

ISSN 2686-7397

Том 508, Номер 1

Январь 2023



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 508, номер 1, 2023

ГЕОЛОГИЯ

- Мезопротерозойский бимодальный магматизм Улутауского террейна Центрального Казахстана
А. А. Третьяков, К. Е. Дегтярев, Н. А. Каныгина, Б. В. Федоров 5
- Возраст источников вещества метатерригенных пород Лещёвской зоны (южная часть Средневожского мегаблока Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона)
М. О. Аносова, О. В. Астраханцев, А. В. Постников, Т. И. Кирнозова, И. А. Сабиров, А. А. Федотова, М. М. Фугзан, О. А. Зуева 14

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Геохимические и изотопные характеристики вкрапленной сульфидной минерализации орогенных золоторудных месторождений Яно-Колымского металлогенического пояса (северо-восток России)
В. Ю. Фридовский, Л. И. Полуфунтикова, М. В. Кудрин 24
- Возрастные рубежи формирования раннедокембрийских карбонатитов юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита
М. В. Стифеева, Н. В. Владыкин, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, И. А. Сотникова, Е. В. Адамская, В. П. Ковач, Ю. В. Плоткина, Е. В. Толмачева, Н. В. Альмова 32

ГЕОХИМИЯ

- Геохимия и возраст базитовых даек Ве-месторождения Снежное: свидетельства позднепалеозойского плюм-мантийного магматизма Восточного Саяна
В. Б. Хубанов, К. Д. Долгобородова, А. А. Цыганков, А. М. Хубанова, Л. Б. Дамдинова, Б. Б. Дамдинов, Г. Н. Бурмакина, О. В. Зарубина 37
- Угледороды в поверхностном микрослое и льдах Карского моря
И. А. Немировская, А. В. Храпцова 44

МИНЕРАЛОГИЯ

- Редкоземельные фторкарбонаты в породах Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал)
Е. И. Сорока, М. Е. Притчин, Л. В. Леонова, В. А. Булатов 50

ПЕТРОЛОГИЯ

- Формирование гранитов А-типа на Енисейском кряже в криогении на этапе тектонической перестройки региона (юго-западное обрамление Сибирского кратона)
А. Е. Верниковская, В. А. Верниковский, Н. Ю. Матушкин, М. Т. Д. Вингейт, И. В. Романова, П. И. Кадильников, Е. А. Богданов 58

ВУЛКАНОЛОГИЯ

- Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U–Th–Pb (SIMS и La–ICP–MS) датирования акцессорного циркона
А. В. Рязанцев, А. А. Разумовский, И. А. Новиков, А. И. Куртукова, Н. А. Каныгина, Ю. В. Ящунский, А. С. Дубенский, В. С. Шешуков 68

ЛИТОЛОГИЯ

- Содержание и состав редкоземельных элементов в железомарганцевых образованиях Восточно-Сибирского моря как отражение современных условий седиментации и диагенеза
О. Н. Колесник, А. Н. Колесник, А. С. Астахов, С. А. Селютин, Сянвэнь Жэнь, Сюэфа Ши 79

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Arginbaatar (Multituberculata, Mammalia) из нового раннемелового местонахождения Шавар-Ово в Монголии

А. В. Лопатин

88

ГЕОФИЗИКА

Исследование мультифрактальности геомагнитных вариаций на обсерватории “Бельск”

С. А. Рябова

93

СЕЙСМОЛОГИЯ

К вопросу о взаимосвязи моментных и локальных магнитуд землетрясений Северо-Западного Кавказа

А. С. Зверева, А. Л. Собисевич, Д. В. Лиходеев

98

ОКЕАНОЛОГИЯ

Размерная структура первичных продуцентов в маргинальной ледовой зоне морей Европейской Арктики в летний период

Е. А. Кудрявцева, М. Д. Кравчишина, Л. А. Паутова, И. И. Русанов, В. А. Силкин, Д. И. Глуховец, Н. И. Торгунова, О. П. Нецветаева, Н. В. Политова, А. А. Кловиткин, А. С. Саввичев

108

Генерация внутренних волн субмезомасштабным вихрем у мыса Святой Нос в Баренцевом море

А. Н. Серебряный, Е. Е. Химченко, В. В. Замшин

115

Природные условия в центре Норвежско-Гренландского бассейна во время неогляциации в последние 5 тысяч лет

А. Г. Матиль, Г. Х. Казарина

122

Многолетняя сукцессия в сообществе обрастания подводных технических сооружений в афотической зоне Охотского моря

А. И. Чава, В. О. Мокиевский

127

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Зимние атмосферные блокирования в Северном полушарии при климатических изменениях последних десятилетий (1980–2018 гг.)

И. И. Мохов

132

ГЕОГРАФИЯ

Физико-химические аспекты водостойчивости почв

С. А. Шоба, Е. В. Шейн, Д. А. Ушкова, Т. А. Грачева, О. А. Салимгареева, Г. Н. Федотов

139

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Влияние ориентации активизирующихся тектонических разломов на безопасность системы изоляции радиоактивных отходов

В. И. Мальковский, В. А. Петров, В. А. Минаев

144

CONTENTS

Vol. 508, no. 1, 2023

GEOLOGY

- Mesoproterozoic Bimodal Magmatism of the Ulutau Terrane of Central Kazakhstan
A. A. Tretyakov, K. E. Degtyarev, N. A. Kanygina, and B. V. Fedorov 5
- Source Age of Metaterrigenous Rocks from the Leshchev Zone of the Middle Volga Megablock in the Volga–Ural Segment of the East European Craton
M. O. Anosova, O. V. Astrakhantsev, A. V. Postnikov, T. I. Kirnozova, I. A. Sabirov, A. A. Fedotova, M. M. Fugzana, and O. A. Zueva 14
-

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

- Geochemical and Isotopic Characteristics of Disseminated Sulfide Mineralization of Orogenic Gold Deposits of the Yana–Kolyma Metallogenic Belt (North-East of Russia)
V. Yu. Fridovsky, L. I. Polufuntikova, and M. V. Kudrin 24
- Age of the Formation of Early Precambrian Carbonatites in the South-Eastern Part of the Charo-Olekminsky Geoblock, Aldan Shield
M. V. Stifeeva, N. V. Vladykin, A. B. Kotov, E. B. Salnikova, I. A. Sotnikova, E. V. Adamskaya, V. P. Kovach, Y. V. Plotkina, E. V. Tolmacheva, and N. V. Alymova 32
-

GEOCHEMISTRY

- Geochemistry and Age of Mafic Dykes of the Be-Deposit Snezhnoe: Late Paleozoic Mantle Plume Magmatism Evidence in Eastern Sayan
V. B. Khubanov, K. D. Dolgoborodova, A. A. Tsygankov, A. M. Khubanova, L. B. Damdinova, B. B. Damdinov, G. N. Burmakina, and O. V. Zarubina 37
- Hydrocarbons in the Surface Microlayer and Ice of the Kara Sea
I. A. Nemirovskaya and A. V. Khramtsova 44
-

MINERALOGY

- Rare Earth Fluorocarbonates in Rocks of the Safyanovsky Copper–Zinc–Pyrite Deposit (Middle Urals)
E. I. Soroka, M. E. Pritchkin, L. V. Leonova, and V. A. Bulatov 50
-

PETROLOGY

- Formation of A-Type Granites in the Yenisei Ridge in the Cryogenian Period During the Tectonic Transformation of the Region (Southwestern Margin of the Siberian Craton)
A. E. Vernikovskaya, V. A. Vernikovskiy, N. Yu. Matushkin, M. T. D. Wingate, I. V. Romanova, P. I. Kadilnikov, and E. A. Bogdanov 58
-

VOLCANOLOGY

- The Age of Volcanic Tuffs from the Basu and Zigan Formations of the Vendian (Ediacaran) Asha Group in the Southern Urals: Results of U–Th–Pb (Sims and La–ICP–MS) Dating of Accessory Zircon
A. V. Ryazantsev, A. A. Razumovskiy, I. A. Novikov, A. I. Kurtukova, N. A. Kanygina, Yu. V. Yashunskiy, A. S. Dubenskiy, and V. S. Sheshukov 68
-

LITHOLOGY

- Rare Earth Element Contents and Compositions in Ferromanganese Formations of the East Siberian Sea: A Response to Recent Sedimentation and Diagenesis Conditions
O. N. Kolesnik, A. N. Kolesnik, A. S. Astakhov, S. A. Selutin, Xiangwen Ren, and Xuefa Shi 79
-

PALEONTOLOGY

- Arginbaatar* (Multituberculata, Mammalia) from the New Early Cretaceous Locality of Shavar-ovoo in Mongolia
A. V. Lopatin 88
-

GEOPHYSICS

Study of the Multifractality of Geomagnetic Variations at the Belsk Observatory

S. A. Riabova

93

SEISMOLOGY

On the Moment Magnitude–Local Magnitude Calibration for Earthquakes in the Northwestern Caucasus

A. S. Zvereva, A. L. Sobisevich, and D. V. Likhodeev

98

OCEANOLOGY

Primary Producers Size Structure in the Marginal Ice Zone of European Arctic in Summer

*E. A. Kudryavtseva, M. D. Kravchishina, L. A. Pautova, I. I. Rusanov, V. A. Silkin, D. I. Glukhovets,
N. N. Torgunova, O. P. Netsvetaeva, N. V. Politova, A. A. Klyuvitkin, and A. S. Savvichev*

108

Generation of Internal Waves by a Submeso-scale Eddy at Cape Svyatoy Nos in the Barents Sea

A. N. Serebryany, E. E. Khimchenko, and V. V. Zamshin

115

Environments in the Central Norwegian-Greenland Basin during Neglaciation
in the Last 5 Thousand Years

A. G. Matul and G. Kh. Kazarina

122

Multi-Year Succession of Biofouling Communities on Under-Water Artificial Structures
in the Aphotic Zone of the Sea of Okhotsk

A. I. Chava and V. M. Mokievsky

127

CLIMATIC PROCESSES

Winter Atmospheric Blockings in the Northern Hemisphere under Climate Changes
in Recent Decades (1980–2018)

I. I. Mokhov

132

PHYSICO-CHEMICAL ASPECTS OF SOIL WATER STABILITY

S. A. Shoba, E. V. Shein, D. A. Ushkova, T. A. Gracheva, O. A. Salimgareeva, and G. N. Fedotov

139

GEOECOLOGY

Influence of Orientation of Activating Tectonic Faults on Safety
of a System of Isolation of Radioactive Waste

V. I. Malkovsky, V. A. Petrov, and V. A. Minaev

144

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ БИМОДАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ УЛУТАУСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

© 2023 г. А. А. Третьяков^{1,*}, академик РАН К. Е. Дегтярев¹, Н. А. Каныгина¹, Б. В. Федоров²

Поступило 03.08.2022 г.

После доработки 13.09.2022 г.

Принято к публикации 13.09.2022 г.

В Южной части Улутауского террейна (Центральный Казахстан) изучен комплекс вулканогенных пород базальт-риолитового состава жийдинской серии. На основании U–Pb (SIMS)-геохронологического изучения акцессорных цирконов впервые была получена оценка возраста риолитов – 1338 ± 5 млн лет, что соответствует первой половине эктазийского периода мезопротерозоя. Особенности состава эффузивов основного и кислого состава свидетельствуют об их формировании в обстановке континентального рифтогенеза, вызванного деятельностью мантийного плюма.

Ключевые слова: базальты, риолиты, Центральный Казахстан, мезопротерозой, рифтогенез, Нуна (Колумбия)

DOI: 10.31857/S2686739722601570, EDN: GANHPZ

Характерной особенностью западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса является присутствие большого количества террейнов с докембрийской континентальной корой, отделенных друг от друга сложно построенными нижнепалеозойскими зонами, в строении которых участвуют фрагменты офиолитов, флишевые и островодужные комплексы. Такие террейны в основном сложены позднекембрийскими (1200–750 млн лет) вулканогенно-осадочными сериями кислого или базальт-риолитового состава и комагматичными гранитоидами, а также терригенными толщами [1]. Более древние комплексы на уровне современного эрозионного среза в этой части пояса распространены крайне ограниченно и выявлены только в пределах Жельтавского (юго-западный Казахстан) и Срединно-Тяньшаньского террейнов, а также террейна Китайского Центрального Тянь-Шаня [1]. Комплексы с возрастом древнее 1200 млн лет, вероятно, широко представлены в глубоких горизонтах террейнов с докембрийской континентальной корой, о чем свидетельствуют изотопные составы Nd позднекембрийских эффузивов, гранитоидов и кварцито-сланцевых толщ, а также присутствие

большого количества зерен обломочного циркона с возрастными 1200–3100 млн лет в терригенных породах неопротерозойского возраста. При этом значительная часть зерен обломочного циркона в терригенных породах имеет мезопротерозойские оценки возрастов в интервале ~1200–1500 млн лет, источники которых известны только в пределах террейна Китайского Центрального Тянь-Шаня [1–3]. Поэтому поиск мезопротерозойских комплексов в пределах других докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса является одной из приоритетных задач их исследований.

В настоящее время наименее изученными остаются древнейшие образования Улутауского террейна, расположенного в западной части палеозоида Центрального Казахстана. В строении доэдиакарских комплексов этого террейна преобладают рассланцованные кислые, бимодальные базальт-риолитовые и дифференцированные базальт-андезит-риолитовые серии, для которых в последнее время получены неопротерозойские оценки возраста их формирования [1, 4, 5]. Однако возраст и особенности состава жийдинской серии, которая занимает наиболее низкое положение в структуре Улутауского террейна и считается древнейшей (палеопротерозойской) [6], остаются не изученными. Поэтому задачей настоящей работы являлось получение первых U–Pb-оценок возраста пород жийдинской серии, выявление особенностей их состава и обстановок формирования.

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

*E-mail: and8486@yandex.ru

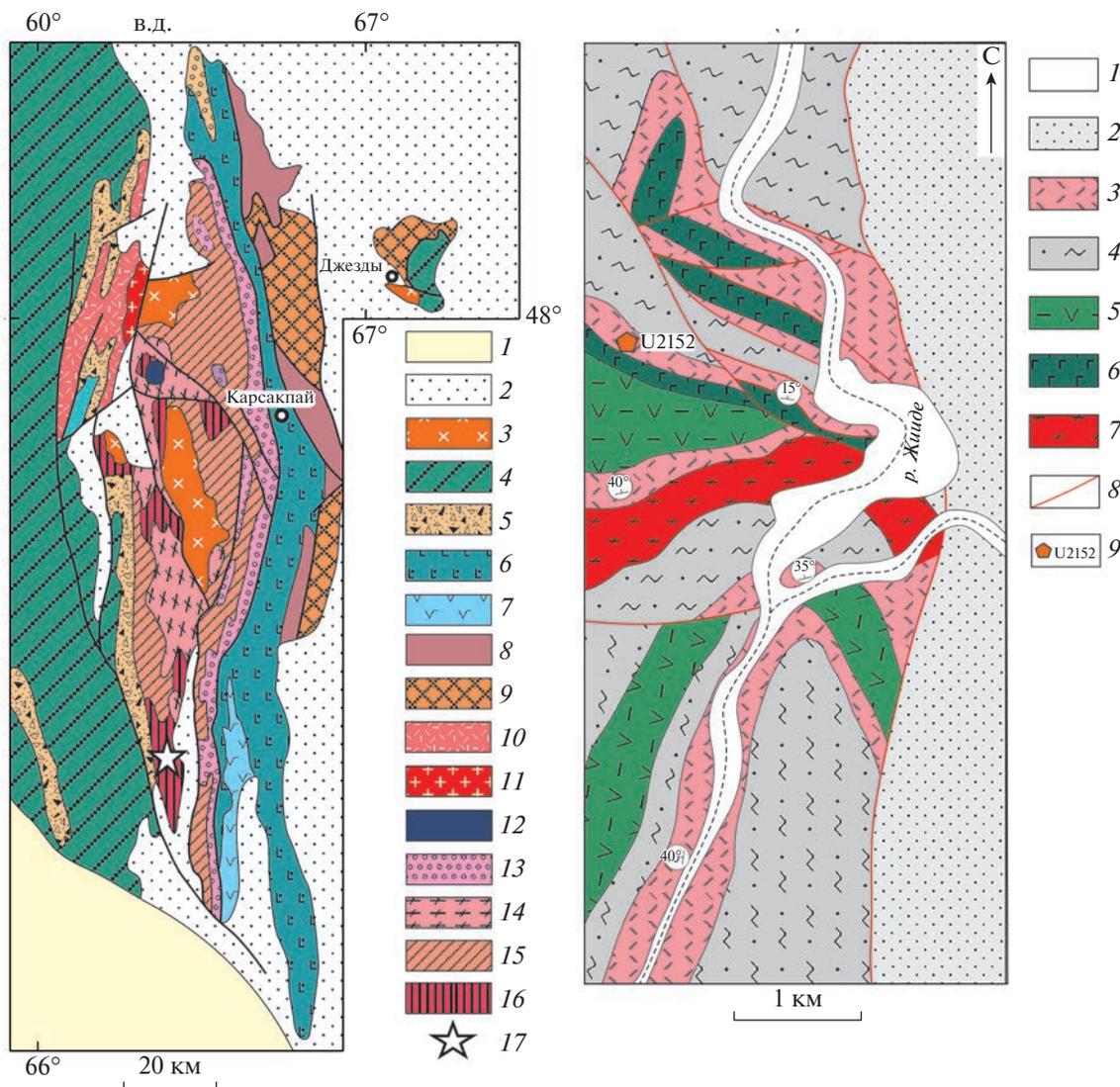


Рис. 1. а – Схема геологического строения юга Улутауского террейна по [6] с дополнениями и изменениями. 1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные толщи; 3 – палеозойские гранитоиды; 4 – нижнепалеозойские кремнисто-терригенные и терригенные толщи; 5 – эдиакарские вулканогенно-осадочные и грубообломочные толщи; 6–9 – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные серии восточной части Улутауского террейна: 6 – карсакпайская, 7 – белеутинская, 8 – аралбайская, 9 – балажездинская; 10–15 – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные серии и plutонические комплексы западной части Улутауского террейна: 10 – коксуйская серия, 11 – актасский гранитный комплекс, 12 – карсакпайский комплекс щелочных сиенитов, 13 – боздакская, 14 – жаункарский гранитный комплекс, 15 – майтюбинская серия; 16 – мезопротерозойская вулканогенно-осадочная жийдинская серия; 17 – участок детальных работ в нижнем течении реки Жийде (рис. 1б). б – Схема геологического строения низовьев реки Жийде составлена по материалам В.А. Голубовского, В.М. Добрынина, Т.А. Еманковой, Ю.А. Зайцева, Л.И. Филатовой и др. с дополнениями и изменениями. 1 – кайнозойские отложения; 2 – каменноугольные терригенные толщи; 3–5 – мезопротерозойская метаморфизованная вулканогенно-осадочная жийдинская серия: 3 – эффузивы и туфы кислого состава, 4 – серицитовые, серицит-хлоритовые, филлитовидные сланцы и кварцито-сланцы, 5 – амфиболовые сланцы; 6 – рассланцованные амфиболитизированные долериты, габбро-долериты; 7 – неопротерозойские рассланцованные гранитоиды; 8 – разрывные нарушения; 9 – место отбора и номер пробы для U–Pb-изотопно-геохронологических исследований.

Жийдинская серия распространена в южной части Улутауского террейна, приурочена к юго-западному крылу Майтюбинского антиклинария, где слагает отдельные блоки, протягивающиеся в субмеридиональном направлении на 130 км (рис. 1 а). Наиболее полно жийдинская серия представлена в районе р. Жийде (рис. 1 б), где она

сложена чередующимися филлитовидными сланцами, кварцито-сланцами, эффузивами основного и кислого состава, смятыми в складки субмеридионального простирания. Филлитовидные сланцы характеризуются тонкозернистой структурой и состоят из обломков кварца (30–60%), полевых шпатов (5–10%) и матрикса (до 70%).

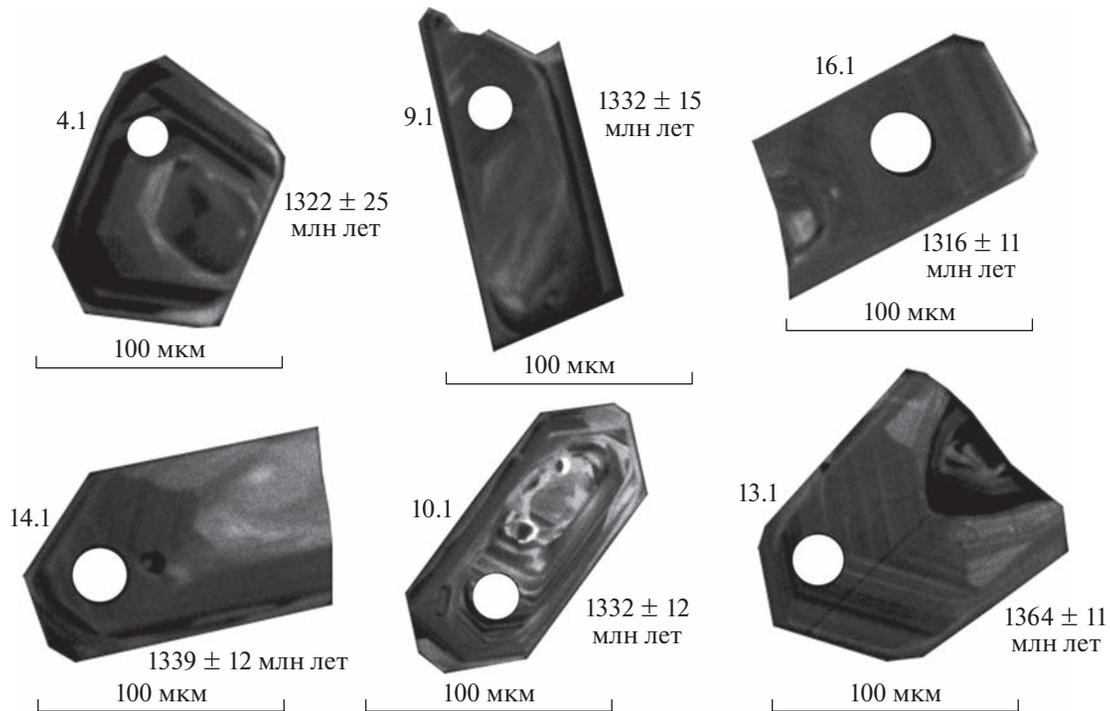


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из риолитов жийдинской серии (проба U-2152), выполненные на сканирующем электронном микроскопе “Самскап” MX 2500S в режиме катодолуминесценции. Номера зерен соответствуют номерам анализов в табл. 1. Кружками обозначены участки датирования.

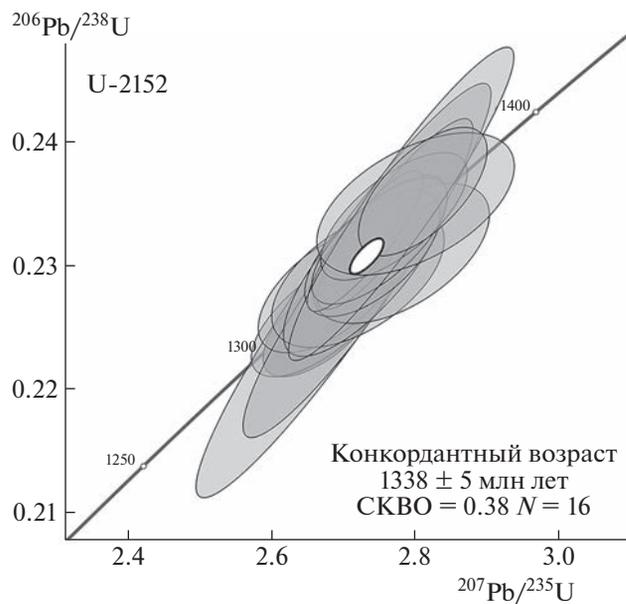


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из риолитов жийдинской серии (проба U-2152).

В составе матрикса преобладает мусковит, в меньшей степени присутствует хлорит, углистое вещество. Характерно постоянное присутствие зерен рутила, циркона и турмалина. Кварцито-сланцы представлены серицит- и хлорит-серицит-кварцевыми разностями с бластопсаммито-

вой и бластоалевролитовой структурами. Вулканические породы испытали метаморфические преобразования, выраженные в формировании сланцеватой, местами полосчатой, текстуры. Основная масса эффузивов кислого состава перекристаллизована и превращена в мелкозерни-

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Pb-исследований циркона из пробы U-2152

№ анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
U2152_15.1	0.18	42	215	138	0.66	0.0860 ± 1.0	0.2258 ± 0.9	2.6774 ± 1.4	0.7	1313 ± 11	1338 ± 20
U2152_16.1	0.16	37	191	95	0.51	0.0856 ± 1.2	0.2264 ± 0.9	2.6713 ± 1.5	0.6	1316 ± 11	1328 ± 22
U2152_4.1	0.13	51	259	126	0.50	0.0862 ± 1.0	0.2275 ± 3.0	2.7029 ± 3.1	1.0	1322 ± 35	1342 ± 19
U2152_2.1	0.07	33	170	76	0.46	0.0853 ± 1.2	0.2280 ± 0.9	2.6821 ± 1.5	0.6	1324 ± 11	1322 ± 24
U2152_3.1	0.09	53	268	167	0.64	0.0862 ± 0.9	0.2287 ± 2.3	2.7179 ± 2.4	0.9	1328 ± 27	1342 ± 17
U2152_10.1	0.17	36	184	120	0.68	0.0859 ± 1.5	0.2294 ± 1.0	2.7185 ± 1.8	0.6	1332 ± 12	1337 ± 28
U2152_9.1	0.07	39	197	123	0.65	0.0864 ± 1.1	0.2296 ± 1.3	2.7340 ± 1.7	0.8	1332 ± 15	1347 ± 21
U2152_14.1	0.12	23	116	63	0.56	0.0872 ± 1.5	0.2309 ± 1.0	2.7762 ± 1.8	0.5	1339 ± 12	1365 ± 29
U2152_7.1	0.00	101	508	333	0.68	0.0856 ± 0.6	0.2312 ± 0.8	2.7292 ± 1.0	0.8	1341 ± 10	1330 ± 12
U2152_12.1	0.09	45	225	160	0.73	0.0861 ± 1.1	0.2312 ± 0.9	2.7440 ± 1.4	0.6	1341 ± 11	1340 ± 21
U2152_1.1	0.00	100	501	472	0.97	0.0853 ± 0.6	0.2320 ± 1.0	2.7272 ± 1.2	0.9	1345 ± 13	1322 ± 12
U2152_11.1	0.00	45	228	129	0.58	0.0860 ± 1.0	0.2320 ± 0.9	2.7518 ± 1.4	0.7	1345 ± 11	1339 ± 19
U2152_6.1	0.00	38	189	118	0.65	0.0860 ± 1.1	0.2337 ± 0.9	2.7714 ± 1.5	0.6	1354 ± 11	1338 ± 22
U2152_8.1	0.00	61	303	182	0.62	0.0856 ± 0.8	0.2353 ± 2.2	2.7758 ± 2.3	0.9	1362 ± 27	1328 ± 16
U2152_5.1	0.00	18	87	156	1.86	0.0862 ± 1.7	0.2353 ± 1.0	2.7953 ± 2.0	0.5	1362 ± 13	1342 ± 33
U2152_13.1	0.00	46	227	125	0.57	0.0865 ± 1.0	0.2357 ± 0.9	2.8107 ± 1.3	0.7	1364 ± 11	1349 ± 19

Примечание. ^{206}Pb с – обыкновенный Pb; $^{206}\text{Pb}^*$ – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ. Номера анализов в табл. 2 соответствуют номерам зерен на рис. 2.

стый лепидогранобластовый агрегат, состоящий из кварца, щелочного полевого шпата, кислого плагиоклаза, биотита, мусковита, хлорита. К реликтовым относятся минералы вкрапленников – кварц и щелочной полевой шпат, формирующие порфирированный облик породы. Эффузивы основного состава превращены в альбит-эпидот-актинолитовые сланцы с нематогранобластовой, реже с реликтовой порфирированной структурой.

Для установления возраста вулканических пород жийдинской серии были проведены U–Pb-изотопно-геохронологические исследования зерен акцессорного циркона. Для этого была использована проба U-2152 ($47^{\circ}04'43.8''$ с.ш.; $66^{\circ}27'00.6''$ в.д.), отобранная из риолитов нижней части разреза жийдинской серии.

Выделение циркона из риолитов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и приполированы. Для выбора участков зерен циркона для локальных геохронологических исследований использовались микрофотографии,

выполненные на сканирующем электронном микроскопе “Camscan” MX 2500S в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U–Pb (SIMS)-геохронологические исследования цирконов выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, описанной в [7]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5–4 нА, диаметр пятна (кратера) – ~15 × 10 мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID [8] и ISOPLOT [9].

Акцессорный циркон из риолитов представлен в основном идиоморфными кристаллами призматического и дипирамидального габитуса размером 100–150 мкм, а также их обломками, с коэффициентом удлинения от 2 до 3. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью (рис. 2).

Конкордантный возраст, рассчитанный на основании выполненных U–Pb-геохронологических исследований для 16 кристаллов циркона, составляет 1338 ± 5 млн лет (рис. 3, табл. 1), что

Таблица 2. Содержания породообразующих окислов (%), малых и редкоземельных элементов (г/т) в породах жидинской серии

№ п/п	1	2	3	4
№ проб	U-2151/1	U-2151/2	U-2152	U-2154
SiO ₂	46.21	45.76	75.70	74.63
TiO ₂	1.81	1.84	0.28	0.23
Al ₂ O ₃	12.14	12.96	11.55	11.14
Fe ₂ O ₃	6.58	5.82	0.79	0.38
FeO	9.78	10.23	0.49	0.78
MnO	0.25	0.23	0.04	0.05
MgO	7.49	7.28	0.46	0.35
CaO	8.58	8.18	1.02	2.05
Na ₂ O	2.01	2.42	1.89	1.71
K ₂ O	0.81	0.74	6.47	6.91
P ₂ O ₅	0.45	0.56	0.06	0.04
п.п.п.	2.79	2.86	1.21	1.66
Сумма(%)	99.91	99.87	99.95	99.91
FeO*	15.70	15.47	1.20	1.12
Na ₂ O + K ₂ O	2.82	3.16	8.36	8.61
K ₂ O/Na ₂ O	0.40	0.31	3.43	4.05
(Na + K)Al	0.34	0.37	0.88	0.92
FeO*/FeO* + MgO	0.67	0.68	0.73	0.76
ASI	0.63	0.68	0.97	0.80
MALI	-5.76	-5.02	7.34	6.56
Sc	51.2	42.6	2.5	2.4
V	294	302	12.1	6.5
Cr	132	172	75.1	73.7
Co	40.3	37.3	2.1	3.1
Ni	57.4	63.7	33.0	34.1
Cu	69.9	55.2	9.4	7.6
Zn	110	115	77.4	20.4
Ga	17.7	17.2	17.0	15.5
Rb	18.3	13.0	71.4	106
Sr	365	253	83.2	62.8
Y	35.6	32.3	60.8	70.7
Zr	229	58.2	448	484
Nb	22.9	22.1	84.7	91.6
Cs	0.60	0.54	0.26	0.31
Ba	609	468	826	720
La	40.1	42.4	93.1	111
Ce	81.0	87.2	181	214
Pr	9.9	10.7	20.4	24.2
Nd	42.6	43.3	76.7	92.0
Sm	8.5	8.8	14.6	17.8
Eu	2.8	3.1	1.1	1.4

Таблица 2. Окончание

№ п/п	1	2	3	4
Gd	8.2	7.8	12.7	15.9
Tb	1.2	1.2	2.1	2.5
Dy	6.8	6.3	12.4	14.7
Ho	1.4	1.2	2.5	2.8
Er	3.7	3.2	7.0	7.9
Tm	0.49	0.42	1.0	1.1
Yb	3.1	2.8	6.4	7.0
Lu	0.45	0.33	0.86	0.96
Hf	4.9	1.4	12.7	13.5
Ta	1.3	1.2	5.0	5.7
W	0.65	0.49	0.64	0.86
Tl	0.14	0.070	0.32	0.38
Pb	4.4	3.2	32.2	6.3
Th	2.0	1.7	20.2	22.1
U	0.70	0.41	3.8	3.5
(La/Yb) _n	11.6	15.1	6.9	17.3
(Gd/Yb) _n	2.1	2.3	1.6	1.8
Eu/Eu*	1.044339	1.13	0.55	0.79

Примечание. 1–2 – базальты; 3–4 – риолиты. $FeO^* = 0.9 \times Fe_2O_3 + FeO$; $ASI = Al/(Ca - 1.67P + Na + K)$; $MALI = Na_2O + K_2O - CaO$; $Eu/Eu^* = (Eu)_n / [(Sm)_n \times (Gd)_n]^{0.5}$.

