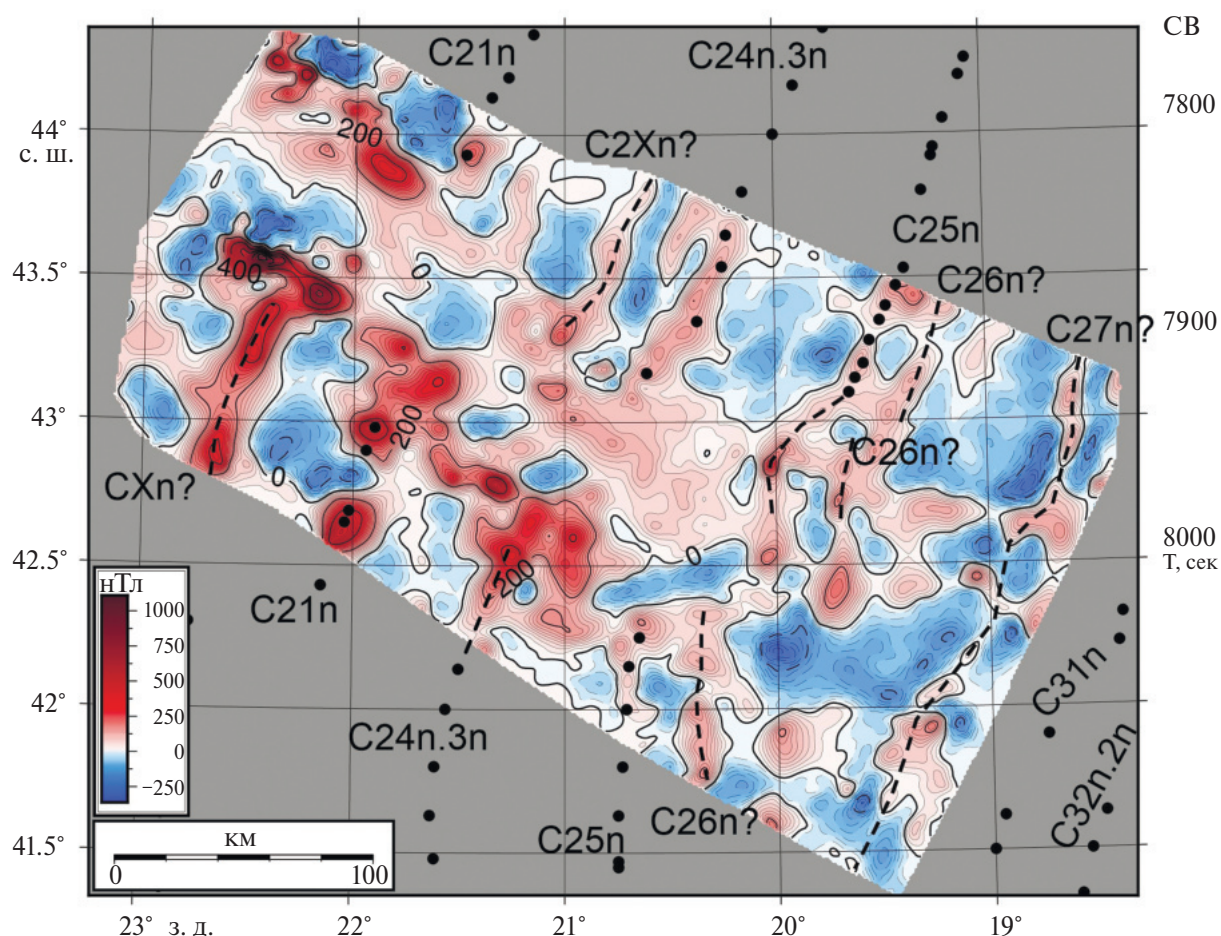


Рис. 4. Карта магнитной съёмки. Показаны оси линейных магнитных аномалий из каталога [17] и положение выделенных нами линейных аномалий в пределах изученного района.

Эти же аномалии прослеживаются и к югу от трога Кинг и впадины Фрин, хотя и менее отчётливо. Тем не менее, мы смогли здесь выделить эталонные магнитные аномалии C21n, C24.3n и C25n и предполагаемые хроны, выделение которых не столь однозначно. Это означает, что первоначально океаническая кора трога Кинг, впадин Пик и Фрин и хребта Палмер формировалась в осевой зоне спрединга. Обращает на себя внимание смещение осей аномалии C21n в северной и южной частях полигона. Оно достигает 20 км. Линейные аномалии в северной части “срезаются” по линии: северный борт Центральной впадины трога Кинг–северный борт Южной впадины трога Кинг–северный борт впадины Фрин, что может указывать на разломную природу этой границы. В северо-западной и западной частях полигона отмечаются интенсивные локальные преимущественно положительные магнитные аномалии. Они совпадают с крупными вулканическими

массивами и свидетельствуют о наложенности продуктов флангового вулканизма, сформировавшихся во время положительных магнитных эпох, на океаническую кору, возникшую в осевой зоне спрединга.

Таким образом по результатам батиметрического картирования в пределах юго-восточной части мезоструктурного кластера Кинг выделено шесть провинций, каждая из которых имеет свой морфоструктурный облик, сформировавшийся в результате многостадийных тектонических и вулканических процессов, чередующихся и сопряжённых друг с другом по времени.

По данным сейсмоакустического профилирования выявлены три основных типа сейсмофаций: а) пелагические комплексы; б) отложения турбидитовых потоков; в) хаотические фации гравитационного генезиса. В изученных разрезах плиоцен-голоценового возраста наблюдается чередование разных сейсмофаций, отражающее

смену режимов осадконакопления с медленно-го пелагического режима ледниковых периодов на более интенсивное межледниковое осадконакопление. Отмечены разрывные и складчатые деформации осадочных слоёв.

Полученные данные подтверждают предположения о том, что образованию трога Кинг предшествовало формирование протяжённого сводового поднятия [4, 11]. В соответствии с положением линейных магнитных аномалий в этом регионе [18] подъём дна произошёл между 33.5 и 20.1 млн лет. Сводовое поднятие стало ареной интенсивного внутриплитного вулканизма, интенсивность которого возрастала с юго-востока на северо-запад. За этим последовало образование трога Кинг и впадин Пик и Фрин, скорее всего, в результате проседания осевой части поднятия.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность экипажу судна “Академик Николай Страхов” во главе с капитаном А.А. Ардашкиным за всестороннюю помощь и содействие во время проведения экспедиционных работ.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в Геологическом институте РАН и Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН в рамках Госзаданий: № 122011800645-0, № 123032400064-7, № 123032400062-3 и FMWE-2024-0019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Searle R.C., Whitmarsh R.B.* The structure of King's Trough, Northeast Atlantic, from bathymetric, seismic and gravity studies // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1978. V. 53. № 2. P. 259–287.
2. *Cann J.R., Funnell B.M.* Palmer ridge: a section through the upper part of the ocean crust? // *Nature*. 1967. V. 213 № 5077. P. 661–664.
3. *Stebbins J., Thompson G.* The nature and petrogenesis of intra-oceanic plate alkaline eruptive and plutonic rocks: King's Trough, Northeast Atlantic // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1978. V. 4. № 3. P. 333–361.
4. *Whitmarsh R.B., Ginzburg A., Searle R.C.* The structure and origin of the Azores-Biscay Rise North-East Atlantic Ocean // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1982. V. 70. № 1. P. 79–107.
5. *Kidd R.B., Searle R.C., Ramsay A.T.S., et al.* The geology and formation of King's Trough, northeast Atlantic // *Ocean Marine. Geol.* 1982. V. 48. № 1. P. 1–30.
6. *Добрецов И.Л., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Богданов И.А., Суцевская Н.С., Сборщиков И.М.* Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // *Известия Академии Наук СССР. Серия Геологическая.* 1991. № 8. С. 141–146.
7. *Лисицын А.П., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Харин Г.С.* Магматические и метаморфические породы трога Кинг и хребта Палмер // *Океанология.* 1996. № 3. С. 398–409.
8. *Чернышева Е.А., Кузьмин М.И., Харин Г.С., Медведев А.Я.* Вариации состава спрединговых базальтов трога Кинг (Центральная Атлантика) и их возможные причины // *ДАН.* 2013. Т. 448. № 4. С. 446–451.
9. *Dürkefälden A.* Origin and geodynamic evolution of King's Trough: the Grand Canyon of the North Atlantic // *Cruise No. M168.* 2020. 99 p.
10. *Силантьев С.А., Базылев Б.А., Клитгорт К.Д., Кэйси Дж.Ф., Кузьмин М.И., Ломакин И.Э., Сборщиков И.Д.* Вещественный состав третьего слоя океанической коры северной Атлантики (40–51°с. ш.) // *Геохимия.* 1992. № 12. С. 1415–1435.
11. *Kidd R.B., Ramsay A.T.S.* The geology and formation of the King's Trough complex in the light of deep sea drilling project site 608 drilling // *DSDP.* 1987. V. 94. P. 1245–1261.
12. *Macchiavelli C., Vergés J., Schettino A., et al.* A new southern North Atlantic isochron map: insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2017. V. 122. № 12. P. 9603–9626.
13. *Srivastava S.P., Roest W.R.* King's Trough: reactivated pseudo-fault of a propagating rift // *Geophys. J. Int.* 1992. N. 108. P. 143–150.
14. *GEBCO 15" Bathymetry Grid.* Version 2019. (<http://www.gebco.net>)
15. *Cann J.R.* Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic // *Philos. T. R. Soc. A.* 1971. V. 268. № 1192. P. 605–617.
16. *Miles P.R., Kidd R.B.* Correlation of seafloor spreading magnetic anomalies across King's Trough, Northeast Atlantic Ocean / In: *Ruddiman W.R., Kidd R.B., Thomas E., et al. Init. Repts. DSDP. 94: Washington (U.S. Govt. Printing Office).* 1985. P. 1149–1156.
17. *Seton M., Whittaker J., Wessel P., et al.* Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2014. V. 5. № 4. P. 1629–1641.
18. *Klitgord K.D., Schouten H.* Plate kinematics of the central Atlantic / In *Vogt P.R., Tucholke B.E. (Eds.). The Geology of North America. The Western North Atlantic Region* // *Geol. Soc. Am.* 1986. V. M. P. 351–378.

OCEAN FLOOR STRUCTURE IN THE JUNCTION AREA OF THE KING TROUGH AND THE AZORES-BISCAY RISE (NORTH ATLANTIC)

S. G. Skolotnev^{1,*}, A. A. Peyve¹, K. O. Dobrolyubova¹, A. N. Ivanenko², I. S. Patina¹,
V. A. Bogolyubskiy¹, V. N. Dobrolyubov¹, I. A. Veklich², S. A. Dokashenko¹,
V. L. Lyubinetskiy², I. A. Ilyin¹

¹*Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

*E-mail: sg_skol@mail.ru

The paper, based on geological and geophysical data obtained during 55-th expedition of the research vessel “Akademik Nikolaj Strakhov”, examines the structure of the King’s Trough and its immediate surroundings (King’s mesostructural cluster), located on the eastern flank of the Mid-Atlantic Ridge in the North Atlantic. Six provinces were identified within the southeastern part of the King’s Trough, based on the results of bathymetric mapping, each of which has its own morphostructural appearance, which was formed as a result of multistage tectonic and volcanic processes, alternating and conjugate with each other in time. According to seismoacoustic profiling data, three main types of seismic faces have been identified: a) pelagic complexes; b) deposits of turbidite flows; c) chaotic facies of gravitational genesis. It is shown that the anomalous magnetic field of the study area is a superposition of linear and isometric anomalies. The first were formed during the generation of oceanic crust in the axial spreading zone. The second are associated with volcanic massifs formed in intraplate conditions. The obtained data confirm the assumption that the formation of the King’s Trough was preceded by the formation of an extended arched uplift, which became the scene of intense intraplate volcanism, the intensity of which increased from the southeast to the northwest. This stage was followed by subsidence of the axial part of the uplift with the formation of the King’s Trough and the Peak and Freen Troughs.

Keywords: North Atlantic, Mid-Atlantic Ridge, seismic facies, turbidite flows, King’s mesostructural cluster, Azores-Biscay Rise, Peak Trough, Freen Trough, Palmer Ridge

УДК 622.276

О КОРРЕКТНОМ УЧЁТЕ КАПИЛЛЯРНЫХ СИЛ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕВЫТЕСНЕНИЯ ПРИ ЗАВОДНЕНИИ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ

© 2024 г. А. М. Свалов*

Представлено академиком РАН Р.И. Нигматулиным 05.02.2024 г.

Поступило 05.02.2024 г.

После доработки 06.02.2024 г.

Принято к публикации 07.02.2024 г.

Работа посвящена решению проблемы корректного определения функций капиллярного давления при математическом моделировании процессов вытеснения нефти при заводнении продуктивных пластов. Показано, что использование этих функций, определяемых в лабораторных условиях по традиционным методикам с применением капилляриметров и высокоскоростных центрифуг, при моделировании процессов вытеснения нефти из низкопроницаемых продуктивных коллекторов может приводить к значительным ошибкам. В работе отмечено, что при проведении лабораторных исследований в образцах породы не происходит формирования остаточной нефти в неподвижной форме в то время, как в реальных условиях вытеснения нефти водой из продуктивных пластов остаточная нефть в породе образуется, причём в низкопроницаемых пластах остаточная нефтенасыщенность может достигать 50% и более от порового объёма. Для получения кривых капиллярного давления, более достоверно отражающих реальные процессы в продуктивных пластах при их заводнении, предложено при подготовке образцов породы к лабораторным исследованиям предусматривать процесс предварительного формирования в этих образцах остаточной нефтенасыщенности. Это позволит более достоверно моделировать процессы вытеснения нефти при заводнении продуктивных пластов в реальных условиях, особенно, при разработке низкопроницаемых коллекторов нефти и газа.

Ключевые слова: капиллярное давление, остаточная нефтенасыщенность породы, капилляриметр, центрифуга

DOI: 10.31857/S2686739724060024

При математическом и компьютерном моделировании процессов нефтевытеснения из продуктивных пластов с применением технологий заводнения принципиальное значение имеет корректный учёт капиллярных явлений в пластах. В существующих в настоящее время гидродинамических моделях, описывающих движение многофазных пластовых флюидов в проницаемых горных породах, влияние капиллярных сил на совместное движение воды и нефти в пластах учитывается с помощью функции капиллярного давления $P_c(s)$ (параметром s обозначена водонасыщенность пористой среды), входящей в уравнения движения. Несмотря на то, что градиенты этой функции вдоль пласта значительны, как правило, на порядки меньше градиентов

давления в вытесняющей жидкости — воде, за исключением локальных областей вблизи стволов скважин, ближайшей окрестности трещин и др., в процессах массообмена, развивающихся в вертикальном направлении к пласту, влияние этого слагаемого в уравнениях движения может быть доминирующим.

В частности, при значительной разнице фильтрационно-емкостных свойств различных слоёв продуктивного пласта вытеснение нефти из низкопроницаемых гидрофильных слоёв происходит, главным образом, за счёт процессов капиллярной пропитки этих слоёв водой со стороны слоёв с высокой проницаемостью с последующим движением вытесненной нефти к добывающим скважинам по высокопроницаемым прослоям. Отметим, что интенсивность капиллярной пропитки низкопроницаемой прикровельной части продуктивного пласта в значительной степени влияет на величину

¹ Институт проблем нефти и газа Российской Академии наук, Москва, Россия
*E-mail: svalov@ipng.ru

коэффициента нефтеотдачи продуктивных пластов на поздней стадии их разработки.

Кроме того, размеры и структура переходной зоны между нижней водонасыщенной частью продуктивного пласта и его верхней нефтенасыщенной частью определяются условием баланса между гравитационными и капиллярными силами в пласте. Действительно, в установившемся или в близком к нему состоянии пласта указанное условие имеет вид (см., например, [1, 2] и др.):

$$\Delta\rho \cdot g \cdot z = P_c(s) = \varphi_c \cdot \varphi(s) \quad (1)$$

где $\Delta\rho$ — разность плотностей воды и нефти, кг/м^3 ; $g \approx 9.81 \text{ м/с}^2$ — гравитационная постоянная; z — вертикальная координата, отсчитываемая от верхнего уровня водонасыщенной зоны, м; φ_c — максимальное значение капиллярного давления, Па; $\varphi(s)$ — безразмерная функция капиллярного давления. Если для количественных оценок принять, что $\Delta\rho \sim 200 \text{ кг/м}^3$, $\varphi_c \sim 10^4$ Па, то высота H переходной зоны, определяемой условием $\Delta\rho \cdot g \cdot H = \varphi_c$, будет равна ~ 5 м.

Важно отметить, что в низкопроницаемых коллекторах, характеризующихся малыми средними размерами пор, величина максимального капиллярного давления будет кратно больше указанного выше значения $\varphi_c = 10^4$ Па. Отсюда следует, что переходные зоны по своим размерам, как правило, сопоставимы с характерной толщиной продуктивных пластов, а в низкопроницаемых коллекторах размеры переходных зон будут даже превышать вертикальные размеры всего продуктивного пласта. Распределение водонасыщенности s в переходной зоне в стационарном или в квазистационарном (медленно меняющемся) состоянии описывается соотношением (1), в которое входит функция капиллярного давления $P_c(s)$, и отсюда следует, что для более достоверного определения функций фазовых проницаемостей в переходной зоне и, соответственно, для более точного моделирования процессов нефтевытеснения из продуктивного пласта необходимо максимально достоверно определять функцию капиллярного давления $P_c(s)$.

На практике эта функция определяется в лабораторных условиях с помощью капиллярметров или высокоскоростных центрифуг [3, 4]. Для этого из образцов гидрофильной породы, изначально водонасыщенных, вода вытесняется несмачивающим флюидом (нефтью, газом) и по замеренным вытесненным объемам воды и значениям вытесняющего давления строится искомая зависимость капиллярного давления

от водонасыщенности образца породы. В [5] проанализированы существующие проблемы и возможности их решения при интерпретации данных центрифугирования образцов низкопроницаемых пород с высоким капиллярным давлением, обусловленные возможным переходом водной фазы при высоких скоростях вращения образца породы в центрифуге в область растягивающих значений давления. Для предотвращения развития растягивающих напряжений в водной фазе и потери её связности в [5] предложено при проведении лабораторных исследований герметизировать кернодержатели центрифуг и повышать в них начальное давление до величины, превышающей абсолютную величину возможных растягивающих давлений.

В работе [6] отмечены и другие проблемы, связанные с корректным определением капиллярного давления, решение которых особенно важно для более достоверного моделирования пластовых процессов на поздней стадии разработки заводнённых месторождений. Дело в том, что как в методе капилляриметрии, так и в методе центрифугирования производится вытеснение из образцов гидрофильной породы насыщающей их смачивающей жидкости (воды) несмачивающей жидкостью (газом) [3, 4]. Этот процесс с физических позиций воспроизводит геологический процесс формирования залежи нефти при вытеснении пластовой воды нефтью, накапливающейся в верхней части изначально водонасыщенного пласта. Характерной особенностью этого процесса является то обстоятельство, что часть вытесняемой воды при этом удерживается в пористой среде капиллярными силами и остаётся в породе в несвязной форме, обуславливая появление так называемой остаточной водонасыщенности. В то же время вытесняющий флюид — нефть (газ) — остаётся при этом практически полностью в связной форме, поскольку при возрастании насыщенности породы вытесняющей фазой — нефтью — в микрообъёме породы не возникает физических предпосылок для образования в нём остаточной нефти.

Таким образом, зависимость капиллярного давления $P_c(s)$ в образцах породы от водонасыщенности, определяемая методами капилляриметрии и центрифугирования, соответствуют такому состоянию двухфазной среды нефть-вода, при котором нефтяная фаза, насыщенность которой определяется величиной $1-s$, находится практически полностью в связной форме, в то время как общая насыщенность s водной

фазы представлена как связной, так и несвязной составляющими.

Такое состояние двухфазной среды нефть–вода в породе, как отмечалось выше, физически соответствует процессам формирования нефтяной залежи, и, следовательно, зависимости $P_c(s)$, определяемые традиционными методами капилляриметрии и центрифугирования, с достаточной достоверностью могут использоваться для оценки начальных запасов нефти в переходной зоне продуктивного пласта до начала его разработки. Вместе с тем, необходимо отметить, что функции $P_c(s)$, определенные подобным образом, не соответствуют структуре водо- и нефтенасыщенности породы, характерной для процессов вытеснения нефти водой при разработке залежи. Дело в том, что при вытеснении нефти водой из пористой среды, нефтенасыщенность этой среды убывает, что сопровождается процессом образования микрообъемов остаточной нефти в части пор, заполняемой вытесняющей нефть водой. При этом важно отметить, что формирование микрообъемов остаточной нефти в пористой среде является процессом, характерным не только для конечной стадии вытеснения нефти из породы, когда водонасыщенность породы достигает максимально возможного значения, но, очевидно, что процесс образования и постепенного накопления остаточных микрообъемов нефти в породе начинает происходить одновременно с процессом снижения нефтенасыщенности порового пространства.

Отсюда можно сделать вывод, заключающийся в том, что для того, чтобы экспериментально определяемая зависимость $P_c(s)$ соответствовала условиям вытеснения нефти водой из продуктивного пласта, необходимо, чтобы в образце породы в структуре двухфазной среды нефть–вода присутствовала и остаточная нефть в неподвижной несвязной форме. Другими словами, распределение воды и нефти по поровому пространству исследуемого образца породы, соответствующее водонасыщенности s (нефтенасыщенности $1-s$), должно включать в себя не только подвижную часть нефтяной фазы, но и изолированные микрообъемы неподвижной нефти. Важно подчеркнуть, что в этом случае функция $P_c(s)$ будет отличаться от функции капиллярного давления, определяемой по традиционным экспериментальным методикам, соответствующим такой структуре двухфазной системы нефть–вода, в которой нефтяная фаза представлена только связной подвижной формой.

Из вышесказанного следует, что исходное, до начала процесса разработки пласта, распределение водонасыщенности в переходной зоне между его водонасыщенной и нефтенасыщенной частями, описываемое соотношением (1), в процессе разработки продуктивного пласта будет изменяться, поскольку будет изменяться входящая в это соотношение функция $P_c(s)$. Если в начале процесса разработки это распределение будет близким к исходному, сложившемуся при формировании нефтяной залежи, при котором в переходной зоне происходило вытеснение воды без образования остаточной нефти, то при увеличении степени заводнения пласта будет происходить подъём его нижней водонасыщенной части и смещение переходной зоны вверх по вертикали, характеризующееся уже развитием процесса вытеснения нефти водой из породы с образованием остаточных микрообъемов нефти во вновь формирующейся переходной зоне.

Важно отметить, что характер распределения водонасыщенности по высоте переходной зоны определяет и характер распределения фазовых проницаемостей вдоль этой зоны, которые напрямую влияют на количественные показатели расчётов при математическом и компьютерном моделировании процесса разработки и, соответственно, на обоснование технологических решений, принимаемых на основе этих показателей, например, уплотняющего бурения скважин или боковых стволов из действующих скважин, направляемых в зоны пласта с прогнозируемой высокой нефтенасыщенностью.

Технически при проведении лабораторных исследований процесс вытеснения нефти водой из образцов горной породы с образованием микрообъемов остаточной нефти можно реализовать на базе стандартных капилляриметров с небольшими усовершенствованиями их конструкции. Схематично стандартный капилляриметр представляет собой ёмкость, заполненную вытесняющим флюидом (нефтью, газом), в которую помещён образец горной породы, насыщенный водой, вытесняемой из образца в мерный сосуд через полупроницаемую мембрану, пропускающую в некотором рабочем диапазоне перепадов давлений только воду [3, 4]. Вытесняемая вода накапливается в мерном сосуде, а сам процесс вытеснения происходит за счёт повышенного давления в ёмкости, величина которого поддерживается на постоянном уровне. Искомая кривая капиллярного давления $P_c(s)$ строится с использованием зависимости объёма вытесненной воды от перепада давления вытеснения.

Вместе с тем, процесс вытеснения жидкости, насыщающей образец породы, может быть направлен и в обратную сторону. Действительно, если образец породы насыщен несмачивающим флюидом — нефтью, то за счёт капиллярной пропитки образца водой из мерного сосуда будет происходить его вытеснение из образца горной породы в ёмкость капилляриметра. При этом давление в ёмкости капилляриметра необходимо поддерживать на постоянном уровне либо с помощью подвижного поршня, либо за счёт гидродинамической связи ёмкости капилляриметра с другой ёмкостью большого объёма, заполненной высокосжимаемой средой, например, газом. Кривая капиллярного давления $P_c(s)$ при этом будет строиться стандартным образом с учётом зависимости расхода воды из мерного сосуда, затрачиваемой на пропитку образца породы, от давления в ёмкости капилляриметра. В этом случае, в отличие от стандартного метода использования капилляриметра, в зависимости функции капиллярного давления от водонасыщенности будет учитываться и фактор существования остаточной нефти в образце породы.

Вместе с тем, практически более простым способом учёт процесса образования остаточной нефти при определении функции капиллярного давления $P_c(s)$ можно производить и при традиционном использовании методов капилляриметрии и центрифугирования путём включения этапа предварительного формирования микрообъёмов остаточной нефти в образце породы в процесс его подготовки к проведению лабораторных исследований. Этот процесс с физических позиций не вполне соответствует условиям формирования остаточной нефти при вытеснении нефти водой в реальных условиях, но в значительной степени приблизит определяемую в лабораторных условиях функцию $P_c(s)$ к функции, соответствующей реальным условиям вытеснения нефти при заводнении продуктивных пластов, сопровождающимся развитием процесса образования остаточной нефти.

Предлагаемый подход к определению функций капиллярного давления особенно актуален

при моделировании процессов нефтевытеснения из низкопроницаемых коллекторов нефти и газа, характеризующихся высокими величинами остаточной нефтенасыщенности (водонасыщенности), достигающими пятидесяти и более процентов, что существенным образом влияет на структуру распределения двухфазной среды нефть—вода в поровом пространстве породы и, соответственно, на вид функций относительных фазовых проницаемостей.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ИПНГ РАН (регистрационный номер в Минобрнауки России FMME-2022-0008, тема № 4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коллинз Р. Течение жидкостей через пористые материалы. Перевод с англ. М.: Мир, 1964. 350 с.
2. Баренблатт Г.И., Ентов В.М., Рыжик В.М. Движение жидкостей и газов в природных пластах. М.: Недра, 1984. 211 с.
3. Гудок Н.С., Богданович Н.Н., Мартынов В.Г. Определение физических свойств нефтеводосодержащих пород: уч. пособие для вузов. М.: ООО “Недра-Бизнесцентр”, 2007. 592 с.
4. Тиаб Дж., Дональдсон Эрл Ч. Петрофизика: теория и практика изучения коллекторских свойств горных пород и движения пластовых флюидов. Перевод с англ., 2-е изд. М.: ООО “Премиум-Инжиниринг”, 2009. 868 с.
5. Свалов А.М. О корректности интерпретации данных определения капиллярного давления в горных породах методом центрифугирования // Инженерно-физический журнал. 2015. Т. 88. № 3. С. 733–742.
<http://link.springer.com/article/10.1007/s10891-015-1248-9>
6. Свалов А.М. Капиллярная пропитка в процессах доизвлечения нефти // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2021. № 11(359). С. 47–51.
[https://doi.org/10.33285/2413-5011-2021-11\(359\)-47-51](https://doi.org/10.33285/2413-5011-2021-11(359)-47-51)

ON CORRECT ACCOUNTING OF CAPILLARY FORCES WHEN SIMULATING OIL DISPLACEMENT PROCESSES WHEN FLOODING PRODUCTIVE FORMATIONS

A. M. Svalov*

Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

**E-mail:svalov@ipng.ru*

The work is devoted to solving the problem of correctly determining capillary pressure functions during mathematical modeling of oil displacement processes during flooding of productive formations. It is shown that the use of these functions, determined in laboratory conditions using traditional methods using capillarimeters and high-speed centrifuges, when modeling processes of oil displacement from low-permeability productive reservoirs can lead to significant errors. The work notes that when conducting laboratory studies in rock samples, there is no formation of residual oil in a stationary form, while in real conditions of displacement of oil by water from productive formations, residual oil is formed in the rock, and in low-permeability formations the residual oil saturation can reach 50% or more of the pore volume. To obtain capillary pressure curves that more reliably reflect the real processes in productive formations during their flooding, it is proposed that when preparing rock samples for laboratory research, it is proposed to provide for the process of preliminary formation of residual oil saturation in these samples. This will make it possible to more reliably simulate the processes of oil displacement during waterflooding of productive formations in real conditions, especially when developing low-permeability oil and gas reservoirs.

Keywords: capillary pressure, residual oil saturation of the rock, capillarimeter, centrifuge

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.41'43/552.32/550.93

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ U–Pb-ВОЗРАСТУ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД СКАРНОВОГО МОЛИБДЕН-МЕДНО-ЗОЛОТОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРУ-ТЕГЕРЕК (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КИРГИЗСТАН)

© 2024 г. С. Г. Соловьев^{1,*}, С. Г. Кряжев², Д. В. Семенова³, Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 15.01.2024 г.

Поступила после доработки 19.01.2024 г.

Принято к публикации 07.02.2024 г.

В статье приведены новые данные изотопного U–Pb-датирования (метод LA-ICP-MS) циркона в главных типах интрузивных пород скарного молибден-медно-золотого месторождения Куру-Тегерек, расположенного в Чаткальском сегменте Срединного Тянь-Шаня. Это и другие месторождения золота, меди, вольфрама и молибдена входят в состав протяжённого позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста автокристов циркона для пород последовательных интрузивных фаз охватывают интервал от примерно 323 до 311 млн лет. Этот интервал включает кристаллизацию габбро-диоритов (от 323.5 ± 2.5 млн лет до 323.2 ± 6.8 млн лет) и тоналитов (от 321.4 ± 3.8 млн лет до 311 ± 3.8 млн лет). Полученные возрастные датировки автокристов циркона отвечают становлению этих умеренно-калиевых интрузий в позднем карбоне и почти полностью совпадают с имеющимися изотопными датировками цирконов высококалиевых интрузий порфировых Cu–Au–Mo-месторождений Алмалыкского рудного района (Кураминский сегмент Срединного Тянь-Шаня), также относимыми к позднему карбону (порядка 330–310 млн лет). Это соответствует субдукционному тектоническому режиму, проявленному в регионе в это время в связи с крутым (в Кураминском сегменте) или пологим (в Чаткальском сегменте) погружением субдуцируемой плиты в северном направлении, под структуры континентального массива Казахстана-Северного Тянь-Шаня и аккрецированных к ним сегментов Срединного Тянь-Шаня. В изученных интрузивных породах месторождения Куру-Тегерек установлены также ксенокристы циркона (в том числе слагающие ядра сложных кристаллов), с изотопным U–Pb-возрастом порядка 1.9–2.1 млрд лет. Эти датировки согласуются с возрастом метаморфических пород фундамента Таримского кратона и указывают на присутствие древней континентальной коры в данном сегменте Срединного Тянь-Шаня.

Ключевые слова: изотопные U–Pb-исследования, циркон, гранитоиды, Au–Cu–Mo-месторождение Куру-Тегерек, порфировые Mo–Au–Cu-месторождения Алмалыка, Киргизстан, Тянь-Шань
DOI: 10.31857/S2686739724060039

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейший медно-молибден-вольфрам-золоторудный металлогенический пояс Тянь-Шаня протягивается более чем на 3000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1), и объединяет

многочисленные крупные месторождения золота, меди и вольфрама (рис. 1) [1, 2]. Среди таких месторождений наиболее известны гигантские и крупные месторождения золота плутоногенного и/или орогенного типов – Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др. [2], а также гигантские порфировые Cu–Mo–Au-месторождения Алмалыка [3, 4]. Все эти месторождения ассоциируют с интрузивными массивами монцитонитов и/или гранитоидов позднепалеозойского (позднекаменноугольного-раннепермского) возраста, становление которых происходило как в субдукционных условиях при конвергенции

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

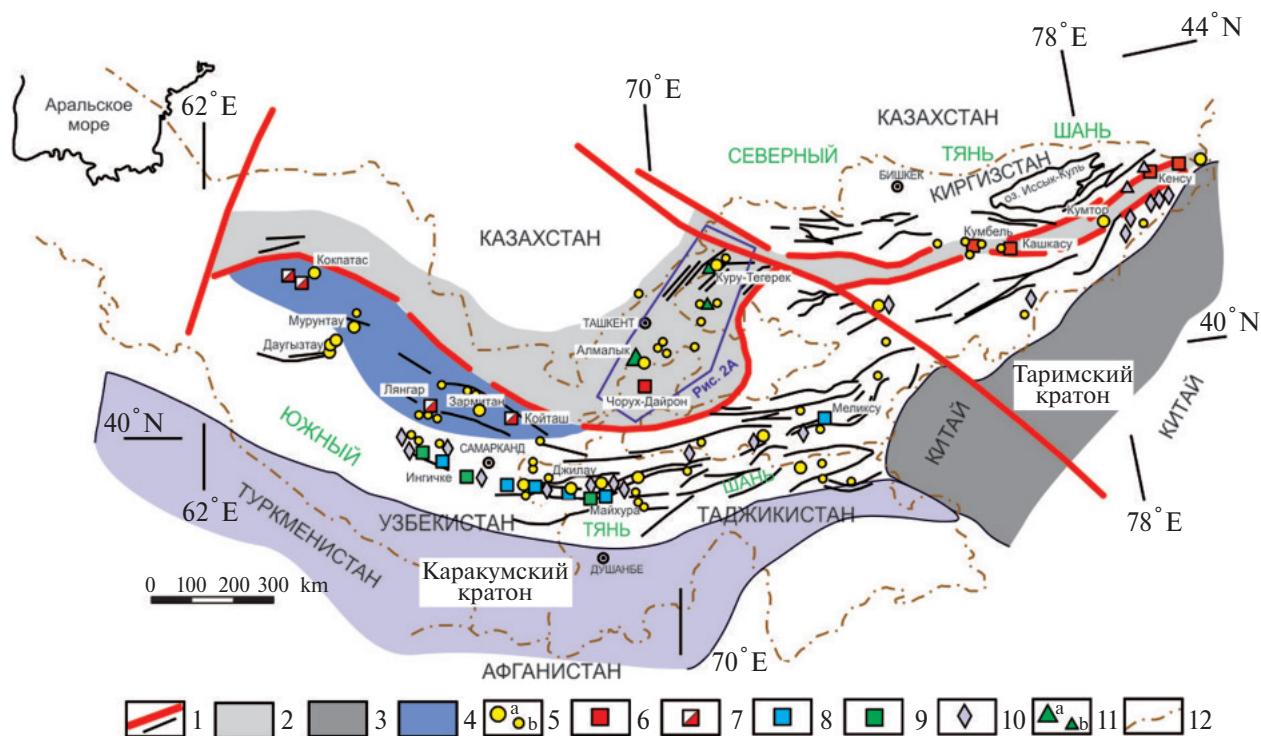


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – территории аккреционного клина, надвинутые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 – главные (а) и второстепенные (b) 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 (b) медно-молибден-вольфрамовые и золото-медные порфировые месторождения, 12 – государственные границы.

Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов, так и в пост-коллизивной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2–4].

Вместе с этим, хотя по многим интрузиям Тянь-Шаня, сопровождаемым плутогенными золотыми рудами, в последнее время было опубликовано значительное число изотопных определений возраста, возрастные датировки многих рудоносных интрузивов, в том числе сопровождаемых рудной минерализацией в скарнах, фрагментарны и не дают полной картины особенностей генерации и кристаллизации магмы в определённых тектонических обстановках. Ещё менее изученными по составу указанного металлогенического пояса Тянь-Шаня являются крупные месторождения золота (часто с попутными медью, молибденом и др.) скарнового типа несмотря на то, что именно месторождения скарнового типа наиболее отчётливо генетически связаны с магматизмом. Между тем,

изотопное датирование продуктивных интрузий этих месторождений способствует как более глубокому пониманию их тектонической и металлогенической позиции, так и выявлению генезиса плутогенных рудных месторождений в региональном и глобальном аспектах. Поскольку возрастное датирование и понимание генезиса таких месторождений является ключевым аспектом современного металлогенического анализа, настоящая работа служит частичному восполнению этого пробела на примере крупного скарнового Au–Cu–Mo-месторождения Куру-Тегерек.

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОДУКТИВНОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА

Скарновое медно-золотое (с попутным молибденом) месторождение Куру-Тегерек находится в Чаткальском сегменте Срединного Тянь-Шаня (рис. 2 А). Этот сегмент расположен к северо-востоку от Кураминского сегмента,

который вмещает многочисленные порфировые Cu—Au—Mo- и эпitherмальные Au—Ag-месторождения, связанные с позднепалеозойским (позднекаменноугольным) магматизмом высококалевой известково-щелочной и шощонитовой серий ([1, 3–6] и др.). Однако в отличие от Кураминского сегмента, в Чаткальском сегменте наиболее распространены Au—Cu- и Au-месторождения в скарнах и иных зонах карбонатного замещения, внутри- и околоинтрузивных жильных и штокверковых зонах. Эти месторождения связаны главным образом с позднекаменноугольным магматизмом умеренно-калевой известково-щелочной серии. Данные интрузии прорывают нео- и мезопротерозойский орогенный фундамент, перекрывающие его ордовикские и нижнесилурийские островодужные комплексы, и среднедевонские до раннекаменноугольных обломочные и карбонатные толщи, мощность которых достигает 4–5 км, с преобладанием доломитов и эвапоритовых пачек, свойственных пассивным континентальным окраинам ([7] и др.).

Месторождение Куру-Тегерек ассоциирует с небольшим многофазным интрузивным штоком пород тоналитового состава (габбро-диоритов и тоналитов), который прорывает нижнекаменноугольные доломитовые и кальцитовые мраморы (рис. 2 Б). Зоны минерализованных скарнов образуют прерывистую “кайму” изменчивой мощности вдоль крутопадающих контактов штока. Общие ресурсы месторождения (по категориям C_1+C_2) составляют 97 т Au, 1 млн т Cu и 372 т Ag при средних содержаниях 0.60% Cu, 0.56 г/т Au и 2.15 г/т Ag (бортовое содержание 0.2% Cu). Кроме того, установлены ресурсы порядка 4.9 тыс. т Mo при содержаниях от 0.003 to 0.03% Mo, местами до 0.16% Mo, и 2.8 т Re при содержаниях 0.6–4.0 г/т Re [8 и др.].

Скарны представлены магнезиальными и известковыми разновидностями, с преобладанием форстерит-кальцитового, форстерит-диопсидового, диопсидового и шпинель-диопсидового (магнезиальные скарны), магнетитового, пироксен-плаггиоклазового, пироксен-гранатового, гранат-везувианового и везувиан-волластонитового (известковые скарны) минеральных типов [9, 10]. Послескарновые метасоматиты представлены в основном существенно гранатовыми (с андрадитовым гранатом) разновидностями, замещающими существенно гранатовые скарны, и пироксеновыми разновидностями, замещающими существенно пироксеновые скарны. В них распространен халькопирит, часто в ассоциации

с магнетитом. В интрузивных породах вблизи скарнов развиты небольшие штокверки кварц-калишпатовых прожилков, содержащих также плаггиоклаз (олигоклаз) и биотит, местами гранат (андрадит) и эпидот, а также халькопирит. Развиты также линейные зоны пропилитовых метасоматитов, в составе которых преобладают кварц, плаггиоклаз (альбит), скаполит, амфибол, хлорит и эпидот в ассоциации с халькопиритом, магнетитом, пирротинном (местами образующим мономинеральные линзы), молибденитом и пиритом, а также ранним самородным золотом высокой пробности [8–10]. Наиболее поздними являются жилы и прожилки, относимые к карбонат-филлизитовым метасоматитам, в которых развиты кварц, карбонаты (включая Fe-карбонаты), серицит и барит. Кроме халькопирита и молибденита, в них присутствуют и другие сульфиды и сульфосоли, включая пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит и подчинённые минералы группы тетраэдрита, минералы Bi, Co—Ni, а также самородное золото [8–10]. Эти карбонат-филлизитовые метасоматиты в виде линейных зон замещают также породы интрузивного штока, где с ними связана рассеянная (порфирового типа) минерализация (рис. 2 Б). В совокупности, состав скарнов и ранних послескарновых метасоматитов, с широким развитием в них андрадитового граната и магнетита подчёркивает довольно окисленные условия минералообразования. Вместе с этим, ряд признаков, в частности, широкое распространение пирротина в более поздних послескарновых метасоматитах, является довольно необычным для скарновых Au—Cu(-Mo)-месторождений, обычно относимых к весьма окисленному типу, и сближает данное месторождение с представителями так называемого “восстановленного” золото-медно-порфирового семейства [11]. Примечательно, что и для интрузивных пород штока месторождения Куру-Тегерек, несмотря на присутствие акцессорного магнетита, свойственны пониженные содержания Fe_2O_3 и соответственно довольно низкие значения отношения Fe_2O_3/FeO [8, 12].

Габбро-диориты и тоналиты составляют основной объём интрузивного штока (рис. 2 Б). Эти породы имеют много сходных черт, включая присутствие двух темноцветных минералов (амфибола и биотита), обилие плаггиоклаза при лишь редком калиевом полево шпате, умеренное содержание кварца. Однако габбро-диориты содержат больше темноцветных минералов (порядка 40–45 об. %) и обычно являются равномернозернистыми (лишь местами с небольшими

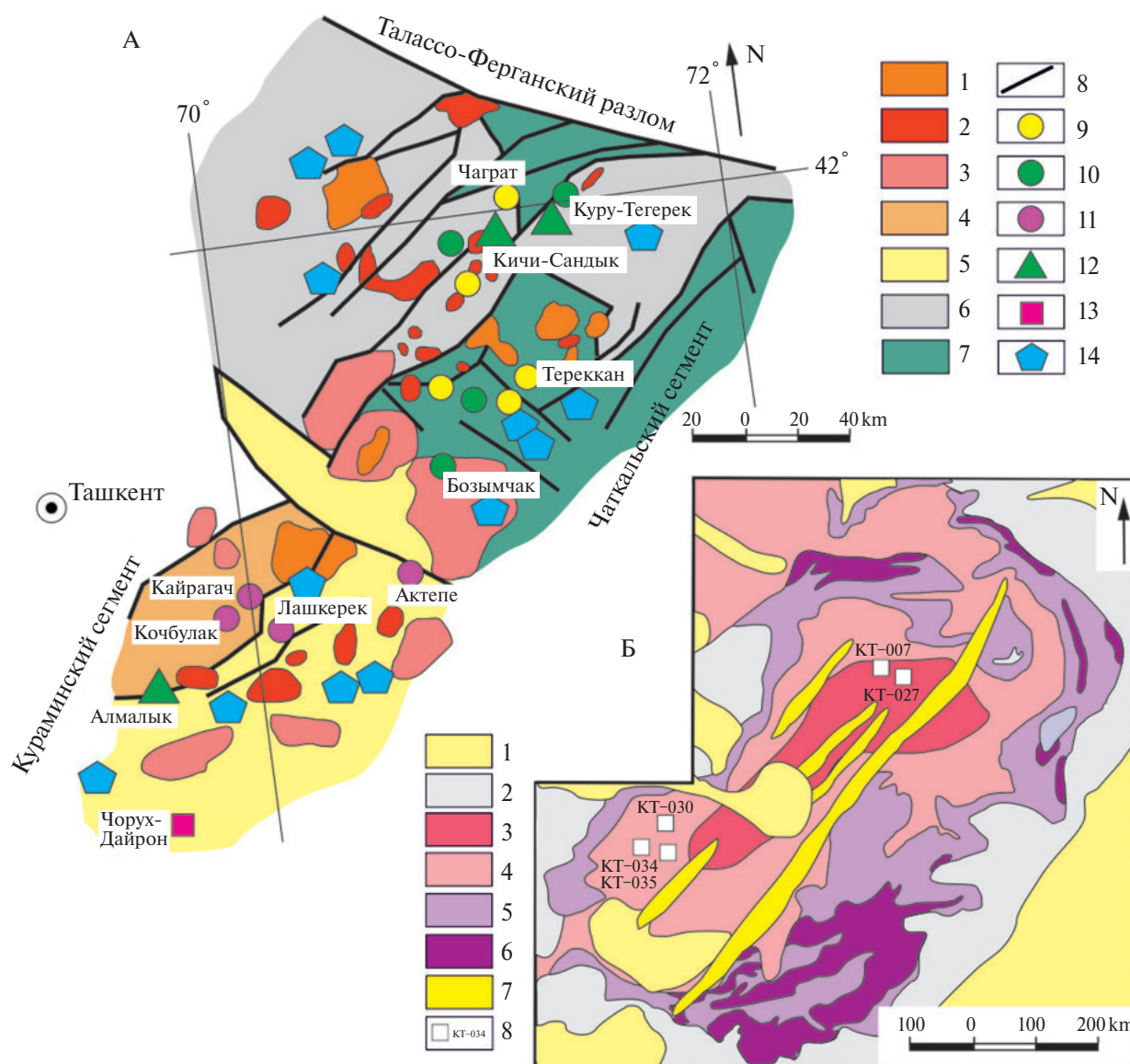


Рис. 2. Геологические схемы Чаткальского и Кураминского сегментов Срединного Тянь-Шаня (А) и месторождения Куру-Тегерек (Б) (по данным [8, 10, 12]). А: 1 – пермские гранитоиды, 2 – позднекаменноугольные гранитоиды (сандалашский комплекс в Чаткальском сегменте), 3 – ранне-позднекаменноугольные гранитоиды, 4 – преимущественно кислые каменноугольные-пермские вулканиты, 5 – преимущественно основные каменноугольные-пермские вулканиты и угленосные молассы, 6 – девонские-каменноугольные известняки, доломиты, конгломераты, песчаники, 7 – силурийские и более древние карбонатные и кремнистые породы, 8 – разломы, 9 – месторождения золота, 10 – медно-золотые месторождения, 11 – эпитермальные серебро-золотые месторождения, 12 – молибден-золото-медно-порфировые месторождения, 13 – скарновые молибден-вольфрамовые месторождения, 14 – полиметаллические (Pb–Zn, Ag–U–Co–Ni–As и др.) месторождения. Б: 1 – кайнозойские отложения, 2 – нижнекаменноугольные доломиты и известняки, 3 – тоналиты, 4 – габбро-диориты, 5 – скарны, 6 – рудные тела, 7 – зоны карбонат-филлизитовых метасоматитов, 8 – места отбора проб для изотопного датирования цирконов.

фенокристаллами плагиоклаза), тогда как тоналиты более лейкократовые (цветной индекс 25–35 об. %) и содержат обильные (10–25 об. %) фенокристаллы амфибола и биотита (размером до 3×1 см). В них присутствуют также крупные

фенокристаллы плагиоклаза (зональный андезин-лабрадор с 50–30 мол. % анортита) и гломерокристаллические агрегаты мелких фенокристаллов плагиоклаза. Акцессорные минералы в габбро-диоритах и тоналитах включают апатит,

циркон, магнетит, титанит и рутил. Отмечаются тонкие прожилки (микродайки) гранодиоритов, пересекающих тоналиты — равномернозернистых лейкократовых пород и образованных биотитом (3–5 об. %), плагиоклазом (олигоклазом с 25–30 мол. % анортита), калиевым полевым шпатом (5–15 об. %) и кварцем (25–30 об. %). Распространены также поздние дайки и небольшие штоки кварцевых монцогаббро, которые образованы плагиоклазом (55–65 об. %), клинопироксеном (20–25 об. %), магнетитом (5–10 об. %), с небольшим количеством калиевого полевого шпата, биотита и амфибола, а также редкими округлыми (резорбированными) фенокристаллами кварца.

Породы в целом относятся к переходной магнетитовой-ильменитовой (габбро-диориты и тоналиты) или магнетитовой (кварцевые монцогаббро) сериям, умеренно-калиевой известково-щелочной серии (кварцевые монцогаббро — к шошонитовой серии) и гранитоидам вулканических дуг, сформированным в связи с субдукционными процессами ([8] и др.). Они характеризуются небольшим обогащением лёгкими РЗЭ, при обычном отсутствии аномалий Eu или слабом дефиците Eu в более дифференцированных породах ([8] и др.). Известные изотопные данные по возрасту интрузивных пород Чаткальского сегмента включают U–Pb-датировки порядка 316–301 млн лет ([3, 4] и др.). Однако для интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек была получена более древняя изотопная U–Pb-дата (326 ± 3 млн лет); близкая изотопная Re–Os-дата (323 ± 2 млн лет) была получена для одной из генераций молибденита с этого месторождения [12]. Были получены также гораздо более древние (протерозойские) значения изотопного U–Pb-возраста ядерных областей кристаллов циркона (1896–1938 млн лет) [12].

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для U–Pb-изотопного датирования циркона были отобраны из габбро-диоритов (3 пробы) и тоналитов (2 пробы) интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек (рис. 2 Б). Состав пороодообразующих компонентов и элементов-примесей изученных 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”), оснащённой двухкамерной ячейкой HelEx II. Морфология и внутреннее строение зёрен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения 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 . Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счёта для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см^2 . Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт 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 учёта элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные 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

Результаты изотопного анализа зерен циркона, извлечённых из проб габбро-диоритов и тоналитов интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек, представлены в табл. 2. Эти зёрна прозрачные до полупрозрачных, с редкими микровключениями непрозрачных минералов, бледно-розовые (до розовых и розово-жёлтых), характеризуются таблитчатой до призматической формой длиной 70–200 мкм с коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:3 (рис. 3). В CL-изображении во многих кристаллах циркона наблюдаются небольшое тёмное (реже светлое) неяснозональное до незонального ядро призматической формы, наиболее часто с непрозрачными включениями, и грубо- или тонкозональная светлая оболочка.

Результаты анализов циркона (табл. 2) на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии, с конкордантными значениями изотопного U–Pb-возраста: 323.5 ± 2.5 млн лет (СКВО = 0.63) (габбро-диориты), 323.2 ± 6.8 млн лет (СКВО = 0.27) (габбро-диориты), 322.0 ± 4.2 млн лет (СКВО = 0.08)

Таблица 1. Содержания главных компонентов (вес. %) и элементов-примесей (ppm) в изученных пробах пород интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек

№ проб	КТР-034	КТР-035	КТР-030	КТР-007	КТР-027		КТР-034	КТР-035	КТР-030	КТР-007	КТР-027
породы	габбро-диорит	габбро-диорит	габбро-диорит	тоналит	тоналит		габбро-диорит	габбро-диорит	габбро-диорит	тоналит	тоналит
SiO ₂	53.94	54.85	56.18	61.19	63.12	Nb	8.12	7.42	7.10	8.11	6.21
TiO ₂	0.90	0.86	0.85	0.41	0.39	Y	14.3	17.1	16.4	15.8	16.0
Al ₂ O ₃	17.47	17.77	16.96	18.64	16.88	Sn	0.93	0.84	1.01	1.12	1.33
Fe ₂ O ₃	3.93	2.79	2.05	1.64	1.96	Mo	2.72	3.54	2.69	4.11	3.50
FeO	4.58	4.99	6.14	3.76	3.46	W	0.81	0.92	1.14	0.90	1.01
MnO	0.13	0.13	0.14	0.17	0.10	Cs	1.10	1.68	1.50	2.32	2.11
MgO	4.37	4.09	4.01	2.00	1.97	Hf	3.79	3.56	3.64	3.88	3.92
CaO	6.88	6.69	6.54	6.42	5.10	Ta	0.54	0.49	0.50	0.55	0.59
Na ₂ O	2.91	2.91	3.00	2.78	3.18	Th	3.49	3.30	3.74	4.50	4.32
K ₂ O	1.59	1.63	1.60	1.28	2.18	U	0.69	0.79	0.77	0.68	0.74
P ₂ O ₅	0.14	0.11	0.12	0.11	0.15	Cu	122	168	156	197	111
F	0.041	0.063	0.054	0.026	0.046	Zn	34.0	41.4	32.6	44.0	30.7
CO ₂	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	Pb	14.8	6.43	16.0	8.19	7.56
S _{total}	<0.10	<0.10	<0.10	0.11	<0.10	La	32.9	25.3	28.4	27.0	26.5
H ₂ O ⁻	0.31	0.37	0.29	0.19	0.28	Ce	52.4	42.3	49.7	55.5	56.1
H ₂ O ⁺	2.25	2.25	2.18	1.64	1.56	Pr	5.18	6.52	7.25	6.42	7.72
Total	99.74	99.80	100.41	100.55	100.67	Nd	23.4	18.2	17.5	18.3	16.0
Ba	611	526	507	525	480	Sm	4.02	3.69	4.30	4.27	4.16
Sr	432	381	304	347	314	Eu	1.32	1.26	1.21	1.15	1.18
Co	39.2	30.6	28.0	8.84	7.43	Gd	2.93	3.11	3.56	3.02	3.17
Ni	36.0	27.4	34.1	22.4	17.4	Tb	1.05	0.81	0.74	0.52	0.69
V	354	298	253	138	98.4	Dy	2.84	3.13	2.81	2.83	3.04
Cr	10.4	11.8	9.30	6.19	6.29	Ho	0.58	0.55	0.53	0.57	0.55
Li	15.2	14.7	13.0	10.1	14.6	Er	1.59	1.63	1.73	1.60	1.63
Rb	19.5	21.6	23.4	16.1	26.8	Tm	0.26	0.28	0.30	0.25	0.29
Be	0.69	0.74	0.71	0.88	0.92	Yb	2.41	2.52	2.44	2.31	2.56
Zr	149	131	144	119	153	Lu	0.38	0.44	0.38	0.35	0.38

Примечание. 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, редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в лабораториях ВИМСа и ЦНИГРИ.

(габбро-диориты), 321.4 ± 3.8 млн лет (СКВО = 0.82) (тоналиты) и 311 ± 3.8 млн лет (СКВО = 0.82) (тоналиты) (табл. 2; рис. 3). Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их формирование при кристаллизации магмы. Судя по отсутствию значительной дисперсии значений изотопного возраста, изученные кристаллы циркона могут быть отнесены к “автокристам”, т.к. кристаллам, которые кристаллизуются из финальных (заключительных) и наиболее дифференцированных порций магматического расплава соответствующих интрузивных фаз [18]. Как следствие,

полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста, отвечающие интервалу времени порядка 323–311 млн лет, могут рассматриваться как возраст становления интрузивных фаз штока месторождения Куру-Тегерек. Кроме того, также на линии конкордии расположены значительно более древние (порядка 1.9–2.1 млрд лет) значения изотопного U–Pb-возраста отдельных зёрен циркона и ядер зональных кристаллов (табл. 2; рис. 3 А). Эти древние зёрна ядра кристаллов циркона, по-видимому, являются ксеногенными (“ксенокристами”, по [18]), или “унаследованными”, захваченными из пород, через

Таблица 2. Результаты изотопных U–Pb-исследований циркона из пород интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек

№ точ-ки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн. лет				D, %
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s%		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	
КТ-034													
1	6	128	0.42	0.37489	2.5	0.05111	1.6	0.6	323	14	321	10	−0.6
2	8	172	0.40	0.38325	2.2	0.05198	1.5	0.7	329	12	327	10	−0.8
3	7	151	0.46	0.37320	2.1	0.05130	1.5	0.7	322	11	323	10	0.2
4	10	216	0.48	0.37246	2.1	0.05113	1.5	0.7	322	11	321	10	0.0
5	60	204	0.85	5.59275	1.6	0.34577	1.5	0.9	1915	27	1914	49	0.0
6	9	211	0.52	0.37568	2.0	0.05142	1.5	0.8	324	11	323	10	−0.2
7	7	157	0.46	0.37896	2.1	0.05159	1.5	0.7	326	12	324	10	−0.6
8	75	256	0.40	5.36951	1.5	0.33790	1.5	1.0	1880	26	1877	48	−0.2
9	6	140	0.41	0.37765	2.4	0.05134	1.6	0.7	325	13	323	10	−0.8
10	5	102	0.63	0.37581	3.3	0.05143	1.7	0.5	324	18	323	11	−0.2
11	11	245	0.50	0.37790	2.2	0.05148	1.5	0.7	326	13	324	10	−0.6
12	7	163	0.42	0.38362	2.5	0.05205	1.6	0.6	330	14	327	10	−0.8
13	7	152	0.43	0.37555	2.0	0.05166	1.5	0.8	324	11	325	10	0.3
14	7	149	0.52	0.37203	3.2	0.05130	1.7	0.5	321	18	323	11	0.4
15	7	160	0.39	0.37414	2.2	0.05090	1.5	0.7	323	12	320	10	−0.8
16	7	149	0.51	0.37756	2.2	0.05182	1.5	0.7	325	12	326	10	0.2
17	8	184	0.46	0.37488	3.1	0.05115	1.7	0.5	323	17	322	10	−0.5
КТ-035													
1	39	129	1.03	5.91741	1.6	0.35582	1.5	0.9	1964	28	1962	50	−0.1
2	109	361	0.75	5.80673	1.5	0.35092	1.5	1.0	1947	26	1939	49	−0.4
3	121	357	0.19	7.20827	1.5	0.39233	1.5	1.0	2138	27	2134	53	−0.2
4	9	208	0.65	0.38103	2.6	0.05139	1.6	0.6	328	14	323	10	−1.4
5	7	153	0.46	0.37461	2.1	0.05137	1.5	0.7	323	12	323	10	−0.1
6	243	728	0.36	6.98649	1.5	0.38605	1.5	1.0	2110	27	2105	52	−0.2
7	58	190	0.70	5.81498	1.5	0.35302	1.5	1.0	1949	26	1949	49	0.0
8	734	2347	0.36	6.04722	1.5	0.36088	1.5	1.0	1983	26	1986	50	0.2
КТ-030													
1	69	221	0.34	5.89030	1.5	0.35547	1.5	1.0	1960	27	1961	50	0.0
2	65	213	1.20	5.75693	1.6	0.35009	1.5	0.9	1940	27	1935	49	−0.3
3	9	201	0.68	0.37202	2.0	0.05111	1.5	0.8	321	11	321	9	0.1
4	22	72	0.69	5.76906	1.6	0.35111	1.5	0.9	1942	28	1940	50	−0.1
5	3	60	0.54	0.37435	2.9	0.05078	1.6	0.6	323	16	319	10	−1.1
6	4	83	0.60	0.37695	3.8	0.05160	1.8	0.5	325	21	324	11	−0.2
7	6	133	0.48	0.37452	3.0	0.05142	1.7	0.5	323	17	323	10	0.1
8	3	73	0.28	0.37945	3.4	0.05168	1.7	0.5	327	19	325	11	−0.6
9	42	135	0.90	5.74722	1.6	0.35095	1.5	0.9	1939	28	1939	49	0.0

Окончание таблицы 2

10	4	82	0.66	0.37149	2.8	0.05079	1.6	0.6	321	15	319	10	–0.5
KT-007													
1	2	50	0.58	0.37782	3.1	0.05135	1.6	0.5	325	17	323	10	–0.8
2	2	46	0.56	0.37308	2.7	0.05102	1.6	0.6	322	15	321	10	–0.3
3	6	127	0.63	0.37932	2.2	0.05138	1.5	0.7	327	12	323	10	–1.1
4	5	110	0.66	0.37847	3.2	0.05167	1.7	0.5	326	18	325	11	–0.3
5	5	108	0.78	0.37088	2.2	0.05064	1.5	0.7	320	12	319	10	–0.6
6	36	115	0.61	5.96418	1.6	0.35727	1.5	0.9	1971	27	1969	50	–0.1
7	36	113	0.63	6.00947	1.6	0.35872	1.5	0.9	1977	27	1976	50	–0.1
8	2	54	0.50	0.37242	3.0	0.05101	1.6	0.5	321	17	321	10	–0.2
9	2	47	0.54	0.37139	3.8	0.05063	1.8	0.5	321	21	318	11	–0.7
10	84	282	0.47	5.52851	1.5	0.34008	1.5	0.9	1905	26	1887	48	–0.9
KT-027													
1	28	660	2.58	0.36130	1.7	0.04943	1.5	0.9	313	9	311	9	–0.7
2	38	890	2.53	0.36152	1.7	0.04949	1.5	0.9	313	9	311	9	–0.6
3	35	824	0.86	0.36042	1.7	0.04928	1.5	0.9	313	9	310	9	–0.8
4	36	833	2.60	0.35790	1.7	0.04939	1.5	0.9	311	9	311	9	0.1
5	32	751	1.81	0.35677	1.7	0.04900	1.5	0.9	310	9	308	9	–0.5

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

которые внедрялась магма габбро-диоритов и тоналитов или её материнские расплавы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные подтверждают позднекаменноугольный возраст становления интрузивного штока на месторождении Куру-Тегерек. При этом сравнительно более древние (порядка 323–322 млн лет) значения изотопного возраста кристаллов циркона из габбро-диоритов этого интрузивного штока весьма близки таковым, ранее полученным другими авторами (порядка 326 млн лет; [12]), однако полученные значения изотопного возраста из тоналитов этого штока обнаруживают как близкие (около 321 млн лет), так и существенно более молодые значения (порядка 311 млн лет) (табл. 2; рис. 3). Это указывает на присутствие, по крайней мере среди тоналитов, нескольких фаз внедрения, а в целом – заметно “удлиняет” продолжительность внедрения пород продуктивного интрузивного штока и существенно “омолаживает” возраст магматического процесса по сравнению с данными, ранее полученными другими авторами [12]. Более того, присутствие микродаек гранодиоритов-гранитов, пересекающих тоналиты, с вероятностью указывает на наличие (на глубине ?) ещё более

молодых дифференцированных интрузивных пород, внедрение которых могло быть наиболее сближенным во времени с проявлением рудной минерализации. Последние, в свою очередь, сопровождались поздними дайками и штоками кварцевых монцогаббро. Всё это может быть интерпретировано в пользу длительной, многоэтапной (многофазной) кристаллизации пород штока, таким образом, протекавшей в течение не менее 11–12 млн лет, в том числе, 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 явилась необходимым условием для аккумуляции флюидов и металлов в остаточных расплавах, приводящей к формированию крупных плутогенных (“intrusion-related”) месторождений золота и ассоциирующих металлов (меди, молибдена и др.). Это согласуется с длительной историей магмато-генно-рудной эволюции месторождения Куру-Тегерек, где наиболее ранними является различные скарны, а основные концентрации золота и сульфидов связаны с более поздними жильно-штокверковыми системами низкотемпературных пропиловых и карбонат-филлизитовых метасоматитов.

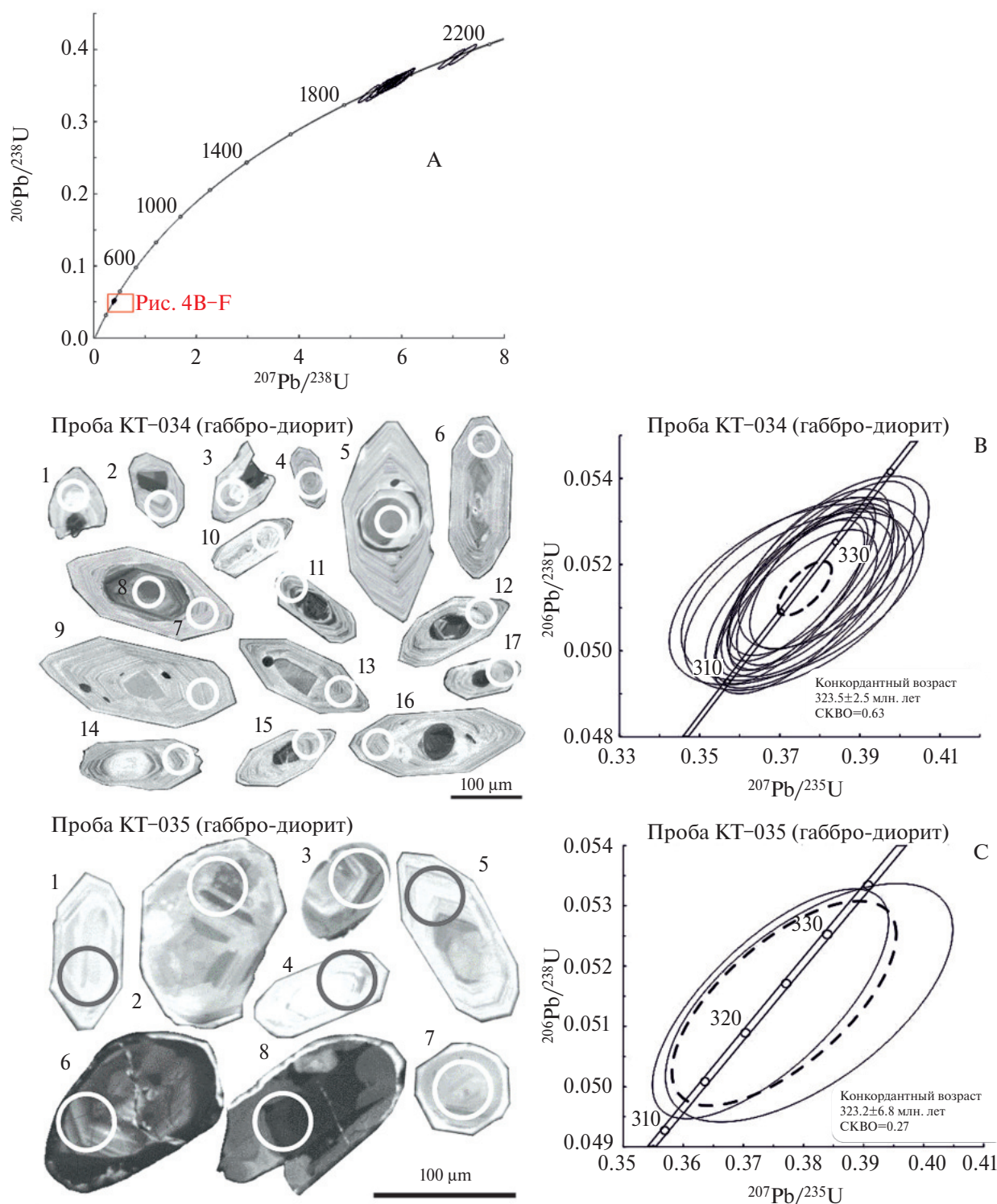
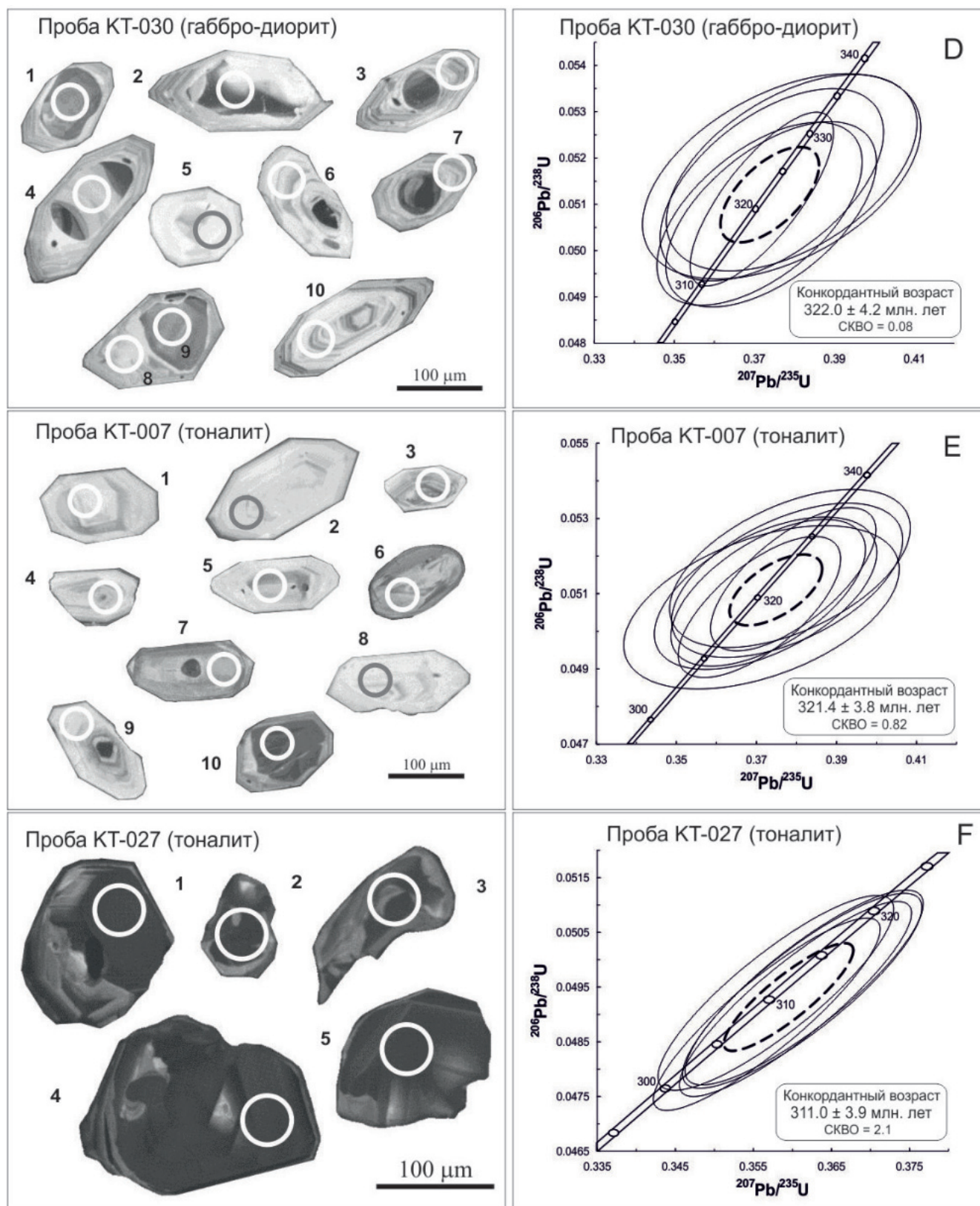


Рис. 3. Католюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в таблице 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из пород интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек (тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ). А – диаграмма с конкордией с учетом возраста автокристов и ксенокристов циркона. В-С – участки диаграммы с конкордией для автокристов циркона.



Полученные значения изотопного U–Pb-возраста циркона (порядка 323–311 млн лет) из пород интрузивного штока месторождения

Куру-Тегерек весьма близки значениям изотопного U–Pb-возраста циркона из интрузивных пород порфировых Cu–Au–Mo-месторождений

смежного Кураминского сегмента Срединного Тянь-Шаня (Алмалыкский рудный район), также связанных с позднепалеозойским магматизмом [1–4]. В частности, изотопный U–Pb-возраст циркона 326.1 ± 3.4 млн лет и 315.2 ± 2.8 млн лет был установлен для кварцевых монцонитов и гранодиорит-порфиров месторождения Кальмакыр, и возраст циркона 337.8 ± 3.4 млн лет и 313.2 ± 2.5 млн лет — для кварцевых монцонитов и гранодиорит-порфиров месторождения Сарычеку [5]. Похожие значения изотопного U–Pb-возраста циркона интрузивных пород Алмалыкского рудного района были получены и другими авторами, в том числе 327.2 ± 5.6 млн лет (монцониты) и 313.6 ± 2.8 (гранодиорит-порфиры) [6]. Это подчёркивает временную близость формирования месторождения Куру-Тегерек и указанных гигантских порфировых Cu–Au–Mo-месторождений. Вместе с этим, эти порфировые Cu–Au–Mo-месторождения Кураминского сегмента связаны с позднепалеозойским высококалийным известково-щелочным и шошонитовым магматизмом, а месторождение Куру-Тегерек, как и другие месторождения Чаткальского сегмента — преимущественно с умеренно-калийным известково-щелочным (тоналитовым) магматизмом. Это отличие объясняется крутым наклоном субдуцируемой плиты в Кураминском сегменте, и пологим — в Чаткальском сегменте [8, 12]. Сравнительно более молодой (порядка 311 млн лет) магматизм в Чаткальском сегменте, вероятно, отвечал обстановке зрелой (“mature”) субдукции, возможно — увеличению угла наклона субдуцируемой плиты, с появлением более высококалийных известково-щелочных (и шошонитовых) пород, но с последующим затуханием супра-субдукционного магматизма [8, 12]. Тем не менее, в обоих сегментах этот магматизм соответствовал субдукционному этапу и предшествовал более молодому (моложе 295 млн лет [3, 4]) пост-коллизийному магматизму. С этим согласуются и геохимические особенности пород интрузивного штока месторождения Куру-Тегерек, в том числе невысокие содержания Zr (обычно <150 ppm), Nb (≤ 8 ppm), Y (≤ 20 ppm) и Ta (≤ 0.70 ppm) (табл. 1; см. также [8, 12]), что характерно для магм, связанных с субдукцией [19]. В обстановке надсубдукционного магматизма могли возникать условия для плавления литосферной мантии, модифицированной при субдукции, а также формирование магматических очагов в коровом субстрате, с возможным смешением мантийных основных и коровых кислых магм.

В этом аспекте, участию коровых магматических очагов в магмогенезисе отвечает почти постоянное присутствие в изученных породах ксенокристов “древнего” циркона, датированных изотопным U–Pb-возрастом порядка 1.9–2.1 млрд лет (табл. 2; рис. 3) и, по-видимому, унаследованных из субстрата этих коровых очагов. Данный возраст согласуется с возрастом (1.8–2.3 млрд лет), который был отмечен для метаморфических и гранитоидных коровых субстратов основания Таримского кратона [20], отдельные блоки которого, вероятно, образуют фундамент террейнов Срединного Тянь-Шаня ([3] и др.).

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке научных программ ИГЕМ РАН 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 // 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., 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.
4. Seltmann R., Porter T. M., Pirajno F. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 79. P. 810–841.

5. *Cheng Z., Zhang Z., Chai F., Hou T., Santosh M., Turesebekov A., Nurtaev B. S.* Carboniferous porphyry Cu–Au deposits in the Almalyk orefield, Uzbekistan: the Sarycheku and Kalmakyr examples // *International Geology Review*. 2017. V. 60. P. 1–20.
6. *Zhao X.-B., Xue C.-J., Chi G.-X., Mo X.-X., Nurtaev B., Zhang G.-Z.* Zircon and molybdenite geochronology and geochemistry of the Kalmakyr porphyry Cu–Au deposit, Almalyk district, Uzbekistan: Implications for mineralization processes // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 86. P. 807–824.
7. *Seliverstov K. V., Ges' M. D.* Petrochemical features of magmatites and major kinematic parameters of the middle Carboniferous–early Permian subduction of the Turkestan paleo-ocean (Tien Shan, Northern Fergana) // *Russian Geol. Geophys.* 2001. V. 42. P. 1393–1397.
8. *Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S.* Geology, mineralization, and fluid inclusion study of the Kuru-Tegerek Au–Cu–Mo skarn deposit in the Middle Tien Shan, Kyrgyzstan // *Mineralium Deposita*. 2018. V. 53(2). P. 195–223.
9. *Подлесский К. В., Власова Д. К., Кудря П. Ф.* Скарны и руды месторождения Куру-Тегерек. В сб. Коржинский Д. С. (ред.), *Метасоматизм, минералогия и генезис золотых и серебряных месторождений*. М.: Изд-во “Наука”, 1984. С. 167–212.
10. *Новикова Н. Ю.* Образование скарнов в Среднем Тянь-Шане (на примере месторождения Куру-Тегерек): автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 24 с.
11. *Rowins S.* Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme // *Geology*. 2000. V. 28(6). P. 491–491.
12. *Zu B., Seltnann R., Xue C., Wang T., Dolgoplova A., Li C., Zhou L., Pak N., Ivleva E., Chai M., Zhao X.* Multiple episodes of Late Paleozoic Cu–Au mineralization in the Chatkal-Kurama terrane: New constraints from the Kuru-Tegerek and Bozymchak skarn deposits, Kyrgyzstan // *Ore Geology Reviews*. 2019. V. 113. Paper 103077.
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, CA: Berkeley Geochronology Center, 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. *Pearce J. A., Peate D. W.* Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 1995. V. 23. P. 251–285.
20. *Kröner A., Alexeiev D. V., Kovach V. P., Rojas-Agramonte Ya., Tretyakov A. A., Mikolaichuk A. V., Xie H. Q., Sobel E. R.* Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. V. 135. P. 122–135.

**NEW DATA ON ISOTOPIC U-Pb AGE (LA-ICP-MS METHOD)
OF ZIRCON FROM INTRUSIVE ROCKS OF THE KURU-TEGEREK
GOLD-COPPER-MOLYBDENUM SKARN DEPOSIT
(MIDDLE TIEN SHAN, KYRGYZSTAN)**

S. G. Soloviev^{1,*}, S. G. Kryazhev², D. V. Semenova³, Y. A. Kalinin³,

Academician of the RAS N. S. Bortnikov¹

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

²*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation*

³*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

**E-mail: serguei07@mail.ru*

The paper presents new isotopic U–Pb data (LA-ICP-MS) method of zircon from the main types of intrusive rocks at the Kuru-Tegerek gold-copper-molybdenum skarn deposit situated in the Chatkal segment of the Middle Tien Shan. This and other gold, copper, tungsten and molybdenum deposits are parts of the extended Late Paleozoic metallogenic belt of Tien Shan. The concordant isotopic U–Pb values obtained for zircon autocrysts from the rocks of sequential intrusive phases span over the interval from approximately 323 to 311 Ma. This interval comprises the crystallization of gabbro-diorite (from 323.5 ± 2.5 Ma to 323.2 ± 6.8 Ma) and tonalite (from 321.4 ± 3.8 Ma to 311 ± 3.8 Ma). The age dates obtained for these zircon autocrysts correspond to the emplacement of these moderate-potassic intrusions in the Late Carboniferous and are almost coincident with the isotopic dates previously known for the high-potassic intrusions of the porphyry Cu–Au–Mo deposits of the Almalyk mineralized cluster (Kurama segment of the Middle Tien Shan), which were also emplaced in the Late Carboniferous (about 330–310 Ma). This corresponds to the subduction tectonic regime occurred in this region in relation to the steep-dipping (in the Kurama segment) or flat (in the Chatkal segment) subduction of a tectonic plate toward the north, under the structures of the Kazakhstan-Northern Tien Shan continental massif and accreted segments of the Middle Tien Shan. The intrusive rocks studied at the Kuru-Tegerek deposit contain also zircon xenocrysts (including these in the core of complex crystals) with the isotopic U–Pb age of some 1.9–2.1 Gb. These dates are in agreement with the age of metamorphic rocks in the Tarim craton basement and indicate the presence of the ancient continental crust in this segment of the Middle Tien Shan.

Keywords: isotopic U–Pb study, zircon, granitoids, Kuru-Tegerek Au–Cu–Mo deposit, Almalyk porphyry Cu–Au–Mo deposits, Kyrgyzstan, Tien Shan

УДК 550.46(234.853)

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ В ПОДОТВАЛЬНЫХ ВОДАХ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2024 г. Р. Ф. Абдрахманов^{*}, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков^{**}

Поступило 22.01.2024 г.

После доработки 05.02.2024 г.

Принято к публикации 07.02.2024 г.

Натурные исследования гидроминеральных месторождений Южного Урала, а также результаты изучения ионно-солевого и газового состава подземных вод показывают, что жидкие стоки колчеданных месторождений региона в перспективе могут стать серьёзными месторождениями вторичного минерального сырья. Подотвальные воды представляют собой минеральные ресурсы на редкие металлы, в которых по уровню концентраций содержание главных элементов соизмеримо со средним содержанием в рудах.

Ключевые слова: вторичные минеральные ресурсы, подотвальные воды, Южный Урал

DOI: 10.31857/S2686739724060047

Южный Урал — классическая провинция распространения девонских колчеданных месторождений — более 300 лет поставлял медные, цинковые и др. концентраты металлургическим заводам России. Здесь разрабатывается более 30 рудных месторождений. В настоящее время активно эксплуатируются месторождения Учалинской, Сибайской, Бурибаевской групп. Последние отличаются повышенным содержанием в рудах Pb, Ba, Mo, As, Au. В структурно-тектоническом отношении рассматриваемые районы относятся к западной и частично центральной части Магнитогорского мегасинклинория [1].

Горнорудные отходы включают отвалы вскрышных пород, некондиционных руд, хвостов обогащения, подотвальные и другие воды. В регионе ежегодно образуется 10–12 млн т твёрдых отходов: некондиционные руды и вскрышные породы составляют 40–44%, отходы обогащения 42–44%. Общий объём накопленных отходов превышает 1 млрд т [2]. Твёрдые отходы являются “аккумулятором” техногенных мигрантов и основным источником загрязнения природной среды. Высота отдельных отвалов достигает 200–300 м, а их площади — до 1 км². Из-под отвалов разгружаются подотвальные стоки дебитом от 0.5 до 10 л/с, содержащие токсиканты (Be,

As, Ba, Mo, Co, Cd и др. первого и второго класса опасности). Ежегодный объём подотвальных вод превышает 1.5–2 млн м³, а с рудничными достигает 8 млн м³ (рис. 1). Рудничные и подотвальные стоки, содержащие высокотоксичные элементы, разгружаясь в поверхностные воды, загрязняют речную сеть бассейна реки Урал.

Переработка твёрдых отходов как вторичного минерального сырья на Урале в литературе рассматривается довольно часто [3–7]. Жидкие стоки (подотвальные и др. воды) колчеданных месторождений как вторичные минеральные ресурсы рассматриваются только в единичных работах [2, 8–11].

В основу работы положены собственные разработки авторов, базирующиеся на натурных исследованиях гидроминеральных месторождений региона, а также результаты изучения ионно-солевого и газового состава подземных вод. Непосредственно на водоисточниках определялись концентрации H₂S и O₂ (колориметрированием), CO₂ (объёмным способом), а также Br[–], I[–], величины pH и Eh (ионоселективным методом с помощью иономера “И-102”). Микроэлементный состав различных сред произведён методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ICP — S.PLASMA QUAD фирмы “VG instruments” в ИГЕМ РАН.