соответствует первой половине эктазийского периода мезопротерозоя [10]. Морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение и позволяют считать полученную оценку возраста соответствующей времени кристаллизации расплава, родоначального для риолитов.

Составы вулканических пород жийдинской приведены в табл. 2. Для вулканитов серии характерен контрастный базальт-риолитовый состав пород. Высокие содержания в базальтах TiO_2 (~1.8 мас. %) и значения $FeO^*(FeO^* + MgO)$ (~0.68), характерные для пород толеитовой серии, на фоне высоких концентраций редкоземельных элементов (210–220 г/т) и дифференцированных спектров распределения $((La/Yb)_N = 11–15)$ сближают их с континентальными платобазальтами.

Риолиты принадлежат щелочно-известковистой серии ($Na_2O + K_2O - CaO = 6.5–7.4$), характеризуются умеренной глиноземистостью ($Al/(Ca - 1.67P + Na + K) = 0.80–0.97$) и железистостью ($FeO^*(FeO^* + MgO) = 0.73–0.76$). При высоких содержаниях редкоземельных элементов ($\Sigma PЗЭ 430–512$ г/т) характерны дифференцированные спектры распределения $((La/Yb)_N = 7–17)$ и Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.54–0.79$). При высоких концентрациях крупноионных литофильных элементов риолиты также обогащены высокозарядными элементами (Zr, Nb, Y, Ce), что определяет

их принадлежность к гранитам А-типа, сформированным во внутриплитной обстановке (рис. 4) [12, 14].

Низкое отношение Nb/Nb^* ($Nb_N / [(Th_N * La_N)]^{1/2} = 0.82–0.9$) в базальтах свидетельствует об отсутствии контаминации расплавов веществом континентальной коры, что позволяет рассматривать их обогащение крупноионными литофильными и высокозарядными элементами как характеристику источника. Это предположение подтверждает расположение фигуративных точек на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb в поле E-MORB (рис. 4). При этом отношения Zr/Y–Nb/Y в базальтах на фоне обеднения их тяжелыми PЗЭ $((Gd/Yb)_N = 1.6–2.4)$ предполагают плюмовую природу родоначальных расплавов, образованных на уровне устойчивости граната (рис. 4) [15].

Таким образом, эффузивы жийдинской серии образуют бимодальную серию, формирование которой происходило в первой половине эктазийского периода мезопротерозоя. Серия представляет собой ассоциацию континентальных базальтов и внутриплитных риолитов, наиболее типичную для обстановок континентального рифтогенеза. Близкие по возрасту магматические комплексы в западной части Центрально-Азиатского пояса выявлены только в пределах террейна

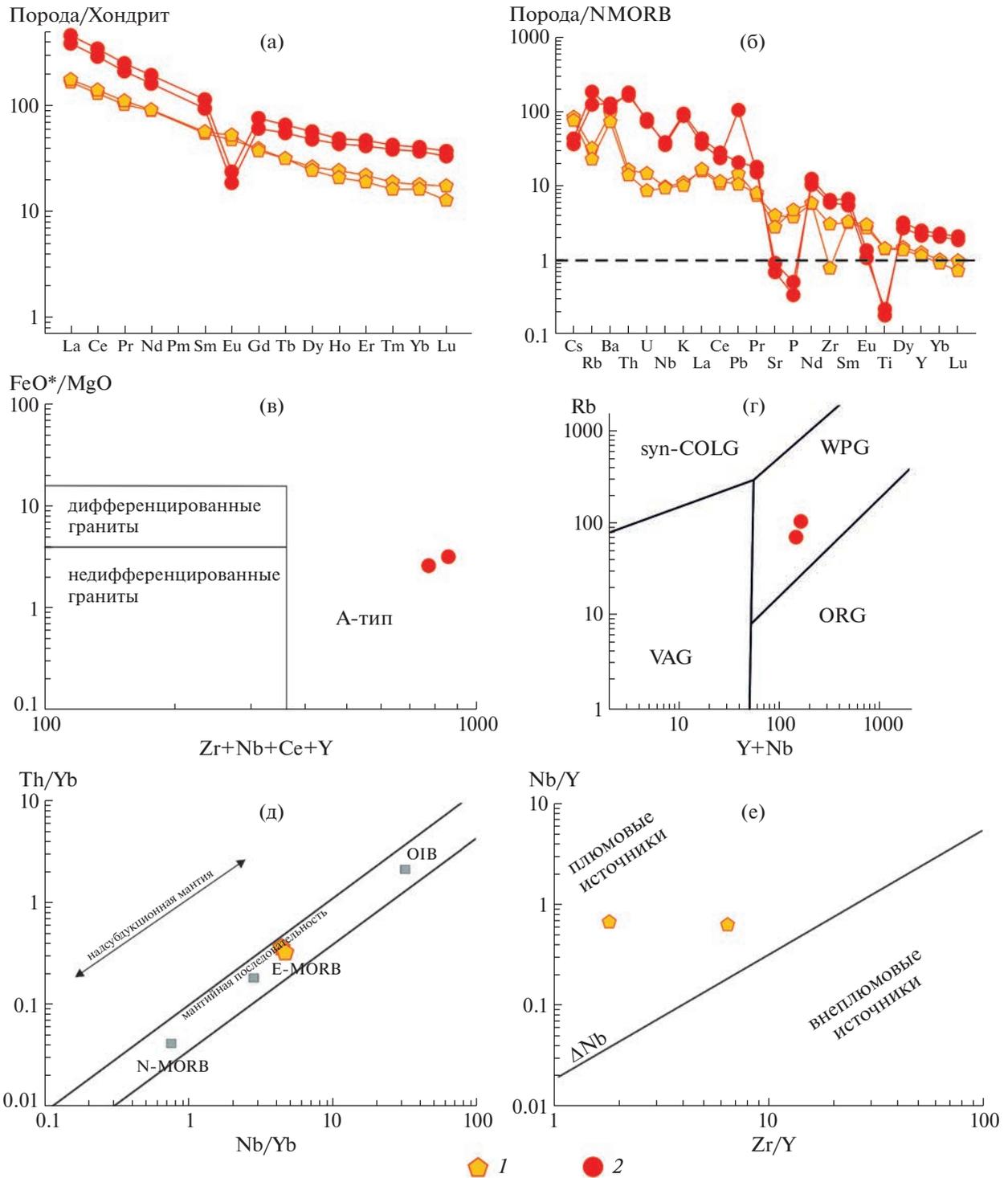


Рис. 4. Петро-геохимические характеристики эффузивных пород жидинской серии 1 –метабазальты; 2 – рассланцованные риолиты. а – Графики распределения РЗЭ, нормированных на хондрит [11] для базальтов и риолитов; б – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB для базальтов и риолитов [11]; в – диаграмма $FeO^*/MgO - Zr + Nb + Ce + Y$ для риолитов по [12]; г – диаграмма $Rb - Y + Nb$ для риолитов; д – диаграмма $Th/Yb - Nb/Yb$ для базальтов [13]; е – диаграмма $Nb/Y - Zr/Y$ с линией $\Delta Nb (1.74 + \log(Nb/Y) - 1.92 \log(Zr/Y))$ [14].

Китайского Центрального Тянь-Шаня, где представлены островодужными гранитоидами с возрастaми 1410–1450 млн лет [1].

Раннемезопротерозойские магматические комплексы (~1.4 млрд лет) широко распространены в пределах древних кратонов, входивших в

структуру суперконтинента Нуна (Колумбия), где представлены дайковыми роями, силлами, мафит-ультрамафитовыми комплексами, гранитами рапакиви. Этот этап мезопротерозойского магматизма связывается с процессами континентального рифтогенеза, который сопровождал распад этого суперконтинента в интервале 1500–1250 млн лет [16, 17].

Геохимические особенности базальтов жийдинской серии указывают на формирование данной ассоциации в рифтогенной обстановке, вызванной деятельностью мантийного плюма, что привело к внедрению обогащенных базитовых расплавов и дальнейшему плавлению комплексов докембрийской коры Улутауского террейна с образованием кислых эффузивов А-типа. Это позволяет предполагать, что бимодальная базальт-риолитовая ассоциация жийдинской серии могла являться фрагментом крупного магматического пояса, возникшего в процессе распада суперконтинента Нуна (Колумбия).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00108), в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 44–75.
2. *Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Skuzovatov S.Y., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y.* Late mesoproterozoic–early neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // *Precambrian Research*. 2021. V. 354. P. 106040.
3. *Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Jahn B.-M.* Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 28–43.
4. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Данукалов Н.К.* Позднепротерозойский возраст дифференцированных вулканогенных комплексов Улутауского массива (Центральный Казахстан): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 9–13.
5. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Данукалов Н.К., Каныгина Н.А.* Неопротерозойский возраст железорудной вулканогенно-осадочной серии Улутауского террейна (Центральный Казахстан) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 502. № 2. С. 49–55.
6. *Филатова Л.И.* Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
7. *Whilliams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Reviews in Economic Geology*, 1998. V. 7. P. 1–35.
8. *Ludwig K.R.* SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. No. 2. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709, USA. 17 p.
9. *Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00. A user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.
10. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes*. 2013 (updated 02. 2022). V. 36. № 3. P. 199–204.
11. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Spec. Publ. 42. Geol. Soc. London, 1989. P. 313–345.
12. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites-geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
13. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
14. *Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
15. *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504.
16. *Evans D.A., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*. 2011. V. 39. P. 443–446.
17. *Pisarevsky S.A., Elming S.-A., Pesonen L.J., Li Z.-X.* Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // *Precambrian Research*. 2014. V. 244. P. 207–225.

MESOPROTEROZOIC BIMODAL MAGMATISM OF THE ULUTAU TERRANE OF CENTRAL KAZAKHSTAN

A. A. Tretyakov^{a, #}, Academician of the RAS K. E. Degtyarev^a, N. A. Kanygina^a, and B. V. Fedorov^b

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^bSergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: and8486@yandex.ru

In the southern part of the Ulutau terrane (Central Kazakhstan), a complex of volcanogenic rocks of basalt-rhyolite composition of the Zhiide series has been studied. Based on the U–Pb (SIMS) geochronological study of accessory zircons, an estimate of the age of rhyolites was obtained for the first time – 1338 ± 5 million years, which corresponds to the first half of the Ectasia period of the Mesoproterozoic. The features of the composition of the basic and acidic effusions indicate their formation in the context of continental rifting caused by the activity of the mantle plume.

Keywords: basalts, rhyolites, Central Kazakhstan, Mesoproterozoic, rifting, Nuna (Colombia)

УДК 550-93

ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЛЕЩЁВСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ СРЕДНЕВОЛЖСКОГО МЕГАБЛОКА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА)

© 2023 г. М. О. Аносова^{1,*}, О. В. Астраханцев¹, А. В. Постников², Т. И. Киринова¹,
И. А. Сабиров², А. А. Федотова¹, М. М. Фугзан¹, О. А. Зуева²

Представлено академиком РАН Ю.А. Костицыным 20.07.2022 г.

Поступило 20.07.2022 г.

После доработки 13.09.2022 г.

Принято к публикации 15.09.2022 г.

Изучены биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы Лещёвской зоны Средневожского мегаблока Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона. Sm–Nd-модельный возраст пород составил 2.8 млрд лет. Проведено U–Pb изотопно-геохронологическое исследование ядер циркона из этих пород. По катодолюминесцентным изображениям выявлено несколько генераций ядер циркона. Возраст основных источников детритового циркона составил 2.58 млрд лет. Единичные зерна циркона имеют возраст ядер 2.4, 2.7 и 3.1 млрд лет. Рассчитанное $\varepsilon_{Nd}(2500) = -0.6$ свидетельствует о коровой или смешанной мантийно-коровой природе протолита этих гнейсов. Высокоглиноземистые метатерригенные породы большечеремшанской серии, Лещёвской зоны и южновожского супракрустального комплекса рассматриваются как последовательно сменяющиеся друг друга во времени и по простиранию формации неоархейских и палеопротерозойских бассейнов с протоплатформенным основанием и пассивной континентальной окраины.

Ключевые слова: U–Pb геохронология, изотопный состав Nd, модельный возраст, Восточно-Европейский кратон, высокоглиноземистые гнейсы, детритовый циркон

DOI: 10.31857/S2686739722601429, EDN: GAFNNG

Континентальная кора архейского возраста составляет значительную часть всей известной континентальной коры, например, [1]. Косвенным доказательством ее присутствия может являться наличие архейского вещества в метатерригенных породах фундамента кратонов палеопротерозойской консолидации. Изучение детритовых цирконов раннедокембрийских метатерригенных пород может пролить свет на состав, возраст и геохимические особенности источников терригенного материала и позволяет судить о фундаментальных характеристиках древней коры.

Волго-Уральский сегмент фундамента Восточно-Европейского кратона (ВЕК) перекрыт осадочным чехлом, являясь наименее изученным из трех сегментов [2]. Присутствие архейского

материала в исследуемом регионе доказано, но его объем достоверно не определен [2–4].

Средневожский мегаблок занимает центральную и восточную части Волго-Уралии [2, 3]. С севера он ограничен Елабужской зоной деформаций, а с юга – Шарлыкским поясом деформаций. С северо-востока к нему примыкают Камско-Бельский авлакоген, а с юго-запада – Волго-Донская складчатая область [5]). В свою очередь, в составе Средневожского мегаблока выделяются (с севера на юг) Южнотатарский (Альметьевский по [6]) и Самарский (Бузулукский по [6]) блоки, разделенные Жигулевско-Туймазинским поясом деформаций. Северо-восточную часть Средневожского мегаблока слагает Бакалинский гранитоидный массив (рис. 1).

Лещёвская зона расположена в юго-восточной части Самарского блока (рис. 1). В ее пределах установлены высокоглиноземистые терригенные породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации и испытавшие повторный метаморфизм амфиболитовой фации. В северо-восточной части Самарского блока распространены метатерригенные породы большечеремшанской

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

²Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

*E-mail: anosova@geokhi.ru

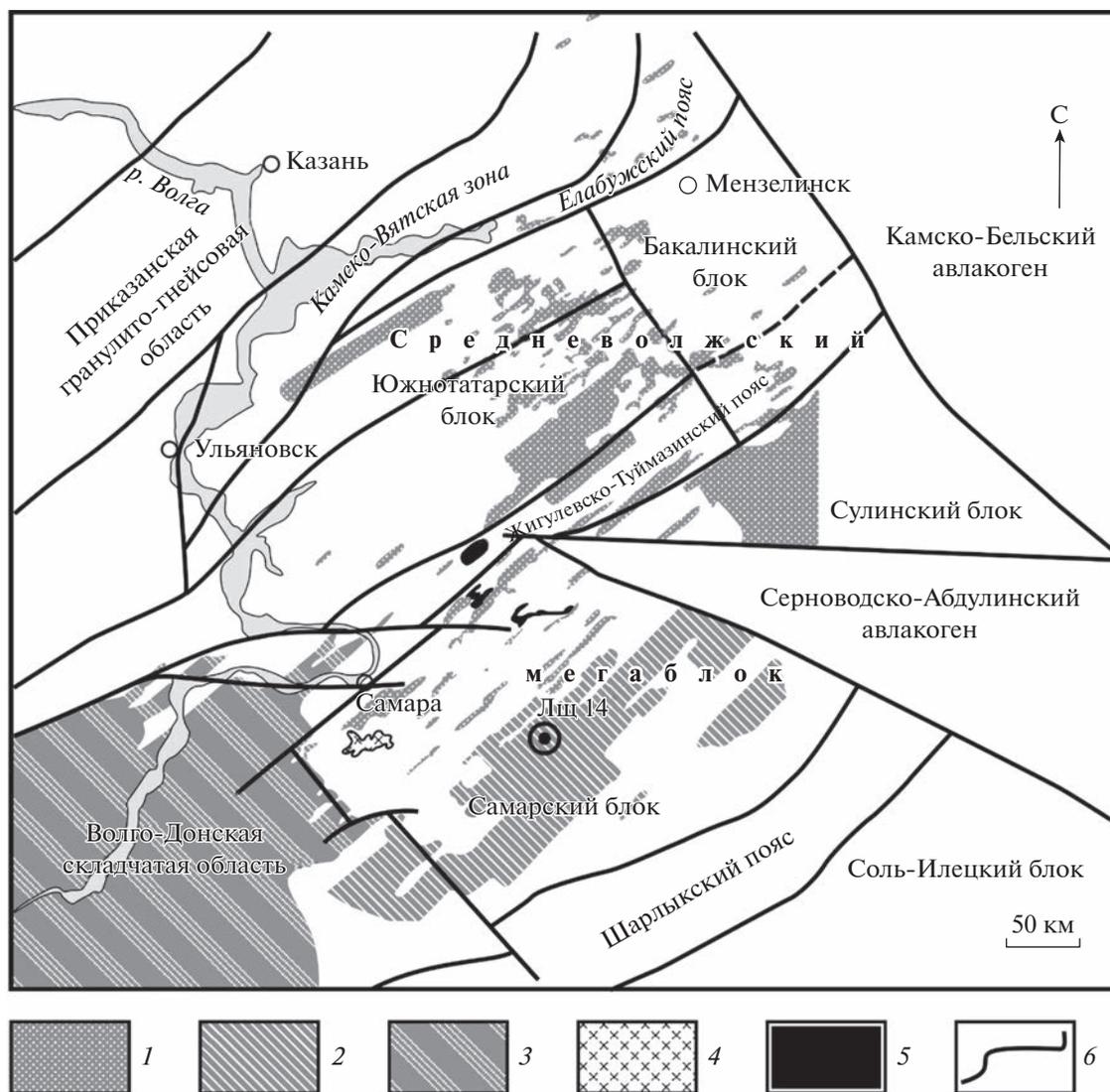


Рис. 1. Схема строения Средневожского мегаблока (по материалам С.В. Богдановой [2]) и ареалы распространения высокоглиноземистых метатерригенных пород 1–3: 1 – большечеремшанской серии, 2 – пород Лещёвской зоны, 3 – южновожского супракрустального комплекса; 4–5 – рассматриваемые в тексте массивы интрузивных пород: 4 – Колыванский массив гранитоидов и 5 – массивы габброидов (Екатериновский, Мухановский и Малышевский); 6 – тектонические границы по геофизическим данным и данным бурения. Двойной окружностью показано положение скважины Лещёвская 14.

серии неоархея: метаграувакковые и метапелитовые гнейсы, кристаллические сланцы и их мигматиты, железистые кварциты, эулизиты и метатолитовые вулканы. Sm–Nd модельный возраст метаосадочных пород большечеремшанской серии определен в интервале 2.8–3.7 млрд лет [3]. К юго-западу от комплексов Лещёвской зоны расположена обширная область развития метатерригенного южновожского супракрустального комплекса палеопротерозоя [7] и ассоциирующих с ним анатектических глиноземистых гранитоидов. Эти породы слагают восточную окраину Волго-Донской складчатой области. Метатерригенные породы южновожского супракрустального

комплекса представлены биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, часто с графитом и единичными прослоями пироксенсодержащих мраморов. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ глиноземистых гранитоидов, отнесенных к рахановскому комплексу, составляет 2.4 млрд лет [7].

С целью определения возраста и изотопно-геохимических особенностей источника кластического материала метатерригенных пород Лещёвской зоны нами изучены Sm–Nd изотопная система биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов и U–Pb изотопная система циркона из этих же пород. Геохронологическая информа-

ция по метатерригенным породам Лещёвской зоны отсутствовала. В связи с этим сформулирован и рассмотрен вопрос, представляют ли собой породы Лещёвской зоны стратиграфический и формационный аналог большечеремшанской серии неорархей или южновожского супракрустального комплекса палеопротерозоя.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Форма и внутреннее строение кристаллов циркона изучены с помощью бинокулярного микроскопа “Zeiss” Stemi 2000-C. Изображения циркона получены на электронном микроскопе “JEOL” JSM 6610 LV (РГУ нефти и газа (НИУ) им. Губкина) и электронном микроскопе “TESCAN” MIRA 3 (ГЕОХИ РАН) в режиме катодолюминесценции (CL) при ускоряющем напряжении 20 кВ. Исследования U–Pb изотопной системы проведены методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT XR с лазерной приставкой UP-213 (ГЕОХИ РАН) по методике, подробно описанной в [8]. Полученные данные обработаны в программе Glitter [9], для построения диаграмм использована программа Isoplot 4.15 [10]. Аналитические исследования Sm–Nd изотопной системы образца породы проведены на масс-спектрометре “TRITON” (ГЕОХИ РАН), детально методика приведена в [11].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Скважина Лещёвская 14 расположена в центральной части Лещёвской зоны (51°26′45.88″ в.д., 52°56′00.1″ с.ш.) (рис. 1). Докембрийская часть разреза скважины представлена мигматизированными глиноземистыми гнейсами и двуполевошпатовыми гранитами. В гнейсах видны результаты процессов порфири- и кристаллобластеза в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Плаггиоклаз в гранитах характеризуется антипертитовой структурой, что свидетельствует о его кристаллизации из расплава. Также отмечен локально проявленный метасоматоз всех пород, выраженный окварцеванием.

Образец 14-3 отобран из середины докембрийской части разреза скважины Лещёвская 14 в интервале 3547–3551 м (далее по тексту – образец Лщ 14-3). Порода представляет собой биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый гнейс с графитом, образованный в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Структура породы порфиролепидо-нематогранобластовая. Текстура – гнейсовидная.

Породообразующие минералы представлены кварцем (30–35%), плаггиоклазом и микроклином (25–30%), биотитом (10–12%). Присутствуют графит, силлиманит, гранат, кордиерит. Рудные минералы представлены сульфидами, магнетитом. Акцессорные минералы – монацит, циркон.

Кварц и плаггиоклаз в породе распространены равномерно, калиевый полевой шпат образует отдельные скопления. Кварц представлен в виде двух генераций: породообразующий с ксеноморфными кристаллами, размерами от 0.05 до 2.3 мм, а также в виде округлых вростков в крупных пойкилитовых кристаллах граната. Средние размеры кристаллов полевого шпата, в целом, меньше, чем размеры кварца – 0.2–0.4 мм. Скопления кристаллов обладают гранобластовой структурой. Отмечается начальная стадия серицитизации, по трещинам спайности. Плаггиоклаз по составу средний – андезин. Калиевого полевого шпата количественно меньше, чем плаггиоклаза. Лепидо-бластовый коричневатый биотит, размерами до 0.3 мм, подчеркивает гнейсовидность породы. Кордиерит содержит большое количество включений силлиманита. Силлиманит образует игольчатые и призматические кристаллы, приуроченные к внутренним частям зерен кордиерита, либо образует самостоятельные сильно вытянутые скопления, параллельные гнейсовидности пород. Значительно реже отмечаются единичные отдельные зерна. Гранат образует изометричные порфиробласты с единичными включениями кварца.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Исследованный циркон выделен из образца Лщ 14-3 биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов. Зерна относительно мелкие – около 100 мкм и меньше. Вся мономинеральная фракция циркона изучена в проходящем свете, вручную отобраны практически все зерна за исключением слишком мелких для анализа обломков и непрозрачных метамиктных кристаллов. Всего отобрано порядка 155 кристаллов циркона, которые запечатаны в эпоксидную смолу. По CL-изображениям исключены зерна, в которых заведомо нарушена изотопная система, – это трещиноватые, с темными метамиктными зонами и с включениями.

Кристаллы прозрачные, в основном они имеют изометричную и эллипсоидную форму, $K_{уд}$ варьирует от 1 до 5. В некоторых из них присутствуют точечные включения пирита. Изредка встречаются зерна циркона с сохраненными ребрами и со сглаженными пирамидальными вершинами. Практически все зерна характеризуются наличием ядер и оболочек. По форме и внутреннему строению в этих зернах циркона можно выделить несколько типов ядер.

Первый – имеет изометричные или короткопризматические кристаллы с хорошо проявленными гранями призм (100), (110) и в продольных срезах – гранями бипирамиды (111). $K_{уд}$ таких кристаллов составляет от 1 до 2 по оси С. Ядра, в

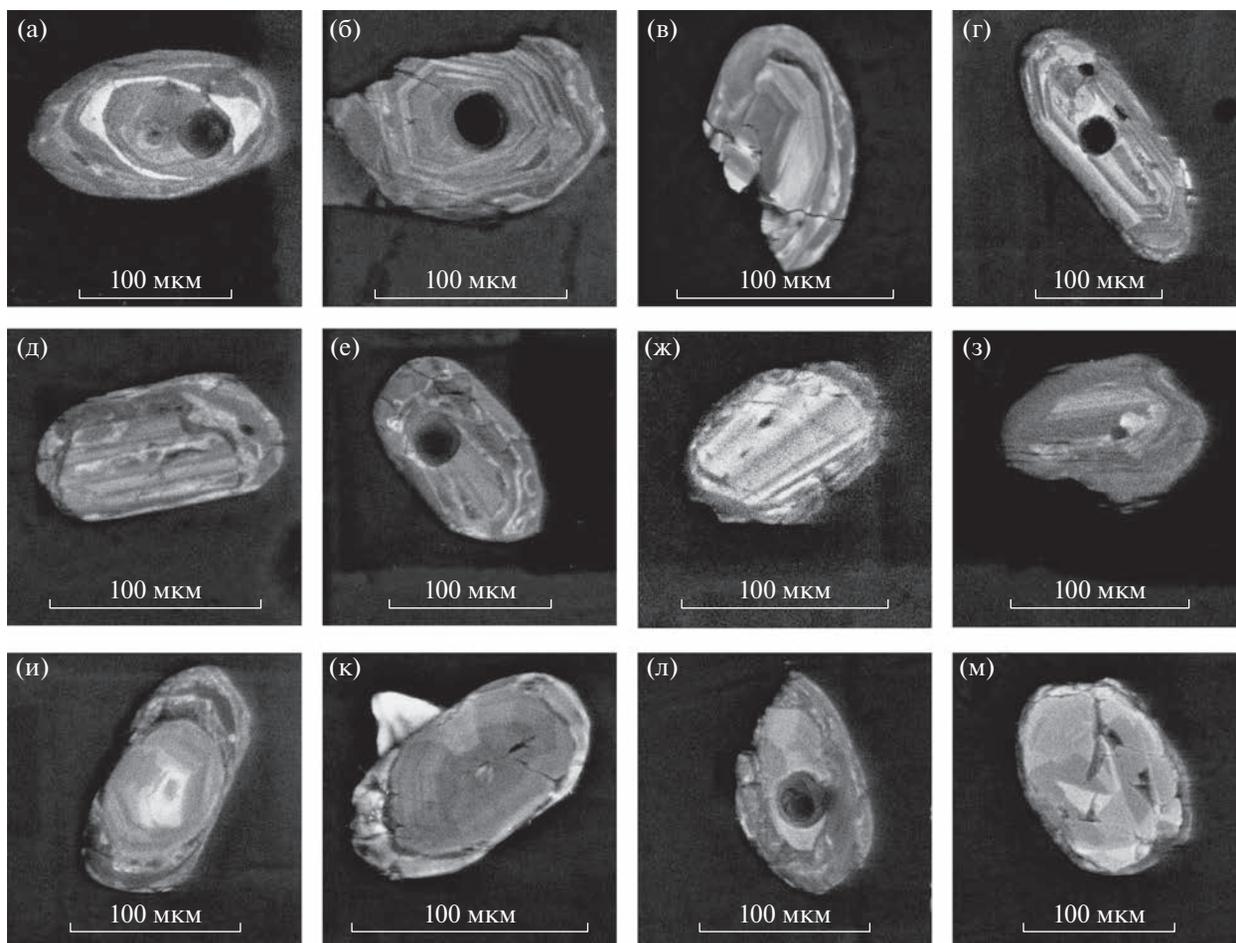


Рис. 2. CL-изображения типичных зерен циркона из образца Лш 14–3 с ядрами различного генезиса: а–г – ядро с осцилляторной зональностью, д–з – ядро с продольно-параллельной зональностью, и–м – ядро с секториальной зональностью и зигзагообразными границами секторов.

большинстве случаев, имеют ярко выраженную осцилляторную зональность (рис. 2 а–г). Количество кристаллов с ядрами первого типа в исследованной выборке составляет около 95%. В отдельных случаях эти ядра имеют светлую на CL-изображениях прерывистую кайму (рис. 2 а, 3), секущую осцилляторную зональность ядер циркона. Описанные выше особенности морфологии кристаллов характерны для циркона, сформировавшегося на магматической и позднемагматической стадиях кристаллизации гранитоидных интрузивов при температурах 600–700°C [12, 13].

Второй тип ядер характеризуется продольно-параллельной зональностью, выраженными гранями призм и отсутствием или неясными очертаниями граней на головке кристаллов (рис. 2 д–з). $K_{уд}$ варьирует от 3 до 5 по длинной оси. Количество таких зерен циркона не превышает 5% от общего объема выборки. Подобные особенности характерны для кристаллов циркона габброидов [3].

Единичные зерна циркона имеют ядра со “специфической секториальной зональностью с зигзагообразными границами между секторами” ([14], стр. 10), характерной для процессов высокоградного, вплоть до гранулитовой фации, метаморфизма [14] (рис. 2 и–м).

На CL-изображениях видно, что большинство ядер всех типов не имеет идиоморфных очертаний и представлено обломками кристаллов (рис. 2 в, з, л, рис. 3). Это свидетельствует о детритовой природе циркона. Ядра зерен циркона всех типов обрастают серой на CL-изображениях толстой каймой с неровными внутренними границами и гладкой внешней поверхностью этой каймы. Неровные, резорбированные внутренние границы оболочки (рис. 2, 3) могут быть следствием частичного растворения вещества циркона и указывать на характер флюидного режима на позднем этапе метаморфизма. Оболочки часто разбиты радиальными трещинами и не имеют явно выраженной зональности (рис. 2 к, д). Повышенная активность водосодержащего флюида типична

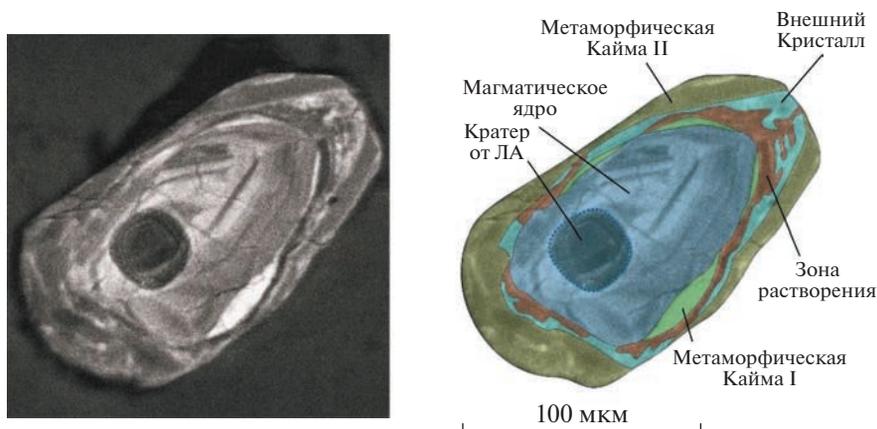


Рис. 3. Модель внутреннего строения циркона (образец Лщ 14-3).

для метаморфизма амфиболитовой фации. Растворение, рекристаллизация и кристаллизация циркона возможны в условиях температур верхов амфиболитовой фации. Таким образом, рассмотрев строение внешних оболочек и их взаимоотношения с ядрами по катодолюминесцентным изображениям, можно предположить, что внешние оболочки отвечают этапу высокотемпературного метаморфизма верхов амфиболитовой фации.

В единичных случаях в зернах циркона наблюдается формирование “внешнего” кристалла вокруг первичного ядра, обросшего светлой низкоурановой [15] прерывистой каймой (рис. 2 а, 3). Образование такого “внешнего” кристалла, вероятно, связано с появлением расплава и формированием мигматитов в процессе высокоградного метаморфизма, приводящими к частичному плавлению вещества [13].

В результате исследования Sm–Nd изотопной системы образца Лщ 14-3 получены следующие величины: концентрации Sm = 4.0 мкг/г и Nd = 24.1 мкг/г; и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0998$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511009 \pm 0.000013$ (2σ). Модельный возраст составил 2.8 млрд лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.6$ (модельные параметры: однородный хондритовый резервуар (CHUR), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$; конвектирующая мантия, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513099$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.212$, $t = 2500$ млн лет). Рассчитанные значения свидетельствуют о коровой или смешанной мантийно-коровой природе протолита этих гнейсов. Пониженное, относительно среднекорового, изотопное отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ указывает на большую вероятность коровой природы терригенного протолита гнейсов и формирование его при размыве преимущественно неоархейской коры.

По результатам изотопного U–Pb исследования ядер циркона построена диаграмма Аренса-Везерилла для 56 точек (табл. 1, рис. 4 а). Боль-

шинство значений дискордантно. Анализ распределения относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для значений с дискордантностью $D \leq 2\%$ выявляет пик 2.58 млрд лет и единичные точки 2.4, 2.7 и 3.1 млрд лет (рис. 4 б).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Полученные результаты свидетельствуют о наличии как минимум двух главных источников детритового циркона метатерригенных пород Лещёвской зоны. Основной – это гранитоиды, поставившие более 95% всего циркона. Второй по значимости – это габброиды, поставившие от 3 до 5% детритового циркона метатерригенных пород Лещёвской зоны.

Возраст основных источников детритового циркона составляет 2.58 млрд лет. Это указывает на ведущую роль неоархейской коры в накоплении кластического материала. Вероятно, главный снос кластического материала происходил с севера и востока (в современных координатах), со стороны широко распространенных в этом направлении полей эндербитов и эндербитогнейсов. Эндербитогнейсы на севере и северо-востоке Средневожского мегаблока испытали проградный метаморфизм от амфиболитовой до гранулитовой фаций [3, 16–18]. Некоторые исследователи отмечают наличие двух этапов метаморфизма гранулитовой фации [18]. С такими данными хорошо согласуется многоэтапная метаморфическая история исследованных пород, нашедшая свое отражение в сложном строении кристаллов циркона: наличие магматических ядер и метаморфических оболочек, как минимум двух генераций (рис. 3). Присутствие единичных зерен циркона с возрастом ядер 3.1 млрд лет вероятно обусловлено привнесением материала со стороны Колыванского комплекса гранитоидов возрастом

Таблица 1. Данные U–Pb изотопного исследования циркона биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов из образца Лщ 14-3, полученные методом LA-ICP-MS

Номер зерна	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1s$		Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	
	14-3-line1-02	0.166	0.002	10.60	0.17	0.464		0.006	0.66		45	80	
14-3-line1-03	0.168	0.002	10.72	0.15	0.462	0.006	0.67	50	93	0.5	2539	43	-3
14-3-line1-05	0.178	0.002	8.58	0.11	0.349	0.004	0.68	88	199	0.4	2635	40	-27
14-3-line1-06	0.161	0.002	8.81	0.13	0.397	0.005	0.67	138	179	0.8	2467	45	-13
14-3-line1-07	0.170	0.002	10.72	0.14	0.456	0.005	0.67	42	85	0.5	2561	41	-5
14-3-line1-08	0.153	0.002	9.05	0.14	0.429	0.005	0.67	136	535	0.3	2380	46	-3
14-3-line1-09	0.176	0.002	10.71	0.14	0.442	0.005	0.67	111	246	0.4	2614	41	-10
14-3-line1-10	0.168	0.002	11.21	0.16	0.483	0.006	0.67	97	149	0.7	2540	42	0.1
14-3-line1-16	0.172	0.002	11.20	0.15	0.473	0.005	0.66	144	88	1.6	2573	43	-3
14-3-line1-17	0.170	0.002	11.48	0.16	0.491	0.006	0.67	272	328	0.8	2553	41	0.9
14-3-line1-21	0.156	0.002	9.13	0.14	0.426	0.005	0.67	377	426	0.9	2408	47	-5
14-3-line1-22	0.166	0.002	8.74	0.14	0.382	0.005	0.66	477	451	1.1	2517	48	-17
14-3-line1-25	0.127	0.002	5.19	0.07	0.296	0.003	0.66	59	1089	0.1	2062	44	-19
14-3-line1-26	0.165	0.002	10.05	0.13	0.443	0.005	0.67	177	303	0.6	2505	42	-6
14-3-line1-27	0.142	0.002	6.39	0.09	0.327	0.004	0.68	134	480	0.3	2252	41	-19
14-3-line1-29	0.132	0.002	4.40	0.06	0.243	0.003	0.68	511	1246	0.4	2119	41	-34
14-3-line1-31	0.134	0.002	3.76	0.06	0.204	0.002	0.66	934	1220	0.8	2146	48	-44
14-3-line1-38	0.143	0.002	5.29	0.08	0.268	0.003	0.67	69	408	0.2	2264	46	-32
14-3-line1-40	0.175	0.002	11.73	0.15	0.487	0.006	0.68	192	230	0.8	2601	39	-1.6
14-3-line1-43	0.163	0.002	8.12	0.11	0.360	0.004	0.68	452	597	0.8	2492	40	-20
14-3-line1-44	0.203	0.003	14.53	0.21	0.520	0.006	0.67	75	184	0.4	2848	42	-5
14-3-line1-45	0.168	0.002	9.70	0.15	0.419	0.005	0.67	193	339	0.6	2535	46	-11
14-3-line1-49	0.182	0.003	12.93	0.22	0.514	0.007	0.66	628	1102	0.6	2674	50	0.1
14-3-line1-53	0.170	0.002	11.34	0.18	0.482	0.006	0.66	292	595	0.5	2562	47	-1.0
14-3-line1-54	0.167	0.002	9.40	0.13	0.408	0.005	0.67	353	596	0.6	2530	43	-13
14-3-line1-57	0.188	0.002	12.59	0.18	0.486	0.006	0.67	152	279	0.5	2722	42	-6
14-3-line1-58	0.131	0.002	3.74	0.06	0.207	0.002	0.66	520	1231	0.4	2106	49	-42
14-3-line1-62	0.175	0.002	11.82	0.17	0.490	0.006	0.67	338	536	0.6	2604	44	-1.2
14-3-line1-64	0.145	0.002	4.97	0.07	0.249	0.003	0.67	226	863	0.3	2282	44	-37
14-3-line1-65	0.245	0.003	18.32	0.24	0.543	0.006	0.67	400	208	1.9	3150	38	-11
14-3-line1-67	0.169	0.002	8.12	0.11	0.348	0.004	0.67	716	540	1.3	2552	43	-25
14-3-line2-04	0.117	0.001	2.97	0.04	0.184	0.002	0.67	326	1495	0.2	1916	44	-43
14-3-line2-07	0.173	0.002	11.79	0.15	0.495	0.006	0.67	214	260	0.8	2586	40	0.2
14-3-line2-09	0.158	0.002	6.28	0.09	0.288	0.003	0.67	162	547	0.3	2437	45	-33
14-3-line2-10	0.157	0.002	9.97	0.14	0.461	0.006	0.67	415	447	0.9	2423	43	0.8
14-3-line2-11	0.166	0.003	9.68	0.18	0.424	0.006	0.65	113	177	0.6	2516	59	-9
14-3-line2-12	0.166	0.002	10.36	0.17	0.453	0.006	0.66	166	254	0.7	2518	51	-4
14-3-line2-14	0.166	0.002	10.39	0.15	0.453	0.005	0.66	203	217	0.9	2523	44	-5
14-3-line2-15	0.136	0.002	3.42	0.05	0.182	0.002	0.65	98	561	0.2	2182	51	-51
14-3-line2-18	0.166	0.002	10.25	0.16	0.448	0.005	0.66	97	239	0.4	2516	48	-5

Таблица 1. Окончание

Номер зерна	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	
	14-3-line2-19	0.136	0.002	5.18	0.08	0.275		0.003	0.65		102	720	
14-3-line2-20	0.174	0.003	6.64	0.11	0.278	0.003	0.65	261	606	0.4	2592	51	-39
14-3-line2-22	0.144	0.002	3.71	0.05	0.187	0.002	0.65	253	887	0.3	2275	45	-51
14-3-line2-25	0.148	0.002	9.94	0.13	0.489	0.005	0.64	458	599	0.8	2317	46	11
14-3-line2-32	0.166	0.002	10.46	0.14	0.457	0.005	0.65	180	390	0.5	2520	44	-4
14-3-line2-36	0.235	0.003	19.72	0.27	0.608	0.006	0.65	269	304	0.9	3089	42	-0.9
14-3-line2-41	0.156	0.002	7.59	0.10	0.353	0.004	0.64	352	668	0.5	2411	46	-19
14-3-line2-42	0.173	0.002	10.68	0.16	0.448	0.005	0.64	127	222	0.6	2586	48	-8
14-3-line2-43	0.173	0.003	11.46	0.18	0.481	0.005	0.64	217	217	1.0	2586	52	-2
14-3-line2-54	0.166	0.002	10.37	0.16	0.452	0.005	0.64	387	928	0.4	2520	49	-5
14-3-line2-55	0.158	0.002	9.64	0.14	0.442	0.005	0.65	288	496	0.6	2438	46	-3
14-3-line2-58b	0.170	0.003	10.58	0.16	0.452	0.005	0.64	145	384	0.4	2555	50	-6
14-3-line2-58c	0.159	0.002	8.65	0.13	0.394	0.004	0.64	221	517	0.4	2447	51	-12
14-3-line2-60	0.161	0.003	6.80	0.11	0.307	0.003	0.64	965	1140	0.8	2463	53	-30
14-3-line2-63	0.164	0.003	6.35	0.13	0.281	0.003	0.63	644	1310	0.5	2499	64	-36
14-3-line2-65	0.120	0.003	2.10	0.05	0.127	0.002	0.61	134	1759	0.1	1952	83	-33

Примечание. Rho – коэффициент корреляции $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, D – степень дискордантности.

3.1 млрд лет [4]. Расположенные к северо-западу габброидные массивы екатериновского комплекса (Екатериновский, Мухановский и Малышевский) могли быть поставщиками зерен с ядрами второго типа, обладающими продольно-параллельной зональностью [6]. Единичные зерна циркона с U–Pb возрастaми 2.7, 2.4 млрд лет свидетельствуют о наличии в пределах Самарского блока пород архея и других возрастных интервалов.

Рассчитанное значение для биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов $T_{\text{Nd}} = 2.8$ млрд лет указывает на преимущественно архейский возраст терригенного протолита парагнейсов Лещёвской зоны. $\epsilon_{\text{Nd}}(2500) = -0.6$ характеризует этот материал как молодую континентальную кору или смесь корово-мантийного материала. Пониженное, относительно среднекорового, значение $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0998$ характеризует терригенный протолит гнейсов как материал преимущественно корового происхождения.

Высокоглиноземистые метатерригенные породы Лещёвской зоны по минеральному составу, текстурно-структурным особенностям схожи с породами большечеремшанской серии. Изучение Sm–Nd изотопной системы пород показывает перекрытие модельных возрастaов этих комплек-

сов: $T_{\text{Nd}} = 2.8$ млрд лет для пород Лещёвской зоны и интервал $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.8-3.7$ млрд лет – для пород большечеремшанской серии [3]. На этом основании можно предполагать, что высокоглиноземистые метатерригенные породы Лещёвской зоны являются формационным аналогом пород большечеремшанской серии. На юго-западной окраине Волго-Уралии у границы с Волго-Донской складчатой областью для высокоглиноземистых метатерригенных пород определены модельные возрастaы $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.3$ и 3.4 млрд лет [7]. Далее на юго-запад, со стороны Волго-Донской складчатой области (Саратовско-Пугачевский блок) по [7], резкий контраст Sm–Nd модельных возрастaов южновожского супракрупного комплекса ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.3-2.4$ млрд лет) и метатерригенных пород большечеремшанской серии ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.3-3.4$ млрд лет), а также – дискордантность структурных элементов Волго-Донской складчатой области по отношению к структурам Средневожского мегаблока считается свидетельством тектонической границы между этими комплексами [5, 7]. В этом ряду метатерригенные породы Лещёвской зоны могут рассматриваться как промежуточный по своим изотопным характеристикам элемент.

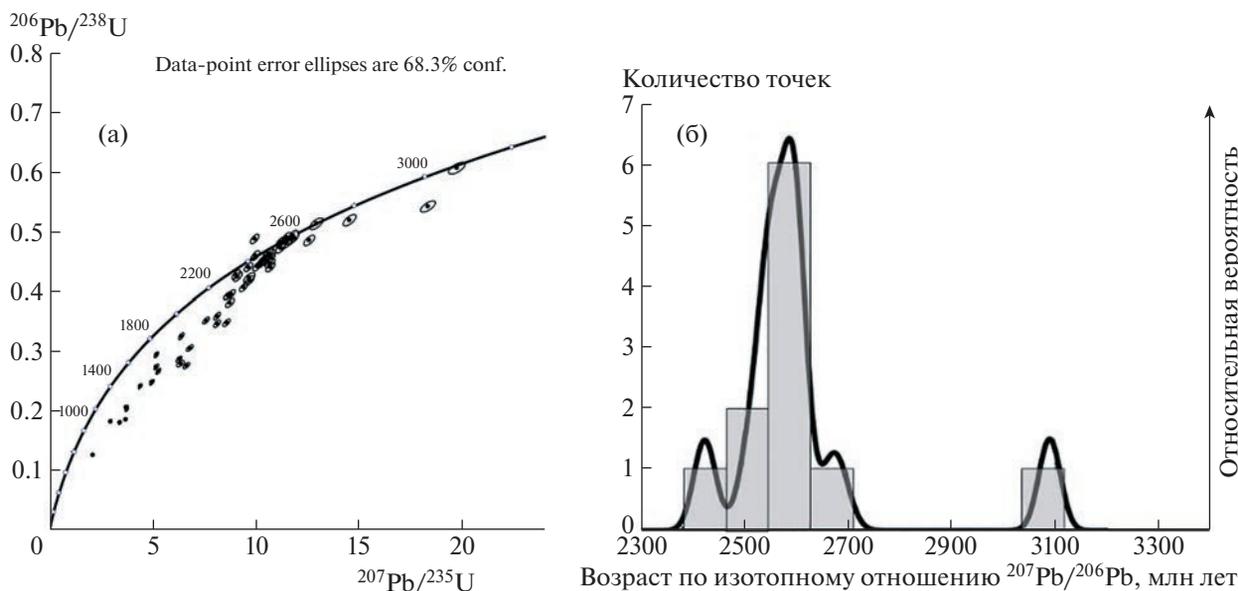


Рис. 4. (а) Диаграмма Арсен-Везерилла для циркона из образца Лш 14-3; (б) гистограмма и распределение относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($D \leq 2\%$).

Таким образом, в современной структуре последовательно располагаются метатерригенные глиноземистые породы: большечеремшанская серия центральной части Средневожского мегаблока – породы Лещёвской зоны – южновожский супракрустальный комплекс Волго-Донской палеопротерозойской складчатой области (рис. 1). Они сменяют друг друга с северо-востока на юго-запад. В этом ряду устанавливается последовательное омолаживание модельных возрастов, полученных при изучении Sm–Nd изотопной системы пород, с северо-востока на юго-запад 3.4–2.8–2.3 млрд лет соответственно.

Для всех перечисленных выше комплексов источники материала протолита первично терригенных пород были разновозрастными. При этом время формирования непосредственно осадочных толщ остается неясным. Нижний предел интервала времени формирования метатерригенных пород Лещёвской зоны ограничен наиболее молодым возрастом циркона, попадавшего в осадок, и составляет 2.4 млрд лет.

Реконструкция дометаморфического состава пород большечеремшанской серии указывает на большое разнообразие исходных осадочных пород, соответствующих аркозовым и полимиктовым псаммитолитам и алевролитам, грауваккам, алевропелитовым аргиллитам, гидрослюдистым аргиллитам и сиаллитам [19]. Наличие графита, ассоциирующего с метапелитами, показывает, что отложение исходных осадочных пород происходило в субаквальных условиях, способствующих сохранению органического вещества, а отсутствие карбонатных пород в составе большече-

ремшанской серии указывает на сравнительно мелководные условия осадконакопления [3].

В работе [7] показано, что породы южновожского супракрустального комплекса могут рассматриваться как мелководные фации, формирование которых происходило в морском бассейне в условиях меняющейся интенсивности вулканических процессов и неустойчивого тектонического режима. На классификационных диаграммах для терригенных пород они попадают в поля железистых глин и железистых песков. Петрохимическое сравнение пород южновожского комплекса с глиноземистыми гнейсами большечеремшанской серии не обнаруживает резкого различия этих комплексов. Однако, судя по величинам титанового и алюмокремниевого модулей, большечеремшанские высокоглиноземистые гнейсы могли образоваться в условиях более интенсивного выветривания [7].

Однотипность петрохимического и минерального состава и схожесть метаморфических процессов, происходивших в метатерригенных комплексах пород большечеремшанской серии, Лещёвской зоны и южновожского супракрустального комплекса позволяют их рассматривать как элементы единого формационного ряда.

Возможно, формирование протолита пород Лещёвского комплекса проходило в условиях мелководного морского бассейна, развивавшегося на ложе палеоконтинента. Различные области этого бассейна развивались и отмирали в разное время. На раннем этапе породы Лещёвской зоны накапливались одновременно с метатерригенными породами большечеремшанской серии, а на

позднем – с породами южноволжского супракрустального комплекса. В целом устанавливается проградирование палеобассейна во времени с северо-востока на юго-запад (в современных координатах) с последовательным включением в область сноса терригенного материала разновозрастных архейских и палеопротерозойских блоков коры.

Другой вариант: первично терригенные комплексы пород большечеремшанской серии, Лещёвской зоны и южноволжского супракрустального комплекса представляют собой отложения отдельных однотипных палеобассейнов, развивавшихся в пределах палеоконтинента и его пассивной окраины. Они последовательно сменяли друг друга во времени. Этапы существования этих палеобассейнов разделены, вероятно, эпохами магматической активности и орогенеза. Полученные на настоящий момент данные не позволяют отдать предпочтение какому-либо из перечисленных выше вариантов развития Лещёвского и сопредельных палеобассейнов.

Время формирования большечеремшанского бассейна определяется как 2.7 до 2.65 млрд лет [3]. Период накопления пород Лещёвской зоны ограничен возрастом самого молодого ядра циркона в породах и временем коллизии Сарматии и Волго-Уралии: от 2.4 до 2.05 млрд лет. Интервал накопления пород южноволжского супракрустального комплекса Волго-Донской складчатой области ограничен так же Sm–Nd модельным возрастом протолита пород 2.3–2.4 млрд лет и временем внедрения коллизионных гранитоидов – 2.05 млрд лет [7].

Таким образом, исходя из предложенных вариантов, время существования такого бассейна или бассейнов с унаследованным развитием определяется как интервал с 2.7 до 2.05 млрд лет, что вполне соответствует интервалам существования протоплатформенных бассейнов архея и палеопротерозоя в истории Земли [20].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках темы Госзадания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data // *Lithos*. 2010. V. 119. P. 457–466.
2. *Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE|East European Craton. // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier. 2016. P. 34–49.
3. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Федотова А.А., Клаэссон С., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Попова Л. П.* Ранняя кора Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: изотопно-геохронологическое изучение терригенного циркона из метаосадочных пород большечеремшанской серии и их Sm–Nd модельный возраст // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2015. Т. 23. № 1. С. 1–24.
4. *Bogdanova S.V., Belousova E., De Waele B., Lariov A.N., Piazzolo S., Postnikov A.V., Samsonov A.V.* Palaeoproterozoic reworking of early Archaean lithospheric blocks: Rocks and zircon records from charnockitoids in Volgo-Uralia // *Precambrian Research*. 2021. V. 360 (106224). P. 1–23.
5. *Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // *Геотектоника*. 2007. № 1. С. 43–70.
6. *Васильева М.Ю., Журавлев Е.Г., Князев В.С. и др.;* под ред. Князева В.С. и Лапинской Т.А. *Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР*. М.: Недра. 1992. 309 с.
7. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Гущенко В.В.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: Изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.
8. *Костицын Ю.А., Аносова М.О.* U–Pb возраст экзотрузивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // *Геохимия*. 2013. № 2. С. 171–179.
9. *van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L.* GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP–MS microprobe // *Proc. the 9th Goldschmidt Conf. Cambridge. Massachusetts*. 1999. 305.
10. *Ludwig K.R.* Isoplot V. 4.15. *Geochronological Toolkit for Microsoft Excel* // *Berkeley Geochronol. Center, Spec. Publ.* 2008. № 4. 76 p.
11. *Сомсикова А.В., Костицын Ю.А., Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Аносова М.О.* Поздннеопротерозойский гранитоидный магматизм Байкало-Муйского складчатого пояса, офиолитовые и пестофиолитовые плагиограниты // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 1. С. 15–36.
12. *Pupin J.P.* Zircon and Granite Petrology // *Contribution of Mineralogy and Petrology*. 1980. V. 73. P. 207–220.
13. *Носырев И.В., Робул В.М., Есипчук К.Е., Орса В.И.* Генерационный анализ акцессорного циркона. М.: Наука, 1989. 203 с.
14. *Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. 144 с.
15. *Liati A., Gebauer D.* Crustal origin of zircon in a garnet peridotite: a study of U–Pb SHRIMP dating, mineral inclusions and REE geochemistry (Erzgebirge, Bohemian Massif) // *Eur. J. Mineral.* 2009. V. 21. P. 737–750.

16. Лапинская Т.А., Богданова С.В., Горина А.Б., Попова Л.П. Обобщенная характеристика минеральных ассоциаций разреза раннего докембрия, вскрытого Миннибаевской скв. 20000 // Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы. Ред. Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А., Кавеев И.Х. Казань: Татарское книжное издательство, 1980. С. 38–51.
17. Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента) // Труды ГИН АН СССР. 1986. Вып. 408. 223 с.
18. Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. Буров Б.В., Губарева В.С., Есаулов Н.К. (ред.). М.: ГЕОС. 2003. 402 с.
19. Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О. Геология раннедокембрийских комплексов // Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Ред. Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А., Казань: Дента. 1996. С. 53–99.
20. Розен О.М., Щипанский А.А. Геодинамика раннего докембрия. Статья 2 Формирование континентальной коры и осадочных бассейнов, особенно литосферы // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 3–27.

SOURCE AGE OF METATERRIGENIC ROCKS FROM THE LESHCHEV ZONE OF THE MIDDLE VOLGA MEGABLOCK IN THE VOLGA-URAL SEGMENT OF THE EAST EUROPEAN CRATON

M. O. Anosova^{a, #}, O. V. Astrakhantsev^a, A. V. Postnikov^b, T. I. Kirnozova^a,
I. A. Sabirov^b, A. A. Fedotova^a, M. M. Fugzana^a, and O. A. Zueva^b

^a*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Gubkin Russian State University of Oil and Gas, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: anosova@geokhi.ru*

Presented by Academician Y.A. Kostitsyn July 20, 2022

Biotite-garnet-sillimanite-cordierite gneisses from the Leshchev zone of the Middle Volga megablock in the Volga-Ural segment of the East European craton have been studied. The obtained Sm-Nd model age of the rocks is 2.8 Ga. U–Pb isotope-geochronological study of zircon cores from these rocks was carried out. The CL images revealed several generations of the zircon cores. The obtained age of the main sources of detrital zircon is 2.58 Ga. Single zircon grains have ages of cores of 2.4, 2.7, and 3.1 Ga. The calculated $\epsilon_{Nd}(2500) = -0.6$ indicates the crustal or mixed mantle-crustal nature of the protolith of these gneisses. High-alumina metaterrigenous rocks of the Bolshecheremshanskaya Group, the Leshchevskaya zone, and the South Volga supracrustal complex are considered as elements of time and spatial sequence of sediments of Neoproterozoic and Paleoproterozoic basins with a protoplatform base and a passive continental margin, successively replacing each other.

Keywords: U-Pb geochronology, Nd isotope composition, model age, East European craton, high-alumina gneisses, detrital zircon

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 550.4:553.2

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВКРАПЛЕННОЙ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОРОГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯНО-КОЛЫМСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2023 г. Член-корреспондент РАН В. Ю. Фридовский^{1,*}, Л. И. Полуфунтикова^{2,1}, М. В. Кудрин¹

Поступило 22.08.2022 г.

После доработки 08.09.2022 г.

Принято к публикации 09.09.2022 г.

Приводятся результаты исследования химического состава и изотопных характеристик серы вкрапленных пирита и арсенопирита из метасоматитов орогенных золоторудных месторождений Мало-Тарынское, Бадран, Хангалас, Вьюн и Шумный Яно-Колымского металлогенического пояса. Пирит и арсенопирит имеют нестехиометрический состав. Для арсенопирита характерно обогащение серой (As/S от 0.77 до 0.99), наличие примесей Sb, Co, Ni и Cu общей концентрацией не более 0.15 мас. %. Пирит содержит те же элементы (общая концентрация до 3.71%), реже Pb, обеднен S и обогащен As (до 3.16 мас. %). Отношение Ni/Co в пирите $10.0 > Ni/Co > 0.1$ типично для гидротермального отрицательно заряженного пирита с высокой проводимостью (p-тип). Предполагается нахождение “невидимого” Au⁺ во вкрапленных пирите и арсенопирите преимущественно в изоморфной структурно-связанной форме. Диапазон величин $\delta^{34}S$ от –6.4 до +5.6‰ в сульфидах характерен для ювенильных/магматических источников серы изученных месторождений.

Ключевые слова: пирит, арсенопирит, химический состав, изотопные характеристики серы, орогенные Au месторождения, Яно-Колымский металлогенический пояс

DOI: 10.31857/S2686739722601697, EDN: GBDGYK

ВВЕДЕНИЕ

На крупных орогенных золоторудных месторождениях (OGD) Яно-Колымского металлогенического пояса (ЯКМП) значительная, а нередко основная, часть золота присутствует в “невидимой” форме во вкрапленных пирите и арсенопирите проксимальных серицит-хлорит-карбонат-кварцевых метасоматитов [1–4]. Изучение изотопно-геохимических характеристик сульфидов из метасоматитов позволяют лучше понять эволюцию рудообразующих процессов и формирование Au-минерализации, что критически важно для переоценки сырьевого потенциала известных месторождений и подготовки программ поисков крупных месторождений в ЯКМП. Здесь мы представляем новые результаты исследования химического состава и изотопии S пирита и арсенопирита на примере титон-валанжинских OGD

ЯКМП. Месторождения Мало-Тарынское, Бадран и Хангалас локализованы в верхнепермско-триасовых терригенных толщах, а Вьюн и Шумный – в позднеюрских дайках (151–145 млн лет, циркон, U–Pb SHRIMP-II [5]) трахибазальтов, андезитов, трахиандезитов, дацитов и гранодиоритов комплекса малых интрузий и их экзоконтактах (рис. 1).

Положение месторождений контролируется региональными разломами – Адыча-Тарынским (месторождение Мало-Тарынское), Мугурдах-Селириканским (месторождение Бадран), Чаркы-Индибирским (месторождения Вьюн и Шумный) и Чай-Юреинским (месторождение Хангалас) (рис. 1). В рудных телах жильного/прожилкового и вкрапленного типов выделяется несколько минеральных ассоциаций – пирит-арсенопирит-кварцевая метасоматическая, пирит-арсенопирит-кварцевая жильная, золото-полисульфидно-кварцевая и сульфосолюно-карбонатная [6]. Нашими исследованиями [3, 4] и работами [2, 7] за пределами известных рудных тел и в метасоматитах OGD ЯКМП выделены Py1 (диагенетический), Py2 (метаморфогенный), Py3 (метасоматический) и Apy1 (метасоматический).

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов, Сибирское отделение Российской академии наук, Якутск, Россия

²Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, Россия

*E-mail: fridovsky@diamond.ysn.ru

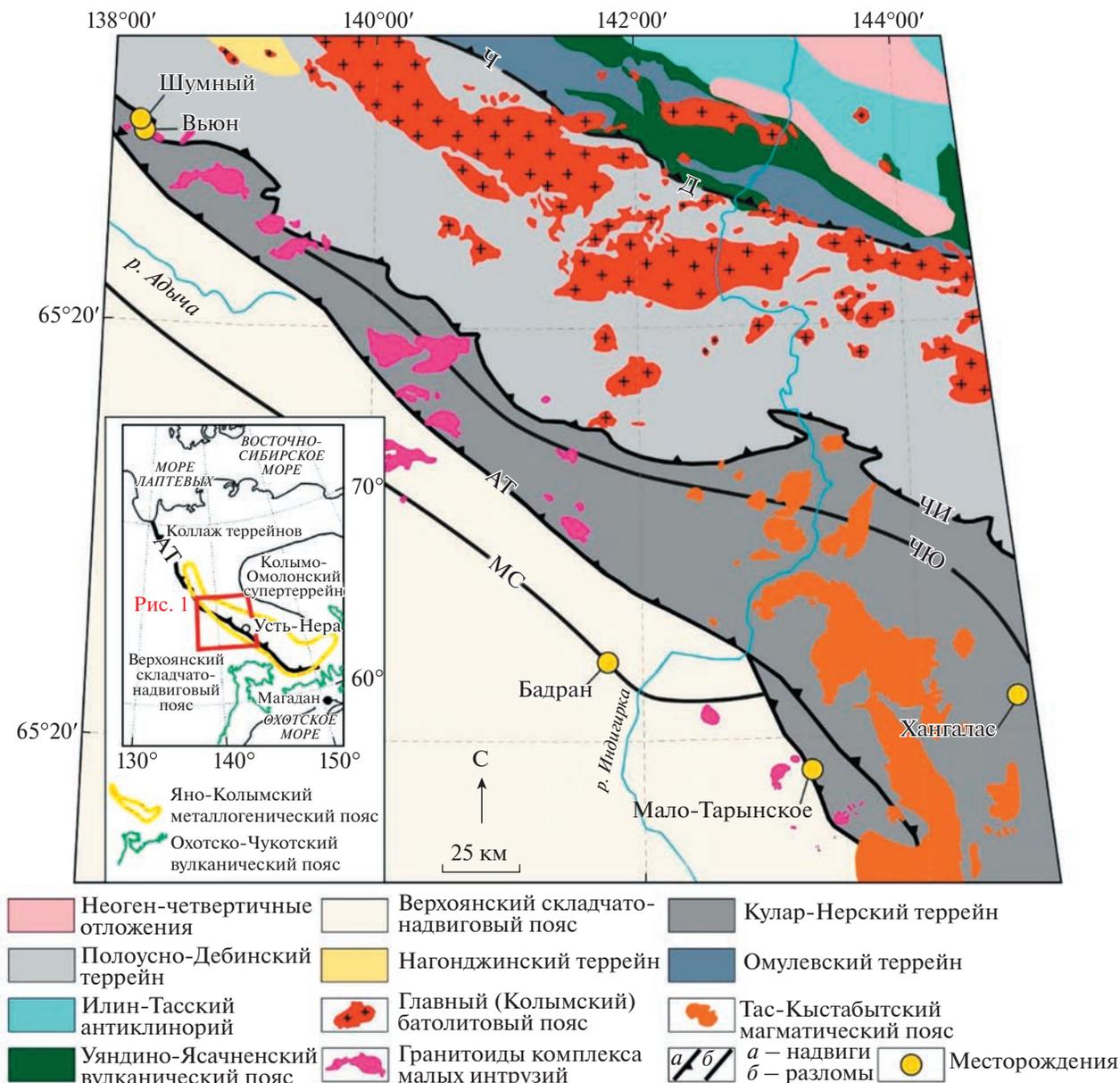


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса и положение изученных месторождений. Разломы: МС – Мугурдах–Селириканский, АТ – Адыча–Тарынский, ЧЮ – Чай–Юреинский, ЧИ – Чаркы–Индибирский, Д – Дарпирский, Ч – Чибагалахский.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для минералого-геохимических и изотопно-геохимических исследований отобраны из обнажений, поверхностных и подземных горных выработок различных участков месторождений Мало-Тарынское, Бадран, Хангалас, Вьюн и Шумный. Для минералогических, микротектурных и геохимических исследований вкрапленного сульфидного оруденения были приготовлены аншлифы (всего 74) и зерна в эпоксидных шашках (100 сульфидных зерен в 10 шашках). Химические анализы составов пирита и ар-

сенопирита сделаны в отделе физико-химических методов анализа Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск). Химический состав пирита (281 анализ) и арсенопирита (94 анализа) определен рентгеноспектральным методом (РСМ) на микроанализаторе Camebax-Micro (“Cameca”, Courbevoie, France). Содержания Au более 2 г/т определены в порошкообразных мономинеральных образцах методом атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) с электротермическим распылением на спектрометре МГА-1000 (ЛЮМЭКС,

Россия). Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ (57 проб) изучен локальным и валовым методами в лаборатории стабильных изотопов ЦКП ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) по стандартным методикам, опубликованным в [3, 4]. Величины измерений $\delta^{34}\text{S}$ приведены относительно международного стандарта VCDT и выражены в промилле (‰). Точность анализа величин $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0.20\%$ (1 σ).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Главными рудными минералами в прокси-мальных серицит-хлорит-карбонат-кварцевых метасоматитах изученных месторождений являются золотоносные (до 159.5 г/т) Ru_3 и Au_1 , содержание которых до 4–6%. Ru_3 кубической и пентагондодекаэдрической формы часто имеет зональное строение [3], Au_1 – короткопризматической и псевдопирамидальной формы. Размер кристаллов от долей до 1–1.5 мм, реже до 2–3 мм, в дайках отмечаются метакристаллы размером до 5 мм.