Жидкие стоки колчеданных месторождений Южного Урала в перспективе могут стать серьёзными месторождениями вторичного минерального сырья. Подотвальные воды, содержащие

¹ Институт геологии Уфимский Федеральный исследовательский Центр Российской академии наук, Уфа, Россия

^{*}E-mail: hydro@ufaras.ru

^{**}E-mail: puchkv2@mail.ru

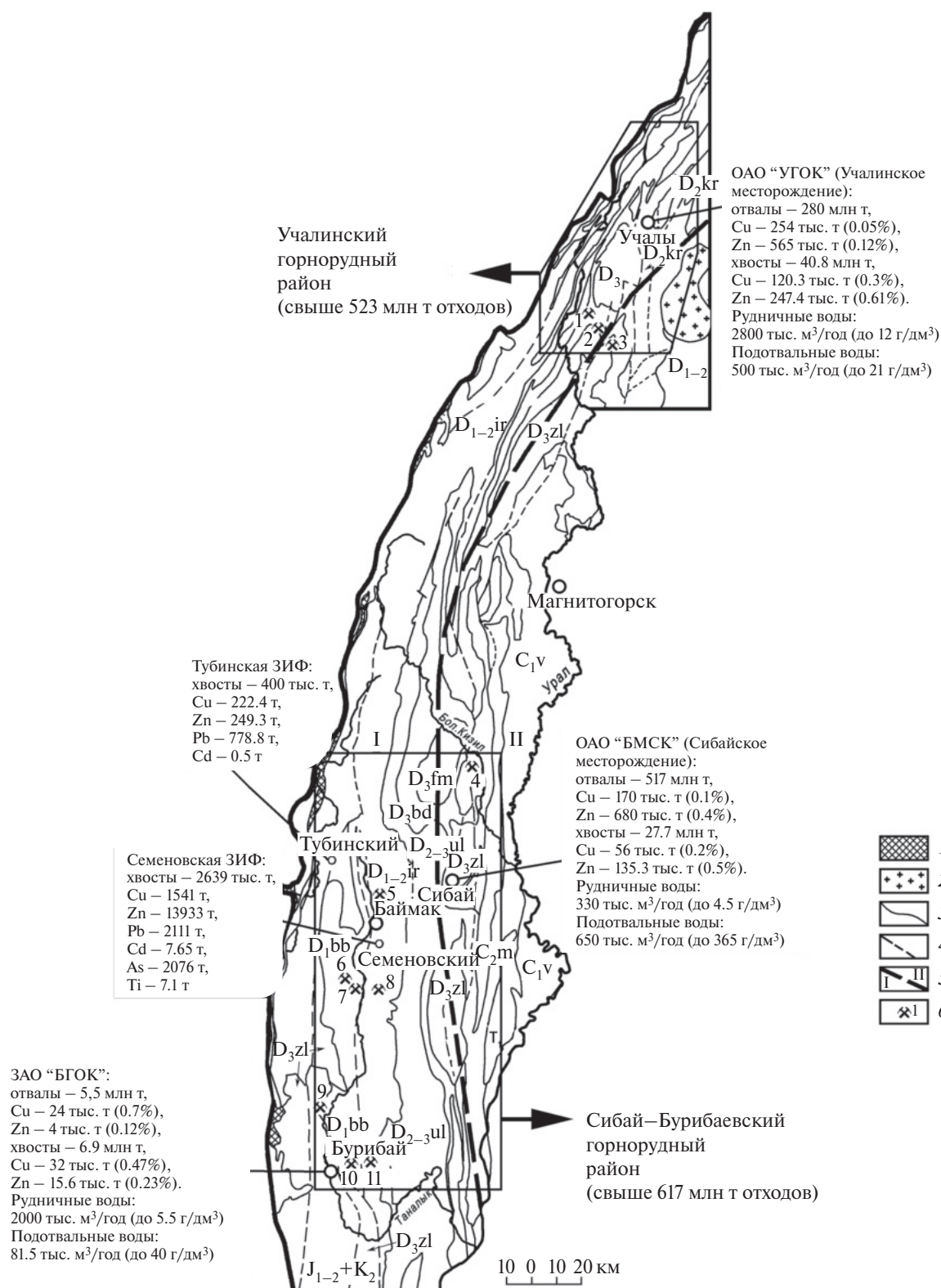


Рис. 1. Горнопромышленные предприятия Южного Урала, геохимический спектр и объёмы отходов [2]. 1 – серпентиниты; 2 – гранитные массивы; 3 – стратиграфические границы; 4 – разрывные нарушения; 5 – граница между западной и центральной частями Магнитогорской мегазоны; 6 – основные месторождения: 1 – Западно-Озерное, 2 – Узельгинское, 3 – Молодежное, 4 – Бакр-Узякское, 5 – Куль-Юрт-Тау, 6 – Бакр-Тауское, 7 – Таш-Тауское, 8 – Балта-Тауское, 9 – Юбилейное, 10 – Октябрьское, 11 – Маканское.

в себе редкие металлы, представляют собой минеральные ресурсы, в которых по уровню концентраций содержание главных элементов соизмеримо со средним содержанием в рудах. В цели “Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 г.”, утвержденной Правительством РФ от 22.12.2018 г. № 2914-р входит “создание условий для освоения техногенных месторождений, извлечения ценных компонентов из вскрышных, вмещающих горных пород, а также попутных промышленных вод; снижение негативного влияния освоения недр на окружающую среду”.

Переработка техногенных минеральных образований и горнорудных стоков позволит улучшить экологическую обстановку региона, уменьшить нагрузку на природную среду.

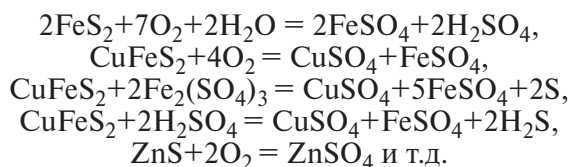
МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ В ПОДОТВАЛЬНЫХ ВОДАХ

Химический состав подотвальных вод формируется в результате контакта атмосферных осадков с твёрдыми отходами рудных предприятий (взаимодействие вода–порода–газ). Объём подотвальных вод определяется количеством осадков (мм/год), выпадающих в данной местности (Учалы – 431, Акъяр–Бурибай – 316, при величине испарения в среднем 280). Время взаимодействия пород с поступающими водами “сверху” составляет десятки-сотни суток (в нижних частях отвалов процесс взаимодействия порода–вода достигает нескольких лет). Химический состав атмосферных осадков отличается большим разнообразием. Средняя величина pH их составляет 6.0–6.2, с колебаниями 3.50–7.48. За последние 30–40 лет произошли существенные изменения экстремальных значений pH - и Eh -состояния атмосферных осадков, выпадающих в различных районах Урала. Усиление антропогенных воздействий привело к сдвигу крайних значений pH как влево (до 2.0), так и вправо (до 9.0).

Вещественный состав пород и руд определяет геохимические особенности связанных с ними природных вод. Главными рудными минералами колчеданных месторождений Южного Урала являются пирит (FeS_2), халькопирит ($CuFeS_2$) и сфалерит (ZnS). В подчинённом количестве присутствуют магнетит (Fe_3O_4), теннантит ($3Cu_2S \cdot As_2S_3$), борнит (Cu_5FeS_4), арсенопирит ($FeAsS$) и пирротин ($Fe_{1-x}S$). Колчеданные руды Сибайского месторождения в среднем содержат (%): Cu (1.14), Zn (2.8), S (41.1), Cd (0.0009), Co (0.0067), Se (0.0083), Te (0.0047), Ge

(0.0003), Ga (0.0006), In (0.00045). Руды месторождений Балта-Тау, Бакр-Тау, Таш-Тау – золото-медно-цинковые с содержанием (%) Cu (1.18–7.43), Zn (1.58–6.94), S (10.2–31.1). Колчеданные руды Учалинского, Узельгинского и Молодежного месторождений характеризуются следующими содержаниями компонентов (%): Cu (0.4–3.5), Zn (0.4–5.0), S (15–45), As (0.1–0.3), Sb (0.01–0.6), Ba (0.2–7.0), Pb (0.1–0.3), Cd (0.006–0.012) и др. Руды Октябрьского месторождения медно-цинковые характеризуются содержанием (%): Cu (3.81), Zn (1.97), S (39.4). В них также присутствуют Cd, Se, Te, In и др. Таким образом, именно минералы, содержащие широкий комплекс макро- и микрокомпонентов, в конечном итоге определяют природный и техногенный гидрогеохимический фон.

Одной из форм миграции токсикантов из техногенно-минеральных образований (ТМО) являются гидрогенные потоки в виде жидких производственных отходов (карьерные и шахтные воды, подотвальные воды, жидкая фаза материала хвостохранилищ). Гипергенные изменения рудных минералов месторождений колчеданной формации приводят к переводу труднорастворимых сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит и др.) в хорошо растворимые сульфаты [12]:



Окислительные трансформации сопровождаются переходом в дренажные воды горных выработок и в фильтраты твёрдых отходов значительных количеств водородного иона, что определяет снижение pH этих вод и соответственно резкое увеличение их окислительно-восстановительного потенциала (Eh до +800 мВ). При непрерывном образовании H_2SO_4 , H_2S , $S_2O_8^{2-}$, S^0 , SO_3^{2-} , насыщении атмосферы CO_2 и понижении pH , возникают условия, благоприятные для сернокислотного выщелачивания.

Самыми специфичными среди стоков горноперерабатывающего комплекса являются подотвальные воды [2, 13], минерализация их достигает 365 г/дм³ (табл. 1) и нередко превышает минерализацию рудничных вод (табл. 2). Некоторые элементы из микро- становятся макрокомпонентами, и образуются высокоминерализованные сульфатные полиметаллические воды с низким значением pH (2.6–2.8), высоким Eh (+345...+565 мВ).

Таблица 1. Химический состав подотвальных вод колчеданных месторождений

Компоненты, мг/дм ³	Место отбора и номер пробы					
	Бурибай, 23	Сибай, 30	Сибай, 31	Учалы, 40	Учалы, 41	Куль-Юрт- Тай, 50
HCO ₃ ⁻	—	61.0	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	32143	1857	194048	17976	5102	47738
Cl ⁻	382	5.9	232	27.3	122	19
Ca ²⁺	2138	389	48597	140	802	72
Mg ²⁺	2713	367	62515	101	438	238
Na ⁺ +K ⁺	238	80.2	7.7	17.7	254	23.1
Fe _{общ}	732	0.15	29400	1824	134	9675
Al	1273	13	14153	525	222	818
Cu	443	0.11	3560	178	34	30.5
Zn	196	7.27	12235	207	228	12.2
Mn	145	0.06	409	53	39	18.0
Ni	7.6	<0.01	6.65	0.7	0.57	1.15
Co	8.4	<0.01	22.5	2.66	1.2	5.92
Cd	1.8	0.01	40.5	0.62	0.58	0.062
Li	10.0	9.0	10.0	20.0	30.0	40.0
Be	0.3	0	0.4	2.0	0.7	2.0
Rb	0.8	0.7	2.4	0.8	5.0	0.6
pH	2.6	7.0	2.1	2.3	3.0	1.6
Сухой остаток, г/дм ³	40.4	2.8	365.2	21.1	7.4	58.7

Одним из “проблемных” металлов в горно-рудных стоках является *литий*. Судя по публикациям в СМИ, литий в настоящее время весьма востребован в электронной промышленности, и ряд индустриально развитых стран испытывают в нем серьёзный дефицит. Тем не менее, литий относится к числу элементов, сравнительно широко распространенных в природе. Среднее содержание в породах составляет 0.0032%. Наибольшее количество его (десятые доли процента) обнаружены в слюдах, амфиболах, пироксенах, минералах группы галлуазита, монтмориллонита. Являясь катионогенным элементом, литий в водных растворах чаще всего образует простые свободные ионы с низким зарядом. Основная масса лития “пассивно” мигрирует в глинистых взвесах вод. Региональным фоном лития для подземных вод Южного Урала можно считать содержание 0.005 мг/дм³ [2]. Следует полагать, что повышенным содержанием лития в водах глинистых пород является >0.02 мг/дм³, а в водах гранодиоритов и диабазов >0.01 мг/дм³.

Литий, являясь типично литофильным элементом, не характерен для гидротермального сульфидного процесса. В большинстве рудных месторождений этого генезиса он содержится

преимущественно в породообразующих минералах. Больше всего лития в кислых и щелочных магматических породах. В пробах, отобранных из отвалов Бурибаевского месторождения, обнаружено до 16.5 мг/кг лития. Процессы гипергенеза твёрдых отходов горнорудного производства вовлекают литий в миграцию с техногенными стоками. В самых заметных концентрациях литий содержится в подотвальных водах до 40 мг/дм³ (см. табл. 1). В донных отложениях дренажной канавы отвалов месторождения Бакр-Тай содержание лития достигает 4 мг/кг, а в почвах — до 51 мг/кг.

С литием генетически связан *бериллий*. В геохимических процессах бериллий ведёт себя как типичный литофильный элемент. По распространённости в подземных водах бериллий относится к группе редко встречающихся элементов. Во всех соединениях он двухвалентен. Большие его количества поступают в воду за счёт разрушения породообразующих минералов, несущих рассеянную бериллиевую минерализацию. Несмотря на его крайне низкое содержание в породах (0.3–0.6 г/т), техногенные процессы приводят к накоплению бериллия в стоках, в которых его концентрация колеблется от 0.001 до 2 мг/дм³.

Таблица 2. Рудничные воды колчеданных месторождений Южного Урала

Место отбора	Глубина отбора, м	pH	М, г/дм ³	Ингредиенты, мг/дм ³ , %						Cu, мг/дм ³	Zn, мг/дм ³
				HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺		
Дренажный штрек, гор. 120 м, УГОК	—	3.9	9.62	0 0	4947.0 95.5	175.4 5.0	294.6 13.6	417.0 31.8	1137.3 45.8	59.4	204.1
Общий водосборник, гор. 120 м, УГОК	—	4.1	5.24	0 0	3024.0 93.7	147.9 6.3	400.8 29.8	221.3 27.1	510.6 33.1	40.3	153.9
Рудничные воды месторождения Сибай	—	5.9	4.5	0 0	2600.0 96.0	108.0 4.0	14.6 1.9	18.1 2.0	1705.0 97.1	20.0	200.0
Карьерные воды месторождения Куль-Юрт-Тау	4	2.5	2.29	0 0	1850.0 97.77	31.2 2.23	187.0 39.9	65.0 22.9	36.0 6.7	2.7	2.6
Карьерные воды месторождения Куль-Юрт-Тау	40	2.6	2.99	0 0	2170.0 98.83	19.0 1.17	209.0 26.0	82.0 16.8	54.5 5.9	2.5	3.2

В гидрооксидах железа на территории Бакр-Тау содержится до 9 г/т бериллия, в сухом остатке воды на месте разгрузки подотвальных стоков Южного отвала Сибайского месторождения — 6.6 г/т. В группу бериллия также входят *барий* (0.04–0.7 мг/дм³) и *стронций* (0.2–6.3 мг/дм³).

Кадмий — типоморфный халькофильный элемент месторождений колчеданной формации. Он генетически связан с цинком, в меньшей степени со свинцом и индием. Основным его концентратом является сфалерит. Распространённость кадмия в подземных водах очень низкая. Он обнаружен спектрально только в нескольких пробах подземных вод южноуральских сульфидных месторождений, в непосредственной близости от богатых цинком руд. Содержание кадмия в этих пробах колеблется от следов до 0.01 г/дм³. Переносится он, по-видимому, в сульфатной форме. Концентрация его в подотвальных стоках довольно высока, в пределах 0.02 (серноколчеданное месторождение Куль-Юрт-Тау) — 40.5–330 мг/дм³ (месторождение Сибай).

Нашими исследованиями в Южноуральском регионе оценены ориентировочные концентрации металлов в рудничном водосбросе. Эти исследования показали, что рудничными водами только Сибайского месторождения выносятся (кг/год): Cu $n \times 10^5$, Zn $n \times 10^5$, Fe $n \times 10^5$, Pb $n \times 10^4$.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены по теме FMRS-2022-0013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
2. Абдрахманов Р. Ф., Ахметов Р. М. Гидрогеохимия горнорудных районов // Геохимия. 2016. № 9. С. 829–840.
3. Емлин Э. Ф. Техногенез колчеданных месторождений Урала. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 253 с.
4. Макаров А. Б. Главные типы техногенно-минеральных месторождений Урала. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2006. 206 с.
5. Талалай А. Г., Макаров А. Б., Зобнин Б. Б. Техногенные месторождения Урала, методы их использования и перспективы переработки // Изв. вузов. Горный журнал. 1997. № 11–12. С. 20–36.
6. Чантурия В. А., Корюкин Б. М. Проблемы геотехнологии и недроведения. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 26–34.
7. Техногенное минеральное сырье Урала (Развитие минерально-сырьевой базы России) / Перепелицын В. А., Рытвин В. М., Коротеев В. А. и др. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2013. 332 с.
8. Табаксблат Л. С. Гидрохимические материалы. СПб.: Гидрометеоздат, 1994. Т. 111. С. 31–38.
9. Елпатьевский П. В. Металлоносность техногенных вод рудных месторождений Приморья. Геология и горное дело в Приморье в прошлом, на-

- стоящем и будущем. Тезисы докладов конференции. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 26–29.
10. Орехова Н. Н., Шадрунова И. В. Переработка подотвалных вод // Современные технологии переработки техногенного сырья: Для специалистов горного, обогащательного и металлургического профилей, научных работников, представителей промышленных предприятий и ВУЗов. Екатеринбург: АО “ИПП “Уральский Рабочий”, 2019. С. 154–174.
 11. Медяник Н. Л., Шевелин И. Ю., Бодьян Л. А. Изучение возможности утилизации шламов очистки техногенных вод и стоков горных предприятий Южного Урала // Успехи современного естествознания. 2017. № 12. С. 201–206.
 12. Крайнов С. Р., Рыженко Б. Н., Швеиц В. М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. 672 с.
 13. Абдрахманов Р. Ф., Попов В. Г. Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. Уфа: Гилем, 2010. 420 с.

SECONDARY MINERAL RESOURCES IN THE DUMP WATERS OF THE SOUTHERN URALS

R. F. Abdrakhmanov^{*}, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov^{}**

Institute of Geology Ufimskiy Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

^{}E-mail: hydro@ufaras.ru*

*^{**}E-mail: puchkv2@mail.ru*

Field studies of hydromineral deposits of the Southern Urals, as well as the results of studying the ion-salt and gas composition of groundwater show that liquid runoff from pyrite deposits in the region can become serious deposits of secondary mineral raw materials in the future. Dump waters are mineral resources in which, according to the concentration level, the content of the main elements is commensurate with the average content in ores.

Keywords: secondary mineral resources, dump waters, Southern Urals

УДК 551.22

ПИКРОДОЛЕРИТОВЫЕ ДАЙКИ БАССЕЙНА Р. НАРЫН: ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ПОЛОЖЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

© 2024 г. Академик РАН В. В. Ярмолюк^{1,2}, А. М. Козловский^{1,*}, У. А. Мороз¹, А. В. Никифоров¹

Поступило 24.01.2024 г.

После доработки 09.02.2024 г.

Принято к публикации 12.02.2024 г.

Получены новые свидетельства о раннесилурийской подлитосферной магматической активности в восточной части Алтае-Саянской складчатой области, протекавшей в интервале между масштабными эпизодами мантийного магматизма среднего–позднего ордовика и девона. Таковыми стали дайки пикродолеритов (MgO 15–22 мас. %) Нарынского комплекса в западной части Тувино-Монгольского супертеррейна. В составе дайкового комплекса установлены простые пикродолеритовые дайки и комбинированные с центральной пикродолеритовой зоной и гранитоидами по контактам с минглинг-взаимоотношениями между контрастными породами. Геохимические характеристики пикродолеритов близки к обогащённым базальтам срединно-океанических хребтов или внутриплитных областей и свидетельствуют о доминировании подлитосферного источника. Реконструкция условий выплавления родоначальных расплавов пикродолеритов показывает глубину магомгенерации около 120–140 км, температуру 1600–1640°C и степень плавления до 20% при условии сухого перидотитового источника, что согласуется с условиями генерации магм горячих точек. Гранитоиды комбинированных даек имеют коровые геохимические характеристики и формировались за счёт анатексиса пород Тувино-Монгольского супертеррейна, инициированного внедрением пикродолеритов. U–Pb (SHRIMP-II)-возраст циркона из лейкогранита комбинированной дайки составляет 439 ± 3 млн лет и интерпретируется как возраст дайкового комплекса. Раннесилурийская мантийная магматическая активность наиболее вероятно обусловлена миграцией Сибирского палеоконтинента над Африканским горячим полем мантии.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, ранний силур, высокомагнезиальные породы, подлитосферный мантийный источник, минглинг

DOI: 10.31857/S2686739724060056

Богатые MgO основные и ультраосновные магматические породы являются достаточно редкими породами, отвечающими условиям высокотемпературного мантийного плавления, которое предполагает более высокие температуры в области зарождения магм, чем те, которые задаются геотермическим градиентом. Поэтому такие породы служат индикаторами определённых геодинамических обстановок, характеризующихся температурными аномалиями, которые обеспечивают высокую степень плавления мантийного вещества. Их внутриконтинентальные

проявления обычно инициированы активностью глубинных мантийных плюмов [1–3].

Восточная часть Алтае-Саянской складчатой области характеризовалась высокой магматической активностью внутриплитного типа на протяжении большей части палеозоя. После завершения в раннем ордовике аккреционных процессов в её пределах в интервале 495–460 млн лет возникли многочисленные массивы габброидов, щелочных гранитоидов, нефелиновых сиенитов, зафиксировавших воздействие на литосферу региона раннепалеозойского мантийного плюма [4]. В раннем девоне регион был охвачен рифтогенными процессами, сопровождавшимися крупнообъёмными излияниями основных магм [5]. В позднем палеозое в восточной части Тувы возникли магматические комплексы, связанные с формированием Баргузинской крупной изверженной провинции [6]. Поэтому

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

²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения Российской Академии наук, Кызыл, Россия

*E-mail: amk@igem.ru

обнаружение пикродолеритовых даек в бассейне р. Нарын (юго-восточная Тува) не стало неожиданным событием, но поставило вопрос о том, какому из этапов внутриплитной активности отвечало их формирование. В статье этот вопрос решается на основании определения возраста пород этого дайкового комплекса и характеристики их состава.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Пикродолериты были установлены в пределах Эрзинского блока Тувино-Монгольского композитного супертеррейна в составе дайкового (Нарынского) комплекса, выявленного на правом берегу р. Нарын в 13 км к востоку от пос. Эрзин (рис. 1). Вмещающими для них являются габброиды небольшого массива, прорывающего породы неопротерозойского эрзинского метаморфического комплекса [7]. Габброиды по составу близки к основным породам среднеордовикского башкымугурского габбро-монцодиорит-гранит-лейкогранитного комплекса [8], распространенного северо-западнее (рис. 1), но их возрастное положение остаётся неопределённым. В восточной части габброиды прорваны небольшим телом нефелиновых сиенитов, близких по составу к позднепалеозойским щелочным породам Сангилена, но также не имеющих более строгой возрастной оценки. В поле выходов габброидов распространены многочисленные субширотные дайки, образующие пояс шириной до 1.5 км. Они прослеживаются до тела нефелиновых сиенитов, но в строении последнего не были установлены. Это позволяет предполагать формирование даек в интервале времени между внедрением габброидов и сиенитов.

Рассматриваемые дайки представлены крутопадающими телами до 7 м мощностью и протяжённостью до 700 м и более. Отмечаются дайки двух типов: простые, сложенные пикродолеритами, и комбинированные, в строении которых осевая часть (до 5 м) сложена пикродолеритами, а краевые более узкие (~0.5–1 м) зоны — гранитоидами (рис. 2). Контакты даек с вмещающими габброидами резкие, лишённые признаков воздействия пород даек на габброиды. В комбинированных дайках между основными и кислыми породами отмечаются соотношения минглинга. В зоне взаимодействия разные по составу породы характеризуются резкими, как правило, заливатными границами (рис. 2), в гранитоидах отмечаются каплеобразные округлые обособления пикродолеритов, слегка вытянутые по простиранию даек. В пикродолеритах на контакте

с гранитоидами отмечаются узкие в несколько миллиметров зоны более мелкозернистых их разновидностей. Кроме того, в пикродолеритах прослеживаются извилистые прожилки кислых пород. Все эти соотношения указывают на одновременное внедрение основных и кислых расплавов при формировании даек.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Пикродолериты даек представлены тёмно-серыми и чёрными массивными средне-мелкозернистыми породами, обладающими панидиоморфнозернистой структурой. Дайки простого строения сложены оливином (45–50%), ортопироксеном с подчинённым клинопироксеном (~20%), плагиоклазом (~20%), биотитом (~8%), амфиболом (5%), ильменитом и пиритом. Пикродолериты комбинированных даек отличаются меньшей долей оливина (35–40%) и ортопироксена (~10%), более высокими долями клинопироксена (~15%) и плагиоклаза (до 30%), акцессорные представлены ильменитом и пиритом.

Салическая часть комбинированных даек представлена полнокристаллическими равнозернистыми лейкократовыми гранитами светло-бежевого, бежевого цвета, с панидиоморфнозернистой и гранитовой структурой. Породы сложены плагиоклазом и кварцем в равных соотношениях (35–40%), калиевым полевым шпатом (до 20 %). Темноцветные представлены биотитом, образующим рассеянные скопления до ~0.7 см, в которых отмечаются также мусковит, циркон и апатит.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Составы даек Нарынского комплекса приведены в табл. 1. На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ по [9] они представлены двумя группами резких контрастных составов (рис. 3 а), отвечающих, с одной стороны, габбро и, с другой, щелочным и умереннощелочным лейкогранитам. Пикродолериты простых даек обладают более высокими содержаниями MgO (~22 мас. %) по сравнению такими же породами комбинированных даек ($\text{MgO} < 19$ мас. %, рис. 3). Магнезиальность простых даек составляет $\text{Mg}^* = 76$ и опускается до $\text{Mg}^* = 70$ в комбинированных. Содержания TiO_2 во всех долеритах около 1 мас. % (рис. 3 в), а K_2O менее 0.45 мас. % (рис. 3 д). Такие параметры состава соответствуют вулканическим пикритами и коматиитам, поэтому, учитывая раскристаллизованную структуру пород, их справедливо называть пикродолеритами. Концентрация MgO

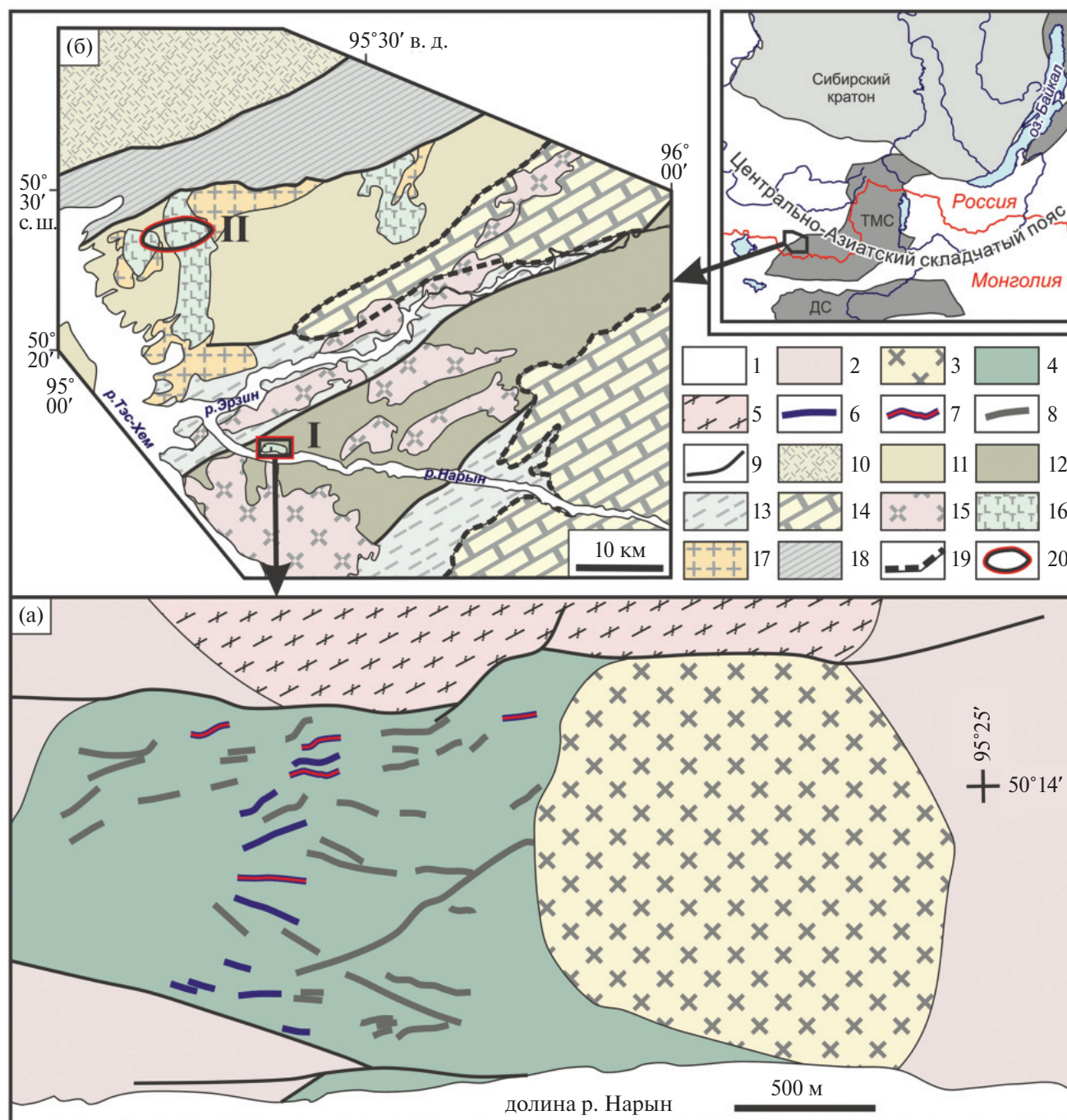


Рис. 1. Схема строения участка распространения даек Нарынского комплекса (а) и положение этого комплекса в геологических структурах юго-восточной Тувы (б) по [8] с упрощениями. Условные к рис. (а): 1 – кайнозойские образования, 2 – метаморфические комплексы чартысской серии (PR_2); 3 – нефелиновые сиениты ($C_3?$), 4 – габброиды ($O_2?$), 5 – гранито-гнейсы эрзинского комплекса; 6–8 – дайки Нарынского комплекса: 6 – основного состава, 7 – комбинированные, 8 – не детализированные по составу; 9 – разломы. Условные к рис. (б): 10 – комплексы Таннуольской островной дуги, 11–13 – метаморфические комплексы Тувино-Монгольского супертеррейна: 11 – мугурский, 12 – нижеэрзинский, 13 – эрзинский; 14 – карбонатно-терригенный чехол; 15–17 – магматические комплексы: 15 – баянкольский габбро-граносиенит-гранитный, 16 – башкымугурский габбро-монцодиоритовый, 17 – башкымугурский гранит-лейкогранитный; 18 – Агардагский сутурный шов, 19 – границы тектонических покровов, 20 – районы развития дайковых комплексов (I – Нарынский, II – Агардакский). На врезке: ТМС – Тувино-Монгольский супертеррейн, ДС – Дзабханский супертеррейн.

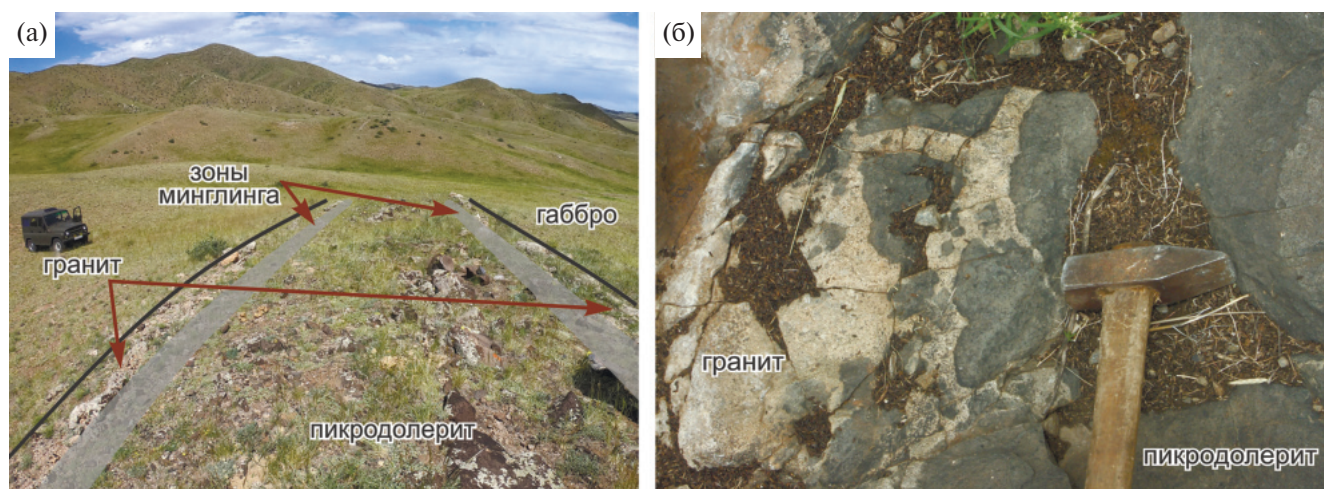


Рис. 2. Соотношения пикродолеритовой и гранитоидной составляющих комбинированных даек Нарынского комплекса. А – общий вид даек; Б – минглинг-текстуры: округлые нодулы пикродолеритов (тёмное), “цементированные” лейкогранитным материалом (светлое).

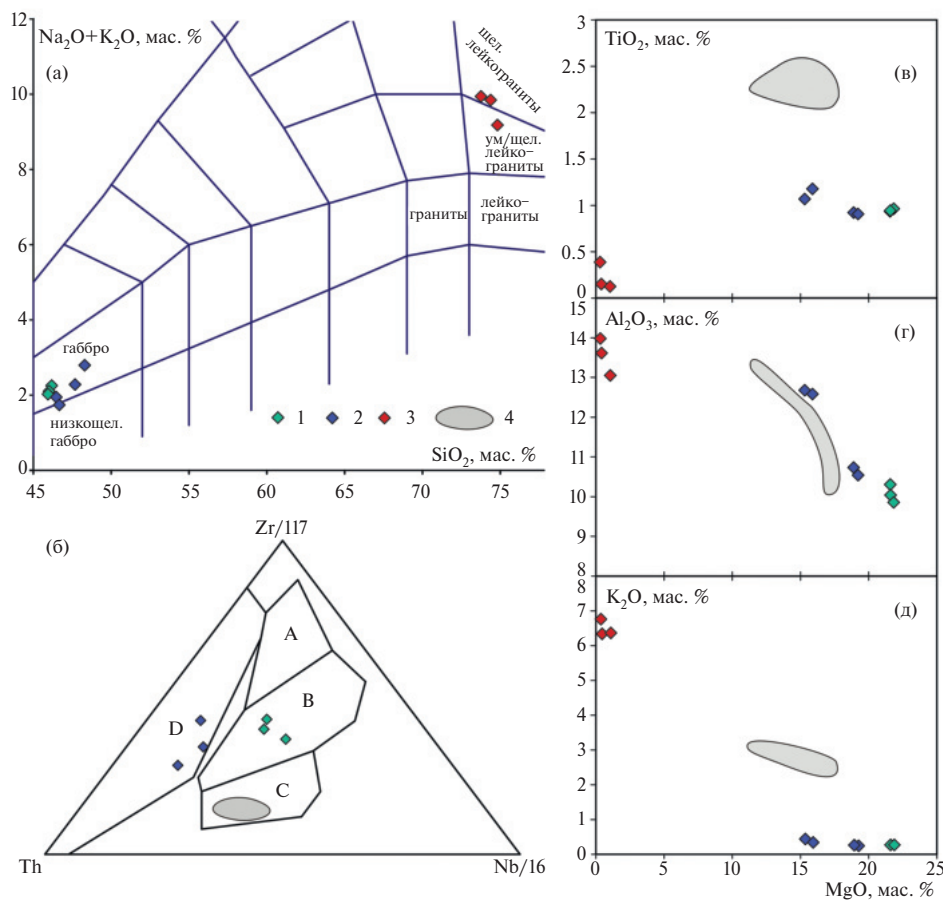


Рис. 3. Геохимические характеристики пород Нарынского дайкового комплекса. 1 – простые пикродолеритовые дайки, 2 – базитовая составляющая комбинированных даек, 3 – гранитоидная составляющая комбинированных даек, 4 – поле составов даек лампрофиров Агардакского комплекса по [11] и неопубликованные данные А.Э. Изоха).

Поля на диаграмме (а) по [9], на диаграмме (б) по [10]: А – нормальные базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), В – обогащённые базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB) и внутриплитные базальты, С – щелочные внутриплитные базальты, D – базальты вулканических дуг.

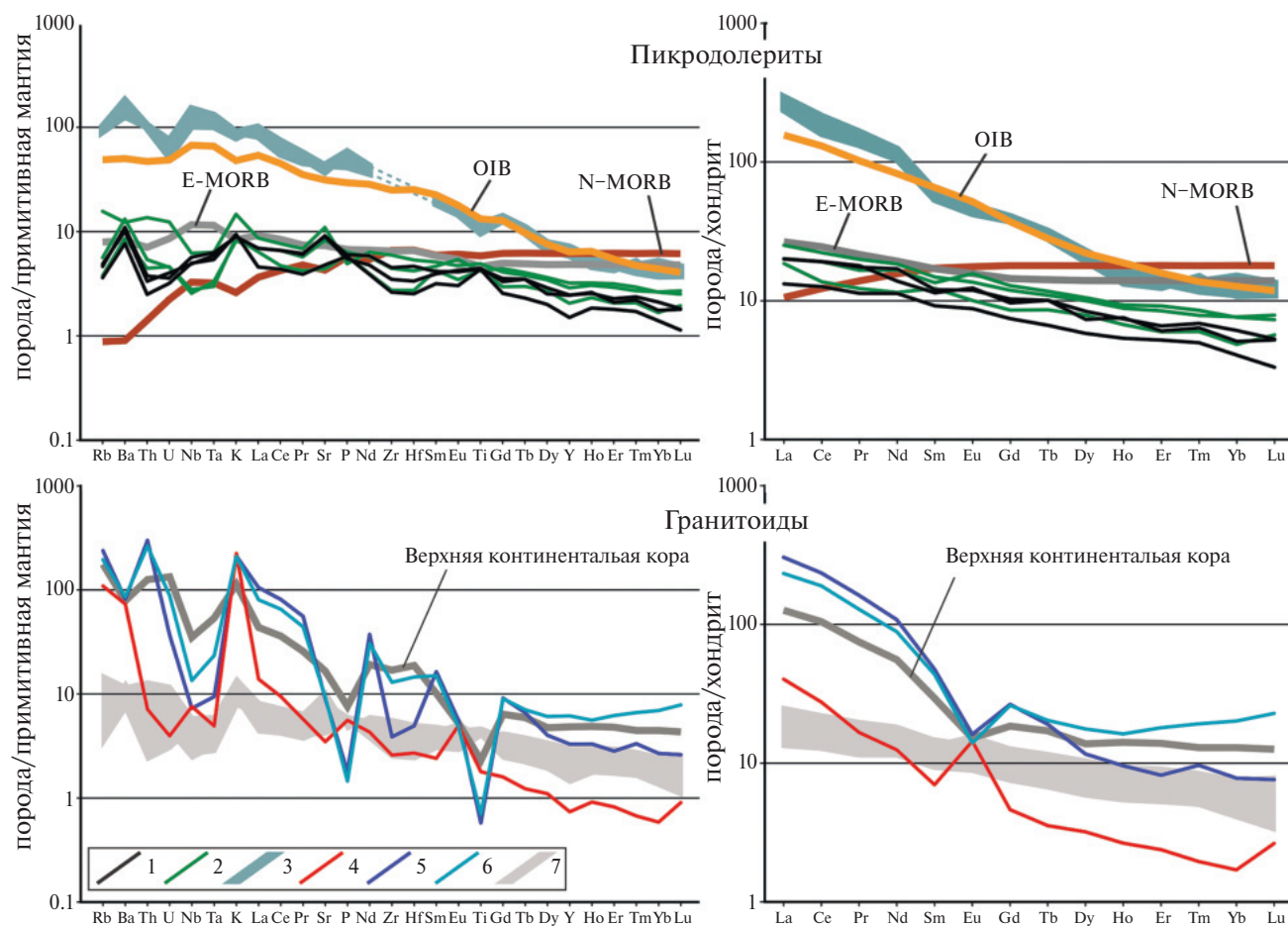


Рис. 4. Спектры распределения микроэлементов в породах Нарынского дайкового комплекса. 1–2 – пикродолериты: 1 – простых даек, 2 – комбинированных даек, 3 – лампрофиры Агардакского комплекса по [11], 4–6 – лейкограниты комбинированных даек, пробы: 4 – ЧЖ-3/15, 5 – ЧЖ-2/10, 6 – ЧЖ-5/14, 7 – поле составов даек пикродолеритов. Составы: N-MORB, E-MORB, хондрита и примитивной мантии по [12], верхней континентальной коры по [13].

обратно коррелирует с содержаниями Al_2O_3 (рис. 3 г), CaO , Na_2O , что указывает на фракционирование из примитивного магматического расплава оливина и ортопироксена, а также, возможно, на контаминацию основных расплавов комбинированных дайках материалом гранитоидов.

Химический состав кислых пород достаточно однороден и характеризуется высоким содержанием SiO_2 и щелочей при преобладании K_2O над Na_2O . Общее содержание феррических компонентов (FeO , TiO_2 , MgO , CaO) в них не превышает 2.5 мас %, что согласуется с лейкократовым обликом пород.

Распределение редких элементов в пикродолеритах приведено на рис. 4. Содержание

несовместимых элементов в породах в целом ниже, чем в E-MORB. По сравнению с N-MORB они обогащены Rb, Ba, Th, U и лёгкими редкоземельными элементами (РЗЭ), но обеднены средними и тяжёлыми РЗЭ. В спектрах распределения микроэлементов отмечается небольшой дефицит Zr и Hf и положительная аномалия Ba. В целом геохимические характеристики пикродолеритов простых и комбинированных даек являются близкими, что позволяет связать их с общим магматическим процессом. Различия между пикродолеритами простых и комбинированных даек отражены в появлении Nb-Ta-минимума и повышенных концентрациях остальных микроэлементов в последних. Распределение РЗЭ в пикродолеритах обоих типов даек слабо фракционированное ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ 2.6–3.9), при этом по

Таблица 1. Химический состав даек Нарынского комплекса.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	ЧЖ-2/7	ЧЖ-3/16	ЧЖ-5/12	ЧЖ-3/14	ЧЖ-5/13	ЧЖ-3/4а	ЧЖ-2/8	ЧЖ-2/10	ЧЖ-3/15	ЧЖ-5/14
SiO ₂	45.28	44.99	44.39	45.33	47.01	45.30	46.69	73.57	73.29	73.76
TiO ₂	0.92	0.91	0.93	0.91	1.04	0.89	1.15	0.12	0.39	0.15
Al ₂ O ₃	10.00	9.72	9.51	10.59	12.34	10.34	12.32	12.91	13.89	13.42
Fe ₂ O ₃	12.90	13.09	13.34	15.89	12.26	15.31	12.99	1.13	1.14	1.02
MnO	0.15	0.15	0.17	0.20	0.16	0.20	0.16	0.02	0.01	0.01
MgO	20.95	20.92	21.07	18.65	14.91	18.86	15.56	1.05	0.33	0.41
CaO	6.31	6.34	6.27	6.57	8.03	6.39	7.99	0.45	0.45	0.84
Na ₂ O	1.43	1.61	1.77	1.74	2.29	1.97	1.90	3.44	3.16	2.80
K ₂ O	0.26	0.28	0.26	0.26	0.43	0.24	0.34	6.30	6.72	6.25
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.11	0.12	0.10	0.13	0.13	0.04	0.12	0.03
п. п. п.	1.43	1.54	1.72	-0.06	1.01	0.07	0.65	0.73	0.43	0.74
Сумма	99.75	99.67	99.54	100.20	99.58	99.70	99.88	99.76	99.93	99.43
V	144	49.9	105	61.0	135	144	—	10.4	4.85	9.33
Cr	316	215	292	194	327	326	—	82.5	5.88	19.3
Co	90.6	62.1	103	62.6	72.8	101	—	2.83	1.27	2.63
Ni	789	750	744	619	505	907	—	41.9	19.9	10.4
Rb	2.94	2.29	3.09	2.40	9.94	3.57	—	151	69.2	124
Sr	192	100	188	92.2	231	174	—	190	73.4	197
Y	11.2	6.83	11.1	9.33	13.1	14.6	—	15.0	3.36	28.0
Zr	50.4	29.4	38.9	30.6	56.0	49.7	—	43.4	28.9	122
Nb	4.04	3.55	3.49	1.98	4.43	1.102	—	5.19	5.40	9.62
Cs	0.045	1.11	0.12	0.09	0.19	0.102	—	0.90	6.25	0.337
Ba	76.9	53.7	70.7	59.8	85.8	92.2	—	571	511	599
La	4.73	3.14	4.75	4.39	5.95	4.76	—	72.2	9.54	55.2
Ce	11.7	7.74	11.7	8.38	13.6	11.7	—	143	16.8	116
Pr	1.66	1.08	1.70	1.16	1.89	1.58	—	15.4	1.58	12.2
Nd	7.94	5.27	6.48	5.36	8.59	7.77	—	50.5	5.83	41.4
Sm	1.84	1.41	1.74	1.88	2.27	2.07	—	7.27	1.07	6.67
Eu	0.69	0.509	0.71	0.581	0.791	0.908	—	0.935	0.835	0.815
Gd	2.11	1.53	1.98	1.76	2.44	2.64	—	5.44	0.949	5.36
Tb	0.377	0.249	0.377	0.322	0.414	0.437	—	0.714	0.132	0.763
Dy	2.13	1.48	1.86	2.00	2.54	2.67	—	2.96	0.812	4.48
Ho	0.418	0.303	0.427	0.381	0.503	0.527	—	0.541	0.150	0.919
Er	1.09	0.86	1.00	0.987	1.40	1.52	—	1.36	0.394	2.98
Tm	0.175	0.127	0.162	0.153	0.201	0.218	—	0.246	0.050	0.486
Yb	1.04	0.689	0.866	0.826	1.30	1.29	—	1.32	0.289	3.42
Lu	0.135	0.084	0.133	0.144	0.202	0.186	—	0.193	0.067	0.582
Hf	1.43	0.783	1.034	0.845	1.65	1.30	—	1.53	0.836	4.49
Ta	0.258	0.22	0.241	0.122	0.258	0.136	—	0.386	0.220	0.959
Pb	0.064	3.83	4.65	2.06	2.26	4.72	—	27.4	21.7	17.1
Th	0.319	0.212	0.28	0.378	1.16	0.467	—	25.4	0.606	22.5
U	0.075	0.067	0.084	0.097	0.258	0.095	—	0.772	0.083	1.85

Примечание. Окислы в мас. %, элементы в г/т. Fe₂O₃ – железо общее, п. п. п. – потери при прокаливании. 1–3 – простые пикродолеритовые дайки; 4–7 – базитовая составляющая комбинированных даек; 8–10 – гранитная составляющая комбинированных даек. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН. Содержания петрогенных окислов определялись методом XRF в стекле, сплавленном с метаборатом Li; микроэлементов – методом ICP-MS с кислотным разложением в микроволновой печи (долериты) и в автоклавах повышенного давления (гранитоиды).

Таблица 2. Результаты U–Pb-датирования (SHRIMP-II) циркона из лейкогранитов комбинированной дайки (образец ЧЖ-5/14, 50.232787° с. ш., 95.38798° в. д.).

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %	err. corr.
1.1	0.04	939	245	0.27	56.2	434.5±5.7	14.34	1.4	0.05583	1.3	0.534	1.9	0.06973	1.4	0.715
2.1	0.00	1286	471	0.38	77.5	437.3±5.7	14.25	1.3	0.05535	1.1	0.5357	1.7	0.0702	1.3	0.781
11.1	0.00	788	465	0.61	47.5	437.6±5.8	14.24	1.4	0.05539	1.4	0.536	2	0.07023	1.4	0.694
17.1	0.00	899	260	0.30	53.8	434.3±5.7	14.35	1.4	0.05585	1.4	0.537	1.9	0.0697	1.4	0.710
16.1	0.03	1115	667	0.62	67.9	441.2±5.8	14.11	1.4	0.05545	1.2	0.5391	1.8	0.07084	1.4	0.737
7.1	0.00	1248	391	0.32	75.7	439.7±5.7	14.17	1.3	0.05549	1.1	0.5401	1.7	0.07059	1.3	0.771
5.1	0.10	1158	392	0.35	70.1	438.8±5.7	14.18	1.3	0.05649	1.1	0.541	1.9	0.07044	1.3	0.694
10.1	0.00	1051	316	0.31	64.4	443.8±5.8	14.03	1.4	0.05509	1.2	0.5413	1.8	0.07127	1.4	0.738
9.1	0.00	966	676	0.72	58.7	440.3±5.8	14.15	1.4	0.05582	1.2	0.544	1.8	0.07069	1.4	0.735
8.1	0.10	759	215	0.29	46.6	444.8±5.9	13.99	1.4	0.05616	1.4	0.545	2.1	0.07143	1.4	0.638
4.1	0.03	1133	629	0.63	63.3	444.5±5.8	14.01	1.3	0.05576	1.2	0.5463	1.8	0.07138	1.3	0.740

Примечание. Ошибки для доверительного интервала 1σ; Pb_c и Pb* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; ошибка калибровки стандарта (1σ) – 0.56 %.

содержанию тяжёлых и средних РЗЭ пикродолериты обеднены относительно базальтов срединно-океанических хребтов.

Кислые породы в составе комбинированных даек обладают разными геохимическими характеристиками, отражёнными в их спектрах распределения рассеянных элементов. Один из лейкогранитов характеризуется резко пониженными содержаниями рассеянных элементов, за редким исключением не превышающих их содержания в долеритах даек, а по содержанию средних и тяжёлых РЗЭ существенно уступающих последним. Повышенные значения демонстрируют лишь Rb, Ba и Eu, что характерно для пород, сформированных за счёт плавления субстрата, обогащённого полевыми шпатами. Два других гранита из комбинированных даек близки по содержанию редких элементов. Они характеризуются высокими содержаниями Rb, Ba, U и Th и относительно пониженными содержаниями Ta, Nb, Sr, P, Eu и Ti, что типично для коровых гранитоидных расплавов, возникших при условии доминирования в рестите полевых шпатов, апатита и Fe–Ti-окислов.

По сравнению с пикродолеритами лейкограниты в целом характеризуются более фракционированным распределением редких элементов, что свидетельствует о разных источниках исходных расплавов основных и кислых пород комбинированных даек. На это указывает и то, что лейкограниты ЧЖ-5/14 и ЧЖ-2/10, несмотря

на существующие между ними различия, по геохимическим характеристикам сближаются с модельным составом верхней коры, что служит основанием считать их продуктами корового плавления.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Как было показано, наблюдаемые соотношения между пикродолеритами и гранитоидами в комбинированных дайках свидетельствуют об одновременном их формировании. Это позволило определить возраст становления даек по циркону из гранитов комбинированной дайки. Циркон из лейкогранита ЧЖ-5/14 характеризуется сложным внутренним строением с отчётливыми ядрами и каймами, имеющими явную магматическую зональность (рис. 5 а). Методом локальной вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе SHRIMP-II во ВСЕГЕИ по методике [14] были изучены преимущественно краевые зональные области кристаллов циркона, 11 из анализов которых характеризуются низким содержанием нерадиоогенного ^{206}Pb (табл. 2). Рассчитанный по ним конкордантный возраст составляет 439 ± 3 млн лет (СКВО = 0.88, рис. 5 б). Это значение возраста рассматривается нами как время становления Нарынского дайкового комплекса.

ОБСУЖДЕНИЕ

Дайки Нарынского комплекса представлены двумя типами – простыми, сложенными

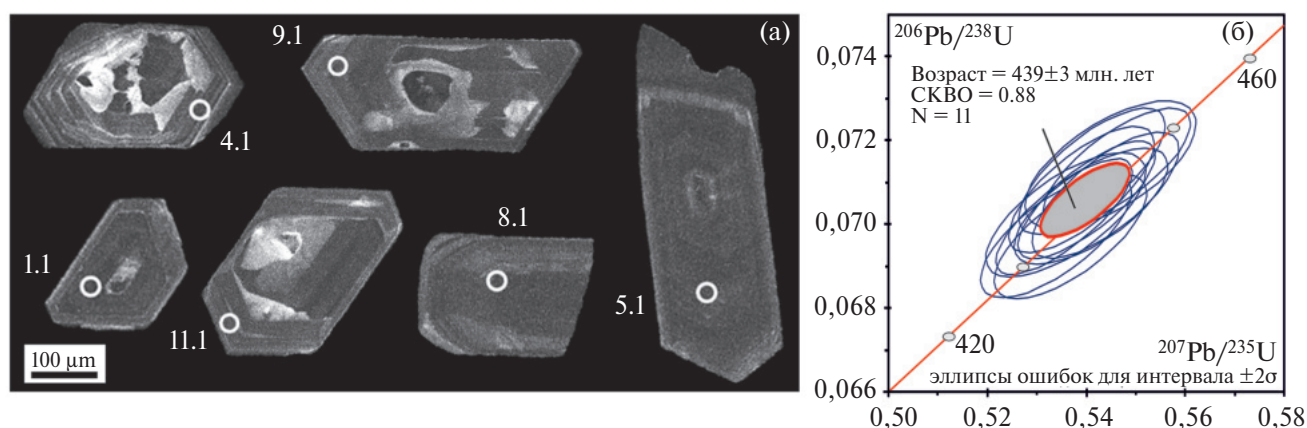


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции (кружками обозначены участки датирования) (а), и диаграмма с конкордией (б) для лейкогранита комбинированной дайки Нарынского комплекса (проба ЧЖ-5/14). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

пикродолеритами, и комбинированными, в строении которых наряду с пикродолеритами участвуют также гранитоиды. Петрографический состав основных пород даек в целом определяется одним и тем же набором порообразующих минералов, их петрохимические и геохимические характеристики являются практически идентичными, свидетельствуя о принадлежности пикродолеритов простых и комбинированных даек к общему магматическому процессу. Отличия, связанные с появлением Ta–Nb-минимума в спектре микроэлементов пикродолеритов комбинированных даек, по-видимому, могли быть вызваны контаминацией основных расплавов гранитоидами.

Главной особенностью рассматриваемых пикродолеритов является высокое содержание MgO, которое, судя по отсутствию в породах кумулятивных минералов, является характеристикой исходного расплава. Геохимические характеристики пород, такие как слабый отрицательный наклон спектров РЗЭ, отсутствие деплетирования Ta, Nb, Rb, Ba свидетельствуют о подлитосферном источнике пикродолеритов. На тектонических дискриминантных диаграммах, например (рис. 3 б [10]), простые дайки согласуются с составами обогащённых базальтов океанических хребтов или внутриплитных горячих точек мантии. Смещение составов комбинированных даек в поле базальтов вулканических дуг, очевидно вызвано контаминацией. Высокая магнезиальность и невысокая щёлочность и титанистость, а также отмеченные микроэлементные характеристики позволяют предположить, что в источнике пикродолеритовых расплавов преобладали

сухие перидотиты подлитосферной мантии. Это позволило нам применить термобарометр [15] и рассчитать температуру и давление выплавления основных расплавов из мантии, которые составили около 1600–1640°C и 3.5–4.3 ГПа, что соответствует глубине около 120–140 км (рис. 6). Степень плавления для сухих условий при этом была весьма высокая и достигала »20%. Такие параметры согласуются, например, с условиями генерации магм Гавайской горячей точки.

В отличие от пикродолеритов, гранитоиды комбинированных даек Нарынского комплекса обладают характеристиками коровых пород. По геохимическим особенностям они разделились на две группы. Лейкограниты ЧЖ-3/15 демонстрируют сильно деплетированные характеристики. Наличие в спектре РЗЭ положительной аномалии Eu, а также относительные максимумы Rb, Ba и K позволяет предполагать, что в плавление была вовлечена преимущественно полевошпатовая порода. Составы лейкогранитов ЧЖ-5/14 и ЧЖ-2/10 близки к составу верхней коры и, по-видимому, формировались из верхнекоровых субстратов. Различные содержания средних и тяжёлых РЗЭ, Zr и Hf этих пород, скорее всего, связаны с разнодолевым участием амфибола и циркона в плавлении.

Дайки Нарынского комплекса прорывают массив габброидов, который не мог служить субстратом для образования кислых расплавов. Очевидно, что зарождение последних происходило на более глубоких горизонтах коры. Исходя из того, что не все дайки являются комбинированными, можно предположить, что появление кислых расплавов и их вовлечение

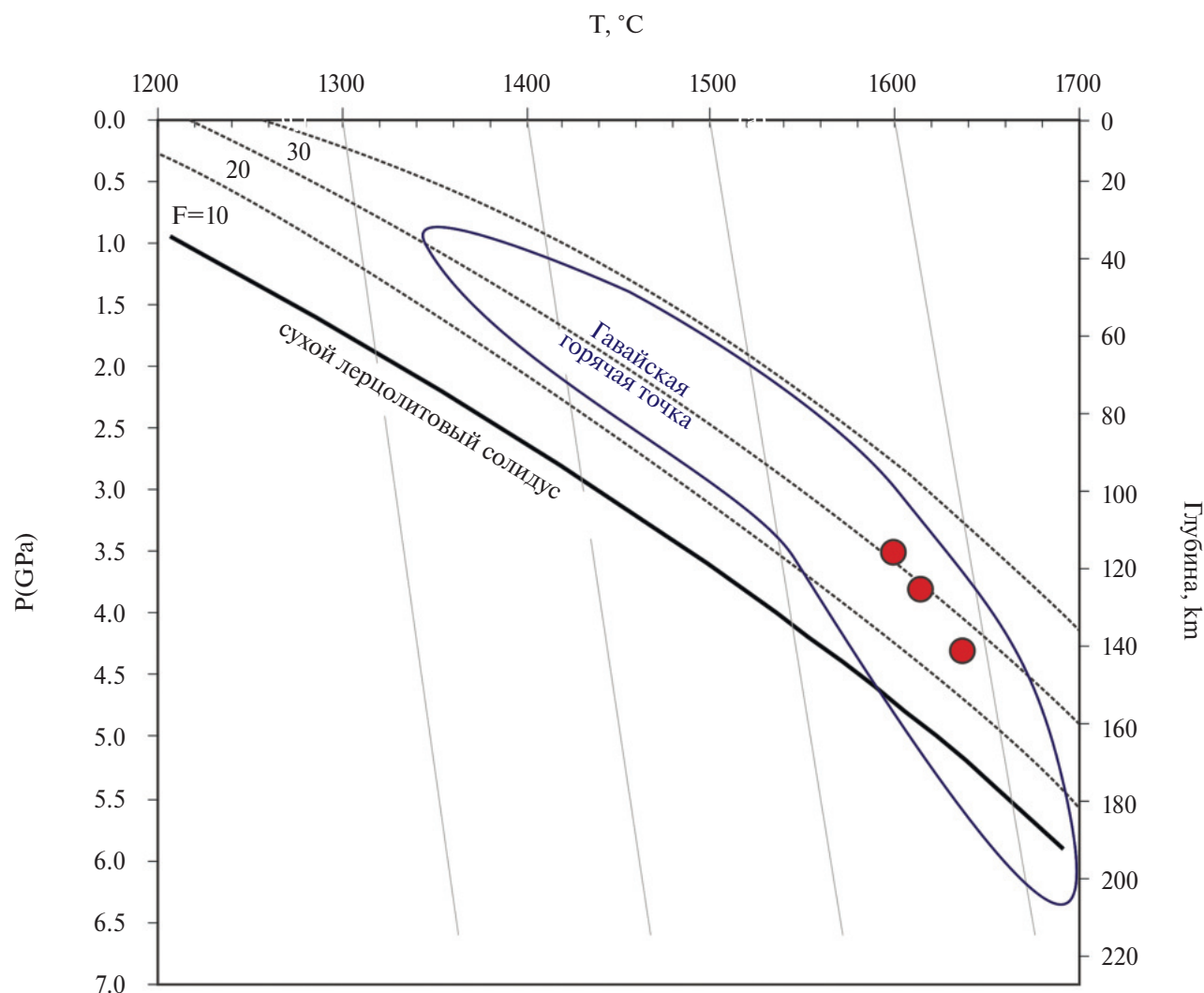


Рис. 6. Оценка температуры и давления зарождения магм простых даек пикродолеритов Нарынского комплекса по [15]. F – степень плавления мантийных перидотитов в сухих условиях. Показано поле условий генерации расплавов Гавайской горячей точки.

в дайкообразование произошло в определённой последовательности. Скорее всего, первые внедрения пикродолеритов происходили в “холодной” континентальной коре и поэтому не сопровождалась выплавками кислых расплавов. В то же время они способствовали разогреву коры, поэтому последующие внедрения могли содействовать анатектическому плавлению и вовлечению кислых расплавов в дайкообразование. Несмотря на эти различия, о родстве комбинированных и простых даек, а, следовательно, и о близком времени формирования, свидетельствуют совместное их участие в строении дайкового поля, а также их высокая магнезиальность и геохимическое сходство.

Импульс магматизма, породивший ~440 млн лет назад дайки Нарынского комплекса, пришёлся на интервал времени, который в Алтае-Саянской области характеризовался затишьем эндогенной активности. Ему предшествовала мощная вспышка магматизма, завершившая около 450 млн лет формирование Каа-Хемского батолита [16]. После этого и до зарождения в начале девона Алтае-Саянской рифтовой системы [5] в регионе значимых магматических событий зафиксировано не было [16]. Редкие проявления магматизма в это время указывают на участие подлитосферной мантии в их образовании. Помимо Нарынского дайкового комплекса таким, например, является Агардакский щелочно-базальтоидный комплекс с возрастом

около 443 млн лет [17]. Комплекс включает лампрофиры (камptonиты) двух типов — основного и ультраосновного составов, которые содержат ксенолиты перидотитов, а также гранатовые и шпинелевые клинопироксениты. Считается, что эти ксенолиты характеризуют ордовикскую литосферную мантию региона [17]. Показательно положение этого комплекса в структурах региона. Он расположен в 25 км к ССЗ от поля развития пород Нарынского комплекса и подобно последнему тяготеет к западной границе Сангиленской части Тувино-Монгольского докембрийского супертеррейна. В геохимическом отношении лампрофиры Агардакского комплекса более высокотитанистые и высококальциевые (рис. 3), обладают близким к ОИВ спектром микроэлементов (рис. 4) с типичным для внутриплитных базальтоидов соотношением Zr, Th и Nb (рис. 3 б), свидетельствуя также о подлитосферном их источнике, однако, в сравнении с пикродолеритами Нарынского комплекса, в этом источнике присутствовал обогащённый компонент, мобилизуемый при низкой степени плавления.

Таким образом, образование близких по возрасту Агардакского и Нарынского дайковых комплексов Западного Сангиленского происходило при участии подлитосферных мантийных источников, плавящихся на глубине более 110 км при повышенной температуре. Возникновение таких условий в регионе в это время может трактоваться по-разному. Согласно [17, 18], образование даек было связано с заключительными проявлениями активности ордовикского плюма, сопряжёнными с постколлизийными сдвигами. Однако, между дайками и проявлениями средне-позднеордовикских габброидов, зафиксировавших участие плюма в магматизме региона, отмечается временной перерыв ~ 20 млн лет. Согласно палеомагнитным реконструкциям [19, 20], в среднем ордовике — раннем силуре Сибирский палеоконтинент, в состав которого входила рассматриваемая территория, перемещался к северу со скоростью ~7.3 см/год, что за 20 млн лет давало суммарное смещение ~1500 км, исключающее сохранение территории над одним и тем же плюмом. Другой вариант объяснения предполагает, что раннесилурийский мантийный магматизм мог отвечать этапу зарождения девонской Алтае-Саянской рифтовой системы. Но его также следует исключить, так как до начала её формирования оставалось ещё не менее 20 млн лет.

Эти ограничения заставляют искать иной источник раннесилурийской подлитосферной

активности в регионе. Учитывая, что в соответствии с палеомагнитными данными в этом интервале времени Сибирский палеоконтинент мигрировал над Африканским горячим полем мантии [19, 20], можно допустить, что в ходе этого перемещения могли происходить кратковременные воздействия последнего на литосферу Алтае-Саянской области. Граница Тувино-Монгольского докембрийского супертеррейна с обрамляющими раннепалеозойскими (каледонскими) структурами является крупным разделом в литосфере региона, что вероятно и определило ее как зону проникновения мантийных магм.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН в рамках темы Государственного задания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Abbott D. H., Isley A. E. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // *J. Geodyn.* 2002. V. 34. P. 265–307.
2. Соболев А. В., Соболев С. В., Кузьмин Д. В., Малич К. Н., Петрунин А. Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // *Геология и геофизика.* 2009. Т. 50(12). С. 1293–1334.
3. Добрецов Н. Л., Борисенко А. С., Изох А. Э. Термохимические глубинные мантийные плюмы — источник рудного богатства планеты // *Наука из первых рук.* 2020. № 5–6 (90). С. 54–61.
4. Yarmolyuk V. V., Kuzmin M. I., Ernst R. E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 93. P. 158–179.
5. Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondw. Res.* 2021. V. 89. P. 193–219.
6. Ярмолук В. В., Козловский А. М., Никифоров А. В., Кудряшова Е. А., Хертек А. К. Возраст и состав Дугдинского массива щелочных пород (Восточный Саян): к оценке закономерностей проявления позднепалеозойского редкометального магматизма в юго-западном обрамлении Сибирской платформы // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2021. Т. 499. № 1. С. 33–41.
7. Козаков И. К., Ковач В. П., Ярмолук В. В., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Загорная Н. Ю.

- Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
8. Владимирова А. Г., Изох А. Э., Поляков Г. В., Бабин Г. А., Мехоношин А. С., Крук Н. Н., Хлестов В. В., Хромых С. В., Травин А. В., Юдин Д. С., Шелепаев Р. А., Кармышева И. В., Михеев Е. И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 2. С. 177–201.
 9. Шарпенко Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // *Региональная геология и металлогения*. 2013. № 56. С. 40–50.
 10. Wood D. A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Let.* 1980 V. 50. P. 11–30.
 11. Изох А. Э., Вишневский А. В., Поляков Г. В., Шелепаев Р. А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.
 12. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes / Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geol. Soc. (Special Publ.), 1989. 42. P. 313–345.
 13. Rudnick R. L., Gao S. Composition of the continental crust / Ed. R. L. Rudnick. *The Crust. Treatise on Geochemistry*. Oxford, 2003. V. 3. P. 1–64.
 14. Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Eds. Gee D. G., Pease V. L. London: Geological Society (Memoirs), 2004. V. 30. P. 69–74.
 15. Lee C. T. A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Lee-man W. P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // *Earth Planet. Sci. Let.* 2009. V. 279(1–2). P. 20–33.
 16. Руднев С. Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Издательство Сибирского отделения Российской академии наук, 2013. 295 с.
 17. Гибшер А. А., Мальковец В. Г., Травин А. В., Белоусова Е. А., Шарыгин В. В., Конс З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочнобазальтоидного комплекса Западного Сангилен на основании Ag/Ag и U/Pb датирования // *Геология и геофизика*. 2012. № 8. С. 998–1013.
 18. Владимирова В. Г., Кармышева И. В., Яковлев В. А., Травин А. В., Цыганков А. А., Бурмакина Г. Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизии системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.
 19. Kuzmin M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth-Science Reviews*. 2010. V. 102. P. 29–59.
 20. Torsvik T. H., Cocks L. R. M. *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge: Cambridge University Press, 2017. P. 332.

PICRITIC DOLERITE DIKES OF THE NARYN RIVER: AGE, COMPOSITION AND POSITION IN THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE SOUTHEASTERN TUVA (CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT)

Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk^{1,2}, A. M. Kozlovsky^{1,*}, U. A. Moroz¹, A. V. Nikiforov¹

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

²*Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Kyzyl, Tuva rep., Russian Federation*

*E-mail: amk@igem.ru

New evidence of the Early Silurian sublithospheric magmatic activity in the eastern part of the Altai-Sayan orogen has been obtained, which occurred between large-scale mantle magmatic episodes of the Middle–Late Ordovician and Devonian. These are the dikes of high-Mg (MgO 15–22 wt %) picritic dolerite of the Naryn complex in the western part of the Tuva-Mongolian superterrane. The dike complex consists of simple picritic dolerite dikes and combined dikes which compose a central picritic dolerite and granitoids along contacts with mingling zone between them. The picritic dolerite geochemical signature is similar to the enriched basalt of mid-ocean ridges or within-plate regions and indicates sublithospheric mantle source of therm. The origin of initial picritic dolerite melts occurred at depth about 120–140 km, temperature of 1600–1640°C and melting degree up to 20% of a dry peridotite. These values are consistent with the origin conditions of the hot spot magmas. The granitoids from combined dikes had crustal geochemical signature and were formed due to anatexis of the Tuva-Mongolian superterrane host rocks initiated by the picritic dolerite intrusion. The U–Pb zircon age (SHRIMP-II) of leucogranite from the combined dyke is 439 ± 3 Ma which interpreted as age of the Naryn dyke complex. Early Silurian mantle magmatic activity of the Southeastern Tuva most likely caused the migration of the Siberian paleocontinent over the African mantle hot field.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Early Silurian, High-Mg rocks, sublithosphere mantle source, mingling

УДК 551.11

СОСТАВ И ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ ИНГУРСКОГО МАССИВА: К ПРОБЛЕМЕ ВЫЯВЛЕНИЯ ФАКТОРОВ, СПОСОБСТВОВАВШИХ ОБРАЗОВАНИЮ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

© 2024 г. Д. А. Лыхин^{1,*}, академик РАН В. В. Ярмолюк¹, А. А. Воронцов², Л. О. Магазина¹

Поступило 31.01.2024 г.

После доработки 06.02.2024 г.

Принято к публикации 07.02.2024 г.

В статье рассматривается вопрос о том, какие факторы способствовали формированию редкометальной минерализации в щелочных гранитах Западного Забайкалья. В основу положены результаты сопоставления петро-геохимических характеристик щелочных гранитоидов рядом расположенных рудоносного Ингурского и безрудного Шербахинского массивов. Породы этих массивов образуют общий ряд составов с вариациями от сиенитов до щелочных гранитов (в Шербахинском массиве) и от щелочных гранитов до пегматитов (в Ингурском массиве). Образование этого ряда пород связывается с глубокой дифференциацией общей для обоих массивов исходной магмы, сопровождавшейся последовательным снижением величины магнезиальности и накоплением редких элементов (Be, Ta, Nb, Th, U, HREE) в остаточных расплавах. Наибольших значений они достигают в пегматитах Ингурского массива, в которых появляется редкометальная минерализация. Её образование связывается с тем, что, согласно выполненным термохронологическим исследованиям, Ингурский массив на протяжении 6 млн. лет располагался в области температур от 900° до 500°. Столь длительное его нахождение в области высоких температур сопровождалось не только глубокой дифференциацией остаточных расплавов, но и стимулировало флюидную активность, которая способствовала перераспределению и накоплению рудных элементов в пегматитах.

Ключевые слова: бимодальный и щелочногранитный магматизм, Ta–Nb-минерализация, геохимический состав, возраст, глубокая дифференциация расплавов

DOI: 10.31857/S2686739724060066

Территория Западного Забайкалья является крупной полихронной провинцией щелочно-гранитоидного магматизма [1–3]. В её пределах совмещены проявления позднепалеозойских, ранне- и позднемезозойских щелочных гранитоидов, формирование которых происходило без больших возрастных перерывов в интервале между 300 и 140 млн лет [3]. Причины столь длительной истории их формирования связаны с тем, что регион в позднем палеозое и мезозое неоднократно подвергался воздействию

мантийных плюмов, что определило исключительно высокую продуктивность магматизма в это время и способствовало появлению здесь трёх крупнейших батолитов мира – позднекаменноугольного-раннепермского Ангаро-Витимского, позднепермского-раннетриасового Хангайского и познетриасового-раннеюрского Хэнтэйского [4]. Батолиты стали центрами крупных одновозрастных им зональных магматических ареалов, отвечавших проекциям плюмов на земную поверхность [4]. Внешние зоны ареалов формировались в режиме растяжения и характеризовались бимодальным и щелочно-гранитоидным магматизмом. Территория Западного Забайкалья оказалась в зоне пересечения внешних зон этих зональных ареалов, что и определило длительный и многоэтапный характер щелочно-гранитоидного магматизма в её пределах.

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

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

* E-mail: lykhind@rambler.ru

Разновозрастные щелочные граниты Западного Забайкалья обладают близкими особенностями состава, для них типичны повышенные содержания несовместимых редких элементов, что позволяет рассматривать их как потенциально рудоносные в отношении редких металлов и РЗЭ. Действительно, среди проявлений щёлочногранитоидного магматизма известен ряд массивов-месторождений с редкометальной минерализацией [5, 6]. Однако они немногочисленны на фоне широкого распространения щелочных гранитоидов в регионе и, скорее, являются исключением, чем правилом. Для образования рудной минерализации в щелочных гранитах, очевидно необходимы особые геологические условия. В этой статье на примере Ингурского массива рассмотрено, какие факторы способствовали появлению в его породах редкометальной минерализации. В основу работы положены характеристики состава пород массива, а также данные по термохронологии его формирования. Для сравнения будут использованы данные по Шербахтинскому массиву щелочных гранитоидов, который, во-первых, расположен рядом с Ингурским массивом и, во-вторых, по данным [3] является типичным представителем щёлочногранитоидного магматизма в Западном Забайкалье.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ингурский массив щелочных гранитов (рис. 1) был открыт А.А. Малышевым, а изучением его строения и минерального состава занимались [5, 7, 8]. Массив находится в пределах Витимского плоскогорья в Западном Забайкалье, в среднем течении р. Витим. Его выходы прослеживаются неширокой полосой (5 км) в северо-восточном направлении на расстоянии около 25 км (~100 км²). Контакты массива тектонические и, как правило, проходят по речным долинам. С севера к массиву примыкают граниты баргузинского комплекса. На южном контакте массив перекрыт четвертичными базальтами, а на юго-восточном и юго-западном — конгломератами, гравелитами, песчаниками и горючими сланцами меловой тургинской свиты.

В 5 км к северо-западу от Ингурского массива расположен более крупный (~220 км²) Шербахтинский массив щёлочнополевошпатовых сиенитов и щелочных гранитов. Вмещающими для него являются граниты баргузинского комплекса и гнейсы протерозойской (Pt₁?tl) талалинской свиты [9]. U—Pb (SHRIMP-II)-возраст циркона Ингурского плутона оценен в ~272 млн лет [8],

возраст циркона (SHRIMP RG и LA-ICP-MS) из пород Шербахтинского массива составляет 260 млн лет [3]. По геологическим данным оба массива отнесены к куналейскому комплексу триасового возраста [9]. Отличительной особенностью пород Ингурского массива является то, что с ними связано Верхнеингурское редкометальное Ta—Nb-рудопоявление [5].

Ингурский массив имеет зональное строение, внешнее обрамление представлено щелочными биотит-рибекитовыми гранитами, тогда как центральная часть (~40 км²) сложена разнотекстурными субщелочными биотитовыми, аляскиотовыми и арфведсонитовыми гранитами. Встречаются отдельные дайки щелочных гранитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диабазов и габбро-диоритов. Особенностью массива являются шлировые пегматиты, которые встречаются в центральной части, но более тяготеют к внешней, северной зоне массива и к разрывным нарушениям субширотного и северо-восточного простирания. С пегматитами связана Ta—Nb-минерализация. Всего выделено семь шлировых пегматитов [5]. Это крупные зональные тела (60×30 м) с кварцевым линзовидным ядром, окружённым блоковым пегматитом, содержащим гнезда с редкометальным оруденением. Наиболее крупными и обогащёнными редкометальной минерализацией являются тела № 1, 2, и 6, которые сосредоточены в зоне разлома отделяющего биотит-рибекитовые граниты от субщелочных биотитовых, аляскиотовых и арфведсонитовых гранитов. В пегматитах № 1 и 2 также помимо Ta—Nb-присутствует бериллиевая минерализация.

Биотит-рибекитовые граниты массива — это массивные серовато-розовые средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. В составе пород полевые шпаты (микроклин с характерной решёткой (30—40%) и альбит-олигоклаз (30—35%)), кварц (20—30%), биотит (до 5%), амфибол (1%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, сфеном, ортитом, апатитом, монацитом, касситеритом, топазом, гематитом, эпидотом, лейкоксеном.

Центральная часть массива сложена субщелочными биотитовыми, аляскиотовыми и арфведсонитовыми гранитами. Это розовато-бурые средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены микроклин-пертитом (40—45%), кварцем (30—%), альбит-олигоклазом (20—25%), амфиболом (2—3%), биотитом (2—3%). В арфведсонитовых гранитах

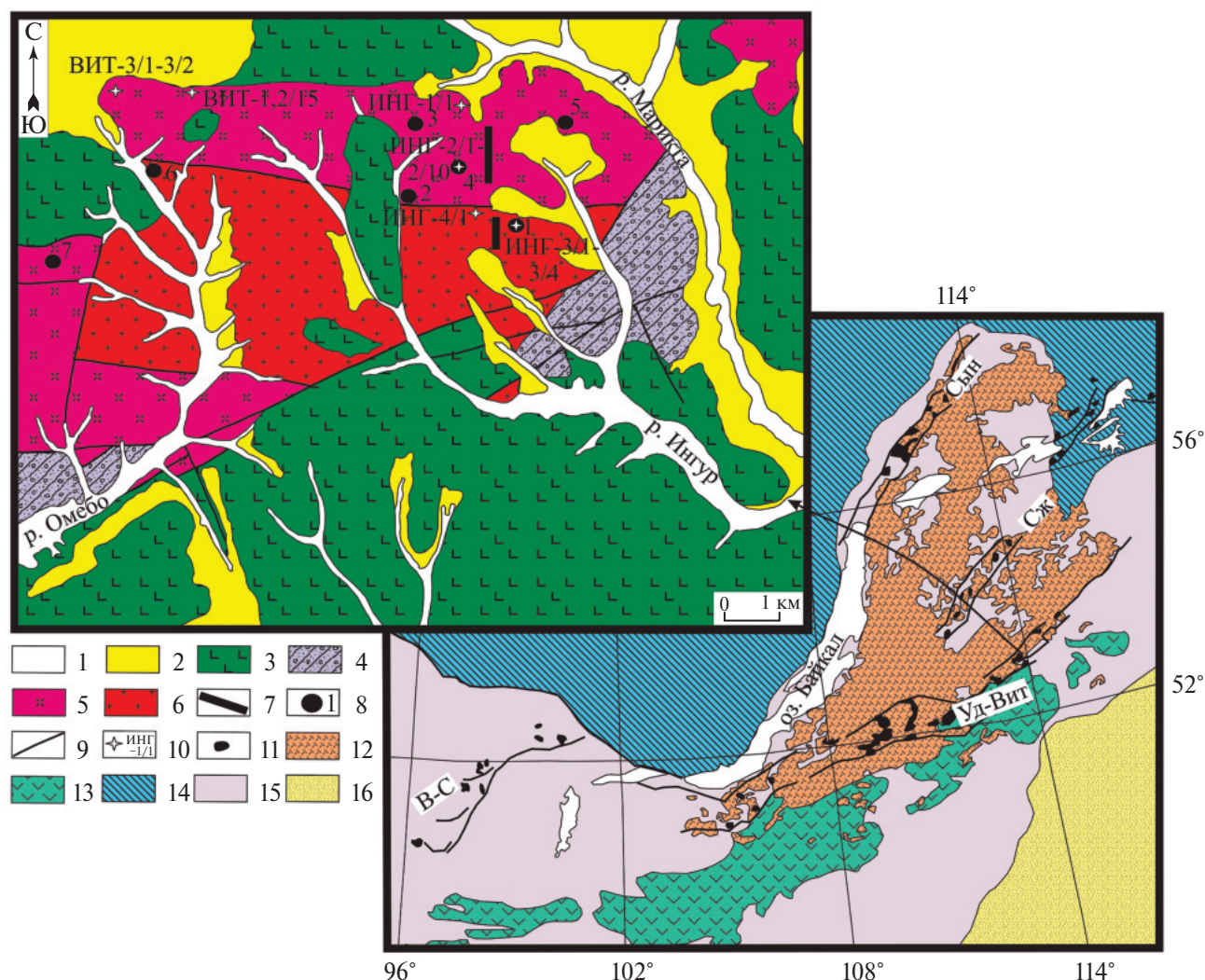


Рис. 1. Схема геологического строения Ингурского массива по [5, 9]. На врезке показано положение района в структурах складчатого обрамления Сибирской платформы. 1 – современные речные отложения: галечники, пески, глины; 2 – четвертичные речные и озерные отложения: галечники, пески, глины; 3 – четвертичные базальты; 4 – раннемеловые отложения, тургинской свиты: конгломераты, гравелиты, песчаники, горючие сланцы; 5–8 – породы Ингурского массива: 5 – щелочные биотит-рибекитовые граниты; 6 – субщелочные биотитовые, аляски-товы и арфведсонитовые граниты, 7 – дайки диабазов, габбро-диоритов; 8 – пегматитовые тела и их номера; 9 – разрывные нарушения; 10 – места отбора проб и их номера; 11–16 – условные к врезке: 11 – массивы щелочных пород и зоны их распространения (Сын – Сыннырская, Уд-Вит – Удино-Витимская, Сж – Сайженская, В-С – Восточно-Саянская; 12 – гранитоиды Ангара-Витимского батолита; 13 – комплексы позднепалеозойских краевых поясов; 14 – Сибирская платформа; 15 – палеоконтинент; 16 – палеоазиатский океан.

содержание амфибола доходит (до 5–7%) при примерно тех же соотношениях остальных породообразующих минералов. Акцессорные минералы в гранитах представлены магнетитом, ильменитом, флюоритом, галенитом, сфалеритом, касситеритом, цирконом, торитом, апатитом, ортитом, монацитом, топазом и Ta–Nb-минералом (ампангабит-самирезитом).

Шлировые пегматиты во внешней, крайне невыдержанной по мощности зоне это

среднезернистые породы с гипидиоморфно-зернистой структурой, в центральной части это уже крупнозернистые породы с субграфической структурой и гнёздами кварца. Пегматиты состоят в основном из микроклин-пертита (50–60%) с характерной решёткой, кварца (30–40%), альбита (10–20%), амфибола (5%) и биотита (1–2%). Также в пегматитах встречаются флюорит, ильменит, галенит, сфалерит, гематит, магнетит (часто обогащённого титаном

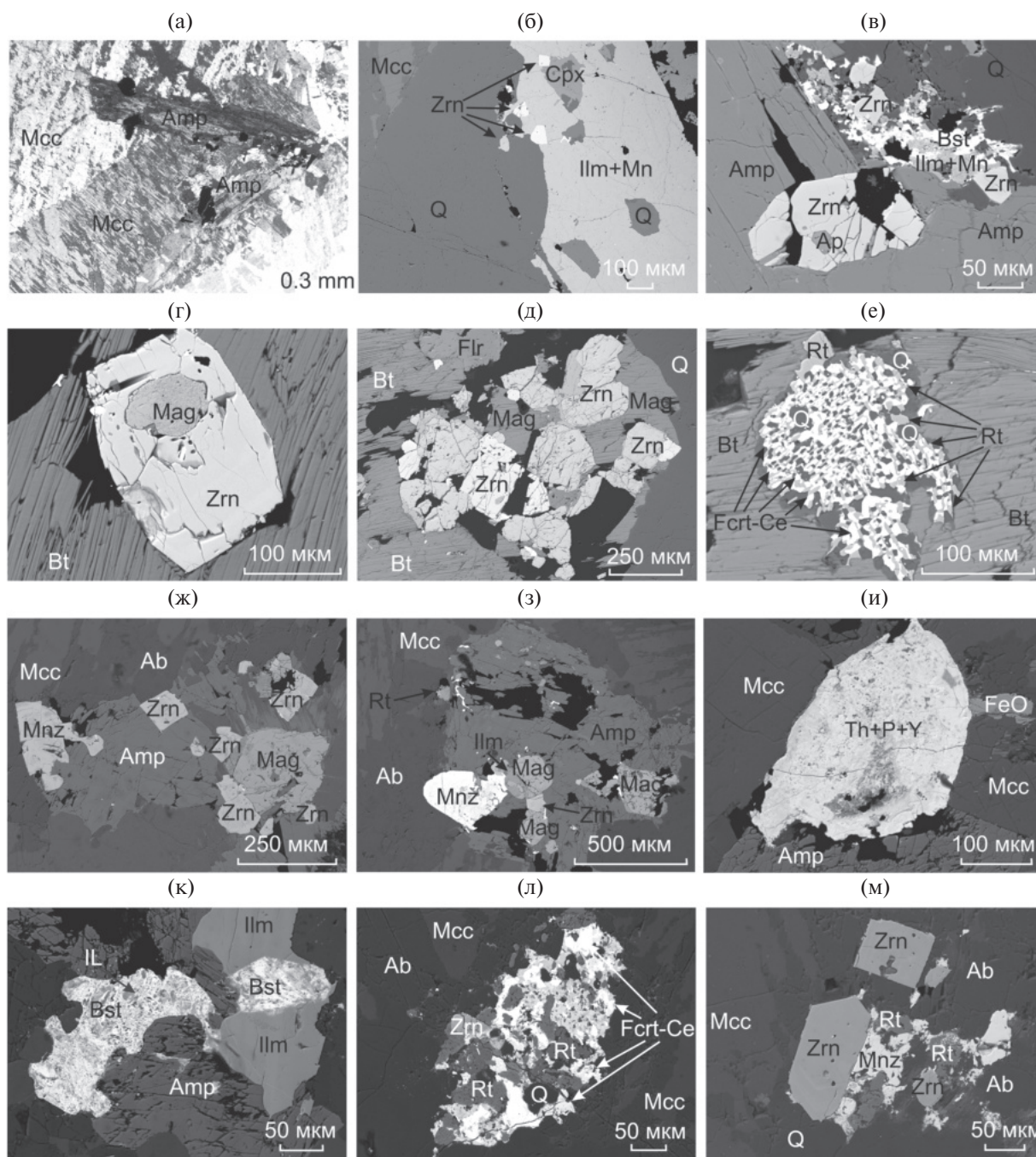


Рис. 2. Фотографии щелочных гранитов а–в (Вит-1/15) и пегматитов г–м (ИГХ-2/3, 2/4, 2/6, 4/1), а – со скрещенными николями; остальные – в отражённых электронах, сделанные на аналитическом сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA 450.