Пирит $_3$ содержит элементы-примеси: As, Co, Ni, Cu, реже Sb и Pb, другие элементы присутствуют в количествах ниже предела обнаружения РСМ (рис. 2 а). В Ru_3 из терригенных толщ As является основной примесью (от 0.31 до 3.16 мас. %) и для большинства (68%) проанализированных зерен $0.5 \text{ мас. \%} < C_{\text{As}} < 1.5 \text{ мас. \%}$. В пиритах из даек содержание As имеет наибольшие вариации: от безмышьяковистых до $C_{\text{As}} = 2.03 \text{ мас. \%}$ (месторождение Шумный) (рис. 2 а). Общее содержание остальных элементов-примесей изменяется от 0.01 до 0.55 мас. %, но преобладают зерна пирита, для которых $\Sigma(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Cu}, \text{Sb}, \text{Pb}) < 0.15 \text{ мас. \%}$. Распределение концентраций элементов-примесей в Ru_3 из терригенных пород и из даек сопоставимо, но наблюдается ряд особенностей (рис. 2 а). Пириты $_3$ месторождения Бадран имеют повышенные концентрации Sb (до 0.21 мас. %), на месторождении Мало-Тарынское примесь Sb ниже предела обнаружения (рис. 2 а), а на месторождении Хангалас установлена примесь Pb (до 0.11 мас. %). В нескольких кристаллах пирита из даек месторождений Вьюн и Шумный выявлены повышенные концентрации Sb ($C_{\text{Sb}} = 0.12 \text{ мас. \%}$), Cu (C_{Cu} до 2.31 мас. %) и Ni (C_{Ni} до 3.52 мас. %). Пириты $_3$ из даек имеют отрицательную связь высокой степени для пар $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Co}^{2+}$ и $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Ni}^{2+}$ ($r = -0.7...-0.9$). В Ru_3 проявлена химическая зональность As: выделяется центральная (C_{As} до 3.07 мас. %), промежуточная ($C_{\text{As}} < 2.0 \text{ мас. \%}$) и краевая (C_{As} до 2.20 мас. %) зоны. Концентрации Co и Ni могут заметно изменяться в объеме одного зерна. Повышенные содержания Co (до 0.22 мас. %) установлены в центральной части кристаллов, а Ni

(до 0.46 мас.%) по их периферии. Общая (эмпирическая) формула Ru_3 из изученных OGD: $\text{Fe}_{0.98-1.08}(\text{Ni}_{0.0-0.01}\text{Co}_{0.0-0.01})\text{S}_{1.95-2.00}\text{As}_{0.01-0.05}$.

Микроэлементы в сульфидах могут встречаться в изоморфной структурно-связанной форме и в виде нано-/микровключений [8]. Для Ru_3 из месторождений в терригенных толщах (Мало-Тарынское, Бадран, Хангалас) и месторождений в дайках (Вьюн, Шумный) характерна нестехиометричность составов (63% анализов $\text{Fe}/(\text{S} + \text{As}) \neq 0.5$, $\text{S}/\text{Fe} \neq 2.00$). Соотношение S/Fe изменяется на отдельных месторождениях в больших пределах (Вьюн $\text{S}/\text{Fe} = 1.87-2.04$; Бадран $\text{S}/\text{Fe} = 1.88-2.09$). Состав Ru_3 отличается от расчетных значений ($\text{Fe} = 46.547 \text{ мас. \%}$ и $\text{S} = 53.453 \text{ мас. \%}$), что указывает на наличие вакантных позиций в структуре пирита, которые занимают элементы-примеси. В большинстве анализов пириты обеднены серой, недостаток которой восполняется As^{1-} , но мышьяк может в кристаллической решетке замещать Fe (As^{2+} and As^{3+}) или находиться в виде нановключений (As^0). Главным механизмом включения в состав пирита Co, Ni, Cu, Sb, Pb (Me^{2+}) является изоморфное замещение Fe [9]. Тройная диаграмма As–Fe–S демонстрирует возможные сценарии вхождения микроэлементов в состав пирита (рис. 2 б). Наиболее ярко это проявлено для пары S–As: повышенные содержания As характерны для пиритов с недостатком серы, для всей выборки $r_{\text{S-As}} = -0.68$ и увеличивается на отдельных объектах (Мало-Тарынское, $r_{\text{S-As}} = -0.77$; дайки месторождения Вьюн, $r_{\text{S-As}} = -0.80$). Корреляционные связи между Fe, S и другими элементами-примесями изменчивы и в большей степени проявляются на отдельных объектах (Мало-Тарынское, $r_{\text{S-Cu}} = -0.54$; Шумный, $r_{\text{Fe-Cu}} = -0.65$).

В Ru_3 как на золоторудных месторождениях в терригенных толщах (Мало-Тарынское, Бадран и Хангалас), так и в дайках (Вьюн, Шумный) между Co, Ni и Fe наблюдаются обратные корреляционные связи различной степени от слабой ($r = -0.3...-0.5$) до умеренной ($r = -0.65$). Отношение Ni/Co в Ru_3 изменяется в широких пределах (0.1–19.1), но в большинстве анализов $C_{\text{Co}} > C_{\text{Ni}}$ и в 90% анализов $10.0 > \text{Ni}/\text{Co} > 0.1$, что характерно для гидротермального отрицательно заряженного пирита с высокой проводимостью (p-тип) [11] (рис. 2 г). Обедненный кобальтом Ru_3 с обратной корреляционной связью между Co и Au является высоко золотоносным (рис. 2 д).

Золотоносность Ru_3 варьирует от 0.3 г/т до 159.5 г/т (рис. 3 а). Наблюдения микровключений самородного золота носят единичный характер (м-ние Хангалас) [4]. В качестве индикатора оценки золотоносности пирита наиболее информативной является примесь As. Изменения фор-

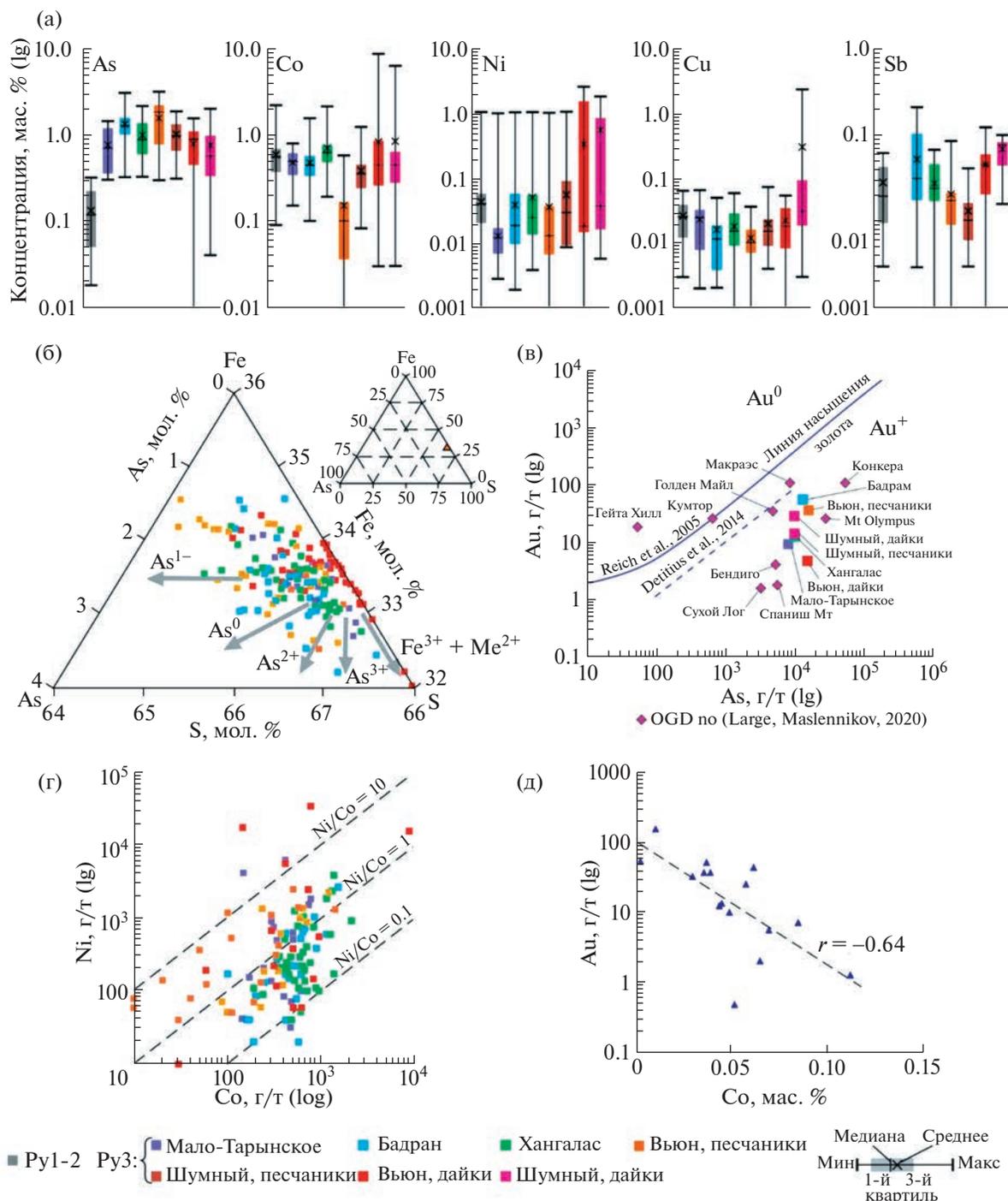


Рис. 2. Вариации содержания и соотношения элементов примесей в пирите орогенных золоторудных месторождений центральной части ЯКМП. (а) распределение элементов-примесей в Py; (б) тройная диаграмма As–Fe–S [9] для Py3. Тренды замещения As → S: As^{1-} изоморфные замещения в Py3, нановключения As^0 , As → Fe: As^{2+} изоморфные замещения в Py3, As^{3+} изоморфные замещения в Py3 и двухвалентные металлы (Me^{2+}), изовалентно замещающие Fe (Co, Ni, Cu); (в–д) графики, показывающие соотношения в Py3 между концентрацией: (в) As и Au, (г) Ni и Co, (д) Co и Au изученных месторождений.

мы и концентрации As в пирите из золоторудных месторождений отражают эволюцию гидротермальной системы. В Py3 установлена высокая сте-

пень корреляции Au и As (r_{Au-As} до 0.9) (рис. 3 б). На графике соотношения Au и As в Py3 изученные месторождения располагаются ниже линии на-

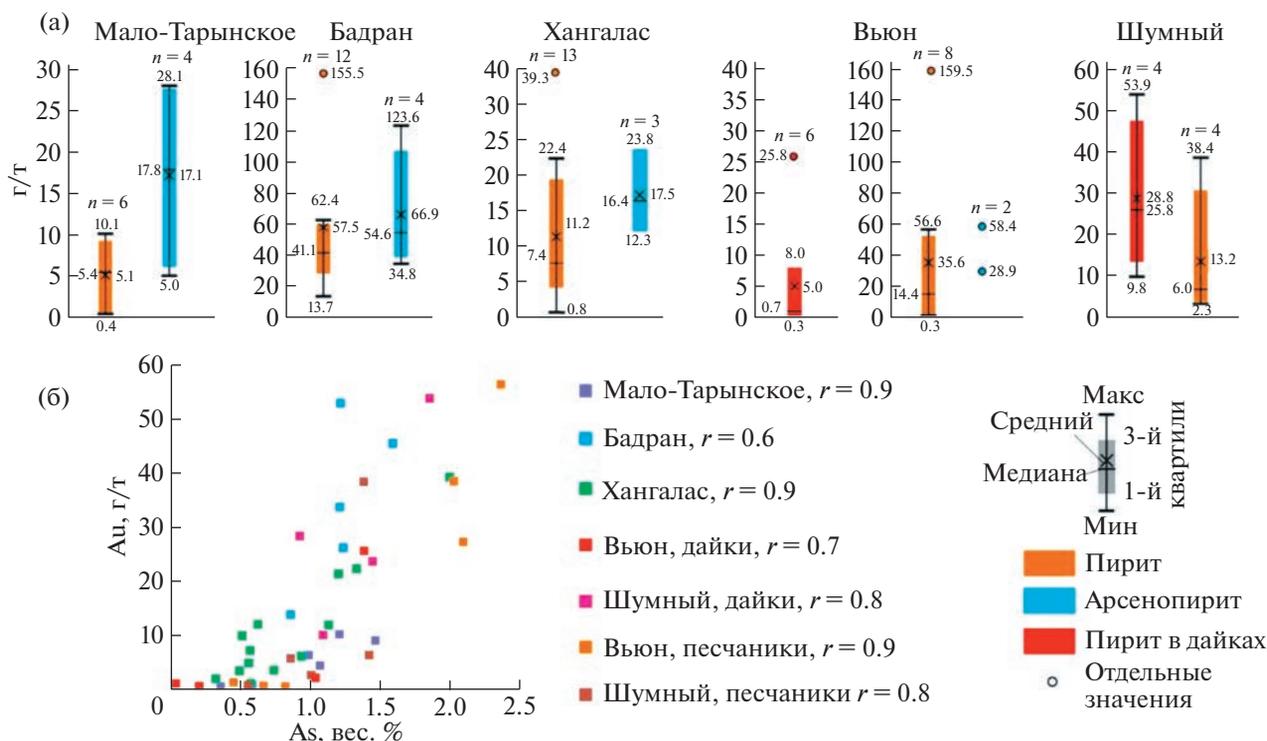


Рис. 3. Содержание золота в сульфидах из метасоматитов изученных месторождений (а) и диаграмма соотношения между концентрацией As и Au в Py3 (б).

сыщения Au: $C_{Au} = 0.02 \times C_{As} + 4 \times 10^{-5}$ (рис. 2 в) [9]. Отмеченное косвенно указывает на преобладание структурно-связанной формы “невидимого” золота Au^+ в Py3.

Для Au_{Py1} так же, как и для Au_{Py3} характерны примеси Sb, Co, Ni и Cu, микропримеси других элементов присутствуют в количествах ниже предела обнаружения РСМ (рис. 4 а). Общая концентрация их изменяется в значительных пределах, но в большинстве проанализированных зерен Σ (Sb, Co, Ni, Cu) составляет не более 0.15%. Содержание отдельных элементов нестабильно и индивидуально для различных объектов. Основной примесью в Au_{Py3} является Sb (рис. 4 а). На месторождении Мало-Тарынское на долю Sb приходится 60% всего объема элементов-примесей, а для Au_{Py3} из даек – в среднем 85% и в отдельных образцах содержание Sb достигает 1.03–1.8 мас. %. Примесь Co составляет 30–45% от общего объема примесей. На месторождении Вьюн в Au_{Py1} из даек $C_{Co} = 0.01–0.06$ мас. %, а в терригенных породах C_{Co} в количестве ниже предела обнаружения РСМ. Примесь Ni ($C_{Ni} = 0.01–0.30$ мас. %) и Cu ($C_{Cu} = 0.01–0.04$ мас. %) определена в 65% проанализированных зерен. Au_{Py1} имеет нестехиометрический состав (в 72% анализов $Fe/(S + As) \neq 0.5$) и обычно обогащен серой (As/S от 0.77 до 0.99) (рис. 4 б). Наиболее близок к стехиометрическо-

му составу Au_{Py1} месторождения Мало-Тарынское. Главные изоморфные замещения в Au_{Py1} происходят по схеме $S^{1-} \rightarrow As^{1-}$ ($r = 0.92–0.99$) и $Fe^{2+}(Fe^{3+}) \rightarrow As^{2+}(As^{3+})$ ($r = 0.65–0.84$). Элементы примеси в Au_{Py1} (Sb, Co, Ni, Cu) могут занимать как анионные, так и катионные вакантные позиции в структуре кристаллов и их распределение в арсенопирите носит менее упорядоченный характер, чем в пирите. Между главными элементами и элементами-примесями преобладают отрицательные корреляционные связи слабой и умеренной силы. Наиболее проявлена связь As и Sb ($r = -0.45...-0.61$). Арсенопириты с нестехиометрическим составом и избытком S обычно золотосодержащи [12]. Содержания золота в Au_{Py1} изученных месторождений до 126.3 г/т (рис. 3 а).

Одной из возможных причин вариации содержания S, As, Fe и элементов примесей в Au_{Py1} изученных месторождений может быть неоднородность температурного поля кристаллизации минерала, что отмечалось также на месторождениях Благодатное и Олимпиада Енисейского края [13]. На корреляционной диаграмме с линией насыщения Au по [10] средние значения As и Au также, как и в Au_{Py3} располагаются в поле изоморфной структурно-связанной формы Au^+ в Au_{Py1} .

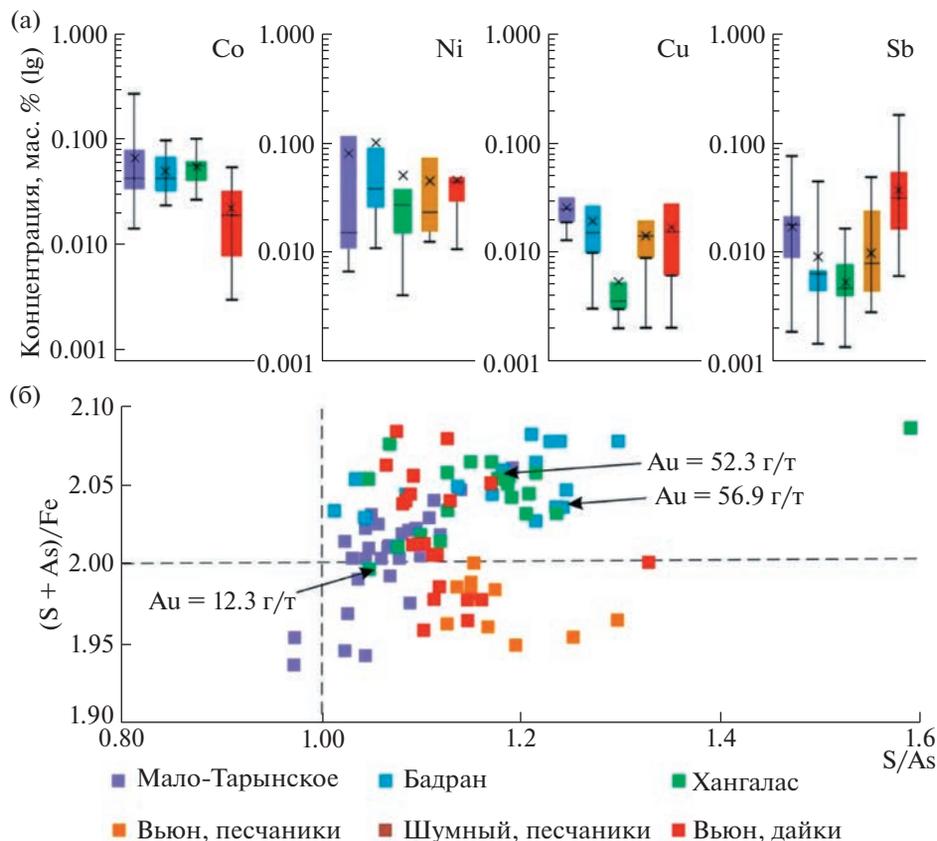


Рис. 4. Распределение элементов-примесей в арсенопирите (а) из метасоматитов и диаграмма соотношений S/As и (S + As)/Fe (б) изученных месторождений ЯКМП. Пересечение линий S/As = 1 и (S + As)/Fe = 2 соответствует стехиометрическому составу [13].

Исследования стабильных изотопов $\delta^{34}\text{S}$ дают сведения об источниках серы рудных флюидов, что важно для понимания генезиса рудных месторождений [14–16]. Величина $\delta^{34}\text{S}$ определяется участием различных резервуаров в формировании руд, вариациями физико-химических параметров при эволюции рудообразующих систем и другими факторами [16, 17]. РуЗ месторождения Мало-Тарынское имеет интервал величин $\delta^{34}\text{S}$ от -5.5 до $+1.4\text{‰}$, Ау1 показал следующие значения $\delta^{34}\text{S}$: -1.6 и -1.4‰ (табл. 1). На месторождении Бадран этот показатель в РуЗ и Ау1, отобранных на различных глубинах (от 587 до 916 м) имеет узкий диапазон от -1.1 до $+1.5\text{‰}$. Наибольшие вариации $\delta^{34}\text{S}$ установлены в РуЗ (от -0.7 до $+1.5\text{‰}$), а в Ау1 получены значения $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне от -1.1 до $+0.1\text{‰}$.

Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов из метасоматитов месторождения Хангалас имеет узкий интервал отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне от -2.1 до -0.6‰ , соответственно для РуЗ (от -1.9 до -0.6‰) и Ау1 (от -2.1 до -1.1‰). На месторождении Вьюн зафиксирован неоднородный изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов. Наибольшие ва-

риации в $\delta^{34}\text{S}$ установлены в РуЗ из даек (от -6.4 до $+3.1\text{‰}$). В сульфидах из терригенных пород получены значения $\delta^{34}\text{S}$ в Ру от $+2.3$ до $+5.6\text{‰}$ и Ау $+4.4\text{‰}$. Анализ изотопного состава $\delta^{34}\text{S}$ в РуЗ из месторождения Шумный показал положительные значения от $+2.1$ до $+5.1\text{‰}$. Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ в РуЗ из песчаников колеблется от $+4.3$ до $+5.0\text{‰}$, в РуЗ из даек – от $+2.1$ до $+5.1\text{‰}$.

В целом изотопный состав серы сульфидов изученных месторождений показывает диапазон величин $\delta^{34}\text{S}$ от -6.4 до $+5.6\text{‰}$ (среднее $\delta^{34}\text{S}$ для Ау1 и РуЗ из терригенных пород $+0.4$ и $+0.8\text{‰}$ соответственно, среднее $\delta^{34}\text{S}$ для РуЗ из даек $+0.5\text{‰}$) (табл. 1). Эти данные согласуются с результатами Г.Н. Гамянина и др. [6] для сульфидов из жильных руд OGD западной части ЯКМП, однако $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов несколько тяжелее, чем из золото-кварцевых жил восточной части ЯКМП (среднее $\delta^{34}\text{S}$ для Ау и Ру соответственно -3.9‰ и -4.4‰) [17]. Схожий изотопный состав серы арсенопирита и пирита из кварцевых жил [4, 6] и вкрапленных руд может свидетельствовать об их формировании в ходе единого гомогенного эволюционирующего гидротермального события.

Таблица 1. Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ пирита и арсенопирита из метасоматитов изученных месторождений ЯКМП

Месторождение	Минерал	Порода	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, ‰	n	Источник
Мало-Тарынское	Арсенопирит	Песчаники, алевролиты	-1.6; -1.4	2	Данная работа
	Пирит		-5.5; -2.3; 1.4	3	
Бадран*	Арсенопирит	Песчаники, алевролиты	-1.1/-0.6; -0.7/-0.8; -0.5/-0.2; -0.4/-0.3; -0.4/0.1; -0.3/-0.3; -0.3/-0.2; 0.0/-0.3	16	Фридовский и др., 2022
	Пирит		-0.7/1.4; -0.5/1.0; -0.2/-0.3; 0.3/0.3; 0.1/1.8; 0.4/1.6; 0.5/1.8; 0.6/1.9; 0.8/1.1; 1.0/1.2; 1.0/0.7; 1.1/1.0; 1.5/1.5	26	
Хангалас	Арсенопирит	Песчаники, алевролиты	-2.1; -1.4; -1.2; -1.1	4	Kudrin et al., 2021 и данная работа
	Пирит		-1.9; -1.5; -1.5; -1.3; -0.8; -1.0; -0.6	7	
Вьюн	Арсенопирит	Песчаники, алевролиты	4.4	1	Данная работа
	Пирит		2.3; 3.7; 4.4; 5.6	4	
	Пирит		Дайки	-6.4; -4.7; -4.6; -1.9; 3.1; 3.1	
Шумный	Пирит	Песчаники, алевролиты	4.3; 5.0	2	Данная работа
		Дайки	2.1; 2.4; 2.5; 4.8; 5.1	5	

Примечание. * – Для месторождения Бадран приведены значения изотопного состава серы пирита и арсенопирита, определенные локальным методом на периферии (знаменатель) и в центре (числитель) зерен.

ВЫВОДЫ

Нестехиометрический состав Ar_{U1} и Py_{U3} из проксимальных метасоматитов орогенных золоторудных месторождений Мало-Тарынское, Бадран, Хангалас, Вьюн и Шумный Яно-Колымского металлогенического пояса свидетельствует о наличии в структуре кристаллов вакантных позиций, которые заполняются элементами-примесями и структурно-связанной формой “невидимого” Au^+ . Ar_{U1} обогащен серой (As/S от 0.77 до 0.99), содержит примеси Sb, Co, Ni и Cu (общая концентрация не более 0.15%). Py_{U3} содержит те же элементы (общей концентрацией до 3.71%), реже Pb, обеднен S и обогащен As (до 3.16 мас. %). Отношение Ni/Co в Py_{U3} $10.0 > \text{Ni/Co} > 0.1$ типично для гидротермального отрицательно заряженного пирита с высокой проводимостью (p-тип). Установленный диапазон величин $\delta^{34}\text{S}$ от -6.4 до +5.6‰ в Ar_{U1} и Py_{U3} может указывать на участие ювенильных/магматических источников в рудообразовании, но не исключает возможность поступления серы в минералообразующий флюид из осадочных пород на орогенных золоторудных месторождениях центральной части ЯКМП.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке по плану НИР ИГАБМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И., Сидоров В.А. Вкрапленные золото-сульфидные месторождения Северо-Востока России // Геология рудных месторождений. 2002. № 44. С. 159–174.
2. Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.И., Горячева Е.М., Семьшев Ф.И., Бердников Н.В., Малиновский М.А., Альшевский А.В. О сульфидной минерализации зон крупных разломов Яно-Колымского орогенного пояса // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2020. № 1. С. 11–29.
3. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Кудрин М.В., Горячев Н.А. Изотопный состав серы и геохимические характеристики золотоносных сульфидов орогенного месторождения Бадран, Яно-Колымский металлогенический пояс (северо-восток Азии) // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 502. № 1. С. 3–9.
4. Kudrin M.V., Fridovsky V.Y., Polufuntikova L.I., Kryuchkova L. Disseminated Gold–Sulfide Mineralization in Metasomatites of the Khangalas Deposit, Yana–Kolyma Metallogenic Belt (Northeast Russia): Analysis of the Texture, Geochemistry, and S Isotopic Composition of Pyrite and Arsenopyrite // Minerals. 2021. V. 11. № 4. P. 403.
5. Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Y., Kadilnikov P.I., Rodionov N.V. Geodynamic Emplacement Setting of Late Jurassic Dikes of the Yana–Kolyma Gold Belt, NE Folded Framing of the Siberian Craton: Geochemical, Petrologic, and U–Pb Zircon Data // Minerals. 2020. V. 10. № 11. P. 1000.
6. Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Та-

- рынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. №. 10. С. 1586–1605.
7. Соцкая О.Т., Семьшев Ф.И., Малиновский М.А., Альшевский А.В., Ливач А.Э., Горячев Н.А. Пирит зон сульфидизации терригенных комплексов Яно-Колымского орогенного пояса (Северо-Восток России): генерации, типохимизм, минеральные ассоциации // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2022. № 1. С. 14–30.
 8. Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Т. 69. С. 2781–2796.
 9. Roma'n N., Reich M., Leisen M., Morata D., Barra F., Deditius A.P. Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 246. P. 60–85.
 10. Deditius A.P., Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Chryssoulis S.L., Walshe J., Ewing R.C. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. V. 140. P. 644–670.
 11. Large R.R., Maslennikov V.V. Invisible gold paragenesis and geochemistry in pyrite from orogenic and sediment-hosted gold deposits // *Minerals*. 2020. V. 10. №. 4. P. 339.
 12. Генкин А.Д. Золотоносный арсенопирит из золоторудных месторождений: внутреннее строение зерен, состав, механизм роста и состояние золота // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. №. 6. С. 551–557.
 13. Сазонов А.М., Кирик С.Д., Сильянов С.А., Баюков О.А., Тишин П.А. Типоморфизм арсенопирита золоторудных месторождений Благодатное и Олимпиада (Енисейский край) // *Минералогия*. 2016. № 3. С. 53–70.
 14. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В., Наумов В.Б., Носик Л.П., Миронова О.Ф. Минералогическо-геохимические особенности и условия образования Нежданнинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. № 2. С. 137–156.
 15. Дубинина Е.О., Иконникова Т.А., Чугаев А.В. Неоднородность изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог и определяющие ее факторы // *ДАН*. 2010. Т. 435. № 6. С. 786–790.
 16. Goldfarb R., Groves D. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos*. 2015. V. 233. P. 2–26.
 17. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Изотопный состав серы в сульфидах из руд и вмещающих пород Верхне-Колымского региона (Магаданская область) // *Тихоокеанская геология*. 2008. Т. 27. № 1. С. 29–43.

GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF DISSEMINATED SULFIDE MINERALIZATION OF OROGENIC GOLD DEPOSITS OF THE YANA-KOLYMA METALLOGENIC BELT (NORTH-EAST OF RUSSIA)

Corresponding Member of the RAS V. Yu. Fridovsky^{a, #}, L. I. Polufuntikova^{b, a}, and M. V. Kudrin^a

^a*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation*

^b*Ammosov Northeastern Federal University, Yakutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: fridovsky@diamond.ysn.ru*

The results of the study of the chemical composition and isotopic characteristics of the sulfur of disseminated pyrite and arsenopyrite from metasomatites of the Malo-Taryn, Badran, Khangalas, V'yun and Shumnyy orogenic gold deposits of the Yana-Kolyma metallogenic belt are presented. Pyrites and arsenopyrites have a non-stoichiometric composition. Arsenopyrites are characterized by sulfur enrichment (As/S from 0.77 to 0.99), minor of Sb, Co, Ni and Cu with a total concentration of up to 0.15 wt %. Pyrites contain the same elements (total concentration up to 3.71%), less often Pb, depleted with S and enriched with As (up to 3.16 wt %). The ratio of Ni/Co in pyrite is $10.0 > \text{Ni/Co} > 0.1$, it is characteristic of hydrothermal negatively charged pyrite with high conductivity (p-тип). It is assumed that the “invisible” Au⁺ is found in disseminated pyrite and arsenopyrite mainly in an isomorphic structurally related form. A range of values $\delta^{34}\text{S}$ from –6.4 to +5.6‰ in sulfides, is characteristic of juvenile/magmatic sources of sulfur of the studied deposits.

Keywords: pyrite, arsenopyrite, chemical composition, isotopic composition of sulfur, orogenic gold deposits, Yana-Kolyma metallogenic belt, northeast Russia

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 551.72:549.02:550.4.08

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ
КАРБОНАТИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧАРО-ОЛЕКМИНСКОГО
ГЕОБЛОКА АЛДАНСКОГО ЩИТА

© 2023 г. М. В. Стифеева^{1,*}, Н. В. Владыкин², член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹,
Е. Б. Сальникова¹, И. А. Сотникова², Е. В. Адамская¹, В. П. Ковач¹,
Ю. В. Плоткина¹, Е. В. Толмачева¹, Н. В. Алымова²

Поступило 30.08.2022 г.

После доработки 31.08.2022 г.

Принято к публикации 23.09.2022 г.

Проведены U–Pb геохронологические (ID-TIMS) исследования граната и U–Th–Pb (LA-ICP-MS) “скрининговые” геохронологические исследования циркона из пироксен-карбонатных пород массива Укдуска. Полученные U–Pb-оценки возраста гранатов (1881 ± 8 млн лет) и оболочек цирконов (1865 ± 16 млн лет) указывают на раннепротерозойский возраст образования этих пород. Результаты геохронологических исследований позволяют выделить новый этап карбонатного магматизма в пределах юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока.

Ключевые слова: карбонаты, Алданский щит, U–Pb возраст, LA–ICP–MS метод

DOI: 10.31857/S2686739722601880, EDN: GETKBE

Юго-восточная часть Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита известна как одна из немногочисленных провинций проявления древнейшего щелочного магматизма калиевой и ультракалиевой специализации [1]. В пределах этой провинции обнаружены несколько относительно небольших массивов, сложенных калиевыми и ультракалиевыми породами, которые являются возрастными и геохимическими аналогами позднеархейских щелочных калиевых пород Канадского щита и западной части Гренландии (например, [3, 5, 11, 12] – ссылки см. Табунс и др., 2004 [1]). Массивы щелочных калиевых пород и вмещающие их породы прорывают многочисленные дайки и жильные тела шонкинитов, меласиенитов, лейкосиенитов, гранитов, оливинитов и карбонатитов. Образование последних обычно рассматривается как результат кристаллизационной дифференциации исходных для позднеархейских щелочных калиевых пород магматических расплавов [1]. Однако, судя по геологической ситуации, не исключено, что карбонатиты имеют более молодой возраст. Для того, чтобы

оценить справедливость этого предположения, проведены U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования граната и U–Th–Pb (LA-ICP-MS)– “скрининговые” геохронологические исследования циркона из карбонатитов, жильные тела которых пересекают щелочные калиевые породы массива Укдуска.

Массив Укдуска, к которому приурочено одноименное крупное месторождение апатита, является наиболее типичным и хорошо изученным массивом раннедокембрийских калиевых и ультракалиевых пород юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока. Геологическое строение этого массива и геохимические особенности слагающих его пород детально описаны в [1–3]. Большая часть массива, размеры которого составляют 3×2 км, сложена породами расчлененной серии, представленными биотитовыми пироксенитами, шонкинитами и сиенитами с линзами карбонатитов (рис. 1). Он прорывает позднеархейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса с возрастом 3.0–3.2 млрд лет [4]. Для сиенитов этого массива получена оценка возраста 2719 ± 14 млн лет (U–Pb-метод по циркону (ID-TIMS) [1]). По данным [5], породы массива метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Возраст этого метаморфического события находится в интервале 1891–1899 млн лет (U–Th–Pb метод по циркону (SIMS) [5]).

¹Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

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

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

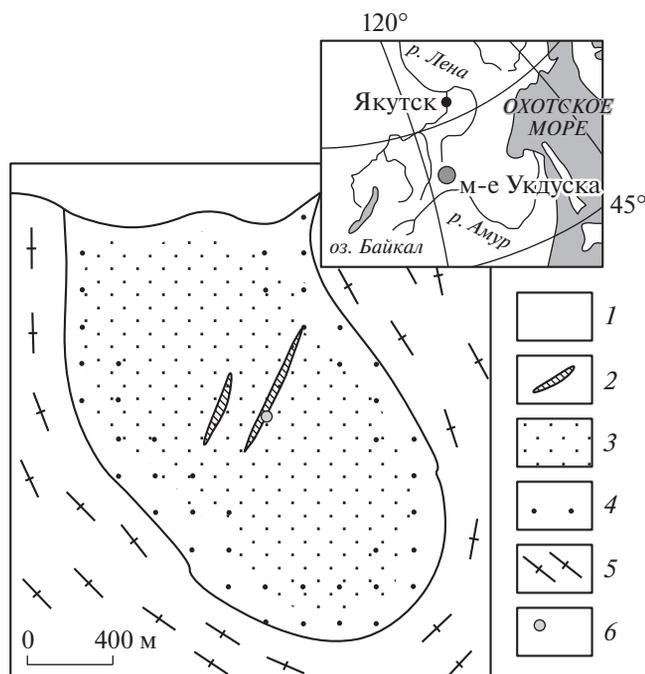


Рис. 1. Схема геологического строения массива Укдуска. 1 – аллювиальные четвертичные отложения; 2 – дайки ритмично чередующихся пироксеновых сиенитов и карбонатитов; 3 – апатит-биотитовые пироксениты и их амфиболизированные варианты с маломощными “прослоями” и линзами сиенитов, шонкинитов; 4 – щелочно-полевошпатовые сиениты, шонкиниты и их метаморфизованные варианты с “прослоями” и линзами пироксенов; 5 – биотит-амфиболовые плагиогнейсы олекминского комплекса; 6 – место отбора проб ХН-205 и ХН-206.

В пределах массива Укдуска закартированы многочисленные дайки и жильные тела шонкинитов, меласиенитов, лейкосиенитов, гранитов, оливиновых лампроитов и карбонатитов [6]. В качестве объекта для геохронологических исследований выбрана “комбинированная” дайка, сложенная ритмично чередующимися тонкими “зонами” пироксеновых сиенитов и карбонатитов. Она пересекает биотитовые пироксениты рассматриваемого массива, а слагающие ее породы не обнаруживают каких-либо признаков наложенных структурно-метаморфических преобразований. Главными минералами карбонатитов являются кальцит, апатит, пироксен и гранат; акцессорные минералы представлены цирконом и монацитом [2].

Отбор микронавесок граната для U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований осуществлялся вручную с визуальным контролем однородности выбранных фрагментов кристаллов граната. Предварительная подготовка микронавесок граната для геохронологических исследований, разложение проб и последующее химическое выделение Pb и U осуществлялись в соответствии с

методиками, описанными в [7]. Определение изотопного состава Pb и U в гранате выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 10 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах “Pb-Dat” [8] и “ISOPLOT” [9]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [10]. Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами [11]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U–Th–Pb (LA–ICP–MS) “скрининговые” геохронологические исследования циркона выполнены с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR, по методике, описанной в [12]. Диаметр пучка лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 [13]. Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные цирконы Harvard 91500 и Plešovice. Для них в ходе исследований были получены конкордантный возраст 1068 ± 11 (2σ, n = 9, СКВО = 0.042, вероятность = 0.84), средневзвешенное значение возраста по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1069 ± 15 млн лет (2σ, n = 9, СКВО = 0.30, вероятность = 0.96), по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1067 ± 17 млн лет (2σ, n = 9, СКВО = 0.00116, вероятность = 1) и средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 337 ± 4 млн лет (2σ, n = 9, СКВО = 0.054, вероятность = 1) соответственно. Полученные для стандартных цирконов значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (Harvard 91500: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1066.01 ± 0.61 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1063.51 ± 0.39 млн лет; Plešovice: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 337 ± 2 млн лет) [14]. U–Th–Pb изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC [15]. Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb [16]. Расчет конкордантных возрастов производился в программе “ISOPLOT” [9]. При построении гистограмм, кривых относительной вероятности и расчете максимумов возрастов (PeakAges) [17] принимались во внимание только конкордантные оценки возраста.

Гранат из дайки карбонатитов массива Укдуска представлен зернами желто-коричневого цвета. Его состав соответствует ряду андрадит (67–95%)–гроссуляр (1–20%) с примесью титана (до 2 вес. % TiO_2) и марганца (до 1.7 вес. % MnO_2). Отмечается присутствие твердофазных карбонат-

Таблица 1. Результаты U–Pb изотопных исследований граната (проба ХН-205)

№	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	1.21	1.54	4.21	0.09	361.4	0.1125 ± 1	0.1120 ± 1	4.7699 ± 255	0.3076 ± 16	0.98	1780 ± 9	1729 ± 9	1840 ± 2
2	0.87	1.82	4.37	0.13	258.2	0.1148 ± 2	0.0337 ± 1	5.2860 ± 138	0.3338 ± 5	0.71	1867 ± 5	1857 ± 3	1877 ± 3
3	0.91	2.21	5.47	0.13	280.0	0.1143 ± 2	0.0211 ± 1	5.2058 ± 179	0.3303 ± 9	0.85	1854 ± 6	1840 ± 5	1869 ± 3

Примечание. Изотопные отношения, скорректированные на бланк, и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Pbc – обычный Pb; Pbt – общий Pb. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

ных, а также водно-солевых включений, расположенных преимущественно по зонам роста.

Геохронологические U–Pb (ID-TIMS) исследования проведены для трех микронавесок граната (табл. 1). Содержание урана в гранате изменяется в пределах 4.21–5.47 мкг/г, доля обыкновенного свинца не превышает 13%. Как видно на рис. 2, на диаграмме с конкордией точки изотопного состава граната располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1881 ± 8 млн лет (СКВО = 0.70).

Циркон, выделенный из карбонатита, представлен субидоморфными кристаллами призматического габитуса. Скульптура граней некоторых кристаллов характеризуется блочным строением. Кристаллы циркона, как правило, трещиноваты, непрозрачны, окрашены в темно-вишневый цвет. Их строение характеризуется присутствием

зональных ядер коричневой окраски, имеющих низкое двупреломление и пониженную интенсивность люминесценции. Ядра “окружены” оболочками, которые условно можно отнести к двум генерациям. Оболочки первой генерации отличаются светло-розовой окраской, трещиноваты, слабозональны, имеют нормальное двупреломление и высокую интенсивность люминесценции. Оболочки второй генерации имеют темно-вишневый цвет, незональны и характеризуются низкой интенсивностью люминесценции (рис. 3).

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) исследования были выполнены для центральных и краевых зон зерен циркона (Приложение 1, табл. 1). Средние значения возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) ядер составляет 2708 ± 14 млн лет (СКВО = 0.36), оболочек первой генерации – 2645 ± 17 млн лет, и, наконец, оболочек

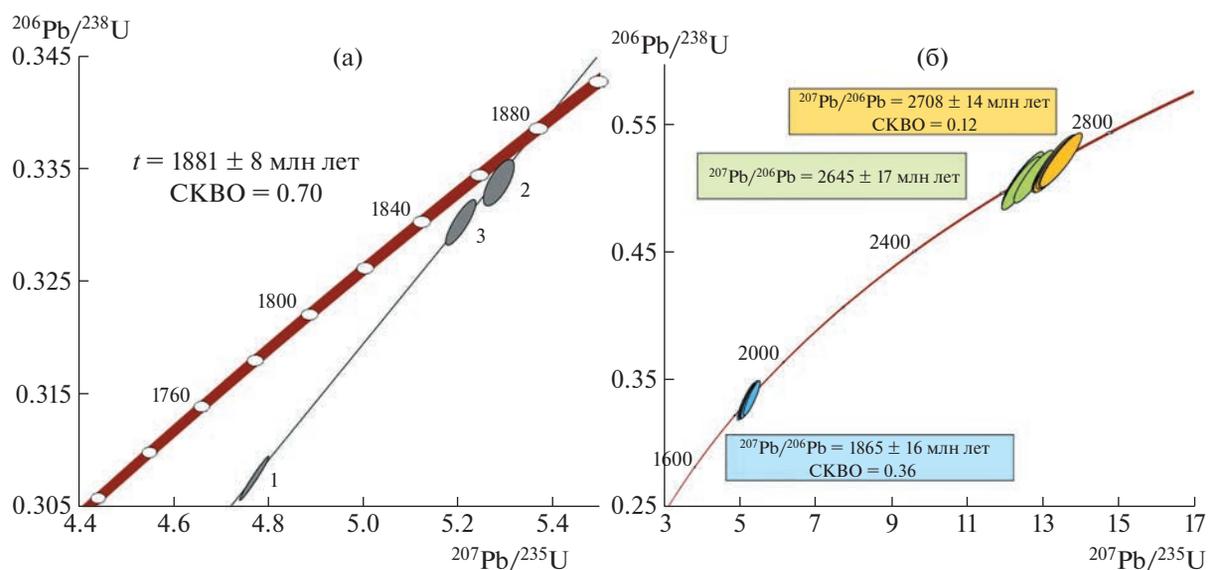


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для граната (проба ХН-205) (а) и циркона (проба ХН-206) (б) из жильного карбонатита массива Укдуска. Номера точек (а) соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

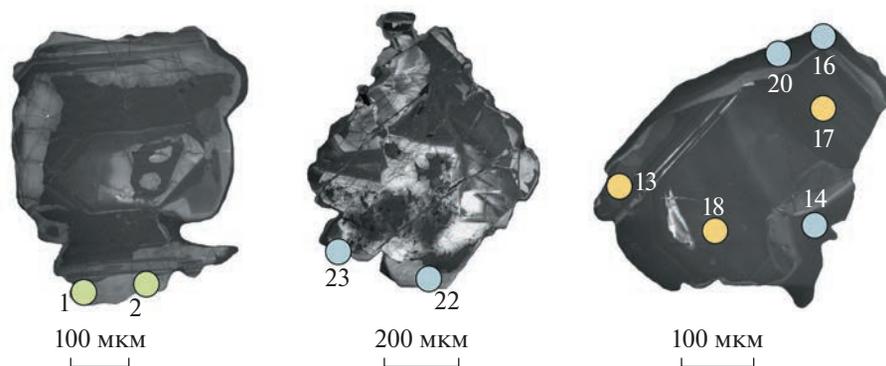


Рис. 3. Микрофотографии циркона из пробы ХН-206, выполненные в режиме катодолуминесценции на сканирующем электронном микроскопе “TESCAN” VEGA3.

чек второй генерации – 1865 ± 16 млн лет (СКВО = 0.36).

Представленные в статье результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований граната и U–Th–Pb (LA-ICP-MS) “скрининговых” геохронологических исследований циркона из жильного тела карбонатитов, прорывающего позднеархейские щелочные калиевые породы массива Укдуска, свидетельствуют о том, что они имеют раннепротерозойский возраст – 1881 ± 8 млн лет. Ядра циркона позднеархейского возраста, присутствующего в жильных карбонатитах, очевидно, были захвачены из вмещающих пород, а непосредственно с кристаллизацией карбонатитового расплава связано образование на них оболочек с возрастом 1880–1890 млн лет.

Таким образом, в юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока можно выделить два этапа формирования раннедокембрийских карбонатитов. К первому из них относится образование карбонатитов, связанных с проявлениями позднеархейского щелочного магматизма калиевой и ультракалиевой специализации с возрастом 2719 ± 14 млн лет [1]. Карбонатиты второго этапа образуют дайковые и жильные тела, становление которых произошло в раннем протерозое (1881 ± 8 млн лет). Обращает на себя внимание, что возраст этих карбонатитов совпадает с возрастом карбонатитов Селигдарского месторождения апатита, расположенного в центральной части Алданского щита (1880 ± 13 млн лет, U–Th–Pb метод по циркону (SIMS) [18]. Следует также отметить, что для апатита из рудоносных пироксенитов массива Укдуска получена оценка возраста 1850 ± 20 млн лет (U–Pb метод по апатиту (ID-TIMS) [19]), что, казалось бы, противоречит данным о его позднеархейском возрасте. Однако, как известно, температура закрытия U–Pb системы в апатите находится в диапазоне $450\text{--}500^\circ\text{C}$ [20]. Это позволяет предполагать, что она могла быть “переуравновешена” в ходе проявления более поздних эндогенных процессов, например,

наложенного на щелочные породы массива Укдуска метаморфизма амфиболитовой фации с возрастом 1891–1899 млн лет [5] или еще более поздних термальных процессов, связанных с формированием раннепротерозойских карбонатитов, описанных в настоящей статье.

Электронная версия содержит дополнительные материалы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Геохронологические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-17-00211), а геологические исследования – в рамках плановых тем ИГХ СО РАН (№ 0284-2021-0008) и ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Табунс Э.В., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеевко А.М., Толкачев М.Д., Плоткина Ю.В. Позднеархейский возраст инициального калиевого магматизма Алданского щита (массив Укдуска): результаты U–Pb-датирования единичных зерен циркона // ДАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 102–105.
2. Перовская Л.К., Баринова А.С., Кисляк А.А. и др. Отчет по предварительной разведке месторождения Укдуска Ханинского апатитоносного района за 1984–1986 г.г. п. Торго. 1987 г.
3. Кушнарев И.П. Генезис Ханинского апатитового месторождения // Известия высших учебных заведений // Геология и разведка. 1988. № 1. С. 66–73.
4. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис. в виде научного доклада на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2003. 79 с.
5. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: The age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precambrian Research. 1992. V. 54. P. 195–209.

6. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных комплексов Монголо-Охотского ареала магматизма: Дис. в виде научного доклада на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 1997. 80 с.
7. Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.
8. Ludwig K.R. PbDat for MS–DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88-542. 1991.
9. Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2003.
10. Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 36. P. 359–362.
11. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.
12. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкокуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников Чинейской подсерии Удоканской серии (Алданский щит): результаты геохронологических (LA–ICP–MS) и изотопных U–Th–Pb– и Nd-исследований // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.
13. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.
14. Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-Derived Standards for LA–ICP–MS U–(Th–)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. V. 40. P. 311–332.
15. Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA–ICP–MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA–ICP–MS // In: Sylvester P.J. (Ed.), Short Course Volume 29. Mineralogical Association of Canada, St. John's. 2001. P. 239–243.
16. Anderson T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192. P. 59–79.
17. Gehrels G.E. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities. / In: Busby, C., Azor, A. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Wiley-Blackwell. Chichester, UK. 2012. P. 47–62.
18. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Sergeev S.A., Ernst R.E., Ponomarev J.D., Redina A.A., Chebotarev D.A., Nikolenko A.M., Dulisev V.F., Moroz T.N., Minakov A.V. Petrography, mineralogy and SIMS U–Pb geochronology of 1.9–1.8 Ga carbonatites and associated alkaline rocks of the Central–Aldan magnesiocarbonatite province (South Yakutia, Russia) // Mineralogy and Petrology. 2019. V. 113. P. 329–352.
19. Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // Доклады Академии наук СССР. 1984. Т. 279. № 3. С. 713–717.
20. Shoene B., Bowring S. Determining accurate temperature–time paths from U–Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2007. 71 (1): 165–185.

AGE OF THE FORMATION OF EARLY PRECAMBRIAN CARBONATITES IN THE SOUTH-EASTERN PART OF THE CHARO-OLEKMINSKY GEOBLOCK, ALDAN SHIELD

**M. V. Stifeeva^{a, #}, N. V. Vladykin^b, Corresponding Member^a of the RAS A. B. Kotov^a,
E. B. Salnikova^a, I. A. Sotnikova^b, E. V. Adamskaya^a, V. P. Kovach^a, Y. V. Plotkina^a,
E. V. Tolmacheva^a, and N. V. Alymova^b**

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, Saint–Petersburg, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru*

Presents the results of U–Pb geochronological (ID–TIMS) studies of garnet and U–Th–Pb (LA–ICP–MS) “screening” geochronological studies of zircon from pyroxene–carbonate rocks of the Ukduska massif. The U–Pb age of garnets (1881 ± 8 million years) and age of zircon rim (1865 ± 16 million years) indicate the early Proterozoic age of these rocks. The results of geochronological studies allow to identify a new stage of carbonate magmatism within the southeastern part of the Charo–Olekminsky geoblock.

Keywords: carbonatites, Aldan Shield, U–Pb age, LA–ICP–MS method

УДК 551.24(550.93)

ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ БАЗИТОВЫХ ДАЕК Ве-МЕСТОРОЖДЕНИЯ СНЕЖНОЕ: СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЛЮМ-МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО САЯНА

© 2023 г. В. Б. Хубанов^{1,*}, К. Д. Долгобородова¹, А. А. Цыганков¹, А. М. Хубанова¹, Л. Б. Дамдинова¹, Б. Б. Дамдинов¹, Г. Н. Бурмакина¹, О. В. Зарубина²

Представлено академиком В.В. Ярмолюком 14.09.2022 г.

Поступило 14.09.2022 г.

После доработки 15.09.2022 г.

Принято к публикации 15.09.2022 г.

В пределах Восточно-Саянской рифтовой зоны позднепалеозойской Баргузинской салической крупной изверженной провинции (SLIP) на ряду с щелочными гранитоидами с рудной минерализацией распространены базитовые субвулканические тела (габброиды, базитовые дайки). Одним из типоморфных объектов с базит-щелочно-гранитоидной ассоциацией является бериллиевое месторождение Снежное. С помощью U–Pb LA–ICP–MS-метода датированы базитовые дайки рвущих рудные структуры бериллиевого месторождения Снежное. Возраст цирконов из диабазовой (долеритовой) дайки составил 301 ± 6 млн лет, из микрогаббровой – 297 ± 2 млн лет. Полученные датировки близки к возрасту флюорит-фенакит-берилловой минерализации (306 млн лет) и ассоциирующихся щелочных гранитов с Ta–Nb-оруденением, относимые к огнитскому комплексу (311–295 млн лет). Геохимические особенности базитовых даек предполагают генерацию мафических магм из астеносферного мантийного источника, что с учетом внутриконтинентальной обстановки свидетельствует в пользу плюм-мантийной природы базит-щелочно-гранитоидного магматизма Восточно-Саянской рифтовой (редкометальной) зоны, в частности, и всей Баргузинской SLIP, в целом.

Ключевые слова: поздний палеозой, плюмовый магматизм, астеносферная мантия, Восточно-Саянская редкометальная зона, Баргузинская SLIP

DOI: 10.31857/S2686739722601909, EDN: GGRWU

ВВЕДЕНИЕ

На площади Восточно-Тувинского нагорья и юго-восточной части Восточно-Саянского хребта распространены массивы щелочных гранитоидов с редкометальной минерализацией. Они маркируют линейную рифтовую зону субмеридионального простираения. По возрасту и геологической позиции данная структура входит в состав позднепалеозойской Баргузинской салической крупной магматической провинции (Silicic Large Igneous Province, SLIP) [1–6]. В пределах этой зоны наряду с щелочными гранитоидами в подчиненном количестве, но повсеместно, распространены базитовые дайки и небольшие габброидные массивы, возраст и вещественная характеристика

которых до настоящего времени мало изучены. В настоящей работе изложены новые геохронологические и геохимические данные базитовых даек, распространенных на площади позднепалеозойского бериллиевого месторождения Снежное, которые дают дополнительную информацию о специфике и роли мантийного магматизма в формировании позднепалеозойской Восточно-Саянской рифтовой зоны Баргузинской SLIP.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Позднепалеозойская Баргузинская салическая крупная изверженная провинция имеет площадь более 500 тыс. км² и объединяет в себя крупнейший Ангаро-Витимский батолит (ареал-плутон) известково-щелочных гранитоидов, а также ряд линейных рифтовых зон (поясов), протяженностью от сотен до первых тысяч километров [7–9]. Рифтовые зоны маркируются широким распространением массивов субщелочных и щелочных гранитоидов, полей бимодальных вулкаников и щелочных плутонов (йолитов, щелочных габбро, лейцитовых и нефелиновых сиенитов). В преде-

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

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

*E-mail: khubanov@mail.ru

лах этих зон, как правило, распространены редкометалльные месторождения [8].

Восточно-Саянская рифтовая зона занимает юго-западную периферию Баргузинской SLIP. В металлогеническом плане данная зона широко известна как редкометалльная, которая объединяет в себя более десятка разновозрастных (протерозойские, раннепалеозойские, позднепалеозойские) крупных редкометалльных (Nb, Ta, Be, Li, Zr, Th и REE) месторождений и множество мелких проявлений. Заключительная позднепалеозойская редкометалльная минерализация, которая составляет значительную часть этих месторождений и проявлений, генетически связана с щелочными гранитоидами. В пределах Восточно-Тувинского нагорья и юго-восточной части Восточно-Саянского хребта данные позднепалеозойские щелочные гранитоиды в виде небольших массивов, площадью до первых квадратных километров, образуют плутонический пояс субмеридионального простирания [1–6]. В непосредственной близости с ними также распространены базитовые дайки и мелкие массивы габброидов, возрастная позиция и состав которых слабо изучены.

Одним из объектов с пространственной ассоциацией базитовых тел, щелочных гранитоидов и редкометалльной минерализацией является бериллиевое месторождение Снежное. Оно располагается в труднодоступном районе в верхнем течении р. Хойта-Ока (Восточный Саян) (рис. 1). Вмещающие породы представлены позднепротерозойскими (?) амфибол-биотитовыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков монгошинской свиты, габброидами, диоритами и плагиогранитами таннуольского комплекса.

Рудные тела с бериллиевой (флюорит-фенакит-берилловая) минерализацией представляют собой сложные минерализованные зоны дробления, которые контролируются трещинными структурами и в плане образуют ромбовидный блок длиной 550 м и шириной 220 м, сложенный брекчиями. Обломки представлены амфиболитами, биотитовыми слюдитами, мелко-, среднезернистыми плагиогранитами, часто имеют неправильную угловатую форму, реже расплывчатые края. Цемент брекчии преимущественно мелкозернистый, лейкократовый кварц-альбитовый и кварц-олигоклазовый с небольшим содержанием биотита. В западной части блока отмечается участок эруптивной брекчии, в которой обломки мелкозернистых амфиболитов сцементированы лейкократовым агрегатом гранитного состава [10]. Rb–Sr-возраст флюорит-фенакит-бериллового оруденения составляет 306 млн лет [1].

В восточной части рудного поля присутствует тантал-ниобиевое оруденение, но оно пространственно разобщено с бериллиевым и приурочено

к мелкозернистым альбититам и тонкозернистым щелочным гранитоидам. Щелочные гранитоиды образуют небольшие тела, площадью в сотни квадратных метров. Они отнесены к позднепалеозойскому огнитскому комплексу (311–295 млн лет) [1, 6, 11].

В настоящей работе наше внимание было сосредоточено на изучении базитовых даек, объединенных предшественниками в дарлинский дайковый комплекс. По полевым наблюдениям дайки являются наиболее поздними образованиями и сопряжены с трещинами субмеридионального простирания, занимающие секущее положение по отношению к рудоконтролирующим структурам [12]. Данные дайки представлены преимущественно массивными породами серого и темно-серого цвета с различной степенью раскristализации: от микрогаббро и долерита в центре крупных даек до базальта в зоне закалки и в мелких телах. В них преобладает порфировая и гломеропорфировая структура, где вкрапленники – это преимущественно плагиоклаз, в меньшей степени клинопироксен и рудный минерал (магнетит), реже оливин, который как правило, замещен вторичными минералами. Основная масса имеет микрогаббровое, офитовое, долеритовое, гиалопилитовое сложение. В ее сложении доминируют микролиты плагиоклаза, мелкие кристаллы клинопироксена и рудного минерала, здесь же отмечаются мелкие чешуйки, возможно вторичного, биотита. В стекловатой массе могут наблюдаться иголки плагиоклаза и достаточно большое количество пылевидных мелких зерен рудного минерала, а также хлорита. Редко в базальтовых разностях наблюдается миндалекаменная текстура. Как правило, породы подвержены вторичным изменениям – центральные части плагиоклазов сосюртитизированы; пироксены псевдоморфно замещены амфиболом, хлоритом и эпидотом; может наблюдаться карбонат. Среди аксессуарных минералов выделяются апатит, титанит, реже циркон.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изотопно-геохронологических исследований из базитовых даек были выделаны цирконы. Методика сепарации включала в себя процедуру ручного дробления каменного материала в стальной ступе и тонкое измельчение на вибрационной мельнице в стальном стакане с металлическим сердечником в течение не более 20 с. Затем проба отмучивалась в воде. Циркон за счет своей относительно высокой твердости и крепости оставался одним из наименее измельченных минералов и хорошо отмывался в составе тяжелой фракции (шлаха) в воде с помощью посуды “чашка выпарительная” и “часовое стекло”. На финальной стадии проводился ручной отбор цирко-

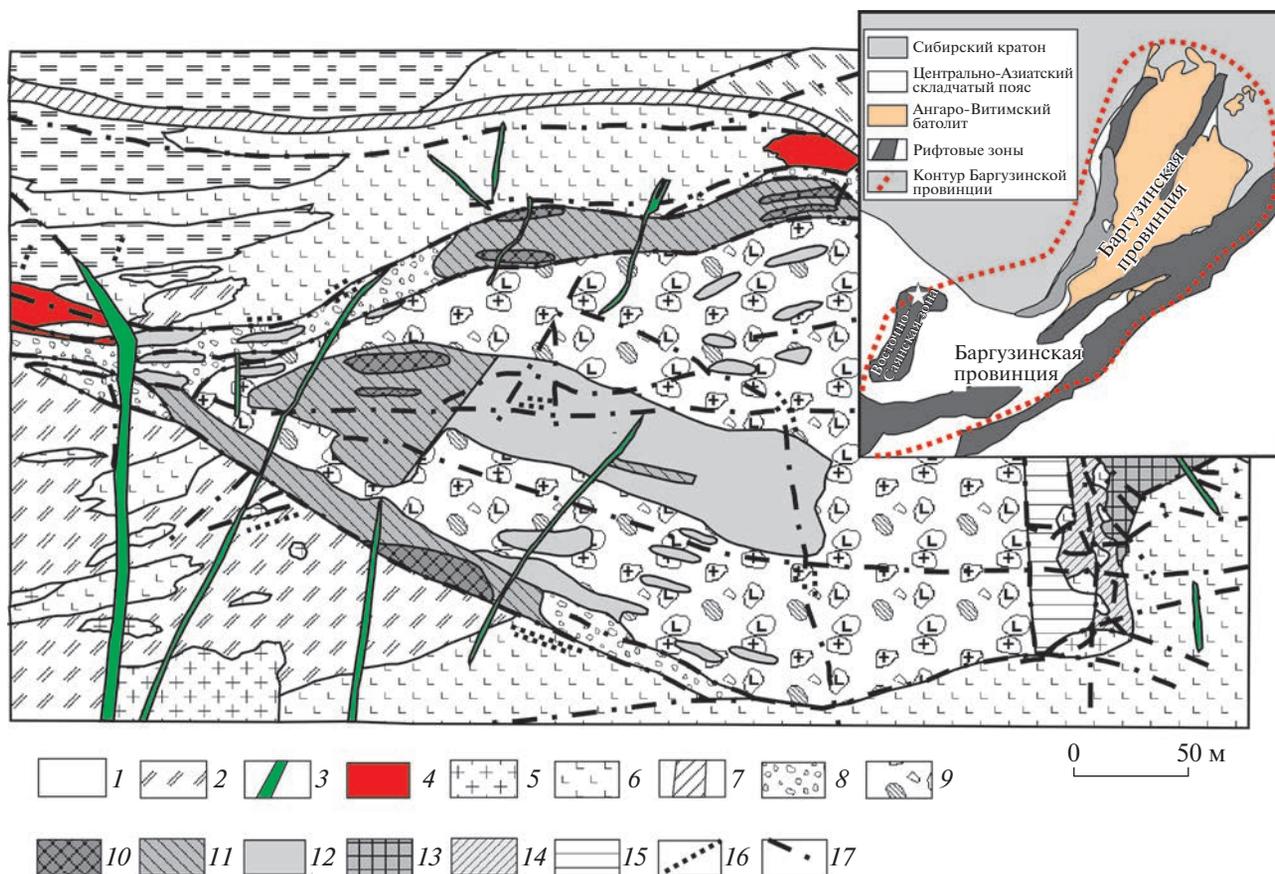


Рис. 1. Схема геологического строения флюорит-фенакит-бериллового месторождения Снежное (по В.Г. Окоороку, Е.Л. Емельянову и др.). 1, 2 – осадочные породы: колювиальноморенные отложения, 2 – верхнепротерозойские монгошинской свиты; 3–6 – магматические породы: 3 – диабазы, диабазовые порфириды дарлинского комплекса, 4 – щелочные лейкограниты огнитского комплекса, вторая фаза, 5, 6 – таннуольский комплекс: 5 – серые биотитовые граниты, гранодиориты, аплиты третьей и второй фаз, 6 – габброиды первой фазы; 7 – зона милонитов и blastsомилонитов; 8 – мелкообломочные брекчии; 9 – средне-крупнообломочные брекчии; 10 – богатые флюорит-берилл-фенакитовые руды; 11 – рядовые флюорит-берилловые и флюорит-фенакит-берилловые руды; 12 – бедные вкрапленные флюорит-берилловые руды; 13 – богатые Ta–Nb-руды; 14 – мелкообломочные брекчии с рядовой Ta–Nb-минерализацией; 15 – средне-крупно-обломочные брекчии с бедной Ta–Nb-минерализацией; 16 – кварц-микроклиновые жилы; 17 – разломы. На врезке отображены контуры основных структур Баргузинской магматической провинции по [8] с упрощениями; звездочкой обозначено положение месторождения Снежное.