а – биотит-рибекитовые граниты с гипидиоморфнозернистой структурой и идиоморфным амфиболом; **б** – циркон и ильменит с примесью марганца и включениями кварца и пироксена в гранитах; **в** – циркон с включением апатита и ильменит с примесью марганца и фторкарбонатом в сростании с амфиболом; **г** – циркон с включением магнетита в биотите; **д** – сростание кристаллов магнетита и циркона в биотите; **е** – графическое сростание рутила, цериевого флюоцерита и кварца в биотите; **ж** – кристаллы циркона, монацита, магнетита в амфиболе; **з** – кристаллы магнетита, монацита, ильменита и циркона в амфиболе; **и** – метамиктный кристалл неизвестного минерала тория с примесью фосфора и иттрия в сростании с амфиболом; **к** – кристаллы ильменита и полностью распавшегося зерна с примесью Th и REE (предположительно вышеуказанный Th-минерал) в сростании с амфиболом; **л** – распад неизвестного минерала с образованием цериевого флюоцерита со всеми переходными фазами, а так же рутила и циркона; **м** – кристаллы циркона, монацита и рутила в альбит-полевошпатовом пегматите.

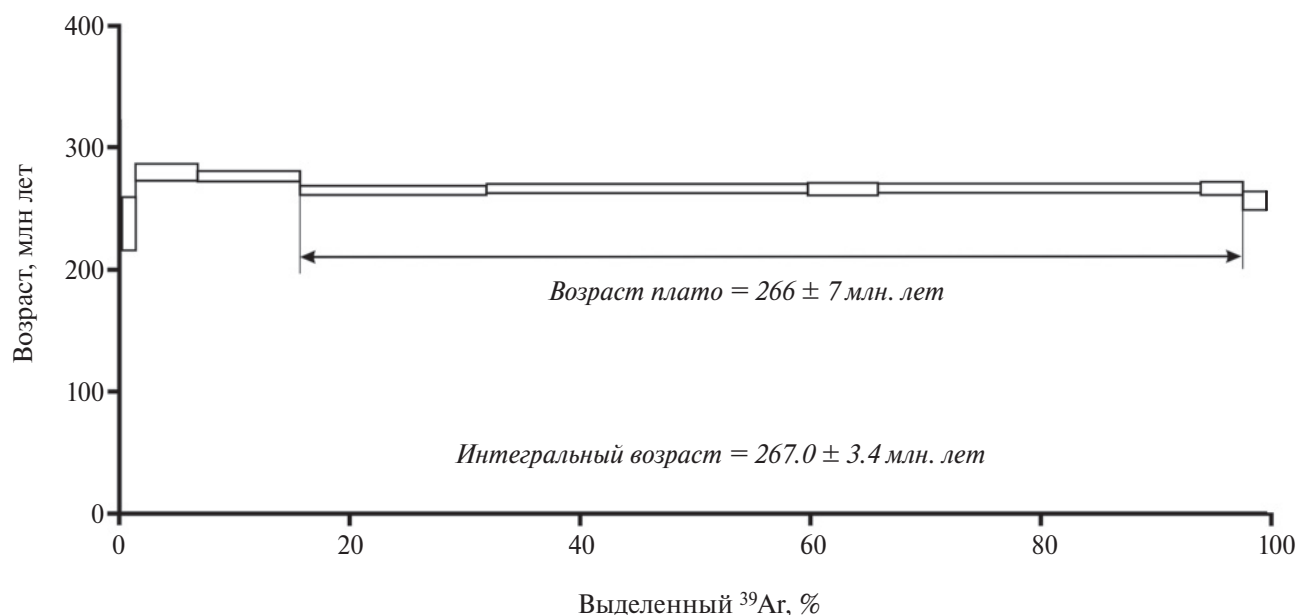


Рис. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследования методом ступенчатого прогрева амфибола из гранитов Ингурского массива.

вплоть до титаномагнетита), рутил, касситерит, сфен, анатаз, эпидот, хлорит, циркон, малакон, торит, ферриторит, ксенотим, монацит, бастнезит, редкоземельный карбонат (иттропаризит) а также бериллиевые минералы, представленные гельвином и фенакитом (рис. 2). Та–Nb-минералы в пегматитах имеют метамиктное строение и сложный до конца не выясненный, спорный химический состав. По данным [5, 7] они отвечают самирезиту, который развивается в виде псевдоморфоз по другому Та–Nb-минералу, возможно, ампангабейту. В рутиле и ильмените отмечается присутствие Nb_2O_5 до 3.51 мас. %, ильменит часто обогащён MnO до 12.32 мас. %. Нами также диагностирован цериевый флюоцерит (CeO_2 до 31.85 мас. %) (рис. 2 е, л) и ранее не определённый, метамиктный, ториевый минерал (ThO_2 41.63 мас.%) с примесью P_2O_5 до 13.89 мас. % и Y_2O_3 до 10.42 мас. % (рис. 2 и). Характерными вторичными минералами являются хлорит, гематит, гидроокислы железа и марганца.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Возраст пород Ингурского массива, установленный по циркону из щелочных гранитов U–Pb (SHRIMP-II)-методом, составил ~272 млн лет [8]. Для оценки длительности его остывания был оценен возраст закрытия K–Ar-изотопной системы в амфиболе из щелочных лейкогранитов

массива. Изотопные исследования проведены в ИГМ СО РАН по методике, описанной в работе [10]. В спектре амфибола около 85% ^{39}Ar образуют хорошо выраженное средне-высокотемпературное пятиступенчатое плато, соответствующее возрасту 266 ± 7 млн лет (рис. 3, табл. 1). Одна более низкотемпературная и три более высокотемпературные ступени, имеют несколько отличный возраст, но общий интегральный возраст, полученный по всем девяти плато, полностью совпадает – 267.0 ± 3.4 млн лет. Таким образом, полученный нами возраст – 266 ± 7 млн лет соответствует возрасту закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопной системы в амфиболе щелочных лейкогранитов Ингурского массива.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Особенности химического состава биотит-рибекитовых гранитов внешнего обрамления Ингурского массива, аляскитовых и арфведсонитовых гранитов его центральной части, а также пегматиты из первого и четвертого рудных тел отражены в (табл. 2). На диаграмме SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (рис. 4) граниты попадают в поле умеренно щелочных лейкогранитов: SiO_2 варьирует от 73.32 до 77.16 мас. %, а $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ колеблется от 8.56 до 9.26 мас. %, при преобладании

Таблица 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования

T °C	t (мин)	$^{40}\text{Ar}(\text{STR})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет) $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Амфибол ВИТ-3/1, навеска 121.65 мг, J = 0.005042 $\pm$ 0.00053 [*] ; интегр./возраст = 267.0 $\pm$ 3.4 млн лет; возраст плато (825–1050 °C, 81% выделенного ^{39}Ar) = 266.0 $\pm$ 3.5 млн лет														
500	10	19.8 $\cdot 10^{-9}$	106.40	1.01	0.0759	0.0112	0.02	0.59	0.2657	0.0094	0.072	1.56	237.3	21.8
650	10	23.1 $\cdot 10^{-9}$	36.74	0.16	0.0136	0.0023	0.20	0.23	0.0120	0.0024	0.722	6.86	279.2	6.6
750	10	35.4 $\cdot 10^{-9}$	33.38	0.02	0.0157	0.0014	0.21	0.18	0.0021	0.0006	0.751	15.78	275.8	3.6
825	10	61.7 $\cdot 10^{-9}$	32.24	0.03	0.0165	0.0011	0.37	0.04	0.0030	0.0010	1.335	31.87	264.8	3.9
875	10	105.4 $\cdot 10^{-9}$	31.82	0.02	0.0135	0.0002	0.48	0.04	0.0009	0.0006	1.733	59.71	266.3	3.5
900	10	23.8 $\cdot 10^{-9}$	32.94	0.06	0.0115	0.0016	0.48	0.14	0.0049	0.0018	1.727	65.79	265.9	5.4
975	10	106.0 $\cdot 10^{-9}$	31.87	0.03	0.0151	0.0003	0.45	0.03	0.0010	0.0009	1.606	93.75	266.6	3.8
1050	10	14.2 $\cdot 10^{-9}$	32.65	0.06	0.0162	0.0014	0.39	0.21	0.0037	0.0019	1.415	97.41	266.3	5.4
1130	10	10.4 $\cdot 10^{-9}$	33.73	0.10	0.0182	0.0004	0.64	0.17	0.0117	0.0030	2.313	100.00	256.2	7.6

Примечание. * J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 1.1$), коэффициент агпаитности ($K_a \sim 0.95$). По содержанию K_2O породы в основном отвечают высококалиевой серии, с ростом величины SiO_2 содержание K_2O снижается и наиболее кислые пегматиты попадают в поле умереннокалиевых пород.

Для геохимического спектра гранитов характерно обогащение высокозарядными элементами – Th, U, а также Rb и резкое обеднение Ba, Sr, Ti. Содержание Nb небольшое (до 46 г/т), сумма РЗЭ до 423 г/т. Спектры РЗЭ характеризуются резкой отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.19$), и с преобладанием лёгких земель над тяжёлыми $(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 7.8$ (рис. 5).

Состав пегматитов (рис. 4) также отвечает полю умеренно щелочных лейкогранитов и лейкогранитов, содержания SiO_2 в них варьирует от 70.96 до 79.07 мас. %, а сумма ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) колеблется от 6.02 до 8.64 мас. % при преобладании калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 1.1$), коэффициент агпаитности ($K_a \sim 0.9$). Пегматиты обогащены высокозарядными элементами – Th, U и Rb и обеднены Ba, Sr, Ti (рис. 5). Содержание Nb достигает 88 г/т, сумма РЗЭ до 777 г/т, спектры РЗЭ в них более разнообразные с чёткой отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.21$), с преобладанием лёгких земель над тяжёлыми $(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 10$, и с варьирующими соотношениями средних и тяжёлых земель $((\text{Gd}/\text{Yb})_n$ от 0.4 до 1.2).

На графике (рис. 6) показано распределение ряда несовместимых элементов относительно Nb, являющегося высоко несовместимым элементом, который обычно используется в качестве индекса дифференциации составов. Отмечаются линейные зависимости, отвечающие пропорциональному росту Rb, Be, Th, U, а также средних и тяжёлых земель (Yb, Dy) с ростом содержания Nb. Наиболее высокие содержания этих элементов отмечаются в пегматитах с рудной минерализацией. Наблюдаемые зависимости для гранитов и пегматитов различаются особенностью распределения точек составов. Особенно выразительно эти различия отмечаются для Rb (рис. 6), но кроме того для Zr и Hf. В отличие от гранитов в пегматитах эти элементы слабо изменяются с ростом содержания Nb, что вероятно связано с их фракционированием из пегматитового расплава в составе полевого шпата и циркона. Несмотря на эти различия, в целом фиксируемые зависимости типичны для магматических систем, эволюция которых регулируется кристаллизационной дифференциацией общего исходного расплава.

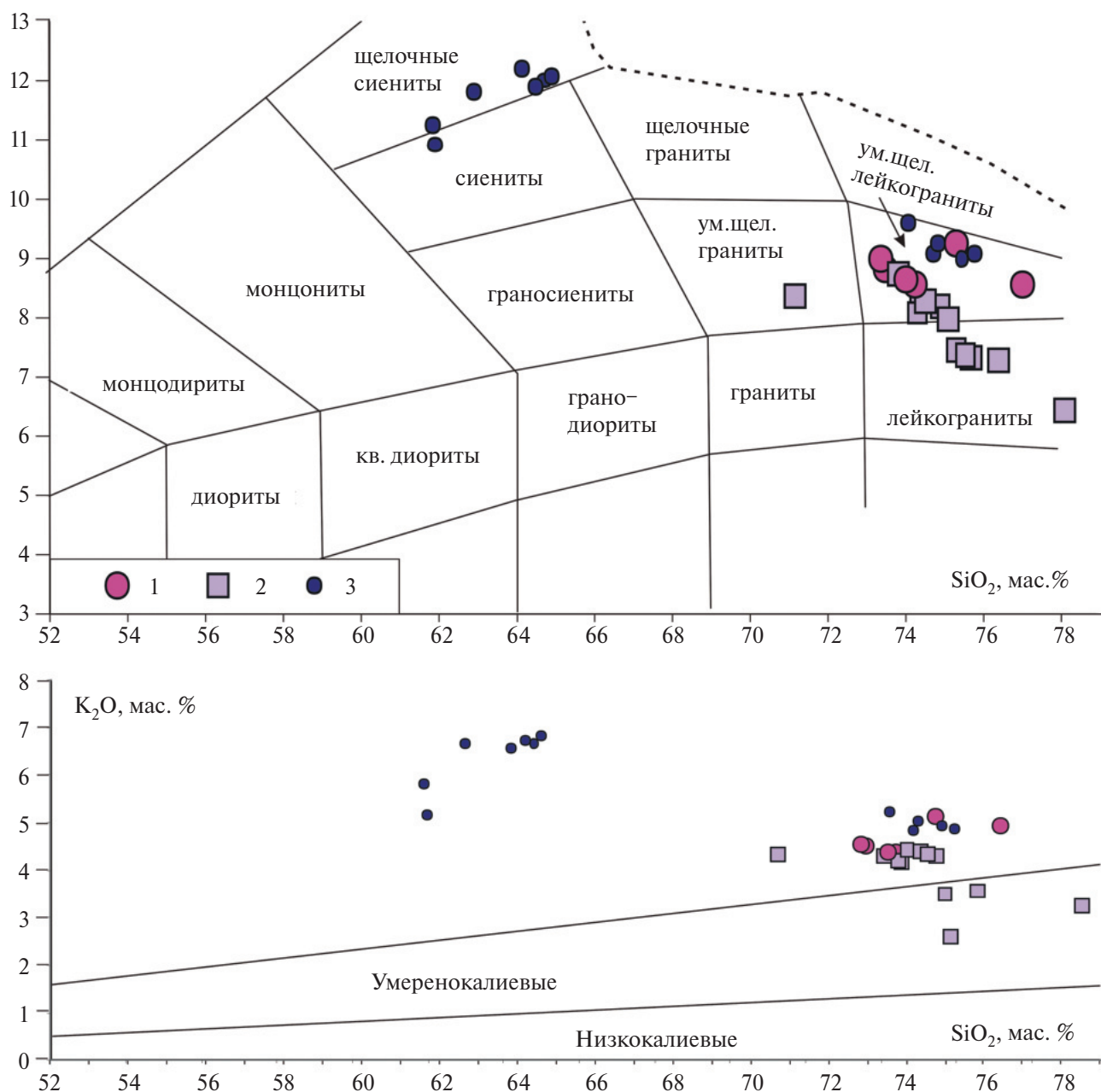


Рис. 4. Составы пород Ингурского массива на петрохимических диаграммах. 1 — щелочные биотит-рибекитовые, аляскитовые и арфведсонитовые граниты; 2 — пегматиты, 3 — составы пород Шербаhtинского массива по [3].

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведённые данные позволяют сделать вывод, что формирование пород Ингурского массива было связано с дифференциацией щелочно-гранитоидного расплава и образованием пегматитов на завершающих стадиях этого процесса. Для пород массива получено два значения возраста ~272 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II) [8] и ~266 млн лет (Ar-Ar). С учётом параметров закрытия изотопных систем (~800–900°C, циркон,

U/Pb; ~500°C, амфибол) полученные оценки позволяют говорить, что магматические породы массива на протяжении 6 млн лет эволюционировали в диапазоне температур 900°–500°, что должно было способствовать глубокой дифференциации вещества в магматической камере.

Об исходном расплаве, участвовавшем в образовании пород Ингурского массива, можно судить, сопоставляя составы его пород и пород Шербаhtинского массива (рис. 4–7). Сравнение

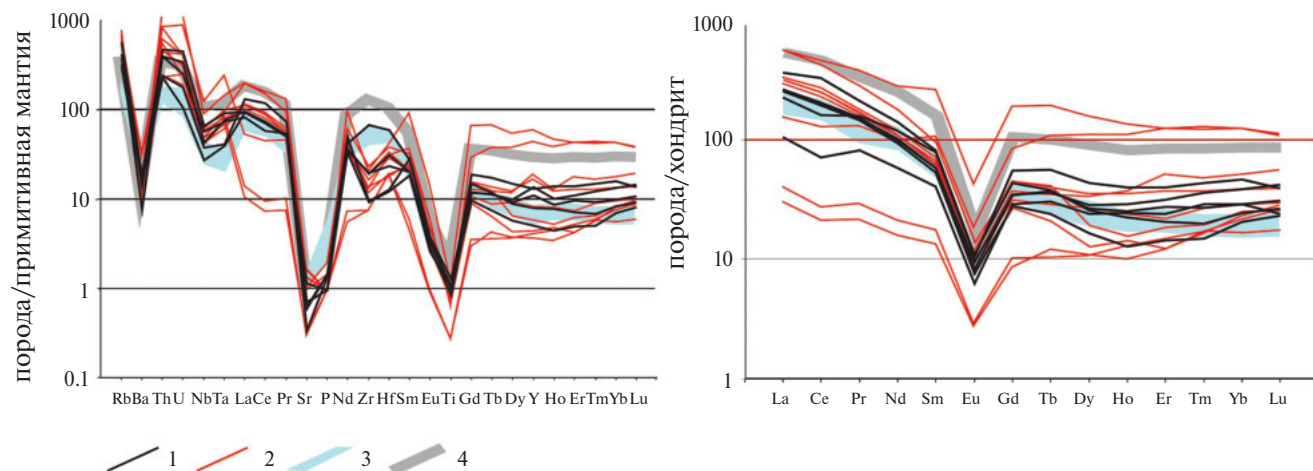


Рис. 5. Графики нормированного распределения элементов-примесей по [11] в гранитах и пегматитах Ингурского массива. 1 – граниты, 2 – пегматиты, 3 – щелочные граниты Шербахтинского массива по [3], 4 – раннемезозойские щелочные гранит-порфиры Центральной Монголии по [12].

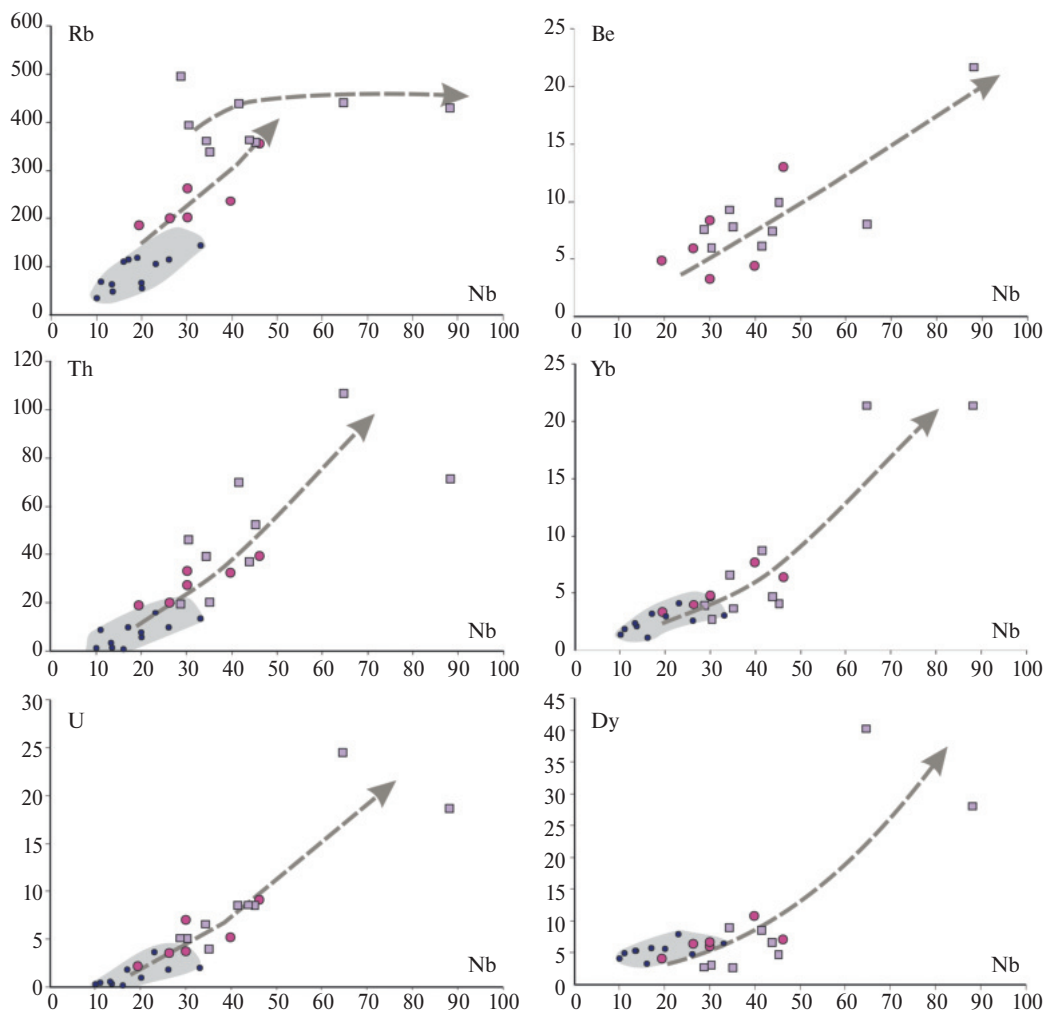


Рис. 6. Распределение несовместимых элементов относительно Nb в породах Ингурского массива. Условные см. рис. 3. Серым цветом выделено поле составов пород Шербахтинского массива на основе данных [3].

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и содержания элементов-примесей (г/т) в гранитах и пегматитах Ингурского массива

компоненты	ВИТ-3/1	ВИТ-3/2	ВИТ-1/15	ВИТ-2/15	ИНГ-1/1	ИНГ-4/1
Щелочные биотит-рибекитовые, аляскитовые и арфведсонитовые граниты						
SiO ₂	75.38	77.16	74.04	73.45	74.24	73.32
TiO ₂	0.22	0.19	0.22	0.27	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	12.74	12.33	12.24	12.47	12.08	12.84
FeO _{общ}	1.84	1.14	3.21	3.51	3.42	3.02
MnO	0.06	0.01	0.094	0.102	0.058	0.089
MgO	0.05	0.05	0.10	0.14	0.05	0.10
CaO	0.20	0.19	0.27	0.33	0.29	0.42
Na ₂ O	4.13	3.64	4.25	4.28	4.16	4.44
K ₂ O	5.13	4.95	4.38	4.51	4.40	4.55
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
П.п.п.	0.15	0.35	0.99	0.70	0.91	0.77
Сумма	99.94	100.03	99.84	99.81	99.83	99.80
Na ₂ O+K ₂ O	9.26	8.59	8.63	8.79	8.56	8.99
Ka	0.97	0.92	0.96	0.96	0.96	0.95
K ₂ O/Na ₂ O	1.24	1.36	1.03	1.05	1.06	1.02
Be	4.44	3.30	4.87	5.98	8.38	13
Sc	4.04	2.83	4.49	5.89	3.05	3.52
Ti	1337	1127	1319	1618	1079	1259
V	8.26	7.48	3.11	4.28	2.68	3.33
Cr	78.90	71.20	17.8	16.1	21.5	8.73
Co	0.64	0.83	0.99	1.77	1.52	1.11
Ni	9.79	8.62	4.85	6.87	9.93	5.58
Cu	н/о	н/о	8.54	11	15.8	10.8
Zn	81.50	24.80	95.2	109	85.2	134
Ga	23.50	22.70	27.3	32.3	31.1	26.3
Rb	237.00	204.00	187	201	264	357
Sr	7.19	8.90	12.4	13.1	14.9	24
Y	58.90	37.10	22.9	35.7	49.8	60.7
Zr	747.00	544.00	103	105	216	212
Nb	39.70	30.00	19.3	26.2	30	46.1
Ba	52.5	54.5	103	100	94.6	127
La	55.2	25.6	62.6	89.6	64.5	64.7
Ce	101	44.7	122	208	129	125
Pr	14.7	7.58	13.6	19.8	14.3	14
Nd	56.2	27.5	44	65.9	46.3	47.7
Sm	12	6.13	8.06	12.5	8.8	8.75
Eu	0.6	0.36	0.43	0.63	0.47	0.54
Gd	11.2	5.89	5.71	8.8	6.93	7.09
Tb	1.84	1.01	0.79	1.26	1.22	1.19
Dy	10.9	6.02	4.19	6.5	6.72	7.16
Ho	2.24	1.37	0.72	1.25	1.4	1.630
Er	6.59	3.98	2.36	3.37	4.53	5.2
Tm	1.08	0.72	0.37	0.5	0.68	0.900
Yb	7.71	4.77	3.39	4.02	4.82	6.44

Lu	0.99	0.61	0.59	0.68	0.79	1.07
Hf	18	13.4	3.75	3.94	7.16	9.43
Ta	2.98	2.1	1.6	1.65	3.08	3.71
Pb	8.36	3.83	8.34	13.5	15.1	37.6
Th	32.7	27.5	19.2	20.2	33.3	39.5
U	5.23	3.75	2.2	3.64	7.02	9.19
REE	282.25	136.24	268.81	422.81	290.46	291.37

Примечание. П. п. п. – потери при прокаливании, н/о – не определялось, Ка – коэффициента гпаитности, FeO_{общ} – железо общее.

Продолжение таблицы 2

ИНГ-2/1	ИНГ-2/4	ИНГ-2/5	ИНГ-2/6	ИНГ-2/7	ИНГ-2/8	ИНГ-2/9	ИНГ-2/10
Пегматиты 4 рудного тела							
76.37	70.96	74.31	73.91	75.68	79.07	75.26	75.49
0.06	0.26	0.19	0.17	0.06	0.14	0.06	0.07
11.09	12.83	12.08	12.56	11.69	9.59	10.85	11.16
3.66	3.74	3.53	3.24	4.12	3.41	4.46	4.59
0.028	0.026	0.026	0.055	0.024	0.027	0.031	0.028
0.05	0.10	0.08	0.09	0.04	0.11	0.07	0.06
0.04	1.19	0.39	0.42	0.03	0.20	0.09	0.04
3.72	3.99	4.09	4.33	4.73	2.77	3.14	3.86
3.57	4.33	4.18	4.31	2.60	3.25	4.31	3.50
0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
1.17	2.11	0.79	0.66	0.81	1.08	1.45	0.92
99.80	99.58	99.71	99.79	99.82	99.69	99.76	99.76
7.29	8.32	8.27	8.64	7.33	6.02	7.45	7.36
0.90	0.88	0.93	0.94	0.91	0.84	0.91	0.91
0.96	1.09	1.02	1.00	0.55	1.17	1.37	0.91
7.61	8.04	6.15	9.3	7.81	21.7	н/о	н/о
8.55	2.16	1.27	1.77	7.41	2.77	н/о	н/о
360	1558	1139	1019	360	839	360	420
2.64	4.17	4.21	4.04	3.05	2.78	н/о	н/о
17.4	7.57	13.6	9.81	11.9	14.4	н/о	н/о
1.39	1.31	1.63	1.54	1.29	1.47	н/о	н/о
7.07	6.95	9.77	8.45	7.57	8.19	н/о	н/о
12.1	12.4	16.5	37.3	13.9	13.2	н/о	н/о
390	577	285	198	354	611	н/о	н/о
33	42.1	30.3	31.7	31.6	27.4	н/о	н/о
496	442	439	362	339	430	н/о	н/о
6.91	35.6	28.3	34.3	6.35	14.6	н/о	н/о
16.8	272	85.6	76.1	18.6	200	н/о	н/о
83.4	233	133	153	83.6	148	н/о	н/о
28.6	64.6	41.4	34.2	35.1	88.2	н/о	н/о
71.7	99.4	129	135	63.4	78.2	н/о	н/о
7.3	136	70.7	79.8	9.69	36.8	н/о	н/о
13.1	285	142	168	16.8	80.1	н/о	н/о
2.08	36.8	15.3	17.2	2.8	12.6	н/о	н/о
7.49	133	50.8	56.8	9.93	46.9	н/о	н/о

Продолжение таблицы 2

2.08	40.7	10.3	11	2.7	16.6	н/о	н/о
0.16	2.51	0.54	0.67	0.17	1.09	н/о	н/о
1.79	39.4	7.68	9.24	2.12	17.4	н/о	н/о
0.46	7.3	1.32	1.49	0.39	4.06	н/о	н/о
2.78	40.3	8.62	9.03	2.75	28.1	н/о	н/о
0.57	7.670	2.120	2.01	0.74	6.31	н/о	н/о
2.02	20.9	8.58	6.18	2.49	20.9	н/о	н/о
0.42	3.12	1.23	0.96	0.44	3.28	н/о	н/о
3.95	21.4	8.72	6.64	3.69	21.4	н/о	н/о
0.72	2.89	1.43	1.01	0.66	2.79	н/о	н/о
5.86	12.7	5.89	5.56	5.89	9.6	н/о	н/о
2.97	5.93	3.3	2.78	3.53	9.93	н/о	н/о
389	688	301	68.2	331	582	н/о	н/о
19.6	107	70	39.3	20.5	71.5	н/о	н/о
5.15	24.5	8.57	6.61	4.02	18.7	н/о	н/о
44.92	776.99	329.34	370.03	55.37	298.33	н/о	н/о

Продолжение таблицы 2

ИНГ-3/1	ИНГ-3/2	ИНГ-3/3	ИНГ-3/4
Пегматиты I рудного тела			
74.88	74.24	75.08	74.50
0.18	0.23	0.20	0.16
11.98	12.29	12.03	12.37
3.11	3.38	2.88	3.05
0.045	0.052	0.170	0.036
0.10	0.10	0.08	0.09
0.37	0.01	0.32	0.04
3.79	3.87	3.65	3.85
4.39	4.20	4.33	4.43
0.02	0.04	0.02	0.03
0.92	1.31	1.01	1.21
99.81	99.74	99.79	99.79
8.18	8.07	7.98	8.28
0.92	0.89	0.89	0.90
1.16	1.09	1.19	1.15
н/о	9.95	7.46	6
н/о	4.17	2.93	3.3
1079	1379	1199	959
н/о	6.53	4.65	4.45
н/о	13.1	13.5	13.2
н/о	1.75	1.45	1.82
н/о	6.24	8.48	8.35
н/о	11.5	13.5	13.8
н/о	128	125	107
н/о	33.3	27.6	28.2
н/о	359	364	395
н/о	22	28.2	20.4

Окончание таблицы 2

н/о	26.4	37	20.1
н/о	256	212	184
н/о	45.2	43.8	30.3
н/о	207	212	229
н/о	135	76.5	76.8
н/о	265	157	156
н/о	25.9	15.3	15.4
н/о	82.5	50.4	50.3
н/о	14.1	9.24	9.15
н/о	0.78	0.57	0.48
н/о	9.02	6.28	5.36
н/о	1.34	0.94	0.68
н/о	4.73	6.67	3.14
н/о	0.86	1.32	0.79
н/о	2.99	3.54	2.02
н/о	0.48	0.66	0.43
н/о	4.1	4.72	2.75
н/о	0.64	0.74	0.44
н/о	11.7	10.4	8.78
н/о	3.86	4.05	2.51
н/о	47.1	44.6	35.2
н/о	52.5	37.1	46.3
н/о	8.56	8.61	5.12
н/о	547.44	333.88	323.74

спектров распределения рассеянных элементов в щелочных гранитах обоих массивов (рис. 5) свидетельствует об их большом сходстве. Существующие различия незначительные, так щелочные граниты Шербахтинского массива в целом имеют несколько более низкие содержания Th, U, Nb, Ta и тяжёлых РЗЭ, но более высокие Sr, R, Zr Hf. На графике (рис. 6) составы пород Шербахтинского массива попадают на общие тренды с породами Ингурского массива. Подобное сходство указывает на близость составов расплавов, участвовавших в образовании пород обоих массивов, а также на сходство процессов их дифференциации. Этим представлениям вполне соответствует общая для этих массивов геологическая обстановка — массивы размещены в непосредственной близости в пределах Удино-Витимской зоны каледонид, характеризуются близким возрастом формирования, их породы обладают близкими изотопными характеристиками ($\epsilon(\text{Nd})$ = от -1.5 до -2.7) и близким Nd-модельным двухстадийным возрастом ~ 1.3 млрд лет [3, 8], что указывает на общие для них источники магматизма.

На рис. 7 показано поведение ряда петрогенных окислов и рассеянных элементов в породах обоих массивов относительно величины магнетиальности MgO^* , используемой в качестве индекса дифференциации. Их распределение подчиняется общим трендам, при этом магнетиальность пород Шербахтинского массива является более высокой ($\text{Mg}^* > 10$), чем в породах Ингурского массива ($\text{Mg}^* < 1$), что указывает на их менее выраженную дифференцированность. Соответственно в первых отмечаются более высокие содержания мафических петрогенных элементов (за исключением FeO) и более низкие содержания несовместимых элементов. Обратная корреляция между FeO и Mg^* в породах Ингурского массива характерна для пантеллеритового тренда дифференциации, типичного для глубоко дифференцированных щелочно-гранитоидных расплавов и обусловленного опережающей кристаллизацией полевых шпатов [13].

В целом совокупность составов Шербахтинского и Ингурского массивов образует общую последовательность, которую можно рассматривать как эволюционный ряд составов, возникший при дифференциации магм сиенитового

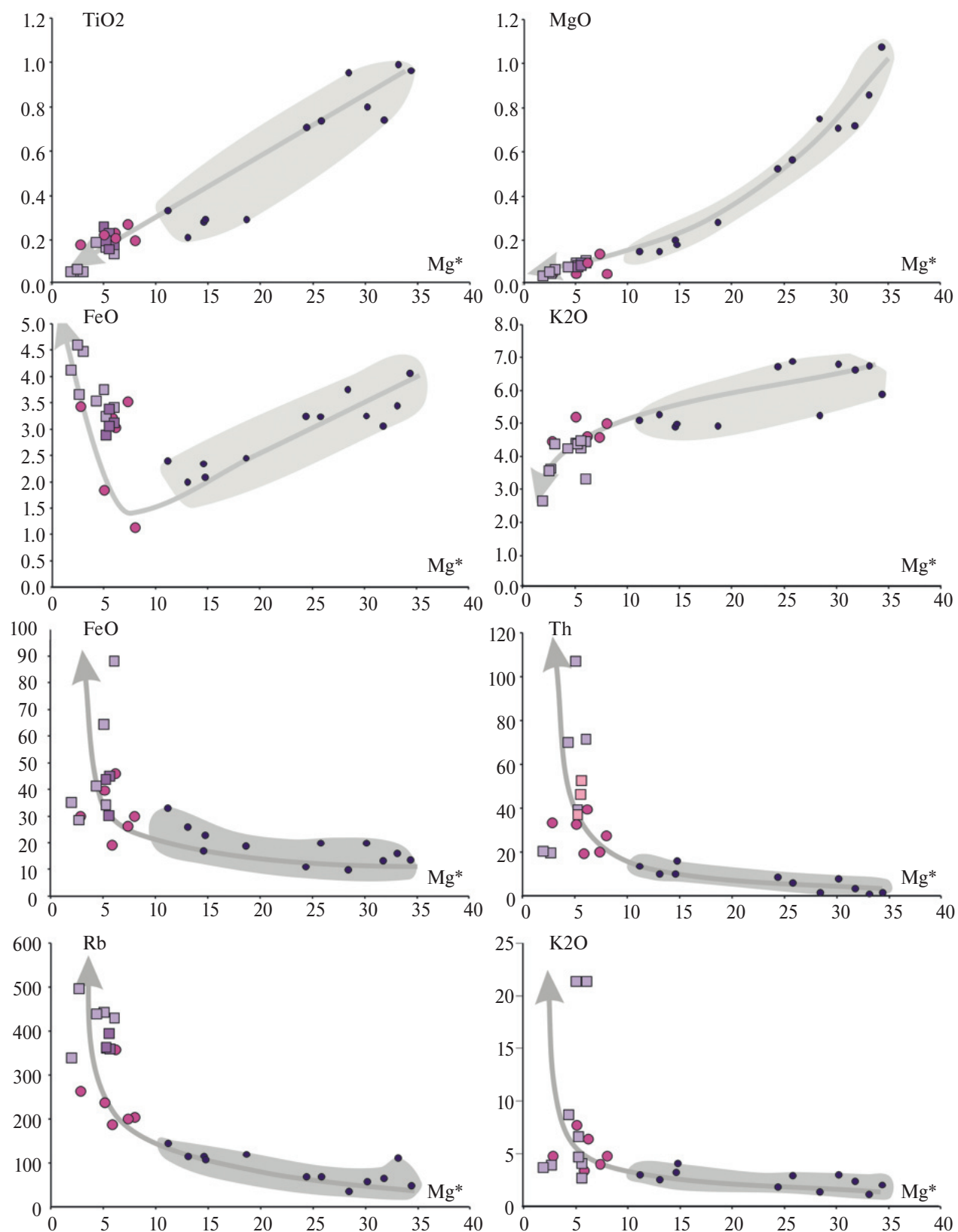


Рис. 7. Распределение петрогенных окислов и несовместимых элементов относительно величины Mg^* в породах Ингурского и Шербахтинского массивов. Условные см. рис. 3. Серым цветом выделено поле составов пород Шербахтинского массива по данным [3].

состава. При этом породы Шербахтинского массива отвечают начальной фазе этого ряда, а породы Ингурского массива его завершению. Недостающие начальные члены подобного эволюционного ряда пород в Ингурском массиве, скорее всего, остались на других уровнях магматической системы. Формирование подобного дифференцированного ряда сопровождалось обогащением остаточных расплавов высоконесовместимыми элементами, наибольших содержаний они достигали в пегматитах. Именно в них появляется редкометальная минерализация.

Наряду с этим отметим, что содержания рудных элементов (Ta, Nb) в конечных дифференциатах щелочно-гранитоидных расплавов сложно назвать экстремально высоким. На рис. 5 для сравнения приведён состав раннемезозойских пантеллеритов — щелочных гранит-порфиров Центральной Монголии [12], которые по сравнению с породами Ингурского массива обладают более высокими содержаниями большинства несовместимых элементов, но, тем не менее, не содержат проявленной редкометальной минерализацией. Тот факт, что в пегматитах Ингурского массива такая минерализация образуется, на наш взгляд, можно связать с длительным пребыванием пород массива в области высоких температур. Это способствовало их флюидной переработке, которая сопровождалась образованием пегматитов, а также перераспределением рудных элементов в предварительно обогащённых ими щелочных гранитах и пегматитах, что вело к образованию редкометальных руд.

Таким образом, изучение рудоносного Ингурского массива позволяет сделать вывод, что образование рудной минерализации в его породах определялось двумя процессами — глубокой дифференциацией расплавов с накоплением рудных элементов в остаточных их производных, а также длительным термостатированием массива в области высоких температур, создавшим условия для флюидной активности и концентрирования рудных элементов в пегматитах.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Аналитические работы выполнены в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН в рамках темы Государственного задания, а геологические исследования проведены в НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронцов А. А., Ярмолюк В. В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система

(этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. 2004. № 3. С. 17–32. <https://www.lithosphere.ru/jour/article/view/354>

2. Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Андреев Г. В. Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с. <https://search.rsl.ru/ru/record/01001255739>
3. Tsygankov A. A., Khubanov V. B., Udoratina O. V., et al Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic-geochronological data // Lithos. 2021. P. 390–391. 106098. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106098>.
4. Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Травин А. В., и др. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 79–102. <https://doi.org/10.31857/0869-592X27179-102>
5. Булнаев К. Б., Карманов Н. С. Редкометальное оруднение в шлировых пегматитах Ингурского массива щелочных гранитов (Западное Забайкалье) // Геология и разведка. 2005. № 2. С. 24–28. <https://repository.geologyscience.ru>
6. Ярмолюк В. В., Кузьмин М. И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399. <https://naukarus.com/pozdnepalaeozoyskiy-i-rannemezozoyskiy-redkometalnyy-magmatizm-tsentralnoy-azii-etapy-oblasti-i-obstanovki-formirovaniya>
7. Горжевская С. А., Луговской Г. П., Сидоренко Г. А. Первая находка Самирезида в Советском Союзе // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 5. С. 1148–1151.
8. Рампилова М. Н., Рампилов М. О., Избродин И. А. Особенности вещественного состава и возраст щелочных гранитов Ингурского массива, Западное Забайкалье // Геодинамик и тектонофизика. 2022. V. 13. I. 4. ARTICLE 0647. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0647>
9. Государственная геологическая СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XXIV. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 1965.
10. Травин А. В., Бовен А., Плотников А. В. и др., ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1351.

11. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in ocean basalts / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. London: Geol. Soc. (Spec. Publ.), 1989. V. 42. P. 313–346. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
12. *Андреева И.А., Борисовский С.Е., Ярмолюк В.В.* Комендитовые расплавы раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (Центральная Монголия) и механизмы их формирования // Доклады РАН. 2018. Т. 481. № 4. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=36516766>
13. *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С.* Комендиты и пантеллериты вулкана Немрут (Восточная Турция): условия образования и взаимосвязи между трахит-комендитовыми, комендитовыми и пантеллеритовыми расплавами // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. С. 624–672. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=24187511>

COMPOSITION AND THERMOCHRONOLOGY OF ALKALINE GRANITES OF INGUR MASSIF: TO PROBLEM OF DETECTION OF FACTORS CONTRIBUTING TO FORMATION OF RARE-METAL MINERALIZATION IN ALKALINE GRANITES OF WESTERN TRANSBAIKALIA

D. A. Lykhin^{1,*}, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk¹, A. A. Vorontsov², L. O. Magazina¹

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

²*A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

**E-mail: lykhind@rambler.ru*

The article considers the question of what factors contributed to the formation of rare metal mineralization in alkaline granites of Western Transbaikalia. It is based on the results of comparison of petro-geochemical characteristics of alkaline granitoids of nearby ore-bearing Ingur and ore-free Sherbakhtinsky massifs. The rocks of these massifs form a common series of compositions with variations from syenites to alkaline granites (in the Sherbakhtinsky massif) and from alkaline granites to pegmatites (in the Ingur massif). The formation of this series of rocks is associated with a deep differentiation of the original magma common to both massifs, accompanied by a sequential decrease in magnesiality and the accumulation of rare elements (Be, Ta, Nb, Th, U, HREE) in residual melts. They reach the highest values in the pegmatites of the Ingur massif, in which rare metal mineralization appears. Its formation is associated with the fact that, according to thermochronological studies, the Ingur massif for 6 million years was located in the temperature range from 900° to 500°. Such a long stay in the region of high temperatures was accompanied not only by deep differentiation of residual melts, but also stimulated fluid activity, which contributed to the redistribution and accumulation of ore elements in pegmatites.

Keywords: bimodal and alkaline-granite magmatism, Ta-Nb mineralization, geochemical composition, age, deep differentiation of melts

УДК 552.3, 552.11

ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КОМАТИИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА, КАРЕЛИЯ ПО ДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЛЮМИНИЯ МЕЖДУ ОЛИВИНОМ И ХРОМИТОМ

© 2024 г. Е. В. Асафов^{1,*}, А. Н. Кошлякова¹, академик РАН А. В. Соболев², Д. П. Тобелко¹, Н. Н. Кошлякова³, С. В. Межеловская⁴

Поступило 25.12.2023 г.

После доработки 07.02.2024 г.

Принята к публикации 12.02.2024 г.

Рубеж архея и протерозоя в истории Земли отмечен значительными изменениями динамики мантии и её температурных режимов. Заметным следствием является исчезновение обеднённых алюминием коматиитов в конце архея и практически полное отсутствие характерных для архея перидотитовых коматиитов начиная с протерозойского времени. В данной работе мы представляем исследование коматиитовых базальтов Ветреного пояса возрастом 2.41 млрд лет, относящихся к начальному периоду протерозоя. Представлены уникальные данные по составам оливина и хромита, а также по температурам кристаллизации по Al-геотермометру в оливине для коматиитовых базальтов Ветреного пояса. Температуры наиболее ранних стадий кристаллизации составляли приблизительно $1240 \pm 25^\circ\text{C}$, что свидетельствует о наличии воды в расплаве и согласуется с измеренными содержаниями 0.4 ± 0.2 мас. % H_2O в расплавленных включениях. При этом в процессе кристаллизации расплав коматиитовых базальтов испытал дегазацию, что привело к массовой кристаллизации системы и подъёму температур на $\sim 20^\circ\text{C}$ за счёт высвобождения скрытой теплоты плавления. Дегазация воды из расплава свидетельствует о кристаллизации в поверхностных условиях.

Ключевые слова: коматииты, оливин, шпинель, Карелия, протерозой, мантия, магма, кристаллизация

DOI: 10.31857/S2686739724060071

ВВЕДЕНИЕ

Коматииты — это высокомагнезиальные породы (>18 мас. % MgO), образование которых связано со значительным плавлением мантии при высоких температурах и давлениях. Поэтому они предоставляют ценную информацию о геохимии и температурном режиме мантии Земли [1]. Распределение коматиитов в истории неравномерно, большинство известных проявлений коматиитового магматизма приурочены

к архейскому времени. Редкие находки коматиитов и связанных с ними высокомагнезиальных пород протерозойского возраста, такие как высокотитанистые коматииты в зеленокаменном поясе Карасёк, Норвегия [2], коматииты и коматиитовые базальты в поясе Циркум-Супериор, Канада [3], подчёркивают редкость этих пород в протерозое. И наконец, к единичным известным проявлениям фанерозойского возраста относятся коматииты о. Горгона, Колумбия [4] и рифта Сонг-Да, Вьетнам [5].

В данной статье рассматриваются коматиитовые базальты Ветреного пояса, Карелия, возрастом 2.41 млрд лет [6, 7]. Получены составы равновесных оливина и хромита, и температуры их кристаллизации. На основании этих данных проведена реконструкция условий кристаллизации. Продемонстрировано, что в процессе кристаллизации произошли дегазация и подъём температур коматиитовых магм.

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт наук о Земле, Университет Гренобль Альпы, CS40700, 38058 Гренобль CEDEX 9, Франция

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

⁴Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: asafoff@geokhi.ru

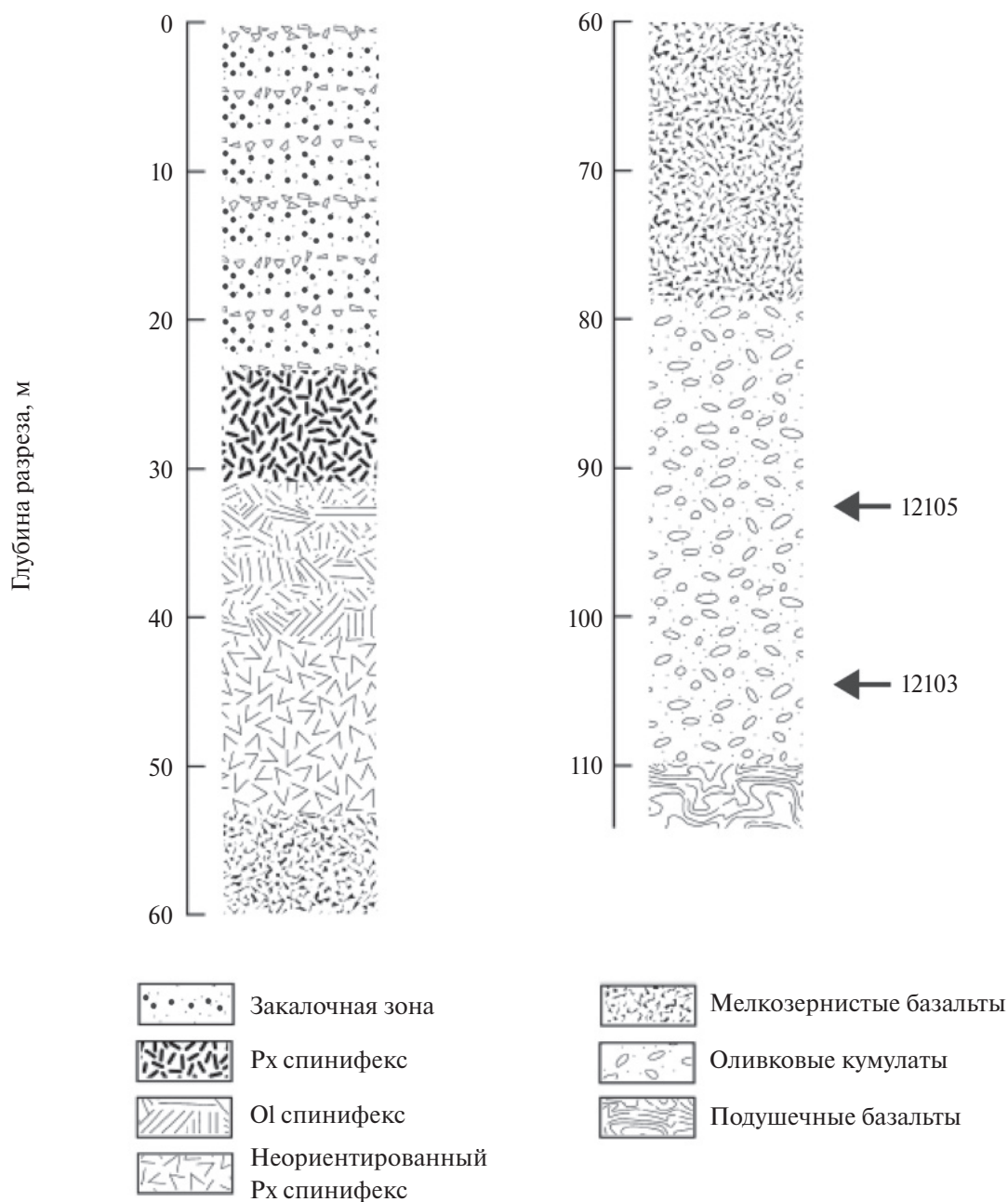


Рис. 1. Схематический разрез лавового озера Виктория, Ветренный пояс, Карелия [7]. Стрелками на разрезе показаны участки отбора образцов из кумулятивной зоны, использованных в работе.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР И ОБРАЗЦЫ

Ветренный Пояс представляет собой внутрикратонный палеорифт протяжённостью около 250 км и шириной до 85 км, расположенный в ЮВ-части Фенноскандинавского щита в пределах Карельского кратона на границе с Беломорским мобильным поясом. Это осадочно-вулканогенный комплекс протерозойского

возраста, с несогласием, залегающим на архейском фундаменте Водлозерского блока, представленном формацией ТТГ (тоналит-гранодиорит). Ультрамафитовый магматизм комплекса, представленный в том числе коматиитовыми базальтами, относится к наиболее молодой части разреза – свите Ветренного пояса возрастом 2.41 млрд. лет [6].

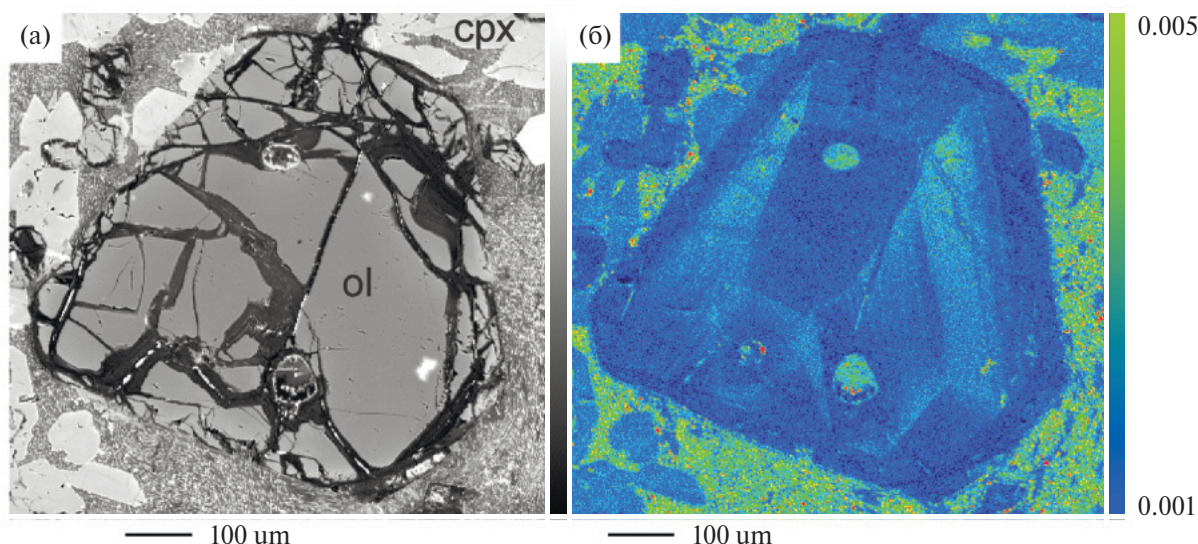
P_2O_5 , мас. %

Рис. 2. Микрофотография оливина из образца оливинового кумулата 12103: а) изображение в отражённых электронах, б) карта распределения Р демонстрирует характерную для оливина магматическую зональность. ОI — оливин, срх — клинопироксен.

В данной работе рассматриваются коматиитовые базальты лавового озера Виктория (рис. 1), [6, 7], расположенного в центральной части Ветреного пояса в окрестностях г. Большая Левгора. Образование лавового озера связано с тем, что расплав коматиитовых базальтов при извержении заполнил топографическую низменность. В процессе кристаллизации произошла дифференциация лавового озера на базальную кумулятивную часть, зону пироксенового и оливинового спинифекса и верхнюю закалочную зону. Для исследования был использован образец кумулатов 12103 из базальной части разреза. Кумулаты представляют собой существенно оливиновую породу, содержащую крупные фенокристаллы оливина и клинопироксена размером до 0.5 мм (рис. 2). Основная масса представлена девитрифицированным изменённым стеклом. Хромит представлен акцессорными зёрнами размером до 50 мкм. Породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации, в результате чего вулканическое стекло полностью заместилось девитрифицированной основной массой.

МЕТОДЫ

Образец оливинового кумулата коматиитовых базальтов 12103 был использован для приготовления прозрачно-полированных шлифов. Исследование химического состава оливина

и хромита было выполнено в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ с использованием электронно-зондового микроанализатора “JEOL” JXA-8230. Для работы использовались прозрачно-полированные шлифы, предварительно покрытые углеродной плёнкой толщиной около 25 нм.

Аналитические измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 70 нА и диаметре пучка 1 мкм, как для оливина, так и для хромита. Детали аналитического протокола и стандартные образцы, использованные во время анализа, описаны в [8, 9]. Для каждого оливинового и хромитового зерна производилось до 3 анализов, усреднённые значения приведены в Приложении 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Оливин. Средние составы 25 зёрен оливина из образца 12103 представлены в Приложении 1 и нанесены на рис. 3 в сравнении с составами оливина из архейско-протерозойских коматиитов [10]. Краевые части зёрен обогащены железом. В рамках работы были проанализированы только центральные магнетиальные зоны оливина. Содержания Fo в оливине находится в диапазоне 87.5–82.2 мол. % ($Fo = MgO/[MgO+FeO]*100$, мол. %). Содержания

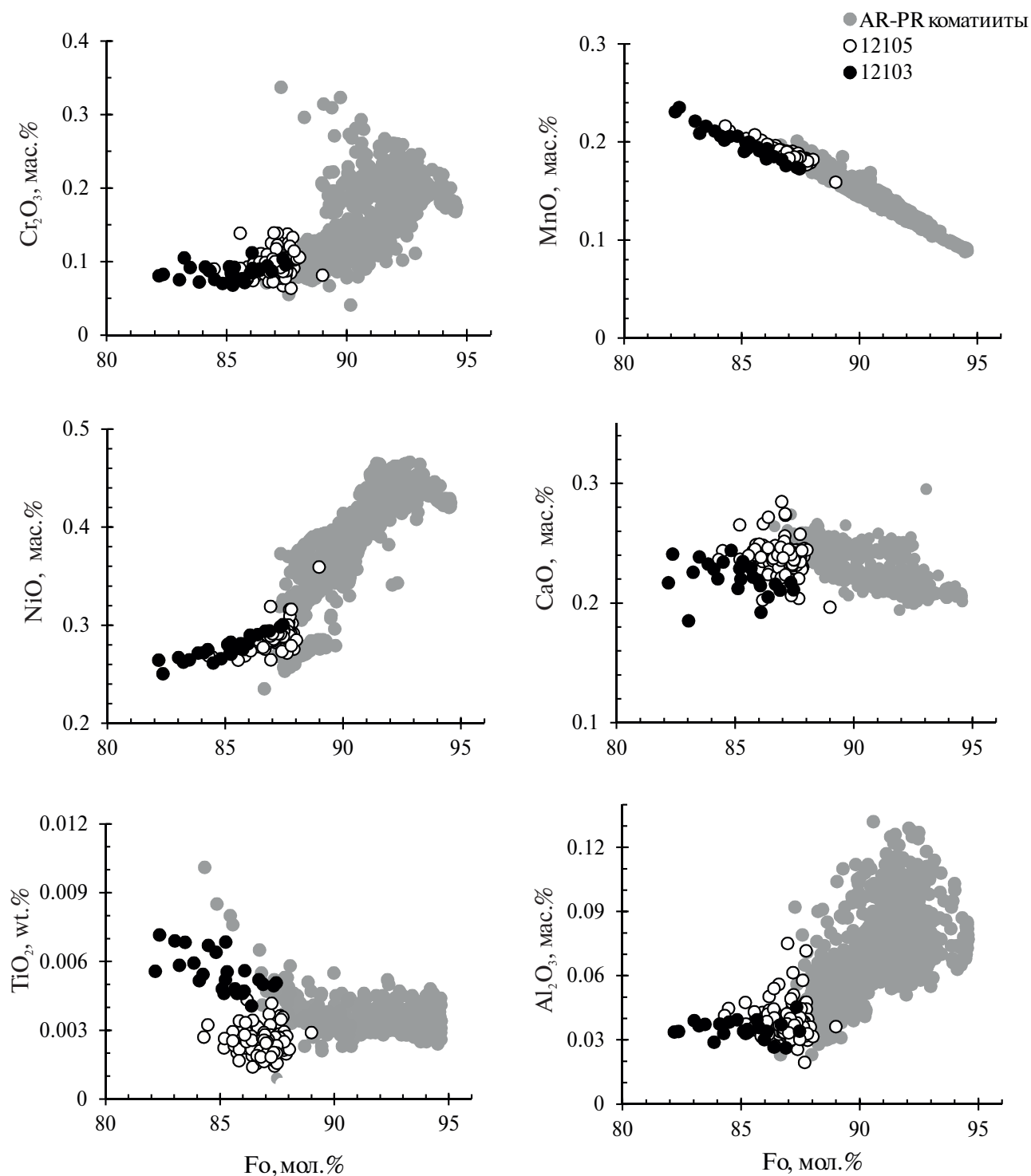


Рис. 3. Состав оливина из коматиитовых базальтов Ветреного пояса образца 12103 (эта работа) в сравнении с составами оливина из типичных архейско-протерозойских коматиитов [10] и образца 12105 [11].

Al_2O_3 в олигине находятся в диапазоне 0.027–0.049 мас. %. В центральных частях зёрен не наблюдается зональности по $\text{Mg}^\#$, но наблюдается зональность по содержанию Р (рис. 2). Концентрации Тi и Мп в олигине демонстрируют

отрицательную корреляцию с содержанием Fo, в то время как для Ni наблюдается положительная корреляция (рис. 3). Наличие сильных корреляций в олигине между содержанием Fo и другими элементами свидетельствуют о том, что при

анализе удалось успешно избежать изменённых областей, обогащённых железом. Не наблюдаются корреляции содержаний Fo в оливине с Cr, Al и Ca. Полученные данные согласуются с составами оливина из изученного ранее образца 12105 оливиновых кумулатов лавового озера Виктория [11]. В целом, состав оливинов из коматиитов Ветреного пояса продолжает тренд коматиитов архейского возраста в железистой части ($Fo < 89$ мол. %, рис. 3).

Хромит. Средние составы хромитов образца оливиновых кумулатов 12103 приведены в Приложении 1. Анализируемые зёрна находятся в виде включений в оливине, имеют Cr# (атомное отношение $Cr/[Cr+Ti+Al+Fe^{3+}]$) в диапазоне 0.64–0.67, что согласуется с калибровочным диапазоном Al-геотермометра [12] (Cr# 0.00–0.69). Содержание Fe^{3+} , определённое в предположении идеальной стехиометрии как 0.05–0.07 катионов на формульную единицу, также соответствует калибровочному диапазону геотермометра (0.00 до 0.11 ф.е., [12]). Проанализированные зёрна хромита характеризуются Mg# [$=Mg/(Mg+Fe^{2+})$] в диапазоне 0.12–0.25 и сильной линейной корреляцией между содержанием MnO и Mg#, что указывает на неизменённый характер проанализированных зёрен.

Термометрия по содержанию Al в оливине. Оценки температуры на основе Al-геотермометра в оливине [12] были проведены для диапазона составов оливина от 82.2 до 87.5 мол. % Fo. Данный диапазон является продолжением кристаллизационного тренда коматиитовых базальтов Ветреного пояса, которые начали кристаллизацию с Fo 89.5 мол. % [6], и для которых были опубликованы температуры кристаллизации [11]. Результаты термометрии приведены в Приложении 1 как среднее из трёх определений для каждой пары оливин-хромит. Средняя погрешность для выборки составляет $\pm 11^\circ C$, (здесь и далее погрешности указаны для 95% доверительного интервала), что ниже опубликованной ошибки метода $\pm 25^\circ C$ [12]. Главным источником ошибки является погрешность в измерениях концентраций Al в оливине. Средняя погрешность определения Al_2O_3 в оливине составила ± 0.011 мас. %.

Средняя температура для $N = 25$ составляет $1253 \pm 11^\circ C$, что в пределах ошибки соответствует ранее опубликованным оценкам для более магнетитового образца $12105-1240 \pm 25^\circ C$ [11]. Полученные температуры изображены на рис. 4 как функция содержания Fo в оливине. Корреляции между содержанием Fo в оливине и температурой не наблюдается. Для сравнения нанесены линии

кристаллизации родоначального расплава Ветреного пояса с номинально безводным составом и при исходном содержании 1 мас. % H_2O .

ДИСКУССИЯ

Вторичные преобразования. Архейские и протерозойские коматииты подвержены воздействию вторичных преобразований, которые затрудняют изучение первичных геохимических характеристик этих пород. Метаморфизм дополнительно усугубляет эту проблему, изменяя первичные минеральные ассоциации и приводя к перераспределению элементов.

Горные породы в разрезе лавового озера Виктория, являющегося частью ультрамафической свиты Ветреного пояса, обладают высокой степенью сохранности. Они испытали метаморфизм зеленосланцевой фации, что привело к полной девитрификации и изменению вулканических закалочных стёкол, а также к частичному замещению первичных минералов вторичными. Тем не менее, породы содержат большое количество реликтов оливина, клинопироксена и хромита. Высокую степень сохранности пород подтверждает наличие магматической зональности по R в оливине (рис. 2) и наличие значимых корреляций между содержанием MgO в породах и многими элементами, несовместимыми с оливином [7] — т.е. линии оливинового контроля, которые отражают эволюцию состава расплава при фракционной кристаллизации оливина.

Субсолидусное переуравновешивание. Прежде чем начать обсуждение условий кристаллизации опираясь на данные оливиновой термометрии, необходимо сказать несколько слов о равновесности системы применительно к изученным кумулатам лавового озера Виктория. Применение Mg–Fe-обменного оливин-шпинелевого геотермометра [13] к изученным парам оливина и хромита даёт температурные оценки в диапазоне $400-900^\circ C$. Очевидно, что полученные температуры демонстрируют наличие твердофазного субсолидусного переуравновешивания Mg–Fe между оливином и хромитом на пост-кристаллизационном этапе. Это широко известный эффект, т. к. FeO/MgO -отношения в шпинелидах подвержены субсолидусному переуравновешиванию [12, 13]. Наличие субсолидусного переуравновешивания способствует также длительная история остывания, характерная для крупных тел (глубина озера Виктория превышал 100 м, рис. 1).

Несмотря на субсолидусное низкотемпературное переуравновешивание Fe и Mg, Al или Cr в гораздо меньшей степени подвержены данным

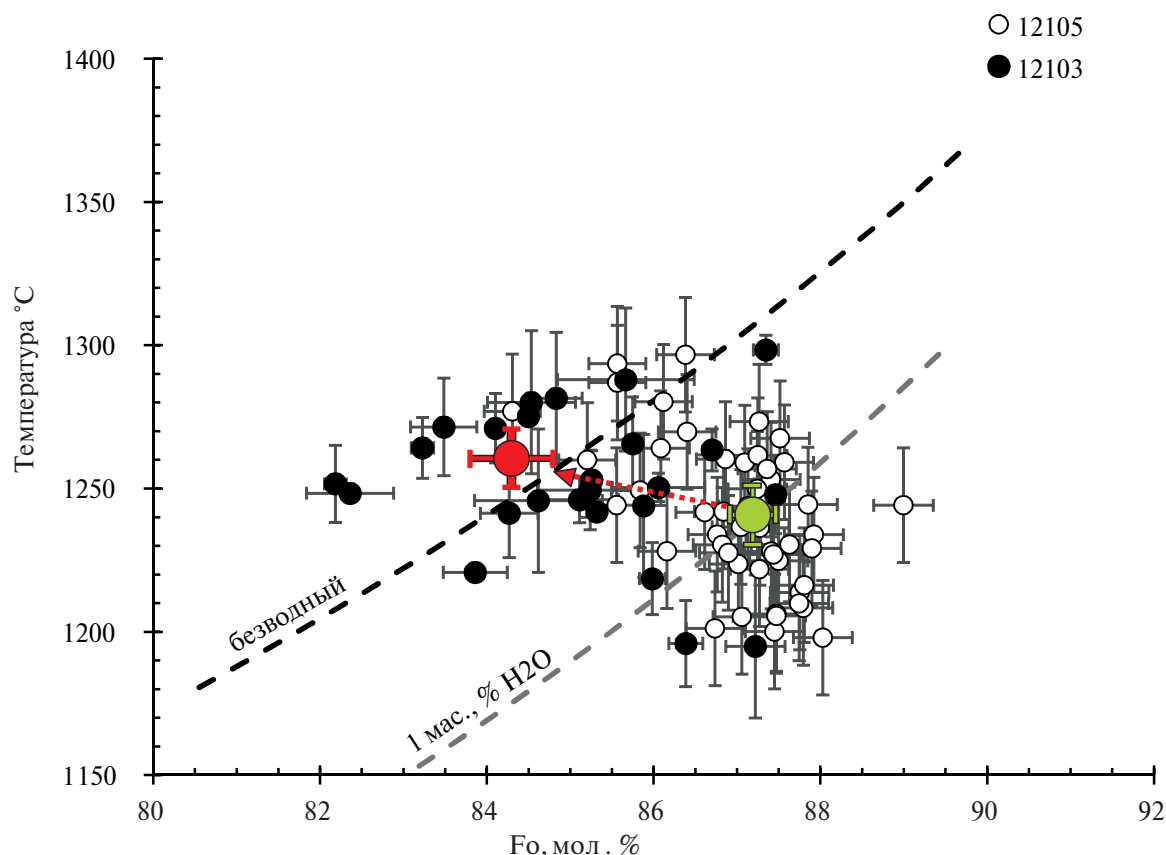


Рис. 4. Температуры кристаллизации коматиитовых базальтов Ветреного пояса, полученные с помощью Al-термометрии в оливине [12]. Данные для образца 12105 из [11]. Пунктирными линиями показаны линии кристаллизации расплава коматиитовых базальтов без водного флюида и исходного расплава, содержавшего 1 мас. % H_2O . Крупными значками показаны средние температуры кристаллизации для образцов 12105 и 12103 (для $\text{Fo} < 86$ мол. %). Стрелка отражает повышение температуры в расплаве.

эффектам за счёт более низких скоростей диффузии, что оставляет возможность для применения Al-геотермометра в оливине [12].

Условия кристаллизации. Хорошо известен эффект понижения температур кристаллизации в магматической системе при наличии водного флюида в расплаве [14]. Поэтому независимая оценка температур кристаллизации является одним из методов для определения наличия воды в системе.

Как было показано в работе [11], температуры кристаллизации для наиболее ранних оливин-хромитовых пар, в диапазоне составов оливина 89.0–86.4 мол. % Fo образуют облако точек вокруг линии кристаллизации магмы с 1 мас. % H_2O со средним значением температуры $1240 \pm 25^\circ\text{C}$. Эти наблюдения подтверждают наличие воды в магмах Ветреного пояса и согласуются с прямыми измерениями воды в расплавленных включениях в оливине на уровне не менее 0.4 ± 0.2 мас. % H_2O [11]. Тем не менее, учитывая ранний характер контаминации расплавов

веществом континентальной коры и её существенную степень (не менее 15% [11]) проблематично установить источник воды, и высока вероятность, что вода была привнесена вместе с ассимилированным материалом коры.

Настоящая работа дает оценки температур на более поздних этапах кристаллизации, в диапазоне Fo 87.5–82.2 мол. %. Температуры кристаллизации для диапазона Fo 87.5–86.0 мол. % с средним значением $T = 1240 \pm 25^\circ\text{C}$ согласуются с оценками, полученными для наиболее ранних этапов кристаллизации и ложатся на линию кристаллизации с 1 мас. % H_2O (рис. 4). На более поздних этапах кристаллизации после Fo 86.0 мол. % температурные оценки смещаются в сторону линии безводного ликвидуса. Это может свидетельствовать о дегазации магм в процессе кристаллизации в поверхностных условиях, что также ранее описывалось для архейских коматиитов [15]. При этом средняя температура для этой группы данных составляет $1260 \pm 9^\circ\text{C}$,

для $N = 17$, что на 20°C превышает температуры кристаллизации более примитивных оливин-хромитовых пар. Это систематическое различие между группами точек наблюдается несмотря на погрешность определения температур и может являться результатом эффекта выделения скрытой теплоты плавления при массовой кристаллизации магматической системы в процессе её дегазации [16]. Нами было проведено моделирование кристаллизации расплава коматиитовых базальтов Ветреного пояса с помощью программы Petrolog3 [17] на отрезке составов оливина Fo 86.4–82.4 мол. % с применением набора моделей для кристаллизации оливина [18], орто- и клинопироксена [19] и шпинели [20]. Данная модель предполагает, что основной кристаллизующейся фазой в указанном диапазоне является оливин. Хромит также кристаллизуется на этом отрезке, но является акцессорной фазой, имеющей незначительное влияние на степень кристаллизации системы. В конце заданного диапазона, начиная с Fo 82.4 мол. %, на ликвидусе появляется ортопироксен, не внося значительный вклад в массу кристаллического вещества. Степень кристаллизации в диапазоне Fo 86.4–82.4 мол. % составляет порядка 8%. Согласно оценкам, приведённым в работе [16] для андезитовых систем, 1% кристаллизации плагиоклаза+ортопироксена+магнетита приводит к подъёму температуры системы на 3.2°C . Так как фазы, кристаллизующиеся из магм Ветреного пояса, являются более тугоплавкими, то оценка [16] рассматривается нами как минимальная и согласно ей, 8% кристаллизации приведут к разогреву системы на $\sim 26^\circ\text{C}$, что сопоставимо с наблюдаемыми данными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температуры кристаллизации коматиитовых расплавов Ветреного пояса на ранних стадиях кристаллизации, полученные по Al-термометрии в оливине, составляли $1240 \pm 25^\circ\text{C}$. Это указывает на наличие водного флюида в расплаве на ранних этапах кристаллизации (начиная с Fo 89.0 мол. %), что согласуется с прямыми измерениями воды в расплавных включениях в оливине на уровне 0.4 ± 0.2 мас. % H_2O . На более поздней стадии кристаллизации начиная с Fo 86.0 мол. %, вероятно, произошел подъём температур кристаллизации до $1260 \pm 9^\circ\text{C}$. Это является возможным свидетельством дегазации расплавов коматиитовых базальтов. Потеря водного флюида могла привести к массовой кристаллизации оливина на уровне 8% и высвобождению скрытой теплоты

плавления, приведшей к разогреву в закрытой системе на 26°C . Дегазация расплава при низких содержаниях воды в расплаве свидетельствует о кристаллизации в приповерхностных условиях. Для подтверждения данной гипотезы авторы планируют расширить статистику данных по температурам кристаллизации коматиитовых базальтов Ветреного пояса и дополнительно изучить составы расплавных включений в оливине.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность И.С. Пухтелю за предоставление образцов для исследования, В.О. Япаскурту за помощь в проведении микрозондовых исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22-77-00081, <https://rscf.ru/project/22-77-00081/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bickle M. J., Hawkesworth C. J., Martin A., et al. Mantle composition derived from the chemistry of ultramafic lavas // *Nature*. 1976. V. 263. № 5578. P. 577–580.
2. Barnes S. J., Offen M. Ti-rich komatiites from northern Norway // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 105. № 1. P. 42–54.
3. Arndt N. T., Brüggemann G. E., Lehnert K. et al. Geochemistry, petrogenesis and tectonic environment of Circum-Superior Belt basalts, Canada // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 1987. V. 33. № 1. P. 133–145.
4. Echeverria L. M. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 73. № 3. P. 253–266.
5. Hanksi E., Walker R. J., Huhma H. et al. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 147. P. 453–469.
6. Puchtel I. S., Haase K. M., Hofmann A. W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetryny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. № 6. P. 1205–1222.
7. Puchtel I. S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean–Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 180. P. 227–255.

8. Nekrylov N., Kamenetsky V. S., Savelyev D. P. et al. Platinum-group elements in Late Quaternary high-Mg basalts of eastern Kamchatka: Evidence for minor cryptic sulfide fractionation in primitive arc magmas // *Lithos*. V. 412. P. 106608.
9. Batanova V. G., Thompson J. M., Danyushevsky L. V. et al. New olivine reference material for in situ micro-analysis // *Geostand. Geoanal. Res.* 2019. V. 43 № 3. P. 453–473.
10. Sobolev A. V., Hofmann A. W., Kuzmin D. V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*. 2007. V. 316. № 5823. P. 412–417.
11. Асафов Е. В., Кошлякова А. Н., Соболев А. В. и др. Температуры кристаллизации коматиитовых базальтов Ветреного пояса, Карелия // *Труды ВЕСЭМПГ*. 2023. Т. 782. С. 53–56.
12. Coogan L. A., Saunders A. D., Wilson R. N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chem. Geol.* 2014. V. 368. P. 1–10.
13. Ballhaus C., Berry R. F., Green D. H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 107. P. 27–40.
14. Gaetani G. A., Grove T. L. The influence of water on melting of mantle peridotite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 131. P. 323–46.
15. Sobolev A. V., Asafov E. V., Gurenko A. A. et al. Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir // *Nature*. 2016. V. 531. № 7596. P. 628–632.
16. Blundy J., Cashman K., Humphreys M. Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes // *Nature*. 2006. V. 443. № 7107. P. 76–80.
17. Danyushevsky L. V., Plechov P. Y. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12. № 7.
18. Ford C. E., Russell D. G., Craven J. A. et al. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *J. Petrol.* 1983. V. 24. № 3. P. 256–266.
19. Ariskin A. A., Frenkel M. Y., Barmina G. S., Nielsen R. L. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // *Comput. Geosci.* 1993. V. 19. № 8. P. 1155–1170.
20. Ariskin A. A., Nikolaev G. S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibria in mafic igneous systems at atmospheric pressure: 1. Chromian spinels // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 123. P. 282–292.

CRYSTALLIZATION TEMPERATURES OF VETRENY BELT KOMATIITIC BASALTS, KARELIA, BASED ON PARTITION OF ALUMINA BETWEEN OLIVINE AND CHROMITE

E. V. Asafova^{*}, A. N. Koshlyakova¹, Academician of the RAS A. V. Sobolev²,
D. P. Tobelko¹, N. N. Koshlyakova³, S. V. Mezhelovskaya⁴

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation

²l'Institut des Sciences de la Terre, University Grenoble Alpes, CS40700, 38058 Grenoble CEDEX 9, France

³Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russian Federation

⁴Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^{*}E-mail: asafoff@geokhi.ru

The Archean-Proterozoic transition in Earth's history is marked by significant changes in mantle dynamics and temperature regimes. A notable consequence is the disappearance of Al-depleted komatiites in the late Archean and the nearly complete absence of true komatiites since the Proterozoic. In this study, we present the investigation of the 2.41 Ga komatiitic basalts of the Vetreny Belt, dating back to the Archean-Proterozoic boundary. These rocks provide unique data on the composition of olivine and chromite, as well as on the crystallization temperatures based on Al-in-olivine geothermometry for Vetreny Belt komatiitic basalts. The temperatures of the earliest stages of crystallization were approximately 1240±25°C, indicating the presence of water in the melt and aligning with measured water contents of 0.4±0.2 wt. % H₂O in the melt inclusions. However, during crystallization, the komatiitic basalt melt underwent degassing, resulting in mass crystallization and a temperature rise of approximately 20°C due to latent heat release. The degassing of water from the melt suggests crystallization in the surface conditions.

Keywords: komatiites, olivine, spinel, Karelia, Proterozoic, mantle, magma, crystallization

УДК 552.3

ПЕРВАЯ НАХОДКА ДАЕК ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ АЙЛЛИКИТОВ В САРМАТИИ: ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

© 2024 г. К. А. Савко^{1,2,*}, член-корреспондент РАН А. В. Самсонов², С. В. Цыбуляев¹,
Н. С. Базиков¹, Е. Х. Кориш¹, Р. А. Терентьев¹

Поступило 22.01.2024 г.

После доработки 07.02.2024 г.

Принято к публикации 12.02.2024 г.

В Курском блоке Сарматии впервые были установлены дайки айллицитов карбонат-биотитового состава, секущих палеопротерозойские железистые кварциты. Их возраст составляет 2.10–2.07 млрд лет. Дайки айллицитов метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации (550°C, 2–3 кбар), деформированы и рассланцованы, первичные магматические оливин и клинопироксен не сохранились. По геохимии ультрамафические лампрофиры Курского блока близки к петротипическим айлликитам. Они имеют низкие содержания SiO_2 и Al_2O_3 , высокие MgO , TiO_2 , K_2O , Sr , Ni , Nb с резко фракционированными спектрами лёгких и тяжёлых РЗЭ. Высоко радиогенный изотопный состав неодима указывает на ювенильный обогащённый (метасоматизированный) мантийный источник для айллицитов. Положительные аномалии Nb и Ti предполагают метасоматическую переработку деплетированной литосферной мантии ОIB-расплавами при открытии Тимского задугового бассейна.

Ключевые слова: дайки айллицитов, палеопротерозой, Курский блок, карбонатиты, источники расплавов

DOI: 10.31857/S2686739724060082

ВВЕДЕНИЕ

Айлликиты – редкие щелочные, недосыщенные SiO_2 , содержащие карбонаты ультрамафитовые лампрофиры, встречающиеся в обстановках континентального рифтинга и мантийного апвеллинга. Их особенностью является промежуточный состав между глубинными мантийными породами – карбонатитами, кимберлитами и щелочными лампрофирами. Поэтому, несмотря на небольшой объём проявлений, айлликиты наряду с кимберлитами и карбонатитами служат источником информации о составе и строении литосферной мантии. Присутствие айллицитов является индикатором для обстановок растяжения литосферы, и они часто связаны с карбонатитовым магматизмом (например, [7, 8, 20]) и крупными магматическими провинциями. Широко обсуждается образование мантийных источников ультрамафитовых лампрофиров

в субдукционных обстановках и в результате действия плюмов, приводящих к метасоматозу литосферной мантии ([13, 20] и многие другие).

Публикации об айлликитах и, в целом, лампрофирах в Сарматии по нашим данным отсутствуют. Находки даек айллицитов в Курском блоке расширяют наши представления о составе и строении литосферной мантии крупного раннедокембрийского сегмента Восточно-Европейского кратона в палеопротерозое. В настоящей статье представлены первые данные о геологии, изотопно-геохимических особенностях и петрогенезисе палеопротерозойских даек айллицитов Сарматии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Курский блок Сарматии (рис. 1) состоит из палеоархейского гранулит-гнейсового ядра и мезоархейского зеленокаменного террейна, коллизия которых около 2.8 млрд лет назад привела к образованию архейской континентальной области восточной Сарматии [17]. В раннем палеопротерозое (2.5–2.4 млрд лет) Курский блок представлял собой стабильную платформу. В морских бассейнах на пассивной

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

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

*E-mail: ksavko@geol.vsu.ru

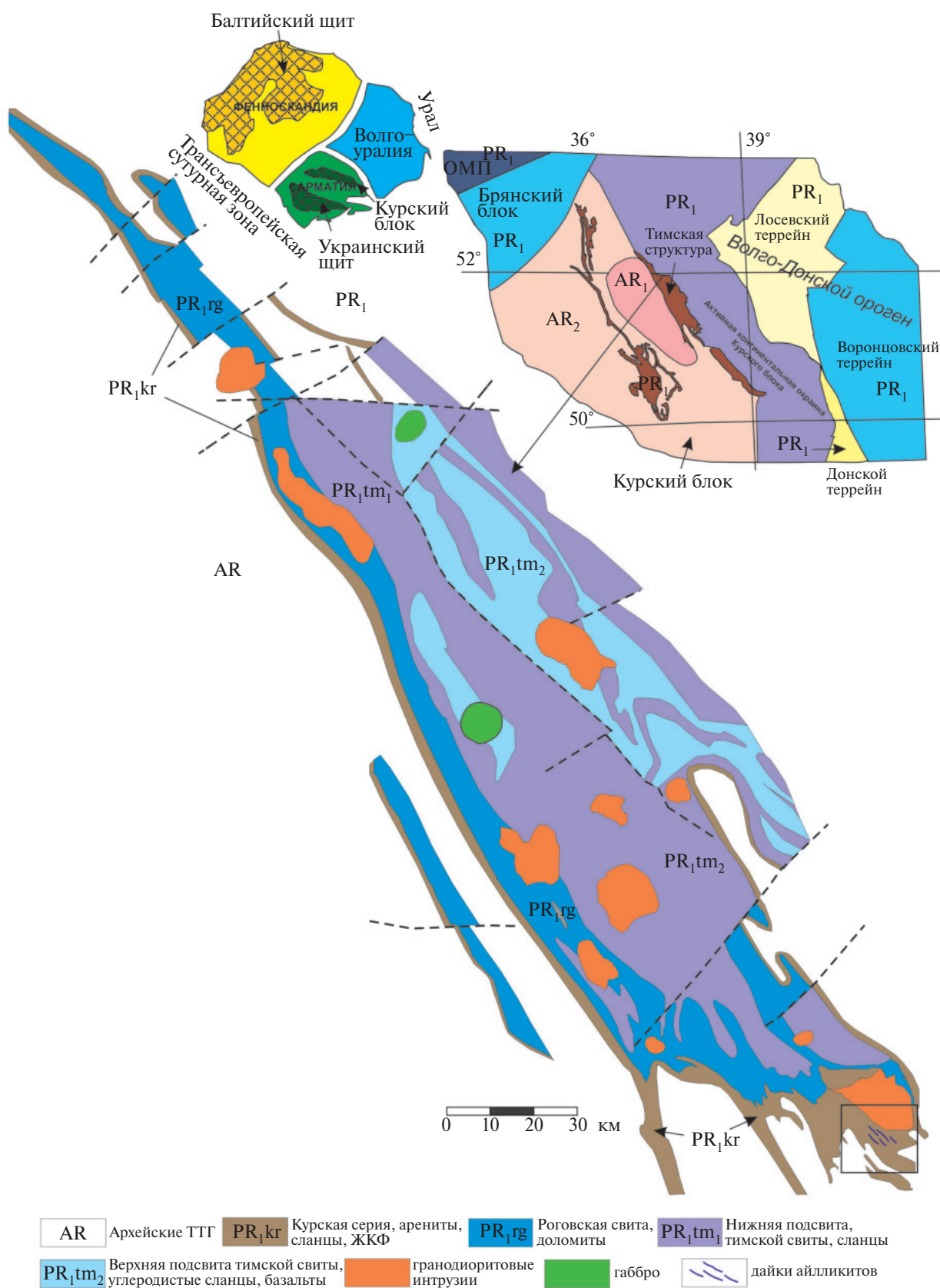


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тимской структуры и положение даек айллицитов с врезками структурной схемы Восточной Сарматии и Восточно-Европейского кратона.