на из шлиха под микроскопом. Благодаря тщательной очистке ступы, стального стакана и промывочной посуды на каждом этапе пробоподготовки, а также отсутствию процедуры измельчения на щековой дробилке и просеивания навески через набор сит данный подход позволил исключить заражение пробы ксеногенными цирконами. Выделенные цирконы были представлены обломками кристаллов размером до 70 мкм.

U–Pb-изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”), соединенным с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (“New Wave Research”) в ЦКП “Геоспектр” (Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ). Инструменталь-

ные параметры приборов и методика измерений и расчета описаны в [13].

Основой для геохимической характеристики базитовых даек участка Снежный послужили результаты силикатного анализа (аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева и О.В. Корсун), полученные в ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН и данные микроэлементного ICP–MS-анализа (аналитик Н.В. Брянский), выполненные в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Цирконы были выделены из двух базитовых даек: долеритовой и микрогаббровой. Для пробы CNT-14 из долеритовой дайки сделано измерение

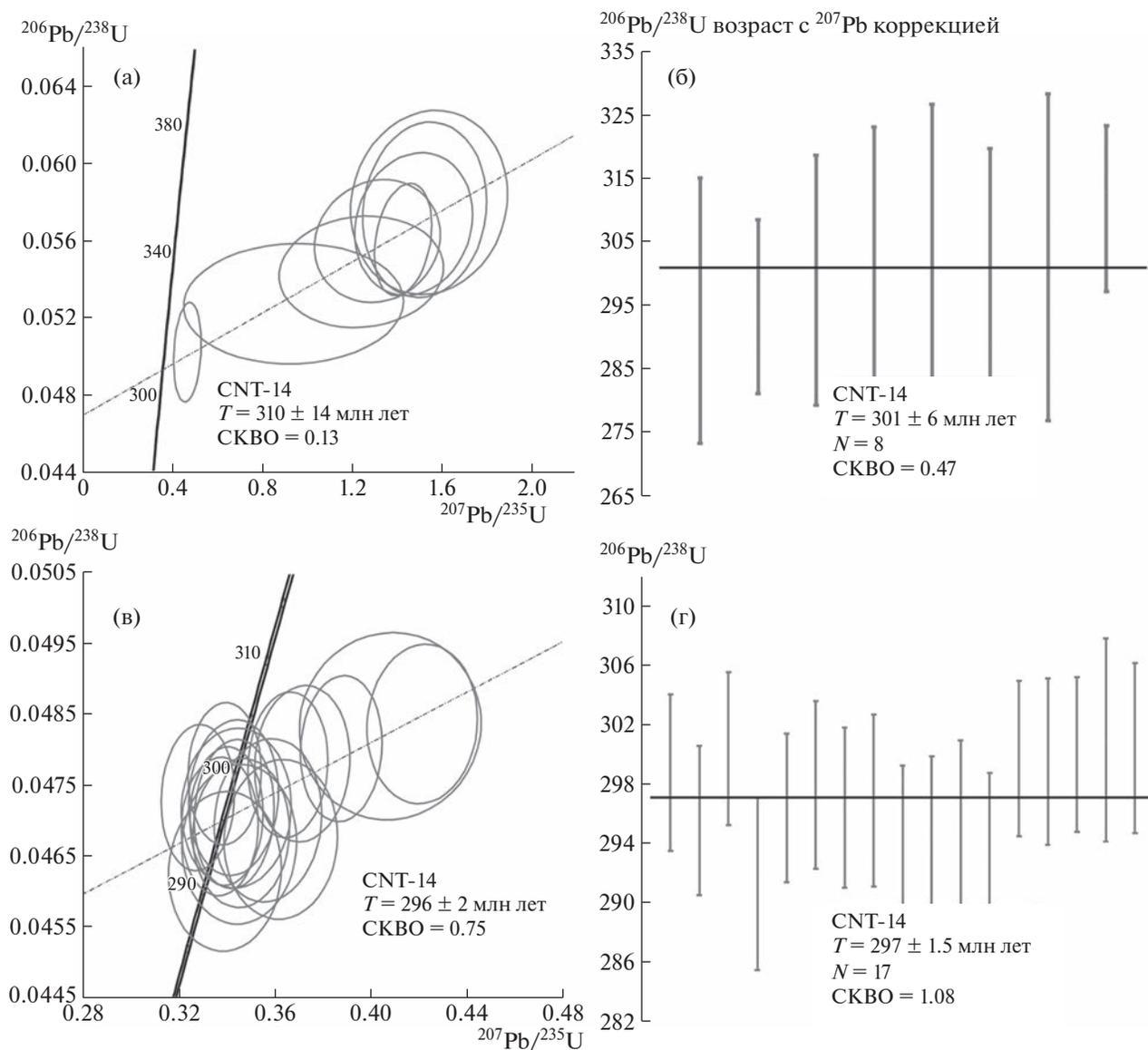


Рис. 2. Конкордантный U–Pb-изотопный LA–ICP–MS-возраст цирконов из диабазовой дайки CNT-14 (а, б) и микрогаббровой дайки CNT-14 (в, г) участка Снежный (Восточный Саян). Слева приведены графики с изотопными отношениями $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и конкордией, справа – средневзвешенный позднепалеозойский возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, скорректированный на обыкновенный свинец методом ^{207}Pb -поправки.

8 зерен циркона, для микрогаббровой дайки CNT-11 – 15 зерен, из них два зерна датировались в двух точках каждое. Поскольку значительная часть определений имеют дискордантные значения, то возрасты оценены методом пересечения (рис. 2 а, в) и по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -отношению с ^{207}Pb -поправкой на нерадиогенный свинец (рис. 2 б, г). Хотя значения датировок по обоим методам расчета близки друг другу в пределах погрешностей, но представляется, что, из-за меньших погрешностей, значения по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с поправкой на нерадиогенный свинец более корректны. Для цирконов, выделенных из диабаза

(долерита), возраст составляет 301 ± 6 млн лет. Для пробы микрогаббро – 297 ± 2 млн лет.

По кремнекислотности ($\text{SiO}_2 \sim 47\text{--}53$ мас. %) и щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 6\text{--}10$ мас. %), при содержании $\text{MgO} \sim 4.3\text{--}5.8$ мас. %, дайки отвечают трахибазальтам. По концентрации макрокомпонентов, за исключением TiO_2 , они близки к позднепалеозойским габброидам и трахибазальтам центральной части Баргузинской провинции (Западное Забайкалье) [14, 15]. При этом у них наблюдаются относительно повышенные содержания HFSE, в том числе TiO_2 (1.5–2.9 мас. %), и REE (370–400 ppm), чем у мафических пород За-

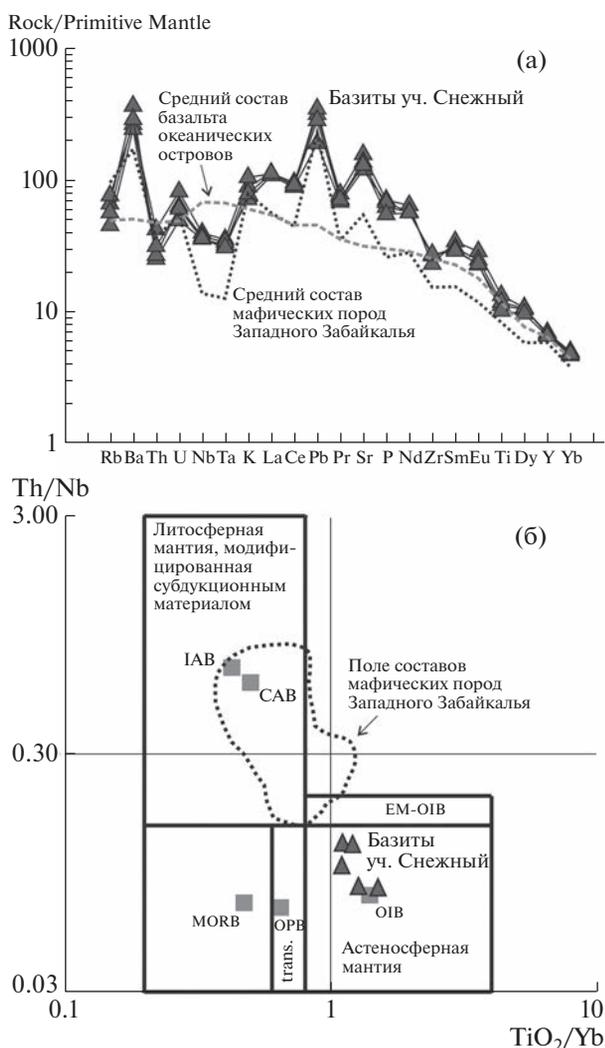


Рис. 3. Геохимия базитовых даек участка Снежный (Восточный Саян). (а) – распределение содержания редких и рассеянных элементов, нормированных к составу примитивной мантии [16]; (б) – положение фигуративных точек составов на дискриминационной диаграмме $TiO_2 - Th/Nb$ [17]. Состав мафических пород Западного Забайкалья дан по [14, 15], базальта океанических островов – по [16].

падного Забайкалья ($TiO_2 \sim 0.8-2.1$ мас. %, $\Sigma REE \sim 117-311$ ppm) [14, 15]. Спектр REE характеризуется заметным обогащением легкими лантаноидами с $La/Yb_{PM} \sim 22-24$ при отсутствии европиевой аномалии ($Eu/Eu^* \sim 1$), тогда как базиты Западного Забайкалья имеют меньшее значение $La/Yb_{PM} \sim 8-20$. Также на графике спайдерграмм нормированных составов у них менее выражены Ta–Nb-минимумы (рис. 3 а).

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные о возрасте свидетельствуют, что базитовые дайки (301 ± 6 и 297 ± 2 млн лет) тесно ас-

социируют не только в пространстве, но и во времени с щелочными гранитоидами (311–295 млн лет) с Ta–Nb-оруденением и флюорит-фенакит-берилловой минерализацией (306 млн лет) [1, 6]. Следует отметить, что близкие геохимические характеристики имеет монцогаббро Усть-Сенцовского массива, который располагается в 30–35 км юго-восточнее от месторождения Снежное и его возраст – 307 ± 1 млн лет [6]. Кроме того, субмеридиональная ориентация базитовых даек на площади месторождения Снежное совпадает с простираанием всей Восточно-Саянской рифтовой зоны; это говорит о том, что на момент своего становления дайки маркировали условия растяжения земной коры. Таким образом, Восточно-Саянские проявления щелочных гранитоидов и субщелочных базитов и габброидов отражают рифтогенную обстановку во внутриконтинентальных условиях, поскольку их становление имело место на удалении, более чем на 800–1000 км, от позднепалеозойских конвергентных структур Сибирский континент–Монголо-Охотский океан [1–5].

Различие микроэлементного состава мафических пород Восточно-Саянской зоны, в частности даек месторождения Снежное, и одновозрастных базитов и габброидов центральной части Западного Забайкалья предполагает гетерогенность магмагенерирующей мантии под Баргузинской провинцией. Поэтому для геохимической типизации вероятных мантийных источников были использованы дискриминационные диаграммы, предложенные для идентификации мантийных источников крупных изверженных провинций (Large Igneous Province, LIP) [17]. Пример диаграммы в координатах $TiO_2/Yb - Th/Nb$ (рис. 3 б) показывает, что составы базитовых даек участка Снежный сосредоточены в поле базальтов, производных плавления астеносферной мантии, тогда как мафические породы Забайкалья – в поле выделок из надсубдукционной модифицированной литосферной мантии. Следует отметить, что подобные широкие вариации состава мантийных источников характерны для внутриконтинентальных крупных магматических провинций [17].

Таким образом, в рамках изложенных данных представляется, что позднепалеозойский магматизм Баргузинской SLIP обусловлен подъемом мантийного плюма, который в частности фиксируется мафическими породами Восточно-Саянской рифтовой зоны, производными плавления астеносферной мантии. Тепловое воздействие восходящих горячих астеносферных магм (плюма) могло быть причиной выплавления мафических магм с выраженными Ta–Nb-минимумами из литосферной мантии под центральной частью Баргузинской провинции (Западное Забайкалье), модифицированной субдуцированным веществом либо во время каледонского тектогенеза

(при закрытии Палеоазиатского океана) [15], либо в раннегерцинский этап (при закрытии Монголо-Охотского океана) [18]. В свою очередь совместное воздействие горячих астеносферных и литосферных мантийных магм на континентальную кору Западного Забайкалья, вероятно утолщенную в конвергентных условиях [19], способствовало генерации крупных объемов гранитоидных расплавов, сформировавших Баргузинскую SLIP.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках выполнения проектов Фундаментальных научных исследований № гос. рег. АААА-А21-121011390003-9, АААА-А21-121011390002-2 и гранта РФФИ № 20-05-00344.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 438–449.
2. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометальных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515–536.
3. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометальные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 248–25.
4. Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А. Позднепалеозойский щелочно-гранитоидный магматизм Тывы и его связь с внутриплитной активностью в пределах Сибирского палеоконтинента // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 641–647.
5. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Иванова А.А., Плоткина Ю.В. U–Pb-возраст редкометальных щелочных гранитов месторождения Снежное: к оценке возрастной однородности гранитоидов огнитского комплекса (Восточный Саян) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 148–157.
6. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568.
7. Litvinovsky V.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.
8. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399.
9. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянттуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.
10. Дамдинова Л.Б., Смирнов С.З., Дамдинов Б.Б. Условия формирования богатых бериллиевых руд месторождения Снежное (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 501–512.
11. Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скопинцев В.Г., Саранина Е.В., Ильясова А.М., Сизых Ю.И. Позднепалеозойские субщелочные и редкометальные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (геохимические характеристики и Rb–Sr изотопная систематика) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1133–1144.
12. Шурига Т.Н. Биотит-флюорит-фенакит-берилловый тип // Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия М.: Недра, 1975. С. 112–118.
13. Хубанов В.Б., Буянттуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и Геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
14. Хубанов В.Б. Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис / Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2009. 23 с.
15. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удорткина О.В. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U–Pb и Ar–Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и Геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005–1027.
16. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the Ocean Basins. V. 42. Geological Society of London. 1989. P. 313–345.
17. Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. P. 106068.
18. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.
19. Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Продолжительность и геодинамика формирования Ангаро-Витимского батолита: по данным U–Pb изотопного LA-ICP-MS датирования магматических и детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 12. С. 1619–1641.

GEOCHEMISTRY AND AGE OF MAFIC DYKES OF THE Be-DEPOSIT SNEZNOE: LATE PALEOZOIC MANTLE PLUME MAGMATISM EVIDENCE IN EASTERN SAYAN

V. B. Khubanov^{a, #}, K. D. Dolgoborodova^a, A. A. Tsygankov^a, A. M. Khubanova^a, L. B. Damdinova^a, B. B. Damdinov^a, G. N. Burmakina^a, and O. V. Zarubina^b

^a*Dobretsov Geological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*

^b*Vinogradov Institute of Geochemistry of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

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

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmolyuk September 14, 2022

Within the East Sayan rift zone of the Late Paleozoic Barguzin salic large igneous province (SLIP), along with alkaline-peralkaline granitoids with ore mineralization, mafic subvolcanic bodies (gabbroids, mafic dykes) are common. One of the typomorphic mafic – peralkaline granitoid association is the Snezhnoye beryllium deposit. Using the U–Pb LA–ICP–MS method, mafic dykes of the Snezhnoye beryllium deposit were dated. The age of zircons from the diabase (dolerite) dyke was 301 ± 6 Ma, and from the microgabbro one, 297 ± 2 Ma. The obtained dates are close to the age of fluorite-beryl mineralization (306 Ma) and peralkaline granites with Ta-Nb mineralization attributed to the Ognite complex (311–295 Ma). The geochemical features of mafic dykes suggest the generation of mafic magmas from an asthenospheric mantle source, which, taking into account the intracontinental setting, testifies in favor of the plume-mantle nature of mafic – alkaline-peralkaline granitoid magmatism of the East Sayan rift (rare-metal) zone.

Keywords: Late Paleozoic, plume magmatism, asthenospheric mantle, East Sayan rare-metal zone, Barguzin SLIP

УДК 504.4.054:550.47

УГЛЕВОДОРОДЫ В ПОВЕРХНОСТНОМ МИКРОСЛОЕ И ЛЬДАХ КАРСКОГО МОРЯ

© 2023 г. И. А. Немировская^{1,*}, А. В. Храмова¹

Представлено академиком РАН М.В. Флинтотом 22.08.2022 г.

Поступило 26.08.2022 г.

После доработки 16.09.2022 г.

Принято к публикации 23.09.2022 г.

Определены концентрации и состав углеводородов – УВ (алифатических – АУВ и полициклических ароматических углеводородов – ПАУ) в Карском море (83 рейс нис “Академик Мстислав Келдыш”, июнь 2021 г.) в поверхностном микрослое (ПМС, толщиной около 300 мкм), льдах и поверхностных водах. Концентрирование АУВ в ПМС происходит во взвеси, где их содержание изменялось в диапазоне 197–1051 мкг/л, в среднем 621 и было почти в 4 раза выше, чем в растворенной форме: 89–270, в среднем 158 мкг/л, а по сравнению с взвешенной формой поверхностных вод (в среднем 33 мкг/л) – почти в 22 раза выше. Аккумулирование АУВ происходит также во льдах, но в меньшей степени, чем в ПМС. Согласно составу алканов влияние автохтонных процессов на состав АУВ в ПМС и тающих льдах в основном незначительное, и отличается от их состава в образующихся льдах. Только во фронтальной зоне в желобе Св. Анны прослеживалось влияние автохтонных процессов на состав ПАУ. Содержание ПАУ во взвеси также были выше в среднем в 4.8 раза, чем в растворенной форме. Несмотря на различные источники этих углеводородных классов для всех отобранных проб наблюдалась зависимость в распределении АУВ и ПАУ во взвеси ($r = 0.79$, $n = 52$, при $p < 0.01$). В составе ПАУ, согласно маркерам, прослеживается влияние продуктов сгорания топлива, так как кроме фенантрена во всех пробах доминировали флуорантен и пирен.

Ключевые слова: Карское море, поверхностный микрослой, тающие льды, алифатические и полициклические ароматические углеводороды, алканы

DOI: 10.31857/S2686739722601739, **EDN:** GVIIHZ

Карское море – одна из наиболее перспективных акваторий шельфа Российской Арктики, на долю которой приходится около 25% всех углеводородных ресурсов северных морей. [1]. Освоение углеводородов континентального арктического шельфа приводит к тому, что география транспортировки сырой нефти и нефтепродуктов в последние годы интенсивно расширяется и особенно в Карском морях после постройки порта Сабетта. По имеющимся оценкам на морские перевозки нефти приходится в среднем 37% от суммарного поступления углеводородов (УВ) в Мировой океан [2]. Поэтому изучение поведения УВ, соединений природного и антропогенного происхождения в Карском море в последние годы становится особенно актуальным.

Геохимическая барьерная зона атмосфера–вода–поверхностный микрослой (ПМС), толщиной около 300 мкм, привлекает внимание исследователей прежде потому, что здесь наблюдается

резкое сгущение физических, химических и биологических свойств и здесь происходит аккумуляция загрязняющих веществ [3–6]. ПМС играет важную роль в современных флуктуациях климата, так как является межфазной зоной океана с атмосферой и одним из ее основных элементов и могут существенно влиять на энергомассообмен между океаном и атмосферой [3].

Кроме того, органические соединения концентрируются во льдах, особенно на границе лед–вода [7]. В этом слое происходит наиболее значительное развитие диатомовых водорослей – ключевого биотопа морской экосистемы в высоких широтах.

Цель проведенного исследования: определить изменчивость в содержании и составе УВ (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) в растворенной и взвешенной формах при переходе от ПМС ко льду и к поверхностным водам в Карском море (83 рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”, июнь 2021 г.). Эти исследования необходимы для понимания изменений, происходящих в арктических экоси-

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: nemir44@mail.ru

стемах не только под влиянием текущих климатических процессов, но и при увеличении антропогенной нагрузки.

Работы в Карском море были проведены во время таяния сезонного льда. Пробы ПМС отбирали с бака судна специальным экраном из нержавеющей стали, рекомендованным МОК/ВМО [8]. Этим же экраном были отобраны отдельные пробы льда. Кроме того, пробы льда отбирали с трапа судна или с кормы специальной сетью. Для предотвращения загрязнения верхний слой льда снимали ножом из нержавеющей стали. Поверхностную воду отбирали при приближении судна к станции ведром.

Количество взвеси определяли гравиметрически после выделения на ядерные фильтры, а органические соединения – на стекловолкнистые фильтры GF/F. Концентрацию липидов и АУВ определяли методом ИК-спектрофотометрии, содержание и состав алканов – методом газовой хроматографии, ПАУ – флуоресцентным методом, а состав – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ). Состав взвеси определяли на сканирующем электронном микроскопе. Подробности методических процедур описаны в [4, 10].

Согласно полученным данным, в ПМС содержание АУВ изменялось во взвеси в интервале 197–1051 мкг/л, в среднем 621 мкг/л (стандартное отклонение – $\sigma = 251$), с минимумом на ст. 7043 в северной части Карского моря, а с максимумом – у оконечности Н. Земли в желобе Святой Анны (рис. 1). Концентрация АУВ в ПМС в растворенной форме были значительно ниже: 89–217 мкг/л, в среднем 158 ($\sigma = 54$) мкг/л. Обусловлено это повышенной концентрацией самой взвеси в ПМС, где ее содержание в среднем составило 1.89 мг/л, и было в 6 раз выше, чем в поверхностном слое – в среднем 0.33 мг/л.

В поверхностных водах содержание АУВ во взвеси изменялось в интервале 7–120, в среднем 35 ($\sigma = 32$) мкг/л. Столь высокая средняя концентрация возникла из-за аномального содержания АУВ на ст. 7021–120 мкг/л (рис. 1 г). В большинстве проб содержание АУВ колебалось в интервале 20–30 мкг/л и было сопоставимо с данными, полученными во время паводка 2019 г., где средние концентрации увеличивались от моря к Обской губе в интервале 20–59 мкг/л [10].

На ст. 7021 вместо ПМС был отобран лед, а на ст. 7023 были отобраны разные формы льда: небольшие куски льда – треугольным экраном для отбора ПМС с бака судна (лед-1), лед толщиной до 1 м сетью с кормы судна (лед-2, лед-3), ведром с трапа – “шуга”, рыхлый лед, смешанный с водой (“ледяная каша”) между большими кусками льда. Аккумуляция АУВ в разных пробах льда было меньше, чем в ПМС: в среднем для

АУВ в растворенной форме 46 мкг/л, а во взвеси – 57 мкг/л. В шуге во взвеси их концентрации были незначительно выше (66 мкг/л), чем в других формах льда (рис. 2).

Содержание АУВ в пробах льда, отобранных треугольным экраном и сетью с кормы судна, оказались близкими, и незначительно отличались от концентраций во льду на ст. 7021, что может свидетельствовать об отсутствии загрязнения при отборе пробы с кормы судна сетью. Поэтому значение σ для АУВ (8 мкг/л для взвеси и 6 мкг/л для растворенной формы), составляло всего соответственно 16 и 15% от средней величины.

Состав алканов в большинстве изученных проб льда был однотипным (рис. 3 а), и отношение $L/H = (\Sigma(C_{9-24})/\Sigma(C_{25-35}))$ в основном < 1 , доминировали высокомолекулярные гомологи. Минимальное значение этого параметра 0.11 установлено в растворенной форме в поверхностных водах на ст. 7021. В этой пробе также минимальное значение отношения $C_{17}/C_{25} = 0.04$, $Paq = (C_{23} + C_{25})/(C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31}) = 0.20$, довольно низкая величина коэффициента изопреноидности $Ki = (i - C_{19} + C_{20})/(C_{17} + C_{18}) = 0.22$ и повышенная величина $СРІ = \Sigma \text{нечетных} / \Sigma \text{четных}$ алканам в высокомолекулярной области – 1.91. В остальных пробах значения $СРІ$ изменялись в интервале 1.04–1.69, причем во взвеси их величины были больше, чем в растворенной форме. Все это может указывать на слабые автохтонные процессы в поверхностном слое вод в этом районе. Исключение установлено на ст. 7026, где состав алканов резко отличался от их состава на других станциях (рис. 3 б). Здесь наблюдалось бимодальное распределение гомологов, так как содержание низкомолекулярных алканов колебалось от 2.3 до 19.1% от суммы, а отношение $L/H > 1$.

Диапазон концентраций ПАУ в ПМС был больше, чем АУВ (< 4 –1440 нг/л, флуоресцентный метод) и значительно выше (так как этим методом определяют все флуоресцирующие соединения), чем результаты их определения методом ВЭЖХ (1–103 нг/л). Так же, как и для АУВ их аккумуляция происходит в ПМС во взвеси, где их средние концентрации в 3.3. раза были выше, чем в растворенной форме (779 и 237 нг/л соответственно) и в 8.5 раза выше, чем в поверхностных водах (в среднем 92 нг/л).

Содержание ПАУ во льду во взвеси также были выше, чем в растворенной форме, в среднем 81 и 59 нг/л. При этом диапазон содержания полиаренов был больше, чем для концентраций АУВ и величины σ в растворенной форме и во взвеси составили 22 и 34% от средних концентраций соответственно. В составе ПАУ доминировали фенантрен, флуорантен и пирен (рис. 3 в, г). Фенантрен и флуорантен – наиболее устойчивые полиарены, которые распространены в природ-

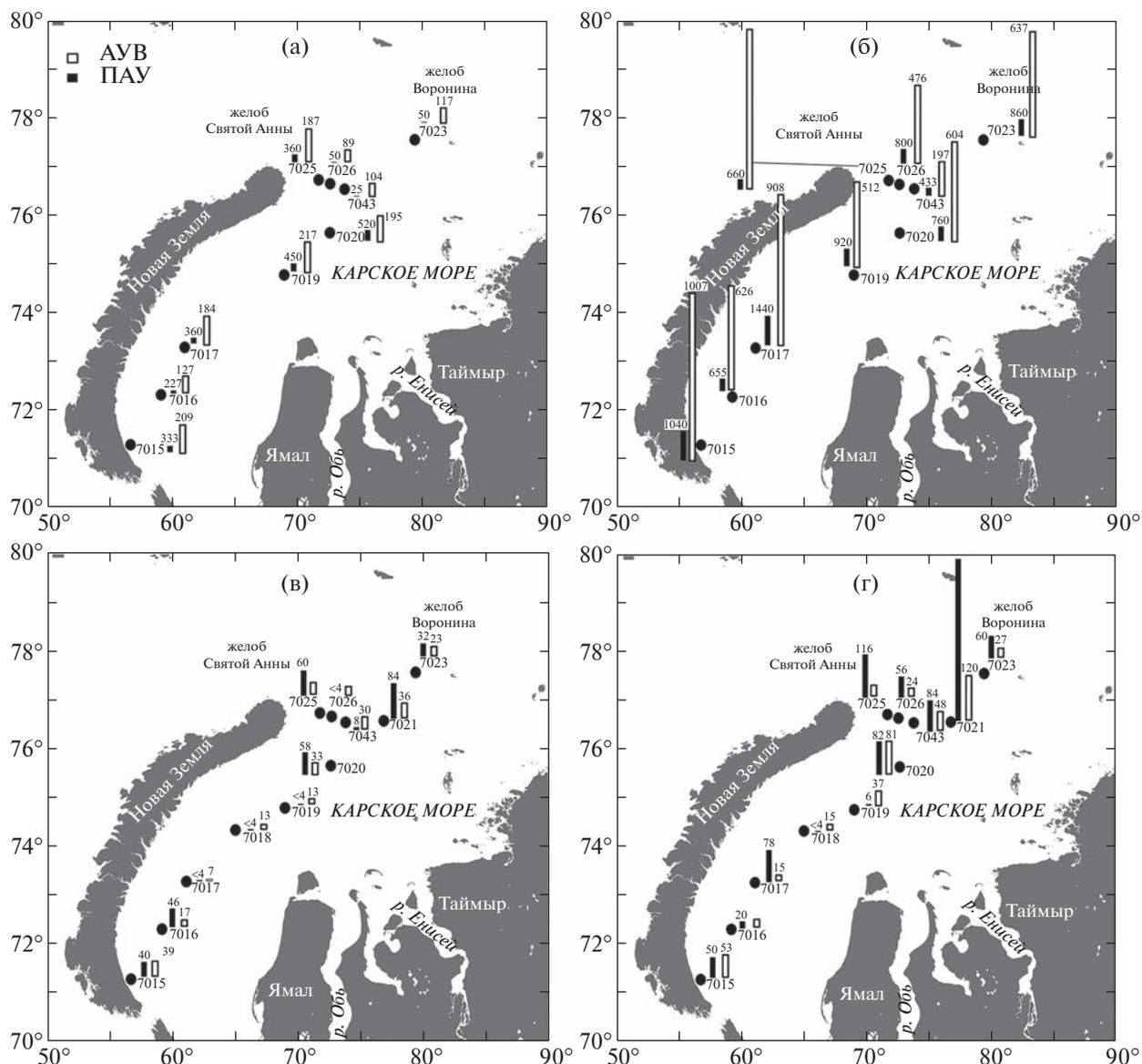


Рис. 1. Распределение АУВ (мкг/л) и ПАУ (нг/л) в растворенной (а, в) и взвешенной (б, г) формах в ПМС (а и б) и в поверхностных водах (в, г) в Карском море.

ных объектах, а пирен образуется при сжигании топлива [2, 10–12].

Подводя итог полученных результатов, необходимо отметить, что изучение УВ в ПМС в Карском море проводили впервые. ПМС, существующий на границе атмосферы и гидросферы и занимающий 70% земной поверхности [3, 6], обладает свойствами, отличающими его от поверхностных вод. Силы поверхностного натяжения создают физически стабильный микрослой, но он подвержен большим изменениям окружающей среды и климата, чем толщина воды [5, 6]. В условиях сильного ветра и волнения ПМС разрушается, превращаясь из непрерывной квазидвумерной структуры в объемные дисперсии типа

морской пены и воздушно-капельной дисперсии [3], поэтому этот слой рекомендовано отбирать при волнении меньше 3 баллов [8].

Антропогенные загрязнения, и прежде всего нефтяные, накапливаются вблизи морской поверхности [4, 13, 14]. Благодаря своему уникальному химическому составу, ПМС представляет собой с одной стороны сорбент, а с другой – источник загрязняющих веществ [5, 6]. Просмотр проб фильтрационной взвеси под электронным сканирующим микроскопом показал, что агрегаты взвеси из ПМС были более крупными по сравнению с поверхностными водами, достигая 300–400 мкм, а иногда даже более. Связано это не только с тем, что в ПМС формируется особое со-

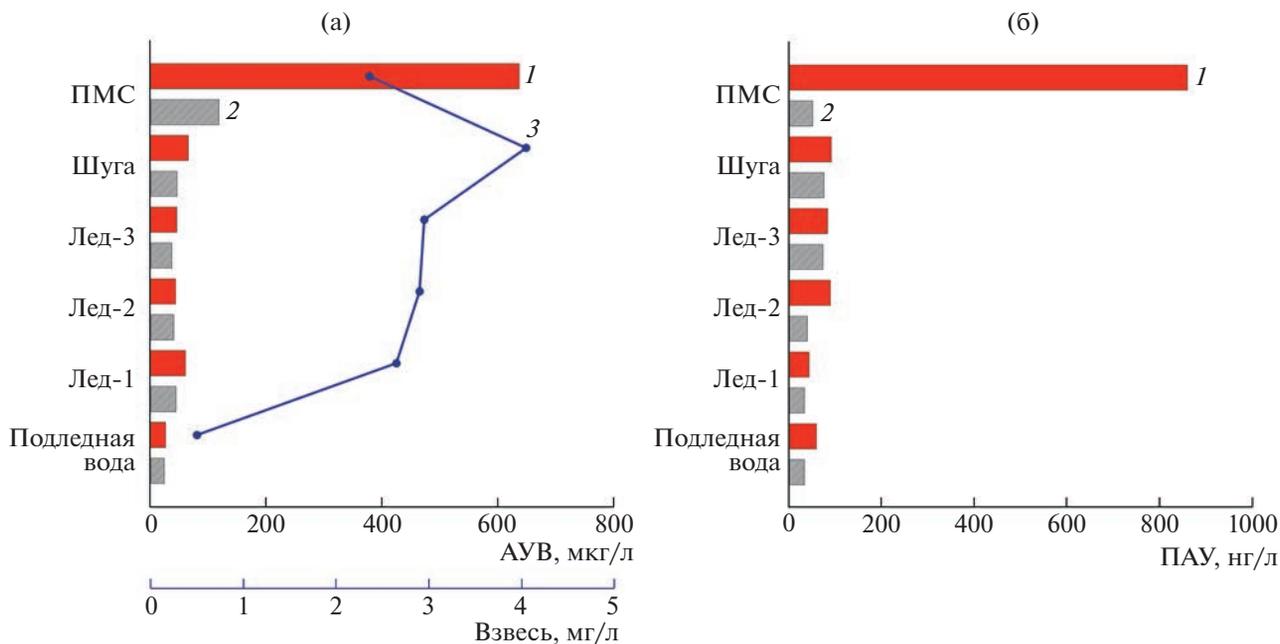


Рис. 2. Распределение АУВ (а) и ПАУ (б) во взвеси – 1, в растворенной форме – 2 и самой взвеси – 3 в разных объектах на ст. 7023.

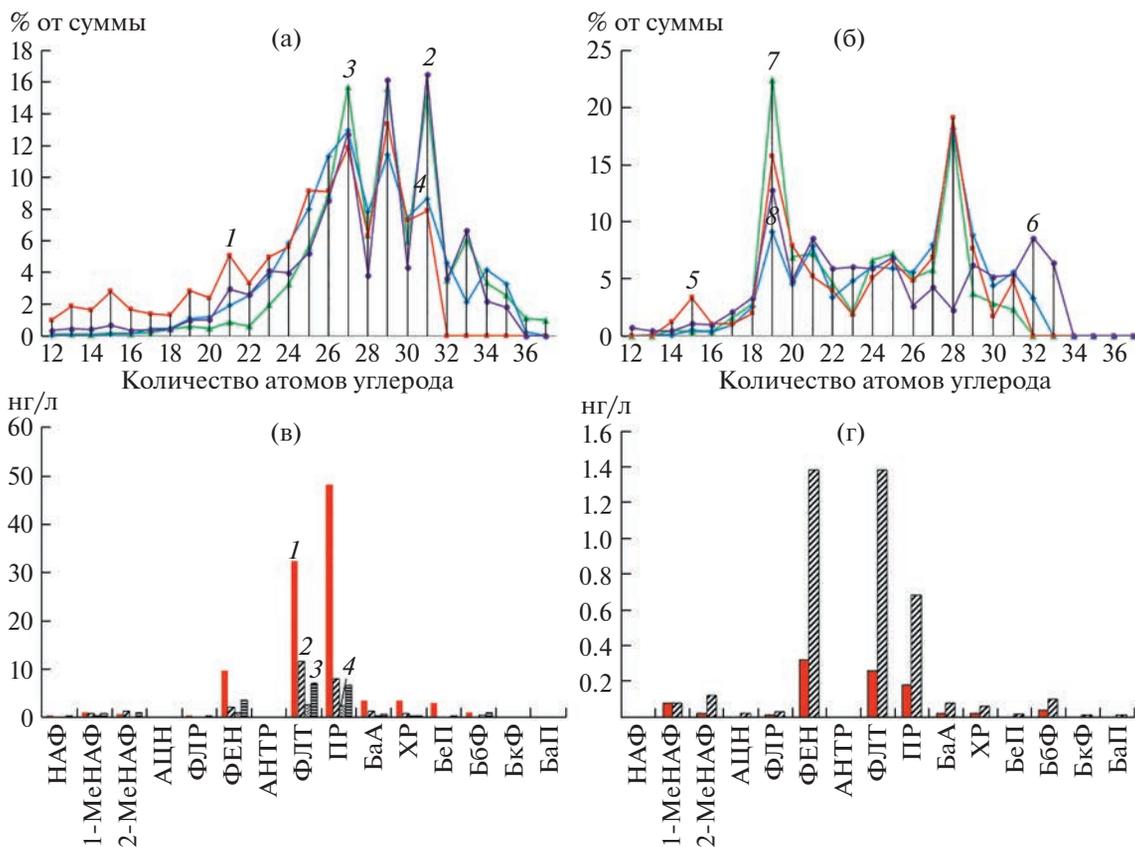


Рис. 3. Состав алканов на станциях 7021 (а) и 7026 (б); 1, 2 – лед в растворенной и взвешенной формах; 3, 4 – поверхностная вода в растворенной и взвешенной формах; 5, 6 – ПМС в растворенной форме и во взвеси; 7, 8 – поверхностная вода в растворенной и форме и во взвеси; состав ПАУ (в, г), определенный методом ВЭЖХ: ПМС во взвеси – 1, ст. 7015, 2 – ст. 7017, 3 – ст. 7025; ПМС в растворенной форме, ст. 7025 – 4, ст. 7023, шуга во взвеси – 5, лед-3 в растворенной форме – 6.

общество микроорганизмов – нейстон [5, 13], но этот слой, кроме того, обогащен микропланктоном, бактериями, тонкими обломками минералов и скелетами планктона. Увеличение концентраций УВ здесь происходит не только за счет механического концентрирования взвеси, но и за счет интенсивного развития микропланктона, их синтезирующего. Все это приводит к более высоким концентрациям УВ в ПМС по сравнению со льдом. Аккумуляция УВ наблюдается во взвеси, где содержание АУВ в ПМС в Карском море было почти в 4 раза выше, чем в растворенной форме (в среднем 621 и 158 мкг/л соответственно), а по сравнению с взвесью поверхностных вод – почти в 22 раза выше.

Тем не менее состав алканов, в основном, свидетельствовал о незначительных автохтонных процессах в этом слое. Это заключение подтвердили также данные, полученные нами в августе 2020 г. в северной части Баренцева моря (80 рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”), где были отобраны пробы ПМС и тающего льда. В составе алканов в этих объектах доминировали высокомолекулярные гомологи.

В Карском море иной состав алканов установлен в ПМС на ст. 7026, во фронтальной зоне в районе желоба Св. Анны. Ранее в зоне температурно-соленосного фронта в этом районе содержание АУВ увеличивалось в растворенной форме в 4 (до 40 мкг/л), а во взвешенной в 11 раз (80 мкг/л) и соизмеримо с величиной ПДК для нефтяных УВ (50 мкг) [15]. Рост концентраций здесь обусловлен естественными природными процессами, так как происходил в области высоких градиентов температуры между арктическими водами и водами, опресненными материковым стоком, и маркировались также высокими градиентами концентраций хлорофилла, растворенного органического вещества и взвеси [15, 16]. При этом было отмечено, что положение фронтальных зон значительно меняется от года к году и предположительно связано с влиянием интенсивных ветровых событий.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят начальника 83 рейса нис “Академик Мстислав Келдыш” М.В. Флинта за поддержку работы, В.Ю. Калгина – за помощь в отборе ПМС, Н.А. Беляева – за отбор пробы шуги, И.Н. Суханову – за интерпретацию проб, полученных с помощью сканирующего электронного микроскопа.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке задания Министерства науки и высшего образования РФ тема № FMWE-2021-0006; обобщение материала –

при финансовой поддержке Российского научного фонда: проект № 19-17-00234-П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Конторович В.А., Конторович А.Э.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Карского моря // ДАН. 2019. Т. 489. № 3. С. 272–276.
2. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Chapter 4 Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: 2007. AMAP. 87 p.
3. *Лапшин В.Б., Рагулин И.Г.* Скорость газообмена океана с атмосферой в Сев. Атлантике по данным СВЧ радиометрии с ИСЗ “Космос-1602” // Океанология. 1989. № 4. С. 597–598.
4. *Немировская И.А.* Углеводороды в океане (снег–лед–вода–взвесь–донные осадки) М.: Науч. мир, 2004. 328 с.
5. *Wurl O., Ekau W., Landing W.M., Zappa Ch.J.* Sea surface microlayer in a changing ocean – A perspective // Elem. Sci. Anth. 2017. 5. 31. <https://doi.org/10.1525/elementa.228>
6. *Hardy J.T.* The Sea surface microlayer: biology, chemistry and anthropogenic enrichment // Prog. Oceanog. 1982. V. 1. 11. P. 307–328.
7. *Nemirovskaya I.A., Shevchenko V.P.* Organic compounds and suspended particulate matter in snow of high latitude areas (Arctic and Antarctic) // Atmosphere. 2020. V. 11. № 9. 928. <https://doi.org/10.3390/atmos11090928>
8. Справочники и руководства. МОК/ВМО. Париж. Юнеско, 1985. № 15. 12 с.
9. Справочники и руководства. МОК/ВМО. Париж. Юнеско, 1984. № 13. 34 с.
10. *Немировская И.А., Флинт М.В.* Особенности поведения органических соединений в воде и донных осадках в Карском море во время схода сезонного льда // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 64–74.
11. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme): Chemicals of Emerging Arctic Concern. (2016). Oslo: AMAP. 2017. 353 p.
12. *Yunker M.B., Macdonald R.W., Ross P.S., et al.* Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // Org. Geochem. 2015. № 89–90. P. 80–116.
13. *Израэль Ю.А., Цыбань А.В.* Антропогенная экология океана. М.: Флинта: Наука, 2009. 532 с.
14. *Cunliffe M., Murrell J.C.* The sea-surface microlayer is a gelatinous biofilm // The ISME Journal. 2009. 3. 1001–1003. <https://doi.org/10.1038/ismej.2009.69>
15. *Немировская И.А.* Изменчивость концентраций и состава углеводородов во фронтальных зонах Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 497–507.

16. Завьялов П.О., Ижицкий А.С., Осадчиев А.А. и др.
Структура термохалинных и биооптических полей

на поверхности Карского моря в сентябре 2011 г. // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 514–525.

HYDROCARBONS IN THE SURFACE MICROLAYER AND ICE OF THE KARA SEA

I. A. Nemirovskaya^{a,#} and A. V. Khramtsova^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: nemir44@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS M.V. Flint August 22, 2022

Concentrations and composition of hydrocarbons – HCs (aliphatic – AHCs and polycyclic aromatic hydrocarbons – PAHs) in the Kara Sea (cruise 83 of the R/V Academic Mstislav Keldysh, June 2021) in the sea surface microlayer – SML (about 300 μm thick), ice and surface waters were defined. The concentration of AHCs in SML occurs in suspended particulate matter (SPM), where their content varied in the range of 197–1051 $\mu\text{g/l}$, on average 621 and was almost 4 times higher than in the dissolved form: 89–270, on average 158 $\mu\text{g/l}$, and according to compared with the suspended form of surface waters – almost 22 times higher (on average 33 $\mu\text{g/l}$). The accumulation of organic compounds also occurs in ice, but to a lesser extent than in the SML. According to the composition of alkanes, the influence of autochthonous processes on the formation of AHCs in surface microlayer and melting ice is mostly insignificant, and this distinguishes their behavior from the ice that forms. The content of PAHs in surface microlayer in SPM was also 4.8 times higher on average than in the dissolved form. Despite the different sources of these hydrocarbon classes, for all samples taken, a dependence was observed in the distribution of AHCs and PAHs in SPM ($r = 0.79$, $n = 52$, at $p < 0.01$). In the composition of PAHs, according to the markers, the influence of combustion products of marine fuel is traced, since, in addition to phenanthrene, fluoranthene and pyrene dominated in all samples.

Keywords: Kara Sea, sea-surface microlayer, melting ice, aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons, alkanes

УДК 545.744.12(470.5)

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ФТОРКАРБОНАТЫ В ПОРОДАХ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2023 г. Е. И. Сорока^{1,*}, М. Е. Притчин¹, Л. В. Леонова¹, В. А. Булатов¹

Представлено академиком РАН Н. С. Бортниковым 22.04.2022 г.

Поступило 22.04.2022 г.

После доработки 21.09.2022 г.

Принято к публикации 22.09.2022 г.

Впервые в рудовмещающей толще Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) найдены редкоземельные фторкарбонаты: бастнезит, синхизит-(Ce), синхизит-(Y) в ассоциации с флюоритом, кальцитом, баритом, пиритом, сфалеритом. Образцы с фторкарбонатной минерализацией были обнаружены на глубине 262 м в кварцевых прожилках в измененной окорудной зоне пирит-карбонат-каолинит-серицит-кварцевого состава на контакте с массивными пирит-халькопиритовыми и пирит-сфалеритовыми рудами. Предполагается, что РЗЭ-фторкарбонаты образовались из гидротермального раствора одновременно с флюоритом и кальцитом. Это событие может быть связано с периодом гидротермальной активности, проявленной на постколлизии-онном этапе развития Уральской складчатой системы.

Ключевые слова: редкоземельные фторкарбонаты, синхизит-(Ce), синхизит-(Y), бастнезит, флюорит, кварц-каолинит-пирит-серицитовые метасоматиты, медно-цинково-колчеданное месторождение

DOI: 10.31857/S2686739722600552, EDN: FZQGDO

На колчеданных месторождениях Урала фторкарбонаты редкоземельных элементов (РЗЭ) – бастнезит, паризит, синхизит – впервые были обнаружены в тонкослоистых сульфидных рудах Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) [2]. На Сафьяновском медно-цинково-колчеданном месторождении (Средний Урал) впервые в окорудных породах обнаружены фторкарбонаты церия и иттрия (синхизит, бастнезит) в ассоциации с флюоритом, кварцем, кальцитом.

Сафьяновское месторождение, крупнейшее по запасам меди на Среднем Урале, находится в 9 км северо-восточнее г. Реж (Свердловская область). Оно приурочено к Восточно-Уральской мегазоне, а по структурному положению – к южной части Режевской структурно-формационной зоны (СФЗ). Внутреннее строение СФЗ характеризуется сложным комплексом надвиговых дислокаций, обусловивших пространственную совмещенность разновозрастных и различных по природе комплексов [17]. Рудовмещающая вулка-

ногенно-осадочная толща месторождения включает вулканогенные образования (риолиты, риодациты, андезиты), известняки и углеродисто-кремнистые отложения [18] и имеет мощность около 500 м. Вулканогенные породы рудовмещающей толщи отнесены к базальт-риолитовой формации среднего девона, либо к базальт-андезит?–дацит-риолитовой формации нижне-среднего девона [12]. По данным [10], в рудовмещающую толщу месторождения входят эффузивные образования верхнего силура. С юго-запада часть Сафьяновского рудного поля перекрывается тектонической пластиной с гипербазитами Режевского массива ордовикского возраста (рис. 1). По [18] главная рудная залежь месторождения представляет собой остаток холма девонского черного курильщика.

Массивные колчеданные, медно-цинковые и медные прожилково-вкрапленные руды локализованы преимущественно в брекчированных метасоматически измененных вулканитах кислого состава (риолитах, риодацитах). Основная масса сульфидных руд располагается в северной части рудного поля, вскрытой карьером. В южной части месторождения, перекрытой по надвигу Режевским гипербазитовым массивом, сульфидные руды образуют прерывистую цепочку линзовидных залежей и обрабатываются подземным способом.

¹Институт геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения
Российской академии наук, Екатеринбург, Россия
*E-mail: elsoroka@yandex.ru

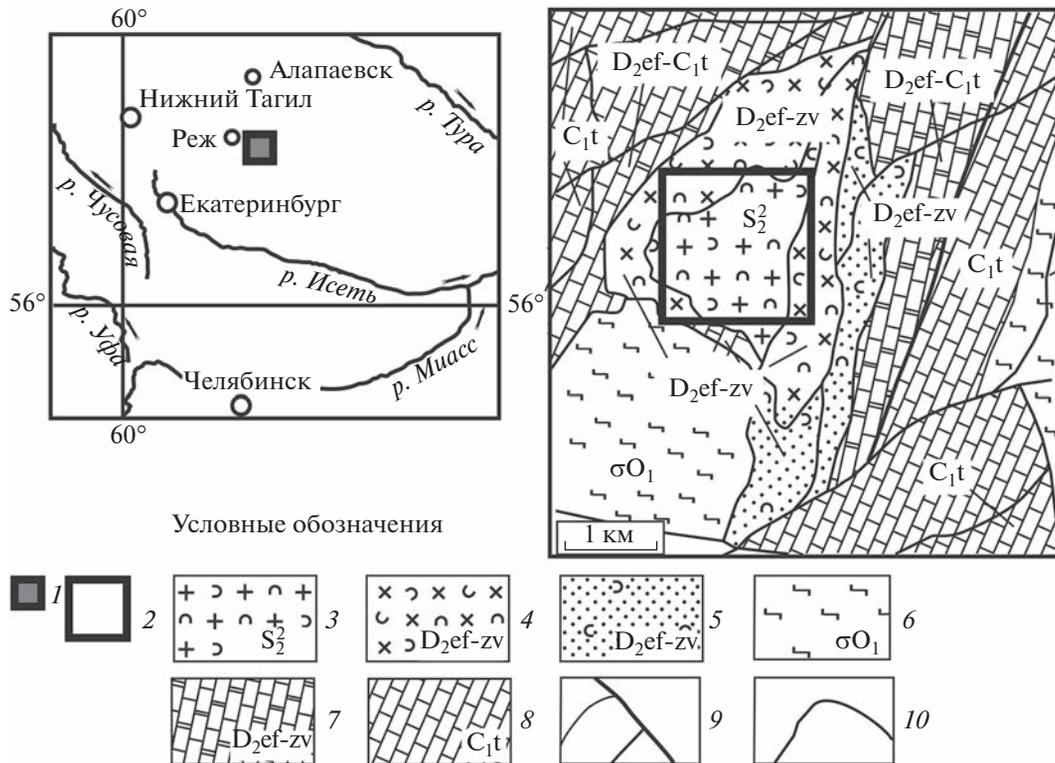


Рис. 1. Обзорная карта и геологическая схема Сафьяновского рудного поля. 1 – Сафьяновского рудное поле; 2 – Сафьяновский карьер; 3 – туфы кислого-среднего состава, риолиты, риодациты, андезиты, верхний силур; 4 – вулканогенно-осадочные породы с прослоями известняков и углеродисто-кремнистых пород, средний девон; 5 – вулканогенно-осадочные породы, песчаники, алевропесчаники, средний девон; 6 – серпентиниты; 7 – мраморизованные известняки, средний девон-нижний карбон; 8 – известняки, турнейский ярус; 9 – тектонические границы, разрывные нарушения; 10 – геологические границы.

Образцы с фторкарбонатной минерализацией были обнаружены в шахте в южной части Сафьяновского месторождения на глубине 262 м в измененной околорудной зоне пирит-карбонат-каолинит-серицит-кварцевого состава. Породы зоны находятся на контакте с массивными пирит-халькопиритовыми и пирит-сфалеритовыми рудами и разбиты сетью жилок и прожилков, состоящих из кварца, флюорита, карбонатов, (преимущественно кальцита), РЗЭ-фторкарбонатов и барита. РЗЭ-фторкарбонаты изучались в полированных шлифах, обр. ш 4/17, при помощи физико-аналитических методов в Институте геологии и геохимии УрО РАН (центр “Геоаналитик”). Анализ проводился на электронно-зондовом микроанализаторе “Самеса” SX 100 и при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV (“JEOL”) с ЭДС-спектрометром “Inca Energy” 450. Напыление углеродное (углерод не измерялся), ускоряющее напряжение 20 кV, режим обратно-рассеянных электронов (BSE). Анализ на микрозондовом анализаторе проводился при ускоряющем напряжении 15 кV и токе электронного зонда 20 нA с использованием кристалл-анализаторов TAP, LPC0, LPET, PET, LLIF, LIF; время накопления

импульсов в максимуме пика составило 10 с.; в качестве стандартов использовались фтор-флогопит (F, K), диопсид (Ca), SiO_2 (Si), TiO_2 (Ti), Al_2O_3 (Al) и алюмосиликатные стекла, легированные РЗЭ (La, Ce, Y, Sm, Pr, Nd, Eu, Gd, Dy, Th). Результаты представлены в табл. 1.

Расчет вхождения в формулу SiO_2 не проводился, т.к. кремнезем не входит в эмпирические формулы, а сами минералы находятся в кварцевом прожилке, поэтому при анализе возможно влияние вмещающей матрицы. Минералы, к которым относятся согласно полученным формулам РЗЭ-фторкарбонаты: 1, 3, 4, 6 – синхизит-(Y) (аналог и разновидность синхизита-(Ce)); 2, 6 – синхизит-(Ce); 7–10 – бастнезит. Некоторое превышение фтора (>1 ф.е.) можно объяснить влиянием флюорита, который находится в образце иногда непосредственно на контакте с фторкарбонатами. Занижение фтора (<1) в формулах 4 и 10 возможно вызвано замещением части F на OH (формулы 4, 10).

По результатам анализа (табл. 1) сделан расчет формул РЗЭ-фторкарбонатов, исходя из эмпирических формул крайних членов ряда синхизита-(Ce) $\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}$ и бастнезита (Ce, La, Y) CO_3F :

Таблица 1. Состав РЗЭ-фторкарбонатов кварц-каолинит-пирит-серицитово́й зоны Сафьяновского месторождения (обр. ш 4/17), мас. %

Состав	РЗЭ-фторкарбонаты (точки анализа в зернах)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0.25	0.23	0.02	0.04	0.28	0.45	0.57	0.86	0.52	1.64
Y ₂ O ₃	12.66	6.36	13.11	14.23	5.67	14.77	2.04	1.63	1.42	2.97
Ce ₂ O ₃	10.3	15.81	11.06	9.51	17.49	10.29	30.04	30.1	31.56	23.23
La ₂ O ₃	3.47	7.5	3.38	3.49	8.49	3.95	15.9	15.62	15.19	11.26
ThO ₂	0	0	0	0.11	0.14	0	0	0	0	0
Pr ₂ O ₃	3.38	3.97	3.08	2.7	4.61	1.85	2.95	2.7	3.61	2.56
Nd ₂ O ₃	12.24	9.86	11.04	13.03	11.1	10.54	12.62	12.46	12.33	11.44
Sm ₂ O ₃	2.35	4.15	2.13	1.44	2.94	2.93	1.73	1.64	1.47	1.71
Eu ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	1.53	0	0	0
Gd ₂ O ₃	5.31	3.58	4.3	4.75	3.49	3.37	1.25	1.05	0.73	1.58
Dy ₂ O ₃	1.27	0.87	1.35	1.49	1.28	1.57	0	0	0	0
CaO	17.78	17.3	18.65	18.81	17.28	18.3	1.32	1.28	1.17	5.46
F	5.78	6.64	5.9	5.5	6.09	6.5	8.78	9.14	9.39	5.73
-O≡F ₂	-2.43	-2.79	-2.48	-2.31	-2.56	-2.73	-3.69	-3.84	-3.95	-2.41
Сумма	72.36	73.48	71.54	72.79	76.3	71.79	75.04	72.64	73.44	65.17

Примечание. Сумма дана без учета содержания CO₂; -O≡F₂ – F/2.378 – нормированное содержание фтора по отношению к кислороду; анализы 1–5 выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе “Самес” SX 100 (оператор В.А. Булатов); 6–10 – на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (“JEOL”) с ЭДС-спектрометром “Inca Energy” 450 (оператор Л.В. Леонова).

Расчетные формулы минералов:

- 1 – синхизит-(Y) – Ca_{0.96}(Y_{0.34}Nd_{0.22}Ce_{0.19}Gd_{0.09}La_{0.08}Pr_{0.06}Sm_{0.04}Dy_{0.02})_{1.04}[CO₃]₂F_{0.92};
- 2 – синхизит-(Ce) – Ca_{1.1}(Ce_{0.35}Nd_{0.21}Y_{0.2}La_{0.19}Pr_{0.09}Sm_{0.09}Gd_{0.07}Dy_{0.02})_{1.2}[CO₃]₂F_{1.26};
- 3 – синхизит-(Y) – Ca_{1.0}(Y_{0.35}Ce_{0.2}Nd_{0.2}La_{0.07}Gd_{0.07}Pr_{0.06}Sm_{0.04}Dy_{0.02})_{1.01}[CO₃]₂F_{0.94};
- 4 – синхизит-(Y) – Ca_{1.01}(Y_{0.38}Nd_{0.23}Ce_{0.17}Gd_{0.08}La_{0.08}Pr_{0.05}Dy_{0.02})_{1.03}[CO₃]₂(F_{0.87}OH_{0.13})_{1.0};
- 5 – синхизит-(Ce) – Ca_{0.95}(Ce_{0.33}Nd_{0.2}La_{0.2}Y_{0.2}Pr_{0.09}Gd_{0.06}Sm_{0.05}Dy_{0.02})_{1.1}[CO₃]₂F_{0.99};
- 6 – синхизит-(Y) – Ca_{0.97}(Y_{0.39}Ce_{0.19}Nd_{0.19}La_{0.08}Gd_{0.06}Sm_{0.05}Pr_{0.03}Dy_{0.02})_{1.04}[CO₃]₂F_{1.02};
- 7 – бастнезит – (Ce_{0.4}La_{0.25}Nd_{0.17}Ca_{0.05}Y_{0.04}Sm_{0.02}Eu_{0.02}Gd_{0.015})CO₃F_{1.02}
- 8 – бастнезит – (Ce_{0.42}La_{0.25}Nd_{0.17}Ca_{0.05}Pr_{0.04}Y_{0.03}Sm_{0.02}Gd_{0.01})CO₃F_{1.1}
- 9 – бастнезит – (Ce_{0.43}La_{0.24}Nd_{0.2}Pr_{0.05}Ca_{0.05}Y_{0.03}Sm_{0.02}Gd_{0.01})CO₃F_{1.1}
- 10 – бастнезит – (Ce_{0.4}Ca_{0.3}La_{0.2}Nd_{0.2}Y_{0.07}Pr_{0.04}Sm_{0.03}Gd_{0.02})_{0.92}CO₃(F_{0.78}OH_{0.22})_{1.0}

Как отмечалось выше, в исследуемом образце зерна синхизита встречаются преимущественно в кварце, часто на границе с кальцитом и иногда в самом кальците или флюорите (рис. 2 а, д, е). Они могут достигать 50 мкм (рис. 3, в, г). Иногда минерал (анализ 1 в табл. 1) встречается в сростках с баритом (рис. 2 а). В зернах минерала содержится 5.67–14.77 мас. % Y₂O₃ (табл. 1, анализы 1, 3, 4, 6; рис. 2 а–г). Сингония синхизита ромбическая или псевдогексагональная [4]. На (рис. 2 б) в сечении кристалликов видна форма грани $c\{0001\}$ –

близкая по габитусу к шестиугольнику. Синхизит-(Ce) в исследуемом образце встречается на контакте с кальцитом и серицитом (рис. 2 г). На BSE-снимках синхизит-(Y) выглядит более окристаллизованным, чем синхизит-(Ce): для его сечений характерны правильные кристаллографические очертания.