континентальной окраине происходило накопление терригенных и карбонатных осадков и железисто-кремнистых формаций (ЖКФ) [18]. 2.4 млрд лет назад трансгрессия сменилась регрессией, и наступил продолжительный перерыв в осадконакоплении. Седиментация возобновилась в континентальных рифтогенных структурах в интервале 2.2–2.1 млрд лет назад. В период 2.10–2.05 млрд лет назад палеопротерозойская платформа Курского блока подверглась мощной эндогенной переработке, включающей магматизм, рифтинг, складчатость и метаморфизм и связанной с субдукцией и коллизионными процессами в результате развития палеопротерозойских Волго-Донского и Севско-Ингулецкого орогенов на границах Сарматии.

Айлликиты в Курском блоке встречаются в виде даек, секущих железистые кварциты курской серии в южном обрамлении Тимской рифтогенной структуры (рис. 1). Во многих ранних исследованиях геологии Курской магнитной аномалии (КМА) они описывались как биотит-карбонатные дайки [1]. Нами были изучены дайки в бортах Лебединского железорудного карьера в южном замыкании Тимской структуры (рис. 1, 2). Дайки различной мощности от 0.5 до 12 м северо-западного реже субширотного простирания секут полосчатость железистых кварцитов чаще всего под углами 5°–15° (рис. 2). Протяжённость даек находится в прямой зависимости от их мощности и меняется от первых десятков до нескольких сотен метров. Вмещающие железистые кварциты Лебединского месторождения претерпели региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации $T = 550^\circ\text{C}$ и давления 2–3 кбар [4] с возрастом около 2.07 млрд лет [16]. Айлликиты также метаморфизованы, их тела нередко деформированы, но секущие контакты сохраняются. Кроме того, с дайками айлликитов в тесной ассоциации находятся дайки известково-щелочных лампрофиров.

В 12 км юго-восточнее дайкового поля айлликитов находятся интрузии дубравинского щёлочно-карбонатитового комплекса, но геологических взаимоотношений карбонатитов и щелочных пород с ультрамафическими лампрофирами не установлено. И карбонатиты, и айлликиты претерпели метаморфические изменения, их тела нередко деформированы.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Дайки айлликитов сложены тёмно-серыми, очень мелкозернистыми, иногда почти чёрными рассланцованными породами биотит-карбонатного состава с субпараллельно ориентированными пластинками биотита. Выраженные порфировые вкрапленники отсутствуют. Порода представляет собой переплетение удлиённых лейст биотита (40–60 об. %), среди которых находятся ксеноморфные пойкилитовые зёрна карбоната (30–40 об. %) и рудных минералов (до 10 об. %). Карбонат представлен доломитом, кальцит встречается в незначительных количествах. В магнезиальном биотите ($X_{\text{Mg}} = 0.68\text{--}0.73$) отсутствует химическая зональность, и он имеет невысокое содержание титана ($\text{TiO}_2 = 1.7\text{--}2.2$ мас. %). В биотите отмечаются очень мелкие (<10 мкм) включения монацита (Ce). Встречаются тремолит ($X_{\text{Mg}} = 0.90\text{--}0.97$) и тальк ($X_{\text{Mg}} = 0.89$). Среди рудных минералов преобладают магнетит и рутил (иногда с примесью Nb до 2 мас. %), реже встречается титаномагнетит. Магнетит представлен крупными (0.2–0.5 мм) идиоморфными кристаллами на фоне более мелкозернистого матрикса. Рутил образует мелкую вкрапленность (10–50 мкм) и включения в биотите и титаномагнетите. В некоторых дайках рудные минералы концентрируются в тонкие полосы, сложенные мелкозернистым агрегатом магнетита и в меньшем количестве титаномагнетита.

ГЕОХИМИЯ

Петрогенные оксиды. Айлликиты недосыщены SiO_2 (20.5–34.0 мас. %), имеют низкие содержания Al_2O_3 (3.1–4.9 мас. %) и умеренную магнезиальность $\text{Mg\#}$ 0.57–0.68 (табл. 1). В них высокие концентрации магния ($\text{MgO} = 10.1\text{--}17.9$ мас. %), железа ($\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} = 14.7\text{--}19.7$ мас. %), кальция ($\text{CaO} = 7.7\text{--}22.1$ мас. %) и особенно титана ($\text{TiO}_2 = 3.2\text{--}5.4$ мас. %). Из щелочей отмечаются высокие содержания калия ($\text{K}_2\text{O} = 1.9\text{--}4.6$ мас. %) и очень низкие содержания натрия (<0.2 мас. % Na_2O). Высокие значения потерь при прокаливании (ППП = 9.3–21.3 мас. %) согласуются с преобладанием в породах доломита и минералов, содержащих группу (ОН).

Редкие и редкоземельные элементы. Айлликиты имеют высокие содержания “мафических” Cr (326–1240 ppm, ср. 597 ppm) и Ni (440–1230 ppm, ср. 614 ppm) и широкие вариации концентраций литофильных элементов: Ba (185–1540 ppm, ср. 649 ppm), Sr (287–1140 ppm, ср. 684 ppm) и Rb

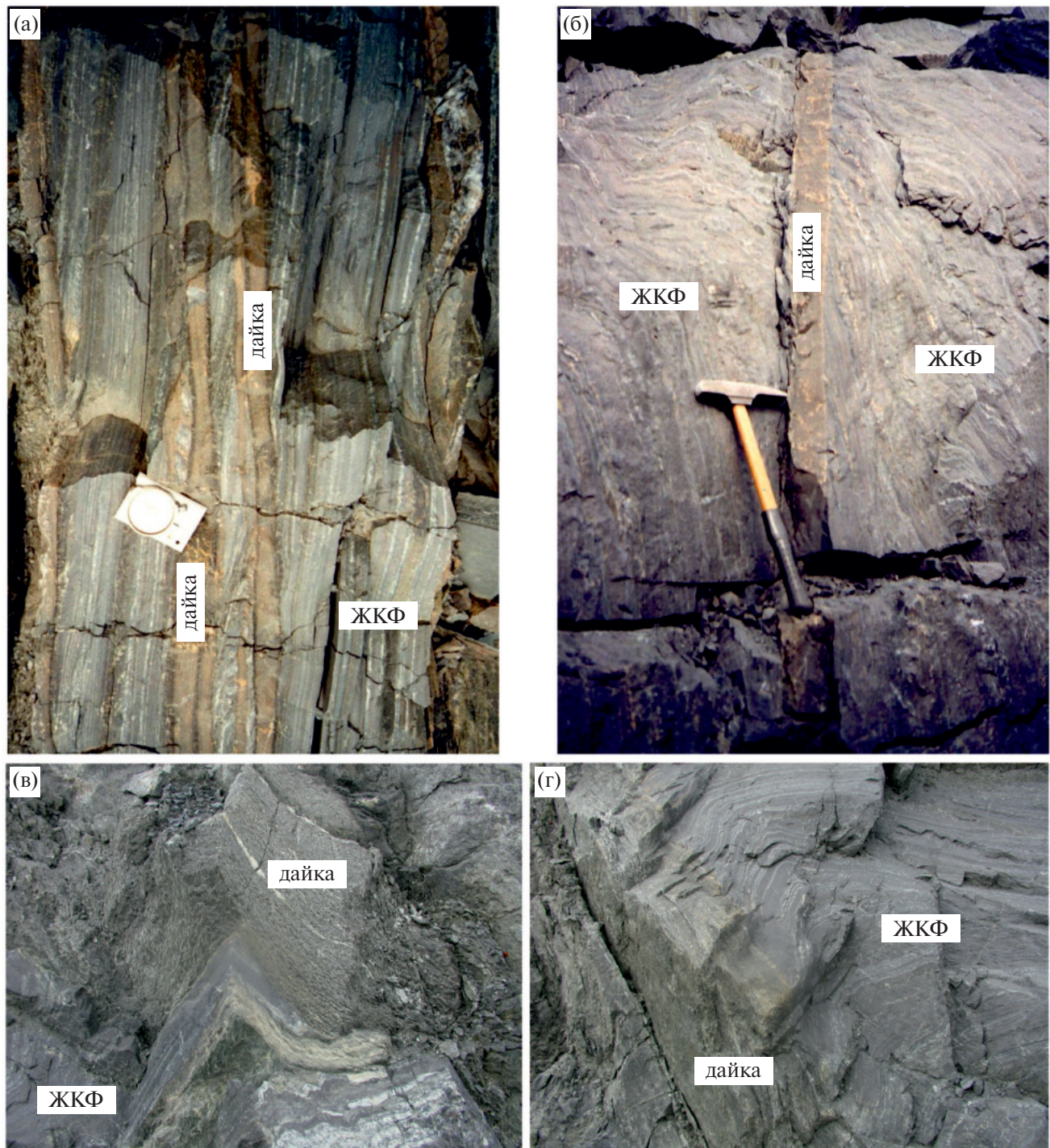


Рис. 2. Дайки айллицитов в Лебединском железорудном карьере: а, б — серия маломощных даек в ЖКФ (2.4–2.5 млрд лет); в — деформированная и рассланцованная дайка; г — прилегание деформированных ЖКФ к контакту дайки.

(137–442 ppm, ср. 234 ppm). Среди высокозарядных элементов выделяются очень высокие концентрации Nb (85–175 ppm, ср. 128 ppm) и Ta (4.3–10.4 ppm, ср. 7.9 ppm) и умеренные Zr (163–381 ppm) и Y (12–28 ppm). РЗЭ ($\Sigma\text{REE} = 176\text{--}469$

ppm, ср. 370 ppm) демонстрируют резкое фракционирование лёгких и тяжёлых РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 4.9\text{--}8.8$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 30\text{--}46$) (рис. 3 а). Выраженные Eu^* -аномалии отсутствуют. На диаграмме, нормированной к примитивной мантии,

Таблица 1. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в айлликитах Курского блока Сарматии

Скв./глуб.	ЛК-7/3	ЛК-4/1	ЛК-4/2	ЛК 8-2/2	ЛК-57-1	ЛК-57-2	ЛК-53-5	ЛК-20
SiO ₂	20.53	28.53	26.72	22.06	21.22	27.71	33.99	20.99
TiO ₂	3.22	4.95	5.09	3.41	5.42	4.72	3.77	4.88
Al ₂ O ₃	3.84	3.68	3.47	4.31	3.78	4.90	4.27	3.65
Fe ₂ O _{3tot}	16.90	14.66	14.91	18.19	19.69	19.08	18.67	15.14
MgO	13.99	12.24	10.06	17.90	13.42	14.01	17.21	15.96
MnO	0.18	0.36	0.44	0.24	0.26	0.23	0.19	0.28
CaO	16.89	19.84	22.14	20.77	13.49	9.87	7.34	15.80
Na ₂ O	0.07	0.15	0.18	0.02	0.12	0.22	0.00	0.08
K ₂ O	1.89	2.51	2.38	3.04	3.71	4.58	4.53	3.07
P ₂ O ₅	0.57	0.55	0.50	0.22	0.21	0.44	0.48	0.49
SO ₃	0.28	0.05	0.04	0.31	0.10	0.12	0.12	0.04
ППП	21.34	12.34	13.93	9.48	18.35	13.70	9.28	19.46
Сумма	99.68	99.85	99.88	99.95	99.79	99.63	99.85	99.85
Mg#	0.62	0.62	0.57	0.66	0.57	0.59	0.65	0.68
Na ₂ O+K ₂ O	2.0	2.67	2.6	3.1	3.8	4.8	4.5	3.2
Sc	17.3	22.5	20.3	19.4	31	25.1	24.9	17.6
V	183	263	286	66	289	302	301	88.2
Cr	451	496	472	1240	720	679	394	326
Co	55.9	88.3	79.3	110	97.8	110	87.1	89.2
Ni	440	530	448	1230	477	705	476	603
Cu	139	76.5	15.7	60.8	185	228	289	173
Zn	52.5	68.0	56.9	64.3	126	133	133	58.4
Ga	10.3	17.3	18.4	8.5	22.4	22.2	20.1	13.6
Rb	137	165	157	166	369	442	260	179
Sr	664	413	331	1140	1010	1150	287	480
Y	18.7	22.0	28.3	12.2	25.8	23.5	25	26.7
Zr	247	329	252	163	381	374	339	287
Nb	85.1	125	124	100	175	132	148	136
Ba	809	491	185	709	384	336	1540	737
La	50.2	71.4	88.7	36.3	90.7	81.9	103	104
Ce	105	151	188	73.8	193	168	200	203
Pr	12.8	17.0	22.1	9.26	23.9	20.4	23.2	24
Nd	50.1	65.4	86.6	35.9	93.2	77.7	85.7	90.7
Sm	9.1	11.9	15.7	6.6	16	13.5	14.8	15.8
Eu	2.38	3.14	4.08	1.89	3.99	3.42	4.23	3.95
Gd	7.19	10.3	13.7	5.4	13	11.4	12.3	13.3
Tb	0.93	1.18	1.57	0.67	1.5	1.34	1.46	1.52
Dy	4.6	5.44	6.83	3.11	6.66	6.04	6.54	6.69
Ho	0.77	0.85	1.06	0.5	1.09	0.98	1.06	1.08
Er	1.86	2.12	2.44	1.17	2.63	2.28	2.47	2.56
Tm	0.22	0.22	0.25	0.14	0.31	0.26	0.27	0.29
Yb	1.22	1.29	1.39	0.77	1.75	1.42	1.63	1.62
Lu	0.16	0.17	0.18	0.098	0.23	0.19	0.21	0.22
Hf	5.89	8.70	6.21	4.23	9.75	9.5	7.78	6.97
Ta	4.26	8.93	7.86	4.45	10.4	8.98	10.1	7.88

Окончание таблицы 1

W	1.39	5.97	14.4	2.73	6.01	4.22	2.48	12.9
Pb	14.3	<1.0	3.14	13.5	12.8	11.2	7.62	12.7
Th	7.15	8.68	10.9	4.46	11.7	9.67	11.7	12
U	1.78	2.93	2.29	1.04	1.78	2.17	2.5	2
ΣREE	247	341	433	176	448	389	457	469
Eu/Eu*	0.90	0.87	0.85	0.97	0.85	0.84	0.96	0.83
(Gd/Yb) _n	4.9	6.6	8.2	5.8	6.2	6.6	6.2	6.8
(La/Yb) _n	29.5	39.7	45.8	33.8	37.2	41.4	45.3	46.1

проявлены положительные пики Nb и Ti и отрицательные Ba (рис. 3 б).

ВОЗРАСТ АЙЛЛИКИТОВЫХ ДАЕК

Из-за отсутствия в айлликитах минералов-геохронометров (циркона, перовскита, андрадитового граната), пока не удалось получить точных определений изотопного возраста. Тем не менее, мы можем ограничить их возраст довольно узким интервалом по геологическим критериям. Нижняя граница внедрения даек отвечает возрасту базальтов тимской свиты в Тимской структуре 2098 млн лет [5], которые секутся дайками лампрофиров. Верхним ограничением может служить возраст регионального метаморфизма 2.07 млрд лет, которому подверглись дайки айллицитов [16]. Дополнительным аргументом может служить возраст щелочно-карбонатитового магматизма дубравинского комплекса 2.07–2.08 млрд лет [19]. Таким образом, формирование даек айллицитов произошло в интервале 2.10–2.07 млрд лет, когда в восточном обрамлении Курского блока Сарматии был широко проявлен супрасубдукционный магматизм [3, 5, 19].

SM-ND-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Изотопный состав Nd был измерен в валовой пробе из дайки, прорывающей железистые кварциты в Лебединском железорудном карьере. Айлликиты имеют такой же радиогенный состав Nd ($\epsilon\text{Nd}(2080) = +1.7$) и модельный возраст $T\text{Nd}(\text{DM})$, как и карбонатиты дубравинского щелочно-карбонатитового комплекса [19] (табл. 2), что свидетельствует об обогащении источника айллицитовых расплавов незадолго до их образования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Классификация и номенклатура. Из клана ультрамафических лампрофиров (УМЛ) [12, 14]

только айлликиты значительно обогащены карбонатами, и основная масса породы состоит из кальцита, флогопита, акцессорных минералов титана и фенокристаллов оливина. Карбонаты в айлликитах Курского блока представлены доломитом, кальцит встречается очень редко, и этим они отличаются от подавляющего большинства УМЛ. Содержания петрогенных оксидов редких и редкоземельных элементов в УМЛ Курского блока близки к петротипическим айлликитам залива Айлик (Лабрадор) [20] и многих других проявлений. Для них характерны низкие содержания SiO_2 и Al_2O_3 , высокие MgO , TiO_2 , K_2O , Sr и Ni . На классификационной диаграмме [14] почти все точки составов попадают в поле ультрамафических лампрофиров (рис. 4). По соотношению высокочarged элементов айлликиты Курского блока отвечают анорогенным лампрофирам (рис. 4 б, в), что предполагает их внутриплитную природу и взаимосвязь с плюмовой обстановкой [12].

Метаморфизм. Дайки айллицитов Курского блока подверглись метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации и вторичным гидротермальным изменениям, что привело к их деформированию, расщеплению (рис. 2), разложению Fe-Mg -силикатов (главным образом, первично магматических оливина и клинопироксена), за исключением биотита. Разложение оливина и клинопироксена сопровождалось появлением тремолита, талька и доломитизацией, например: $6\text{Fo} + 13\text{Di} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = 5\text{Dol} + 4\text{Tr}$, $8\text{Fo} + 13\text{Cal} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = 11\text{Dol} + \text{Tr}$. Кроме того, присутствуют редкие зёрна вторичного кварца. Перовскит был, по-видимому, замещён титаномагнетитом и Nb-содержащим рутилом. Почти во всех айлликитах карбонат представлен кальцитом, и только в изменённых вторичными постмагматическими процессами появляется доломит [2, 15].

Источники расплавов. Существуют три основные точки зрения на источники расплавов айллицитов: (1) частичное плавление

Таблица 2. Sm–Nd-изотопные данные для айллицитов Курского блока в сравнении с карбонатитами дубравинского щелочно-карбонатитового комплекса [19]

Номер образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T, млн. лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})^{**}$
ЛК-7/3	айллицит	9.39	51.35	0.1106	0.511545	2080	1.7	2364
6207/431	карбонатит	48.3	306	0.0954	0.511332	2080	1.6	2334
5402/5	карбонатит	83.2	535	0.0940	0.511299	2080	1.3	2349

Примечание. * Погрешность $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принята не более 0.2%. ** Модельный возраст по [10].

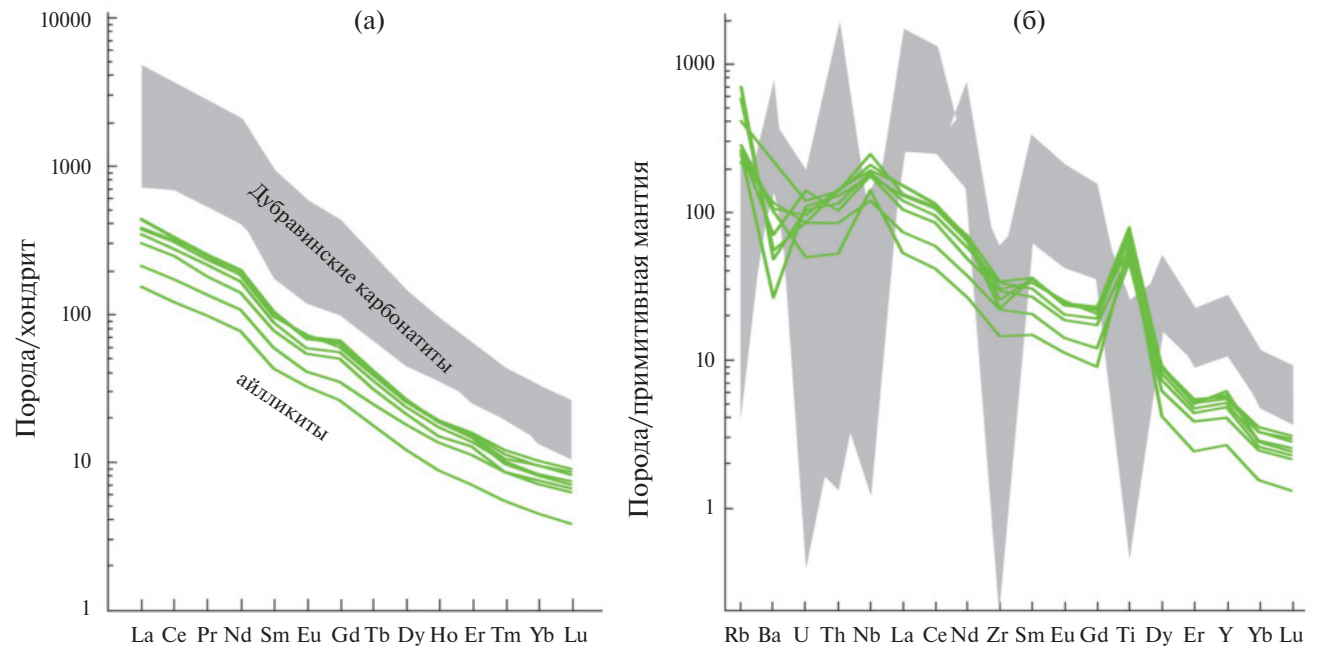


Рис. 3. Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных (а) и нормализованное к примитивной мантии распределение малых и редких (б) элементов в дайках айллицитов Курского блока.

карбонатизированных лерцолитов при давлениях выше 2.5 ГПа [11]; (2) ассимиляция карбонатизированных флогопитовых метасоматитов плюмовыми силикатными расплавами [9]; (3) смешение карбонатитовых и силикатных расплавов в мантии или ассимиляция мантийного вещества карбонатитами [9].

Данные по геохимии айллицитов свидетельствуют, что источником расплавов была обогащённая (метасоматизированная) мантия. Высоко радиогенный изотопный состав неодима предполагает, что интервал времени между мантийным метасоматизмом и частичным плавлением мантийного источника с образованием родительских магм айллицитов был относительно коротким.

На глубинный, недавно метасоматизированный литосферный мантийный источник, в котором стабильны значительные количества

флогопита и карбоната указывают: (1) близкий возраст карбонатитов дубравинского щелочно-карбонатитового комплекса (2.07–2.08 млрд лет) и айллицитов; (2) пространственное положение – расстояние между проявлениями карбонатитов и дайками УМЛ 12–14 км, (3) одинаковый радиогенный изотопный состав Nd, (4) одинаковые значения отношения (Gd/Yb)_n и распределение РЗЭ при разных уровнях концентраций (рис. 3 а). В сравнении с карбонатитами, айллицитовые расплавы, по-видимому, представляют более высокие степени плавления обогащённого мантийного источника, о чём свидетельствуют более высокие концентрации MgO, Ni, Cr и низкие P₂O₅, Sr, Ba, LREE по сравнению с дубравинскими карбонатитами.

Тектоническая модель. В период 2,5–2,1 млрд лет в пределах Курского блока не зафиксировано эндогенной активности. Первый палеопротерозойский

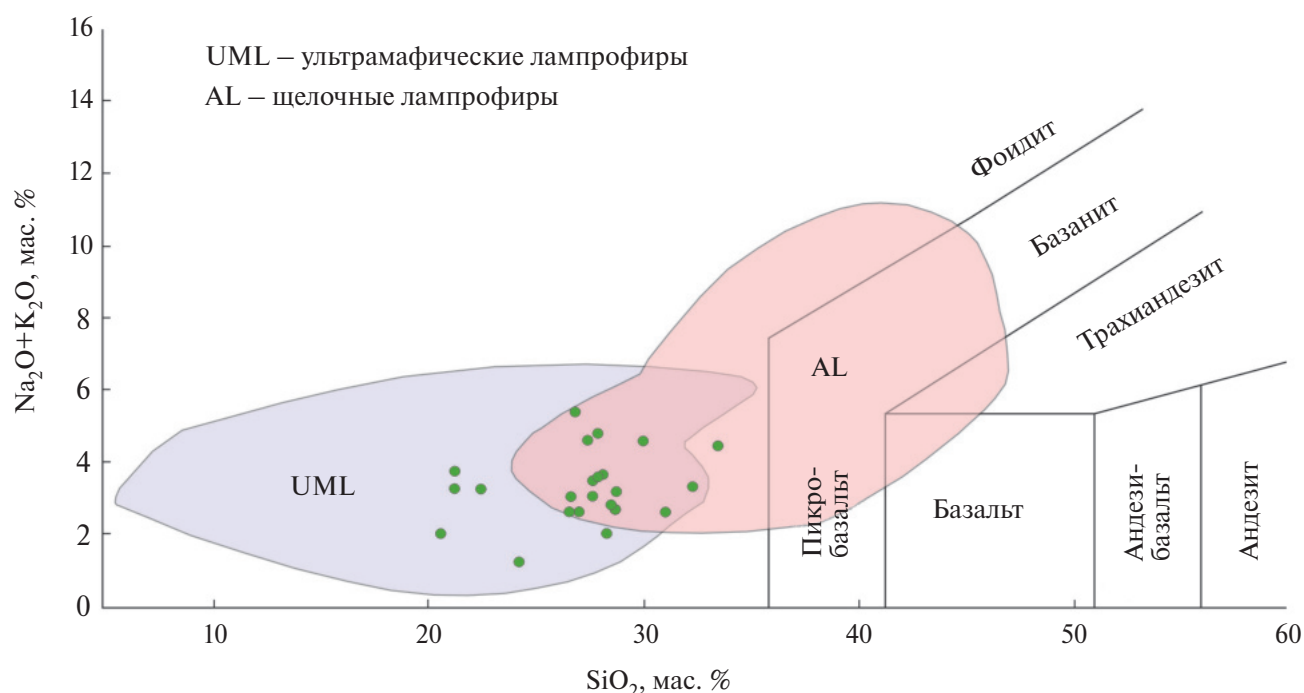


Рис. 4. Составы айлликов Курского блока Сарматии на диаграмме SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ с полями ультрамафических и щелочных лампрофиров [14].

импульс магматизма связан с астеносферным апвеллингом при разрыве слэба субдуцированной океанической коры и излияниями базальтов 2099 ± 8 млн лет назад [5]. Причиной отрыва слэба стала коллизия островной дуги с континентом на активной континентальной окраине Курского блока и Волго-Донского орогена около 2.1 млрд лет назад. Источником для карбонатитов могли быть обогащённые протолиты субконтинентальной литосферной мантии, образованные при плавлении и высвобождении флюидов из субдуцированного слэба океанической коры [19]. Однако для айлликов, демонстрирующих положительные аномалии Ti и Nb, такой механизм обогащения маловероятен. Скорее можно предполагать метасоматоз литосферной мантии за счёт плюмового источника.

Геолого-структурные данные ограничивают время внедрения айлликовых даек интервалом 2.10–2.07 млрд лет, вскоре после завершения субдукционных процессов в Восточной Сарматии. Это указывает на «орогенную» природу изученных лампрофиров и предполагает надсубдукционное обогащение литосферной мантии, служившей источником айлликов. Этой модели, однако, противоречат отчётливо проявленные в айлликах положительные аномалии Nb и Ti, которые невозможно увязать с плавлением

метасоматически переработанной надсубдукционной литосферной мантии, и которые предполагают, что метасоматическим агентом служил расплав или флюид из обогащённого мантийного источника. Совмещение таких условий в Тимском террейне могло быть реализовано за счёт эпизода метасоматической переработки деплетированной литосферной мантии ОИВ-расплавами при открытии Тимского задугового бассейна [6]. Можно предположить также, что выплавление айлликов из метасоматизированной ОИВ-расплавами литосферной мантии происходило синхронно с метасоматозом под влиянием привнесённого тепла. Позже около 2.07 млрд лет назад обширная коллизия континент–континент Волгоуралии и Сарматии [16] привела к деформации и метаморфизму как карбонатитовых тел, так и даек айлликов.

ВЫВОДЫ

1. В Курском блоке Сарматии впервые установлены дайки айлликов карбонат-биотитового состава. Они метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($T = 550^\circ\text{C}$, давление 2–3 кбар), деформированы и рассланцованы. Первичные магматические минералы (оливин, клинопироксен, перовскит) не сохранились.

2. Внедрение айлликитовых даек произошло в интервале 2.10–2.07 млрд лет назад по геологическим данным.

3. По геохимии айлликиты Курского блока близки к петротипическим айлликитам многих проявлений. Они имеют низкие содержания SiO_2 и Al_2O_3 , высокие MgO , TiO_2 , K_2O , Cr , Ni , Nb с резко фракционированными спектрами лёгких и тяжёлых РЗЭ.

4. Высоко радиогенный изотопный состав неодима указывает на ювенильный обогащенный (метасоматизированный) мантийный источник для айлликитов.

5. Положительные аномалии Nb и Ti в айлликитах предполагают метасоматическую переработку деплетированной литосферной мантии ОИБ-расплавами при открытии Тимского задугового бассейна.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 23-27-00007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голивкин Н. И. Интрузивные и метасоматические породы / Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1. Кн. 1. Докембрий. М.: Недра, 1970. С. 386–421.
- Каргин А. В., Носова А. А., Постников А. В., Чугаева А. В., Постникова О. В., Попова Л. П., Пошибаев В. В., Сазонова Л. В., Докучаев А. Я., Смирнова М. Д. Девонские ультрамафические лампрофиды Иркиннево-Чадобецкого прогиба юга-запада Сибирской платформы: возраст, состав и значение для прогноза алмазоносности // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 430–450.
- Кориш Е. Х., Савко К. А., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Иванова А. А., Ларионов А. Н., Цыбуляев С. В. Палеопротерозойский диорит-гранодиоритовый магматизм Курского блока Сарматии: расшифровка сближенных во времени геологических событий // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 60–63.
- Савко К. А. Фазовые равновесия в породах палеопротерозойской железистой формации Лебединского месторождения Курской магнитной аномалии и петрогенезис щелочно-амфиболовых железистых кварцитов // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 621–642.
- Цыбуляев С. В., Савко К. А., Самсонов А. В., Кориш Е. Х. Палеопротерозойские вулканиты тимской свиты Курского блока Сарматии: возраст и геодинамическая обстановка // Доклады Академии Наук. 2020. Т. 495. № 1. С. 36–40.
- Цыбуляев С. В., Савко К. А., Самсонов А. В., Кориш Е. Х. Палеопротерозойские рифтогенные вулканиты ОИБ- и MORB-типа Курского блока восточной Сарматии: петрология и геодинамика // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 136–171.
- Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O. N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N. S., Downes H. Aillikites and Alkali Ultramafic Lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline Ultrabasic-Carbonatite Massif: Possible Origin and Relations with Ore Deposits // Minerals. 2020. V. 10. 404.
- Doroshkevich A. G., Chebotarev D. A., Sharygin V. V., Prokopyev I. R., Nikolenko A. M. Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: Sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 245–260.
- Foley S. F., Pinter Z. Primary melt compositions in the Earth's mantle. In: Magmas Under Pressure; Elsevier Inc.: Amsterdam, The Netherlands, 2018. P. 3–42.
- Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Gudfinnsson G. H., Presnall D. C. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 1645–1659.
- Krmíček L., Rao N. V. C. Lamprophyres, lamproites and related rocks as tracers to supercontinent cycles and metallogenesis // Geological Society, London, Special Publications. 2022. V. 513. P. 1–16.
- Nosova A. A., Kopylova M. G., Sazonova L. V., Vozniak A. A., Kargin A. V., Lebedeva N. M., Volkova G. D., Peresetskaya E. V. Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // Lithos. 2021. V. 398–399. 106277.
- Rock N. M. S. Lamprophyres. Blackie, Glasgow and London, 1991. 285 p.
- Pandey R., Pandey A., Chalapathi N. V. R., Belyatsky B., Choudhary A. K., Lehmann B., Pandit D., Dhote P. Petrogenesis of end-Cretaceous/Early Eocene lamprophyres from the Deccan Large Igneous Province: Constraints on plume-lithosphere interaction and the post-Deccan lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath NW India // Lithos. 2019. V. 346–347. 105139.

16. Savko K. A., Samsonov A. V., Kotov A. B., Sal'nikova E. B., Korish E. H., Larionov A. N., Anisimova I. V., Bazikov N. S. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // *Precambrian Research*. 2018. V. 311. P. 1–23.
17. Savko K. A., Samsonov A. V., Larionov A. N., Chervyakovskaya M. V., Korish E. H., Larionova Yu. O., Bazikov N. S., Tsybulyaev S. V. A buried Paleoproterozoic core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application // *Precambrian Research*. 2021. V. 353. 106021.
18. Savko K. A., Samsonov A. V., Santosh M., Ovchinnikova M. Yu. Neoproterozoic-Paleoproterozoic sedimentary basins in the Sarmatian Craton: global correlations and connections // *Geological Journal*. 2021. V. 56. № 9. P. 4479–4498.
19. Savko K. A., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Stifeva M. V., Kuznetsov A. B., Kotov A. B., Larionova Yu. O., Korish E. H., Larionov A. N., Chervyakovskaya M. V., Tsybulyaev S. V., Bazikov N. S. Paleoproterozoic alkaline-carbonatite magmatism in the convergent tectonic setting: evidences from 2.07 Ga Dubravinsky complex in the Eastern Sarmatia // *Precambrian Research*. 2023. V. 395. 107153.
20. Tappe S., Foley S. F., Jenner G. A., Heaman L. M., Kjarsgaard B. A., Romer R. L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. P. 1261–1315.

THE FIRST DISCOVERY OF THE PALEOPROTEROZOIC AILLIKITE DYKES IN SARMATIA: GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS

K. A. Savko^{1,2,*}, Corresponding Member of the RAS A. V. Samsonov², S. V. Tsybulyaev¹, N. S. Bazikov¹, E. H. Korish¹, R. A. Terentiev¹

¹*Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation*

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

*E-mail: ksavko@geol.vsu.ru

The aillikite dykes of carbonate-biotite composition, intersecting the Paleoproterozoic banded iron formations, were discovered in the Kursk block of Sarmatia for the first time. Their age is 2.10–2.07 Ga. The aillikite dykes have undergone epidote-amphibolite facies metamorphism (550 °C, 2–3 kbar), they are deformed and fouled; primary magmatic olivine and pyroxene did not survive. Geochemically, the ultramafic lamprophyres of the Kursk block are close to the petrotypical aillikites. They have low SiO₂ and Al₂O₃ concentrations, high MgO, TiO₂, K₂O, Cr, Ni, Nb and strongly fractionated LREE and HREE. According to available data, the aillikites and the Dubravinsky complex carbonatites could have been formed at different stages of melting of the uniform deep lithospheric source, which was enriched by lithophile elements shortly before the melting episode, possibly at the suprasubduction environment at ca. 2.1 Ga.

Keywords: aillikite dykes, Paleoproterozoic, Kursk block, carbonatites, melt sources

УДК 553.068.56

ИСТОЧНИКИ НЕОГЕНОВЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО БОРТА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

© 2024 г. А. В. Чефранова^{1,*}, К. Г. Ерофеева^{1,2}, А. С. Дубенский²

Представлено академиком РАН Н.С. Бортниковым 22.02.2024

Поступило 22.02.2024

После доработки 24.02.2024 г.

Принято к публикации 27.02.2024 г.

Снос терригенного материала, участвующего в строении неогеновых редкометалльно-титановых россыпей северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) определен с помощью литологических и минералогических методов, включая U–Pb геохронологическое и химическое исследование детритового циркона. Особенности ассоциации акцессорных минералов тяжелой фракции россыпей, морфология отдельных зерен, а также обедненность большей части популяции циркона U, Th, Y, Yb указывают, на то, что источником являлись коры химического выветривания, развитые предположительно по метаморфическим породам протерозойского (70%) и неоархейского (15%) возраста. Присутствие кристаллов циркона палеозойского U–Pb возраста с повышенным содержанием U, Th, Y, Yb, свидетельствует о разрушении магматических пород неопротерозойских-раннепалеозойских трапповых формаций, девонских изверженных и вулканогенно-осадочных образований ДДВ. Вовлечению обломков вышеперечисленных пород в осадочный рециклинг способствовало развитие соляной тектоники, широко проявленной в пределах ДДВ.

Ключевые слова: детритовый циркон, U–Pb датирование, редкометалльно-титановые россыпи, полтавские пески, Днепровско-Донецкая впадина

DOI: 10.31857/S2686739724060094

В Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) располагается крупная провинция редкометалльно-титановых россыпей, приуроченная к областям развития олигоцен-миоценовых осадочных пород (полтавская серия). Условно россыпи образуют две зоны, одна из которых прослеживается на западном борту ДДВ, а вторая – на северо-восточном. Несмотря на схожие литологические особенности в строении и условия залегания рудных залежей в обеих зонах, имеется ряд различий в геологическом строении и источниках питания, определяющих специфический характер редкометалльно-титановой минерализации россыпей ДДВ.

Россыпи западного борта ДДВ (Среднеприднепровского россыпного района), к которым относится ряд крупных месторождений, таких как Малышевское (Самотканское), Тарасовское, Волчанское и др. являются наиболее изученными. В качестве первичных источников рудных минералов (рутила, аризонита, циркона, ильменита, монацита) этих россыпей предполагаются переотложенные продукты разрушения вулканогенно-осадочных пород криворожской и ингулецкой серий докембрия [5, 7].

Россыпи северо-восточного борта ДДВ (Днепровско-Донецкий россыпной район), к которым принадлежат Краснокутское, Богодуховское, Мерчикское и др. месторождения, изучены менее детально. Их развитие приурочено к полосе прибрежно-морских отложений раннемиоценового (среднеполтавского) бассейна на участке Ахтырка–Краснокутск–Богодухов–Мерчик–Новая Водолага (рис. 1 б) [3, 7]. Формирование подавляющего

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

²Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: achefra@mail.ru

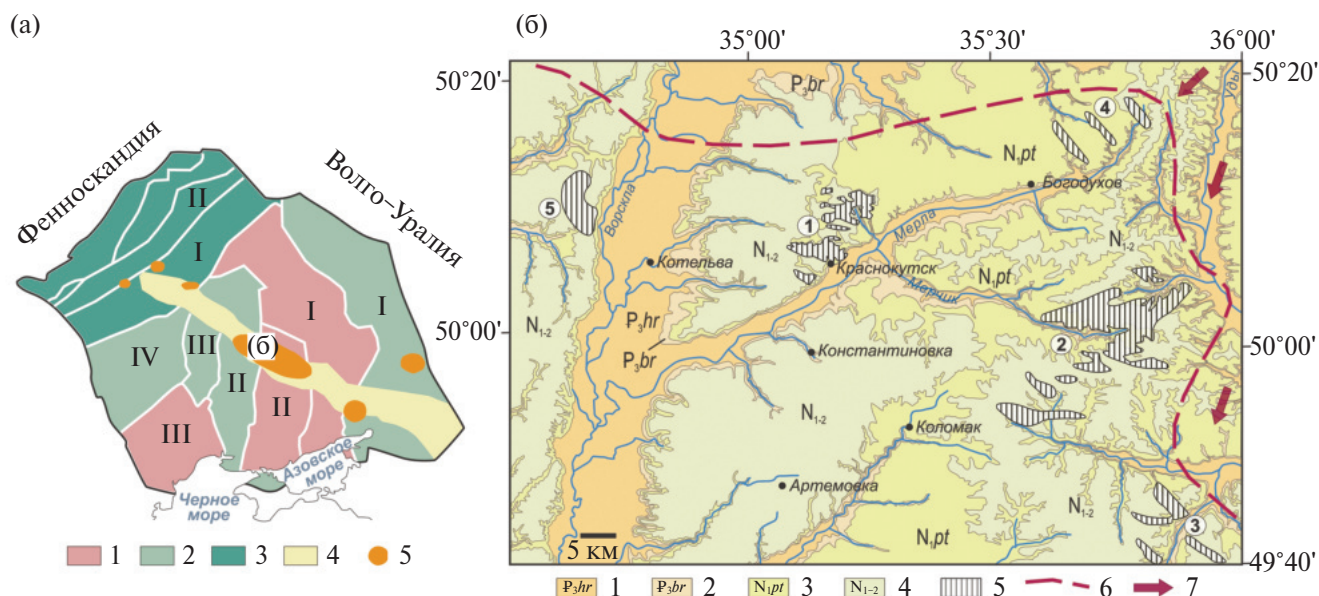


Рис. 1. Карта-схема тектонического расположения (а) и геологического строения (б) Днепровско-Донецкого россыпного района с элементами палеогеографии нижне-миоценового времени. **а.** Блоки фундамента Сарматии [по 11, 14]: 1 — архейского возраста: I — Курский, II — Сумско-Приднепровский, III — Подольский; 2 — палеопротерозойского возраста 2.2–2.0 млрд л.: I — Восточно-Сарматский ороген, II — Ингульско-Севский, III — Росинско-Тичикский, IV — Волынский; 3 — палеопротерозойского возраста 2.0–1.9 млрд л.: I — Осинско-Микашеский магматический пояс, II — Центрально-Белорусская шовная зона; 3 — Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген; 5 — области развития девонского магматизма; **б:** 1 — харьковская свита, палеоген; 2 — берекская свита, палеоген; 3 — полтавская свита (новопетровская свита), нижний миоцен; 4 — верхний миоцен-нижний плиоцен; 5 — направление сноса титановых и циркониевых минералов; 6 — положение береговой линии в результате трансгрессии Субпаратетиса; 7 — контуры месторождений; 8 — месторождения редкометалльно-титановых руд (1 — Краснокутское, 2 — Мерчикское, 3 — Нововодолажское, 4 — Богодуховское, 5 — Куземинское).

большинства россыпей этой зоны связано с обогащением тяжелыми минералами дельтовых отложений в гидродинамически благоприятных условиях регрессирующего внутриконтинентального бассейна. Площадью водосбора палеорек, к дельтовым отложениям которых приурочены россыпи, являлись возвышенные участки северного борта ДДВ и юго-западного склона Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

Целью данного исследования является решение фундаментальной проблемы, связанной с определением питающих провинций неогеновых редкометалльно-титановых россыпей северо-восточного борта ДДВ, влияние которых можно рассматривать в качестве одного из рудоконтролирующих факторов. В качестве объекта исследования выбрано Краснокутское месторождение, опробованное сотрудниками ИГЕМ РАН в 2012 году.

В тектоническом плане краснокутская россыпь находится в пределах субмеридиональной Богодуховской зеленокаменной структуры, ограниченной с запада и востока двумя линейными

зонами тектонической активизации (Богодуховской и Сковородниковской), участвующими в строении архейско-нижнепротерозойского фундамента Сумско-Приднепровского блока северо-восточного борта ДДВ (рис. 1 а).

Россыпь приурочена к мономинеральным кварцевым пескам средненовопетровской подсвиты нижнего миоцена [3], относящихся к раннее нерасчлененным полтавским слоям. Подстилающими россыпь отложениями являются гумусированные аллювиально-дельтовые пески.

Месторождение представляет собой группу россыпных тел, состав и строение которых определяются юго-западной ориентировкой аллювиально-дельтового комплекса, являющегося источником россыпеобразующих компонентов, и регрессивной серией береговых линий, имевших северо-западное простирание [3]. Продуктивные отложения состоят из прослоек и линз мелкозернистых кварцевых песков с разной концентрацией тяжелых минералов. Разрез залежи представлен одним, реже несколькими рудными телами, разделенными песками

с некондиционным содержанием тяжелой фракции. Количество рудных прослоек и линз уменьшается с северо-востока на юго-запад. Мощность россыпи увеличивается от ее периферии к центру.

Отобранные по разрезу пробы, показали следующие величины содержания минералов тяжелой фракции: в отложениях аллювиально-дельтового комплекса — 15.5 кг/м³, прибрежно-морского — 112 кг/м³ и эолового — 55.1 кг/м³, при этом суммарное содержание рудных минералов (ильменита, рутила, циркона и лейкоксена) в тяжелой фракции — 85–90%. Медианный размер зерен минералов тяжелой фракции 0.1–0.063 мм.

В минеральном составе рудного горизонта (прибрежно-морского комплекса) совместно с основными полезными минералами (измененный ильменит — лейкоксен, рутил и циркон) присутствует монацит, концентрация которого в прибрежно-морских песках достигает 1 кг/м³, а также ряд сопутствующих устойчивых к выветриванию тяжелых минералов (эпидот, ставролит, силлиманит, кианит и турмалин, реже анатаз, брукит, бадделит, муассанит, корунд, топаз). Неустойчивые минералы (амфиболы, пироксены, хлорит и др.) оцениваются в знаковых количествах.

Особенности минерального состава продуктивных отложений исследуемых россыпей в общих чертах являются унаследованными от подстилающих палеогеновых песков харьковской, бучакской и каневской свит, что подтверждается наличием в палеогеновых аллювиальных песках верхнего течения рр. Воркслы и Псла наряду с рудными минералами (ильменит, лейкоксен, рутил, циркон), специфических акцессорных минералов, таких как алмаз, муассанит, корунд, топаз, сподумен и др. [7], присутствующих также в полтавских россыпях.

Для достижения цели использован комплекс литологических и минералогических методов изучения тяжелой фракции россыпей, включающий химическое и U–Pb геохронологическое исследования детритового циркона.

Исследование морфологических и микростроения особенностей строения детритового циркона проводилось в приполированной эпоксидной запрессовке. Элементный состав циркона определялся в ИГЕМ РАН (г. Москва, аналитик С.Е. Борисовский) методом рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) на рентгеновском микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенный пятью волновыми и одним

энерго-дисперсионным спектрометрами. Список определяемых элементов, пределы обнаружения, используемые стандарты и другие условия съемки приведены в работах [2, 8].

Изотопное U–Pb датирование зерен циркона (LA-ICP-MS) выполнено в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Примененные этапы пробоподготовки, описание аппаратуры, а также технология измерений, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в работах [1, 8]. Обработка аналитических результатов выполнена в программах “GLITTER” [12] и Isoplot/Ex. Для количественного сопоставления полученных наборов возрастов циркона из проб применен тест Колмогорова–Смирнова (KS-тест) с использованием программы [13].

Анализ морфологических особенностей минералов тяжелой фракции позволяет наряду с окатанными зернами диагностировать кристаллы и их осколки в составе популяции рутила и турмалина (25 % — кристаллы), монацита, ставролита и кианита (15 % — осколки), циркона (10 % — кристаллы и осколки). Из чего можно заключить, что на относительно небольшом расстоянии должны находиться коренные источники метаморфических минералов (рутила, турмалина, ставролита, кианита), а также источники циркона и монацита.

В краснокутской россыпи преобладают окатанные зерна циркона изометричного, реже удлиненно-призматического облика, а также зерна неправильной формы и осколки кристаллов с различной степенью окатанности (рис. 2 а). Для всей популяции циркона характерны признаки глубокого нарушения первичной зональности вплоть до практически полной гомогенизации, лоскутная зональность, а также присутствие зерен с широкими каймами (ESM_1).

Химический состав циркона краснокутской россыпи обеднен элементами-примесями. В первую очередь обращает на себя внимание относительно низкое содержание U (100–350 ppm) и Th (30–150 ppm) со значением Th/U отношения 0.2–1.0. Также для большинства проанализированных зерен циркона отмечается невысокая концентрация Y (300–700 ppm) и Yb (30–150 ppm) и только у 10 % зерен, содержание Y достигает 1000–2000 ppm, а Yb — 200–600 ppm (ESM_2). Сочетание признаков глубокого нарушения первичной зональности с обедненным элементами-примесями составом, может указывать на принадлежность исследуемого циркона

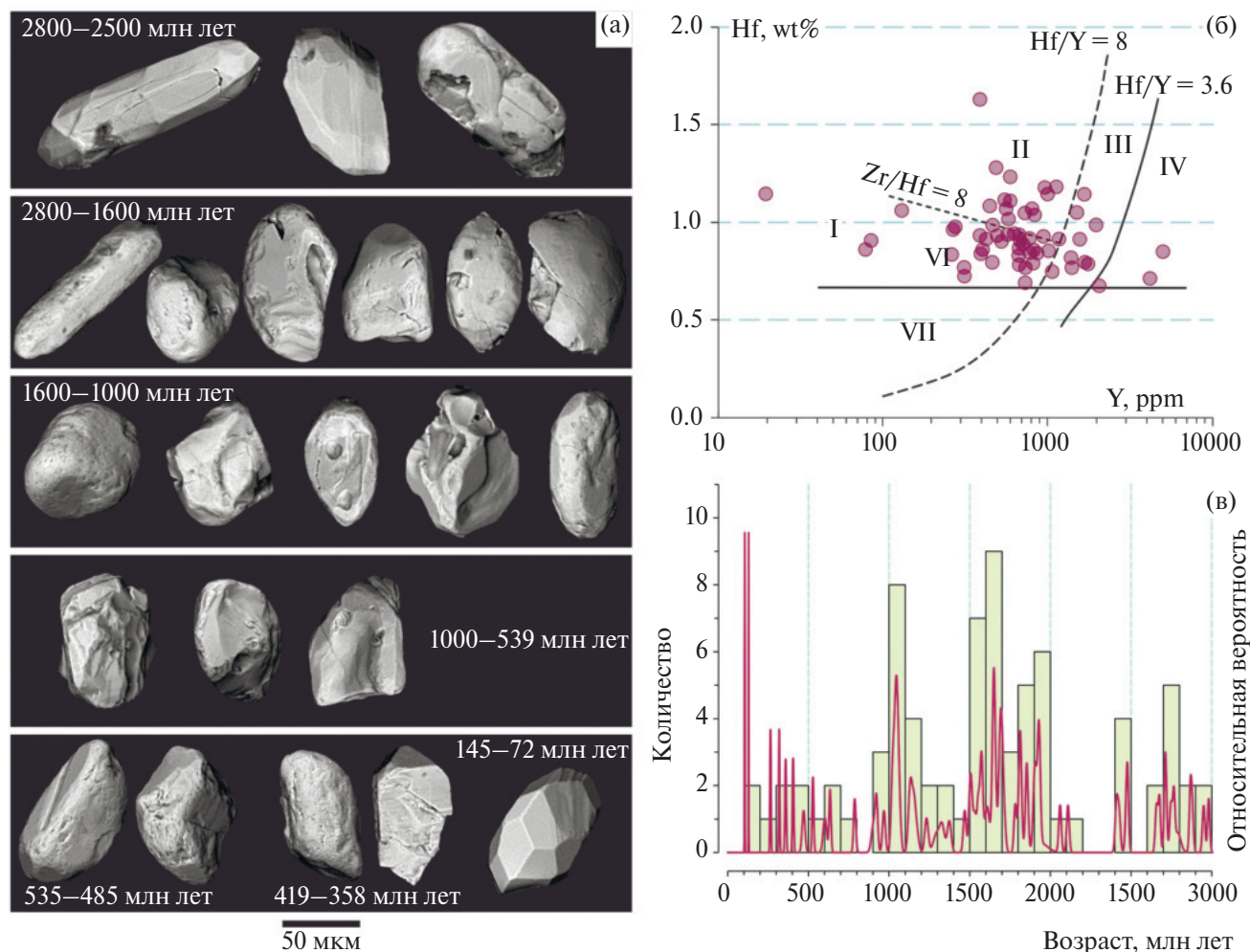


Рис. 2. а. Морфологические особенности циркона Краснокутского месторождения с учетом выделенных возрастных кластеров; б. Диаграмма содержания Y–Hf в цирконе Краснокутского месторождения по Belousova et al. [10]: I – кимберлиты, II – ультраосновные, основные и породы среднего состава, III – кварцсодержащие средние породы и породы кислого состава, IV – кислые породы с высоким содержанием кремнезема, VI – щелочные породы и щелочные метасоматиты щелочных комплексов, VII – карбонатиты; в. Результаты U–Pb датирования 97 зерен детритового циркона Краснокутского месторождения редкометалльно-титановых россыпей.

к полиметаморфическим комплексам. При этом Hf/Y отношение в его составе (рис. 2 б) косвенно свидетельствует о том, что в качестве протолита могли выступать магматические комплексы толеитовых и щелочных серий.

При U–Pb датировании 101 зерна циркона из россыпей Краснокутского месторождения, для 78 зерен получены оценки возраста (рис. 2 в; ESM_3) с приемлемым уровнем дискордантности ($-2\% < D < 2\%$). Наибольшим распространением пользуются зерна циркона с палеопротерозойским (32 %) и мезопротерозойским U–Pb возрастом (20 %), в то время как циркон с более древними неархейскими и более молодыми неопротерозойскими (рифей-вендскими) и

палеозойскими U–Pb возрастами имеет одинаковую частоту встречаемости (по 15% в каждом возрастном кластере).

В морфологии детритового циркона краснокутской россыпи прослеживается последовательная деградация его форм во времени: от призматических и овальных зерен неархейского и палеопротерозойского возраста к регенерированным фрагментам зерен неопротерозойского возраста (рис. 2 а). Единичные ограненные кристаллы циркона имеют палеозойский U–Pb возраст.

В результате изучения минеральной ассоциации, химического состава и U–Pb возраста

детритового циркона из краснокутской россыпи можно сделать следующие выводы:

– резкое преобладание устойчивых к химическому и физико-механическому выветриванию минералов в составе тяжелой фракции россыпей позволяет предполагать, что в качестве источников выступали коры химического выветривания;

– присутствие в россыпной ассоциации целых кристаллов и их осколков указывает на наличие проксимального источника;

– результаты изучения строения и химического состава циркона дают основания полагать, что в качестве его источников выступали полиметаморфические (90% исследованной популяции) и магматические (10%, кристаллы и их обломки с палеозойскими возрастом, относительно обогащенные Y, Yb, U и Th) комплексы пород.

Обобщая вышесказанное, можно прийти к выводу, что большая часть терригенного материала имела своим источником переотложенные коры химического выветривания, развитые по метаморфическим породам неогарейского и протерозойского возраста, в то время как порядка 10 % материала поступало из кор химического выветривания, развитым по магматическим породам палеозойского возраста, расположенных на относительно небольшом расстоянии. В связи с этим территория поиска первичных источников кластогенных минералов как для полтавских россыпей, так и для палеогеновых песков северо-восточного борта ДДВ ограничивается ближайшими тектоническими структурами.

В этом случае, анализ полученных провенециальных сигналов циркона может иметь следующие привязки. Неогарейские (2900–2600 млн л.) и палеопротерозойские (2470–1600 млн л.) U–Pb датировки циркона отвечают возрасту магматических и метаморфических событий, сопровождающих основные этапы корообразования Сарматии. Вероятно, мезопротерозойский U–Pb возраст (1590–1100 млн л.) циркона генетически связан с геологическими событиями, которые привели к формированию дайкового пояса Ингульско-Севского блока [9]. Детритовый циркон с допалеозойскими датировками поступал в осадок скорее всего из кор химического выветривания и вовлекался в осадочный рециклинг.

Источником магматического циркона могли служить продукты разрушения неогарейских-раннепалеозойских трапповых формаций, девонских изверженных и вулканогенно-осадочных пород, участвующих в строении фундамента ДДВ [4]. Активный рост соляных куполов

начиная с карбонового времени [6] несомненно оказывал влияние не только на гидродинамический режим седиментации палеобассейнов данного региона, но и являлся источником кластогенного вещества, заключенного в породах их вскрыши, имеющих девонский, карбоновый, реже пермский возраст. Можно предположить, что развитие соляной тектоники, широко проявленной в пределах ДДВ, способствовало вовлечению обломков вышеперечисленных пород в осадочный процесс. Однако, для доказательства данного предположения требуется дополнительные исследования состава древних терригенно-осадочных пород региона, а также брекчий соляных куполов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ИГЕМ РАН FMMN 20021-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александрова Г. Н., Ерофеева К. Г., Кузнецов Б. Н., Романюк Т. В., Шешуков В. С., Дубенский А. С., Ляпунов С. М., Яковлева А. И., Паньков В. Н.* Первые результаты U–Pb датирования зерен детритового циркона из олигоцена юго-востока Воронежской антеклизы и их значение для палеогеографии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 14–19.
2. *Аранович Л. Я., Бортников Н. С., Зингер Т. Ф., Борисовский С. Е., Матреничев В. А., Перцев А. Н., Шарков Е. Ф., Сколотнев С. Г.* Морфология и элементы-примеси циркона из океанической литосферы осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (6°–13° с. ш.): свидетельства особенностей магматической кристаллизации и постмагматических преобразований // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 1–28.
3. *Ганжа Е. А., Лаломов А. В., Чефранова А. В., Григорьева А. В., Магазина Л. О.* Структурно-литологическая геолого-генетическая модель и минеральный состав Краснокутского редкометалльно-титанового россыпного месторождения (Украина) // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 6. С. 540–556.
4. *Лукин А. Е., Цеха О. Г., Гейко Т. С., Омельченко В. В.* Тектоника северного борта Днепровско-Донецкого авлакогена в контексте общих закономерностей континентального рифтогенеза // Геологический журнал. 2012. № 3. С. 7–38.
5. *Панов Ю. Б., Чернышов О. Г.* Особенности изотопного состава цирконов россыпных титан-цирко-

- ниевых месторождений Украины // Геолого-мінералогічний вісник. 2008. №1(19). С. 45–55.
6. Холодов В. Н. Элизионные системы Днепровско-Донецкого авлакогена. Сообщение 2. Катагенетические процессы Днепровско-Донецкой и Припятской впадины и некоторые металлогенические особенности авлакогена // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 1. С. 53–77.
 7. Цымбал С. Н., Полканов Ю. А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. Киев: Наукова думка, 1975. 248 с.
 8. Чефранова А. В., Чефранов Р. М. Минералы-индикаторы питающих провинций редкометалльно-титановых россыпей Ставропольского свода: Циркон // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 64. № 5. С. 574–594
 9. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
 10. Belousova E. A., Griffin W. L. et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622
 11. Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Garetsky R. G. EUROPE East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier: Amsterdam, 2016. P. 1–18
 12. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICP-MS // Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues (ed. P.J. Sylvester). Mineralogical Association of Canada short course series 40. 2008. P. 308–311. 13.
 13. Guynn J., Gehrels G. Comparison of Detrital Zircon Age Distribution Using the K-S Test Visualization and Representation of Age-Distribution Data Histograms. 2010. URL: <https://sites.google.com/laserchron.org/arizonalaserchroncenter/home> (date of application: January 18, 2023)
 14. Shumlyanskyy L., Tsybmal S., Monika A. Kusiak M.A., Wilde S.A., Alexander A. Nemchin A.A., Tarasko I., Shumlianska L., Hofmann M. U-Pb Age and Hf Isotope Systematics of Zircon from Eclogite Xenoliths in Devonian Kimberlites: Preliminary Data on the Archaean Roots in the Junction Zone between the Sarmatian and Fennoscandian Segments of the East European Platform // Geosciences. 2021. 11. P. 487.

SOURCES OF NEOGENE RARE METAL-TITANIUM PLACERS OF THE NORTHEASTERN SIDE OF THE DNIEPER-DONETSK BASIN: FIRST RESULTS OF U–Pb GEOCHRONOLOGICAL STUDIES OF DETRITAL ZIRCON

A. V. Chefranova^{1,*}, K. G. Erofeeva^{1,2}, A. S. Dubenskiy²

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

*E-mail: achefra@mail.ru

The sources of terrigenous material involved in the structure of Neogene rare metal-titanium placers on the northeastern side of the Dnieper-Donetsk Basin (DDB) were determined using lithological and mineralogical methods was used, including U-Pb geochronological and chemical study of detrital zircon. Characteristics of the accessory mineral association of the placer, the morphology of individual mineral grains, and the depletion of U, Th, Y, Yb in most of the zircon population indicate that the source was chemical residue probably formed on Proterozoic (70%) and Neoarchean (15%) metamorphic rocks. The presence of zircon crystals with Paleozoic U-Pb age and high contents of U, Th, Y and Yb indicates the proximal source destruction of igneous rocks of Neoproterozoic-Early Paleozoic trap formations, Devonian igneous and volcanic-sedimentary rocks of the DDB. Perhaps the development of salt tectonics, which is widespread in the DDB, facilitated the involvement of debris from the above rocks in sedimentary recycling.

Keywords: detrital zircon, U-Pb dating, rare metal-titanium placers, Poltava sands, Dnieper-Donetsk basin

УДК 553.493.6+553.25+550.7

ПРИЗНАКИ УЧАСТИЯ МИКРООРГАНИЗМОВ В ФОРМИРОВАНИИ НОДУЛЯРНОГО МОНАЦИТА (КУЛАРИТА), РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ), РОССИЯ

© 2024 г. С. М. Жмодик^{1,*}, академик РАН А. Ю. Розанов^{1,2}, Е. В. Лазарева¹, П. О. Иванов³,
Д. К. Белянин¹, Н. С. Карманов¹, В. А. Пономарчук¹, Б. Ю. Сарыг-оол¹, Е. А. Жегалло²,
О. С. Самылина², Т. Н. Мороз¹

Поступило 25.12.2023 г.

После доработки 21.02.2024 г.

Принято к публикации 26.02.2024 г.

Представлены данные, свидетельствующие о важной роли микроорганизмов в формировании нодулярных монацитов (НМ) (куларитов) Куларского хребта (Республика Саха (Якутия)). В НМ выявлены литифицированные фосфатом REE (монацитом) микроорганизмы, представленные цианобактериями, в виде своеобразных “строматолитоподобных” микропостроек, а также фрамбоидальные сульфиды железа в монаците. Изотопный состав органического углерода в куларитах соответствует биогенному — $\delta^{13}\text{C}$ от -22.2‰ до -22.3‰ .

Ключевые слова: нодулярный монацит, куларит, микроорганизмы

DOI: 10.31857/S2686739724060109

Интерес со стороны исследователей к нодулярному монациту (НМ), называемому также куларитом (authigenic или nodular grey monazite, black pelletlike monazite и т.д.), впервые обнаруженному и описанному более века назад [1] не ослабевает ([2] и др.), в связи с необычностью его нахождения, чаще всего, в виде микро-конкреций в углеродистых отложениях (сланцах, алевролитах и др.) различного возраста (от протерозоя по мезозой), а также в аллювиальных отложениях в виде образований эллипсовидной, реже шарообразной формы, состоящих из тонкозернистого “агрегата” монацита, кварца, полевых шпатов (плагноклазов и КПШ), слюды и других. Монацит является “цементирующим” минералом нодулей и составляет более 50 об.%. Характерной особенностью НМ является зональность в распределении редкоземельных элементов (REE) с обогащением центральных частей средними (MREE) и тяжёлыми (HREE) редкоземельными элементами,

а краевых частей — Се и La. Возраст, условия и механизмы образования нодулярного монацита активно обсуждаются во многих работах ([3, 4] и др.). Учитывая распространённость НМ во многих регионах, не последнее значение имеет и возможность его использования в качестве потенциального источника HREE и MREE. Находка НМ в Au-россыпях Куларского хребта закрепила в российской терминологии за НМ название “куларит” [5].

Несмотря на тесную связь НМ с породами, обогащёнными органическим веществом, роль микробиоты в его формировании ранее не обсуждалась. Лишь отмечалось, что на поверхности зёрен куларита из отложений Вятско-Камской впадины встречаются трубчатые образования правильной формы, которые “могут представлять собой псевдоморфозы по растительным остаткам” [6]. В данной работе представлены данные о впервые обнаруженных в НМ (куларите) биоморфных структурах и обсуждаются соответствующие этим структурам бактериальные сообщества, их влияние на образование НМ и условия формирования.

В распоряжении авторов имела коллекция, представленная 12 пробами (от 1 до 100 г) НМ (куларита) разных гранулометрических фракций (от 0.2 до более 0.5 мм), полученных при

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

²Институт биологии развития им. Н. К. Кольцова
Российской Академии наук, Москва, Россия

³ООО “Арктик Капитал”, Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия

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

отработке Au-россыпей аллювиальных отложений ручьёв Урасалах (Ур), Конечный (Кон) и Кристалл (Кр) бассейна р. Яна, расположенных в Улахан-Сисском рудном районе северной части Куларского хребта (Республика Саха (Якутия)). В плотике россыпей вскрываются отложения туогучанской свиты пермского возраста, представленные углеродистыми кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми алевролитами, алевросланцами и аргиллитами, иногда с примесью псаммитового материала. Характерной особенностью этих отложений является: повышенное содержание органического углерода; практически постоянное присутствие пирита в виде неправильной формы зёрен, микро-конкреций, столбчатых поликристаллических образований, скоплений фрамбоидального пирита (ФП) и идиоморфных кубических кристаллов, часто в кварцевой оторочке; присутствие мелких линзовидных стяжений фосфатов редких земель (куларита) [7].

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Просмотр фракций НМ из аллювиальных отложений руч. Ур, Кон и Кр проводился под бинокляром Stemi 305 и в цементированных эпоксидной смолой полированных препаратах на микроскопе AxioScope.A1 (“Zeiss”). Фазовый состав и структурное состояние минералов НМ определены методами порошковой рентгеновской дифрактометрии (ПРД) (ДРОН-8, излучение CuK_α) и колебательной спектроскопии: инфракрасной (ИК; VERTEX 70 FT IR) и комбинационного рассеяния света (КР; “Horiba Jobin Yvon” LabRAM HR800). Валовые составы 8 проб концентратов НМ и стандартного образца ОСО 250-91 (НФС-23, руда редкоземельная, ВИМС, Россия) анализировали методом ИСП-АЭС на спектрометре iCAP Pro XP Duo (“Thermo Scientific”, США) в ЦКП “МЭИИИ” СО РАН после сплавления с Na_2O_2 согласно методике [8]. Исследования показали хорошую сходимость определённых и аттестованных значений ОСО 250-91. Морфология и состав зёрен куларита исследованы на СЭМ MIRA 3 LMU (“Tescan Orsay Holding”) [4], с временем набора спектра при количественном определении состава минералов от 20 до 270 с (пределы обнаружения 0.06–0.5 мас. %; погрешность определения 2–6 отн. %, не превышала 10 отн. %). Для построения карт распределения элементов применяли сканирование поверхности образцов в течение нескольких часов в режиме “True

map”. Изотопный состав $\text{C}_{\text{орг}}$ в НМ определялся на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с приставкой Flash EA 1112. Изотопные значения $\delta^{13}\text{C}$ приведены относительно стандарта V-PDB; точность определения $\delta^{13}\text{C}$ составляла $\pm 0.1\text{‰}$.

Морфология изученных зёрен НМ очень разнообразна: обломки вытянутой и изометричной формы с неровными краями, эллипсовидные и шаровидные образования (рис. 1–3, а также [4]). Цвет зёрен НМ изменчив – от чёрного до желтовато-бурых оттенков; поверхность имеет неровный микро-бугристый вид. По данным СЭМ, ПРД, ИК и КР спектроскопии зерна НМ состоят из монацита с многочисленными, разного размера (от первых до 10–20 микрон) включениями минералов (рис. 1–4): кварца, калиевых полевых шпатов, альбита, мусковита, биотита, карбонатов (кальцита, доломита, сидерита), углеродистого вещества (УВ), магнетита, ильменита, рутила, группы плюмбогуммита (флоренсита, голяцита), апатита, сульфидов (пирита, галенита, сфалерита, халькопирита), редко, ксенотима, цеолита, колумбита, киновари, количество которых варьирует от 30 до 60 об.%. В ИК-спектрах, полос валентных и деформационных колебаний Р–О, ОН-связей, характерных для рабдофана, не обнаружено (рис. 4 в). В срезах эллипсовидные и шаровидные зёрна НМ проявляют очень слабую концентрическую зональность, выраженную в незначительном уменьшении зернистости в краевой части нодулей относительно центральной зоны, а также концентрической ориентированностью зёрен микровключений. В тоже время, в распределении REE зональность, чаще всего, ярко выражена и проявляется возрастанием содержания La и Ce в краевой части нодулей, а в центральной – Nd, Sm, Eu, Gd (рис. 1).

Валовые составы 8 проб концентратов НМ из аллювия руч. Ур, Кон и Кр, свидетельствуют об их обогащении лёгкими редкоземельными элементами (LREE), прежде всего Ce, Nd и La (табл. 1, рис. 5). Отношение сумм LREE/MREE: Ур – от 14.11 до 14.8, Кон – от 12.66 до 12.85, Кр – 12.94; LREE/HREE – Ур от 293.33 до 324.56, Кон – от 252.36 до 257.75, Кр – 250.97; MREE/HREE – Ур – от 20.78 до 22.29, Кон – от 19.94 до 20.06, Кр – 19.40.

Использовать данные о валовом составе можно, главным образом, для экономической оценки концентратов куларита, поскольку, REE, Р, Th и другие элементы распределены в НМ неоднородно, сочетая концентрическую зональность с секториальной, осложнённой микронарушениями, а также включениями силикатных,

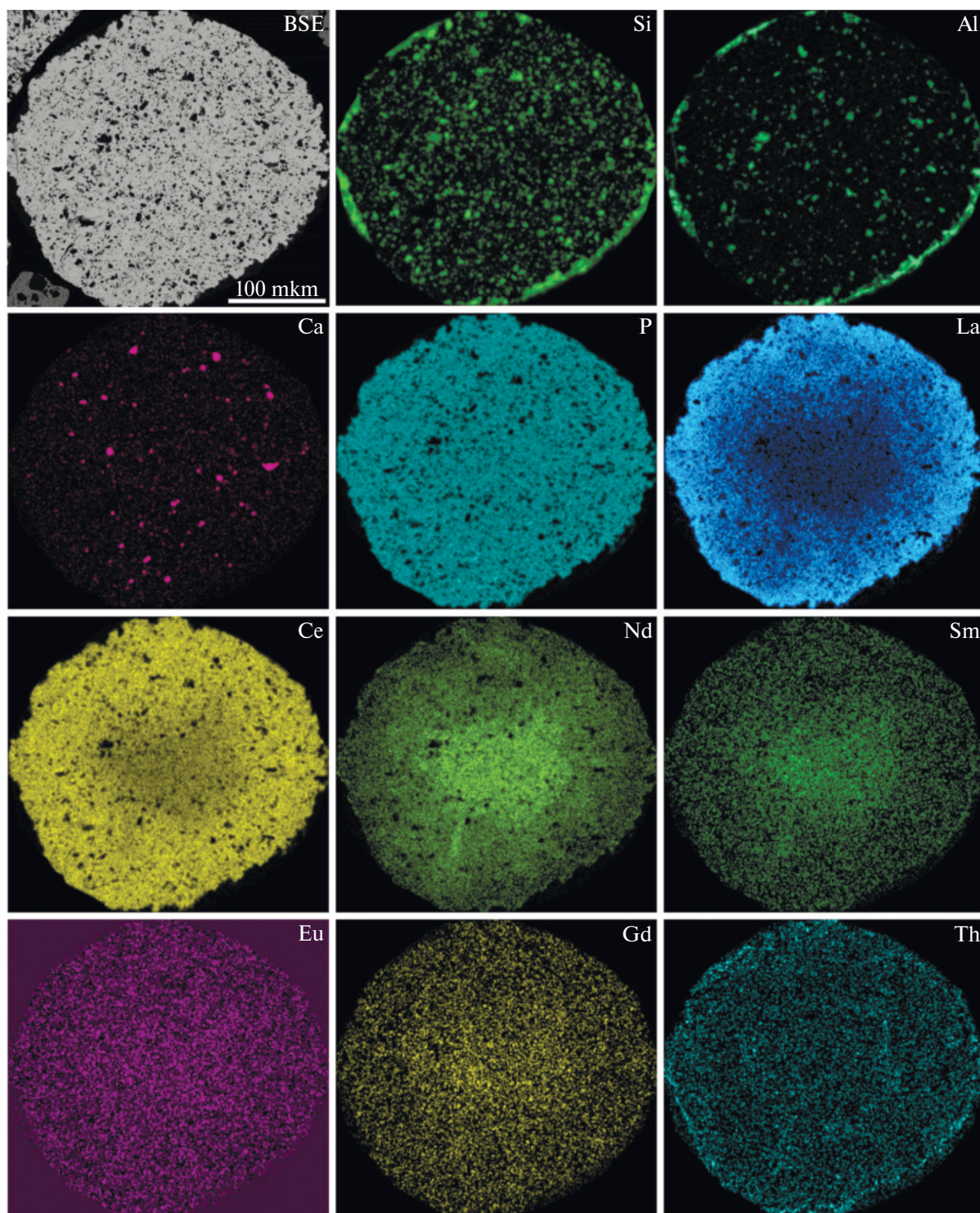


Рис. 1. Электронное изображение зерна НМ (проба КМГВ-3), в котором обнаружены биоморфные структуры и распределение в нём O, Si, Al, P, C, La, Ce и Nd.

карбонатных и других минералов (рис. 1–4). Это отражается на типе распределения содержания REE в концентратах НМ (рис. 5), которые имеют общие закономерности распределения REE с НМ Среднего Тимана, полученные

в результате усреднения данных LA-ICP-MS [9] (рис. 5).

Детальное изучение срезов НМ позволяет говорить о том, что в составе многих нодулей выделяются участки, сложенные монацитом

Таблица 1. Состав концентратов НМ из аллювиальных отложений ручьёв Ур, Кон и Кр Куларского хребта (по данным ИСП-АЭС)

Нпробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	P	Th	Sr	Si	Fe	Ce*	Eu*
ККН-1	8.39	18.68	2.16	7.37	1.15	0.21	0.47	0.066	0.18	0.37	0.022	0.043	43	65	7.9	8.73	0.58	0.20	7.49	5.17	1.03	1.21
ККН-2	9.79	21.59	2.66	8.47	1.41	0.26	0.57	0.079	0.19	0.35	0.024	0.049	44	32	2.9	8.73	0.74	0.25	7.39	1.70	0.99	1.22
КХ _{мод} 2	9.95	21.44	2.46	7.76	1.13	0.20	0.43	0.067	0.18	0.34	0.022	0.044	47	37	4.5	10.2	1.05	0.26	6.30	1.48	1.01	1.20
КС2-1	10.17	22.22	2.45	8.30	1.17	0.20	0.44	0.068	0.19	0.36	0.023	0.042	49	38	3.7	10.3	0.84	0.27	6.84	1.10	1.09	1.14
КС2-2	10.49	22.55	2.45	8.74	1.21	0.21	0.46	0.069	0.19	0.36	0.023	0.041	48	32	2.8	10.6	0.91	0.27	6.97	0.98	1.07	1.17
КС3-1	9.33	19.60	1.91	8.01	1.37	0.23	0.45	0.095	0.15	0.30	0.023	0.11	60	35	2	10.30	0.81	0.27	7.10	0.62	1.08	1.18
КС3-2	9.34	19.70	1.98	8.33	1.47	0.25	0.485	0.090	0.16	0.31	0.023	0.125	57	33	1.5	10.5	0.84	0.26	7.08	0.62	1.07	1.19
КМГВ2	9.36	19.40	1.95	8.14	1.50	0.28	0.57	0.098	0.17	0.36	0.025	0.14	71	64	13	10.20	0.54	0.20	5.82	1.65	1.06	1.26

Примечание. ККН-1, ККН-2 – руч. Кон; КХ_{мод}2, КС2-1, КС2-2, КС3-1, КС3-2 – руч. Ур; КМГВ2 – руч. Кр; содержания Тm, Yb, Lu в г/т (ppm), остальных элементов – в мас. %. Ce* = $Ce_{\text{нНАСС}} / ((La_{\text{нНАСС}} + Pr_{\text{нНАСС}}) / 2)$; Eu* = $Eu_{\text{нНАСС}} / (Sm_{\text{нНАСС}} + Gd_{\text{нНАСС}}) / 2$, где nНАСС – нормированное по NASC [9, 10] содержание элемента.

различной морфологии (рис. 1_{BSE}, 2, 3 а): микро-участки угловатой или округлой формы однородного строения; цементирующий нодули неоднородный монацит, с большим количеством включений кварца округлой, амёбообразной формы, от <1 до n·10 мкм; пористый монацит в виде “строматолитоподобных” микропостроек. В центре каждого монацитового “бублика” располагается изометричное или неправильной формы зерно кварца с неровными, часто зазубренными краями (рис. 2 А–Е), редко – флоренсита (рис. 2 Е). Вероятно, количество “строматолитовых” монацитовых агрегатов возрастает в краевых частях нодулей. Состав и соотношение REE в различных морфологических типах монацита неодинаковы, даже в случае их нахождения в одной зоне, что хорошо выражено, как на картах (рис. 1), так и на графиках распределения REE (рис. 5, 6, табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерной особенностью многих, описанных в литературе, НМ является обогащение их Eu, иногда, Th. Изученные НМ не выделяются повышенными содержаниями Eu (относительно других REE) и Th, можно лишь отметить существование тонких (от первых до 10–20 мкм) зон, обогащённых Th (до 6–8 мас.%), как в краевых, так и в срединных частях нодулей, подчеркивающих переходные части зональности лёгких, средних и тяжёлых REE (рис. 1 и [4]). Существующая зональность в распределении REE в НМ в изученных зёрнах отмечается также в НМ из других регионов и её образование объясняется влиянием гипергенных, диагенетических и метаморфических процессов ([2, 3] и др.).

Важным результатом проведенного исследования является обнаружение “бактериоморфных” (“строматолитоподобных”) микроструктур (рис. 2), представляющих литифицированные фосфатом REE (монацитом) остатки нитчатых и коккоидных микроорганизмов, которые обнаруживают сходство с современными бентосными цианобактериями. Цианобактерии обычно выступают в качестве преобладающего организма бактериальных матов, развивающихся также в прибрежно-морской обстановке [13].

Подобные биоморфные образования, замещённые монацитом, ранее были обнаружены в рудах Томторского месторождения [14, 15]. Характер распределения и соотношения REE (обогащение LREE), отсутствие или слабое проявление Ce-аномалии и положительная Eu-аномалия

Таблица 2. Состав НМ (в мас.%) из аллювиальных отложений ручьёв Кон (ККН) и Кр (КМГВ) Куларского хребта (по данным СЭМ)

Нпробы	N*	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	ThO ₂	P ₂ O ₅	SiO ₂	CaO	SrO	Сумма	Ce*	Eu*
КМГВ-3/2_4	Д- д4	6.37	25.32	4.44	20.88	5.82	1.2	3.4			29.17	0.62			97.22	0.99	1.21
КМГВ-3/2_5	Д- д5	7.59	27.75	3.79	17.99	5.01	1.92	3.24			30.06				97.35	1.14	2.15
КМГВ-3/2_6	Д- д6	5.76	24.89	4.32	21.8	6.59	1.79	3.09			30.82	0.49			99.55	1.01	1.72
КМГВ-3/4_1-270	В- 1	20.18	33.36	2.68	7.58	0.99	0.42	0.50		1.29	29.70	0.94	0.08		97.71	1.41	2.63
КМГВ-3/4_2-270	В- 2	14.07	29.38	3.23	13.05	2.13	0.63	0.95		4.57	29.51	1.37	0.31		98.20	1.21	1.88
КМГВ-3/4_3-270	А- 3	14.18	29.55	3.56	14.98	2.74	0.81	1.37	0.36	1.16	29.40	0.24	0.11		98.45	1.25	1.82
КМГВ-3/4_4-270	А- 4	12.75	35.56	3.96	13.71	1.7	0.61	0.86	0.23		30.32	0.19			99.89	1.47	2.20
КМГВ-3/4a_1-270		9.82	31.28	4.00	15.53	3.21	0.95	2.06	0.37	0.46	29.9	0.56	0.08		98.61	1.31	1.66
КМГВ-3/4a_2-270		9.92	31.11	4.00	15.97	3.49	1.03	2.20	0.26		30.09	0.21			98.64	1.30	1.68
КМГВ-3/4a_3-270		10.68	32.4	3.94	15.68	3.00	0.80	1.63	0.36		30.41	0.19			99.09	1.35	1.60
КМГВ-3/4a_1-270		10.10	31.54	3.93	15.29	3.07	0.91	1.79		1.41	29.81	0.17	0.10		98.13	1.33	1.74
КМГВ-3_4/56	А- 56	12.24	35.14	4.44	14.52	1.72					29.86				97.91	1.47	
КМГВ-3_4/57	А- 57	16.97	36.36	3.44	10.31	1.06					29.88				98.01	1.52	
КМГВ-3_4/58	А- 58	10.66	33.22	3.97	15.82	2.25		1.36			30.18				97.45	1.39	
КМГВ-3_4/60	А- 60	19.49	34.51	2.35	8.2	1.24		0.97		0.89	29.67	0.15			97.62	1.44	
КМГВ-3_4/61	А- 61	24.02	31.17	2.52	7.57	1.61		0		0.63	30.13				97.64	1.30	
КМГВ-3_4/62	А- 62	26.5	31.45	2.13	6.55	1.17		0.90			30.65	0.59			99.94	1.30	
КМГВ-3_4/64	А- 64	7.56	28.58	4.31	19.07	4.2		1.89		3.20	30.74		0.30		99.85	1.17	
КМГВ-3_4/66	А- 66	20.73	35.26	2.69	8.1	0.94					29.74				97.46	1.48	
КМГВ-3_4/67	А- 67	23.3	35.36	2.36	6.57	0.96				0.63	29.86				99.04	1.46	
ККН-3/4_20		7.76	27.72	3.77	15.27	2.05				10.62	28.62	0.88	0.64	1.82	99.16	1.13	
ККН-3/4_21		7.73	27.7	3.71	15.14	1.94		0.88		9.74	28.89	0.73	0.5	1.87	98.83	1.13	
ККН-3/4_24		6.31	27.43	4.72	21.64	4.31		1.90			29.88				96.19	1.15	
ККН-3/4_25		11.88	34.82	3.97	14.15	2.05				0.77	29.81				97.46	1.45	
ККН-3/4_26		13.79	35.7	3.19	12.74	1.76					30.34				97.53	1.48	
ККН-3/8_93		6.63	29.6	5.16	21.86	4.12		1.58			29.88				99.74	1.21	
ККН_4/7_65		23.40	33.94	2.51	7.40						31.34	0.69		0.61	99.89	1.36	
ККН_4/7_66		24.33	34.03	2.25	7.20					0.74	31.31				99.86	1.37	

Примечание. N* – номер точки-анализа см. на рис. 2 А, В, Д; Ду обнаружен в КМГВ -3/4a_1-270 = 0.39 и 0.36 мас. % и в КМГВ -3/4a_2-270 = 0.36 мас. %. Уб обнаружен в ККН-3/8_93 = 0.92 мас. %. Содержания других элементов в НМ ниже предела обнаружения. НМ с именем: КГМВ извлечены из пробы КГМН2, ККН-3 – из пробы ККН-1, ККН-4 – из пробы ККН-2, – валовые составы которых представлены в табл. 1; Ce* = $Ce_{nNASC}/((La_{nNASC}+Pr_{nNASC})/2)$; Eu* = $Eu_{nNASC}/((Sm_{nNASC}+Gd_{nNASC})/2)$. Отсутствие данных в ячейке – ниже предела обнаружения.

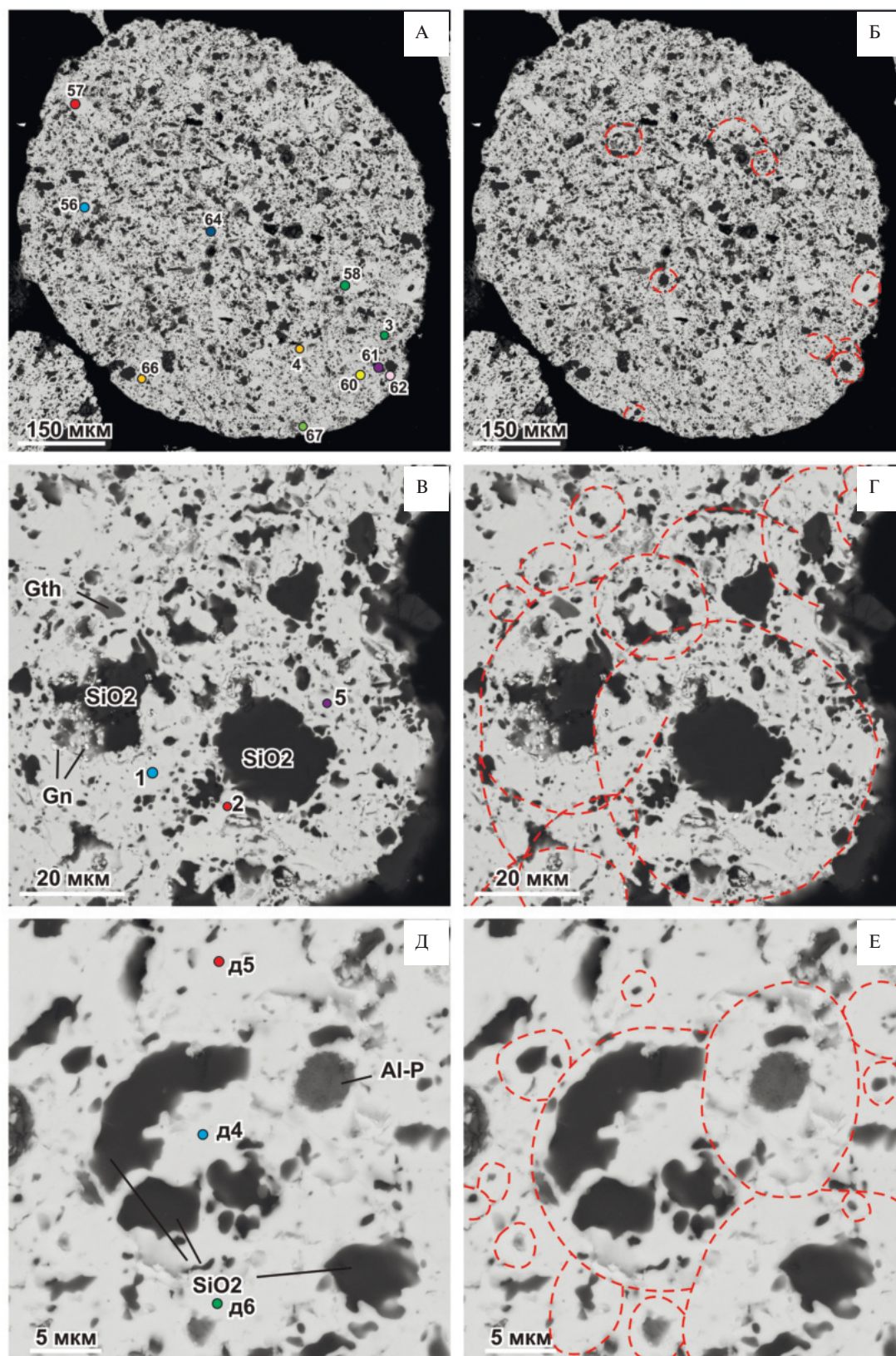


Рис. 2. Снимки СЭМ зерна НМ с различной степенью детализации (А, В, Д) и подчеркнутыми бактериоморфными (“стромалитоподобными”) микроструктурами (Б, Г, Е). Белое – монацит; SiO₂ – кварц; Gn – галенит; Al-P – флоренсит ((REE)Al₃(PO₄)₂(OH)₆; Gth – гётит.

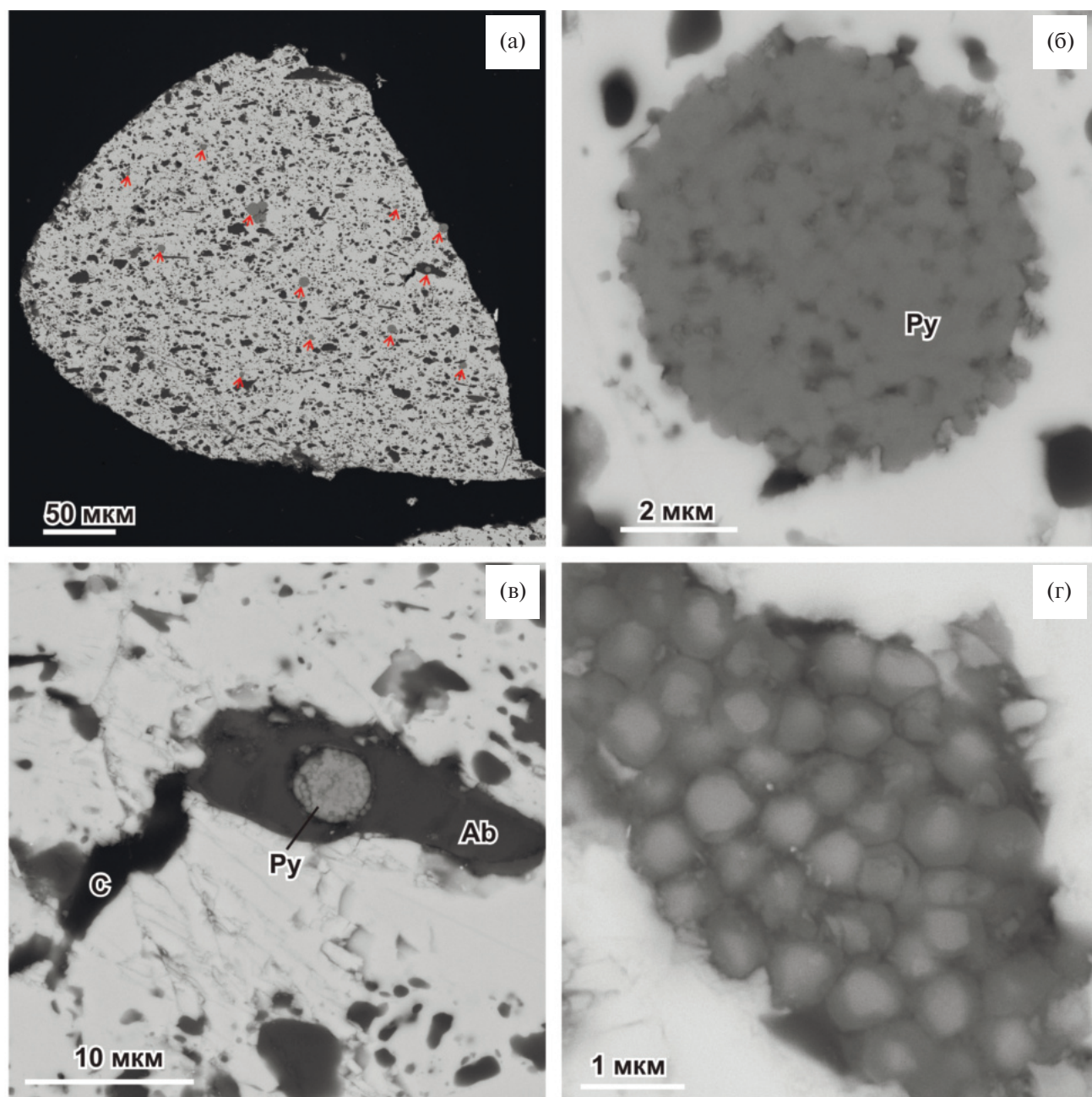


Рис. 3. Снимки СЭМ зерна НМ, содержащего ФП. На рис. 5Г представлен, расположенный в монаците ФП с маккинавитом, в котором каждый кристалл окружён пленкой органического вещества. Белое – монацит; Py – пирит; Ab – альбит; С – УВ; стрелками на рис. 5А указаны ФП.

отмечаются как в НМ Куларского хребта, так и в уникально богатых рудах участков Буранный и Южный Томторского месторождения (рис. 5). Ранее было сделано предположение, что источником REE для формирования НМ в углеродистых отложениях Куларского хребта могли быть породы и руды массива Томтор [4].

Палеорекострукции свидетельствуют о том, что в конце палеозоя на севере Сибирской платформы была развита речная система

р. Палео-Хатанга, имевшая субширотное простирание с течением в восточном направлении [16], зоной питания которой являлись, в том числе, массивы томторского типа. В речную систему REE могли поступать в виде коллоидных частиц фосфатов REE, в результате размыва высокодисперсных руд (количество фракции <2 мкм около 60%) верхнего, наиболее богатого REE, рудного горизонта месторождений, в том числе Томторского, в котором преобладают

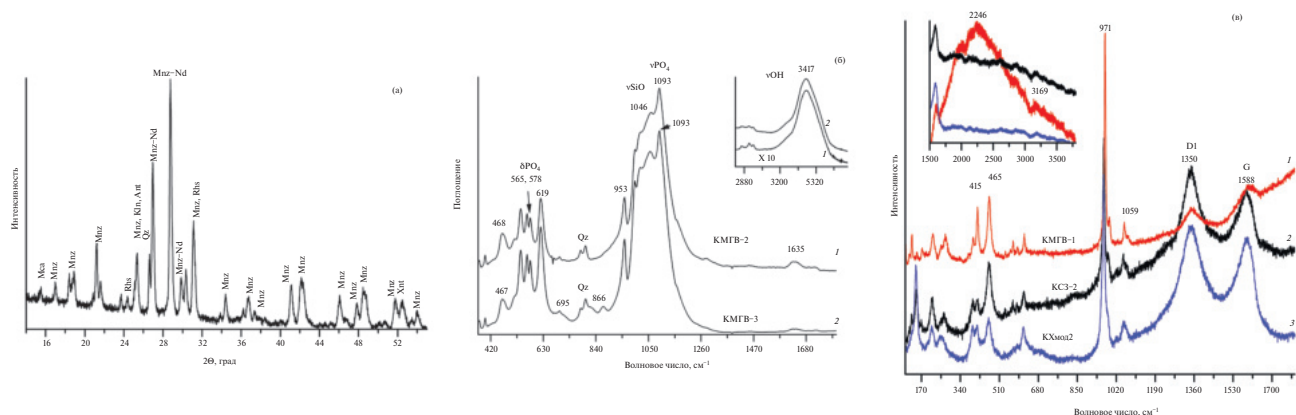


Рис. 4. Результаты: а – ПДР (КМГВ-3), Mnz – монацит, Мса – слюда, Qz – кварц, Rhs – родохрозит, Kln – каолинит, Ant – анатаз, Xnt – ксенотим.; б – ИК- (КМГВ-2, КМГВ-3); в – КР-спектроскопии (КМГВ-1, КСЗ-2, КХ_{МОД}2) НМ Куларского хребта. В КР спектрах всех образцов зафиксированы полосы – D1, G разупорядоченного УВ.

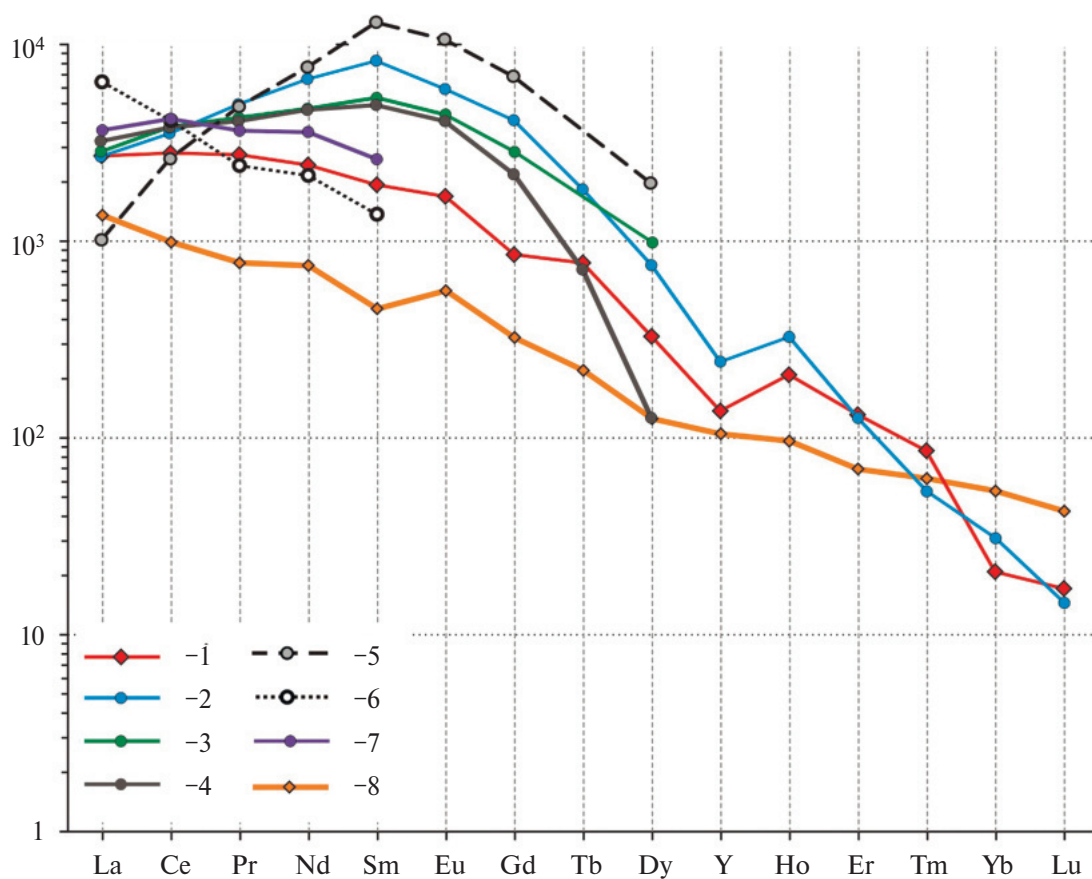


Рис. 5. Распределение REE в монацитах и НМ, нормированное на NASC [10, 11]: 1 – Куларский хр. (среднее по НМ табл. 1); 2 – участок Ичетью Средний Тиман (среднее по монацитам [9]); 3 – руч. Ур (среднее по монацитам [4]); 4 – Куларский хр. (настоящее исследование, среднее по данным СЭМ монацитов); 5–7 – руч. Ур, средние по монацитам в различных зонах НМ. 8 – REE в рудах участка Буранный Томторского Nb-REE-месторождения [12].

монацит, флоренсит, гойяцит, крадаллит, черчит, рабдофан [12, 15].

Отложение и концентрирование REE происходило в прибрежно-морской обстановке дельты

р. Палео-Хатанга в зоне смены окислительных условий на восстановительные. Об этом свидетельствуют углеродистые отложения, представленные алевро-песчаниками и алевро-пелитами

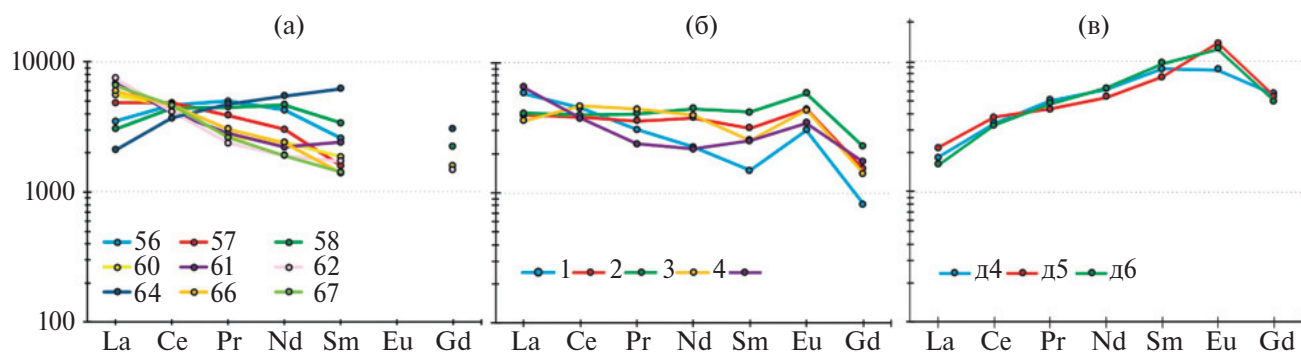


Рис. 6. Распределение REE в различных точках (см. рис. 2) НМ (данные ЭДС СЭМ, экспозиция 270 с). Содержание элементов нормировано по NASC [10, 11].

туогучанской свиты пермского возраста, в которых фиксируются фосфаты REE нодулярной формы и ФП [7].

В НМ, обнаружены фрамбоидальные сульфиды железа, которые в одних случаях имеют морфологию, в полной мере соответствующую цистам цианобактерий (рис. 3 б), а по соотношению Fe/S (в ф.е. — 0.49–0.51; в % — 0.87–0.88) являются пиритом. В тоже время, в монацитах встречаются фрамбоиды сложного строения (рис. 3), морфология которых аналогична биогенному фрамбоидальному сульфиду железа [17]. По соотношению Fe/S (в ф.е. — 0.87–1.21; в % — 1.49–1.52) и данным КР сульфиды железа в фрамбоидальных постройках соответствуют маккинавиту (FeS_{1-x}) и грейгиту (Fe_3S_4). Известно, что формирование фрамбоидов сульфидов железа происходит в определённой последовательности: маккинавит — метастабильный грейгит — пирит, вблизи окислительно-восстановительной границы, которая “отделяет” более глубокие “сульфидные” воды от поверхностных, насыщенных кислородом поровых вод [17].

Обнаружение в НМ фрамбоидов, состоящих из маккинавита, грейгита и пирита свидетельствует об активной деятельности бактериальных сообществ в процессе образования осадков вблизи границы изменения окислительных условий на восстановительные. Сохранность выявленных спороподобных или празиофитных образований в НМ позволяет предполагать, что эти формы после литификации фосфатом REE находились в слабом потоке жидкости. Такие условия существуют в дельтах крупных рек, где формируются тонкопесчаные и алевро-пелитовые осадки с высоким содержанием органического вещества (ОВ), в частности, в отгороженных прибрежных водоёмах типа лиманов, лагун, стариц или реликтовых озёр, а также в обстановке застойных

котловин с сероводородным заражением в западинах рельефа, что реставрируется для углеродистых отложений верхнепермского возраста дельты Палео-Хатанги и туогучанской свиты [7].

Изотопный состав органического углерода, определённый в НМ, соответствует биогенному — $\delta^{13}\text{C}$ от –22.2‰ до –22.3‰.

Важная роль бактерий выявлена при концентрировании P, Fe, Mn в процессах седиментогенеза. В экспериментах показано, что наземные и водные цианобактерии активно адсорбируют REE из разбавленных растворов. Доминирующим механизмом биосорбции REE цианобактериями является ионный обмен, при котором катионы Na, K, Mg и Ca замещаются REE ([18] и др.). Установлено, что REE могут адсорбироваться на поверхности бактериальных клеток в виде наноразмерного монацита ([19] и др.), а различные микроорганизмы преимущественно накапливать лёгкие или тяжёлые REE [20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведённых исследований в НМ из аллювиальных отложений руч. Урасалах, Конечный, Кристалл (Куларский хребет) выявлено присутствие литифицированных фосфатом REE (монацитом) микроорганизмов, представленных цианобактериями, в виде своеобразных “строматолитоподобных” микропостроек. Состав и соотношения REE в монацитах существенно варьируют в различных зонах зёрен НМ, что может быть связано с диагенетическими и метаморфическими преобразованиями. Характерной особенностью распределения REE в монацитах, является слабая положительная Ce-аномалия и более значительная Eu-аномалия (табл. 2; рис. 5, 6). Похожие характеристики

выявлены и в монацитовых рудах Томторского Nb-REE-месторождения. Об участии микроорганизмов в формировании монацитов в куларитах свидетельствуют и находки фрамбоидальных сульфидов железа: маккинавита, грейгита и пирита, — в сотовой структуре вещества, содержащего углерод, среди монацита. Полученные результаты позволяют говорить о формировании НМ с участием микроорганизмов, которые выступали в качестве концентраторов REE, в процессе образования осадков с органическим веществом, вероятно, в обстановке дельты относительно крупной реки.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 23-63-10017.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы статьи утверждают об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Земель В. К. Анализ монацитов из золотоносных россыпей Алдана и Ю. Енисея // Журнал прикладной химии. 1936. Т. IX. № 11. С. 1969—1971.
2. Rosenblum S., Mosier S. E. Mineralogy and Occurrence of Eu-Rich Dark Monazite // Geol. Survey Prof. Paper. 1983. № 1181. 67 p.
3. Zi J.-W., Muhling J. R., Rasmussen B. Geochemistry of low-temperature (<350°C) metamorphic and hydrothermal monazite // Earth-Science Reviews. 2024. V. 249. № 104668.
4. Lazareva E. V., Zhmodik S. M., Prokopiev A. V., Karmanov N. S., Sergeenko A. I. Nodular monazite from placers in the Kular Ridge (Arctic Siberia, Russia): composition and age // Russian Geology and Geophysics. 2018. V. 59 P. 1330—1347. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.09.010>
5. Некрасов И. Я., Некрасова Р. А. Куларит — аутигенная разновидность монацита // Докл. АН СССР. 1983. Т. 283. № 3. С. 688—693.
6. Осовецкий Б. М., Меньшикова И. А. Куларит Вятско-Камской впадины // Вестник Пермского университета. Геология. 2011. № 4. С. 8—19.
7. Федянин А. Н., Соловьев М. Н. Гос Геол Карта России 1:200 000. Яно-Инди́гирская серия. Лист R-53-IX, X. М.: Московский ф-л ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016. 106 с.
8. Saryg-ool B. Yu., Bukreeva L. N., Myagkaya I. N., Tolstov A. V., Lazareva E. V., Zhmodik S. M. Influence of sample digestion on the determination of high contents of rare-earth and high field strength elements in geological samples by ICP-AES and ICP-MS (case study of the Tomtor deposit) // JSFU. Chemistry. 2020. № 4. P. 593—605. <https://doi.org/10.175.16/1998-2836-0208>
9. Скублов С. Г., Красоткина А. О., Макеев А. Б., Томсен Т. Б., Серре С. Х., Абдрахманов И. А. Геохимия редких элементов (LA-ICP-MS) в монаците из рудопоявления Ичетью, Средний Тиман // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. Т. 15. С. 338—341. <https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.084>
10. Gromet L. P., Dymek R. F., Haskin L. A., Korotev R. L. The “North American Shale Composite”: its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2469—2482.
11. Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A., Wildman T. R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths / In Ahrens L.H. (ed.). Origin and distribution of the elements. 1968. V. I. Pergamon, Oxford. P. 889—911.
12. Lazareva E. V., Zhmodik S. M., Dobretsov N. L., Tolstov A. V., Shcherbov B. L., Karmanov N. S., Gerasimov E. Yu., Bryanskaya A. V. Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia) // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. № 6. P. 844—873. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.05.003>.
13. Bauld J. Microbial mats: stromatolites. N.Y., 1981. P. 38—59.
14. Жмур С. И., Кравченко С. М., Розанов А. Ю., Жегалло Е. А. О генезисе редкоземельно-ниобиевых руд Томтора (север Сибирской платформы) // ДАН. 1994. Т. 336. № 3. С. 372—375.
15. Dobretsov N. L., Zhmodik S. M., Lazareva E. V., Bryanskaya A. V., Ponomarchuk V. A., Saryg-ool B. Yu., Kiriuchenko I. S., Tolstov A. V., Karmanov N. S. Structural and Morphological Features of the Participation of Microorganisms in the Formation of Nb—REE—Rich Ores of the Tomtor Field (Russia) // Doklady Earth Sciences. 2021. V. 496. Part 2. P. 135—138.
16. Ershova V. B., Khudoley A. K., Prokopiev A. V., Tuchkova M. I., Fedorov P. V., Kazakova G. G., Shishlov S. B., O’Sullivan P. Trans-Siberian Permian rivers: A key to understanding Arctic sedimentary provenance // Tectonophysics. 2016. V. 691. P. 220—233.
17. Schieber J. Iron Sulfide Formation // Encyclopedia of Geobiology. Springer Dordrecht. 2012. P. 486—502 <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1>
18. Paper M., Koch M., Jung P., Lakatos M., Nilges T., Brück T. B. Rare earths stick to rare cyanobacteria:

- Future potential for bioremediation and recovery of rare earth elements // *Front. Bioeng. Biotechnol.* 2023. V. 11:1130939. <https://doi.org/10.3389/fbioe.2023.1130939>
19. Ohnuki T., Jiang M., Sakamoto F., Kozai N., Yamasaki S., Yu Q., Tanaka K., Utsunomiya S., Xia X., Yang K., He J. Sorption of trivalent cerium by a mixture of microbial cells and manganese oxides: Effect of microbial cells on the oxidation of trivalent cerium // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 163. P. 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.04.043>
20. Tsuruta T. Selective accumulation of light or heavy rare earth elements using gram-positive bacteria // *Colloids Surfaces B: Biointerfaces.* 2006. V. 52. P. 117–122. <https://doi.org/10.1016/j.colsurfb.2006.04.014>

CHARACTERS OF PARTICIPATION OF MICROORGANISMS IN THE FORMATION OF NODULAR MONAZITE (KULARITE), SAKHA (YAKUTIA) REPUBLIC, RUSSIA

S. M. Zhmodik¹, Academician of the RAS A. Yu. Rozanov^{1,2}, E. V. Lazareva¹, P. O. Ivanov³,
D. K. Belyanin¹, N. S. Karmanov¹, V. A. Ponomarchuk¹, B. Yu. Saryg-ool¹, E. A. Zhegallo²,
O. S. Samylina², T. N. Moroz¹

¹*Institute of Geology and Mineralogy named after. V.S. Sobolev Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

²*N.K. Koltsov Institute of Developmental Biology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

³*Arctic Capital LLC, Yakutsk, Sakha (Yakutia) Republic, Russian Federation*

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

The presented data showed the important role of microorganisms in the formation of nodular monazites (NM) (kularites) of the Kular Range (Republic of Sakha (Yakutia)). In the NM, microorganisms lithified by REE phosphate (monazite) were identified, represented by cyanobacteria, in the form of peculiar stromatolite-like microstructures, as well as framboidal iron sulfides in monazites. The isotopic composition of organic carbon in koularites corresponds to the biogenic one – $\delta^{13}\text{C}$ from -22.2‰ to -22.3‰ .

Keywords: nodular monazite, kularite, microorganisms

УДК [552.11:553.45] (571.651)

REE МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ РИОЛИТАХ ПЕЧАЛЬНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2024 г. А. В. Григорьева^{1,*}, член-корреспондент РАН А. В. Волков¹, Н. В. Сидорова¹

Поступило 22.02.2024 г.

После доработки 24.02.2024 г.

Принято к публикации 27.02.2024 г.

Впервые методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) проведены исследования REE минерализации в щелочных риолитах Печальнинского рудного поля (Северо-Восток России) — потенциально больше-объемном источнике HREE. С использованием методов рентгено-спектрального микроанализа (РСМА), и катодолюминесценции (КЛ) показано, что микрокристаллические агрегаты пироксенов и/или амфиболов в щелочных риолитах содержат тончайшую вкрапленность REE выделений (5–7 мкм). С помощью СЭМ было определено, что наиболее крупное из этих выделений представляет собой фосфат церия. В реликтах кристаллов титаномагнетита ЭДС выявлены концентрически-зональные и радиально-лучистые REE выделения. Первые — представлены силикатами, обогащенными Y и REE, а содержание каждого из PЗЭ закономерно изменяется от центра к краю. Радиально-лучистые агрегаты представлены оксидами и/или карбонатами, содержащими REE (преобладают La, Ce и Nd). Полученные результаты могут быть использованы при разработке технологии обогащения.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Печальнинское рудное поле, щелочные риолиты, REE минерализация, титаномагнетит, фосфаты REE

DOI: 10.31857/S2686739724060114

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в последние годы стали ключевыми для современной промышленности, техники и медицины. Увеличение спроса на эти элементы за последние несколько лет в настоящее время удовлетворяется относительно немногими известными месторождениями, в основном расположенными в КНР, что обусловило риск надежных поставок РЗЭ, и привело к расширению поисков потенциальных альтернативных источников этих востребованных элементов.

Минералогия РЗЭ обусловлена выделением летучих и парофазной активностью в щелочном высококремнистом риолите, играющим ключевую роль в обогащении ТРЗЭ и другими редкими элементами (например, Y, Nb, Ta, Be, Li, F, Sn, Rb, Th и U), в концентрациях, экономически выгодных для добычи, что позволяет рассматривать эти вулканические породы, как потенциальные источники этого дефицитного сырья [8]

Важно подчеркнуть, что эти высоко фракционированные риолиты могут преимущественно обогащаться HREE по отношению к LREE в результате либо экстремального фракционирования [9] и/или позднестадийного магматического облагораживания и потенциальной кристаллизации в паровой фазе [10, 7].

В предыдущей публикации [1] было показано, что щелочные риолиты Печальнинского рудного поля содержат потенциально-промышленные концентрации HREE. Установлено равномерное обогащение породы HREE относительно LREE. Сравнительный анализ с известными в мире аналогичными объектами в щелочных вулканах показал, что Печальнинское рудное поле может стать новым, нетрадиционным и большеобъемным источником HREE.

Печальнинское рудное поле располагается в Хурчан-Оротуканской металлогенической зоне [6], в центральной части Магаданской области (рис. 1, врезка) и представляет собой комплексный объект, содержащий редкоземельные, редкие, цветные и благородные металлы.

В современном тектоническом плане Хурчан-Оротуканская зона — это зона глубинного

¹ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017 Москва, Старомонетный пер., 35
*E-mail: grig357@mail.ru

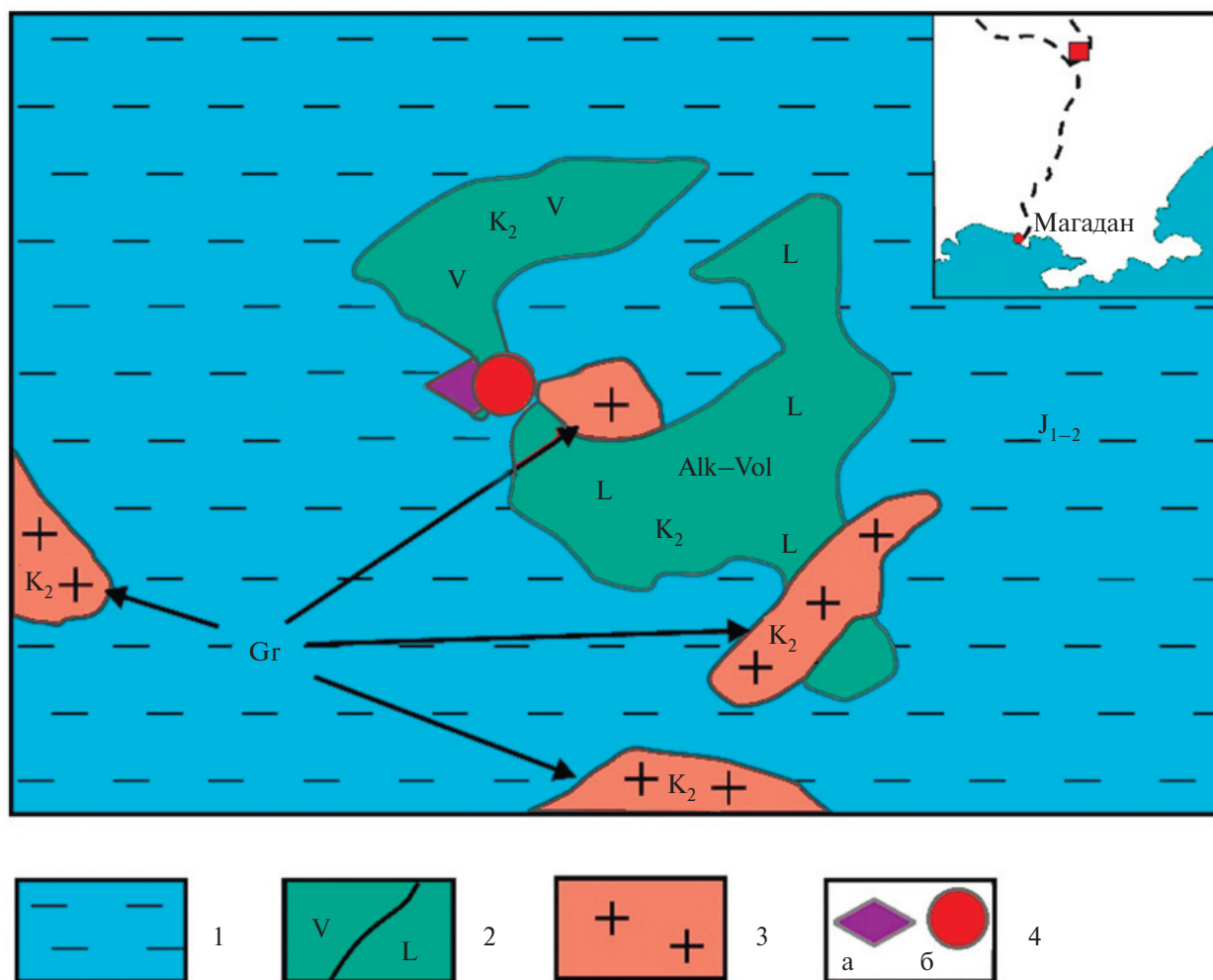


Рис. 1. Геологическая карта Печальнинского рудного поля по [7, 8], увеличенный фрагмент.

1 – раннесреднеюрские черносланцевые толщи (J_{1-2}); 2 – позднемеловые щелочные вулканы (K_2); 3 – позднемеловые граниты (Gr); 4 – Печальнинское рудопроявление: а – редкометальная и REE-минерализация; б – эпигидротермальная Au–Ag-минерализация.

субмеридионального разлома, пересекающая линейные складчатые структуры Инъяли-Дебинского синклиория и брахиформные структуры Балыгычано-Буяндинского антиклинального поднятия на протяжении более 400 км и шириной 30–50 км [6].

В предыдущей публикации [1] было показано, что щелочные риолиты Печальнинского рудного поля содержат потенциально-промышленные концентрации HREE. Установлено равномерное обогащение породы HREE относительно LREE. Сравнительный анализ с известными в мире аналогичными объектами в щелочных вулканитах показал, что Печальнинское рудное поле может стать новым, нетрадиционным и большеобъемным источником HREE.

Печальнинское рудное поле располагается в Хурчан-Оротуканской металлогенической

зоне [4], в центральной части Магаданской области (рис. 1, врезка) и представляет собой комплексный объект, содержащий редкоземельные, редкие, цветные и благородные металлы.

В современном тектоническом плане Хурчан-Оротуканская зона – это зона глубинного субмеридионального разлома, пересекающая линейные складчатые структуры Инъяли-Дебинского синклиория и брахиформные структуры Балыгычано-Буяндинского антиклинального поднятия на протяжении более 400 км и шириной 30–50 км [6].

В северной части зоны выходят на поверхность гранитоиды Верхне-Оротуканского массива (см. рис. 1) позднемелового возраста (80 млн лет, по K–Ar данным [9], а также Rb–Sr изохронного датирования [2]). В надинтрузивной зоне на периферии массива располагаются дочерние вулcano-купольные структуры (см. рис. 1).

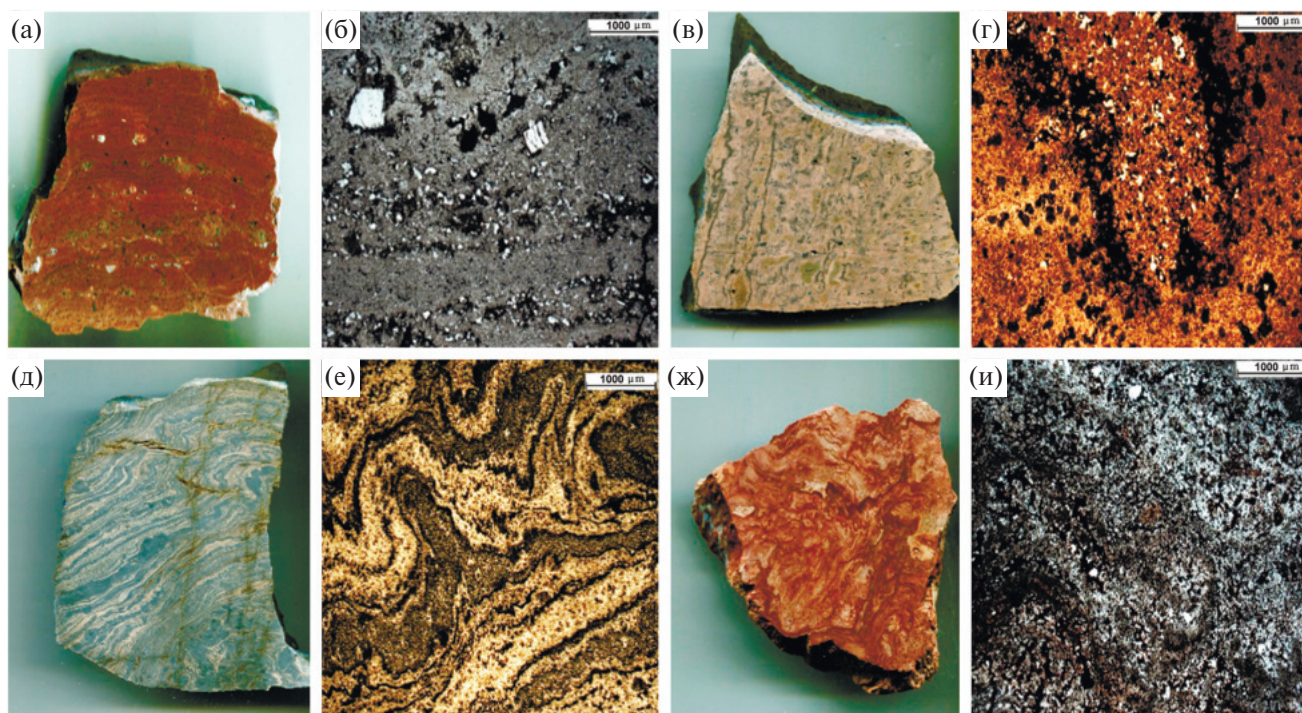


Рис. 2. Текстуры минерализованных REE трахириолитов Печальнинского рудного поля. Фотографии изученных образцов (а–и): а – флюидалной трахириолит (образец д – 22), б – фотография шлифа (д – 22), в – флюидалной трахириолит (образец 933), г – фотография шлифа (933), тонкослоистый трахириолит (образец 994-А89), д – фотография шлифа (994-А89), ж – флюидалной трахириолит (образец РЕ-15-2), и – фотография шлифа (РЕ-15-2).

Вулканические породы субгоризонтально покрывают смятые в складки и ороговикованные терригенные отложения триаса и юры.

В пределах рудопроявления Печальное (рис. 1) серия Au–Ag эпипермальных кварц-адюляровых жил, залегающих в раннесреднеюрских черносланцевых толщах, перекрывается и прорывается щелочными вулканами и гранитами позднемелового возраста [2, 4].

В настоящей статье приведены результаты исследования минералов щелочных риолитов Печальнинского рудного поля, содержащих REE, следующими методами: СЭМ (сканирующая электронная микроскопия, с применением съемки в характеристических рентгеновских лучах, аналитик Л.А. Иванова), РСМА (рентгеноспектральный микроанализ, аналитик Е.В. Ковальчук), КЛ (катодолюминесценция, аналитик Т.И. Голованова).

Изученные образцы щелочных риолитов характеризуются тонкослоистой и флюидалной текстурами (рис. 2). В них чередуются лентообразные участки разной степени раскристаллизованности – криптокристаллические слои перемежаются с прослоями хорошо сформированных агрегатов К–Na полевых шпатов и

железистых алюмосиликатов, представленных пироксенами группы эгирина или амфиболами групп тарамита и керсутита. Тонкослоистая криптокристаллическая масса, представляет собой матрикс, состоящий из смеси КПШ и К–Na полевых шпатов, Fe–К–Na-алюмосиликатов, кварца и каолинита (рис. 2 ж, и).

По направлению флюидалности в матриксе располагаются крупные (до 0,3мм) порфиروبласты плагиоклазов, лентообразные прослои или очаговые обособления гидроксидов Fe, Ti и Mn, по всей вероятности, замесившие титаномagnetит (реликтовые выделения которого частично сохранились во вмещающей породе). Гидроксиды Fe, Ti и Mn обогащены Si и Al и образуют разнообразные цепочечные и лентообразные формы (рис. 2 в, г – темные участки) в криптокристаллической массе, к ним приурочены тончайшие выделения (многочисленные белые точки), содержащие REE (рис. 2 б, г, и). С тонкозернистыми образованиями матрикса, повторяя рисунок флюидалности, сопряжены тонкие прослои, сложенные кристаллическими агрегатами пироксенов и/или амфиболов, пропитанными силикатным веществом (рис. 2 и). Такое строение вмещающей породы демонстрирует

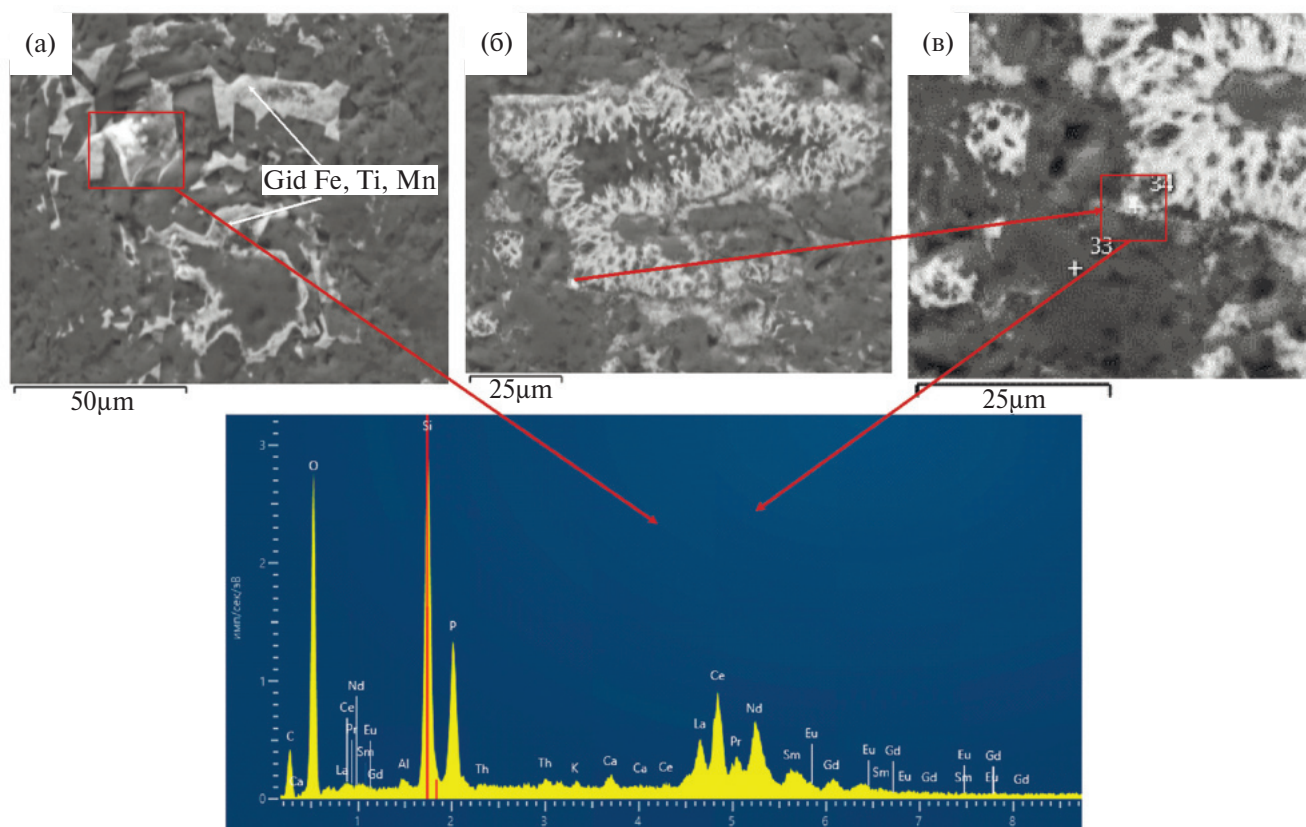


Рис. 3. Фотографии (а–в) и спектр сканирования лентообразных и кружевных выделений гидроксидов Fe, Mn и Ti с мелким включениями REE минералов, размеры которых не превышают 10 мкм, в щелочных риолитах Печальнинского рудного поля (обр. Д-22).

процесс фракционной кристаллизации и смешения магм в формировании щелочных риолитов Печальнинского рудного поля [6, 11].

Эти лентовидные образования имеют разнообразные причудливые формы, иногда окаймляют очаговые выделения кварца (рис. 3 а). К ним приурочены тонкие (5–7 мкм) выделения REE минералов, определение минерального вида которых затруднено из-за малых размеров частиц.

В наиболее крупном выделении минерала, содержащего REE (около 25 мкм по длинной стороне, обр. Д-22) установлено распределение отдельных элементов по площади, в которой отмечены (Спектр 001: SiO_2 – 3.1, P_2O_5 – 21, CaO – 1.5, Fe_2O_3 – 33.9, La_2O_3 – 11, CeO_2 – 21.9, Pr_6O_{11} – 1.8, Nd_2O_3 – 5.9). Установлено, что распределение REE по площади выделения неравномерно (рис. 4), наиболее высокая интенсивность соответствует следующим элементам: P, La, Ce, Pr, Nd, Fe, которые пронизывает его от периферической части вглубь. Это указывает на тесную генетическую связь Fe и REE. Выполненное исследование позволяет определить

выделение REE (рис. 4), как фосфат Ce – минерал группы монацита.

На рисунке 5 показана морфология выделений минералов, содержащих REE, в кристаллах титаномагнетита – светлые участки и каемки кристаллов. Внутри кристаллов титаномагнетита выделяются разные минералы, содержащие REE. Так, по периферии кристаллов выделяются силикаты, содержащие REE+Y, образующие округлые формы (причем, зональные: от центра к краю уменьшается содержание иттрия и увеличивается содержание Ce); в центральной части – выделяются легкие лантаноиды без иттрия, имеющие радиально-лучистые формы, они представлены уже не силикатами, а оксидами и/или карбонатами REE.

В кристаллах титаномагнетита были установлены два типа выделений, содержащих REE: концентрически-зональные и радиально-лучистые (рис. 5 а, б, в). На рисунке 5 показаны результаты анализа этих выделений REE.

Химический состав округлых концентрически-зональных выделений REE на краю

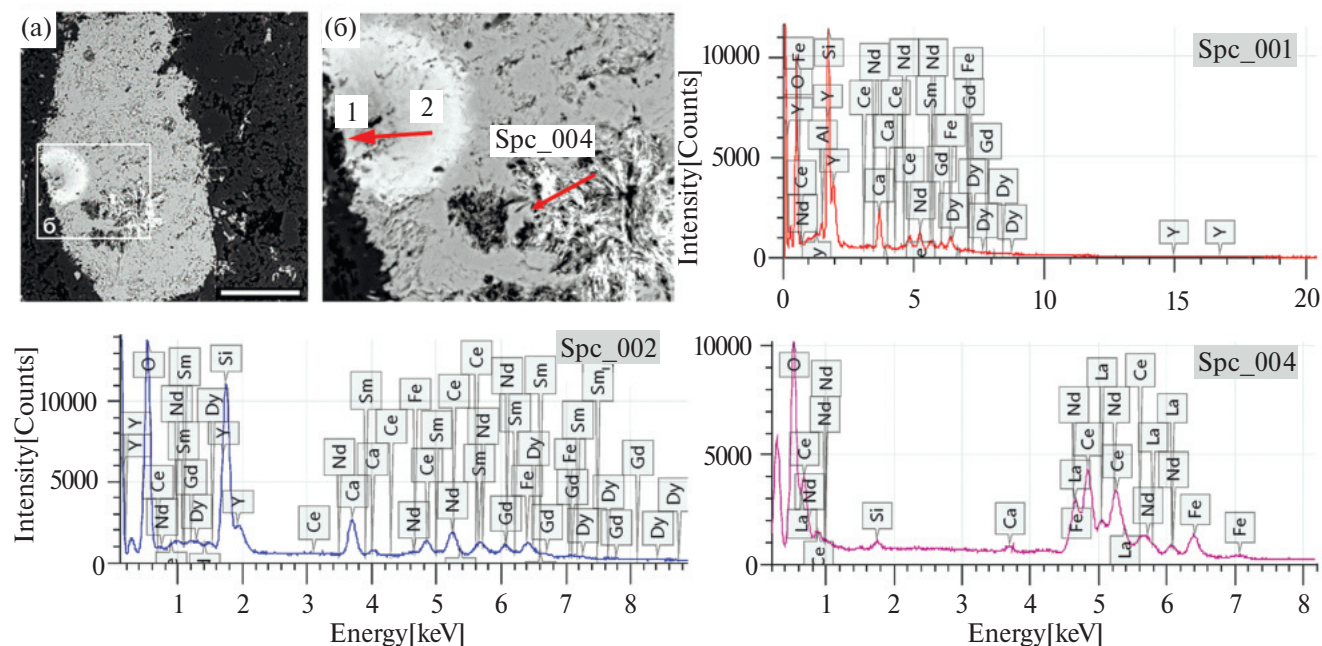


Рис. 5. Морфология выделения и химический состав выделений REE в кристаллах титаномagnetита (обр. 993).

REE, варьирует от центра выделения к краю (см. выше); во втором случае это оксиды и/или карбонаты (радиально-лучистые агрегаты), содержащие REE, среди которых преобладают La, Ce и Nd.

В заключении отметим, что щелочные риолиты Печальнинского рудного поля характеризуются тонкослоистой и флюидалной текстурами. По флюидалности в породе чередуются тонкие пролои, сложенные кристаллическими агрегатами пироксенов и/или амфиболов, пропитанных силикатным веществом, и лентообразные тонкие полосы и кружевные обособления гидроксидов Fe, Ti и Mn, заместившие титаномagnetит (реликтовые выделения которого частично сохранились).

В гидроксидах установлены фосфаты REE – размеры большинства выделений не превышают 10 мкм. Специально проведенное исследование (рис. 4) наиболее крупного REE-выделения (диаметром 25 мкм), позволило определить, что это фосфат Ce – минерал группы монацита.

В реликтах кристаллов титаномagnetита выявлены концентрически-зональные и радиально-лучистые REE выделения. Первые – представлены силикатами, обогащенными иттрием и REE. В них содержание REE зонально изменяется от центра к краю. Вторые – представлены оксидами и/или карбонатами, содержащими REE (преобладают La, Ce и Nd).

Полученные результаты могут быть использованы при разработке технологии обогащения.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны члену-корреспонденту РАН В.В. Акинину, директору СВКНИИ ДВО РАН за предоставленные образцы для проведения исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А. В., Галямов А. Л., Мурашов К. Ю. Щелочные риолиты Печальнинского рудного поля (Северо-Восток России) – потенциальный большой-объемный источник тяжелых редкоземельных элементов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 46–51.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 – Сеймчан. Объяснительная записка. СПб.: «ВСЕГЕИ», 2008. 426 с.
3. Егоров В. Н., Жигалов С. В., Волков А. В., Сидоров А. А. О редкометальном оруденении в трахи-риолитах и комендитах Хурчан-Оротуканской ме-

- таллогенической зоны // ДАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 237–242.
4. Кузнецов В. М. Строение, геодинамика и рудоконтроль Хурчан-Оротуканской зоны ТМА // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Магадан, 1997. С. 50–52.
 5. Панычев И. А., Смирнов П. П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-XV. Объяснительная записка. Магадан, 1979. 110 с.
 6. Хубанов В. Б., Врублевская Т. Т., Цыренов Б. Ц., Цыганков А. А. Процессы фракционной кристаллизации и смешения магм в формировании трахибазальт-трахитовой бимодальной серии Мало-Хамардабанской вулканотектонической структуры, юго-западное Забайкалье // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 490–520.
 7. Agangi A., Kamenetsky V. S., McPhie J., The role of fluorine in the concentration and transport of lithophile trace elements in felsic magmas: insights from the Gawler Range Volcanics. South Australia // Chem. Geol. 2010. V. 273. P. 314–325.
 8. Jowitt S. M., Medlin Ch. C., Cas R. A. F. The rare earth element (REE) mineralisation potential of highly fractionated rhyolites: A potential low-grade, bulk tonnage source of critical metals // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 548–562. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.027>
 9. Miller C. F., Mittlefehldt D. W. Depletion of light rare-earth elements in felsic Magmas // Geology. 1982. Vol. 10. P. 129–133.
 10. Price J. G., Rubin J. N., Henry C. D., Pinkston T. L., Tweedy S. W., Koppelaar D. W. Rare-metal enriched peraluminous rhyolites in a continental arc, Sierra Blanca area, Trans-Pecos Texas; chemical modification by vapor-phase crystallization: Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing processes // Geol. Soc. Am. 1990. Special Paper 246. P. 103–120.
 11. Yan Sh., Niu H.-C., Zhao X., Zhang Q.-B., Zhang H.-J., Zhao X.-Ch. Rare metal enrichment of the Tianbao trachytic complex, North Daba Mountains (South Qinling): Insights from textures and geochemistry of trachytes and Nb-REE minerals // Ore Geology Reviews. 2022. V. 146. 104948. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104948>.

REE MINERALIZATION IN ALKALINE RHYOLITES OF THE PECHALNINSKY ORE FIELD (NORTH-EAST OF RUSSIA)

A. V. Grigorieva^{1,*}, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences A. V. Volkov¹, N. V. Sidorova¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Moscow, Staromonetny per., 35,*

**E-mail: grig357@mail.ru*

For the first time (by methods Scanning Electron microscopy, X-ray spectral microanalysis and cathodoluminescence method) REE mineralization studies have been conducted in alkaline rhyolites of the Pechalninsky ore field (North-East of Russia), a potentially larger-volume source of HREE. It is shown that in the direction of fluidity, thin interlayers composed of crystalline aggregates of pyroxenes and/or amphiboles impregnated with a silicate substance alternate in the rock, and ribbon-like thin strips and lace separations of Fe, Ti, and Mn hydroxides that have replaced titanomagnetite (relict secretions of which are partially preserved). Microcrystalline aggregates of pyroxenes and/or amphiboles contain the finest inclusions of REE secretions (5–7 microns), the determination of mineral species of the latter is difficult due to the small particle sizes. Scanning electron microscopy (EMF) has determined that these secretions are REE phosphates. Concentrically zonal and radially radiant REE secretions have been revealed in the relics of titanomagnetite crystals. The first ones are represented by silicates enriched with Yt and REE. In them, the content of REE varies unevenly from the center to the edge. Radially radiant aggregates are represented by oxides and/or carbonates containing REE (La, Ce and Nd predominate). The results obtained can be used in the development of enrichment technology.

Keywords: Northeast of Russia, Pechalninskoye ore field, alkaline rhyolites, REE mineralization, titanomagnetite, REE phosphates

УДК 551.21

РОЛЬ ЗАДУГОВОГО БАССЕЙНА В ФОРМИРОВАНИИ ГЕТЕРОГЕННОСТИ СЛЭБА И ПРОИСХОЖДЕНИИ ВУЛКАНИЗМА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

© 2024 г. О. В. Бергаль-Кувикас^{1,*}, академик РАН Е. И. Гордеев¹,
член-корреспондент РАН И. Ю. Кулаков^{2,3}

Поступило 10.01.2024 г.

После доработки 14.02.2024 г.

Принято к публикации 20.02.2024 г.

Проведён анализ проявлений вулканизма вдоль Курило-Камчатской островной дуги (ККОД). На основании геофизических наблюдений показаны вариации параметров слэба. Изменение угла наклона слэба формирует различную ширину вулканического пояса на севере и юге ККОД. Резкие изменения скорости движения слэба в центральном сегменте ККОД, возможно, генерируют рифтовую систему пролива Буссоль. Высказывается предположение о доминирующей роли задугового бассейна в формировании различных параметров слэба и проявлений вулканизма вдоль ККОД.

Ключевые слова: слэб, вулканизм, задуговой бассейн, Курильские острова, южная Камчатка, Хоккайдо

DOI: 10.31857/S2686739724060126

ВВЕДЕНИЕ

Курило-Камчатская островная дуга (ККОД) образует северо-западное звено Тихоокеанского Огненного Кольца. ККОД простирается от Мало-Петропавловской зоны поперечных дислокаций на Камчатке до сочленения с северо-восточной дугой Хонсю на о. Хоккайдо (рис. 1). В пределах Курил выделено 36 активных наземных вулканов [1] и 116 подводных вулканов четвертичного возраста [2]. Большая часть вулканов скрыта под водой, некоторые вулканы образуют изолированные острова, активность других можно идентифицировать только по находкам маркирующих горизонтов пирокластики на значительной территории. На основе анализа распределения вулканов вдоль ККОД было показано, что вулканический фронт дуги резко изгибается под углом 22–23° в районе пролива Буссоль [2]. В данном районе, в период с 2006 до 2009 гг.

прошла серия сильных землетрясений с магнитудой до 8.3. Сопоставление местоположений очагов землетрясений с глубинным строением и тектоникой центральных Курил показало их соответствие зонам региональных разломов и областям аномального строения земной коры [3]. Это находит отражение в изменении гравитационного поля в свободном воздухе и нарушении геохимической зональности в районе пролива Буссоль [2]. По изотопно-геохимическим маркерам вулканитов северных Курил выделяется деплетированный источник мантии (N-MORB) и вовлечение в магмогенезис расплавов, связанных с плавлением субдукционного осадка, что, возможно, объяснимо термальной аномалией, фиксируемой под южной Камчаткой. Напротив, составы магматических пород центральных и южных Курил смещены в поле обогащённого типа мантии (E-MORB) [4]. Активный мантийный диапиризм и вулканическая деятельность в задуговом Курильском бассейне приводили к разогреву надсубдукционной мантии тыловой зоны южных Курил [5]. Цель настоящей работы — выявить генезис аномалии в центральном сегменте ККОД и идентифицировать роль задугового бассейна в формировании параметров слэба и соответственно коррелируемых проявлений вулканизма ККОД.

¹Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

²Сколковский институт науки и технологий Сколтех, Москва, Россия

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: kuvikas@mail.ru

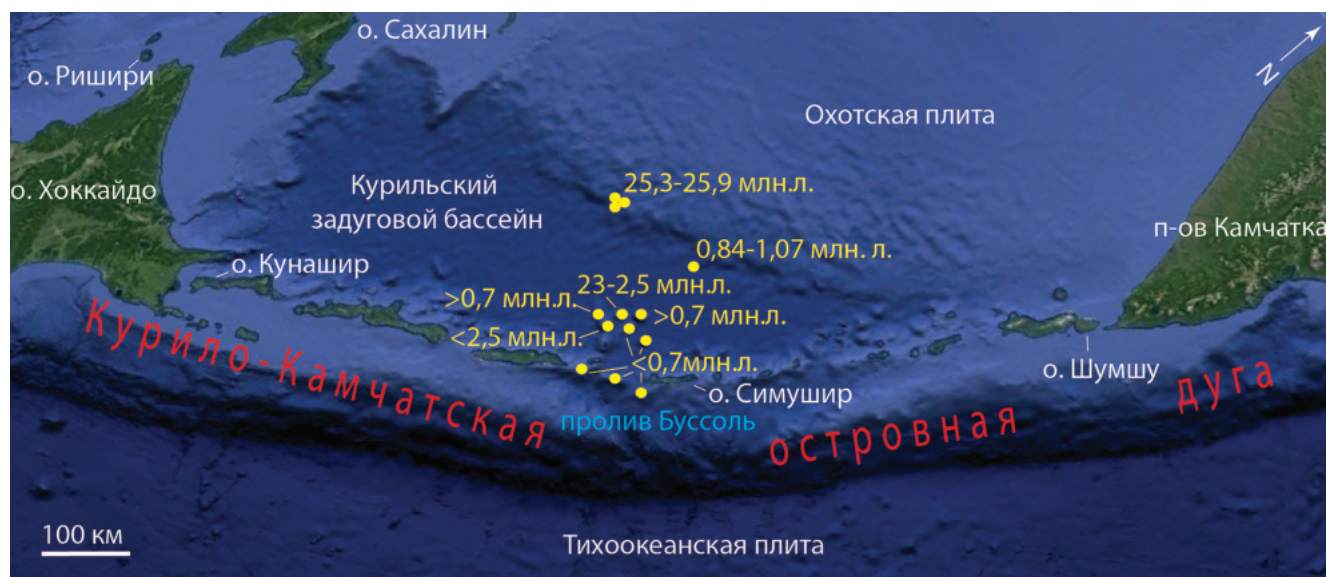


Рис. 1. Геодинамическое положение ККОД. Жёлтым цветом выделены отдельные идентифицированные вулканы тыла дуги и преддугового грабена пролива Буссоль по данным [2, 6, 7].

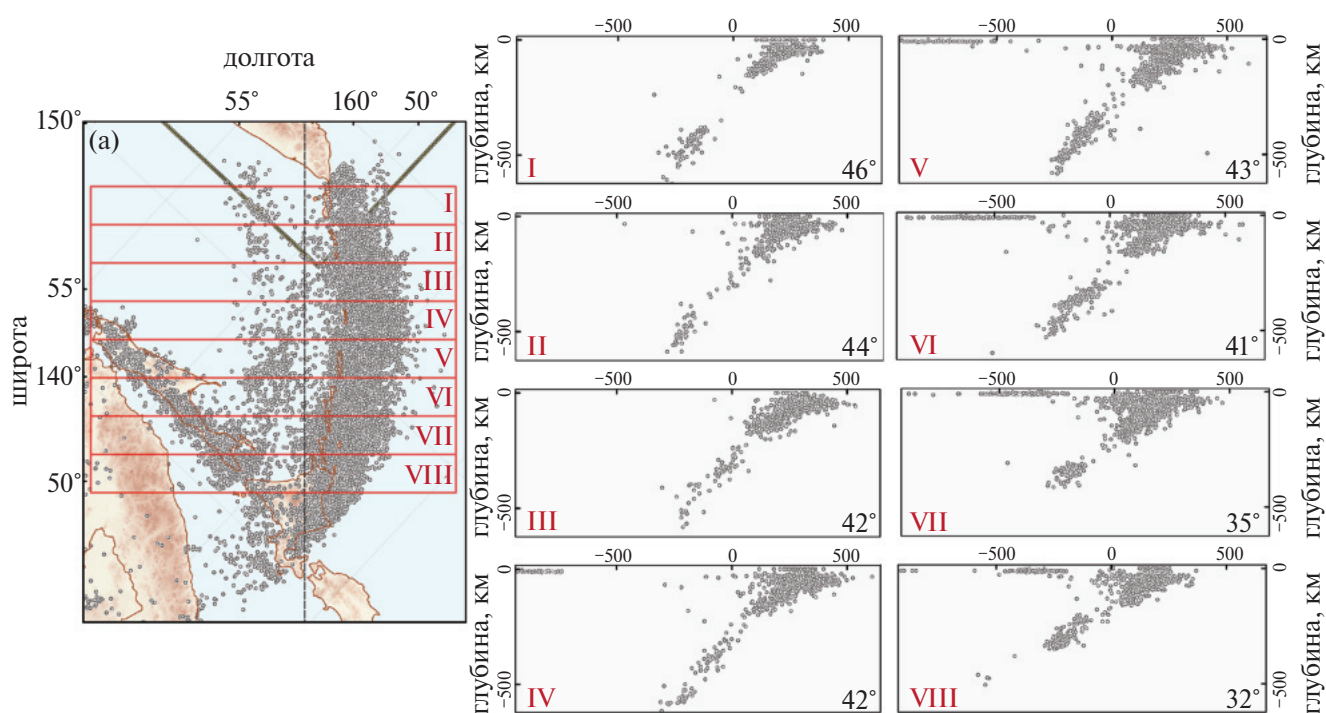


Рис. 2. Проявление сейсмичности вкрест простирания зоны субдукции ККОД. Римские цифры на разрезах соответствуют локализации профилей на правой части рисунка. Цифры в нижней части разрезов обозначают средний угол погружения слэба.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения выявленной проблемы были использованы результаты предыдущих исследований. Анализ сейсмической активности вкострости простирающейся зоны субдукции проводился на

основе данных Сахалинского филиала геофизической службы Российской Академии наук (рис. 2). Характер отношений слэба и мантии изучался с помощью мантийной томографии (рис. 3). Геофизические характеристики слэба вдоль дуги представлены с публикации [8].

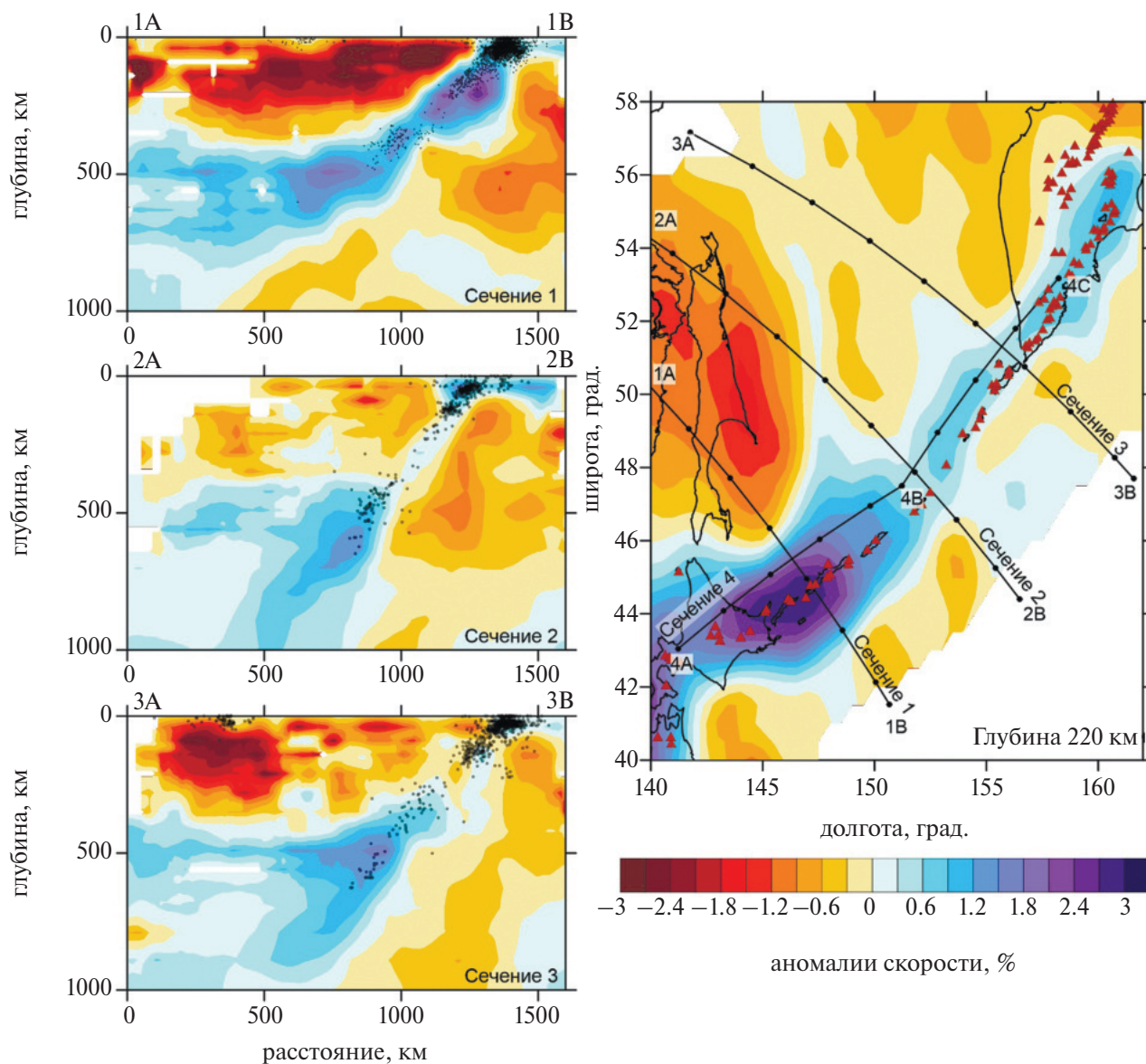


Рис. 3. Аномалии скоростей P - и S -волн на вертикальных сечениях вкрест простирания ККОД по данным [11]. Точки — гипоцентры землетрясений. Положение сечений показано на карте в правой части рисунка.

Пространственное проявление вулканизма, в том числе расстояние до глубоководного желоба, объёмы продуктов извержений были проанализированы из компиляции многочисленных источников [2, 9, 10] (рис. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Распределение сейсмичности вкрест простирания зоны субдукции свидетельствует об уменьшении среднего угла наклона слэба с севера на юг (рис. 2). Данные мантийной томографии также подтверждают это заключение (рис. 3).

Привлекает на себя внимание наличие низкоскоростной аномалии в тылу дуги на южных Курилах и некий меньший её размер на северных Курилах, что с геодинамической точки зрения соответствует наличию задугового Курильского бассейна (рис. 3).

Параметры погружающего слэба варьируют. Так возраст слэба увеличивается с севера дуги к югу и меняется от 105 до 125 млн л. соответственно (рис. 4). Резкие изменения скорости погружения плиты наблюдаются в центральном сегменте ККОД, что находит отражение в формировании астеносферного апвеллинга

по данным сейсмической томографии (рис. 3, 4). Проведение детальной батиметрии, гравиметрии и сейсмического профилирования позволило предположить зону растяжения в центральных Курилах и активную деструкцию, тектонической природы [12]. Сопоставление возраста формирования вулканов в глубоком тылу дуги свидетельствует об омоложении структур с 25 млн л. [7] до совсем молодых, возрастом менее 0.7 млн л. на фронте [2] (рис. 1). Важно отметить наличие многочисленных вулканических построек от о. Симушир до глубоководного жёлоба, что интерпретируется как наличие осевой магмотогенной зоны наложенного рифтогенеза [12]. Временная эволюция вулканов с тыла на фронт дуги позволяет предположить постепенное формирование грабена в проливе Буссоль, связанное в развитии отличающихся структур северных и южных Курил. Коллизия на о. Хоккайдо и развитие сдвиговых структур на южных Курилах связано с формированием преддугового грабена в проливе Буссоль [13].

Одна из интересных проблем связана с причиной формирования разных параметров слэба северных и южных Курил. Так как, исходя из перечисленных выше аргументов становится понятным, что рифтогенная структура пролива Буссоль и омоложение вулканизма с тыла на фронт дуги связаны с растяжением, вызванным различием в скорости погружения, угле погружения слэба в данном районе. Принято считать, что возраст слэба влияет на скорость погружения и угол погружения. В случае с ККОД мы видим, что возраст меняется постепенно (рис. 4). Таким образом, становится понятным, что существует некий иной фактор, влияющий на изменение геофизических параметров слэба вдоль ККОД. Моделирование динамики слэба показало, что одним из важных параметров контролирующим изменение угла наклона слэба являются вариации реологических свойств мантийного клина [14]. Гетерогенность мантийного клина с разными реологическими свойствами, может быть, сформирована действием задугового бассейна, о чём свидетельствуют многочисленные публикации, главным образом, в широкой части открытия бассейна на юге ККОД: о. Хоккайдо [15], о. Ришири [2], о. Кунашир [5]. Спектр вариаций магм, формирование мощных кальдерообразующих извержений на о. Хоккайдо, скорее всего, связаны с действием задугового бассейна [16]. Так изменение реологических свойств мантийного клина за счёт открытия задугового бассейна привело к формированию ко-сой зоны субдукции на южных Курилах [17].

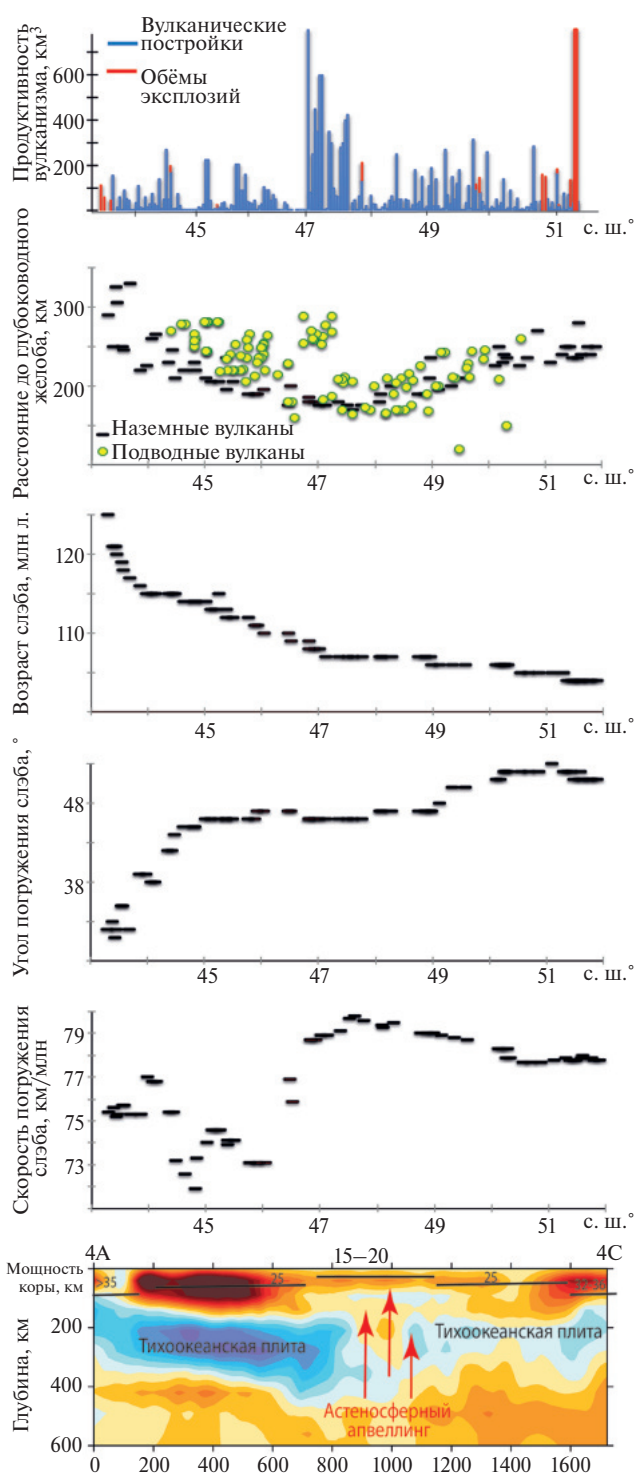


Рис. 4. Геофизические параметры слэба и продуктивность вулканизма вдоль ККОД. Продуктивность вулканизма по данным [2, 9, 10]. Геофизические параметры слэба по данным [9]. Мощность коры на основе публикаций [17, 20]. Локализация сечения 4 по данным сейсмотомографии показана на рис. 3.

Мощность коры варьирует от 32–36 км под южной Камчаткой, >35 км на севере Хоккайдо и минимальна (15–20 км) в центральном

сегменте ККОД, в районе пролива Буссоль [18]. Анализ продуктивности вулканизма вдоль дуги свидетельствует о доминировании эксплозивных извержений на юге Камчатки и на севере о. Хоккайдо, что возможно связано с относительно большей мощностью коры. В то время как максимальные объемы ($>300 \text{ км}^3$) построек вулканов, приурочены к центральному сегменту ККОД. Изменения угла наклона слэба вдоль дуги находит отражение в локализации фронтальных вулканов и ширине вулканического пояса (рис. 4). Так с севера на юг Курил расстояние до глубоководного жёлоба составляет 160–260 км на севере, 155–290 км в районе пролива Буссоль и 185–285 км на южных Курилах [9]. Несмотря на относительно крутой угол наклона слэба на севере Курильских островов ширина вулканического пояса велика, возможно, это связано с наличием низкоскоростной аномалии, фиксируемой под о. Шумшу и дезинтеграции зоны магмогенерации к тылу дуги [19].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление параметров слэба и вулканизма вдоль ККОД позволило выявить взаимосвязь ширины вулканического пояса и расстояния до глубоководного желоба. Локализация объёмных вулканов, размер которых $>300 \text{ км}^3$ в центральных Курилах, наличие рифтогенной структуры, омоложение вулканических построек от тыла к преддуговому грабену связано с резкой сменой скорости движения слэба, угла погружения, несмотря на незначительные изменения возраста слэба. Возможной причиной выявленных изменений погружающейся плиты может быть гетерогенность мантийного клина и обогащение мантийного источника за счёт действия задугового бассейна на о. Хоккайдо и южных Курилах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем благодарность Сахалинскому филиалу Геофизической службы РАН за предоставления данных о сейсмичности региона исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-77-10019, <https://rscf.ru/project/22-77-10019/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sakhalin Volcanic Eruptions Response Team (SVERT) website. URL: <http://www.imgg.ru/ru/teams/svert> (date of application: January 10, 2024)

2. Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Волынец О. Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
3. Злобин Т. К., Поплавская Л. Н., Полец А. Ю. Серия сильных и катастрофических Симуширских землетрясений 2006–2009 гг. // Доклады РАН. Науки о Земле. 2009. Т. 428. № 4. С. 531–535.
4. Мартынов Ю. А., Рыбин А. В., Дриль С. И. и др. Зоны аномального вулканизма Курильских островов, остров Парамушир // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2009. № 4. С. 17–23.
5. Мартынов А. Ю. Роль задуговых процессов в формировании поперечной геохимической зональности вулканических ранних этапов становления о-ва Кунашир // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 517–517.
6. Baranov B. V., Werner R., Hoernle K. A. et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. 350. 1. P. 63–97. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00081-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00081-1)
7. Werner R., Baranov B., Hoernle K. et al. Discovery of ancient volcanoes in the Okhotsk Sea (Russia): New constraints on the opening history of the Kurile Back Arc Basin // Geosciences. 2020. 10 (11). <https://doi.org/442.10.3390/geosciences10110442>
8. Syracuse E. M., Abers G. A. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. № 5. P. 1–18. <https://doi.org/10.1029/2005GC001045>
9. Бергаль-Кувикас О. В. Объёмы четвертичных вулканических Курильской островной дуги: анализ пространственного расположения и связь с зоной субдукции // Тихоокеанская геология. 2015. 34. 2. С. 103–116.
10. Volcano Global Risk Identification and Analysis Project (VOGRIPA) website. URL: <https://vogripa.org/> (date of application: July 21, 2020)
11. Кулаков И. Ю., Добрецов Н. Л., Бушенкова Н. А. и др. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 830–851.
12. Кулинич Р. Г., Карп Б. Я., Баранов Б. В. и др. О структурно-геологической характеристике “сейсмической брешы” в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 5–19.
13. Kimura G. Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril arc // Geology. 1986. 14. 5. P. 404–407.

- [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<404:OSACFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<404:OSACFT>2.0.CO;2)
14. *Billen M. I., Hirth G.* Rheologic controls on slab dynamics // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. 8. 8. <https://doi.org/10.1029/2007GC001597>
 15. *Ikeda Y., Stern R. J., Kagami H. et al.* Pb, Nd, and Sr isotopic constraints on the origin of Miocene basaltic rocks from northeast Hokkaido, Japan: Implications for opening of the Kurile back-arc basin // *Island Arc*. 2000. 9. 2. P. 161–172. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2000.00269.x>
 16. *Yamashita S., Shuto K., Karihara Y. et al.* Coeval volcanism due to interaction of back-arc basin basalt (BABB) magma with the island-arc crust in the late Miocene Engaru volcanic field, northeastern Hokkaido, Japan: The evidence of Sr and Nd isotopic ratios combined with major-and trace-element compositions // *Journal Geological Society of Japan*. 1999. 105. 9. P. 625–642. <https://doi.org/10.5575/geosoc.105.625>
 17. *Kneller E. A., van Keken P. E.* Effect of three-dimensional slab geometry on deformation in the mantle wedge: Implications for shear wave anisotropy // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. 9.1. <https://doi.org/10.1029/2007GC001677>
 18. *Прошкина З. Н., Кулинич Р. Г., Валитов М. Г.* Структура, вещественный состав и глубинное строение океанского склона Центральных Курил: новые детали // *Тихоокеанская геология*. 2017. Т. 36. № 6. С. 58–69.
 19. *Бергаль-Кувикас О. В., Буслов М. М., Бушенкова Н. А. и др.* Переход от континентальной окраины Камчатки к островной дуге Курильских островов: Особенности проявления вулканизма, деформации земной коры и геофизические параметры слэба // *Геология и геофизика*. 2023. Т. 10. № 64. С. 1469–1484. <https://doi.org/10.15372/GiG2023136>
 20. *Злобин Т. К., Полец А. Ю.* Неоднородная (блоково-клавишная) структура Курильской островной дуги и сейсмофокальной зоны // *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики*. 2008. 1. С. 333–336.

THE ROLE OF THE BACK-ARC BASIN IN FORMING SLAB HETEROGENEITY AND GENERATING VOLCANISM IN THE KURIL-KAMCHATA ISLAND ARC

O. V. Bergal-Kuvikas¹, Academician of the RAS E. I. Gordeev¹,
Corresponding Member of the RAS I. Yu. Koulakov^{2,3}

¹*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation*

²*Skolkovo Institute of Science and Technology (Skoltech), Moscow, Russian Federation*

³*Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

*E-mail: kuvikas@mail.ru

Origin of volcanism along the Kuril-Kamchatka island arc (KKIA) was analyzed. Geophysical observations show variations in slab's properties. Different widths of the volcanic belt in the north and south of the KKIA are caused by changes in the slab's angle. The Bussol Strait rift system may be generated by significant changes in the slab's velocity. We proposed that the back-arc basin plays a dominant role in formation various slab's parameters and volcanism manifestations along the KKIA.

Keywords: slab, volcanism, back-arc basin, Kurile Islands, southern Kamchatka, Hokkaido

УДК 551.21(571.55)

ВЫСОКОКАЛИЕВЫЙ ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ НЕРЧИНСКОЙ ВПАДИНЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

© 2024 г. А. А. Воронцов^{1,*}, Е. Н. Федерягина², С. И. Дриль¹, С. А. Сасим²,
А. В. Травин³, А. Е. Будяк¹

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 05.02.2024 г.

Поступило 05.02.2024 г.

После доработки 06.02.2024 г.

Принято к публикации 07.02.2024 г.

Приведены геохронологические, геохимические и изотопные Sr–Nd-характеристики позднемезозойских вулканитов, сопряжённых с развитием Нерчинской впадины Восточного Забайкалья. В её строении участвуют толщи высококалиевых вулканических пород умеренной щёлочности с содержанием SiO₂ от 55 до 73 мас.%. Проведено изотопное ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирование валовых образцов пород. Получены оценки возраста их формирования: 150.8±1.8 млн лет для высококалиевого андезибазальта и 131.0±1.6 млн лет – для латита. Для вулканитов характерны пониженные содержания гидрофобных Ti, Nb и Ta, умеренно-отрицательные значения εNd(*T*), но повышенные значения εSr(*T*), которые отклоняются в сторону составов пород, формирующихся при добавлении коровых субстратов в область магмообразования. По своим геологическим и вещественным характеристикам породы Нерчинской впадины соответствуют шошонит-латитовым сериям тыловой части Большехинганской вулканической области, формирующейся в обстановке континентальной активной окраины, связанной с субдукцией.

Ключевые слова: Восточное Забайкалье, высококалиевые вулканиты, ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирование, поздний мезозой, несовместимые элементы, изотопы Sr и Nd, субдукционные процессы

DOI: 10.31857/S2686739724060134

В строении восточной части позднемезозойской магматической провинции востока Азии [10] выделяются две рядом расположенные вулканические области – Большехинганская и Восточно-Монгольская, формировавшиеся одновременно, но при участии разных геодинамических механизмов.

Большехинганская область (БХО), развивалась в интервале времени от 166 до 115 млн лет [6, 12, 15, 18, 20] в режиме активной континентальной окраины [2] и характеризовалась поперечной геохимической зональностью, определившей появление высококалиевых вулканитов в её тыловой части [18]. В составе магматических серий этой области широко распространены

низкотитанистые (0.5<TiO₂<1.5, мас. %) базальты, а также базальтовые андезиты, шошониты, дациты, латиты с явно выраженными геохимическими признаками известково-щелочных серий обстановок конвергентных границ литосферных плит [12]. При образовании этих пород значимая роль отводится надсубдукционным процессам и мантийно-коровым взаимодействиям [10, 15].

Развитие Восточно-Монгольской области (ВМО) началось в начале раннего мела и было связано с процессами внутриконтинентального рифтогенеза над мантийным плюмом. Позднеюрские породы, выделяемые в её пределах, представлены высококалиевыми низкотитанистыми породами, которые наблюдаются только в восточной части области, пограничной с БХО и, по-видимому, отвечали тыловой части последней [11]. В составе меловых магматических серий ВМО преобладают умеренно титанистые (1.5<TiO₂<2.5, мас. %) трахибазальты и базальтовые трахиандезиты натриевой специфики с геохимическими характеристиками пород,

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

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

*E-mail: voront@igc.irk.ru

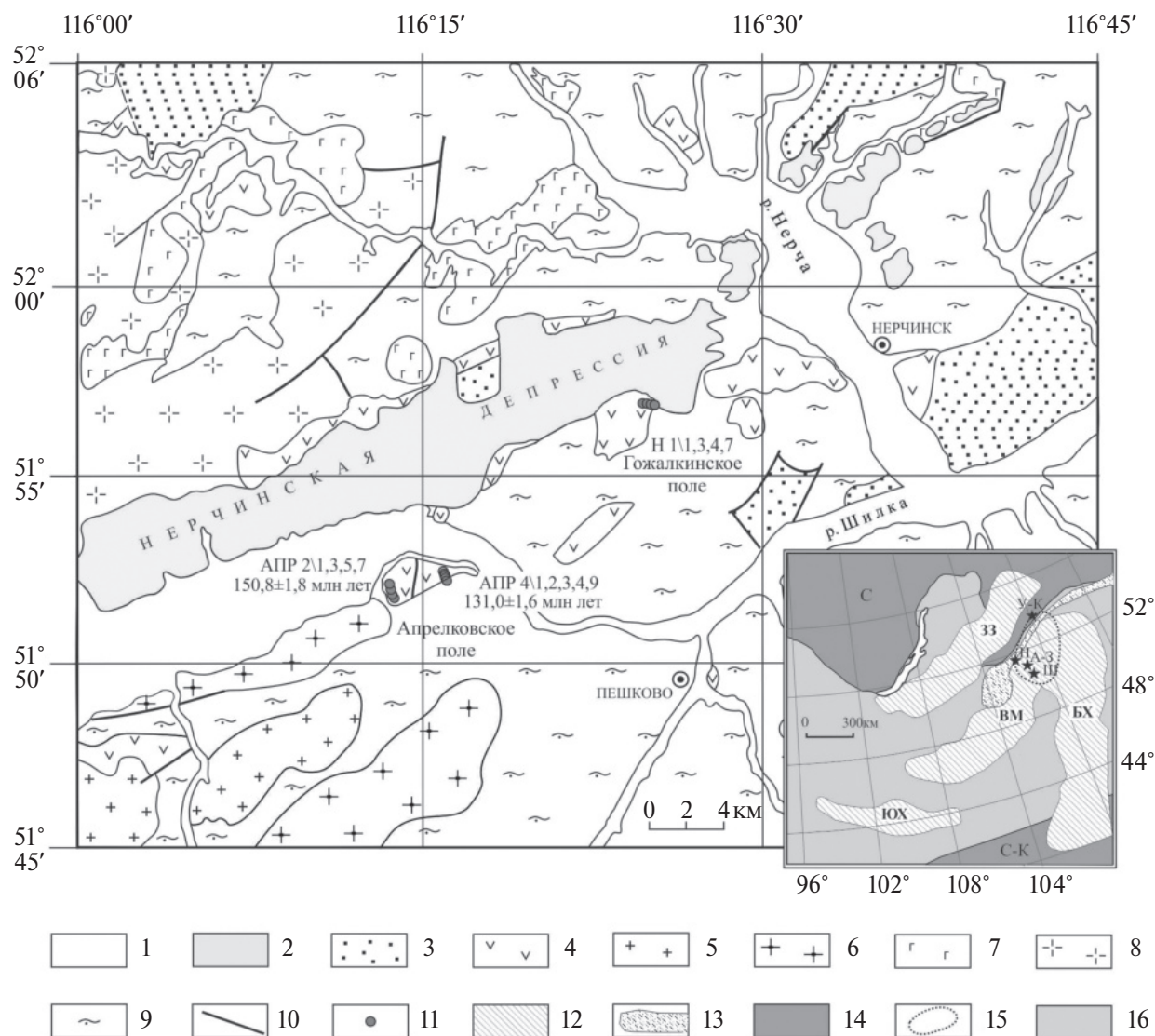


Рис. 1. Схема геологического строения Нерчинской впадины. При составлении использованы материалы [1]. На врезке приведена схема размещения позднемезозойских магматических областей в пределах Центральной Азии. При составлении использованы материалы [11]. Условные обозначения для схемы геологического строения: 1–3 – рыхлые отложения: 1 – Q_{II-IV} , 2 – N_2-Q_1 , 3 – K_1 ; 4 – позднемезозойские вулканы шадоронской и ундинодаинской серий без разделения; 5 – позднеюрские граниты; 6 – каменноугольные граниты и гранодиориты; 7 – палеозойские мафические породы; 8 – палеозойские сиалитические породы без разделения по возрасту; 9 – протерозойские геологические комплексы; 10 – разломы; 11 – точки опробования. Условные обозначения для врезки: 12 – области в составе позднемезозойской магматической провинции востока Азии (33 – Западно-Забайкальская, ВМ – Восточно-Монгольская, БХ – Большехинганская, ЮХ – Южно-Хангайская); 13 – структуры Монголо-Охотского пояса; 14 – платформы (С – Сибирская, С-К – Северо-Китайская); 15 – зона перекрытия Восточно-Монгольской и Большехинганской областей; 16 – Центрально-Азиатский складчатый пояс. Звёздочками показаны (вне масштаба) депрессии и связанные с ними вулканические ассоциации: Н – Нерчинская, А-З – Александрово-Заводская, Ш – Шадоронская, УК – Усть-Карская.

образующихся во внутриконтинентальных рифтогенных условиях.

Вулканические поля БХО и ВМО частично перекрываются (рис. 1, врезка), что создаёт проблемы с оценкой природы ряда вулканических структур, возникших в зоне их перекрытия. В частности, это относится к Нерчинской

впадине Восточного Забайкалья, в пределах которой проявился вулканизм высококалийной специфики. В статье этот вопрос решается на основе геохронологических, геохимических и Sr-Nd-изотопных данных.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ -изотопное датирование валовых проб (рис. 2) проведено методом ступенчатого

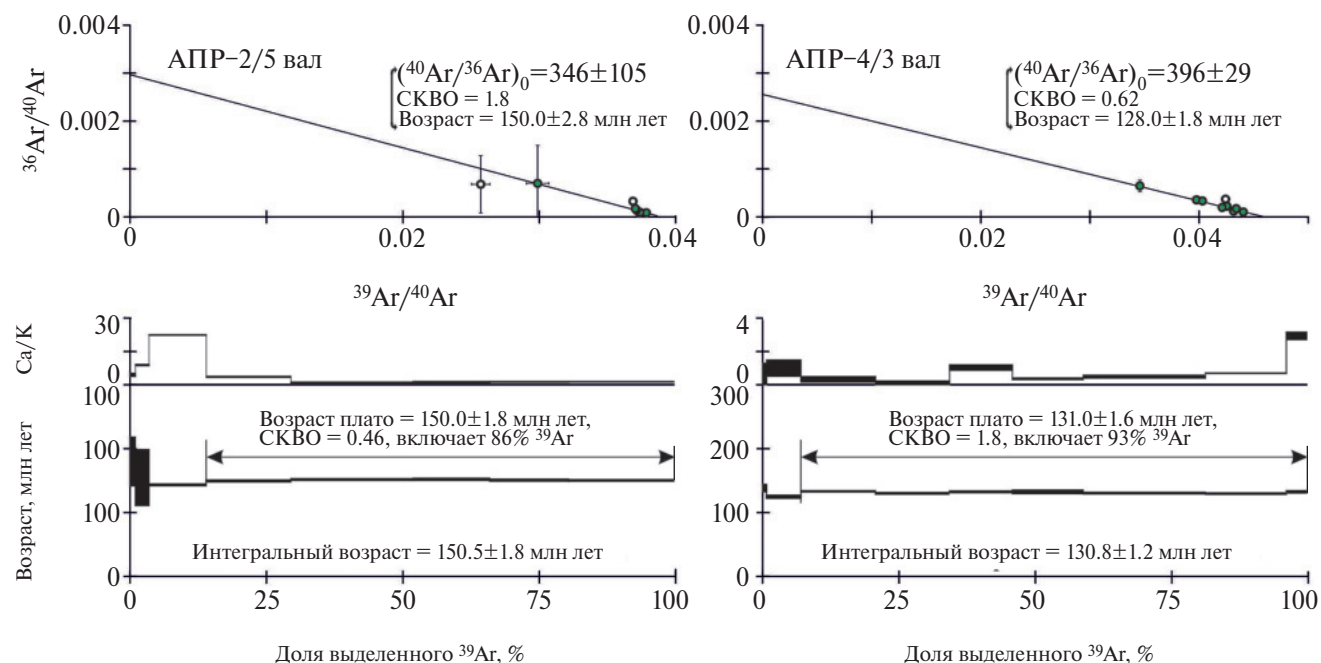


Рис. 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования вулканитов Нерчинской впадины: возрастные, Ca/K спектры и обратные изохронные диаграммы.

прогрева в ИГМ СО РАН по методике, описанной в работе [9]. Аналитические исследования (РФА, ICP, изотопный состав Sr, Nd) вулканических пород выполнены в Центрах коллективного пользования “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН и “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН по методикам, представленным в работе [5].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Нерчинская впадина (рис. 1), как и многие другие близлежащие впадины, например, Александрово-Заводская [5], Бaleyская, Нижнеундинская, Шадоронская [8], Усть-Карская [7], совокупность впадин Нерча-Ингодинской рифтовой зоны [3], имеет линейную форму с осевой зоной, которая повторяет очертания погребённой палеодолины, заполненной мел-неоген-четвертичными речными осадками. Она расположена в приустьевом районе р. Нерча и протягивается в северо-восточном направлении на расстояние около 30 км при ширине от 3 до 6 км. Вулканические толщи обнажаются лишь в бортах впадины, залегая на протерозойских метаморфических породах и/или на доюрских гранитоидах. В соответствии с принятыми в настоящее время стратиграфическими подразделениями для территории листа М-50-III [1]

вулканиты Нерчинской впадины имеют поздне-мезозойский возраст и входят в состав шадоронской серии и несогласно перекрывающей её ундинодаинской серии. В обеих сериях участвуют умеренно-щелочные вулканиты широкого спектра составов по содержанию SiO_2 .

Магматические образования Нерчинской впадины изучались нами в пределах Апрельковского и Гожалкинского вулканических полей.

В пределах западного фланга Апрельковского поля вулканическая толща шадоронской серии (мощность около 300 м) сложена переслаивающимися покровами шошонитов, высококальциевых андезибазальтов, андезитов и дацитов (рис. 3 б). Наблюдается падение покровов под углом $20-40^\circ$ в север-северо-западном направлении. В возрастном $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектре валовой пробы высококальциевого андезибазальта (образец АПР-2/5) этой части вулканического поля выделяется плато. Согласно принятым критериям [13] (рис. 2) оно отвечает значению 150.8 ± 1.8 млн лет, которое согласуется со значением 150.0 ± 2.8 млн лет, рассчитанным для линейной регрессии на изохронной диаграмме. Учитывая, что формирование вулканических тел происходило на малых глубинах, где остывание до приповерхностных температур должно было происходить очень быстро, можно предположить, что значение

Таблица 1. Представительные составы позднемезозойских вулканических пород Нерчинской впадины

Индекс	АПР 2/1	АПР 2/3	АПР 2/5	АПР 2/7	Н 1/1	Н 1/3	Н 1/4	Н 1/7
	Шадоронская серия							
	Апрелковское вулканическое поле (запад- ный фланг)				Гожалкинское вулканическое поле			
Порода	ВК-А	Ш	ВК-АБ	ВК-Д	ВК-Д	Л	ВК-АБ	ВК-РД
Возраст. млн лет			150.8					
N 51°	51.901'	52.066'	52.183'	52.161'	57.594'	57.596'	57.599'	57.602'
E 116°	13.909'	13.931'	13.977'	13.598'	27.606'	27.612'	27.618'	27.622'
SiO ₂	60.13	55.99	56.59	67.93	64.19	58.51	56.47	72.93
TiO ₂	0.90	0.92	0.91	0.57	0.74	1.00	0.92	0.28
Al ₂ O ₃	14.21	13.01	12.8	12.99	15.56	16.2	14.71	13.74
Fe ₂ O ₃ (общ.)	4.78	6.36	6.53	3.3	4.74	6.73	6.06	2.38
MnO	0.08	0.11	0.11	0.05	0.05	0.06	0.12	0.03
MgO	3.15	5.50	6.51	1.73	1.16	1.55	3.59	0.47
CaO	3.46	5.84	5.48	2.09	2.96	2.63	6.82	0.79
Na ₂ O	5.31	3.39	3.64	4.42	3.70	4.57	3.31	3.72
K ₂ O	2.76	3.35	3.01	3.24	3.48	3.83	2.90	4.63
P ₂ O ₅	0.37	0.36	0.36	0.19	0.33	0.52	0.33	0.08
п.п.п.	4.65	4.71	3.64	3.29	3.1	4.32	4.71	0.92
Сумма	99.98	99.88	99.85	99.94	100.17	100.11	100.13	100.07
alk	8.07	6.74	6.65	7.66	7.18	8.40	6.21	8.35
Rb	71.1	100.4	85.1	79.8	96.9	102.6	75.8	147.6
Sr	615	870	709	404	574	343	766	147
Y	18.57	17.02	16.54	12.93	14.90	24.01	15.52	13.05
Zr	292	231	254	220	248	369	219	211
Nb	12.29	11.38	11.88	9.81	12.02	12.98	10.43	10.92
Ba	875	2355	653	871	900	980	778	639
La	39.1	39.1	41.5	30.1	40.9	76.9	34.4	25.4
Ce	82.2	82.5	88.4	62.4	84.6	159.6	72.9	55.2
Pr	10.24	10.15	10.75	7.72	10.15	19.04	8.99	6.36
Nd	40.2	40.0	42.6	29.9	38.8	73.7	35.5	21.9
Sm	7.39	7.39	7.58	5.27	6.57	11.96	6.50	3.88
Eu	1.87	1.90	1.95	1.22	1.68	2.84	1.70	0.65
Gd	6.43	6.23	6.14	4.60	5.70	9.66	5.52	3.46
Tb	0.83	0.79	0.80	0.63	0.73	1.16	0.74	0.51
Dy	4.46	4.02	3.91	3.25	3.81	6.01	3.82	3.04
Ho	0.84	0.74	0.72	0.61	0.70	1.07	0.71	0.64
Er	2.13	1.85	1.79	1.67	1.89	2.85	1.91	2.01
Tm	0.29	0.26	0.25	0.24	0.25	0.39	0.26	0.33
Yb	1.91	1.60	1.58	1.46	1.65	2.28	1.58	2.18
Lu	0.31	0.25	0.24	0.24	0.26	0.37	0.26	0.37
Hf	7.56	6.18	6.39	5.99	7.03	10.08	6.07	6.83
Ta	0.90	0.86	0.82	0.82	1.08	1.08	0.94	1.14
Th	11.93	11.95	10.43	11.88	12.16	19.03	9.65	22.89
U	3.61	4.23	3.34	4.26	4.52	3.84	3.17	2.65

Окончание таблицы 1

Индекс	АПР 4/1	АПР 4/2	АПР 4/3	АПР 4/4	АПР 4/9
	Ундинодаинская серия				
	Апрелковское вулканическое поле (восточный фланг)				
Порода	Л	Л	Л	Ш	Ш
Возраст. млн лет			131.0		
N 51°	52.642'	52.642'	52.643'	52.590'	52.483'
E 116°	14.434'	14.434'	14.434'	14.596'	16.627'
SiO ₂	61.62	61.78	61.58	55.10	55.27
TiO ₂	0.79	0.81	0.79	1.04	1.06
Al ₂ O ₃	14.34	14.55	14.61	14.35	13.98
Fe ₂ O ₃	5.03	4.94	4.94	6.72	6.82
MnO	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08
MgO	3.97	4.05	4.14	6.76	7.06
CaO	2.93	2.53	2.76	5.31	5.07
Na ₂ O	4.27	3.70	4.29	3.30	3.02
K ₂ O	4.13	4.40	3.97	3.41	3.24
P ₂ O ₅	0.28	0.29	0.30	0.40	0.47
п.п.п.	2.36	2.64	2.42	3.48	3.92
Сумма	100.03	99.97	100.07	100.16	100.21
alk	8.40	8.10	8.26	6.71	6.26
Rb	110.1	135.4	94.5	105.0	78.9
Sr	733	684	650	834	933
Y	12.76	12.57	12.97	15.87	16.05
Zr	259	254	247	263	258
Nb	11.71	11.74	11.23	12.82	11.19
Ba	1022	950	919	872	1050
La	34.0	33.9	36.6	38.7	51.4
Ce	73.6	71.3	74.6	83.4	107.1
Pr	8.63	8.65	8.83	10.40	12.99
Nd	32.8	32.7	33.3	41.4	50.8
Sm	5.85	5.70	5.77	7.47	8.76
Eu	1.45	1.47	1.51	1.89	2.21
Gd	4.78	4.80	4.82	6.24	7.01
Tb	0.60	0.59	0.63	0.77	0.83
Dy	3.14	3.05	3.24	3.95	4.04
Ho	0.58	0.59	0.60	0.73	0.71
Er	1.51	1.46	1.50	1.84	1.86
Tm	0.23	0.21	0.23	0.25	0.27
Yb	1.41	1.37	1.30	1.68	1.54
Lu	0.22	0.21	0.20	0.25	0.23
Hf	6.72	6.67	6.72	7.00	6.73
Ta	0.89	0.88	0.88	0.89	0.71
Th	13.82	13.66	13.83	11.13	14.09
U	5.01	4.92	4.80	3.68	3.57

Примечание. содержания породообразующих оксидов в мас. %, остальные элементы – в г/т, п. п. п. – потери при прокаливании. Названия пород: ВК-АБ – высококалийевый андезибазальт, ВК-А – высококалийевый андезит, ВК-Д – высококалийевый дацит, ВК-РД – высококалийевый риодацит, Ш – шошонит, Л – латит.

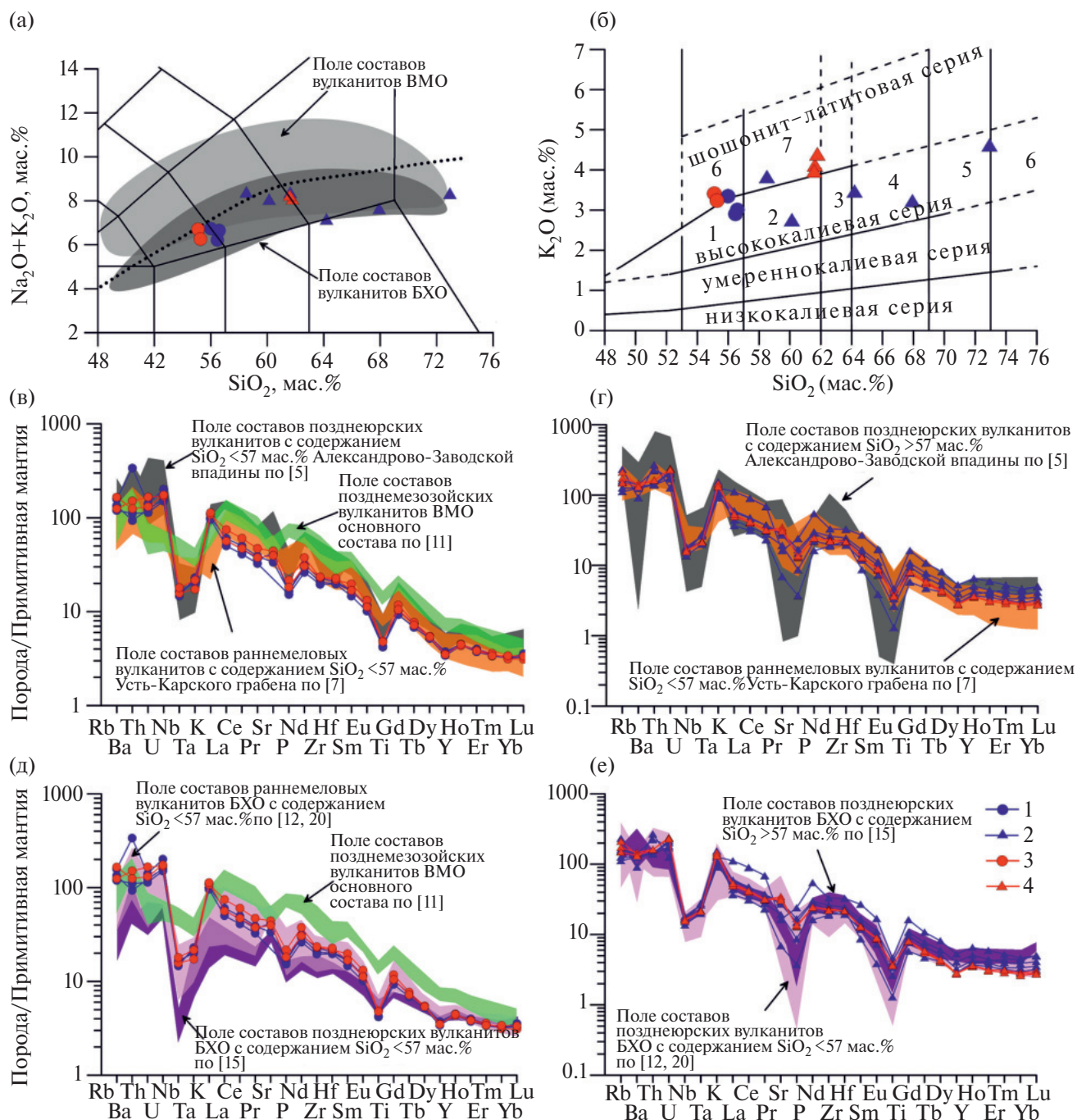


Рис. 3. Классификационные диаграммы и нормированные распределения редких элементов по [17] для вулканитов Нерчинской впадины: а) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, пунктирная линия (линия Ирвина-Барагара) разделяет поля составов щелочных и умеренно-щелочных пород по [14]; б) $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ по [16] с дополнениями по [4]; в, д) спайдер-диаграммы для наиболее основных вулканитов, г, е) спайдердиаграммы для сиалических пород. 1–2 – вулканиты шадоронской серии (≈ 151 млн лет): 1 – SiO_2 55–57 мас.%, 2 – SiO_2 57–73 мас.%; 3–4 – вулканиты ундинодаинской серии (≈ 131 млн лет): 3 – SiO_2 55–57 мас.%, 4 – SiO_2 61–62 мас.%.

возраста плато, как более точное, соответствует возрасту формирования породы.

На восточном фланге поля покровы залегают субгоризонтально (мощность – около 200 м), здесь распространены преимущественно шошониты,

среди которых редко встречаются покровы латитов (рис. 3 б). Для валовой пробы латита (образец АПР-4/3) в возрастном $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектре (рис. 2) также выделяется плато, которое характеризуется значением 131.0 ± 1.6 млн лет, согласующимся

Таблица 2. Sr–Nd-изотопные характеристики позднемезозойских вулканических пород Нерчинской впадины

Порода	Ш	ВК-АБ	Л	ВК-АБ	Л	Ш
Индекс	АПР 2/3	АПР 2/5	Н 1/3	Н 1/4	АПР 4/3	АПР 4/4
Т, млн лет	150.8				131.0	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(измеренное)	0.70764	0.70738	0.70948	0.70749	0.70790	0.70753
±2σ	0.00003	0.00001	0.00004	0.00002	0.00001	0.00001
Rb, г/т	113	107	116	121	133	155
Sr, г/т	806	654	347	791	627	783
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr _(рассчитанное)	0.4116	0.4783	0.9813	0.4489	0.6233	0.5811
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _T	0.70676	0.70636	0.70739	0.70653	0.70657	0.70629
ε Sr(T)	34	30	44	32	34	30
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(измеренное)	0.512446	0.512453	0.512472	0.512465	0.512428	0.512473
±2σ	0.000027	0.000006	0.000012	0.000007	0.000004	0.000011
Nd, г/т	36.22	39.7	31.92	33.8	32.23	41.3
Sm, г/т	6.71	7.22	5.26	6.3	5.65	7.36
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd _(рассчитанное)	0.1129	0.1081	0.0999	0.1131	0.1060	0.1082
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _T	0.512335	0.512347	0.512374	0.512354	0.512324	0.512367
ε Nd(T)	–2.1	–1.9	–1.4	–1.8	–2.4	–1.5

в пределах ошибки со значением 128.0±1.8 млн лет, рассчитанным для линейной регрессии. Аналогично, значение возраста плато может быть принято за возраст формирования породы. Учитывая, что западный фланг отделяется от восточного субмеридиональным разломом, полученная датировка указывает на принадлежность вулканитов восточного фланга к ундинодаинской серии.

В строении Гожалкинского вулканического поля принимают участие латиты, высококальциевые андезибазальты, дациты и риодациты шадоронской серии. Они закономерно переслаиваются между собой и фрагментарно вскрываются вдоль северного обрамления поля. Мощность изученного нами фрагмента вулканической толщи не превышает 70 м.

СОСТАВЫ ПОРОД

Вулканиты Нерчинской впадины характеризуются умеренными суммарными содержаниями щелочей и диапазоном по SiO₂ от 55 до 74 мас. % (табл. 1). На графике SiO₂ – (Na₂O+K₂O) точки составов пород с содержанием SiO₂ от 55

до 63 мас. % распределены вдоль линии Ирвина-Барагара в поле пород повышенной щёлочности, составы пород с содержанием SiO₂ от 63 до 74 мас. % отвечают параметрам пород нормальной щёлочности (рис. 3 а). В целом по этим характеристикам рассматриваемые вулканиты близки к составу пород Большехинганской области. По ряду петрохимических параметров (K₂O – 2.76–4.63; K₂O/Na₂O – 0.5–1.2; TiO₂ – 0.28–1.06 мас.%) они занимают промежуточное положение между породами шошонит-латитовой и высококальциевой серий (рис. 3 б).

Геохимические характеристики вулканитов Нерчинской впадины не зависят от их возраста. Шошониты, высококальциевые андезибазальты и андезиты обеднены Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Sr, P, REE и обогащены Rb, Th, U, K, по сравнению с породами ВМО, но наиболее близки по составу к юрско-меловым базитам Восточного Забайкалья, которые распространены в близлежащих впадинах (рис. 3 в). Их редкоэлементные параметры также отвечают составам базальтоидов БХО, отличаясь от них менее ярко выраженным Nb–Ta-минимумом, повышенными содержаниями Rb,

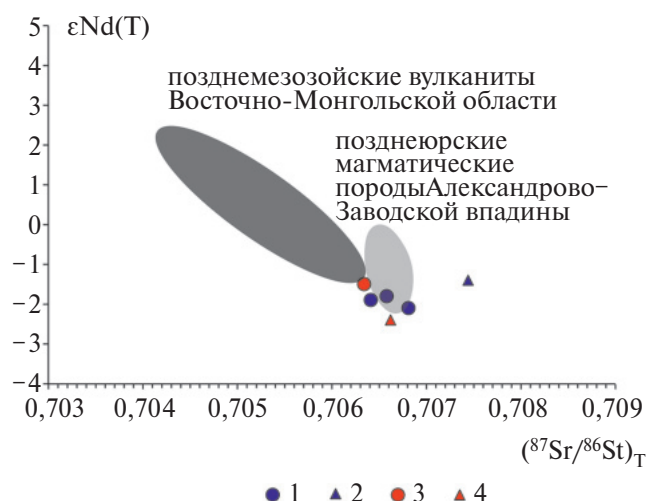


Рис. 4. Изотопный состав Sr и Nd в породах Нерчинской впадины. 1–2 – вулканы шадоронской серии (≈ 151 млн лет): 1 – SiO_2 55–57 мас. %, 2 – SiO_2 57–73 мас. %; 3–4 – вулканы ундинодаинской серии (≈ 131 млн лет): 3 – SiO_2 55–57 мас. %, 4 – SiO_2 61–62 мас. %.

Th, U, K и LREE (рис. 3 д). Силосические породы демонстрируют умеренные вариации редких элементов, их составы отвечают полям составов аналогичных пород как ВМО, так и БХО (рис. 3 г, е). По сравнению с шошонитами, высококалийными андезибазальтами и андезитами некоторые их разновидности слабо обеднены Ba, Sr, P и Ti, однако преобладают породы, в которых содержания несовместимых элементов слабо отличаются от их содержания в более основных породах.

Изотопные параметры вулканитов Нерчинской впадины приведены в таблице 2. В соответствии с диаграммой $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ – $\epsilon\text{Nd}(T)$ (рис. 4) фигуративные точки составов пород находятся на продолжении тренда составов вулканитов ВМО [11], отличаясь от них пониженными умеренно-отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$, но повышенными $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$. Эти характеристики сближают их с позднеюрскими вулканитами шошонит-латитовой серии Александрово-Заводской впадины [5]. Разновозрастные представители вулканитов шошонит-латитовой и высококалийной серий Нерчинской впадины слабо различаются между собой по изотопному составу стронция ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70629 \dots 0.70676$) и неодайма ($\epsilon\text{Nd}(T) = -2.4 \dots -1.5$). Исключение составляет позднеюрский латит, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70739$. Для него характерно повышенное Rb/Sr-отношение, что, по-видимому, указывает на наибольший вклад вещества континентальной коры, обогащенного радиогенным Sr.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геохронологические данные позволяют установить в пределах Нерчинской впадины два этапа проявления вулканических серий: позднеюрский (≈ 151 млн лет) и раннемеловой (≈ 131 млн лет). Эти этапы и разделяющая их пауза хорошо согласуются с этапностью магматической и тектонической активности в регионе. Позднеюрские магматические серии наиболее широко распространены в БХО, формирование которой связывается с процессами конвергенции [19]. Раннемеловые серии коррелируются по времени своего образования с вулканическими процессами, протекавшими как в БХО, так и ВМО [11], которые, как уже отмечалось, контролировались разными геодинамическими механизмами.

Геохимические и изотопные данные указывают на одинаковый состав разновозрастных вулканитов Нерчинской впадины, а также на их принадлежность к шошонит-латитовым сериям. Последние, как правило, формируются в обстановках активных окраин, связанных с субдукцией, индикаторами которой являются пониженные содержания гидрофобных высокозарядных элементов Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, умеренно-высокие отношения LREE/HREE, низкие умеренно-отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$, но повышенные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$. Именно такие характеристики типичны для вулканитов и, особенно, для наименее кремнекислых пород Нерчинской впадины.

Всё это свидетельствует о том, что юрско-меловые вулканиты Нерчинской впадины, выделяющиеся высокими содержаниями калия, принадлежат вулканическим породам тыловой зоны БХО и, скорее всего, были связаны с её развитием. В то же время их приуроченность к впадине северо-восточного простирания, характерной для структур ВМО, указывает на то, что растяжения коры, действовавшие в пределах рифтовой области восточной Монголии, охватывали территории, превосходившие её размеры и, в частности, повлияли на строение пограничных участков БХО.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006 (геохимические и изотопные исследования), НИР ИГМ СО РАН по теме № 122041400171-5 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Приаргунская серия. Лист М-50-III (Балей). Цифровое издание. СПб.: ФГБУ "Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского", 2015.
2. Диденко А. Н., Ефимов А. С., Нелюбов П. А., Сальников А. С., Старосельцев В. С., Шевченко Б. Ф., Горошко М. В., Гурьянов В. А., Заможняя Н. Г. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформ, профиль Сковородино-Томмот // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1583–1599.
3. Казимировский М. Э. Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 40–49.
4. Перепелов А. Б. Геохимия позднекайнозойских высококалийных вулканических серий островодужной системы Камчатки: дис. ... канд. г.-м. наук: 04.00.02. Иркутск, 1989. 394 с.
5. Сасим С. А., Дриль С. И., Травин А. В., Владимирова Т. А., Герасимов Н. С., Носкова Ю. В. Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород Акатуевской вулканоплутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 962–982.
6. Сорокин А. А., Сорокин А. П., Пономарчук В. А., Травин А. В., Мельникова О. В. Позднемезозойский вулканизм восточной части Аргунского супертеррейна (Дальний Восток): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 90–104.
7. Ступак Ф. М., Ярмолук В. В., Кудряшова Е. А. Позднемезозойский магматизм Усть-Карской впадины (Восточное Забайкалье) и его соотношения с магматизмом Большехинганского и Восточно-Монгольского вулканических поясов // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 19–33.
8. Ступак Ф. М., Кудряшова Е. А., Лебедев В. А. О юрском вулканизме и вулканах Шадоронской впадины Юго-Восточного Забайкалья // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 18–31.
9. Травин А. В., Юдин Д. С., Владимиров А. Г., Хромых С. В., Волкова Н. И., Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
10. Ярмолук В. В., Никифоров А. В., Козловский А. М., Кудряшова Е. А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60–77.
11. Ярмолук В. В., Козловский А. М., Саватенков В. М., Кудряшова Е. А., Кузнецов М. В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28. № 6. С. 563–590.
12. Fan W.-M., Guo F., Wang Y.-J., Lin G. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2003. V. 121. P. 115–135.
13. Fleck R. J., Sutter J. F., Elliot D. H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geoch. Cosm. Acta. 1977. V. 41. P. 15–32.
14. Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. № 5. P. 523–548.
15. Liu C., Zhou Z., Wang G., Wu C., Li H., Zhu Y., Liu T., Ye B. Geochronology and geochemistry of the Late Jurassic bimodal volcanic rocks from Hailisen area, central-southern Great Xing'an Range, Northeast China // Geological Journal. 2017. V. 53. P. 1–19.
16. Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. № 1. P. 63–81.
17. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Saunders A. D., Narry M. J. (eds.) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.
18. Wang F., Zhou X.-H., Zhang L.-Ch., Ying J.-F., Zhang Y.-T., Wu F.-Y., Zhu R.-X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 251. P. 179–198.
19. Yang Y. T., Guo Zh. X., Song Ch. Ch., Li X. B., He Sh. F. A short-lived but significant Mongol–Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous // Gondwana Res. 2015. V. 28. P. 1096–1116.
20. Yu Y., Xu W., Pei F., Yang D., Zhao Q. Chronology and geochemistry of Mesozoic volcanic rocks in the Linjiang area, Jilin province and their tectonic implication // Acta Geologica Sinica. 2009. V. 83. P. 245–257.

JURASSIC-CRETACEOUS HIGH-POTASSIC VOLCANISM OF THE NERCHINSK DEPRESSION IN EASTERN TRANSBAIKALIA AND ITS GEODYNAMIC NATURE

A. A. Vorontsov^{1,*}, E. N. Federyagina², S. I. Drill¹, S. A. Sasim²,
A. V. Travin³, A. E. Budyak¹

¹*Vinogradov Institute of Geochemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Irkutsk, Russian Federation*

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russian Federation*

³*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

*E-mail: voront@igc.irk.ru

The geochronological, geochemical and Sr-Nd isotopic features of Late Mesozoic volcanic rocks associated with the development of the Nerchinsk depression in Eastern Transbaikalia are presented. Its structure involves the sequences of high-potassium subalkaline volcanic rocks containing of 55 to 73 wt.% SiO₂. ⁴⁰Ar/³⁹Ar isotope dating of bulk rock samples was performed. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating results from high-K basaltic andesite gives value of 150.8±1.8 Ma and from latite is 131.0±1.6 Ma. Volcanic rocks are characterized by depletion of hydrophobic Ti, Nb and Ta, slightly negative εNd(*T*) values, but increased in εSr(*T*), that probably indicates contamination processes of primary melts by crust component. In terms of their geological and geochemical characteristics, the volcanic rocks of the Nerchinsk depression belong to the shoshonite-latite series of the rear part of the Greater Khingan volcanic region, which formed in the subduction setting of a continental active margin.

Keywords: Eastern Transbaikalia, high-K volcanic rocks, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, Late Mesozoic, incompatible elements, Sr and Nd isotopes, subduction processes

УДК 550.347

ЛИТОСФЕРА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРОТОКРАТОНА САРМАТИЯ ПО НОВЫМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2024 г. Академик РАН В. В. Адушкин¹, А. Г. Гоев^{1,*}, Ю. А. Виноградов², А. В. Шаповалов¹

Поступило 01.02.2024 г.

После доработки 20.02.2024 г.

Принято к публикации 26.02.2024 г.

Впервые на основе метода функций приёмника построены глубинные скоростные модели литосферы Хопёрского блока и Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива протократона Сарматия. Кора определена четырёхслойной структурой с наличием волновода в нижней части разреза. Впервые для Хопёрского блока Сарматии выявлено наличие и определены характеристики зоны пониженных скоростей в верхней мантии на глубинах 110–150 км, маркирующей средне литосферную неоднородность (mid-lithospheric discontinuity, MLD). Выявлено сложное, возможно градиентное, строение коро-мантийного перехода.

Ключевые слова: Сарматия, функции приёмника, поперечные волны, верхняя мантия, MLD

DOI: 10.31857/S2686739724060142

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) представляет собой массив докембрийской континентальной литосферы в восточной Европе, располагающийся между каледонскими и байкальскими складчатыми сооружениями на севере, герцинидами на востоке и альпинидами на юго-западе. Она была образована в результате последовательного столкновения трёх крупных, некогда независимых участков литосферы – Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии около 2.1–1.7 млрд лет назад [1]. В результате, в центре ВЕП была образована коллизийная зона, частично перекрытая осадочным чехлом, границы которой, при этом, хорошо прослеживаются по выявленным на территории авлакогенам. Мегаблоки различаются по возрасту, генезису и тектонической структуре.

Мегаблок Сарматия, в свою очередь, можно разделить на несколько архейских провинций, существенно различных между собой. Возраст выделенных провинций колеблется между 3.75 и 2.7 млрд лет, более древние породы залегают на юго-западе, постепенно сменяясь более молодыми в северо-восточном направлении. В период с 2.1 до 2.0 млрд лет назад произошло

столкновение архейских блоков и палеопротерозойских поясов, формирование Сарматии и доминирующих шовных зон, направленных с севера на юг. Наличие обширных сублатеральных магматических поясов позволяет предположить, что примерно 2.0 млн лет назад существовала единая Сарматия [1]. В девонское время, в результате рифтогенеза и формирования авлакогенов, в т.ч. Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, Сарматия была разделена на две части. В южной части находится Украинский щит, а в северной – Воронежский кристаллический массив (ВКМ). Детальное изучение этих структур проходит по настоящее время [2–4].

В соответствии с общепринятым делением территории Воронежского кристаллического массива в докембрии выделяется три главных тектонических элемента – мегаблоки Курской магнитной аномалии (КМА) и Хопёрский, разделённые Лосевской шовной зоной (рис. 1), представляющей собой активную континентальную окраину, надвинутую на аккреционный комплекс Воронцовского прогиба [4].

Мегаблок КМА представлен гранито-гнейсовыми блоками архейской консолидации, которые обладают специфическими округлыми формами и ограничены разломами с явно выраженными компонентами поднятий и сдвигов. Оценивая особенности внутренней структуры мегаблока КМА, можно назвать её блоково-линейной, сформировавшейся в разные

¹Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского Российской Академии наук, Москва, Россия

²Центральное отделение Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской Академии наук”, Обнинск, Калужская обл., Россия

*E-mail: goev@idg.ras.ru

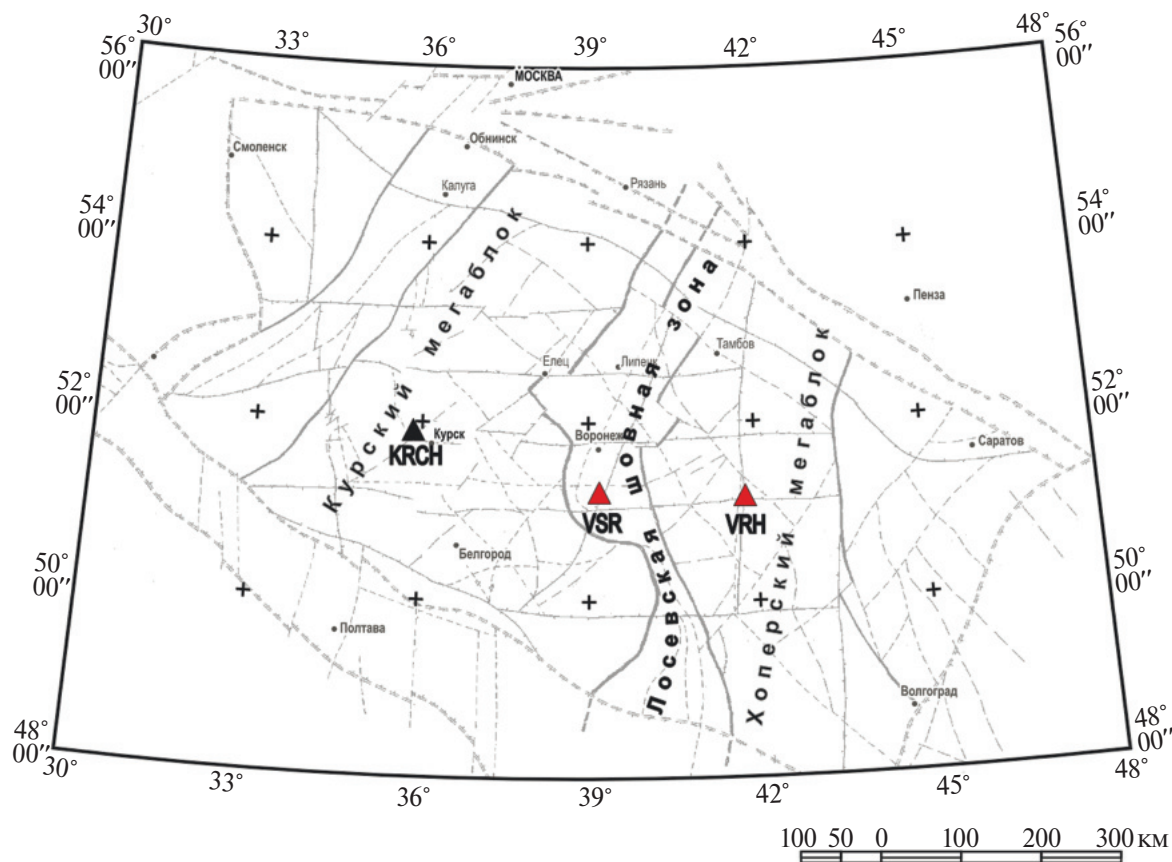


Рис. 1. Тектоническая схема эрозионного среза докембрия ВКМ [6]. Выделены основные тектонические элементы. Треугольниками показаны широкополосные сейсмические станции на территории ВКМ. Красным выделены станции, данные которых анализируются в представленной работе.

периоды времени. Блоковая природа характерна для архейских структур, линейная — для протерозойских.

Хопёрский мегаблок представлен в большей степени породами воронцовской серии, осложнёнными магматогенными образованиями. Одна из наиболее подробных схем расчленения серии принадлежит И. П. Лебедеву [5]. В результате было выделено 4 толщи, залегающие, несогласно перекрывая друг друга: 1) нижняя вулканогенно-терригенная, 2) терригенная, 3) средняя вулканогенно-терригенная и 4) верхняя вулканогенно-терригенная. Они разделяются по фациальному составу, а также по характеру вторичных изменений — степени метаморфизации пород.

Лосевская шовная зона отделяет мегаблок КМА от Хопёрского мегаблока. Чётко прослеживается надвиговая структура, осложнённая вертикальными посленадвиговыми дислокациями. Главным заполнителем шовной зоны

является лосевская серия в ассоциации с усманским интрузивным комплексом плагиогранитов и павловским гранитоидным комплексом. Метаморфизм пород Лосевской зоны зонален и повышается с востока на запад и с севера на юг от зелёных сланцев до амфиболитовых фаций. Граничными признаками Лосевской шовной зоны служат: степень метаморфизма и устойчивые ассоциативные признаки, достаточно уверенно распознаваемые в геофизических полях [4].

На территории ВКМ, начиная с октября 2017 года открыты и действуют две широкополосные сейсмические станции Единой геофизической службы РАН (ФИЦ ЕГС РАН) — “Сторожевое” (VSR) и “Новохоперск” (VRH). Сейсмические станции укомплектованы широкополосными сейсмическими датчиками СМЗ-ОС с частотным диапазоном 0.02–50 Гц, а также отечественными регистраторами Ugra. Кроме того, в 2023 году ИДГ РАН, совместно с ИФЗ РАН, была открыта новая сейсмическая станция

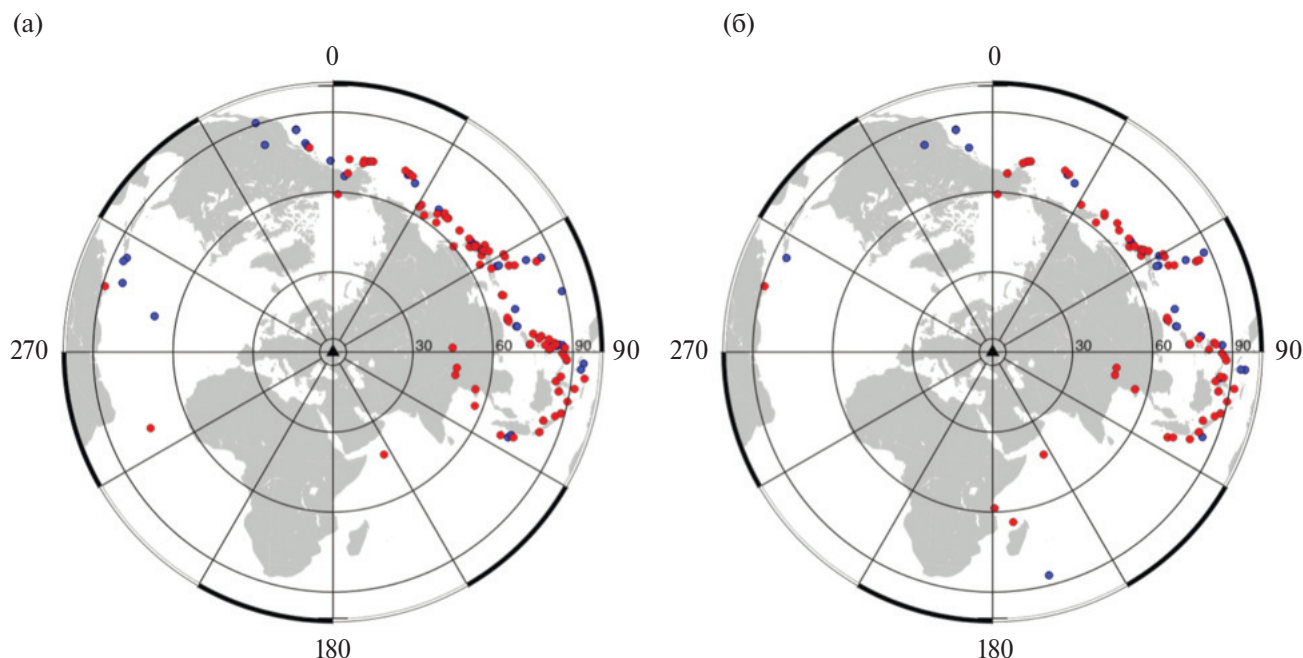


Рис. 2. Эпицентры отобранных для анализа событий по данным станции VSR (а) и VRH (б). Красными точками показаны эпицентры событий, сейсмограммы которых отобраны для расчета PRF, синими — для SRF.

“Курчатов” (KRCH), укомплектованная сейсмическим датчиком Guralp 3T с частотным диапазоном 0.008–50 Гц и регистратором RefTek 130. Как видно из рис. 1, станции покрывают все основные тектонические элементы КМА и анализ их данных позволит провести сравнение строения их литосферы. С учётом недостаточного для накопления кондиционного набора данных времени работы станции KRCH, в представленной работе были использованы только записи станций VSR и VRH с октября 2017 по декабрь 2021.

Для восстановления скоростного строения литосферы был использован метод функций приёмника (RF), основанный на анализе данных обменных волн, сформировавшихся на контрастных сейсмических границах в районах мест установки сейсмических станций [7]. Метод подразделяется по типу анализируемых обменных волн на две составляющие: одна из них основана на исследовании волн P-S (PRF), а другая — на использовании волн S-P (SRF). В процессе применения метода RF используются телесеismicкие события с магнитудой более 5.5 и находящиеся на эпицентральных расстояниях 40–100 градусов. Для дальнейшего анализа используются записи, характеризующиеся импульсной формой первой падающей волны и высоким (более 3) отношением сигнал/шум. Для получения параметров анализируемых событий (времени в очаге, глубины и координат)

использовался каталог GCMT [8, 9]. В результате, для станции VSR были отобраны 93 индивидуальные PRF и 57 индивидуальных SRF; для станции VRH — 64 PRF и 42 SRF. Эпицентры использованных событий приведены на рис. 2. Видно, что азимутальный охват для обеих станций существенно неравномерен. Эпицентры большинства событий, отобранных для обработки как PRF, так и SRF лежат в диапазоне бэказимутов от 0 до 120 градусов.

Для восстановления скоростных разрезов использовалась совместная инверсия PRF и SRF в предположении латеральной однородности и изотропности Земли непосредственно под станцией. Модель состояла из тринадцати слоёв, свободными параметрами являлись: скорости поперечных волн, отношение скоростей продольной и поперечных волн, а также мощность каждого слоя. Для стабилизации инверсии, скорости на глубине 300 км фиксировались на значениях согласно модели IASP91 [10].

Восстановление скоростных разрезов выполнено методом, описанным в работе [11]. Было сгенерировано по 100 000 случайных пробных моделей для каждой станции, которые служили начальными приближениями в процедуре оптимизации по алгоритму Левенберга-Марквардта [12]. Из совокупности полученных в результате минимизации моделей отбирались те, которые

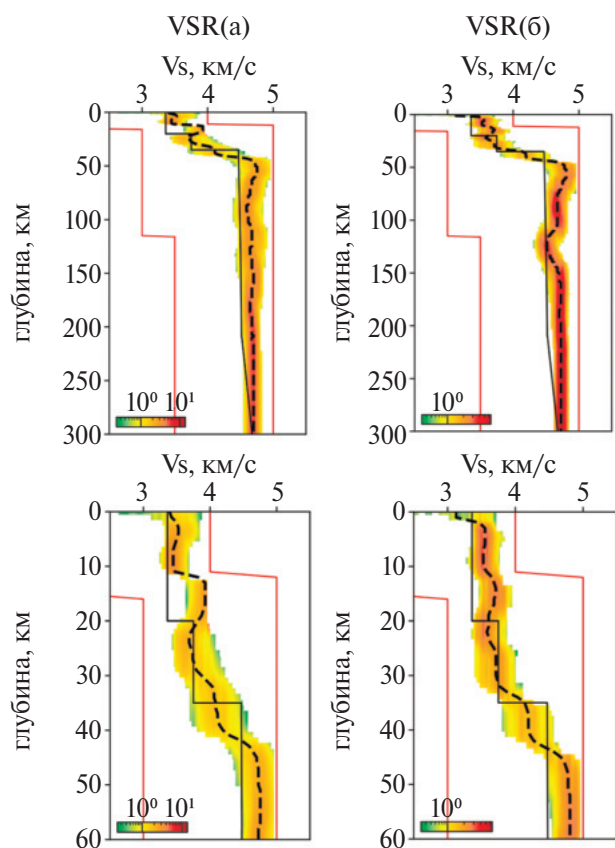


Рис. 3. Модели распределения скоростей поперечных волн с глубиной для станций VSR и VRH. Верхняя панель рисунка содержит скоростные модели литосферы, нижняя — более подробно земной коры. Цветами показаны поля сгущения индивидуальных минимизированных случайных моделей. Пунктирными линиями показаны медианные (итоговые) модели. Красные линии обозначают границы формирования случайных начальных моделей. Чёрные линии представляют референтную модель IASP91.

объясняли наблюдения с заданной точностью. Окончательная выборка составила порядка 1% от всего набора моделей. Совокупность медианных значений определяемых параметров на заданной глубине для всего диапазона глубин рассматривалась как искомый профиль.

Глубинные скоростные модели поперечных волн для ВКМ по данным станций VSR и VRH, полученные методом функций приёмника, приведены на рис. 3. Земная кора может быть представлена четырьмя слоями. Верхний слой выявляется на глубинах 0–11 км, ниже по разрезу для обеих станций наблюдается повышение скоростей в диапазоне глубин 11–20 км. Далее определяется волновод с выраженной подошвой на глубине 30 км для станции VSR и 34 для станции VRH. Коро-мантийный переход наблюдается на

глубине около 42 км по данным станции VSR и 45 км по данным станции VRH. Скоростное строение верхней мантии для двух полученных моделей существенно различается. Для станции VRH выявляется выраженный слой пониженных скоростей на глубинах около 110–150 км, который никак не проявляется в модели для станции VSR.

Выявленная в представленной работе четырёхслойная структура земной коры для исследуемого региона, в целом, подтверждается проведёнными ранее на этой территории исследованиями ГСЗ и МОБЗ [4]. Более того, в разрезе земной коры на большинстве отработанных профилей также выявляется волновод на глубинах около 20–30 км. Кроме того, как уже отмечалось выше, четырёхслойное деление земной коры находит свое отражение и в геологическом разрезе Хопёрского блока [13].

Существенно более интересным представляется выявленная особенность коро-мантийного перехода, который может быть интерпретирован двояко — как переходный слой на глубинах 39–46 км для станции VSR и 42–48 км для станции VRH, либо как единая граница на глубинах 42 и 45 км, соответственно. В рамках обработки данных проводимых ранее на ВКМ сейсмических экспериментов с использованием промышленных взрывов, а также профилях эксперимента “Астра” и профиле Купянск–Липецк, являющегося частью геотраверса Чёрное море–Воркута, показано что глубина залегания границы Мохо в рамках изучаемой территории варьируется в пределах значений 40–45 км с выделением ниже по разрезу переходной зоны кора-мантия мощностью 8–11 км [4]. С учётом результатов ранее проведённых экспериментов и на основе новых данных можно сделать вывод о сложной, возможно градиентной структуре коро-мантийного перехода в северо-восточной части протократона Сарматия.

В верхней мантии наблюдается выраженный слой пониженных скоростей поперечных волн на глубинах 110–150 км по данным станции VRH. Выявленный слой маркирует mid-lithospheric discontinuity (MLD). Этой особенности строения областей кратонов в последние десятилетия уделяется существенный интерес, т.к. он может является одним из важнейших элементов глобальной геодинамики и понимания процессов эволюции Земли [14, 15]. При этом в настоящий момент нет единого мнения как по вопросу механизма его формирования, так и физических свойства ввиду недостаточного объёма сведений

о нём. В частности, практически отсутствуют сведения о нём на ВЕП [16].

Ещё раз отметим, что MLD в наших исследованиях проявляется только в разрезе по данным станции VRH и никак не отмечается в разрезе VSR. С учётом того, что в рамках предыдущих исследований коллизионной зоны центральной части ВЕП MLD на сходных глубинах выявлялся по данным других станций (например, постоянных станций MHV и OBN) [17], можно сделать вывод о его наличии и в литосфере Сарматии. Отсутствие MLD в модели станции VSR может быть объяснено, например тем, что станция установлена в Лосевской шовной (коллизионной) зоне между блоками КМА и Хопёрским, и изучаемый слой мог быть разрушен в процессе коллизии. Также возможно, что те или иные особенности волнового поля в районе места установки станции VSR повлияли на обнаружение существующих обменных волн от границ 100 и 150 км. Для более надёжного исследования характеристик MLD в Сарматии необходимо включить в обработку данные станций VSR и VRH за 2022 и 2023 годы, а также накопить и обработать данные новой станции KRCH.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке – “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”. Работа выполнена в соответствии с темой НИР № 122040400015-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Garetsky R. G. Europe/East European Craton / In: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier. 2016. P. 1–18.
2. Семенов А. Е. Характер сейсмичности Техногенно-нагруженной лискинской сейсмически активной зоны Воронежского кристаллического массива. Российский фонд фундаментальных исследований, М., 2022. С. 118–125.
3. Долбилова Е. С. Пространственный анализ петроплотностной и петромагнитной карт Хопёрского мегаблока Воронежского кристаллического массива / Материалы ежегодной молодежной научной конференции кафедры геофизики Воронежского государственного университета. Воронеж, 2022. С. 37–39.
4. Литосфера воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Гл. ред. член-корр. РАН Н. М. Чернышов, Воронеж, 2012. 330 с.
5. Лебедев И. П., Молотков С. П., Кривцов И. И., Лосицкий В. И. Структурно-геологические особенности воронцовской серии Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского государственного университета. Серия геол. 1999. № 7. С. 25–31.
6. Окончательный отчет по теме 34-94-51/1 “Изучение особенностей геологического строения и металлогении Воронежского кристаллического массива с целью составления прогнозно-металлогенических карт м-ба 1:500 000 за 1991–1999 гг.”. Отв. исп. Лосицкий В.И., Молотков С.П. Воронеж, 1999.
7. Винник Л. П. Сейсмология приемных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С. 16–27.
8. Dziewonski A. M., Chou T. A., Woodhouse J. H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2825–2852.
9. Ekström G., Nettles M., Dziewonski A. M. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2012. V. 200–201. P. 1–9.
10. Kennett B. L. N., Engdahl E. R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int. 1991. V. 105. P. 429–465.
11. Алешин И. М. Построение решения обратной задачи по ансамблю моделей на примере инверсии приемных функций // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 63–66.
12. Press W. H., Teukolsky S. A., Vetterling W. T., Flannery B. P. Numerical Recipes 3rd Edition: The Art of Scientific Computing. New York: Cambridge University Press, 2007.
13. Трегуб А. И., Надежка Л. И., Ежова И. Т. Корреляционная модель основных границ в разрезе литосферы присводовой части Воронежской антеклизы // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2018. № 1. С. 121–126.
14. Yang H., Artemieva I. M., Thybo H. The mid-lithospheric discontinuity caused by channel flow in proto-cratonic mantle // J. of Geophys. Res. Solid Earth. 2023. V. 128. № 4. e2022JB026202.
15. Wang Z., Kusky T. The importance of a weak mid-lithospheric layer on the evolution of the cratonic lithosphere // Earth-Science Reviews. 2019. V. 190. P. 557–569. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.010>.

16. *Fu H.-Y., Li Z.-H., Chen L.* Continental mid-lithosphere discontinuity: A water collector during craton evolution // *Geophysical Research Letters*. 2022. V. 49. e2022GL101569. <https://doi.org/10.1029/2022GL101569>
17. *Гоев А. Г., Санина И. А., Константиновская Н. Л.* Особенности глубинного скоростного строения коллизионной зоны центральной части ВЕП по данным станций “Михнево” и “Обнинск” // *Динамические процессы в геосферах*. 2021. № 13. С. 81–89.

LITHOSPHERIC STRUCTURE OF THE SARMATIA NORTH-EASTERN PART BASED ON NEW SEISMOLOGICAL DATA

Academician of the RAS **V. V. Adushkin¹, A. G. Goev^{1,*}, Yu. A. Vinogradov², A. V. Shapovalov¹**

¹*Sadovskiy Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Obninsk, Russian Federation*

**E-mail: goev@idg.ras.ru*

For the first time, based on the receiver function technique, lithospheric velocity models of the Khoper block and the Losevskaya suture zone was obtained. Mentioned structures belongs to the Voronezh crystalline massif of the Sarmatia protocraton. The crust is defined by a four-layer structure with the presence of a waveguide in the lower crust. For the Khoper block of Sarmatia, the presence and characteristics of low velocity zone in the upper mantle at depths of 110–150 km, marking mid-lithospheric discontinuity (MLD), have been identified and determined. A complex, possibly gradient, structure of the crust-mantle transition has been revealed.

Keywords: Sarmatia, receiver function, shear waves, upper mantle, MLD

УДК 532.685: 532.71: 551.34

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КИНЕТИКИ ДИССОЦИИИ ГИДРАТА МЕТАНА В МЁРЗЛЫХ ПОРОДАХ ПРИ СНИЖЕНИИ ВНЕШНЕГО ДАВЛЕНИЯ

© 2024 г. М. М. Рамазанов^{1,2}, Н. С. Булгакова^{1,3}, академик РАН Л. И. Лобковский^{4,5},
Е. М. Чувиллин^{5,6}, Д. А. Давлетшина^{2,5,6}, Н. Е. Шахова^{2,5,7}

Поступило 04.12.2023 г.

После доработки 16.02.2024 г.

Принято к публикации 20.02.2024 г.

Приводятся результаты математического и экспериментального моделирования диссоциации порового гидрата метана в льдо- и газосодержащих породах при снижении внешнего давления ниже равновесного. Описываемая модель диссоциации порового газогидрата при отрицательных температурах наряду с экспериментом позволяет рассчитать кинетику данного процесса. Проведён сравнительный анализ результатов. Предлагаемая математическая модель, подтверждает ранее полученную экспериментальным путём закономерность уменьшения гидратонасыщенности мёрзлой грунтовой среды в виде $S_h \sim A\tau^{-n}$. Выполненные эксперименты позволили вычислить значения коэффициентов A и n , а математическое моделирование показывает, как эти коэффициенты зависят от параметров задачи. Рассчитанные теоретически свойства коэффициента полностью подтверждают экспериментальные данные. На основе экспериментального и математического моделирования рассмотрены основные факторы, определяющие самоконсервацию поровых гидратов метана в мёрзлых породах.

Ключевые слова: вечная мерзлота, гидрат метана, пористые среды, диссоциация, самоконсервация, математическое моделирование, экспериментальное моделирование

DOI: 10.31857/S2686739724060152

ВВЕДЕНИЕ

На сегодняшний день газовые гидраты, с одной стороны, представляют собой перспективный альтернативный источник углеводородов, а с другой — являются источником опасностей, связанных с рисками техногенного и экологического характера. Известно, что возможность существования газогидратных залежей в областях

распространения многолетнемерзлых пород объясняется возникновением необходимых условий для их образования и наличием значительных по объёму газовых скоплений. Возникновение таких благоприятных условий в толщах мёрзлых пород связано с длиннопериодными колебаниями температуры на поверхности Земли и длительным охлаждением пород литосферы. Газовые скопления, существующие в верхних горизонтах литосферы в таких условиях, могут попадать в зону стабильности газогидратов (ЗСГ), что приводит к переходу части газа в залежи в газогидратное состояние [1–3].

Благоприятные условия для формирования газовых гидратов в породах криолитозоны могут создаваться и барическим фактором, связанным с формированием ледникового покрова на поверхности мерзлоты или с трансгрессиями арктический морей [4]. Кроме того, это может быть связано при промерзании газосодержащих пород с криогенным концентрированием газовых флюидов и их накопление в горизонтах с хорошими коллекторскими свойствами и возникновение

¹Институт проблем геотермии и возобновляемой энергетики — филиал Объединённого института высоких температур Российской Академии наук, Махачкала, Россия

²Институт динамики геосфер им. Садовского Российской Академии наук, Москва, Россия

³Дагестанский государственный университет народного хозяйства, Махачкала, Россия

⁴Институт океанологии им. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

⁵Научный факультет Томского государственного университета, Томск, Россия

⁶Центр нефтяной науки и инжиниринга Сколковского института науки и технологий (Скол-тех), Инновационный центр “Сколково”, Москва, Россия

⁷Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия

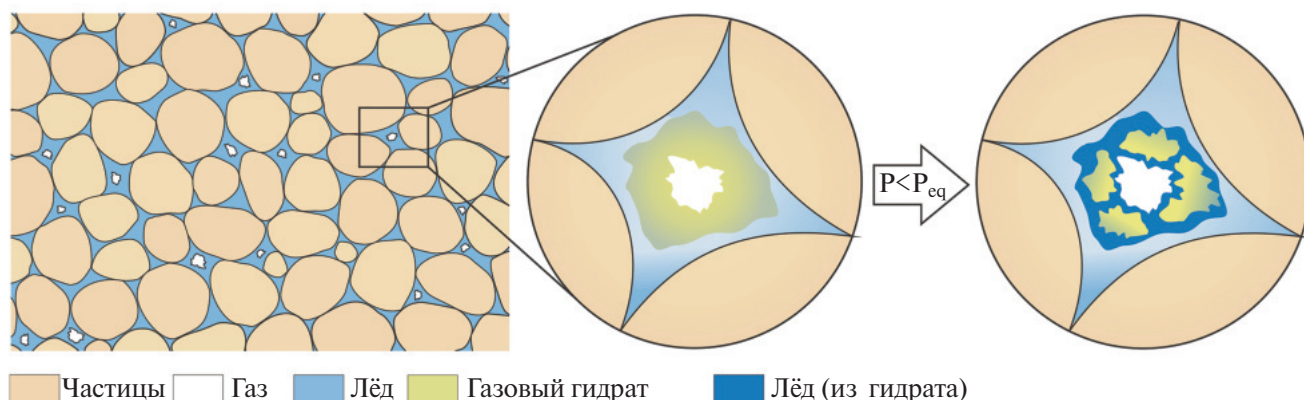


Рис. 1. Схематическая модель порового пространства мёрзлого газогидратонасыщенного песчаного грунта в равновесных и неравновесных условиях.

при этом избыточного давления необходимо для трансформации газа в газовые гидраты [3, 5, 6].

В областях распространения многолетне-мёрзлых пород газовые гидраты могут находиться как под мерзлотой (наиболее исследованные на сегодняшний день), так и внутри мерзлоты при отрицательных температурах, фактические данные о присутствии которых носят в основном косвенный характер. Помимо этого, имеются данные о возможности существования метастабильных газогидратов в толщах мёрзлых пород выше современной кровли зоны стабильности газовых гидратов на глубинах до 150–200 м. Их возникновение связано с палео-ЗСГ, а их сохранность на сегодняшний день обусловлена геологическим проявлением эффекта самоконсервации газогидратов в мёрзлых породах [7, 8]. Именно метастабильные газовые гидраты крайне чувствительны к различным внешним воздействиям, что делает эти образования источником геологического риска при освоении и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений в арктическом регионе.

В этой связи исследователи в последние десятилетия уделяют большое внимание экспериментальному изучению процессов разложения газовых гидратов в поровом пространстве газонасыщенных льдосодержащих пород [6, 9–11]. При этом анализ литературных данных показал, что на сегодняшний день работ, посвящённых теоретическому изучению процессов диссоциации и самоконсервации газовых гидратов в поровом пространстве в области отрицательных температур, довольно мало [12–18].

Несмотря на наличие экспериментальных и теоретических работ, посвящённых изучению

разложения поровых гидратных образований, объединение двух областей исследования и одновременного применения экспериментального и математического моделирования для изучения кинетики и самоконсервации газогидратов в мёрзлых породах представляется весьма актуальным.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Постановка задачи. Предполагается, что горизонтальный пласт мёрзлой дисперсной породы толщины l содержит в поровом пространстве лёд, газ и газогидраты, находящиеся первоначально в термодинамическом равновесии при заданной отрицательной по Цельсию температуре T_0 и соответствующем равновесном давлении $p_0 = p_0(T_0)$ (рис. 1). В некоторый момент времени давление над пластом падает ниже точки трёхфазного равновесия до значения $p^0 < p_0$ и газогидрат начинает разлагаться. При этом часть поровых включений газогидрата может полностью разложиться, а другая часть подвергнется лишь частичной диссоциации в той или иной степени перейдя в метастабильное состояние за счёт образования корки льда в результате проявления эффекта самосохранения. Останутся ли и будут очень медленно диссоциировать эти газогидратные включения будет зависеть от способности ледяной корки выдерживать воздействие перепада давления $p_0 - p^0$ на первой существенно нестационарной стадии [18]. Таким образом, чем больше снижение внешнего давления, тем следует ожидать меньшую сохранность газогидратных включений во времени за счёт эффекта самоконсервации. Возникает необходимость оценить кинетику этого процесса на второй квазистационарной стадии теоретическим

и экспериментальными методами и провести их сравнительный анализ.

В дальнейшем для наглядности будем учитывать модельную структуру газогидрата в простейшем виде. А именно считаем, что поровые газогидратные включения можно представить в виде совокупности гранул сферической формы (рис. 2) и см. [13, 18].

Первый внешний слой гранулы состоит из слабопроницаемой корки льда, толщина которой в процессе разложения увеличивается вглубь гранулы; второй слой — это тонкий слой газа, толщина которого не учитывается. Предполагается, что давление газа в этом слое равно давлению равновесия газогидрата при данной температуре p_0 ; третий слой — это, собственно, не разложившийся газогидрат (ядро гранулы газогидрата). В процессе разложения гранулы, радиус её ядра уменьшается, т.е. к центру ядра движется фронт фазового перехода. При этом высвободившийся газ за счёт перепада давления $p_0 - p$ фильтруется через поры и микротрещины слоя льда в пористую среду, насыщенную льдом, газом и газогидратом, и в силу градиента давления в этой среде разгружается через верхнюю границу пласта рис. 1.

Следует подчеркнуть, что возможны и разновидности схемы на рис. 2. А именно, слой 2 может отсутствовать, и свободный газ заполняет микропоры и микротрещины в слое 1 [13]. Возможен так же случай, когда нет связных микро- и мезопор и трещин, и газ переходит из гидратной фазы в свободную фазу путём диффузии газа через лёд. Отметим сразу, что полученное ниже решение пригодно во всех случаях и третий случай отличается лишь выражением коэффициента a_2 в формуле (11). В этом случае в коэффициенте a_2 необходимо сделать замену выражения $k_2 \bar{p} / \mu$ на коэффициент диффузии газа во льду D .

Наконец, в модели совокупность всех гранул в единице объёма среды рассматривается как одна эффективная гранула, где слой ледяной корки равен эффективной сумме слоёв ледяной корки отдельных гранул, радиус ядра эффективной гранулы равен эффективной сумме радиусов всех микрогранул и т.д.

Математическая модель. Направим ось x вниз и выберем систему координат так, как показано на рис. 1. Уравнения, описывающие процесс деградации газогидратов в рамках рассматриваемой постановки задачи можно записать в виде:

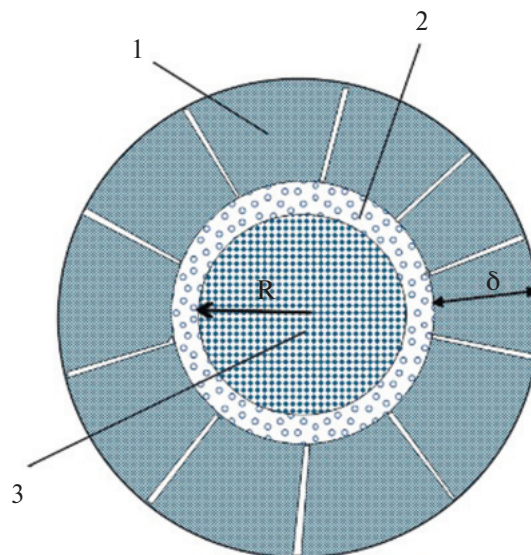


Рис. 2. Трёхслойная схема диссоциации гранулы газового гидрата: (1) — корка льда толщиной δ ; (2) — тонкий слой метана, образовавшийся при разложении газогидрата; (3) — неразложившийся гидрат метана, термодинамические условия которого соответствуют стационарному состоянию.

$$v = -\frac{k_1}{\mu} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (1)$$

$$\phi_g \frac{\partial \rho_g}{\partial t} + \rho_g \frac{\partial \phi_g}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\rho_g v) = \frac{k_2 \rho_g}{\mu} \frac{q(p_0, p^0, p_\infty, p)}{\delta^2(t)},$$

$$\delta(t) = R(0) - R(t) = \sqrt{\gamma t} \quad (2)$$

$$\rho_g = \frac{p}{R_g T_0} \quad (3)$$

Здесь: v — скорость фильтрации газа; t — время; ϕ_g — доля пор пласта занятая газом; k_1, k_2 — эффективные проницаемости пласта в целом и корки льда в гранулах газогидрата; ρ_g — плотность газа; p — давление газа; T_0 — заданная температура газа; R_g — удельная газовая постоянная метана; μ — вязкость газа; $\delta(t)$ — толщина корки льда в эффективной грануле газогидрата; $R(0), R(t)$ — внешний и внутренний радиусы корки льда; γ — эффективный коэффициент характеризующий скорость движения фронта фазового перехода вглубь ядра гранулы газогидрата; $q(p_0, p^0, p_\infty, p)$ — функция определяющая зависимость интенсивности разложения газогидрата от давления; $p_\infty(t)$ — давление на нижней границе пласта, определяемое из решения задачи.

В системе (1)–(3) первое уравнение есть закон Дарси для фильтрации газа в пласте, второе – уравнение баланса массы газа, третье – уравнение состояния газа. Отметим, что последнее слабое в уравнении (2) – есть источник газа, связанный с разложением газогидрата в гранулах.

Далее условие на нижней границе пласта заменяется условием на бесконечности, что позволит найти аналитическое решение задачи и не приведёт ни к качественным, ни к количественным искажениям результатов.

Перепишем (1)–(3) вместе с граничными и начальными условиями в виде:

$$\phi \frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{k_1 p}{\mu} \frac{\partial p}{\partial x} \right) + \frac{k_2 p}{\mu \gamma} \frac{q(p_0, p^0, p_\infty, p)}{t},$$

$$\phi = \phi_g + p \frac{\partial \phi_g}{\partial p} \quad (4)$$

$$p(0, t) = p^0, \quad \frac{\partial p}{\partial x}(\infty, t) = 0 \quad (5)$$

$$p(x, 0) = p_0 \quad (6)$$

В дальнейшем в (4) ϕ будем относить к некоторому среднему давлению, и считать постоянной величиной.

Определим функцию $q(p_0, p^0, p_\infty, p)$. В задаче (4)–(6) в результате деградации газогидрата давление в произвольной конечной точке должно стремиться к внешнему давлению p^0 , поэтому полагаем, что

$$q(p_0, p^0, p_\infty, p) \rightarrow 0, \quad \text{при } p \rightarrow p^0 \quad (7)$$

На бесконечности же должно выполняться условие

$$q(p_0, p^0, p_\infty, p) \rightarrow p_0 - p_\infty, \quad \text{при } p \rightarrow p_\infty \quad (8)$$

Простейшую функцию, удовлетворяющую условиям (7)–(8) можно записать в виде:

$$q(p_0, p^0, p_\infty, p) = \frac{p_0 - p_\infty}{p_\infty - p^0} (p - p^0) \quad (9)$$

Введём масштабы:

$$[t] = t_0, \quad [x] = l, \quad [p] = p^0 \quad (10)$$

Обозначая безразмерное давление буквой σ , имеем:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{k_1 p^0 t_0}{\phi \mu l^2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right) + \frac{k_2 p^0 \sigma}{\phi \mu \gamma} \frac{\sigma_0 - \sigma_\infty}{\sigma_\infty - 1} \frac{\sigma - 1}{t},$$

$$\sigma = \frac{p}{p^0}, \quad \sigma_0 = \frac{p_0}{p^0}, \quad \sigma_\infty = \frac{p_\infty}{p^0}$$

Линеаризуя это уравнение с использованием некоторого среднего давления $\bar{p}$, получим:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{k_1 \bar{p} t_0}{\phi \mu l^2} \frac{\partial^2 \sigma}{\partial x^2} + \frac{k_2 \bar{p}}{\phi \mu \gamma} \frac{\sigma_0 - \sigma_\infty}{\sigma_\infty - 1} \frac{\sigma - 1}{t}$$

Или вместе с граничными условиями

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = a_1 \frac{\partial^2 \sigma}{\partial x^2} + a_2 \frac{\sigma_0 - \sigma_\infty}{\sigma_\infty - 1} \frac{\sigma - 1}{t},$$

$$\sigma(0, t) = 1, \quad \frac{\partial \sigma}{\partial x}(\infty, t) = 0$$

$$a_1 = \frac{k_1 \bar{p} t_0}{\phi \mu l^2}, \quad a_2 = \frac{k_2 \bar{p}}{\gamma \mu \phi} \quad (11)$$

$$\sigma = \frac{p}{p^0}, \quad \sigma_0 = \frac{p_0}{p^0}, \quad \sigma_\infty = \frac{p_\infty}{p^0} \quad (12)$$

Как уже отмечалось во введении, в случае отсутствия в корке льда связанных микро- и мезопор и трещин, и газ переходит из гидратной фазы в свободную фазу путём диффузии газа через лёд, в (11) коэффициент a_2 запишется как $a_2 = D / (\gamma \phi)$, где D коэффициент диффузии газа через лёд.

Найдём, безразмерное давление на бесконечности $\sigma_\infty(t)$, которое, в силу второго уравнения (5), зависит только от времени. В этом случае из (11) имеем уравнение

$$\frac{d\sigma_\infty}{dt} = a_2 \frac{\sigma_0 - \sigma_\infty}{t}$$

Интегрируя это уравнение, имеем

$$\sigma_\infty(t) = \sigma_0 - C_0 t^{-a_2} \quad (13)$$

Здесь постоянная C_0 связана с начальной гидратонасыщенностью пласта.

Осталось найти безразмерное давление σ , которое удовлетворяет задаче (11).

Будем искать решение этой задачи в виде

$$\sigma = 1 + \left(\sigma_0 - 1 - C_0 t^{-a_2} \right) f(\xi), \quad \xi = \frac{x}{\sqrt{t}} \quad (14)$$

Где $f(\xi)$ – искомая функция.

Подставляя (14) в (11), получим

$$-\frac{\xi}{2} \frac{df}{d\xi} = a_1 \frac{d^2 f}{d\xi^2}$$

$$f(0) = 0, \quad f(\infty) = 1 \quad (15)$$

Решение (15) имеет вид

$$f = \operatorname{erf}\left(\frac{\xi}{\sqrt{2a_1}}\right) \quad (16)$$

Таким образом, получили следующее распределение безразмерного давления в газе

$$\sigma = 1 + (\sigma_0 - 1 - C_0 t^{-a_2}) \operatorname{erf}\left(\frac{\xi}{\sqrt{2a_1}}\right), \quad \xi = \frac{x}{\sqrt{t}} \quad (17)$$

Скорость изменения остаточной гидратонасыщенности запишется в виде

$$\begin{aligned} \frac{R_g T_0 (1 - \gamma_i) \rho_h}{p^0} \frac{\partial S_h}{\partial t} &= -a_2 \frac{\sigma_0 - \sigma_\infty}{\sigma_\infty - 1} \frac{\sigma - 1}{t} = \\ &= -a_2 C_0 t^{-a_2 - 1} \operatorname{erf}\left(\frac{\xi}{\sqrt{2a_1}}\right) \end{aligned} \quad (18)$$

Здесь S_h — остаточная гидратонасыщенность, ρ_h — плотность газогидрата; γ_i — массовая доля воды (льда) в газогидрате; $(1 - \gamma_i)$ — массовая доля газа в газогидрате.

Формула (18) означает, что интенсивность источника свободного газа в (11) определяется скоростью уменьшения массы газа в гидратном состоянии.

Интегрируя (18) в первом приближении получим

$$S_h = \frac{p^0}{R_g T_0 (1 - \gamma_i) \rho_h} C_0 t^{-a_2} \operatorname{erf}\left(\frac{\xi}{\sqrt{2a_1}}\right), \quad \xi = \frac{x}{\sqrt{t}} \quad (19)$$

Равенство (19) даёт смешанную кинетику. При этом за собственную кинетику газогидрата отвечает коэффициент a_2 , а за влияние на кинетику фильтрации газа коэффициент a_1 .

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Для экспериментального моделирования кинетики диссоциации включений гидрата метана в мёрзлых породах при снижении внешнего давления использовалась специальная установка, позволяющая проводить искусственное гидратонасыщение грунтовых сред при заданных термобарических условиях в широком диапазоне температур и давлений. В качестве объекта исследования использовался песок, отобранный из газопроявляющих горизонтов мёрзлых пород на севере Западной Сибири. В грунте преобладала песчаная фракция 0.25–0.1 мм (около 95.6%), доля пылевой фракции (0.05–0.001 мм)

составляла около 3.7%, содержание частиц менее 0.001 мм не превышало 0.7%. Преобладающим минералом был кварц. Песок характеризовался низкой степенью засоленности (не более 0.05%).

Экспериментальная установка. Установка (производство Top Industrie, Франция) представляла собой барокамеру объёмом 570 см³ (внутренний диаметр 70 мм, высота 150 мм) с рабочим давлением до 15 МПа. Установка была оснащена жидкостным криостатом (JULABO, Германия), что даёт возможность задавать рабочую температуру от –20°C до +40°C. Температура в барокамере поддерживалась с точностью 0.1°C, а давление в барокамере фиксировалось с точностью 0.1 МПа [19]. Барокамера представляла собой герметичный стальной цилиндр, оснащённый термоизоляционным кожухом с подводными трубками для подачи охлаждающей жидкости. Внутри барокамеры помещается грунтовый образец диаметром 4.6 см и высотой ≈ 10 см в пластиковом контейнере. В крышку барокамеры вмонтированы два датчика температуры длиной 40 и 60 мм и диаметром 1 мм, а также фитинги для подвода и измерения давления газа.

Методика экспериментальных исследований. Методика получения гидратонасыщенной среды включала подготовку образца грунта заданной влажности, помещение его в кернодержатель барокамеры, замораживание до –6...–8°C, подача метана до давления выше равновесного для гидратообразования (6–8 МПа), насыщение мёрзлого образца гидратом метана в течение нескольких суток при фиксированной отрицательной температуре. Для увеличения гидратосодержания в образцах использовались дополнительные циклы замораживания-оттаивания (от –6...–8°C до +2°C). При таянии льда процесс образования гидратов в поровом пространстве усиливался, благодаря созданию дополнительных газо-водных контактов [19]. После завершения гидратонакопления замороженный гидратонасыщенный образец переводился при фиксированной отрицательной температуре (около –6°C) в неравновесные условия. Для этого давление в барокамере с образцом снижалось до 0.1 МПа [6, 11, 19].

В результате анализа изменения термобарических условий в барокамере в ходе экспериментов определялись параметры фазовых переходов и характеристики гидратосодержания в грунтовых образцах. Для оценки кинетики диссоциации порового гидрата с использованием PVT-метода [6, 11, 19] на каждый момент времени находились параметры гидратонасыщенности (S_h) и

коэффициент гидратности (доля поровой влаги, перешедшей в гидрат, K_h).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Результаты проведенных экспериментов показали, что при снижении давления ниже равновесного в мёрзлых гидратосодержащих грунтах наблюдается эффект самоконсервации гидрата метана, который выражается в замедлении или затухании темпов диссоциации порового газогидрата. При этом эффективность самоконсервации будет зависеть от ряда факторов: величины газового давления и температуры, дисперсности, начальной влажности (льдистости). В ходе экспериментов было выявлено, что снижению интенсивности диссоциации поровых гидратов в мерзлых породах при снижении давления ниже равновесного в диапазоне температур от -3° до -9° способствует песчаный состав коллекторов, повышение газового давления и содержания льда в поровом пространстве, а также уменьшение засоленности [6, 11].

Кроме того, в работе [6] была установлена возможность длительной сохранности гидратов метана в метастабильном состоянии, характерная для низкотемпературных ($-4...-5^\circ$ и ниже) песчаных и супесчаных горизонтов с низкой засоленностью и высокой льдонасыщенностью (рис. 3).

На основе аппроксимации экспериментальных данных в работе [6] (рис. 3) была предложена аналитическая зависимость остаточной гидратонасыщенности от времени в виде:

$$S_h = At^{-n}, \quad n = 0.15 - 0.17, \quad A = \text{const} \quad (20)$$

где τ — время жизни самосохраняющегося порового газогидрата; n — константа в пределах 0.15–0.17; A относится к исходному содержанию порового гидрата.

Уравнение (20) может быть использовано для прогнозирования изменений гидратонасыщенности мёрзлых грунтов в случае самосохранения поровых гидратов. Согласно прогностической кривой, остаточное содержание гидратов за время порядка нескольких десятков тысяч лет может быть на уровне нескольких процентов, что подтверждает возможность длительного (тысячи лет) существования реликтовых газогидратных в толщах мёрзлых пород севера Западной Сибири.

Экспериментальные данные, представленные в работе Е. Чувилина с соавторами [11],

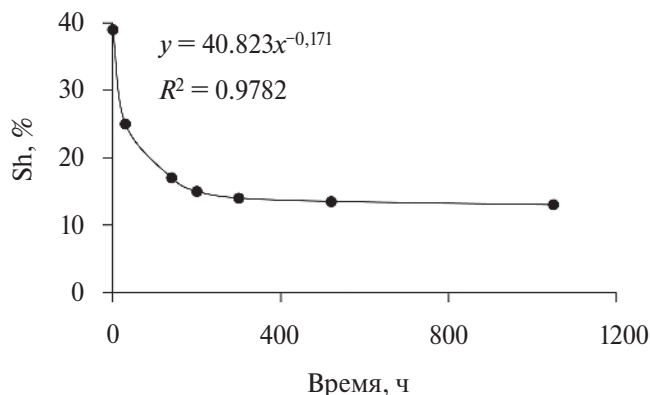


Рис. 3. Изменение во времени гидратонасыщенности (S_h) мёрзлого песка при -6°C при снижении газового давления от равновесного до 0.1 МПа.

полученные по результатам физического моделирования процессов диссоциации и самоконсервации поровых гидратов метана в мёрзлых песчаных образцах, отобранных из газопроявляющих горизонтов криолитозоны, позволили выделить основные характеристики геологической среды, влияющие на интенсивность проявления самоконсервации (таблица 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ.

Сравним результаты, полученные на основе предложенной математической модели, которые следуют из (19), с результатами формулы (20) и таблицы 1, полученными на основе экспериментальных исследований. Из формулы (19), исключая переменную ξ , совместно с коэффициентами a_1, a_2 из формул (11), где среднее давление определено как $\bar{p} = (p_0 + p^0) / 2$, получим:

$$S_h = \frac{p^0}{R_g T_0 (1 - \gamma_i) \rho_h} C_0 t^{-a_2} \operatorname{erf} \left(\frac{x}{\sqrt{2a_1 t}} \right) \quad (21)$$

$$a_1 = \frac{k_1 \bar{p} t_0}{\mu \phi l^2}, \quad a_2 = \frac{k_2 \bar{p}}{\gamma \mu \phi}, \quad \bar{p} = \frac{p_0 + p^0}{2} \quad (22)$$

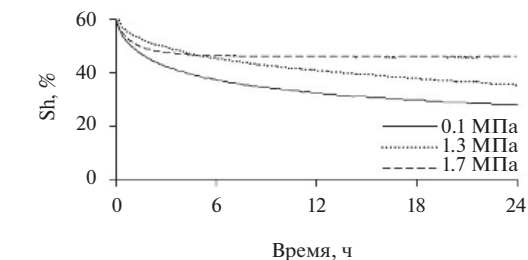
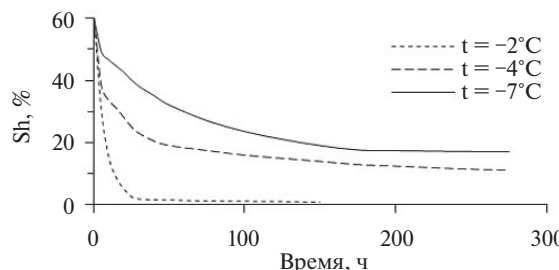
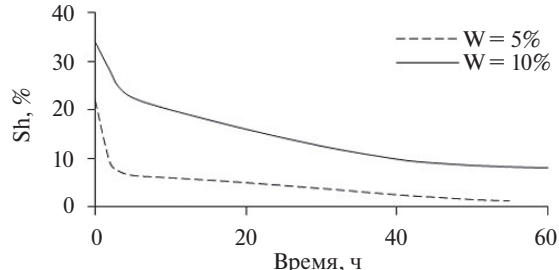
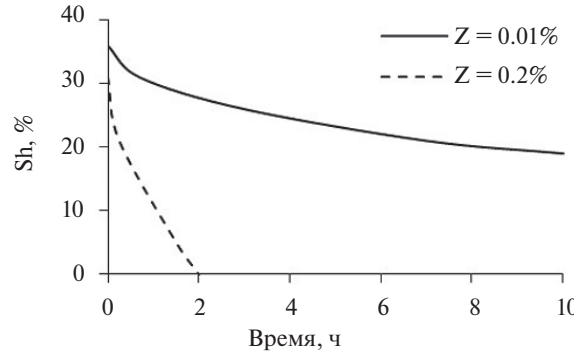
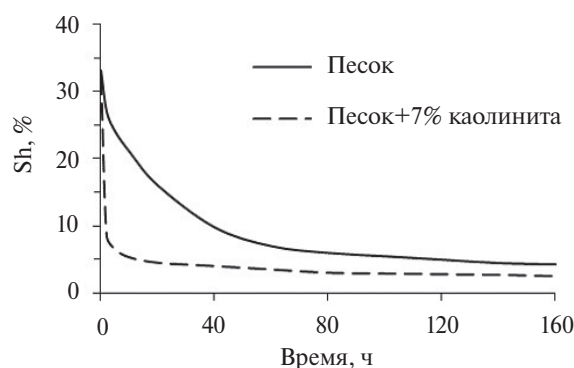
Эти формулы позволяют определить локальную кинетику разложения газогидрата. Вдали от границы разгрузки пласта имеем

$$S_h = \frac{p^0}{R_g T_0 (1 - \gamma_i) \rho_h} C_0 t^{-a_2}$$

Вблизи границы разгрузки получим выражение

$$S_h \approx \frac{p^0}{R_g T_0 (1 - \gamma_i) \rho_h \sqrt{2a_1}} C_0 x t^{-a_2 - 1/2}$$

Таблица 1. Основные факторы, определяющие самоконсервацию поровых гидратов метана в мёрзлых породах*

Фактор	Влияние	Кинетика диссоциации гидрата метана в поровом пространстве мёрзлых образцов после сброса давления
Газовое давление	Повышение внешнего давления p^0 увеличивает сохранность порового гидрата	
Температура	Понижение величины отрицательной температуры снижает интенсивность диссоциации порового гидрата	
Начальная влажность (льдистость)	Увеличение начальной льдистости снижает интенсивность диссоциации порового гидрата	
Засоленность	Повышение ионов солей снижает устойчивость порового гидрата	
Глинистые частицы	Увеличение содержания глинистой компоненты снижает сохранность порового гидрата	

Примечание: * Рисунки приведены в соответствии с [11].

Отсюда следует, что вблизи границы разгрузки гидрат разлагается быстрее.

Усредняя (21) по большому отрезку (толщине пласта), получим

$$S_h = \frac{p^0}{R_g T_0 (\gamma_i - 1) \rho_h} C_0 t^{-a_2} \quad (23)$$

Сравнивая (23) и (20), получим

$$n = a_2 \quad (24)$$

$$A = \frac{p^0}{R_g T_0 (1 - \gamma_i) \rho_h} C_0 \quad (25)$$

Здесь C_0 — постоянная величина, характеризующая начальный объём газа в пласте или образце.

Формулы (24), (25) и (22) показывают, как зависит показатель степенного закона разложения газогидрата (20) и коэффициент этого закона от параметров задачи. Таким образом, рассматриваемая модель даёт степенной закон (23), как и эксперимент (20) с показателем степени (24) и коэффициентом (25).

Далее рассмотрим свойства, полученные из экспериментов (таблица 1), опираясь на равенства (21)–(25):

Льдистость. Увеличение льдистости в данной модели означает уменьшение проницаемости k_1 , т.е. уменьшение a_1 . Как видно из (21)–(22) с уменьшением a_1 , величина остаточной гидратонасыщенности S_h в произвольной точке x растёт. Это следует так же из общих физических соображение, поскольку плохой отвод газа из пласта приводит к увеличению давления в нём и соответственно к замедлению разложения газогидрата.

Температура. Как известно, с уменьшением температуры уменьшается равновесное давление p_0 , а вместе с ним и $\bar{p}$ (22) и, соответственно, уменьшается параметр $a_2 = n$, это значит, что показательная функция t^{-a_2} увеличивается. Кроме того, с уменьшением температуры растёт и коэффициент в законе (23). Поэтому согласно (23) с уменьшением температуры S_h возрастает.

Давление. Согласно (25) с ростом внешнего давления p^0 параметр A растёт, а вместе с ним, согласно (23), растёт и остаточная гидратонасыщенность.

Солёность. В модели солёность не рассматривается, однако если учесть, что исходное равновесное давление p_0 растёт с ростом солёности, а вместе с ним растёт и a_2 (22), то получается, что

остаточная гидратонасыщенность уменьшается с ростом солёности.

Таким образом, при выбранных параметрах имеем не только качественное, но хорошее количественное согласие с экспериментом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты математического моделирования диссоциации порового гидрата метана в мёрзлых породах по предложенной авторами модели позволяют описать кинетику замедления разложения порового гидрата при снижении равновесного давления, связанную с проявлением эффекта самоконсервации, которая ранее была выявлена в ходе экспериментальных исследований. По данным математического и физического моделирования скорость снижения остаточной гидратонасыщенности мёрзлых пород в условиях метастабильности порового гидрата носит степенной характер, что указывает на возможность длительной сохранности гидратов в поровом пространстве мёрзлых пород при давлениях ниже равновесного.

Использование математического моделирования позволило предложить более общий (по сравнению со степенным) закон кинетики разложения порового газогидрата, который учитывает фильтрацию газа в пласте, а также его разгрузку через верхнюю границу. Кроме того, на основе математического исследования была установлена явная зависимость коэффициента степенного закона A и его показателя степени n от параметров задачи a_1 , a_2 , определяемых свойствами пласта, газогидрата и покрывающей газогидрат пленки льда. При этом полученные зависимости по кинетике диссоциации порового гидрата в мёрзлых породах не только подтверждают влияние факторов природной среды, полученных экспериментальным путем, но и позволяют объяснить их.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (гранты 22-67-00025, 21-77-10074, 22-17-00112). Авторы выражают благодарность Министерству науки и высшего образования Российской Федерации за поддержку в рамках проекта “Приоритет-2030”, оказанную Томскому государственному университету.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Истомин В. А., Якушев В. С. Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. 235 с.

2. Романовский Н. Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Издательство Московского университета. 1993. 336 с.
3. Chuvilin E. M., Yakushev V. S., Perlova E. V. Gas and possible gas hydrates in the permafrost of Bovanenkov gas field, Yamal Peninsula, West Siberia // *Polarforschung*. 2000. 68. P. 215–219.
4. Трофимук А. А., Макогон Ю. Ф., Якушев В. С. Влияние динамики зон гидратообразования на температурный режим горных пород в области распространения криолитозоны // *Геология и геофизика (Советская геология и геофизика)*. 1986. 27(11). С. 3–10.
5. Якушев В. С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ, 2009. 192 с.
6. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and Self-Preservation of Gas Hydrates in Permafrost // *Geosciences*. 2018. 8(12). P. 431:1–431:12.
7. Ершов Е. Д., Лебедеко Ю. П., Чувилин Е. М., Истомин В. А., Якушев В. С. Особенности существования газовых гидратов в криолитозоне // *Доклады Академии наук*. 1991. 321(4). С. 788–791.
8. Якушев В. С., Перлова Е. В., Махонина Н. А., Чувилин Е. М., Козлова Е. В. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // *Российский химический журнал*. 2003. № 3. С. 80–90.
9. Hachikubo A., Takeya S. Chuvilin E., Istomin V. Preservation phenomena of methane hydrate in pore spaces // *Phys. Chem. Chem. Phys.* 2011. 13. P. 17449–17452.
10. Поденко Л. С., Драчук А. О., Молокотина Н. С., Нестеров А. Н. Влияние наночастиц диоксида кремния на кинетику образования и эффективность самоконсервации гидрата метана, получаемого в “сухой воде” // *Журнал физической химии*. 2018. 92(2). С. 239–246.
11. Chuvilin E., Davletshina D., Bukhanov B., Mukhametdinova A., Istomin V. Formation of metastability of pore gas hydrates in frozen sediments: experimental evidence // *Geosciences*. 2022. 12(11). <https://doi.org/10.3390/geosciences12110419>
12. Mimachi H., Takeya S., Yoneyama A., Hyodo K., Takeda T., Gotoh Y., Murayama T. Natural gas storage and transportation within gas hydrate of smaller particle: Size dependence of self-preservation phenomenon of natural gas hydrate // *Chem. Eng. Sci.* 2014. 118. P. 208–213.
13. Misyura S. Y., Donskoy I. G. Dissociation of natural and artificial gas hydrate // *Chemical Engineering Science*. 2016. 148. P. 65–77.
14. Баренблатт Г. И., Лобковский Л. И., Нугматулин Р. И. Математическая модель истечения газа из газонасыщенного льда и газогидратов // *ДАН*. 2016. 470(4). С. 458–461.
15. Рамазанов М. М., Лобковский Л. И. Фронтной режим тепломасспереноса в газогидратном пласте в условиях отрицательных температур // *Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа*. 2018. № 4. С. 75–89.
16. Лобковский Л. И., Рамазанов М. М. К теории фильтрации в среде с двойной пористостью // *ДАН*. 2019. Т. 484. № 3. С. 348–351.
17. Власов В. А. Математическая модель эффекта самоконсервации газовых гидратов // *Инженерно-физический журнал*. 2019. Т. 92. № 6. С. 2449–2457.
18. Lobkovsky L. I., Ramazanov M. M., Semiletov I. P., Alekseev D. A. Mathematical model of the decomposition of unstable gas hydrate accumulations in the cryolithozone // *Geosciences*. 2022. 12(9). P. 345. <https://doi.org/10.3390/geosciences12090345>.
19. Chuvilin E. M., Davletshina D. A., Lupachik M. V. Hydrate formation in frozen and thawing methane-saturated sediments // *Earth's Cryosphere*. 2019. 23(2). P. 44–52. <https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-2>.
20. Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., Yusupov V., Salyuk A., Salomatin A., Chernykh D., Kosmach D., Panteleev G., Nicolsky D., Samarkin V., Joye S., Charkin A., Dudarev O., Meluzov A., Gustafsson O. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2015. 373(2052). <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0451>

DISSOCIATION KINETICS OF METHANE HYDRATE IN FROZEN ROCKS AT DECREASING EXTERNAL PRESSURE: MATHEMATICAL AND LABORATORY MODELING

M. Ramazanov^{1,2,*}, N. Bulgakova^{1,3}, Academician of the RAS L. Lobkovsky^{4,5}, E. Chuvilin^{5,6},
D. Davletshina^{2,5,6}, N. Shakhova^{2,5,7}

¹*Institute for Problems of Geothermy and Renewable Energy, Branch of the Joint Institute of High Temperatures, Russian Academy of Sciences, Makhachkala, Russian Federation*

²*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Moscow, Russian Federation*

³*Dagestan State University of National Economy, Makhachkala, Russian Federation*

⁴*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

⁵*Science Department, Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation*

⁶*Center for Petroleum Science and Engineering, Skolkovo Institute of Science and Technology (Skoltech),
Skolkovo Innovation Center, Moscow, Russian Federation*

⁷*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russian Federation*

Dissociation of pore methane hydrate in ice- and gas-bearing sediments at external pressure below the equilibrium has been simulated in mathematical and physical (laboratory) models. The mathematical model, along with the experiment, provides constraints on dissociation kinetics. The suggested theoretical model confirms the trend of decreasing hydrate saturation of frozen soil $S_h \sim A\tau^{(-n)}$, observed previously in experiments. The physical model makes basis for calculating the coefficients A and n , while the mathematical modeling shows how the coefficients depend on the problem parameters. The theoretical estimates agree with the experimental results, both qualitatively and quantitatively. The results of mathematical and physical modeling have implications for key factors that control self-preservation of pore methane hydrates in frozen sediments.

Keywords: permafrost; methane hydrate; porous media; dissociation; self-preservation, mathematical modeling, experimental modelling

УДК 551.511

ФАЗОВЫЙ СДВИГ МЕЖДУ ГЛОБАЛЬНОЙ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРОЙ И СОДЕРЖАНИЕМ CO₂ В АТМОСФЕРЕ ПО РАСЧЁТАМ С АНСАМБЛЕМ МОДЕЛЕЙ CMIP6

© 2024 г. К. Е. Мурышев^{1,2,*}, А. В. Елисеев^{1,2,3,4,5}, академик РАН И. И. Мохов^{1,2,6},
А. В. Тимажев¹, Г. П. Климович¹

Поступило 21.02.2024 г.

После доработки 28.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

Проанализированы фазовые сдвиги между глобальной приповерхностной температурой T и содержанием углекислого газа в атмосфере q , полученных в численных экспериментах с моделями Земной климатической системы проекта CMIP6 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6) для периода 1850–2014 гг. Получено, что знак фазового сдвига между q и T зависит не только от анализируемого временного интервала, но и от способа обработки исходных рядов. Исходный ряд q (с отфильтрованным годовым ходом) для большинства моделей и временных интервалов опережает по фазе соответствующий ряд T . Первые разности (междумесечные инкременты) для ряда q отстают по фазе от соответствующих первых разностей для ряда T на величину порядка 10 месяцев с адекватным воспроизведением результатов, полученных при анализе данных наблюдений для последних десятилетий. Это означает, что подобное запаздывание не может служить аргументом против общепринятой теории глобального потепления, связывающей современный рост температуры с доминирующим влиянием антропогенных эмиссий парниковых газов в атмосфере.

Ключевые слова: глобальное потепление климата, углеродный цикл, климатические модели, причинно-следственные связи

DOI: 10.31857/S2686739724060163

ВВЕДЕНИЕ

Одно из ключевых направлений климатических исследований связано с обоснованием того, что современное потепление является следствием усиления парникового эффекта из-за антропогенных эмиссий в атмосферу парниковых газов (прежде всего, CO₂) [1]. При этом по данным наблюдений можно получить, что изменения междумесечных инкрементов содержания CO₂ в атмосфере в целом запаздывают относительно соответствующих инкрементов глобальной приповерхностной температуры [2]. Подобный

результат может быть получен также по данным палеореконструкций для середины второго тысячелетия (так называемого малого ледникового периода) [3] и ледниковых циклов плейстоцена [4–6]. Следует отметить, однако, что абсолютные значения такого запаздывания заметно различаются в указанных работах: оно составляет около года для междумесечных инкрементов рядов в XX–XXI веках [2], несколько десятков лет для малого ледникового периода [3] и несколько столетий для ледниковых циклов плейстоцена [4, 5].

Одним из основных принципов физики является “принцип причинности”, согласно которому событие А, предшествующее по времени другому событию В, не может быть его следствием. На основании этого в ряде работ (в частности, [2]) утверждается, что причиной изменений глобальной температуры не могут быть изменения содержания CO₂ в атмосфере, так как последние запаздывают относительно первых. Это утверждение ошибочно, на что неоднократно указывалось ранее [7–11]. Подобного рода запаздывание может быть получено в численных

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

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия

³Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука Российской Академии наук, Москва, Россия

⁴Казанский федеральный университет, Казань, Россия

⁵Институт прикладной физики Российской Академии наук, Нижний Новгород, Россия

⁶Московский физико-технический институт (государственный университет), Долгопрудный, Россия

*E-mail: kmuryshev@mail.ru

экспериментах с моделями, в которых причиной глобального потепления XX–XXI вв. является антропогенное увеличение содержания CO_2 в атмосфере. Цель данной работы – обосновать это с использованием расчётов с современными моделями Земной системы.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Объектом анализа являются ряды среднемесячных данных для глобальной приповерхностной температуры T и содержания CO_2 в атмосфере q , полученные в численных расчётах с климатическими моделями проекта CMIP6 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6) при сценарии esm-hist, подразумевающим воспроизведение изменений климата последних примерно полутора столетий (1850–2014 гг.) с учётом основных антропогенных и естественных воздействий на климат. Использованы результаты расчётов со следующими моделями:

1. ACCESS-ESM1-5 (Australian Community Climate and Earth System Simulator)
2. BCC-CSM2-MR (Beijing Climate Center Climate System Model)
3. CanESM5 (Canadian Earth System Model)
4. CESM2 (Community Earth System Model)
5. EC-Earth3-CC (European Community Earth System Model)
6. GFDL-ESM4 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model)
7. MPI-ESM1-2-LR (Max Planck Institute Earth System Model)
8. NorESM2-LM (Norwegian Earth System Model)

Использованы результаты расчётов с заданием изменений не концентрации CO_2 в атмосфере, а интенсивности антропогенных эмиссий за счёт сжигания ископаемого топлива с интерактивным расчётом интенсивностей соответствующих эмиссий за счёт землепользования и обмена углеродом между естественными резервуарами.

Между рядами T и q определялся временной лаг Δ , при котором коэффициент корреляции между этими рядами максимален [2, 12]. Неопределённость оценки Δ оценивалась шириной интервала лагов, на границах которого коэффициенты корреляции составляют 95% и 99% от указанного максимального значения.

По аналогии с [2] анализировались ряды первых разностей T' и q' . Для этого исходные ряды

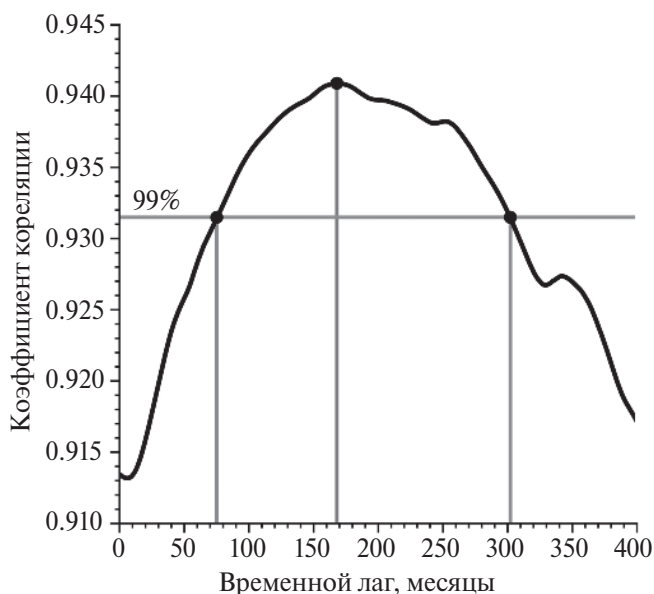


Рис. 1. Корреляционная функция между рядами T и q с отфильтрованным годовым ходом, полученными в численных расчётах с моделью MPI-ESM1-2-LR для периода 1850–2014 гг. при сценарии esm-hist.

для T и q сглаживались при помощи 12-точечного скользящего среднего (для устранения годового хода). С использованием полученных сглаженных рядов T и q определялись ряды первых разностей (междумесячных инкрементов) T' и q' :

$$T'_i = (T_{i+1} - T_i) / \Delta t,$$

$$q'_i = (q_{i+1} - q_i) / \Delta t,$$

где $\Delta t = 1$ месяц – шаг по времени, а нижний индекс указывает на порядковый номер месяца во временном ряду.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Вариации глобальной среднемесячной температуры T в исходных рядах, полученных по расчётам с климатическими моделями CMIP6 при сценарии esm-hist, в целом (за некоторыми исключениями) “запаздывают” относительно соответствующих вариаций содержания CO_2 в атмосфере q на величину от нескольких десятков до нескольких сотен лет в зависимости от модели и анализируемого временного интервала (рис. 2). При этом, особенности в рядах первых разностей T' в целом проявляются раньше соответствующих особенностей в рядах первых разностей q' – с опережением порядка 10 месяцев. Это качественно и даже количественно соответствует

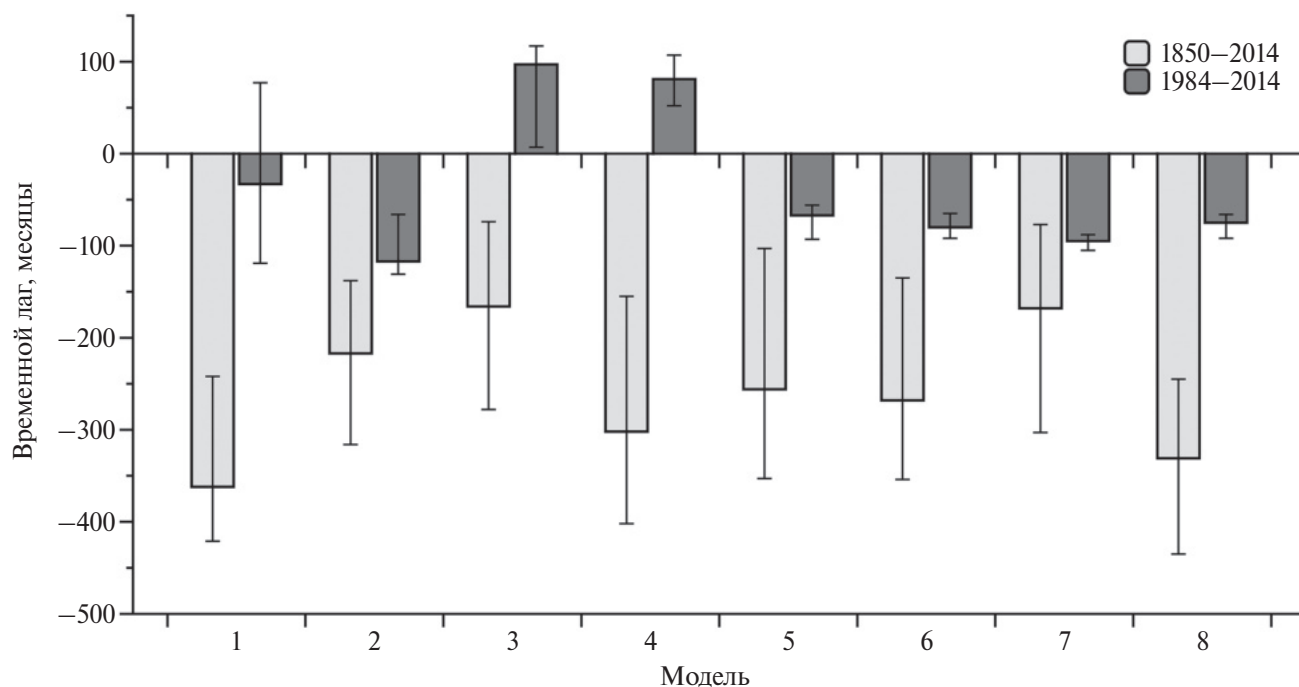


Рис. 2. Лаговая статистика для исходных рядов для глобальной приповерхностной температуры T и содержания CO_2 в атмосфере q , полученных в численных экспериментах с моделями СМIP6 (положительные значения – T опережает q , отрицательные значения – q опережает T) при сценарии esm-hist для временных интервалов 1850–2014 (светлые столбики) и 1984–2014 гг. (тёмные столбики). Линиями показаны 99% интервалы неопределённости.

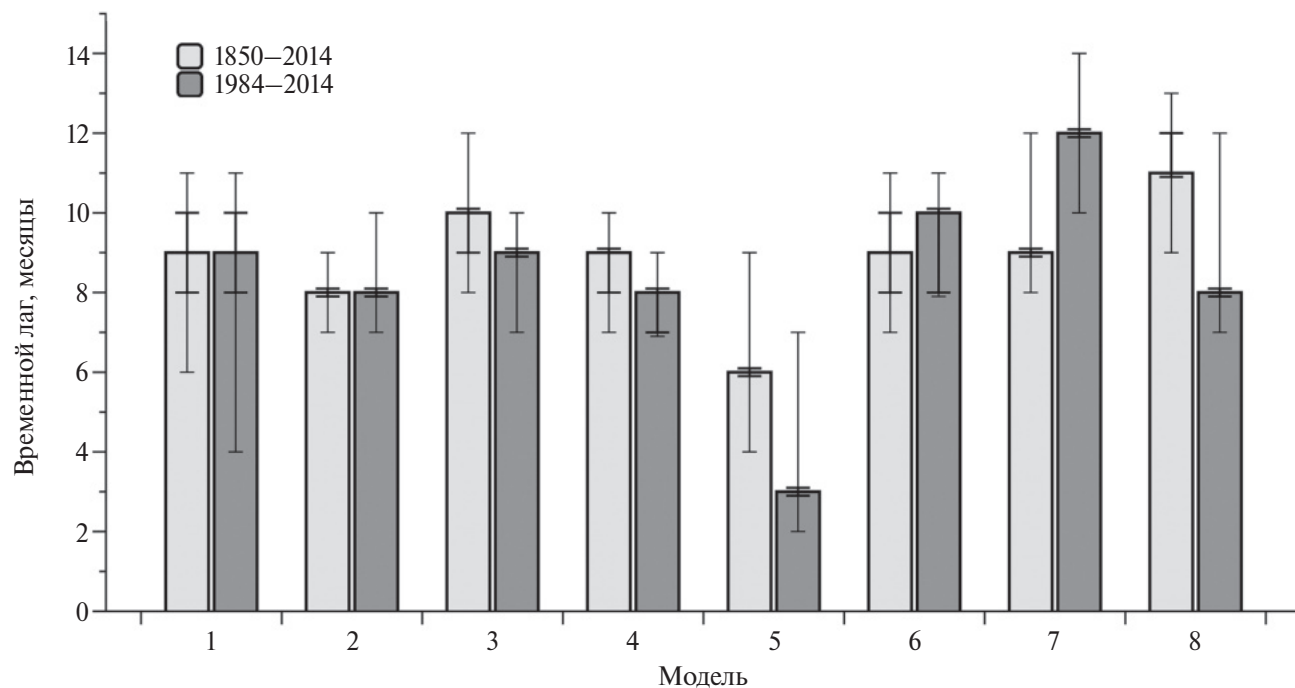


Рис. 3. Лаговая статистика для рядов первых разностей для глобальной приповерхностной температуры T и содержания CO_2 в атмосфере q , полученных в численных экспериментах с моделями СМIP6 (положительные значения – T опережает q , отрицательные значения – q опережает T) при сценарии esm-hist для временных интервалов 1850–2014 (светлые столбики) и 1984–2014 гг. (тёмные столбики). Линиями показаны 95% и 99% интервалы неопределённости.

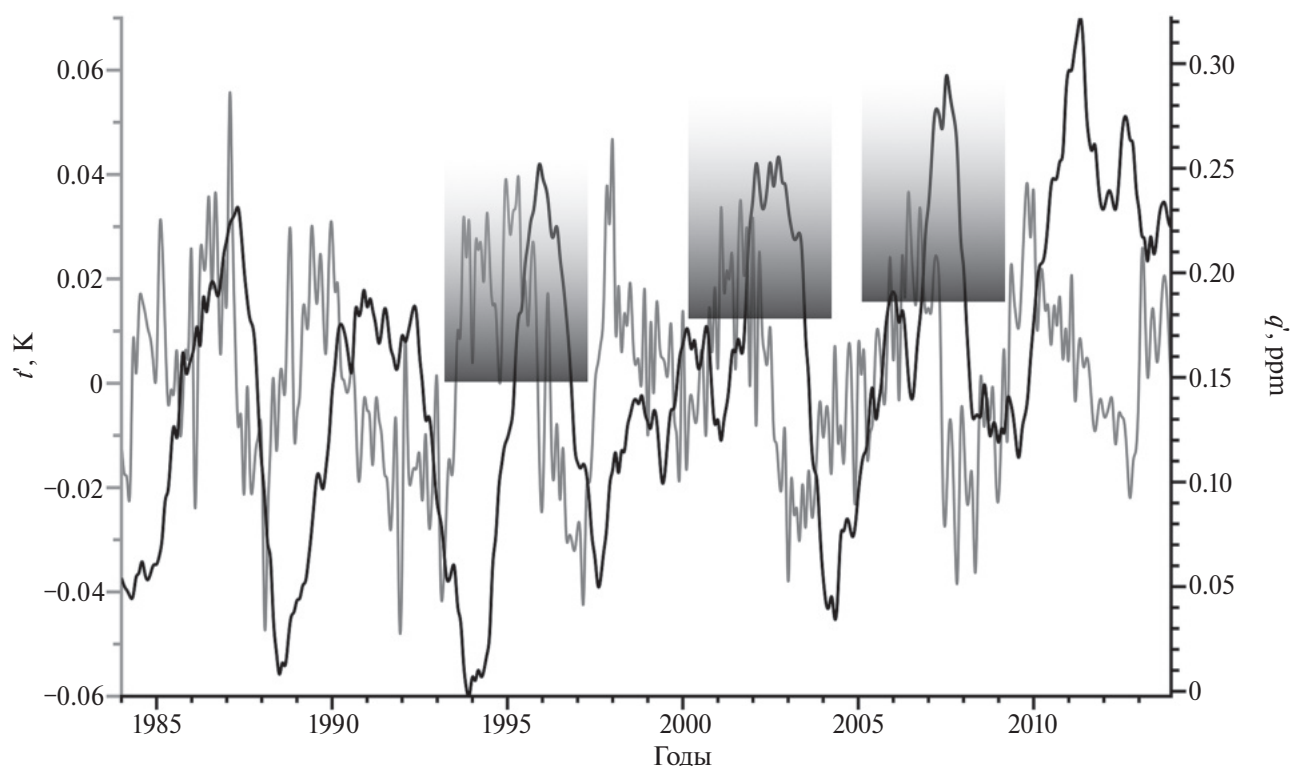


Рис. 4. Ряды q' (чёрные линии) и T' (серые линии) по расчётам с моделью MPI-ESM1-2-LR при сценарии esm-hist для периода 1984–2014 гг. Градиентной заливкой отмечены эпизоды, на примере которых видно запаздывание изменений q относительно изменений T .

результатам, полученным в [2] при анализе данных наблюдений для 1980–2012 гг. (рис. 3).

Как отмечено выше, опережение инкрементами глобальной приповерхностной температуры T инкрементов содержания CO_2 в атмосфере q в последние десятилетия в [2] интерпретировалось как аргумент, опровергающий общепринятую теорию современного глобального потепления, согласно которой общее увеличение T в XX–XXI вв. является откликом на прирост q . Приведённые выше результаты свидетельствуют, что подобный эффект воспроизводится и в климатических моделях, описывающих антропогенное потепление, а значит не может служить его опровержением.

Следует отметить, что между климатом и углеродным циклом существует *обратная связь* [7–9, 13–17], вследствие чего не только изменения содержания CO_2 вызывают изменения глобальной температуры, но и изменения климата (в том числе, температуры) вызывают изменения содержания CO_2 . Однако, изменения глобальной температуры, не связанные с парниковым эффектом, относительно малы и вызывают относительно малые вариации содержания CO_2

в атмосфере по сравнению с его общим ростом, связанным с антропогенными эмиссиями. Фазовый сдвиг между этими малыми вариациями и является предметом обсуждения в [2], но он ничего не говорит о причинах общего роста T и q , наблюдавшегося в XX–XXI вв. и воспроизводимого климатическими моделями.

Вычисление инкрементов для рядов T и q – это одна из форм их высокочастотной фильтрации [18]. В свою очередь, ковариационная функция соответствующих исходных рядов характеризует статистические взаимосвязи между ними на вековом масштабе. Как следствие, различие значений (и знака) Δ между вариантами расчёта с использованием исходных рядов, с одной стороны, и первых разностей – с другой, может характеризовать различие этих взаимосвязей в зависимости от временного масштаба. Это качественно согласуется с результатами [9]. Следует отметить, что, по крайней мере, абсолютная величина оценок Δ по данным наблюдений и палеореконструкций зависит от длины временного ряда и его расположения на временной оси.

Как правило, для одной и той же модели и одного и того же временного интервала знак Δ

различен для исходных рядов T и q (рис. 2) и для рядов их межгодовых инкрементов (рис. 3). Более того, следует отметить, что для исходных рядов T и q в модельных расчётах абсолютные значения (а в ряде случаев — даже знак) Δ зависят от временного интервала. Следует отметить, что использованные модели основаны на фундаментальных уравнениях термодинамики и закона сохранения массы. Поэтому структура причинно-следственных связей в моделях не изменяется на протяжении расчёта, несмотря на изменение знака Δ . Это ещё раз иллюстрирует отсутствие прямой связи между знаком фазового сдвига и направленностью причинно-следственных связей в земной климатической системе.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ С ПОМОЩЬЮ ЭНЕРГОБАЛАНСОВОЙ МОДЕЛИ

Описанные выше результаты могут быть интерпретированы с помощью системы из двух линейных дифференциальных уравнений, одно из которых описывает изменения содержания CO_2 в атмосфере q , а другое — изменения глобальной приповерхностной температуры T .

$$\frac{dT}{dt} = Rq - \lambda T + F,$$

$$\frac{dq}{dt} = -\beta q + \gamma T + E.$$

Здесь R , λ , β , γ — постоянные положительные коэффициенты. Физический смысл слагаемых в правых частях уравнений следующий: Rq — линейное приближение для радиационного воздействия CO_2 , λT — линейное приближение для всех обратных связей в климатической системе (в том числе для парникового эффекта водяного пара в атмосфере), F — не связанное с парниковым эффектом радиационное воздействие на климатическую систему (например, за счёт вариаций солнечной постоянной); $-\beta q + \gamma T$ — поток CO_2 в атмосферу из различных естественных резервуаров (включая океан и наземные экосистемы), E — внешние эмиссии CO_2 в атмосферу (в частности, антропогенные эмиссии от сжигания ископаемого топлива).

Для простоты зададим $F = F_0 \sin(\omega t)$, $E = E_0 \exp(At)$. В этом случае приведённая выше система может быть решена аналитически. Пренебрегая быстро затухающими экспоненциальными слагаемыми, решение данной системы можно записать в виде:

$$q = q_s \sin(\omega t + \varphi_q) + q_e \exp(At),$$

$$T = T_s \sin(\omega t + \varphi_T) + T_e \exp(At).$$

“Первым разностям” для рядов T и q соответствуют первые производные соответствующих функций:

$$q' = \omega q_s \cos(\omega t + \varphi_q) + A q_e \exp(At),$$

$$T' = \omega T_s \cos(\omega t + \varphi_T) + A T_e \exp(At).$$

Для достаточно быстрых вариаций F ($|A| \ll \omega$, влиянием экспоненциальных слагаемых при вычислении фазового сдвига можно пренебречь при значениях времени вплоть до $t^* \sim \min[\ln(\omega q_s / A q_e), \ln(\omega T_s / A T_e)]$). Тогда временной лаг Δ в случае максимизации коэффициента корреляции с учётом сдвига, соответствует определяемой аналитически фазовой задержке $\Delta_\varphi = \frac{\varphi_T - \varphi_q}{\omega}$.

Для приведённой выше системы $\Delta_\varphi = \frac{1}{\omega} \arctg \frac{\omega}{\beta}$. Это означает, в частности, что, с учётом знакоопределённости коэффициента β в современных моделях [19], фазовая задержка постоянна по знаку. То есть при всех значениях параметров изменения температуры опережают по фазе изменения содержания CO_2 в атмосфере. При этом причиной экспоненциального роста температуры является экспоненциальный рост эмиссий CO_2 в атмосферу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современные климатические модели способны адекватно воспроизводить запаздывание межмуссонных инкрементов содержания CO_2 в атмосфере q относительно соответствующих инкрементов глобальной приповерхностной температуры T , отмечаемое по данным наблюдений для последних десятилетий. Следовательно, данное запаздывание не может служить аргументом, опровергающим истинность теории современного глобального потепления, связывающей климатические изменения в последние десятилетия, преимущественно, с антропогенными эмиссиями парниковых газов в атмосферу.

Полученные результаты не противоречат принципу причинности, т. к. последний справедлив для событий, а не для рядов данных (фазовый сдвиг между рядами данных не равнозначен запаздыванию между событиями).

Следует ещё раз подчеркнуть, что использованные модели основаны на фундаментальных законах физики. Как следствие, воспроизводимые ими фазовые сдвиги между глобальной приповерхностной температурой и содержанием CO_2 в атмосфере должны восприниматься как проявление этих законов, а не как следствие их настройки. Более того, даже знак коэффициента β энергобалансовой модели не является просто свойством современного поколения моделей Земной климатической системы [19], а определяются фундаментальной физикой применительно к земному климату. Он связан с хорошо известными эффектами фертилизации наземной растительности углекислым газом атмосферы и влиянием накопления этого газа в приводном слое на его обмен между атмосферой и океаном [20].

Результаты, полученные с использованием расчётов с ансамблем современных моделей CMIP6, подтверждают невозможность в общем случае определить характер причинно-следственной связи между двумя коррелируемыми переменными по фазовой задержке между их изменениями без привлечения физических представлений о природе их взаимодействия.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Анализ фазовых сдвигов в модели в зависимости от временных масштабов вариаций климата был проведён за счёт гранта Российского научного фонда № 23-62-10043. Анализ вариаций CO_2 в моделях CMIP6 проведён в рамках государственного задания ИФА им. А.М. Обухова РАН «Диагностика и моделирование глобальных изменений климата, климата Арктики и российских регионов» (FMWR-2022-0014). При анализе использовались результаты, полученные в рамках проекта РНФ 23-47-00104 и соглашения № 075-15-2021-577 с Минобрнауки РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Working Group I contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. Masson-Delmotte et al. (ed.). Cambridge Univ. Press., 2021. 2406 p.
2. Humlum O., Stordahl K., Solheim J. E. The phase relation between atmospheric carbon dioxide and global temperature // *Global and Planetary Change*. 2013. V. 100. P. 51–69.
3. Cox P., Jones C. Illuminating the Modern Dance of Climate and CO_2 // *Science*. 2008. V. 321. № 5896. P. 1642–1644.
4. Monnin E., Indermohle A., Dallenbach A., Flockiger J., Stauffer B., Stocker T., Raynaud D., Barnola J.M. Atmospheric CO_2 concentrations over the last glacial termination // *Science*. 2001. V. 291. № 5501. P. 112–114.
5. Мохов И.И., Безверхний В.А., Карпенко А.А. Диагностика взаимных изменений содержания парниковых газов и температурного режима атмосферы по палеореконструкциям для антарктической станции Восток // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2005. Т. 41. № 5. С. 579–592.
6. Мохов И.И. Взаимные изменения температуры и содержания аэрозоля в атмосфере по данным антарктических ледовых кернов для последних 800 тысяч лет // *Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия*. 2023. Т. 78. № 3. 2330903.
7. Мuryшев К.Е., Елисеев А.В., Мохов И.И., Тимажеев А.В. Взаимное запаздывание между изменениями температуры и содержания углекислого газа в атмосфере в простой совместной модели климата и углеродного цикла // *ДАН*. 2015. Т. 463. № 6. С. 708–712.
8. Мuryшев К.Е., Тимажеев А.В., Дембицкая М.В. Взаимное запаздывание между изменениями глобальной температуры и содержания углекислого газа в атмосфере при непарниковом внешнем воздействии на климатическую систему // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2017. № 3. С. 84–102.
9. Muryshv K.E., Eliseev A.V., Mokhov I.I., Timazhev A.V. Lead-lag relationships between global mean temperature and the atmospheric CO_2 content in dependence of the type and time scale of the forcing // *Global and Planetary Change*. 2017. V. 148. P. 29–41.
10. Мuryшев К.Е., Елисеев А.В., Денисов С.Н., Мохов И.И., Тимажеев А.В., Аржанов М.М. Фазовый сдвиг между изменениями глобальной температуры и содержания CO_2 в атмосфере при внешних эмиссиях парниковых газов в атмосферу // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55. № 3. С. 11–19.
11. Мuryшев К.Е., Елисеев А.В., Мохов И.И., Тимажеев А.В., Аржанов М.М., Денисов С.Н. Влияние нелинейных процессов на временной лаг между изменениями глобальной температуры и содержания углекислого газа в атмосфере // *Доклады АН*. 2021. Т. 501. № 1. С. 62–68.
12. Ganopolski A., Roche D. On the nature of lead-lag relationships during glacial-interglacial climate transitions // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. P. 3337–3361.
13. Cox P.M., Betts R.A., Jones C.D., Spall S.A., Totterdell I.J. Acceleration of global warming due to carbon-

- cycle feedbacks in a coupled climate model // *Nature*. 2000. V. 408. № 6809. P. 184–187
14. *Dufresne J.-L., Friedlingstein P., Berthelot M., Bopp L., Ciais P., Fairhead L., Le Treut H., Monfray P.* On the magnitude of positive feedback between future climate change and the carbon cycle. // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 10. 1405.
 15. *Елизеев А. В., Мохов И. И., Карпенко А. А.* Вариации климата и углеродного цикла в XX–XXI веках в модели промежуточной сложности // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2007. Т. 43. № 1. С. 3–17.
 16. *Eliseev A. V., Mokhov I. I.* Carbon cycle-climate feedback sensitivity to parameter changes of a zero-dimensional terrestrial carbon cycle scheme in a climate model of intermediate complexity // *Theor. Appl. Climatol.* 2007. V. 89. № 1–2. P. 9–24.
 17. *Мохов И. И., Елизеев А. В.* Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // *ДАН*. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.
 18. *Онненгейм А., Шафер Р.* Цифровая обработка сигналов. М.: Техносфера, 2006. 856 с.
 19. *Arora V. K., Katavouta A., Williams R. G., Jones C. D., Brovkin V., Friedlingstein P., Schwinger J., Bopp L., Boucher O., Cadule P., Chamberlain M. A., Christian J. R., Delire C., Fisher R. A., Hajima T., Ilyina T., Joetzer E., Kawamiya M., Koven C. D., Krasting J. P., Law R. M., Lawrence D. M., Lenton A., Lindsay K., Pongratz J., Raddatz T., Sèfèrian R., Tachiiri K., Tjiputra J. F., Wiltshire A., Wu T., Ziehn T.* Carbon-concentration and carbon-climate feedbacks in CMIP6 models and their comparison to CMIP5 models // *Biogeosciences*. 2020. V. 17. № 16. P. 4173–4222.
 20. *Елизеев А. В.* Глобальный цикл CO₂: основные процессы и взаимодействие с климатом // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2017. Т. 4. С. 9–31.

THE PHASE SHIFT BETWEEN THE GLOBAL SURFACE TEMPERATURE AND THE CO₂ CONTENT IN THE ATMOSPHERE ACCORDING TO SIMULATIONS WITH AN ENSEMBLE OF CMIP6 MODELS

K. E. Muryshev^{1,2,*}, A. V. Eliseev^{1,2,3,4,5}, Academician of the RAS I. I. Mokhov^{1,2,6}, A. V. Timazhev¹, G. P. Klimovich¹

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

²*Obukhov Institute of Atmospheric Physics Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

³*Marchuk Institute of Numerical Mathematics Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

⁴*Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation*

⁵*Federal State Institution of Science Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhniy Novgorod, Russian Federation*

⁶*Moscow Institute of Physics and Technology (State University), Dolgoprudniy, Russian Federation*

*E-mail: kmuryshev@mail.ru

The phase shifts between the global surface temperature T and the carbon dioxide content in the atmosphere q obtained in numerical experiments with models of the Earth climate system of the CMIP6 project (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6) for the period 1850–2014 are analyzed. It was found that the sign of the phase shift between q and T depends not only on the analyzed time interval, but also on the method of processing the initial series. The initial q series (with a filtered annual cycle) leads in phase the corresponding T series for most models and time intervals. The first differences (inter-monthly increments) for the q series lag in phase the corresponding first differences for the T series by about 10 months with an adequate reproduction of the results obtained by analyzing observational data for recent decades. This means that such delay cannot be an argument against the generally accepted theory of global warming, which links the current increase in temperature with the dominant influence of anthropogenic greenhouse gas emissions into the atmosphere.

Keywords: global warming, carbon cycle, climate models, cause-and-effect relationships

УДК 550.344.42

НАГРУЖАЮЩЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ НА ГИДРОСФЕРУ

© 2024 г. Академик РАН Г. И. Долгих*, М. А. Болсуновский

Поступило 29.01.2024 г.

После доработки 14.02.2024 г.

Принято к публикации 20.02.2024 г.

При обработке спутниковых данных полного электронного содержания на трассе между спутниками ГЛОНАСС, GPS и наземными приёмными станциями, расположенными в Приморском крае России, выделены возмущения электронного слоя с периодами в пределах от 5 мин до 45 мин, вызванные собственными колебаниями области атмосферы. Выделенные колебания, воздействуя на морскую поверхность, вызывают в водной среде колебания с периодами в пределах от 5 мин до 40 мин.

Ключевые слова: полное электронное содержание, спутник, собственные колебания

DOI: 10.31857/S2686739724060172

Исследование взаимодействия геосферных полей различных частотных диапазонов было крайне актуальным и остаётся таким же актуальным в настоящее время. Это связано не только с определением первоисточников данных полей, но, что более важно, с изучением физики их возникновения и развития. Но на первом этапе изучения данного взаимодействия важно определить первоисточник процессов, колебаний и волн. Подобные исследования проводились, результаты которых опубликованы в различных статьях, а в качестве характерных примеров можно привести работы [1, 2], в которых утверждается, что колебания в атмосфере вызвали в земной коре колебания на соответствующих частотах, а в воде — колебания водных слоёв, которые на первоначальном этапе были отождествлены с внутренними шельфовыми волнами. Но ещё более интересные результаты были получены при объяснении колебаний, зарегистрированных различными морскими станциями, расположенными в Тихом океане, после взрыва вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай. В некоторых опубликованных статьях утверждалось, что зарегистрированные изменения уровня моря вызваны волнами цунами двух типов, сгенерированных взрывом данного вулкана [3]. Первые — волны цунами, вызванные собственными колебаниями атмосферы в месте расположения

уровнемерной станции, которые были возбуждены проходящим импульсом взрыва, а вторые волны — волны цунами, возникшие в воде в результате взрыва. Если первые волны цунами, т.е. метеоцунами, объективно были, то вторых не было. Это следует из того, что: 1) скорость распространения возмущения от места взрыва до места регистрации примерно равна скорости звука в воздухе, а других возмущений на записях уровнемерных станций не было [4]; 2) спектральные компоненты на каждой уровнемерной станции были различными, и, по-видимому, соответствовали спектральным компонентам собственных колебаний атмосферных слоёв в месте расположения станций [4].

В данной работе ставится задача по определению первоисточников колебаний, которые были зарегистрированы некоторыми уровнемерными станциями, приведёнными в работе [4], на основе анализа совершенно других экспериментальных данных, полученных при спутниковом мониторинге. В качестве исходных экспериментальных данных будем использовать данные по изменению полного электронного содержания, т.е. интегральной электронной концентрации, характеризующей количество свободных электронов во всей толще ионосферы на трассе между спутником и наземной приёмной станцией, высота максимальной ионизации в день извержения составила примерно 300 км от поверхности Земли.

Также следует отметить, что незадолго до извержения вулкана началась умеренная геомагнитная

Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской
Академии наук, Владивосток, Россия
*E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru

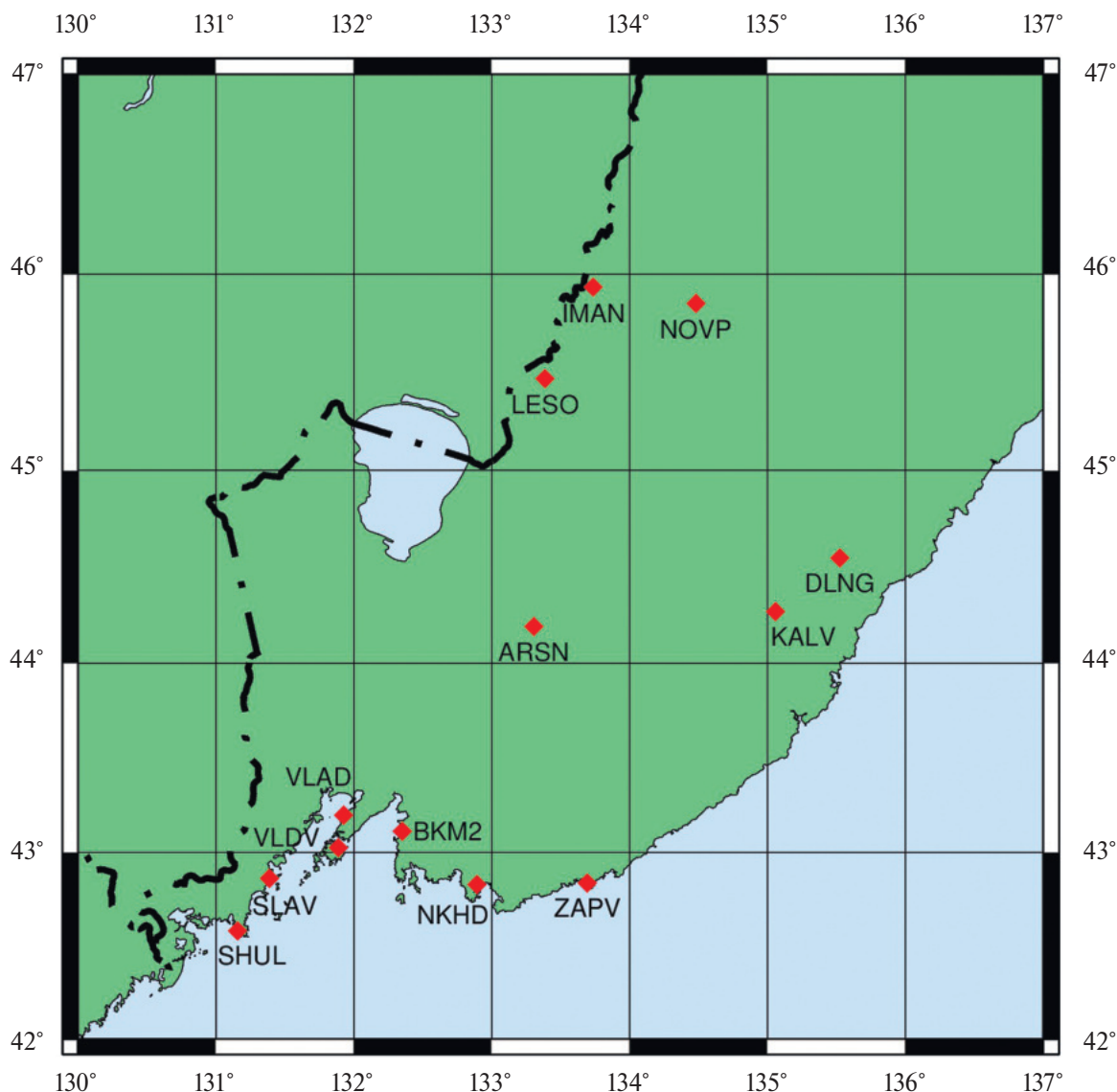


Рис. 1. Расположение ГНСС-станций в Приморском крае. ARSN – с. Старосысоевка, BKM2 – г. Большой Камень, DLNG – г. Дальнегорск, IMAN – г. Дальнереченск, KALV – пгт Кавалерово, LESO – г. Лесозаводск, NKHD – г. Находка, NOV – с. Новопокровка, SHUL – м. Шульца, SLAV – пгт Славянка, VLAD – г. Владивосток, VLDV – о. Русский, ZAPV – с. Заповедный.

буря, вызвавшая возмущения в ионосфере Земли. Наличие бури было установлено с помощью геомагнитного индекса K_p , определяемого по станциям в средних широтах и характеризующего геомагнитную обстановку на планете [5].

При анализе мы использовали данные Глобальных навигационных спутниковых систем, полученных с помощью спутниковых систем ГЛОНАСС (24 спутника на высотах 18840–19440 км) и GPS (32 спутника на высоте около 20150 км) по следующим наземным ГНСС-станциям, расположенным в Приморском крае: ARSN, BKM2, DLNG, IMAN, KALV, LESO, NKHD, NOV, SHUL, SLAV, VLAD, VLDV, ZAPV (рис. 1). Часть

используемых станций входит в комплексную геодинамическую сеть ДВО РАН [6]. Частота дискретизации ГНСС-данных равна 0.033(3) Гц. Определение величины полного электронного содержания выполнялось по методу, описанному в работах [7, 8], точность определения ПЭС составляет по фазовым измерениям около 0.01–0.02 TECU [9].

Все спутники двигались по траекториям, проекции на Землю которых проходили через несколько территорий и акваторий. При этом приёмными ГНСС-станциями, расположенными

Станция VLAD Спутник G26

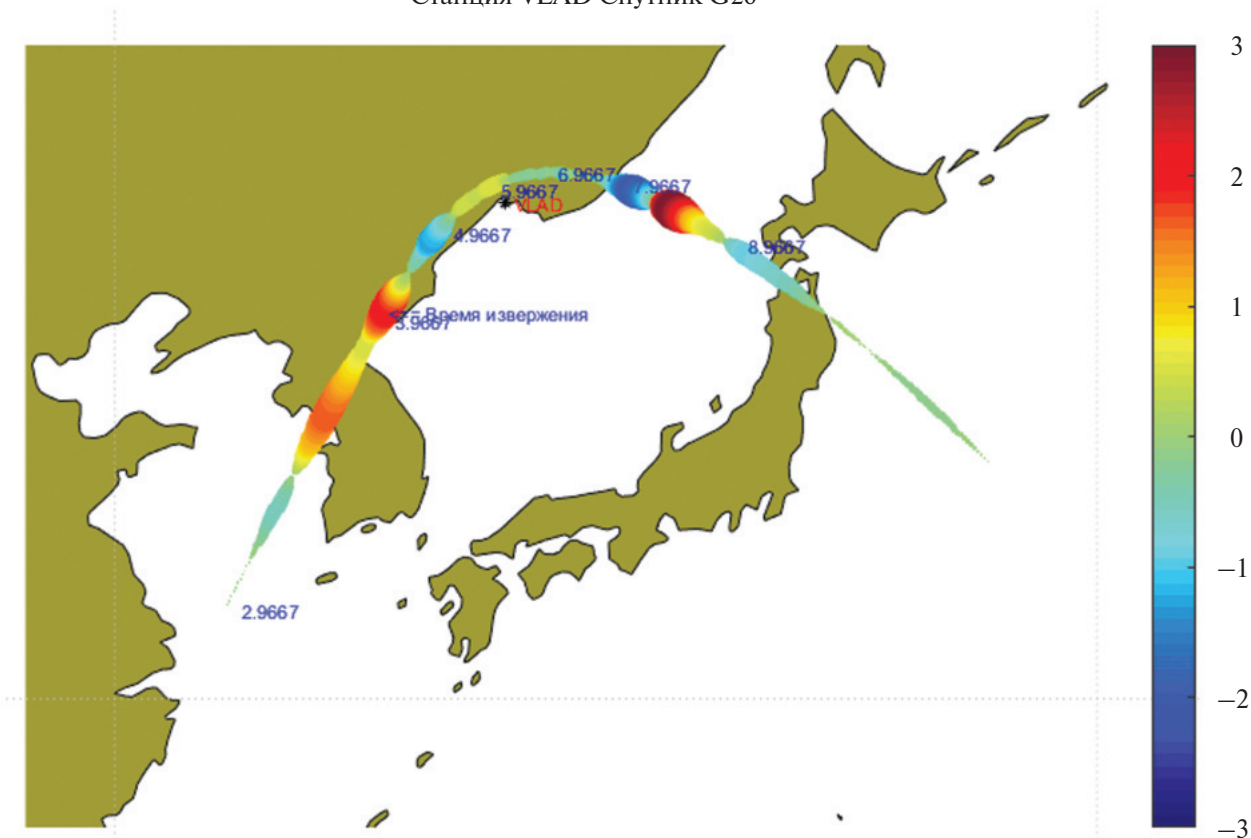


Рис. 2. Трек станция-спутник VLAD-G26. На треке приведены: положение соответствующих станций, время получения отчета (ч.дч. UTC), цветовая шкала, показывающая вариации полного электронного содержания.

в Приморском крае, регистрировалось полное электронное содержание слоя, расположенного в ионосфере. Учитывая то, что высоты расположения спутников над поверхностью Земли в 60–80 раз больше высот расположения этого слоя, то можно считать, что полученные данные по треку спутник-приёмная ГНСС-станция будут соответствовать ионосферным данным конкретных территорий, над которыми прорисованы эти треки. На рис. 2 приведён трек ГНСС-станция-спутник VLAD-G26. На треках приведены: положение соответствующих ГНСС-станций, время получения отчета (ч.дч. UTC), цветовая шкала, показывающая вариации полного электронного содержания.

По данному рисунку можно сказать об интенсивности полного электронного содержания в ионосфере над конкретной точкой земной поверхности. На рис. 3 а приведён участок записи полного электронного содержания в ионосфере, полученный на станции ВКМ2 при прохождении спутника в поле видимости данной станции, а

на рис. 3 б — его спектр, полученный периодограммным методом с усреднением 2. Из спектра можно выделить мощные максимумы на частотах, соответствующих периодам 39 мин 23.1 с, 29 мин 26.7 с, 17 мин 39.3 с, 14 мин 37.7 с, 11 мин 22.7 с. Эти данные относятся ко всему обработанному ряду.

Далее нас интересуют те отрезки записей, которые совпадают с расположением некоторых равномерных станций, описанных в работе [4] и приведённых на рис. 4 (станций с номерами 8–15), т.е. тех станций, вблизи которых проходят треки спутник-ГНСС-станция. Основные результаты получены по ионосферным возмущениям, находящимся над/вблизи равномерными станциями 13–15. По ионосферным возмущениям есть данные над/вблизи равномерных станций 9, 10, 12, но в меньшем количестве. И мало данных по ионосферным возмущениям, полученным по равномерным станциям 8, 11. По другим равномерным станциям данных нет, так как они находятся за пределами

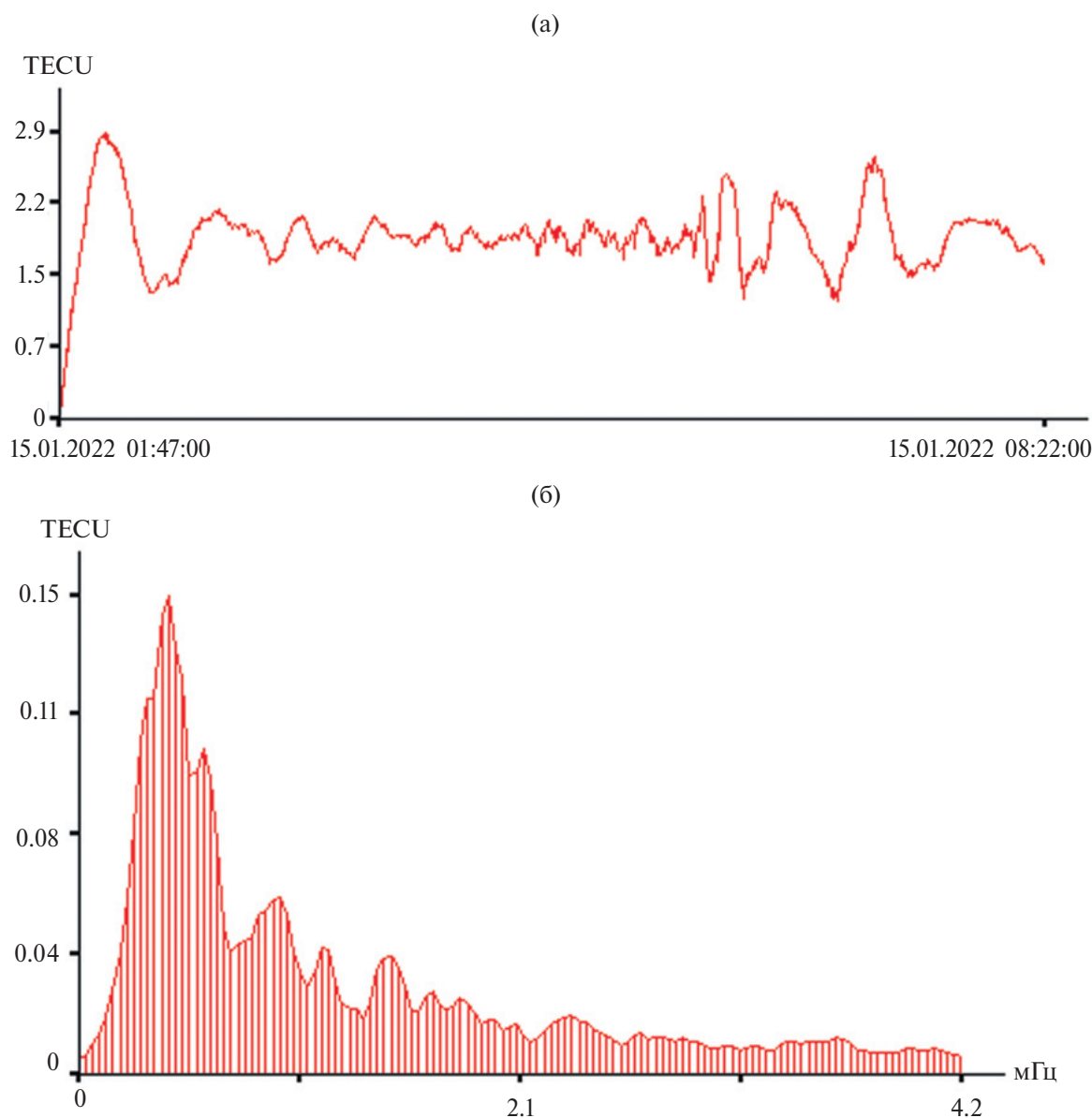


Рис. 3. Изменение полного электронного содержания при прохождении спутника G31 (а), зарегистрированное наземной станцией ВКМ2, и его спектр (б).

регистрационных возможностей приёмных ГНСС-станций, расположенных в Приморском крае (рис. 1).

Поученные экспериментальные данные по трекам спутник-ГНСС-приёмник были разделены на временные промежутки, центр которых находился наиболее близко к уровнемерным станциям, приведённым на рис. 4. Таким образом, для каждой уровнемерной станции были выбраны конкретные участки экспериментальных данных. Далее выделенные отрезки были обработаны периодограммным методом, а также методом максимального правдоподобия

с числом гармоник 60 [10]. Такое значение числа гармоник было выбрано из-за того, что длительность обрабатываемых участков наблюдения составляла, в основном, 128 точек, т.е. даже при спектральной обработке методом быстрого преобразования Фурье число спектральных компонент (гармоник) будет равно 64.

Мы считаем, что колебания водной поверхности, зарегистрированные при прохождении в атмосфере импульса взрыва [4], вызваны возбуждёнными собственными колебаниями атмосферной области в зоне расположения данной уровнемерной станции. В настоящей статье

Таблица 1. Уровнемерные станции

Номер Станции	Название	Периоды Фон [4]	Периоды Сигнал [4]
8	Chichijima	20 мин 28.0 с 16 мин 30.3 с 13 мин 49.7 с	20 мин 28.0 с 15 мин 02.9 с 12 мин 47.5 с
9	Mera	6 мин 09.9 с 5 мин 19.8 с 22 мин 14.7с	22 мин 14.7 с 6 мин 05.5 с 6 мин 38.7 с
10	Tosashimizu	20 мин 28.0 с 39 мин 21.4 с	20 мин 28.0 с 24 мин 21.8 с 42 мин 38.2 с
11	Naha	26 мин 55.7 с	24 мин 21.8 с 10 мин 26.5 с 22 мин 14.7 с 25 мин 34.9 с 19 мин 40.7 с
12	Aburatsu	26 мин 55.7 с 17 мин 38.6 с 11 мин 37.7 с	22 мин 14.7 с 10 мин 26.5 с 9 мин 18.2 с
13	Preobrazheniye	31мин 58.7 с 15 мин 59.3 с	30 мин 05.8 с 9 мин 28.5 с 15 мин 59.3 с
14	Pos’et	31 мин 58.7 с 17 мин 38.6 с 10 мин 53.2 с	30 мин 05.8 с 17 мин 38.6 с 11 мин 22.2 с
15	Vladivostok	39 мин 21.4 с 31 мин 58.7 с	31 мин 58.7 с

Таблица 2. Периоды максимумов, выделенные при обработке участков данных интенсивности полного электронного содержания в ионосфере

Номер морской станции	Наземная станция ARSN – спутник	Наземная станция VKM2 – спутник	Наземная станция KALV – спутник	Наземная станция SLAV – спутник	Наземная станция VLAD – спутник	Наземная станция SHUL – спутник	Наземная станция ZAPV – спутник	Наземная станция IMAN – спутник
8			05:39-06:43 R21 14:03.2 18:17.7					
9	07:04-08:09 G31 06:42.4	07:18-08:22 G31 07:58.2	06:43-7:47 R21 22:03.1 05:59.6	06:39-08:48 R11 22:47.4 21:46.9	05:40-09:57 G26 21:36.3	09:38-10:44 G16 21:57.7	05:36-10:17 R21 22:01.5 06:40-08:49 R21 04:50.8 22:11-23:16 R21 22:23.5 06:31-09:54 G26 22:49.3	

Продолжение таблицы 2

10	7:00-8:05 R12 19:57.7	10:51-11:56 R12 19:06.2		07:00-11:34 R22 42:43.0	05:40-06:45 R21 20:29.9		06:40-08:49 R21 43:21.2	08:06-11:48 R12 42:38.2
	07:04-08:09 G31 41:23.4 20:15.9	05:36-06:40 G27 39:56.6		06:40-07:45 R21 24:42.5	08:03-11:54 R12 38:36.6		03:31-04:37 G26 41:56.0 19:02.1	06:06-11:48 R12 42:14.6
	07:04-08:09 G31 20:15.9	06:34-07:39 G27 44:22.5		06:39-08:48 R11 41:39.6	05:32-07:41 G31 19:41.4		03:47-08:04 G26 19:09.6	05:52-06:57 G27 19:50.2
		04:18-05:23 G16 44:22.5			05:45-12:14 G27 43:11.5 21:24.7			
11		05:36-06:40 G27 19:08.9						
12		05:36-06:40 G27 11:53.5c			05:45-06:50 G27 22:21.6 10:17.5		03:31-04:37 G26 21:59.5	
13	09:09-10:13 R22 09:09.3	07:51-08:56 R12 29:55.9	05:46-06:51 G16 15:20.8	06:40-07:45 R21 09:43.0	07:26-08:24 R22 09:14.4 15:23.5	04:32-05:37 G26 09:09.6 15:19.0	22:11-23:16 R21 15:58.5	07:36-11:59 R22 31:46.7
	07:07-09:15 R21 09:28.0		10:03-11:08 G16 30:51.3	05:36-10:20 R21 31:44.9	05:40-06:45 R21 15:35.2 09:13.8	05:32-06:37 G26 09:01.0	06:49-07:54 R11 09:09.0	05:52-12:18 G27 30:26.3
	08:20-11:31 R12 30:45.8			07:38-08:44 G16 16:12.1	05:39-10:14 R21 30:54.1	06:42-07:47 G16 09:04.7	05:43-07:51 G16 30:35.4 09:03.6 09:49.5	11:37-13:46 G08 09:54.0
	06:07-07:13 G27 09:09.3				22:15-23:42 R21 15:56.6			
	07:00-09:09 G26 16:15.6				05:32-07:41 G31 15:36.1			
	09:00-10:05 G08 09:04.0				06:33-08:42 G16 09:46.1			
					10:20-11:26 G16 09:45.9			

Окончание таблицы 2

14	06:03-07:07 R21 17:05:0	09:56-11:00 R22 17:50.8	05:46-06:51 G16 10:35.1	05:36-10:20 R21 31:44.9	07:26-11:44 R22 11:02.1	03:32-04:35 G26 10:44.0	04:32-06:41 G26 17:01.2	07:36-11:59 R22 17:02.0
	08:20-10:29 R12 18:00.4	09:52-10:56 R22 17:27.4	06:46-07:51 G16 17:25.1	03:32-04:37 G26 10:41.9	06:44-07:49 R21 11:05.9		05:43-07:51 G16 30:35.4 11:13.9	05:52-12:18 G27 30:26.3
	08:20-11:31 R12 30:45.8	07:51-10:00 R12 17:53.2		04:32-05:37 G26 11:00.9	22:15-23:20 R21 11:32.4			06:57-08:01 G08 17:36.6
	07:08-08:13 G08 16:51.0	04:32-06:41 G31 10:50.4			08:03-10:12 R12 17:07.6 11:55.0			
	08:00-09:05 G08 30:09.4	06:34-07:39 G27 17:11.6 11:23.0			06:45-08:54 G27 11:36.1			
		05:35-12:18 G27 17:21.3 11:49.7			05:45-12:14 G27 18:02.8			
15		06:31-07:37 G26 17:40.1 10:26.0			05:40-09:57 G26 17:04.5			
		06:12-07:17 G16 11:07.3			10:20-11:26 G16 17:54.4			
	08:20-09:25 R12 39:44.7 29:35.9	07:51-10:00 R12 40:02.6	05:46-06:51 G16 39:33.0	06:39-07:44 G16 30:51.3 31:28.6		05:41-06:47 G16 29:39.2	05:43-07:51 G16 30:35.4	06:24-08:33 G27 31:31.4
	08:20-10:29 R12 41:29.9	05:12-06:17 G16 39:38.8 10:56.4						08:56-10:01 G08 31:59.1
	08:20-11:31 R12 40:44.4							
	06:48-11:05 G16 40:01.1 32:32.0							
	08:20-09:25 R12 29:35.9							

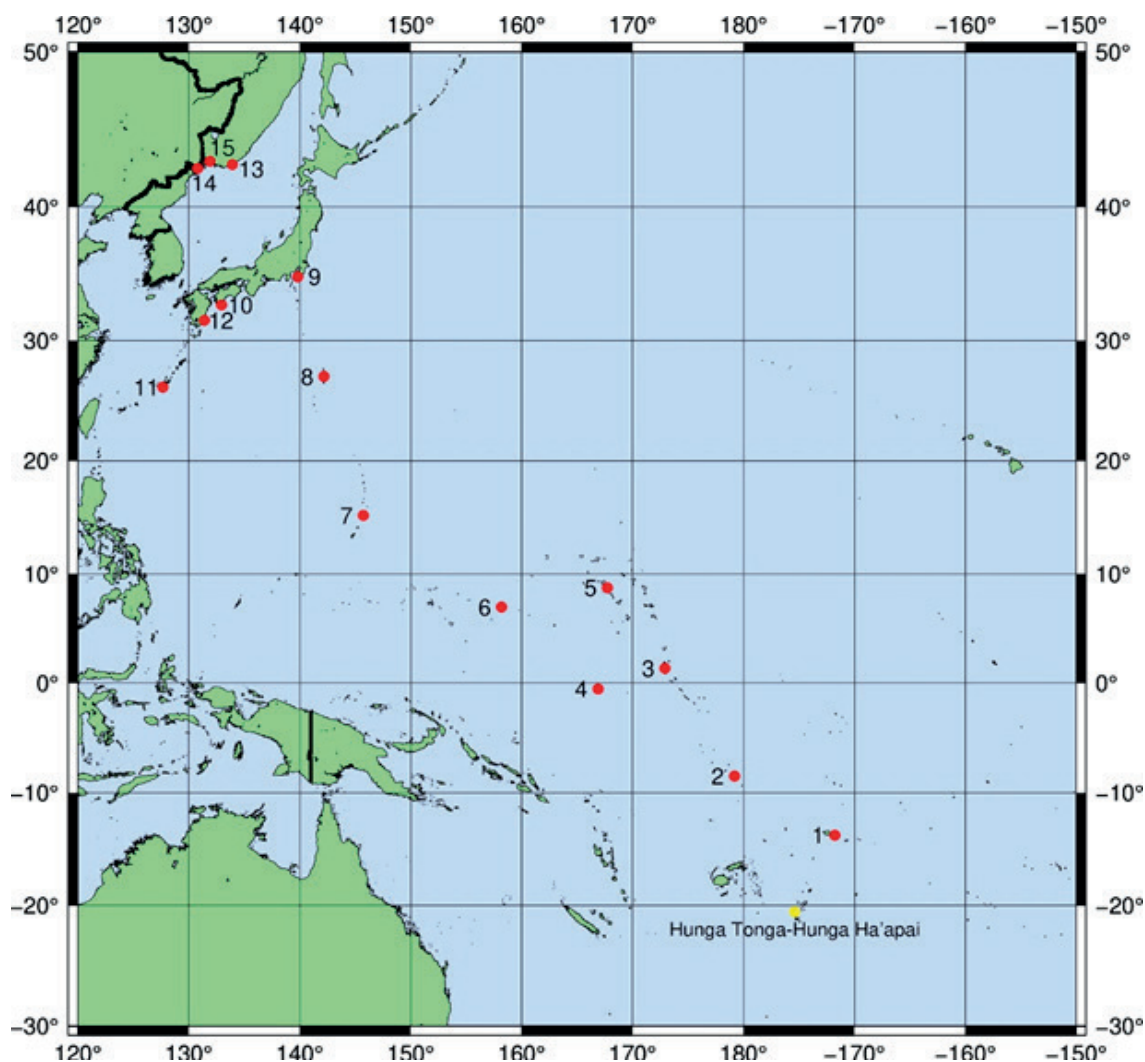


Рис. 4. 1–12 – Станции, расположенные в Тихом океане. Красными кружками показано положение уровневых станций, желтым кружком – положение вулкана.

мы предполагаем, что периоды колебаний слоя электронов в ионосфере, находящегося над местом расположения уровневой станции, близки к периодам колебаний, зарегистрированных уровневыми станциями, приведёнными в работе [4]. Для последующего анализа мы приведём в таблице 1 экспериментальные результаты (зарегистрированные периоды колебаний) рассматриваемых уровневых станций, опубликованных в статье [4].

В таблице 2 приведены периоды максимумов, выделенные при обработке участков данных интенсивности полного электронного содержания в ионосфере над конкретной (или вблизи) конкретной уровневой морской станции.

При сравнении данных, приведённых в таблицах 1 и 2 следует, что периоды максимумов, выделенных из записей уровневых станций

при прохождении атмосферного импульса взрыва, близки к периодам максимумов, выделенных из записей интенсивности полного электронного содержания областей ионосферы, расположенных над зоной расположения конкретной уровневой станции. Это даёт основание утверждать, что первоисточник этих колебаний один и тот же и обусловлен собственными колебаниями конкретных областей Атмосферы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках выполнения темы государственного задания (№ АААА-А20-120021990003-3) “Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей Мирового океана” и при финансовой поддержке ФНТП “Обоснование системы климатического мониторинга дальневосточных морей

и разработка методов мониторинга экстремальных погод-но-климатических явлений, связанных с океаном, на основе стационарных и мобильных измерительных комплексов, а также мультисенсорного спутникового зондирования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Швед Г. М., Ермоленко С. И., Карпова Н. В., Вендт З., Якоби К. Регистрация глобальных осцилляций Атмосферы сейсмическими приборами // Физика Земли. 2013. № 2. С. 131.
<https://doi.org/10.7868/S0002333713010134>
2. Долгих Г. И., Будрин С. С., Долгих С. Г., Овчаренко В. В., Чупин В. А., Швеиц В. А., Яковенко С. В. Морские внутренние волны и атмосферные депрессии // ДАН. 2015. Т. 462. № 5. С. 601.
3. Kulichkov S. N., Chunchuzov I. P., Popov O. E., Gorchakov G. I., Mishenin A. A., Perepelkin V. G., Bush G. A., Skorokhod A. I., Vinogradov Yu. A., Semutnikova E. G., Epic J. S., Medvedev I. P., Gushchin R. A., Kopeikin V. M., Belikov I. B., Gubanova D. P., Karpov A. V., and Tikhonov A. V. Acoustic-Gravity Lamb Waves from the Eruption of the Hunga-Tonga-Hunga-Hapai Volcano // Pure Appl. Geophys. 07 May 2022.
<https://doi.org/10.1007/s00024-022-03046-4>.
4. Dolgikh G., Dolgikh S., Ovcharenko V. Initiation of Infrasonic Geosphere Waves Caused by Explosive Eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha’apai Volcano // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. V. 10. Iss. 8. № 1061. <https://doi.org/10.3390/jmse10081061>.
5. Helmholtz Centre Potsdam. GFZ German Research Centre for Geosciences.
URL: <https://www.gfz-potsdam.de/en>
6. Быков В. Г., Шестаков Н. В., Герасименко М. Д., Сорокин А. А., Коновалов А. В., Прытков А. С., Василенко Н. Ф., Сафонов Д. А., Коломиец А. Г., Серов М. А., Пулатенко В. В., Королев С. П., Верхогуров А. Л., Жижерин В. С., Рябинкин К. С. Единая сеть геодинимических наблюдений ДВО РАН: становление, десять лет развития, основные достижения // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2020. № 3(211). С. 5–24.
<https://doi.org/10.37102/08697698.2020.211.3.001> EDN OUVHWJ.
7. Astafyeva E. Ionospheric detection of natural hazards // Reviews of Geophysics. 2019. 57. 1265–1288.
<https://doi.org/10.1029/2019RG000668>.
8. Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Wasle E. GNSS-Global Navigation Satellite Systems, 1st ed. Vienna, Austria: Springer, 2008. 518 p.
9. Coster A., Williams J., Weatherwax A., Rideout W., Herne D. Accuracy of GPS total electron content: GPS receiver bias temperature dependence // Radio Science. 2013. 48. 190–196.
<https://doi.org/10.1002/rds.20011>
10. Прикладная математическая статистика: учебное пособие / Составитель А.А. Мицель. Томск: Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, 2022. 118 с.

THE LOADING EFFECT OF THE ATMOSPHERE TO THE HYDROSPHERE

Academician of the RAS G. I. Dolgikh*, M. A. Bolsunovskii

*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch
of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

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

When processing satellite data of total electron content on the route between GLONASS, GPS satellites and ground receiving stations located in the Primorsky Territory of Russia, disturbances of the electronic layer with periods ranging from 5 minutes to 45 minutes caused by natural fluctuations in the atmospheric region were identified. The isolated vibrations affecting the sea surface cause fluctuations in the aquatic environment with periods ranging from 5 minutes to 40 minutes.

Keywords: total electron content, satellite, natural oscillations

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 551.583

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЫ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ В БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЕ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ СЦЕНАРИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В XXI ВЕКЕ

© 2024 г. Г. А. Александров^{1,*}, А. С. Гинзбург¹, М. Л. Гитарский², А. В. Чернокульский^{1,3}, академик РАН В. А. Семенов^{1,3}

Поступило 16.01.2024 г.

После доработки 26.02.2024 г.

Принята к публикации 04.03.2024 г.

Получены прогностические оценки изменения климатологической границы зоны вечной мерзлоты как функции среднегодовой температуры воздуха на территории Большеземельской тундры при различных сценариях развития мировой экономики до середины XXI века. Показано, что наблюдаемое в период с 1950 по 2010 гг. смещение климатологической границы многолетней мерзлоты, определяемой пороговым значением среднегодовой температуры воздуха, в северо-восточном направлении по скорректированным сценарным прогнозам, полученным с помощью климатической модели, продолжится в ближайшие десятилетия при любом сценарии развития мировой экономики и является неизбежным последствием антропогенного влияния на климат. Результаты проведённого исследования важны для оценки перспектив и развития сети долгосрочных наблюдений, которая создаётся для мониторинга состояния многолетней мерзлоты и потоков парниковых газов на территории РФ.

Ключевые слова: изменение климата, многолетняя мерзлота, Большеземельская тундра

DOI: 10.31857/S2686739724060184

ВВЕДЕНИЕ

Арктические и субарктические тундры, расположенные в зоне многолетней мерзлоты, на протяжении нескольких тысячелетий обеспечивали сток углерода благодаря тому, что разложение органического вещества в многолетнемёрзлых почвенных горизонтах происходит крайне медленно. Отступление многолетней мерзлоты и увеличение глубины сезонного оттаивания почв [1] повышает скорость разложения органического вещества почв и, следовательно, ведёт к тому, что территория, занимаемая арктическими и субарктическими тундрами в прошлом веке, может со временем превратиться в источник углерода. По оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата [2], интенсивность положительной обратной связи, возникающей вследствие ожидаемой деградации многолетней

мерзлоты, может достигать 41 ГтС на 1°C (при среднем значении 18 ГтС на 1°C).

В связи с этим, особое значение приобретают исследования, целью которых является получение прогностических оценок изменения климатологических границ распространения многолетней мерзлоты в ближайшие десятилетия. При этом климатологические границы многолетней мерзлоты задаются разными способами [3–5]. Одним из традиционных способов является выделение зон сплошного, прерывистого и островного распространения многолетней мерзлоты на основе среднегодовой температуры воздуха [6–9]. В частности, в тех районах, где многолетняя мерзлота занимает более половины территории, среднегодовая температура воздуха (СГТ) не превышает –2°C [10].

Формирование многолетней мерзлоты обуславливается не только климатическими, но и геоморфологическими и гидрологическими условиями, а также растительным покровом. Поэтому выбор любого отрицательного значения СГТ в качестве границы распространения многолетней мерзлоты можно поставить под сомнение, если не считать выбранное значение

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия

²Российское энергетическое агентство Минэнерго России, Москва, Россия

³Институт географии Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: g.alexandrov@ifaran.ru

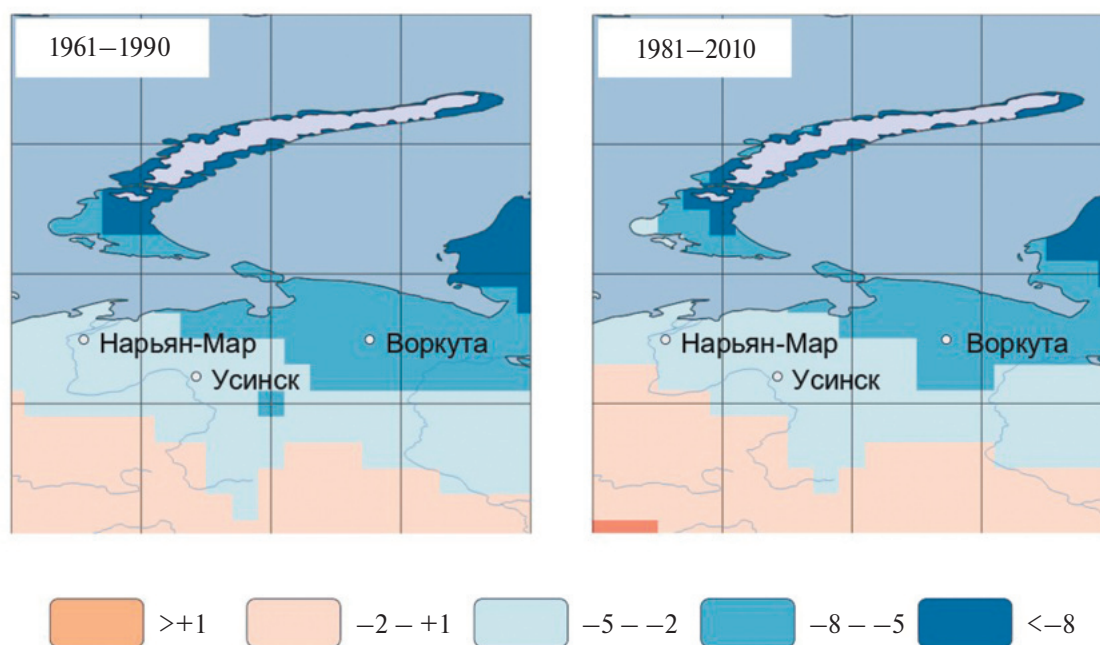


Рис. 1. Среднегодовая температура воздуха в период 1961–1990 гг. и в период 1981–2010 гг. по данным реанализа 20CRv3.

центром некоторого диапазона значений СГТ, ширина которого определяется вариабельностью геоморфологических и гидрологических условий и растительного покрова.

Исследования, необходимые для создания и оценки перспектив системы геокриологического мониторинга [11, 12] и соответствующей сети долгосрочных наблюдений, приобретают особую актуальность в связи с включением фоновго мониторинга состояния многолетней мерзлоты на территории РФ в основные направления государственного регулирования деятельности в области гидрометеорологии [13]. Прогностические оценки изменения климатологических границ распространения многолетней мерзлоты представляются также важными в свете задач Глобальной службы наблюдения за парниковыми газами [14], создаваемой в настоящее время Всемирной метеорологической организацией, которая, в частности, предполагает мониторинг потоков CO_2 с территорий, находящихся в зоне многолетней мерзлоты.

При отступании многолетней мерзлоты стоки углерода могут превратиться в его источники, в связи с этим часть точек наблюдений представляется целесообразным разместить в зоне климатологического перехода от условий, в целом благоприятных для сохранения многолетней

мерзлоты, к условиям, исключающим её сохранение в не очень отдалённой перспективе. На европейской части России распространение многолетней мерзлоты ограничивается Большеземельской тундрой, для территории которой в данном исследовании впервые получены прогностические оценки смещения климатологической зоны многолетней мерзлоты при различных сценариях развития мировой экономики.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В данном исследовании граница климатологической зоны многолетней мерзлоты определена как изолиния, соответствующая значению СГТ равному -2°C . Как видно из рис. 1, данная изолиния смещается в северо-восточном направлении. Для экстраполяции наблюдаемого смещения на период 2031–2060 гг. применялся метод, основанный на корректировке модельных прогностических оценок с использованием данных за современный период [9]: наблюдаемые тенденции изменения СГТ в узлах координатной сетки экстраполировались на период 2031–2060 гг. с помощью корректировочной модели:

$$y = 0.5478x - 0.0579 \quad (1)$$

где y — прогностическая оценка среднего значения аномалии СГТ в период 2031–2060 гг.

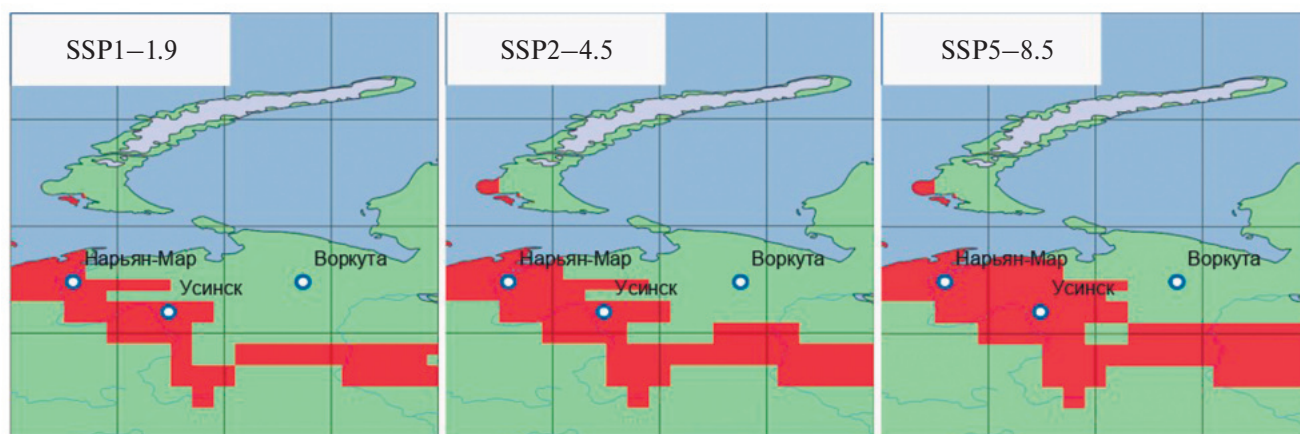


Рис. 2. Зона климатического перехода (выделена красным цветом) от среднегодовой температуры воздуха ниже -2°C в период 1981–2010 гг. к среднегодовой температуре воздуха выше -2°C в период 2031–2060 гг. по данным расчётов с моделью CanESM5 при различных сценариях развития мировой экономики.

относительно периода 1981–2010 гг. в некотором узле координатной сетки, x — среднее значение аномалии СГТ в период 2031–2060 гг. относительно периода 1981–2010 гг. в данном узле координатной сетки согласно численным экспериментам с моделью CanESM5 [15], демонстрирующей наиболее высокую чувствительность к росту концентрации CO_2 в атмосфере.

Коэффициенты корректировочной модели минимизируют среднеквадратичное отклонение получаемых с её помощью оценок медианы 30-летних скользящих средних аномалий СГТ относительно периода 1981–2010 гг. в узлах географической сетки, расположенных между 45-м и 65-м меридианом и между 58-й и 68-й параллелью (μ_{30}), в период 1950–2010 гг. от значений медианы 30-летних скользящих средних аномалий СГТ относительно периода 1981–2010 гг. ($\mu_{30,\text{obs}}$), вычисленных по данным реанализа 20CRv3 [16]. Значения медианы 30-летних скользящих средних аномалий СГТ относительно периода 1981–2010 гг., вычисленные по данным численных экспериментов с моделью CanESM5, ($\mu_{30,\text{mod}}$), выступают в роли предиктора наблюдаемой аномалии СГТ в i -й 30-летний период (т. е. в период, начинающийся в $(1949+i)$ году и заканчивающийся в $(1978+i)$ году):

$$\mu_{30,i} = 0.5478\mu_{30,\text{mod},i} - 0.0579 \quad (2)$$

где i — номер 30-летнего периода, начинающегося в $(1949+i)$ году и заканчивающегося в $(1978+i)$ году, $\mu_{30,i}$ — прогностическая оценка μ_{30} в i -й 30-летний период, $\mu_{30,\text{mod},i}$ — значение $\mu_{30,\text{mod}}$ в i -й 30-летний период, μ_{30} — медиана 30-летних скользящих средних аномалий

СГТ относительно периода 1981–2010 гг. в узлах географической сетки, расположенных между 45-м и 65-м меридианом и между 58-й и 68-й параллелью.

Выбор CanESM5 для экстраполяции данных реанализа связан с её способностью воспроизводить данные реанализа в период 1950–2010 гг. Используемая в работе корректировочная модель в значительной степени нивелирует различия между климатическими моделями, связанные с чувствительностью к CO_2 , так как чувствительность корректировочной модели к CO_2 , по сути дела, определяется данными реанализа. В связи с этим полученные прогностические оценки изменений климатологической границы зоны многолетней мерзлоты могут считаться мало зависящими от выбора климатической модели, которая используется для расчёта предикторов наблюдаемых значений μ_{30} .

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Корректировочная модель воспроизводит значения μ_{30} , вычисленные из данных реанализа, с высоким коэффициентом детерминации ($R^2 = 0.9117$). Следовательно, в линейном приближении можно предположить, что в период 2031–2060 гг. величина μ_{30} превысит 1°C (табл. 1).

Повышение СГТ даже на 1°C уже может привести к переходу через -2°C в тех районах Большеземельской тундры, где она была выше -3°C в период 1981–2010 гг. На рис. 2 показаны районы, где можно ожидать переход СГТ через -2°C в период 2031–2060 гг. при прогностических

оценках изменения СГТ для сценария SSP2-4.5, соответствующего современным тенденциям изменения выбросов углекислого газа в атмосферу, а также для “супер-зелёного” (SSP1-1.9) и для “супер-углеродного” (SSP5-8.5) сценария развития мировой экономики [17].

Сценарий SSP5-8.5 предполагает, что мировая экономика будет бурно развиваться, используя ископаемое топливо в качестве основного источника энергии и поддерживая энергоёмкий образ жизни. Этот сценарий рассматривается как крайне нежелательный, так как его реализация переложит все проблемы, связанные с глобальным изменением окружающей среды и климата, на плечи следующих поколений. Поэтому прогностические оценки смещения климатологической границы многолетней мерзлоты, соответствующие этому сценарию представляют интерес с точки зрения теоретически возможного масштаба деградации многолетней мерзлоты. Они показывают, что освобождение северо-восточной части Большеземельской тундры от многолетней мерзлоты в течение следующих трёх десятилетий можно считать маловероятным.

Сценарий SSP1-1.9 предполагает, что главным приоритетом развития мировой экономики является не её бурный рост, а достижение целей устойчивого развития и, в частности, достаточно быстрый переход от использования ископаемого топлива к использованию возобновляемых источников энергии. Так как быстрое сокращение глобальных выбросов углекислого газа представляется маловероятным, прогностические оценки смещения климатологической границы многолетней мерзлоты, соответствующие сценарию SSP1-1.9, характеризуют те изменения климата, которые в течение следующих трёх десятилетий невозможно избежать, так как они являются последствием воздействия мировой экономики на климатическую систему, начиная с XIX века, и демонстрируют неизбежность деградации многолетней мерзлоты в южной и западной частях Большеземельской тундры.

Экстраполяция наблюдаемых тенденций роста среднегодовой температуры (СГТ) на 2031–2060 гг. показала, что при любом сценарии развития мировой экономики на территории, по которой проходит автомобильная дорога, соединяющая Нарьян-Мар и Усинск, то есть в зоне транспортной доступности, ожидается переход СГТ через -2°C в период 2031–2060 гг. На этой территории ранее проводились эпизодические полевые исследования по изучению термокарстовых озёр [18] и по изучению температурного режима

торфяных почв [19]. При термокарстовых явлениях сработка органического вещества почвы происходит быстрее, чем при постепенном отступании многолетней мерзлоты [20], но превращение экосистемы из стока углерода в источник, в конечном итоге, связано с запасами органического вещества в многолетнемёрзлых почвенных горизонтах: чем больше эти запасы, тем больше вероятность зафиксировать превращение стока в источник. Поэтому совместный мониторинг состояния многолетней мерзлоты и потоков парниковых газов в экосистемах торфяных болот может существенно улучшить реалистичность моделей цикла углерода, применяемых для оценки количества углекислого газа, которое вернётся в атмосферу в результате отступления многолетней мерзлоты.

ВЫВОДЫ

Совместный мониторинг состояния многолетней мерзлоты и потоков углекислого газа на той части территории Большеземельской тундры, где будет происходить переход среднегодовой температуры воздуха через -2°C , имеет существенное значение для достижения целей Глобальной службы наблюдения за парниковыми газами, создаваемой в настоящее время под эгидой Всемирной метеорологической организации. Полученные нами прогностические оценки изменения среднегодовой температуры воздуха на территории Большеземельской тундры при различных сценариях развития мировой экономики показывают, что на части территории Большеземельской тундры, находящейся в зоне транспортной доступности, переход среднегодовой температуры воздуха через -2°C произойдёт при любом сценарии мирового развития и, возможно, приведёт к превращению этой части территории в источник углерода. Для фундаментального понимания геофизических процессов, протекающих в этой зоне, и их динамического взаимодействия представляется целесообразным проводить долгосрочные наблюдения как в рамках сети мониторинга состояния многолетней мерзлоты, так и в сети наблюдений, создаваемой для мониторинга потоков парниковых газов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят анонимных рецензентов за содержательные замечания, которые существенно помогли улучшить первоначальный вариант статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения “Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учёта данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах” (рег. № 123030300031-6).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ.

Авторы утверждают об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев А. А., Гравис А. Г., Губарьков А. А. и др. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геоэкологического мониторинга в западном секторе российской Арктики // Криосфера Земли. 2020. Т. 24, № 2. С. 15–30.
2. Canadell J. G., Monteiro P. M. S., Costa M. H. L. et al. Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks // Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2021. P. 673–816
<https://doi.org/10.1017/9781009157896.007>
3. Anisimov O., Nelson F. Application of mathematical models to investigate the interaction between the climate and permafrost // Soviet Meteorology and Hydrology. 1990. № 10. P. 8–13.
4. Демченко П. Ф., Величко А. А., Елисеев А. В. и др. Зависимость условий распространения вечной мерзлоты от уровня глобального потепления: сравнение моделей, сценариев и данных палерестроконструкций // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 2. С. 165–174.
5. Peng X., Zhang T., Frauenfeld O. W. et al. Soil freeze depth variability across Eurasia during 1850–2100 // Climatic Change. 2020. V. 158. № 3–4. P. 531–549.
6. Smith M. W., Riseborough D. W. Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis // Permafrost Periglac. Process. 2002. V. 13. № 1. P. 1–15.
7. Chadburn S. E., Burke E. J., Cox P. M. et al. An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming // Nature Climate Change. 2017. V. 7. № 5. P. 340–344.
8. Гаверилова М. К. Современный климат и вечная мерзлота. Новосибирск: Наука, 1981. 121 с.
9. Alexandrov G. A., Ginzburg V. A., Insarov G. E., Romanovskaya A. A. CMIP6 model projections leave no room for permafrost to persist in Western Siberia under the SSP5-8.5 scenario // Climatic Change. 2021. V. 169. № 3–4. P. 42.
10. Кислов А. В. Климатология. М.: Академия, 2011. 224 с.
11. Мельников В. П., Осипов В. И., Брушков А. В. и др. Развитие геоэкологического мониторинга природных и технических объектов в криолитозоне Российской Федерации на основе систем геотехнического мониторинга топливно-энергетического комплекса // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 4. С. 3–18.
12. Брушков А. В., Дроздов Д. С., Дубровин В. А. и др. Структура и параметры геоэкологического мониторинга // Научный вестник Арктики. 2022. № 12. С. 78–88.
13. Ф3 №297 от 10.07.2023 // Российская газета. 2023, 12 июля. № 9096(8). URL: <https://rg.ru/documents/2023/07/12/document-1689088543383187.html>
14. WMO. Global Greenhouse Gas Watch Programme. URL: <https://wmo.int/activities/global-greenhouse-gas-watch/global-greenhouse-gas-watch-programme>
15. Swart N. C., Cole J. N., Kharin V. V. et al. The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3) // Geoscientific Model Development. Copernicus GmbH, 2019. V. 12. № 11. P. 4823–4873.
16. Compo G. P., Whitaker J. S., Sardeshmukh P. D. et al. The Twentieth Century Reanalysis Project: The Twentieth Century Reanalysis Project // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. № 654. P. 1–28.
17. O'Neill B. C., Kriegler E., Riahi K. et al. A new scenario framework for climate change research: the concept of shared socioeconomic pathways // Climatic Change. 2014. V. 122. № 3. P. 387–400.
18. Shirokova L., Ivanova I., Manasyrov R. et al. The evolution of the ecosystems of thermokarst lakes of the Bolshezemelskaya tundra in the context of climate change // E3S Web of Conferences. 2019. V. 98. P. 02010.
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199802010>
19. Каверин Д. А., Пастухов А. В., Новаковский А. Б. Особенности современного температурного режима почвогрунтов на участке пересечения буржистого торфяника автодорогой на юге Большеземельской тундры // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 1. С. 23–33.
20. Rodenhizer H., Belshe F., Celis G. et al. Abrupt permafrost thaw accelerates carbon dioxide and methane release at a tussock tundra site // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2022. V. 54. № 1. P. 443–464.

PERMAFROST BOUNDARY CHANGE IN THE BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA UNDER DIFFERENT SCENARIOS OF CLIMATE CHANGE IN THE XXI CENTURY

G. A. Alexandrov^{1,*}, A. S. Ginzburg¹, M. L. Gytarsky², A. V. Chernokulsky^{1,3},
Academician of the RAS V. A. Semenov^{1,3}

¹*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*Russian Energy Agency, Moscow, Russian Federation*

³*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

**E-mail: g.alexandrov@ifaran.ru*

Prognostic estimates of changes in the climatological boundary of the permafrost zone as a function of the average annual air temperature on the territory of the Bolshezemelskaya tundra under various scenarios of the development of the world economy until the middle of the XXI century have been obtained. It is shown that the shift of the climatological boundary of permafrost, determined by the threshold value of the average annual air temperature, in the north-eastern direction observed in the period from 1950 to 2010, according to the adjusted scenario forecasts, obtained using a climate model, will continue in the coming decades under any scenario of the development of the world economy and is an inevitable consequence of anthropogenic influence on the climate. The results of the study are important for assessing the prospects and development of a network of long-term observations, which is being created to monitor the state of permafrost and greenhouse gas fluxes in the Russian Federation.

Keywords: climate change, permafrost, Bolshezemelskaya tundra

УДК 574.2/550.42/550.74(282.256.341)

НЕОБЫЧНАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ ГЕОФАГИИ – ПОЕДАНИЕ КАМЕННОГО УГЛЯ СНЕЖНЫМИ БАРАНАМИ В ГОРАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

© 2024 г. А. М. Паничев^{1,*}, Н. В. Барановская², И. Ю. Чеккрызов³, В. В. Иванов³,
А. Н. Цяцка⁴

Представлено академиком РАН В.В. Богатовым 27.02.2024 г.

Поступило 27.02.2024 г.

После доработки 28.02.2024 г.

Принято к публикации 04.03.2024 г.

В горах хребта Кодар в Забайкалье обнаружено несколько мест, регулярно посещаемых снежными баранами (*Ovis Nivicola*) с целью потребления каменного угля (чепинская свита, юра). По данным с фотоловушек, за один раз взрослый баран съедает от десятков до сотен граммов угольной дровсы и пыли. Выполнено комплексное исследование “сведобных” углей, в том числе их геохимии, включая определение содержаний и баланса подвижных форм микроэлементов, в том числе редкоземельных элементов (РЗЭ). Установлено, что сумма РЗЭ в угле варьируется от 0.19 до 0.27 кг/т, что в 3.5–4 раза выше кларковой. В составе РЗЭ преобладают элементы лёгкой подгруппы (ЛРЗЭ). С помощью аналитической сканирующей электронной микроскопии установлено присутствие в поедаемых углях монацита, ксенотима и рабдофана. Кислотная (HCl, pH=1) вытяжка из них показала, что среди высвобождаемых из угля элементов наибольшее значение для животных, вероятнее всего, могут иметь лишь некоторые микроэлементы, включая ЛРЗЭ. Полученные данные, с учётом проведённых нами ранее ландшафтно-геохимических исследований в районах массовой геофагии в Сихотэ-Алине, Горном Алтае и на о. Ольхон (Байкал), позволяют предположить, что причина регулярного потребления снежными баранами углей на хребте Кодар обусловлена стремлением животных восстановить нарушенный баланс РЗЭ в организме.

Ключевые слова: геофагия, копытные, каменный уголь, редкоземельные элементы, хребет Кодар, Забайкалье

DOI: 10.31857/S2686739724060195

Феномен потребления животными землестых веществ, названный термином “геофагия”, распространён во многих регионах мира. Для обозначения мест, регулярно посещаемых животными с целью геофагии и приобретших от этого характерный облик, нами предложен термин “кудур”, который широко используется с 2013 г. [1]. Потребляемые на кудурах вещества (кудуриты) – это чаще всего глины и суглинки. Однако, встречаются кудуры, где животные поглощают уголь. Такие кудуры, посещаемые преимущественно снежными баранами

(*Ovis Nivicola*), были обнаружены, в частности, на хребте Кодар в Забайкальском крае в начале 1990-х гг. Д.Г. Медведевым [2]. В 2013, 2014 и 2016 гг. в районе одного из “угольных” кудуров на хребте Кодар (см. местоположение на рис. 1) проводил сбор материалов по экологии снежных баранов А.Н. Цяцка с фото- и видеодокументацией активности животных с помощью фотоловушек. На угольном кудуре им был проведён также пробоотбор потребляемых животными углей, которые затем были инструментально исследованы в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

В соответствии с результатами анализа крупномасштабных топо- и геокартографических материалов, угольный кудур находится в вершине небольшого нивального кара, у верхней границы леса на высоте 1750 м на южном склоне ручьевой долины р. Средний Сакукан, левого притока р. Чара. Внешне это почти вертикальное скальное обнажение около 20 м высоты и 30 м ширины

¹Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия

²Томский политехнический университет, Томск, Россия

³Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия

⁴Фонд “Снежный барс”, Иркутск, Россия

*E-mail: sikhote@mail.ru



Рис. 1. Местоположение характеризуемого кудура в Забайкальском крае.

с типичными для кудуров следами активности животных. Обнажение представлено осадочными породами чепинской свиты юрского возраста: песчаниками, алевролитами и углисто-глинистыми сланцами с прослоями каменного угля мощностью от нескольких см до 1 м (Государственная геологическая карта D-50-XXVIII). Судя по натурным наблюдениям А.Н. Цяцка, а также фото- и видеозаписям с фотоловушек, на кудур приходят снежные бараны всех половых и возрастных групп. Основной пик посещения угольного кудура приходится на июнь-июль, как и на всех кудурах в зоне широт центральной и южной Якутии [3]. Другие виды копытных на угольном кудуре не были замечены. По данным сотрудников Национального парка “Кодар” (создан в 2018 г. с охватом территории р. Средний Сакукан) этот кудур посещал черношапочный сурик (*Marmota camtschatica*), который в течение получаса облизывал пыль с кусков угля [4].

Подмечено, что бараны поглощают уголь, захватывая губами угольную крошку или слизывая с углей минеральные выделения в виде тонких белёсых корок и угольной пыли. В некоторых видеосюжетах, снятых А.Н. Цяцка фотоловушкой,

слышен хруст угля на зубах животных. О точном количестве поглощаемого баранами угля можно судить пока только по прикидочным оценкам. Масса поглощаемого угля взрослым снежным бараном за одно посещение кудура, вероятнее всего, составляет от десятков до сотен граммов, в максимуме, возможно, до полукилограмма.

Среди проб угольных кудуритов, изученных физико-химическими методами были: 1) — штуф каменного угля (далее **У-1**) массой около 150 г из слоя в пласте, наиболее предпочитаемом снежными баранами; 2) — дресва угля (проба **У-А**) массой около 300 г из подошвы того же угольного пласта. Под стереомикроскопом из второй пробы были отобраны на анализ также чистый уголь (**У-2**) и углистый алевролит (**А**).

Элементный анализ угольных кудуритов выполнялся методом ИСП-МС (спектрометр iCAP 7600 Duo) по стандартной методике с кислотным разложением ($\text{HNO}_3 + \text{HClO}_4 + \text{HF}$). Поиск и анализ минеральных фаз осуществлялся на сканирующем электронном микроскопе (SEM) Tescan Lyra 3 XMN с энергодисперсионным спектрометром (EDS) AZtec X-Max 80. Из пробы **У-А** получена также кислотная вытяжка (HCl , pH-1; 5 г пробы, 50 мл раствора, $T=36^\circ\text{C}$, 12 ч.).

Результаты анализов спектрометрии (табл. 1) показывают, что в “поедаемых” углях и углистых алевролитах сумма редкоземельных элементов (РЗЭ) с учётом Sc и Y в 3.5–4 раза выше кларковой (69.37 г/т, по [5]). Характер распределения РЗЭ в углях (рис. 2 А), нормированных на среднее содержание в углях США [5] позволяет отнести их к L- и M-типам углей по В.В. Серединой [7] с преобладанием РЗЭ лёгкой подгруппы (ЛРЗЭ) за счёт примеси терригенного материала. По конфигурации графиков РЗЭ-профилей угли L- и M-типов резко отличаются от углей H-типа, в которых преобладают редкоземельные элементы тяжёлой подгруппы (ТРЗЭ), связанные преимущественно с органическим веществом. Для сравнения график угля H-типа (проба **У-В** — ванчинский уголь из Сихотэ-Алиня по данным [7]) также приведена на рис. 2 А. Как видно на этом рисунке, пробы **А** и **У-2** по содержанию РЗЭ схожи при существенном различии только по Eu. В отличие от них в пробе **У-1** заметно больше всех РЗЭ. По остальным микроэлементам (рис. 2 В) пробы **А** и **У-2** тоже почти аналогичны, в то время как профиль **У-1** явно отличается величинами содержаний Cr, Mo, Nb, Ag, Sn, As, Sb, Te, Cs и Ba. Это указывает на то, что отдельные прослои угля в пласте контрастны по содержанию многих микроэлементов, но

Таблица 1. Состав угольных кудуритов (зольность и оксиды в мас. %; элементы в г/т)

	Проба					Проба					Проба			
	У-1	У-А	А	У-2		У-1	У-А	А	У-2		У-1	У-А	А	У-2
М	35.99	61.10	84.49	15.62	Ga	9.858	23.40	15.49	11.83	Th	12.52	24.25	15.07	13.82
SiO₂	21.32	33.32	48.05	9.59	Ge	0.993	1.425	1.234	1.065	U	4.654	6.452	3.356	4.044
TiO₂	0.33	0.410	0.39	0.18	As	5.888	0.939	1.989	0.754	Sc	10.88	11.83	7.522	8.838
Al₂O₃	7.05	12.06	13.39	3.81	Se	1.335	0.689	0.947	0.832	Y	25.55	16.22	11.24	12.06
Fe₂O₃	3.74	5.164	5.00	3.74	Rb	51.39	144.8	82.57	69.15	La	38.09	47.64	32.47	33.64
MnO	0.030	0.040	0.208	0.002	Sr	153.0	345.3	1686	276.2	Ce	99.04	122.7	73.42	78.68
MgO	1.05	1.789	1.55	0.33	Zr	17.87	25.68	11.24	12.06	Pr	11.84	13.01	8.62	8.37
CaO	0.65	1.231	0.17	0.17	Nb	5.139	11.48	14.00	16.40	Nd	49.70	50.98	33.84	32.16
Na₂O	0.74	1.006	1.70	0.19	Mo	1.215	3.325	5.865	6.164	Sm	9.260	8.600	5.736	5.351
K₂O	1.19	2.512	2.51	0.73	Ag	0.078	0.073	3.431	6.404	Eu	1.661	1.535	1.628	0.969
P₂O₅	0.04	0.099	0.08	0.04	Cd	0.120	0.140	0.067	0.067	Gd	8.245	6.970	5.071	4.708
H₂O	1.41	1.930	0.54	1.67	Sn	1.049	2.362	0.113	0.079	Tb	1.000	0.849	0.616	0.545
ППП	62.44	39.88	15.22	82.28	Sb	0.088	0.093	1.757	1.362	Dy	5.305	3.808	2.902	2.693
Σ	100.0	99.44	99.96	99.95	Te	0.019	0.035	0.070	0.064	Ho	1.017	0.646	0.466	0.490
Li	19.67	39.96	29.74	20.99	Cs	3.298	6.712	0.027	0.016	Er	3.238	1.957	1.388	1.576
Be	3.293	2.709	1.279	1.473	Ba	380.1	1061	3.020	3.345	Tm	0.432	0.250	0.168	0.193
V	42.81	84.41	58.93	69.04	Hf	0.591	0.840	0.528	0.540	Yb	2.911	1.605	1.100	1.285
Cr	34.20	70.53	81.79	96.33	Ta	0.325	0.835	0.400	0.346	Lu	0.439	0.240	0.151	0.188
Co	11.65	15.57	8.67	10.92	W	1.368	3.795	2.317	3.824	ЛРЗЭ. %	89.56	93.15	91.95	92.60
Ni	16.05	26.77	23.60	19.63	Tl	0.383	0.846	0.436	0.420	ТРЗЭ. %	10.44	6.85	8.05	7.40
Cu	27.68	36.13	27.27	27.14	Pb	14.18	21.58	13.19	14.25	Σ 1	268.6	288.8	186.3	191.7
Zn	62.31	86.34	107.5	41.57	Bi	0.262	0.355	0.267	0.200	Σ 2	747	473	220	1227

Примечание. ППП – потери при прокаливании; М – зольность; Σ 1 – сумма лантаноидов +Sc+Y; Σ 2 – то же в золе. У-1 – уголь из наиболее активно поедаемого слоя в пласте; У-А – дресва угля из подошвы пласта; А – углистый алевролит и У-2 – уголь из дресвы.

остаются сопоставимыми по ЛРЗЭ. В пробах У-1 и У-2 по результатам SEM-EDS-исследований РЗЭ-содержащие минеральные фазы представлены монацитом, ксенотимом и рабдофаном. Некоторые типовые их зёрна проиллюстрированы на рис. 3.

Для количественной оценки выхода Na и других элементов применительно к условиям среды в желудке жвачных нами получена кислотная вытяжка из пробы У-А (в ней содержания Na, Ca, Mg, Fe наиболее высоки) с параметрами кислотного раствора, близкими сычужному соку. Результат представлен в табл. 2 и рис. 4.

Результат по вытяжкам (табл. 2) указывает на то, что среди макроэлементов, которые животные могут искать в углях, наиболее вероятными претендентами, судя по процентам

выхода элементов из угольного кудурита, являются Ca, Mn и P. Если исходить из 5-разового посещения за год “угольного кудура” взрослым бараном, и при этом за одно посещение он съедает 0.5 кг угольного кудурита, то за счёт потребления угля он может получить Ca ≈ 16 г, Mn ≈ 0.15 г, P ≈ 0.05 г. И это при том, что суточная норма потребления овцами (в г на 100 кг веса животного) Ca ≈ 11.5–13.8; Mn ≈ 0.078–0.095; P ≈ 0.007–0.011 [8]. Кроме того, в отношении этих макроэлементов ранее нами неоднократно показано [9–11], что они не могут претендовать на роль универсальной причины геофагии. Судя по сравнительно скромным дозам потребляемого угля, логично предположить, что животные ищут в угле какие-то микроэлементы для тонкой регуляции (настройки)

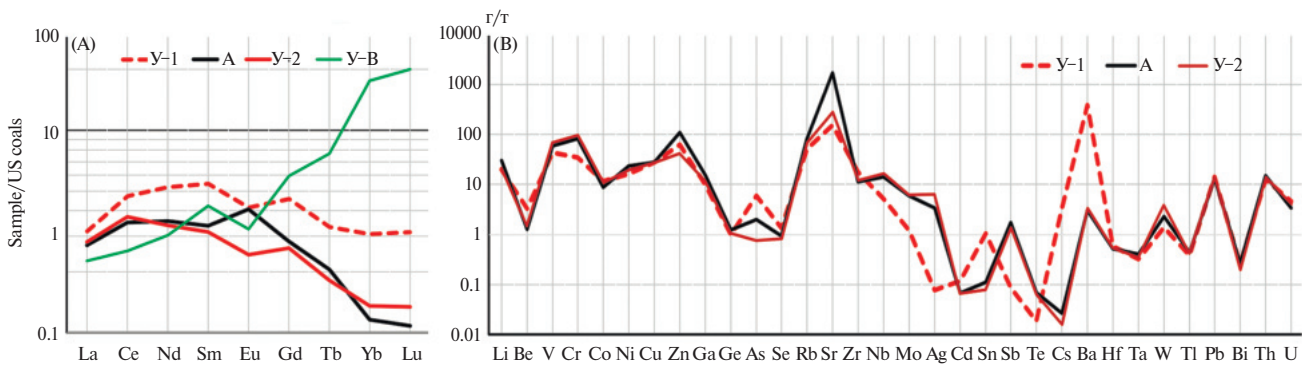


Рис. 2. А – диаграммы распределения содержаний РЗЭ, нормированных на угли США по [5] в углях и углистом алевролите (проба УВ – бурый уголь из Ванчинской впадины в Сихотэ-Алине по данным [6]); В – диаграммы содержаний прочих микроэлементов.

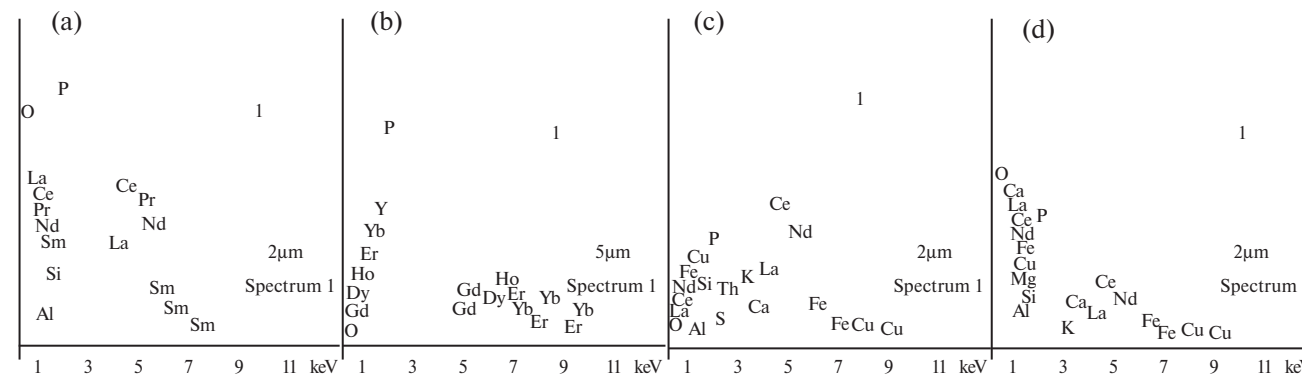


Рис. 3. SEM-изображения и EDS-спектры зёрен редкоземельных фосфатов в угле: а – монацит; б – ксенотим; с, д – близкие по составу и морфологии рабдофану

Таблица 2. Содержание элементов в исходной пробе (У-А) и в вытяжке из неё в пересчёте на твёрдое вещество (г/т)

Элемент	Ti	Al	Fe	Mn	K	Na	Ca	Mg	P
Проба У-А	2460	31924	18074	310	10422	3732	8793	10434	212
Вытяжка из У-А	0,62	160,9	472,9	106,6	240,4	65,96	6617	170	23,34
% выхода	0,03	0,5	2,6	34	2,3	1,8	75	1,6	11

важных систем жизнеобеспечения в своем организме. Микроэлементы, имеющие наиболее существенный выход в вытяжку из угля (рис. 4 А и В) в порядке убывания содержания выстраиваются в следующий ряд (в г/т): Sr (114.8), Ba (13.8), Cr (9.45), Zn (3.46), Cu (2.47), Ni (1.24), Ce (0.98), Рb (0.88), Y (0.65), Nd (0.52), La (0.51), Li (0.45), V (0.40), Rb (0.37) и Co (0.35). Выход в вытяжку остальных микроэлементов менее 0.05 г/т. Богатый опыт подобных исследований [9–11] и выявленная послойная изменчивость содержаний микроэлементов в угольном пласте подводят нас

к выводу, что пищевой интерес животных к изучаемым углям обусловлен наличием в них ЛРЗЭ (а также Y и Sc).

Аргументацию сделанного вывода начнём с того, что с РЗЭ-углями на кудурах, правда, с бурыми, а не каменными, нам уже приходилось сталкиваться в Сихотэ-Алине. Диаграмма одной из проб такого бурого угля с кудура на Ванчине (сведения о нём здесь [12]) приведена на рис. 2 А (проба У-В). Сумма РЗЭ в ванчинском угле, согласно данным [13], варьируется от 250 до 775 г/т

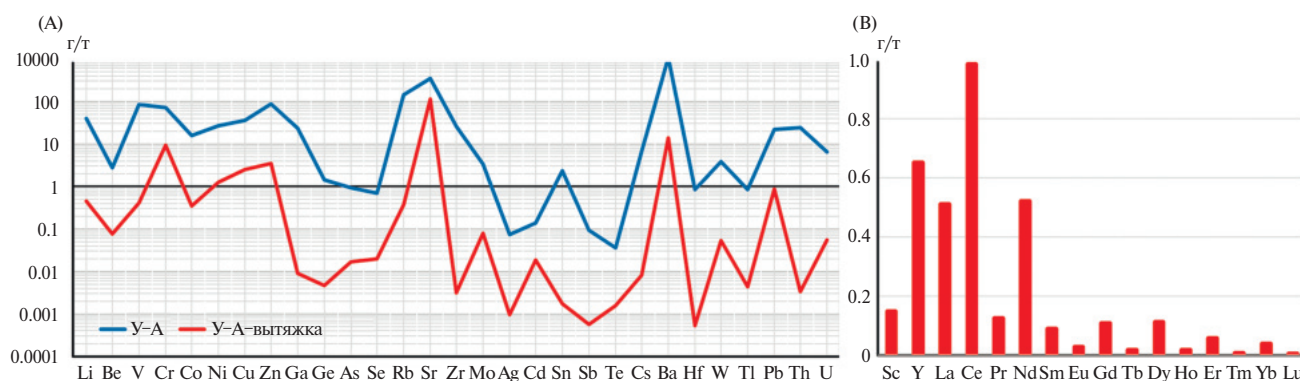


Рис. 4. А – диаграммы распределения содержаний микроэлементов в пробе У-А и в составе кислотной вытяжки из неё (в пересчёте на сухое вещество); В – содержание РЗЭ в вытяжке.

с преобладанием ТРЗЭ. В случае с кудуром на Ванчине, посещающие его животные (преимущественно благородные олени) собственно углём не интересуются. В больших количествах (килограммами) они предпочитают поглощать каолинистые глины, образовавшиеся ниже угольного пласта в процессе его выветривания. На остальных 14 “безугольных” кудурах на площади Ванчинского грабена животные в больших количествах поедают смектитовые глины, иногда с примесью цеолитов. При этом сумма РЗЭ во всех потребляемых глинах близка к фоновой. В результате проведённых в данной местности детальных ландшафтно-геохимических исследований нам удалось выявить аномально высокие содержания РЗЭ (часто с преобладанием ТРЗЭ) в разнотипных горных породах, почвах, поверхностных водах, растительности, и даже в организме местных оленей [9]. Сопоставление особенностей состава поедаемых глин и содержащих глины экскрементов животных показало, что глины в пищеварительном тракте активно сорбируют РЗЭ, особенно ТРЗЭ, и выводят их из организма. В итоге был сделан вывод, что стремление оленей потреблять глины, вероятнее всего, обусловлено нарушениями в организме обмена РЗЭ из-за высокого содержания ТРЗЭ в составе кормов и питьевой воды.

Анализ опубликованных источников по биологическим свойствам РЗЭ [14, 15] показал, что критические нарушения в нервной, иммунной и эндокринной системах животных возникают в результате того, что токсичные ТРЗЭ замещают в них ЛРЗЭ, которые, по всей видимости, выполняют в главных управляющих системах организма важные функции. Как очевидно, такого рода нарушения вполне могут провоцировать животных к потреблению минеральных

сорбентов с целью регуляции состава и соотношения РЗЭ в этих важнейших системах организма. Если это верно, то регулярное потребление глин – это вынужденная необходимость для выживания животных в ландшафтах с избытком РЗЭ.

Нашими исследованиями в Сихотэ-Алине [9] и в Горном Алтае [10] показано, что для выживания в такого рода ландшафтах пригодны глины различного минерального состава и другие разновидности минеральных и органоминеральных сорбентов.

В 2022 г. детальные ландшафтно-геохимические исследования нами были проведены также на о. Ольхон, на Байкале [11], где геолого-геохимическая ситуация совсем иная, нежели в Сихотэ-Алине и Горном Алтае. Поедаемые дикими оленями и домашним скотом каолинистые глины на кудурах Ольхона оказались обогащёнными ЛРЗЭ на фоне аномально низких содержаний этой группы элементов во всех компонентах островных ландшафтов. Сопоставление состава глинистых экскрементов и поедаемых глин показало, что часть потреблённых с глиной ЛРЗЭ остаётся в организме. Таким образом, потребление животными глин также вызвано нарушениями состава и концентрации РЗЭ в организме, но уже на фоне аномально низких содержаний этих элементов в кормах и питьевой воде.

После работ на Ольхоне стало понятно, что все районы, где в массовом виде распространена геофагия, являются в той или иной мере РЗЭ-аномальными (РЗЭ-эндемичными) с повышенным или пониженным, относительно местных фоновых значений, содержанием подвижных форм РЗЭ в ландшафтных компонентах. У части обитающих в таких условиях животных, в

первую очередь у растительноядных, могут возникать нарушения обмена этой группы элементов в нейроиммуно-эндокринной системе организма. Развивающийся при этом гормональный стресс запускает инстинктивный механизм поиска сорбентов, которые, в зависимости от геохимических условий среды обитания, будут предпочтительны животным или в обогащённом ЛРЗЭ виде, или в обеднённом. На универсальный характер выявленных закономерностей указывает и проведённый нами анализ геолого-геохимических ситуаций на кудурах в ряде районов экваториальной зоны Земли [10, 11]. Из него явствует, что связь массовых случаев геофагии с РЗЭ-эндемиями в этой части мира выражена более сильно, чем в средних широтах, причём с проявлением РЗЭ-эндемичных заболеваний и среди людей, что отражено в обзоре [14].

Итак, наиболее вероятная причина поедания снежными баранами ЛРЗЭ-углей в горах хребта Кодар та же, что заставляет оленей потреблять обогащённую ЛРЗЭ глину на Ольхоне. И это дефицит нужных животным ЛРЗЭ в кормах и питьевой воде. Не исключён также избыток в диете токсичных ТРЗЭ. Наблюдаемый относительно небольшой выход РЗЭ из угля в кислотную вытяжку может указывать на выбранную нами не совсем адекватную модель воздействия химико-микробиологических факторов в пищеварительном тракте на угольный кудурит. Дело в том, что существенная часть РЗЭ (до 50%) в углях может извлекаться в щелочной среде [16], которая свойственна для кишечника животных. Заметим ещё, что животные с помощью угля могут компенсировать дефицит в организме не только ЛРЗЭ, но и попутно других микроэлементов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РНФ № 20-67-47005 и № 20-64-47021.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Panichev A. M., Golokhvast K. S., Gulkov A. N., Cherkryzhov I. Yu. Geophagy and geology of mineral licks (kudurs): a review of russian publications // Environmental Geochemistry and Health. № 1. 2013. P. 133–152.
2. Медведев Д. Г., Цяцка А. Н., Яценко В. В. О необходимости внесения кодарского снежного барана (*Ovis nivicola kodarensis* Medvedev, 1994) в Красную книгу Российской Федерации и Международного союза охраны природы // Мат-лы IV междунар. науч.-практич. конф., посвященной 70-летию Победы в Великой Отечественной войне (1941–1945 гг.) и 100-летию со дня рождения А. А. Ежовского. Иркутск: Изд-во ИГАУ, 2015. file:///Users/apple/Documents/КОМП/МОИ%20ДОКУМЕНТЫ%20/ПУБЛИКАЦИИ/ТЕКУЩЕЕ/Якутия/Новая%20Чара/ДАН/Статья/a39dd52a-bce5-4ef9-a96a-ed2f69ee02ec.html
3. Степанова В. В., Аргунов А. В., Охлопков И. М. Сравнительная характеристика активности солонцевания благородного оленя (*Cervus elaphus* L., 1758, cervidae, artiodactyla) Якутии в нативном и инвазионном участках ареала // Российский Журнал Биологических Инвазий. 2019. № 1. С. 95–110.
4. Баженов Ю. А. К экологии прибайкальского черноташного сурка (*Marmota camtschatica doppelmayeri* Birula, 1922) хребта Кодар (Забайкалье) // Амурский зоологический журнал, 2023. Т. XV. № 1. С. 178–184. <https://www.doi.org/10.33910/2686-9519-2023-15-1-178-184>
5. Ketris M. P., Yudovich Ya. E. Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // International Journal of Coal Geology. 2009. 78. P. 135–148. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2009.01.002>
6. Finkelman R. B. Trace and Minor Elements in Coal [M] / In: Organic Geochemistry (eds. Engel M. H. and Macko S. A.). New York: Plenum Press, 1993. P. 593–607.
7. Середин В. В. Основные закономерности распределения редкоземельных элементов в углях // ДАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 239–243.
8. Менькин В. К. Кормление животных. М.: Колосс, 2006. 360 с.
9. Panichev A. M., Baranovskaya N. V., Seryodkin I. V. et al. Landscape REE anomalies and the cause of geophagy in wild animals at kudurs (mineral salt licks) in the Sikhote-Alin (Primorsky Krai, Russia) // Environmental Geochemistry and Health. 2021. № 44. P. 1137–1160. <https://doi.org/10.1007/s10653-021-01014-w>
10. Panichev A., Baranovskaya N., Seryodkin I. et al. Excess of REE in plant foods as a cause of geophagy in animals in the Teletskoye Lake basin, Altai Republic, Russia // World Academy of Sciences Journal. 2023. № 5. V. 6. P. 1–22. <https://doi.org/10.3892/wasj.2022b.183>
11. Panichev A. M., Baranovskaya N. V., Seryodkin I. V. et al. The Main Cause of Geophagy According to Extensive Studies on Olkhon Island, Lake Baikal // Geosciences. 2023. 13. 211. <https://doi.org/10.3390/geosciences13070211>

12. Паничев А. М. Литофагия: причины феномена // Природа. 2016. № 4. С. 25–34.
13. Середин В. В., Чекризов Ю. И. Рудоносность Ванчинского грабена (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 230–249.
14. Panichev A. M. Rare Earth Elements: Review of Medical and Biological Properties and Their Abundance in the Rock Materials and Mineralized Spring Waters in the Context of Animal and Human Geophagia Reasons Evaluation // Achievements in the Life Sciences. 2015. № 9. P. 95–103. <http://dx.doi.org/10.1016/j.als.2015.12.001>
15. Redling K. Rare Earth Elements in Agriculture with Emphasis on Animal Husbandry. Dissertation, LMU München: Tierärztlichen Fakultät, 2006. <https://doi.org/10.5282/edoc.5936> URL: <https://edoc.ub.uni-muenchen.de/5936/>
16. Шнирт М. Я., Середин В. В., Горюнова Н. П. Формы соединений редкоземельных элементов в углях // Химия твердого топлива. 1999. № 3. С. 91–99.

AN UNUSUAL VARIETY OF GEOPHAGY – SNOW SHEEP COAL CONSUMPTION IN THE TRANSBAIKALIAN MOUNTAINS

A. M. Panichev^{1,*}, N. V. Baranovskaya², I. Yu. Chekrizhov³, V. V. Ivanov³, A. N. Tsatska⁴

¹Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

²Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russian Federation

³Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

⁴“Snow Leopard” Foundation, Irkutsk, Russian Federation

*E-mail: sikhote@mail.ru

Several places were discovered in the mountains of the Kodar ridge in Transbaikalia, that are regularly visited by bighorn sheep (*Ovis Nivicola*) for the purpose of consuming coal (Chepinskaya Formation, Jurassic). According to observations an adult ram eats from tens to hundreds of grams of coal gruss and dust at once. A comprehensive study of “eatable” coals was carried out, including their geochemistry with determination of the content and balance of mobile forms of microelements, including rare earth elements (REE). It has been established that the sum of REE in coal varies from 0.19 to 0.27 kg/t, which is 3.5–4 times higher than the clarke value. The REE composition is dominated by elements of the light subgroup (LREE). The presence of monazite, xenotime and rhabdophane in the consumed coals was established by analytical scanning electron microscopy. An acid (HCl, pH-1) extract from minerals showed, that among the elements released from coal, only some microelements, including LREEs, are most likely to be of greatest importance for animals. The data obtained, considering our previously conducted landscape-geochemical studies of mass geophagy areas in the Sikhote-Alin, the Gorny Altai and on the island. Olkhon (Baikal), suggest that the reason for the regular consumption of coals by bighorn sheep on the Kodar Ridge is due to the animals intention to restore the disturbed balance of REE in the body.

Keywords: geophagy, ungulates, coal, rare earth elements, Kodar chains, Transbaikalia

УДК 556.535.5

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТНЫХ ПОДХОДОВ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА РЕКИ МАРМАРИК

© 2024 г. А. Э. Сумачев^{1,*}, Е. В. Гайдукова^{2,**}, В. Г. Маргарян^{3,***}, А. М. Седракян⁴

Поступило 16.11.2023 г.

После доработки 05.02.2024 г.

Принято к публикации 07.02.2024 г.

В статье рассмотрен опыт применения метода обучения искусственных нейронных сетей и других вероятностных подходов при прогнозировании уровня режима реки Мармарик с различной заблаговременностью. Выявлено, что при долгосрочном прогнозировании уровней воды на р. Мармарик по п. Агавнадзор целесообразно ориентироваться на оценку математического ожидания случайного процесса. При краткосрочном прогнозировании уровней воды на один срок вперёд (12 часов) следует ориентироваться на значение уровня воды, приходящиеся на дату выпуска прогноза, стандартная ошибка такого прогноза составляет 5 см. Для прогноза уровня воды на 24 часа вперёд целесообразна разработка нейросетевых моделей прогнозирования с учётом развития ситуации на р. Гомрагет – п. Меградзор.

Ключевые слова: прогнозирование, искусственные нейронные сети, уровень воды, краткосрочные прогнозы, долгосрочные прогнозы

DOI: 10.31857/S2686739724060202

ВВЕДЕНИЕ

Разные отрасли хозяйства, и в первую очередь такие, как гидроэнергетика и сельское хозяйство, нуждаются в прогнозах водного режима с различной заблаговременностью. Прогнозы позволяют наиболее рационально использовать водные ресурсы страны, а также заблаговременно подготовиться к опасным гидрологическим явлениям и этим предупредить или существенно уменьшить ущерб, причиняемый ими народному хозяйству [1, 2]. К наиболее сложным речным водосборам, с точки зрения, прогнозов относятся водосборы горных и полугорных рек, отличающиеся спецификой формирования стока, связанной с высотной поясностью, свойствами подстилающей поверхности, уклонами склонов и русловой сети.

Существующие онтологические подходы в прогнозах стока горных и полугорных рек можно разделить на следующие группы [3]: методы, основанные на определении составляющих водного баланса; методы, опирающиеся на концептуальные модели формирования речного стока; методы, использующие физико-статистические зависимости характеристик речного стока от гидрометеорологических факторов; методы, основанные на решении математических моделей.

В практике оперативного прогноза стока горных рек распространены разные методы. Они могут опираться либо на концептуальные модели формирования стока, где основные процессы стокообразования описываются с помощью упрощённых полуэмпирических уравнений, либо на физико-статистические зависимости характеристик паводочного стока от метеорологических и гидрологических факторов [4]. Пример концептуальной модели приведён в работе [5], в которой эта модель используется для краткосрочного прогноза стока малых высокогорных притоков Кубани. В работах [6, 7] показана эффективность использования физико-статистических методов прогнозов на горных реках. Методы, основанные на математических моделях, недостаточно распространены для прогноза стока

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

³Ереванский государственный университет, Ереван, Армения

⁴Национальный Политехнический Университет Армении, Ереван, Армения

*E-mail: a-sumachev@mail.ru

**E-mail: oderiut@mail.ru

***E-mail: vmargaryan@ysu.am

****E-mail: asedrakyan@seua.am

горных рек, так как относительно сложны в получении и использовании.

В работе [8] была рассмотрена возможность прогнозирования расходов воды (Q) реки Мармарик с использованием уравнения кинематической волны. Полученные результаты при проведении поверочных прогнозов свидетельствуют о достаточно высоком качестве выпускаемых прогнозов расходов воды.

При этом стоит отметить целесообразность прогнозирования не только расходов, но и уровней воды (H), как основной характеристики возможного затопления территории. Прогнозирование уровней воды может выполняться различными методами в зависимости от желаемой заблаговременности прогноза и данных, доступных для прогнозирования. Достаточно большое количество методик прогнозирования, особенно высших уровней воды, основаны на связи между расходами и уровнями воды. Однако, расходы воды, в реальных условиях, определяются в конце года по годовой зависимости $Q = f(H)$ и их использование в оперативной практике прогнозирования редко является целесообразным, лишь в условиях устойчивого русла уровни воды могут быть спрогнозированы по значениям прогнозного расхода воды с использованием многолетних зависимости расходов от уровней.

В реальных условиях построить многолетние зависимости $Q = f(H)$ удаётся крайне редко. Поэтому предпочтительнее прогнозировать уровни воды напрямую, так как это уменьшает конечную погрешность прогнозных значений и облегчает использование данной методики. В качестве предикторов можно использовать уровни воды, которые измеряются непосредственно на посту, а также уровни воды вышерасположенных постов. Другой не менее актуальной проблемой прогнозирования является выбор оптимальных, наиболее строгих, критериев качества, которые удовлетворяют требованиям Гидрометцентра России.

Таким образом, цель настоящей работы – разработать методический подход к прогнозированию уровней воды различного генезиса и подходы к оценке качества и эффективности методик прогнозирования уровней воды, измеренных с различной временной дискретностью. Для достижения поставленной цели исследования необходимо на конкретном примере рассмотреть методический подход к прогнозированию срочных уровней воды с различной заблаговременностью, показать алгоритм определения оптимальной заблаговременности выпускаемых

прогнозов, апробировать различные математические подходы к прогнозированию и, наконец, выработать методический подход к оценке качества выпускаемых прогнозов.

В качестве объекта для апробации предлагаемых подходов выбран бассейн полугорной р. Мармарик. Для этого объекта имеются ряды наблюдений за срочными значениями уровней воды и расходов воды.

Бассейн реки Мармарик является стратегически важным объектом с точки зрения содержащихся в реке водных запасов для использования их в сельскохозяйственном и энергетическом секторах [9]. К тому же, долина р. Мармарик имеет большие рекреационные возможности, в её долине находится месторождение минеральной воды “Анкаван” [10, 11].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе использованы двусрочные данные наблюдений за уровнем воды (ряд № 1) с 1 апреля по 30 июня (182 значения в год) по гидрологическим постам (таблица 1) за период с 2011 по 2022 год [8] в бассейне р. Мармарик. По срочным уровням воды также определены максимальные их значения за год (ряд № 2). Исходная информация (ряд № 1) представляет собой временной ряд, который может быть рассмотрен как нестационарный периодически скоррелированный случайный процесс [12, 13]. Под случайным процессом понимается такой процесс, каждое из сечений которого представляет собой случайную величину [12]. Случайный процесс представляется в виде сечений и реализаций. Под сечением случайного процесса понимается случайная величина, в которую обращается случайный процесс в момент времени t , под реализацией случайного процесса понимается неслучайная функция $x(t)$, в которую превращается случайный процесс $X(t)$ в результате опыта. В данном случае каждый срок наблюдения является сечением случайного процесса, а каждый год реализацией, таким образом каждое из 182 сечений содержит 11 значений по каждой реализации. Ряд № 2 является случайной величиной.

Критерием качества при этом может стать отношение величины стандартной ошибки прогнозирования к стандартной ошибке “природного” прогноза. Под “природным” понимается такой прогноз, когда на следующий шаг даётся значение характеристики на настоящий момент времени.

Таблица 1. Отметки уровней воды, превышение которых приводит к формированию неблагоприятных гидрологических явлений

Гидрологический пост	Р. Гомрагет – п. Меградзор	Р. Мармарик – п. Анкаван	Р. Мармарик – п. Агавнадзор
Отметка, см	234	123	368

Также в качестве критериев качества Гидрометцентр России рекомендует использовать отношения S/σ и S/σ_Δ [14] (где S – среднеквадратическая погрешность; σ – среднеквадратическое отклонение, рассчитанное по фактическому ряду; σ_Δ – среднеквадратическое отклонение прогнозируемой величины за период заблаговременности). Применимость данных критериев для прогнозирования случайных процессов в наставлениях не оговаривается.

За рубежом применяется также критерий Нэша–Сатклиффа. В классическом представлении коэффициент Нэша–Сатклиффа рассчитывается по формуле [15]:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_m^t - Q_0^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - \bar{Q}_0)^2}; \quad (1)$$

где Q_m^t – прогнозное значение какой-либо характеристики, Q_0^t – фактическое значение какой-либо характеристики, $\bar{Q}_0$ – её среднее арифметическое значение.

Несмотря на недосказанность в руководящих документах, данный коэффициент в приведённом виде (также как и критерии, предложенные Гидрометцентром) может использоваться только при прогнозировании или моделировании *случайных величин*, несмотря на повсеместное их использование для любых целей, связанных с прогнозированием и моделированием. Невозможность их использования связана с тем, что стандартное (среднеквадратическое) отклонение случайного процесса, в отличие от случайной величины, является не фиксированным числом, а неслучайной функцией, которая рассчитывается отдельно по каждому из сечений случайного процесса (в данном случае за каждый срок наблюдений) [12]. В настоящей работе анализ полученных результатов произведён по различным классическим критериям [14], в том числе комбинированным. При прогнозировании случайных величин предлагается пользоваться отношениями S/σ и S/σ_Δ и критерием Нэша–Сатклиффа (1), при прогнозировании случайного процесса величины σ и σ_Δ должны

быть рассчитаны относительно математических ожиданий случайного процесса, которое также должно быть использовано в критерии Нэша–Сатклиффа. При этом значения соотношений S/σ и S/σ_Δ должны быть меньше 0.80, однако в ряде случаев удовлетворительными принимаются модели, для которых приведённые отношения меньше 1.0 [16].

На предварительном этапе исследования также было установлено, что построение многолетней зависимости $Q = f(H)$ не представляется возможным, поэтому уровни целесообразно прогнозировать напрямую в зависимости от уровней на целевом посту (р. Мармарик – п. Агавнадзор) и вышележащих створах.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Уровненный режим рек данного бассейна достаточно сложен, так как обуславливается различными факторами формирования, включая такие как увеличение расходов воды вследствие половодья, паводков и таяния ледников, которые могут поддерживать относительно высокие уровни воды достаточно продолжительное время. За представленный период наблюдений, уровни воды несколько раз превышали неблагоприятные отметки (таблица 1).

Превышение данных отметок по целевому посту Агавандзор отмечалось трижды за рассматриваемый период, при этом наибольшее по длительности и величине превышение приведённых отметок наблюдалось в 2011 г., когда неблагоприятные уровни наблюдались с 30 апреля по 8 мая, а высший уровень воды составил 396 см, при этом стоит отметить, что на р. Гомрагет – п. Меградзор также наблюдалось превышение отметок, однако превышение неблагоприятных отметок по притоку началось позже, чем по основной реке. Малая повторяемость неблагоприятных гидрологических явлений, а также атипичность сроков их формирования (для гидрологического прогнозирования необходимо, чтоб прогнозируемые явления развивались сверху вниз по течению) приводит к невозможности установления уровней воды на вышележащих створах, при которых на целевом створе

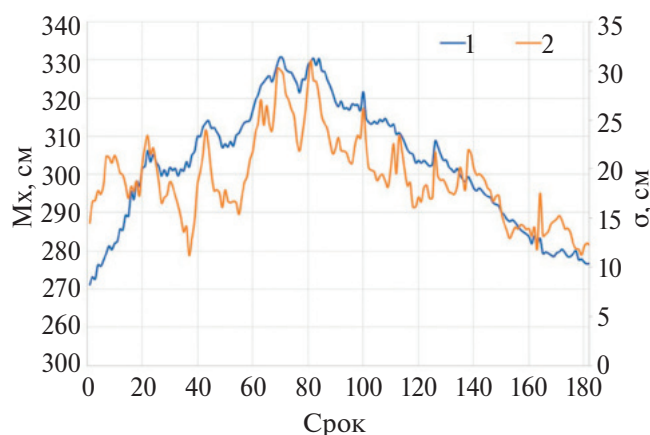


Рис. 1. Оценка математического ожидания (1) и стандартного отклонения (2) срочных уровней воды р. Мармарик – п. Агавнадзор за период наблюдений 2011–2022 гг.

происходит формирование неблагоприятных гидрологических явлений.

Для оценки эффективности прогностических методик необходимо рассчитать статистические параметры случайного процесса по 182 сечениям, которые соответствуют 91 дню и соответственно 182 срокам наблюдения и 11 реализациям, которые соответствуют анализируемым годам. Математическое ожидание и стандартное отклонение случайного процесса есть неслучайные функции, значения которых были рассчитаны отдельно по каждому из сечений (рис. 1).

Приведённый график показывает характерные значения уровня воды для каждого срока наблюдений с 1 апреля по 30 июня, также на данном графике показано стандартное отклонение, которое характеризует среднюю квадратическую ошибку при ориентировании на средние значения уровней воды. Можно отметить когерентный ход двух графиков, то есть при увеличении уровня воды, увеличивается и его разброс, при этом максимальные значения стандартного отклонения достигают всего 31 см, что свидетельствует об относительно малой изменчивости прогнозируемой величины и возможности ориентирования на среднее значение при долгосрочном прогнозировании. Рассчитанные стандартные ошибки определения математического ожидания достигают 9%, в среднем составляют 5% от величины среднего значения уровня воды за конкретные сроки измерения, таким образом, величина ошибки определения математического ожидания не превышает 10%, что свидетельствует о высокой надёжности и возможности использования данных значений при долгосрочном

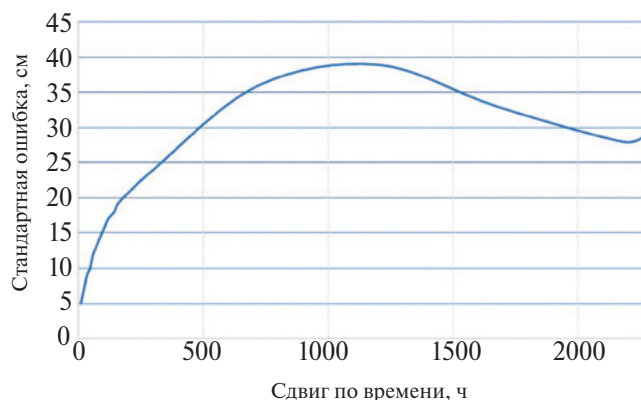


Рис. 2. Изменение стандартной ошибки “природного” прогноза в зависимости от увеличения заблаговременности.

прогнозировании уровня воды в реке Мармарик по п. Агавнадзор.

Говоря о краткосрочном прогнозировании, мы можем иметь в виду прогнозирование уровня воды на один или несколько шагов вперёд с фиксированной заблаговременностью прогноза (в данном случае решается задача прогнозирования случайного процесса, представляемого в виде временного ряда), либо прогнозирование высших или экстремальных уровней воды, которые представляют собой случайную величину. В первом случае одним из наиболее строгих критериев (при условии относительно малой изменчивости уровня воды) является так называемый “природный” прогноз. Стандартная ошибка подобного прогноза растёт с увеличением заблаговременности, достигая в пике 39 см, в виду наличия межгодовой связанности данных, после пика ошибка начинает убывать, достигая минимума при сдвиге, кратном сезонности (рис. 2).

Таким образом, при долгосрочном прогнозировании уровней воды можно ориентироваться не только на математическое ожидание случайного процесса, но и на уровни воды прошлого года за те же сроки наблюдения, при этом стандартная ошибка уменьшается на 2 сантиметра и составляет 28 сантиметров. При краткосрочном прогнозировании уровней воды на 12 часов вперёд стандартная ошибка природного прогноза составляет 5 см, на 24 часа вперёд — 7 см. Таким образом, при оценке качества выпускаемых прогнозов по разработанным моделям стандартная ошибка прогнозирования с заблаговременностью один год должна быть меньше 22 см, а при прогнозировании на 12 часов вперёд меньше 4 см.

ДОЛГОСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ УРОВНЕЙ ВОДЫ

Основная задача, которая должна решаться при разработке любой прогностической модели это оценка её эффективности, то есть насколько тот или иной подход лучше статистических. При разработке долгосрочных методик прогнозирования в настоящее время, как правило, используется два подхода: метод Авторегрессии интегрированного скользящего среднего (АРПСС) и метод обучения искусственных нейронных сетей, сравнение данных методов было представлено в работе [17], анализ показал сопоставимую эффективность обоих подходов.

В данном случае, однако, подобные модели практически неприменимы из-за временного разрыва: для построения модели необходимы данные без разрывов периода, так как суть авторегрессии заключается в связывании предшествующих и будущих значений прогнозируемой величины. Таким образом, никакой из наборов параметров модели АРПСС не может описать данный ряд с достаточной точностью. В настоящей работе было инициализировано несколько прогностических моделей с примерно одинаковым качеством выпускаемых прогнозов, проверка моделей производилась по данным 2022 года, при этом все модели показали качество значительно более низкое по сравнению с ориентированием на математическое ожидание случайного процесса (рис. 3).

Анализируя данный график, можно прийти к однозначному выводу о наличии систематической ошибки, причиной которой является разрыв периода наблюдений (модель воспринимает ряд неразрывным). Исправить данную проблему можно, если выпускать прогноз на 3-й день после начала нового периода, когда появились правильные входные данные, после чего модель сможет дать намного более точный прогноз на 3 месяца вперёд. Однако, и в данном случае для 2022 года качество модели оказалось недостаточным по сравнению с ориентированием на математическое ожидание случайного процесса, так как при ориентировании на математическое ожидание 2022 году среднее квадратическое отклонение от него составило 10 см, а при использовании модели АРПСС средняя квадратическая ошибка прогноза составила 14 см, что свидетельствует о неэффективности модели, поэтому в целях долгосрочного прогнозирования рекомендуется ориентироваться на математическое ожидание случайного процесса при условии уточнения его значений по историческим

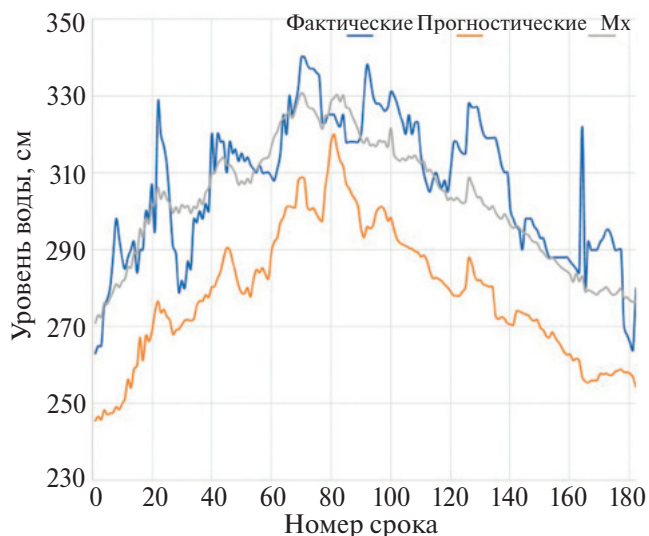


Рис. 3. Сравнение фактических и прогностических уровней воды с заблаговременностью один сезон при использовании модели АРПСС.

и будущим результатам наблюдений за уровнем воды. Таким образом можно сделать вывод, что разработка долгосрочных методик прогнозирования на реках, особенно с паводочным режимом, является нецелесообразным ввиду относительно малой автокорреляции данных и в подавляющем большинстве случаев следует ориентироваться на математическое ожидание случайного процесса, стандартной ошибкой прогнозирования при использовании такого подхода является стандартное отклонение случайного процесса.

КРАТКОСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

При краткосрочном прогнозировании на один—два шага вперёд можно использовать метод обучения искусственных нейронных сетей. Большая инерционность процесса формирования уровней воды в любом случае предполагает использование данных за предшествующий период на целевом пункте, при этом в качестве дополнительных предикторов следует использовать данные вышележащих постов. В качестве таких предикторов в данном случае можно использовать данные по реке Мармарик — п. Анкаван и реке Гомрагет — п. Меградзор. При этом одной из промежуточных задач является определение оптимальной заблаговременности такого прогноза.

Для определения времени добегания между постами (а, следовательно, и заблаговременности) следует проанализировать парные

коэффициенты корреляции между предиктантом (целевым постом) и двумя предикторами, соответственно время добегания будет равно временному сдвигу, при котором коэффициент корреляции наибольший, также целесообразным является анализ дат формирования высших уровней воды на всех трёх постах. Результат анализа дат формирования и коэффициентов корреляции показал, что высшие уровни воды формируются практически в одни сроки наблюдений на постах Анкаван и Агавнадзор, однако высшие уровни воды на притоке формируются раньше, чем на основном посту на 24 часа, что позволяет использовать приведённые данные при разработке краткосрочной методики прогнозирования с приведённой заблаговременностью 24 часа. Для меньшей заблаговременности наиболее целесообразным является ориентирование на фактическое значение уровня воды в момент выпуска прогноза, так как в течение суток уровни воды практически не меняются. Таким образом, для прогнозирования срочных уровней воды реки Мармарик – п. Агавнадзор с заблаговременностью 24 часа следует использовать следующие предикторы: уровень воды целевого поста на 24 часа раньше срока выпуска прогноза, уровни воды по р. Гомрагет – п. Меградзор, также в связи с тем, что уровни воды обладают выраженной сезонностью в качестве предиктора следует добавить номер срока наблюдений. Стоит отметить, что эта зависимость будет носить сложный характер, что предопределяет необходимость использования возможностей обучения искусственных нейронных сетей.

В настоящей работе предлагается пользоваться возможностями программного комплекса *Statistica 12* [18], который позволяет в автоматизированном режиме выбирать лучшую архитектуру нейронной сети и настраивать внутренние параметры. Анализ показал, что наилучшие результаты дают нейронные сети многослойного персептрона (MLP), содержащие 13–15 скрытых нейронов. Лучшие результаты показала нейронная сеть MLP 3-13-1, использующая в качестве активационной функции гиперболический тангенс. Сравнение фактических и прогностических данных при использовании данной нейронной сети приведены на рис. 4.

Анализ приведённого графика свидетельствует о достаточно высокой степени соответствия фактических и прогностических данных, что говорит о возможности использования данной модели при краткосрочном прогнозировании. Коэффициент Нэша–Сатклиффа, рассчитанный

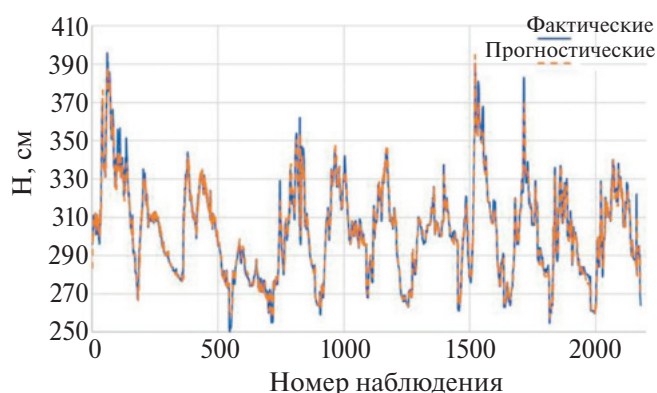


Рис. 4. Сравнение фактических и прогностических срочных уровней воды реки Мармарик – п. Агавнадзор за период наблюдений 2011–2022 гг.

по формуле (1), для данной модели составил 0.93, что должно свидетельствовать о крайне высоком качестве выпускаемых прогнозов. Однако, как уже было сказано выше, прогнозируемая величина является случайным процессом, следовательно, среднее арифметическое значение является не фиксированным числом, а функцией, представленной на рис. 2, таким образом, формулу для расчета коэффициента Нэша–Сатклиффа следует переписать:

$$NSE^* = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_m^t - Q_0^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - \bar{Q}_0)^2}; \quad (2)$$

где $\bar{Q}_0$ – оценка математического ожидания случайного процесса, рассчитанного по 182 сечениям.

Таким образом, NSE^* составил 0.88, что всё ещё свидетельствует о высоком качестве выпускаемых прогнозов. Аналогичную оценку даёт и анализ отношения S/σ .

Расчёт средних изменений за каждый срок наблюдений и вывод среднего изменения уровня воды за период заблаговременности как функции не является целесообразным ввиду её сложности и безусловной условности (при этом среднее изменение за период заблаговременности, за счёт периода роста и спада уровней воды, рассчитанное за многолетний период равно нулю). Поэтому в качестве наиболее строгого критерия качества предлагается выбрать ориентирование на значение уровня воды по целевому пункту в момент выпуска прогноза в предположении, что за период заблаговременности он не изменится, выше было рассчитано, что стандартная ошибка такого прогноза составляет всего 7 см.

Стандартная ошибка прогностической модели составила 6 см, а отношение двух ошибок 0.86, что несколько больше 0.80 и свидетельствует об относительно малой эффективности модели. Так как прогнозируемая величина является случайным процессом, то анализ её ошибок должен также производиться по каждому из сечений, однако наиболее показательна всегда эффективность методики при прогнозировании экстремальных величин, поэтому эффективность подобных методик рекомендуется также в обязательном порядке проверять на максимальных значениях прогнозируемой величины.

Для оценки качества прогнозирования высших уровней воды (рис. 5) за год необходимо выбрать высшие уровни воды за год, рассчитать среднее их значение и стандартное отклонение, а также среднее изменение за период заблаговременности. Можно отметить, что среднее значение высших за год уровней воды составляет 351 см, а стандартное отклонение от среднего 28 см, среднее изменение за период заблаговременности (24 часа) составило 15 см, стандартная ошибка модели при прогнозировании высших уровней воды — 20 см, (модель природного прогноза для высших уровней воды имеет стандартную ошибку, равную 25 см). Таким образом, можно рассчитать отношение S/σ и S/σ_{Δ} , которые равны 0.71 и 1.33. Модель эффективно прогнозирует высшие уровни воды по сравнению с ориентированием на их среднее значение и моделью природного прогноза, но неэффективна по сравнению с ориентированием на среднее изменение уровня за период заблаговременности. Однако надо учитывать, что прогноз по модели выпускается непрерывно, а для ориентирования на среднее изменение уровня за период заблаговременности необходимо определить дату выпуска прогноза, что ввиду отсутствия маркеров невозможно (заранее неизвестно, через какое время сформируется высший уровень воды), поэтому критерий S/σ_{Δ} является фиктивным и не может свидетельствовать об эффективности подобных методик при их использовании для прогнозирования экстремальных значений величин.

Можно заключить, что приведённая методика прогнозирования является достаточно эффективной при краткосрочном прогнозировании срочных уровней воды реки Марамарик по п. Агавнадзор, в том числе при прогнозировании высших уровней воды. Представленный в настоящей работе подход к прогнозированию является универсальным и апробированным на многих реках Российской Федерации [19, 20].



Рис. 5. Фактические и прогностические высшие уровни воды за год реки Марамарик по п. Агавнадзор.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ, приведённый в данной работе, показал особенности и нюансы разработки моделей прогнозирования временных рядов, при этом немалое внимание уделено вопросу корректности применения тех или иных критериев эффективности методик прогнозирования.

Можно заключить, что при долгосрочном прогнозировании уровней воды на Марамарик по п. Агавнадзор целесообразнее всего ориентироваться на оценку математического ожидания случайного процесса, при этом рекомендуется уточнение его значений с учётом исторических и будущих значений уровней воды. Стандартная ошибка должна в среднем составлять 19 см. При краткосрочном прогнозировании уровней воды на один срок вперед (12 часов) целесообразнее всего ориентироваться на значение уровня воды, приходящиеся на дату выпуска прогноза, стандартная ошибка такого прогноза составляет 5 см. Для прогноза уровня воды на 24 часа вперёд целесообразна разработка нейросетевых моделей прогнозирования с учётом развития ситуации на р. Гомрагет — п. Меградзор. В данном случае дальнейшее улучшение качества выпускаемых прогнозов возможно при использовании данных за больший период наблюдений и целый год.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке КНРА (Комитет науки Республики Армения) и РЦНИ (Российский центр научной информации) в рамках совместной научной темы “Краткосрочный вероятностный прогноз стока рек в период весеннего половодья” № 20RF-039 и № 20-55-05006\20 соответственно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маргарян В. Г., Гайдукова Е. В., Азизян Л. В., Мисакян А. Э. Особенности формирования весеннего половодья в бассейне реки Арпа // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2021. № 3. С. 126–152.
2. Маргарян В. Г., Гайдукова Е. В., Азизян Л. В., Хаустов В. А. О прогнозе максимальных расходов весеннего половодья реки Арпа // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2022. № 3. С. 75–87.
https://doi.org/10.35567/19994508_2022_3_6
3. Георгиевский Ю. М., Шаночкин С. В. Прогнозы стока горных рек. Л.: ЛГМИ, 1987. 55 с.
4. Христофоров А. В., Юмина Н. М., Белякова П. А. Прогноз паводкового стока рек черноморского побережья кавказа с заблаговременностью одни сутки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 3. С. 50–57.
5. Борщ С. В., Симонов Ю. А. Оперативная система краткосрочных гидрологических прогнозов расхода воды на реках бассейна Кубани // Тр. Гидрометцентра России. 2013. Вып. 349. С. 63–87.
6. Болтабаев В. Г., Овчинников А. М. Краткосрочные прогнозы стока горных рек методом множественной регрессии // Тр. САНИГМИ. 1970. Вып. 52 (67). С. 90–98.
7. Мухин В. М. Методические основы физико-статистических видов краткосрочных прогнозов стока горных рек // Тр. Гидрометцентра России. 2013. Вып. 349. С. 5–46.
8. Гайдукова Е. В., Маргарян В. Г., Винокуров И. О. и др. Прогнозирование расходов воды р. Мармарик (Армения) по уравнению кинематической волны // Гидрометеорология и экология. 2023. № 71. С. 277–292.
<https://doi.org/10.33933/2713-3001-2023-71-277-292>
9. National Adaptation Plan to Advance Medium and Long-Term Adaptation Planning in Armenia Project “Development of Water Sector Adaptation plan in Armenia” // UNDP/GCF, Ministry of the Environment of Armenia, 2021. URL: http://www.nature-ic.am/Content/announcements/12796/WSAP_draft_report_eng.pdf (date of application: 27.08.2023).
10. Маргарян В. Г. К оценке многолетних колебаний максимального стока реки Мармарик // Ученые записки РГГМУ. 2019. № 57. С. 22–31.
<https://doi.org/10.33933/2074-2762-2019-57-22-31>
11. Маргарян В. Г. Прогноз максимального стока реки Мармарик и оценка его реакции на глобальное изменение климата (Армения) // Геосферные исследования. 2019. № 4. С. 35–45.
<https://doi.org/10.17223/25421379/13/4>
12. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: РГГМУ, 2013. 408 с.
13. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов. Прогноз и управление. Вып. 1. М.: Издательство Мир, 1974. 198 с.
14. Попов Е. Г. Основы гидрологических прогнозов, Л.: Гидрометиздат, 1968. 294 с.
15. Nash J. E., Sutcliffe J. V. River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles // Journal of Hydrology. 1970. 10(3). P. 282–290.
16. Морейдо В. М., Гарцман Б., Соломатин Д. П. и др. Возможности краткосрочного прогнозирования стока малой реки с использованием методов машинного обучения // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2020. Т. 2. № 4. С. 375–390.
17. Сумачев А. Э., Мякишева Н. В., Маргарян В. Г. и др. Долгосрочное прогнозирование уровней воды озера Ильмень с использованием вероятностных подходов // Естественные и технические науки. 2021. № 6(157). С. 96–102.
18. Электронный учебник по статистике.
URL: <http://statsoft.ru/home/textbook/default.htm>
(date of application: 05.05.2021)
19. Сумачев А. Э., Банищикова Л. С. Ледовый режим реки Печора и особенности прогнозирования высшего уровня ледохода // Гидрометеорология и экология. 2020. № 61. С. 446–459.
<https://doi.org/10.33933/2074-2762-2020-61-446-459>
20. Сумачев А. Э. Совершенствование методов прогнозирования характеристик ледового режима рек бассейнов Баренцева и Белого морей: специальность 16.16.00: диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук, 2022. 173 с.

EXPERIENCE IN APPLYING PROBABILISTIC APPROACHES IN PREDICTING THE LEVEL REGIME OF THE MARMARIK RIVER

A. E. Sumachev¹, E. V. Gaidukova², V. G. Margaryan³, A. M. Sedrakyan⁴

¹*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation, a-sumachev@mail.ru*

²*Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St. Petersburg, Russia, oderiut@mail.ru*

³*Yerevan State University (YSU), Yerevan, Armenia, vmargaryan@ysu.am*

⁴*National Polytechnic University of Armenia, Yerevan, Armenia, asedrakyan@seua.am*

The possibility of short-term and long-term forecasting of water levels, including those associated with dangerous hydrological phenomena on the Marmarik River, using various probabilistic approaches, including regression dependencies, an integrated moving average autoregression model, and multilayer perceptron models, is considered. To evaluate the effectiveness of prognostic methods, the statistical parameters of a random process are calculated, while recommendations are given using the classical criteria for the effectiveness of issued forecasts. For long-term forecasting, the expediency of using the integrated moving average autoregression model was assessed, while it is noted that these models in the classical representation are not applicable due to time gaps, and therefore it is recommended to focus on the mathematical expectation of a random process. For short-term forecasting one or two steps ahead, the method of training artificial neural networks was used. The analysis carried out in the work revealed that in the case of short-term forecasting of water levels for one period in advance (12 hours), it is most expedient to focus on the value of the water level attributable to the date of issue of the forecast, the standard error of such a forecast is 5 cm. For a 24-hour water level forecast forward, it is expedient to develop neural network forecasting models, taking into account the development of the situation on Gomraget—Meghradzor. A further increase in the quality of the outputs is possible when using data for a longer observation period and a whole year. At the same time, as an alternative to neural network forecasting models, physical and mathematical (hydraulic) models of the formation of water levels can be used.

Keywords: forecasting, artificial neural networks, water level, short-term forecasts, long-term forecasts