В исследуемом образце бастнезит находится преимущественно внутри зерен синхизита. В минерале обнаружено небольшое количество CaO (табл. 1, ан. 7–10), 1.17–5.46 мас. %. Синхизит с

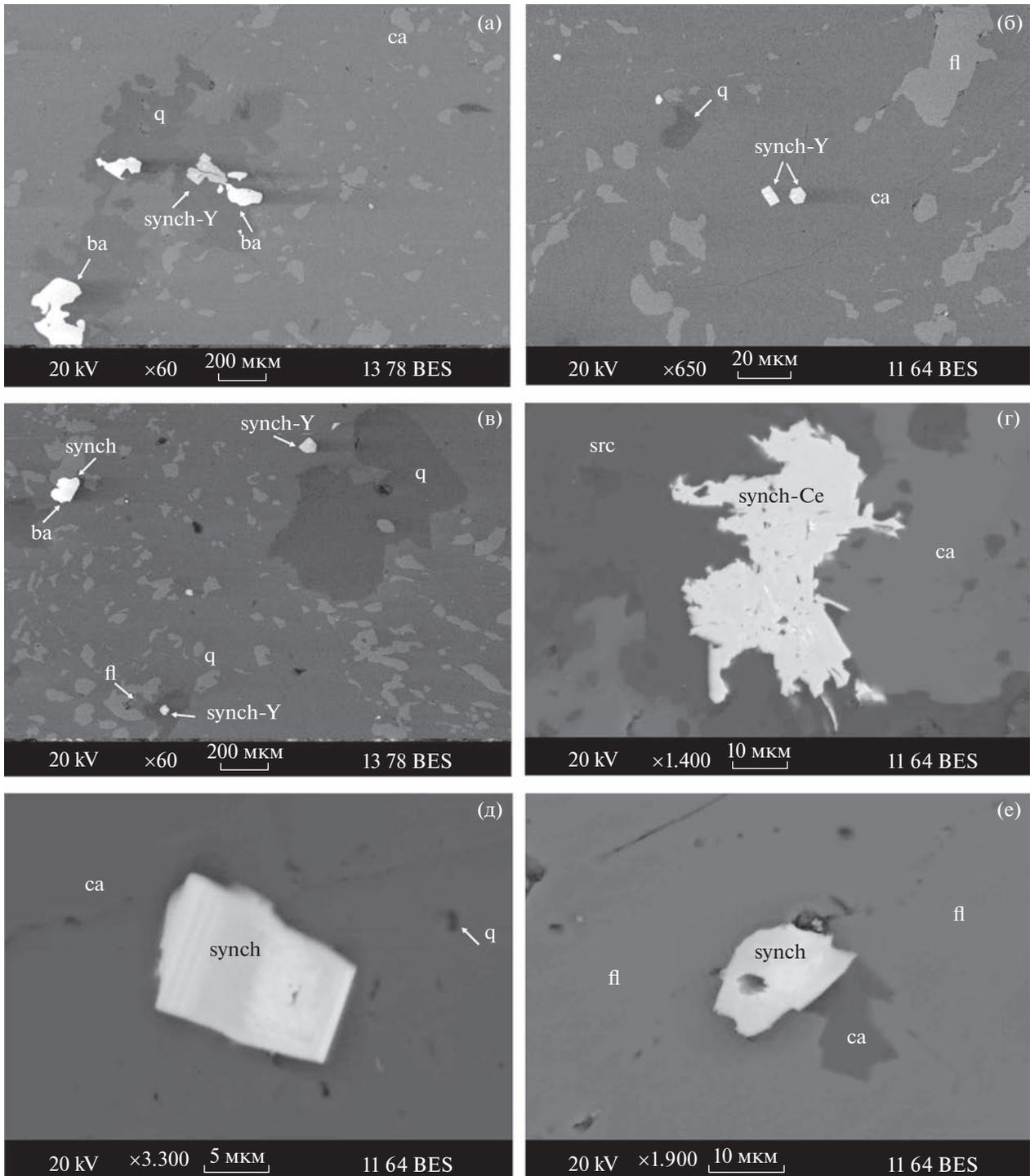


Рис. 2. Синхизит в кварц-каолинит-пирит-серицитово́й породе Сафьяновского месторождения (обр. ш 4/17, глубина 262 м): а – синхизит-(Y) (анализ 1, табл. 1) в кварце на контакте с баритом; б – кристаллы синхизита-(Y) (анализы 3, 4, табл. 1) в кальците и кварце; в – кристаллы синхизита-(Y) в кальците и кварце; г – синхизит-(Ce) (анализ 5, табл. 1) на контакте с кальцитом и серицитом; д – кристалл синхизита в кальците; е – синхизит и кальцит во флюорите. Synch-(Y)–(Ce) – синхизит-(Y), синхизит-(Ce); q – кварц; ca – кальцит; ba – барит; fl – флюорит; src – серицит.

бастнезитом отмечается на контакте с кварцем, кальцитом, флюоритом, а иногда с серицитом и каолинитом (рис. 3 б, г). Сингония бастнезита тригональная, формы выделения таблитчатые по

(0001) с четко выраженной отдельностью в этом направлении [4]. Для бастнезита характерны веерообразные сростки пластинчатых кристаллов [15], которые выделяются на фото в режиме BSE

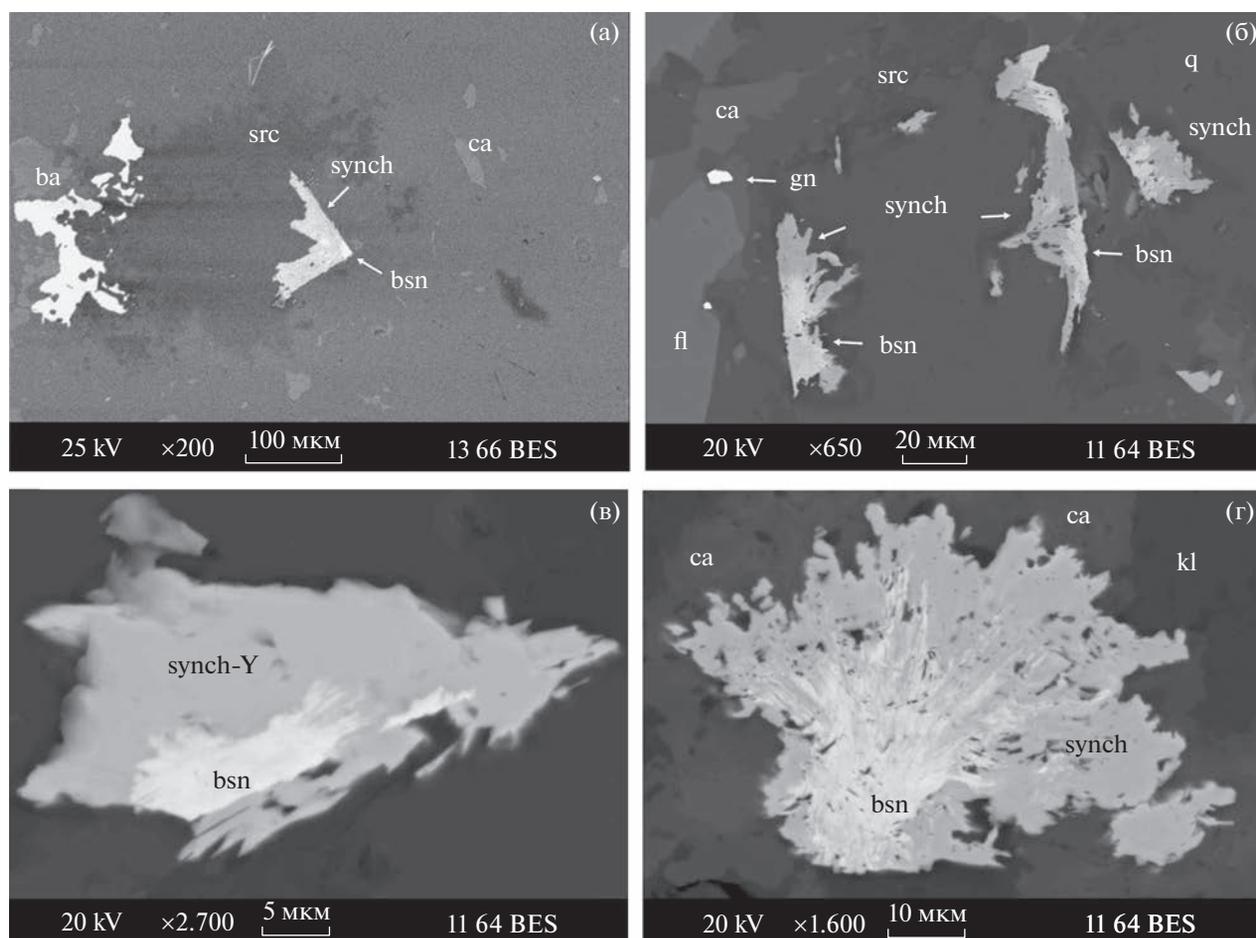


Рис. 3. Синхизит и бастанезит в кварц-каолинит-пирит-серицитово-й породе Сафьяновского месторождения (обр. ш 4/17, глубина 262 м): а – синхизит-(Ce) (анализ 2, табл. 1) и бастанезит на контакте с серицитом; б – бастанезит (анализ 7, табл. 1) в синхизите на контакте с серицитом, в породе присутствует галенит; в – синхизит-(Y) (анализ 6 в табл. 1) с выделениями бастанезита (анализы 9,10, табл. 1); г – синхизит с выделениями бастанезита (анализ 8, табл. 1) на контакте с кальцитом и каолинитом. Synch-(Y)-(Ce) – синхизит-(Y), синхизит-(Ce); bsn – бастанезит; q – кварц; ba – барит; ca – кальцит; gn – галенит; fl – флюорит; src – серицит; kl – каолинит.

внутри зерен синхизита благодаря более светлому оттенку (рис. 3 в, г).

Находки РЗЭ-фторкарбонатов обычно характерны для щелочных пород и связанных с ними месторождений [4, 15]. Синхизит-(Y) встречается достаточно редко, в частности, он был отмечен в гидротермалитах по граниту, пегматитах щелочных гранитов, где образовался при гидротермально-пневматолитическом изменении монацита [4], а также во включениях флюорита в камерных пегматитах [6].

На Урале РЗЭ-фторкарбонаты, в том числе, бастанезит, синхизит известны на Вишневогорском миазитовом массиве, где они встречаются в кварцсодержащих прожилках в виде сростков и микровключений в других минералах, в частности, в кальците [8]. На Приполярном Урале синхизит обнаружен в хрусталеносном гнезде в кварц-серицитовых сланцах (PR_{pv}) пуйвинской

свиты [16]. Порода приурочена к системе разрывных нарушений, связанных с дайкой порфировидных диабазов, секущих гранитоиды. На Среднем Урале паразит с примесью иттрия были обнаружены в диоритах Мариинского (Малышевского) месторождения бериллия [9]. Минерал содержит Y₂O₃ до 0.7 мас. % и встречается в тектонизированных участках диоритов. Предполагается, что он образовался по зернам первичного монацита в результате гидротермальной проработки рудовмещающей толщи.

Фторкарбонаты редко встречаются на колчеданных месторождениях, где их происхождение трактуется, в основном, как вторичное гидротермальное и метаморфогенное [3, 20]. На Талганском Cu–Zn-колчеданном месторождении (Южный Урал) РЗЭ-фторкарбонаты (бастанезит, синхизит, паразит) обнаружены в кварц-карбонат-хлоритовом цементе сульфидных слоев, а также в

конкрециях и кристаллах пирита, где они часто находятся в нерудной массе ядер пиритовых конкреций в сростании с ксенотимом-(Y). Содержание Y_2O_3 в синхизите достигает 4.06 мас. % [2]. Предполагается [2], что отложению РЗЭ-фторкарбонатов на Талганском месторождении способствовало высвобождение фтора при разложении гиалокластитов в результате взаимодействия с морской водой. Но, учитывая данные экспериментальных работ о нахождении фтора и хлора в силикатных расплавах [1], присутствие фтора в системе в результате растворения гиалоклаستيки представляется маловероятным.

Из других провинций фторкарбонаты ранее были описаны на Тишинском колчеданно-полиметаллическом месторождении на Рудном Алтае [3]: в кальците $C_F = 0.28-1.14$ мас. %, несколько обогащенном также Y (0.19–0.31 мас. %). Из прочих минералов-носителей фтора здесь установлен фтор-гидроксил-апатит (1.90–2.50 мас. % F) с примесью Sr, Y, Zn, иногда Ba, Ce. Эти минералы с (F, Y, Ce) встречены на месторождении в основном на наиболее глубоких горизонтах лежащего бока месторождения в зоне развития ассоциации повышенной щелочности: серицит–хлорит–кварц–карбонат * калишпат * апатит. Для таких пород характерны довольно высокие, по сравнению с фоновыми, содержания P_2O_5 (до 1 мас. %), TiO_2 (до более чем 1.5 мас. %), F (до 1 мас. %), В (тысячные доли – 0.06 мас. %), Zn, Sr (сотые доли %), Sc, Ga, Nb, Y (тысячные доли %). Поскольку месторождение находится в зоне смятия, и в породах зон максимального динамометаморфизма отмечается повышение содержания фтора (до 1 мас. %), сделан вывод о кристаллизации этих минералов с участием метаморфических флюидов [3].

На Сафьяновском месторождении не отмечено сростков или замещения монацита и ксенотима РЗЭ-фторкарбонатами. Монацит и ксенотим встречаются на месторождении как акцессорные минералы вмещающих вулканитов [13]. В качестве новообразованных, содержащих редкие земли минералов, встречаются алюмофосфат стронция – гоацит, часто в сростках с баритом и сульфидами [13, 18], а из новообразованных фосфатов – броккит. Содержание редких земель в околорудных вулканитах месторождения низкое (9.37–36.72 г/т), а графики их распределения в основном соответствуют кислым вулканитам [13].

РЗЭ-фторкарбонаты кварц-каолинит-пирит-серицитовой зоны Сафьяновского месторождения приурочены к прожилкам с флюоритом. Флюорит характеризуется варьирующими содержаниями иттрия: от 4 до 160 г/т, а содержания редкоземельных элементов в нем колеблются от 80 до 280 г/т с преобладанием легких РЗЭ [11]. По данным изучения газово-жидких включений [11],

флюорит образовался из гидротермального раствора при температурах от 180–240°C, раствор содержал NaCl с возможными примесями NaF, KF, KCl и Na_2SO_4 . Для флюорита был выполнен расчет ϵNd на возраст 218.9 ± 9.8 млн лет; начальное $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512622 \pm 0.000016$. MSWD = 0.35 [14]. Флюорит имеет высокие положительные значения $\epsilon Nd = (5.4)$, что позволяет предположить, что источником Nd, и, возможно, фтора, могли быть глубинные магматические очаги.

При изучении флюорита Сафьяновского месторождения рентгенолюминесцентным методом были получены данные о наличии кислородосодержащих тригональных $Gd^{3+}-O^{2-}$ дефектов в его структуре [5]. По мнению [5], наличие подобных дефектов указывает на кристаллизацию флюорита из гидротермальных растворов, содержащих свободный кислород, что возможно при смешении флюида с приповерхностными водами в поровом пространстве, где кристаллизуются также карбонаты, пирит, фториды.

Сафьяновское месторождение относится к слабо метаморфизованному колчеданному месторождением уральского типа [19]. Для месторождений уральского типа возможно присутствие флюорита и кальцита в метасоматитах центрального рудопроводящего канала (например, на Гайском месторождении), но ранее не отмечались РЗЭ-фторкарбонаты. На Сафьяновском месторождении в рудах присутствуют люционит и энаргит ($Cu_3AsS_4 - Cu_3SbS_4$), в которых мышьяк и сурьма находятся в окисленном пятивалентном состоянии, что может свидетельствовать о повышенной активности кислорода при их образовании. По данным [13], кварц-каолинит-серицитовые метасоматиты приконтактовых зон месторождения образовались в низкотемпературных условиях, соответствующих энаргитовой субфации (180–300°C). Это соответствует данным по температуре образования флюорита [11].

Радиологические возраста серицитов околорудных метасоматитов Сафьяновского месторождения, определенные калий-аргоновым методом, дают изохроны: 350 ± 2 млн лет и 267 ± 6 млн лет [17]. По мнению [7], возраст 267 ± 6 млн лет отвечает вторичным преобразованиям пород, связанным с постколлизийными процессами, которые характеризуются на этом этапе развития Уральской складчатой системы усилением гидротермальной деятельности, а в некоторых случаях, образованием малых интрузивных тел. Вероятно, гидротермальная активность, сопровождавшаяся серицитизацией, на Сафьяновском месторождении на постколлизийном этапе была связана с пострудным преобразованием вмещающих пород, их разуплотнением вследствие тектонического разрушения при релаксации внутренних напряжений, тем не менее, не вызвавших существенных

изменений в рудах месторождения. Результатом этого процесса стала многочисленная прожилковая минерализация, контролируемая тектоническими зонами небольшой протяженности и неглубокого заложения.

Таким образом, предполагается, что образование РЗЭ-фторкарбонатов в околорудных метасоматитах рудовмещающей тощи Сафьяновского цинково-медно-колчеданного месторождения было связано с пострудной гидротермальной активностью, проявленной на постколлизийном этапе развития Уральской складчатой системы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны главному геологу АО “Сафьяновская медь” Н.В. Лещеву за помощь в организации полевых исследований, а также И.Л. Недосековой и Ю.В. Ерохину за конструктивные замечания.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, темы № 123011800011-2, № 123011800014-3 и № АААА-А-19-119071090011-6 с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анфилов В.Н., Анфилова Г.И., Бобылев И.Б., Зюзева Н.А.* Формы нахождения фтора и хлора в силикатных расплавах // *Геохимия*. 1984. № 5. С. 751–756.
2. *Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Артемьев Д.А., Блинов И.А.* Минералого-геохимические особенности конкреций пирита из сульфидных турбидитов Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // *Литология и полезные ископаемые*. 2019. № 6. С. 518–539.
3. *Викентьев И.В., Гончарова Т.Я., Лапутина И.П.* Метаморфические минералы Тишинского месторождения на Рудном Алтае // *Вестник Моск. унта. Сер. геология*. 1994. № 2. С. 64–72.
4. *Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов / Под ред. К.А. Власова.* Москва: Наука, 1964. Т. 2. 815 с.
5. *Глухов Ю.В., Лютюев В.П., Сорока Е.И., Притчин М.Е.* Кислородсодержащие дефекты в спектрах рентгенолюминесценции флюорита Сафьяновского медно-колчеданного месторождения и их типоморфное значение // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*. 2018. № 8. С. 34–38.
6. *Гуров Е.П., Гурова Е.П.* Итросинхизит из камерных пегматитов // *Труды минералогического музея имени А.Е. Ферсмана*. 1975. Вып. 24. С. 171–174.
7. *Кисин А.Ю., Коротеев В.А.* Градиенты стрессовых напряжений — как причина перемещения вещества при общекоровой складчатости // *ДАН*. 2009. Т. 424. № 1. С. 67–70.
8. *Минералогический альманах / В.И. Попова, В.А. Попов и др.* 2021. Т. 25. Вып. 3. 128 с.
9. *Попов М.П., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В.* Монацит и паризит в диоритах Мариинского месторождения (Уральские изумрудные копи) // *Уральская минералогическая школа-2009. Под знаком халькофильных элементов. Сб. матер.* Екатеринбург. 2009. С. 132–134.
10. *Притчин М.Е., Сорока Е.И., Пучков В.Н.* Новые U-Pb изотопные данные для циркона из риолита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // *Литосфера*. 2021 № 6. С. 884–893.
11. *Сафина Н.П., Сорока Е.И., Анкушева Н.Н., Киселева Д.В., Блинова И.А., Садыков С.А.* Флюорит в рудах Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения, Средний Урал: ассоциации, состав, генезис // *Геология рудных месторождений*. 2021. Т. 63. № 2. С. 132–153.
12. *Смирнов В.Н.* Основные этапы магматизма восточного склона Среднего Урала // *Литосфера*. 2012. № 5. С. 4–15.
13. *Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В., Галеев А.А.* Новые данные по гидротермально-измененным породам Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) // *Ученые Записки Казанского государственного университета*. 2009. Т. 151. Кн. 1. С. 235–246.
14. *Сорока Е.И., Притчин М.Е., Зайцева М.В., Стрелецкая М.В., Сафина Н.П.* Sm-Nd изотопия флюорита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // *Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2018)*, Сыктывкар: Геопринт. 2018. С. 203–204.
15. *Хомяков А.П., Семенов Е.И.* Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. Москва: Наука, 1971. 135 с.
16. *Юхтанов П.П., Бураков Е.В.* Анкилит и синхизит из хрусталеносных гнезд Приполярного Урала // *Труды Института геол., Коми филиал АН СССР*. 1985. Вып. 50. № 14. С. 99–104.
17. *Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В.* Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО РАН. 1992. 71 с.
18. *Ярославцева Н.С., Масленников В.В., Сафина Н.П., Лещев Н.В., Сорока Е.И.* Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // *Литосфера*. 2012. № 2. С. 106–123.
19. *Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P.* Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. *Ore geology // Ore Geology Reviews*. 2017. 85. P. 30–63.
20. *Yuanming Pan, Fleet M.E., Barnett R.I.* Rare-earth mineralogy and geochemistry of the Mattagami Lake volcanogenic massive sulfide deposit, Quebec // *The Canadian Mineralogist*. 1994. V. 32. P. 133–147.

RARE EARTH FLUOROCARBONATES IN ROCKS OF THE SAFYANOVSKY COPPER-ZINC-PYRITE DEPOSIT (MIDDLE URALS)**E. I. Soroka^{a,#}, M. E. Pritchins^a, L. V. Leonova^a, and V. A. Bulatov^a***^aZavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation**[#]E-mail: elsoroka@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS N.S. Bortnikov April 22, 2022

For the first time, rare earth (REE)-fluorocarbonates were found in the ore-bearing rocks of the Safyanovsky copper-zinc-pyrite deposit (Middle Urals): synchysite, bastnasite, in association with fluorite, calcite, dolomite, barite, pyrite, sphalerite. Samples with REE-fluorocarbonate mineralization were found at a depth of 262 m in an altered near-ore zone of pyrite-carbonate-kaolinite-sericite-quartz composition in contact with massive pyrite-chalcopyrite and pyrite-sphalerite ores. It is assumed that REE-fluorocarbonates were formed from a hydrothermal solution together with fluorite and calcite. This event may be associated with a period of hydrothermal activity manifested at the post-collision stage of the development of the Ural folded system.

Keywords: rare earth (REE) fluorocarbonates, synchysite-(Ce),-(Y), bastnasite, fluorite, quartz-kaolinite-pyrite-sericite metasomatites, copper-zinc-pyrite deposit

УДК 551.24; 552.2; 550.4; 550.9

ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНИТОВ А-ТИПА НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ В КРИОГЕНИИ НА ЭТАПЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ РЕГИОНА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

© 2023 г. А. Е. Верниковская^{1,2,*}, академик РАН В. А. Верниковский^{1,2}, Н. Ю. Матушкин^{1,2},
М. Т. Д. Вингейт³, И. В. Романова^{1,2}, П. И. Кадильников^{1,2}, Е. А. Богданов^{1,2}

Поступило 01.08.2022 г.

После доработки 15.09.2022 г.

Принято к публикации 23.09.2022 г.

В статье рассматривается эволюция гранитного магматизма А-типа в криогении на этапе тектонической перестройки Енисейского кряжа от постколлизийной обстановки к ранней стадии развития активной континентальной окраины. Представлены новые геохронологические и геохимические данные по гранитам А-типа двух массивов – Стрелковского, относящегося к постколлизийному глушихинскому комплексу (752–718 млн лет) и Ягодкинского, выделенного в составе татарского комплекса, образованного в условиях активной континентальной окраины (711–629 млн лет). Новые U–Pb- и Ag/Ag-геохронологические данные для указанных массивов позволили соединить временные интервалы этих двух комплексов и показать непрерывную эволюцию магматизма А-типа в ходе тектонической перестройки региона.

Ключевые слова: граниты А-типа, Енисейский кряж, U–Pb- и Ag/Ag-геохронология, геохимия, криогений

DOI: 10.31857/S2686739722601600, **EDN:** GAQREC

В строении Енисейского кряжа – ключевой структуры юго-западного обрамления Сибирского кратона, среди других магматических образований доминируют неопротерозойские гранитоиды, в том числе граниты А-типа. Модели формирования таких гранитов, помимо анорогенных условий, включают обстановки вблизи конвергентных границ плит, как постколлизийную, так и активной континентальной окраины ([1–3] и др.). На Енисейском кряже граниты А-типа описаны в составе постколлизийного глушихинского комплекса, образованного в интервале 752–718 млн лет [2, 4, 5], и в составе татарского комплекса, формирование которого рассматривается в условиях активной континентальной окраины (711–629 млн лет) [3, 6], размещенные в пределах Центрально-Ангарского террейна и Татарско-Ишимбинской сутурной зоны (рис. 1). В настоя-

щей статье представлены новые геохронологические и геохимические данные по гранитам А-типа двух массивов – Стрелковского, наиболее молодого из постколлизийного глушихинского комплекса и Ягодкинского, образование которого происходило на ранней стадии развития активной континентальной окраины [16].

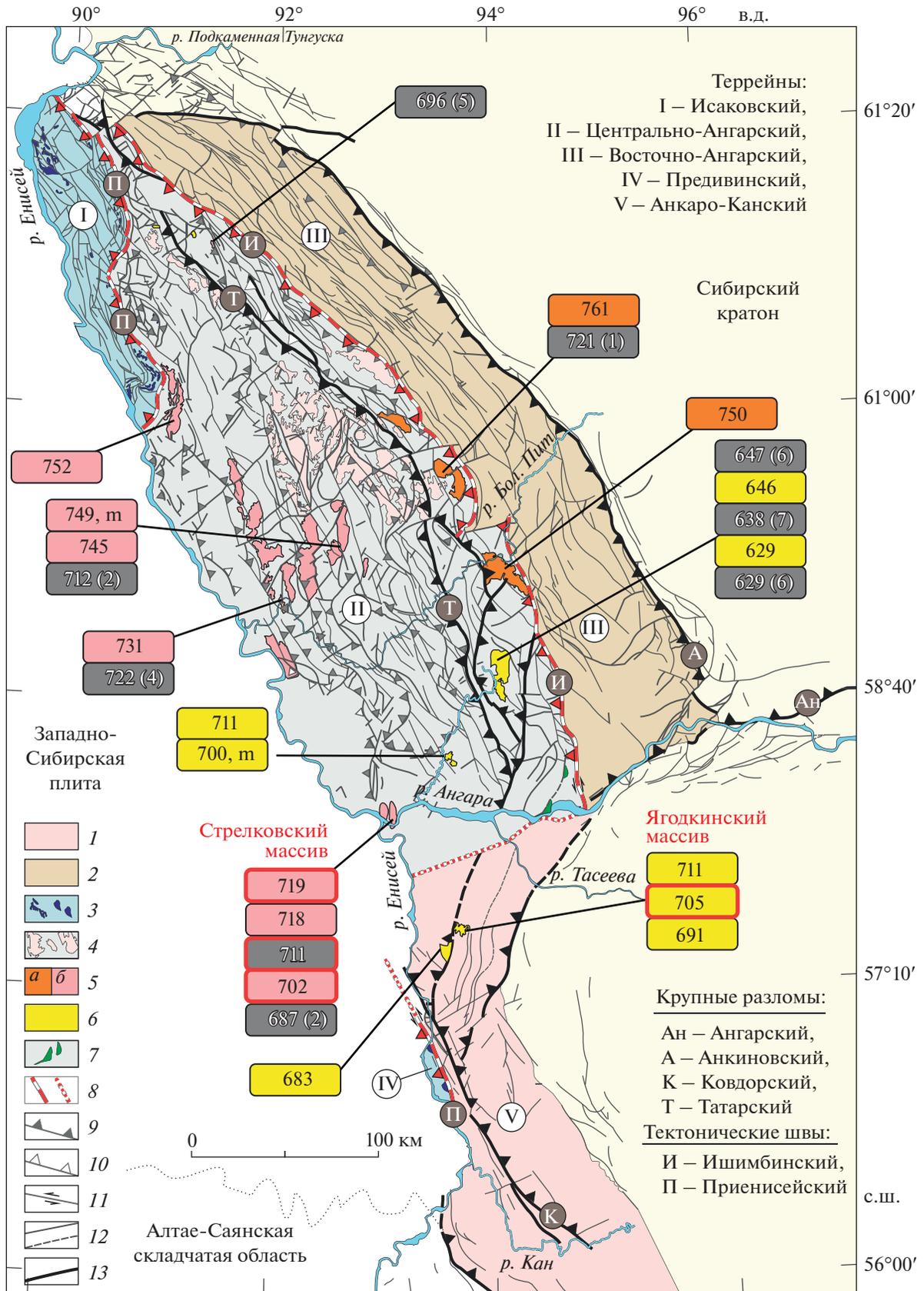
Изучение минерального состава проводилось с использованием электронного сканирующего микроскопа “Tescan” MIRA 3 LMU (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Определение содержаний главных и трэйс-элементов выполнено с помощью масс-спектрометров – квадрупольного Agilent7500se (Япония) и высокого разрешения Element2 (Германия) в лабораториях ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Изотопные анализы U, Th и Pb цирконов из лейкократовых гранитов (пробы №№ А-08-10 и А-08-9-6) Стрелковского массива получены с использованием ионного микрозонда SHRIMP II в Центре Джона де Летера в Университете Кертина (г. Перт, Австралия), следуя аналитическими методиками, описанным в [9]. Изотопные анализы U и Pb в цирконах из пробы № 624 гранита Ягодкинского массива выполнялись на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan” MAT-261 в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), описание методик дано, например, в [7]. Изотопный состав аргона измерялся на масс-

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

³Школа наук о Земле, Университет Западной Австралии, Перт, Австралия

*E-mail: VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru



спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия) в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Методика датирования описана, например, в работе [13].

Вмещающими породами для гранитоидов Стрелковского массива являются доломитистые известняки с прослоями кварц-хлорит-серицитовых сланцев, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, и относящиеся к токминской (горевской) свите (NP_{1-2}). Особый интерес в структуре Стрелковского массива представляют автолиты, рассматриваемые в качестве ранних продуктов затвердевания магмы. Размеры и формы автолитов варьируют от почти изометричных, не более 5–30 см в диаметре, до вытянутых и уплощенных эллипсоидов, вытянутых капель и цилиндров, достигающих 0.5–2 м в поперечном сечении, длинные оси которых ориентированы субмеридионально и субвертикально.

Доминирующими породами Стрелковского массива являются крупно- и среднезернистые лейкократовые граниты с порфиоровыми вкрапленниками калиевого полевого шпата. Они состоят преимущественно из калиевого полевого шпата и кварца, менее плагиоклаза и биотита (до 10 об. % каждого). Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом и микроклином, менее анортклазом, плагиоклаз – андезином и олигоклазом. Биотит темно-коричневого цвета, с удлиненной формой зерен (до 3 мм), иногда слабо деформированных, соответствует сидерофиллиту, и замещается обогащенным железом рипидолитом, брунсвитом и мусковитом. Акцессорными минералами этих пород являются турмалин, флюорит, циркон, сфен и ильменит, в меньшей степени топаз, ортит-(Се) и апатит, а также рутил, ксенотим, монацит и торианит-уранинит. Ильменит замещается анатазом и лейкоксеном. Среди вторичных изменений отмечается пелитизация, серицитизация, альбитизация и хлоритизация.

В мелкозернистых лейкократовых гранитах из автолитов, в отличие от крупно-среднезернистых разновидностей, калиевый полевой шпат представлен санидином и микроклином. Сидерофиллит заме-

щается незначительно мусковитом, железистым рипидолитом и брунсвитом. Среди акцессорных минералов присутствуют монацит, циркон и топаз, менее флюорит, турмалин и фторапатит. Метамиктные зерна циркона иногда содержат каймы ксенотима и ассоциируют с уранинитом. В этих породах не выявлены сфен и рутил, присутствует магнетит, образующий срастания зерен с ильменитом. Вторичные изменения этих пород проявлены в меньшей степени.

Гранитоиды Стрелковского массива обогащены SiO_2 (73.0–75.9 мас. %), K_2O (5.6–6.6 мас. %) и имеют высокие значения K_2O/Na_2O (до 5.1). Они являются слабо пералюминиевыми ($A/CNK = 1.1–1.3$), и, согласно классификации [1], соответствуют породам щелочно-известковой и известково-щелочной интрузивных серий, а с учетом высоких значений $FeO_{общ}/(FeO_{общ} + MgO)$, гранитам А-типа. Большинство из них, согласно классификации [17], относятся к окисленным гранитам А-типа, лишь отдельные пробы из автолитов, подобно породам из других массивов глушихинского комплекса, к восстановленным гранитам А-типа. Гранитоиды Стрелковского массива имеют однотипные спектры на РЗЭ- и спайдер-диаграммах в сравнении с породами из других массивов глушихинского комплекса (рис. 2 а, б). Они, как и гранитоиды других массивов этого комплекса, имеют слабо или умеренно фракционированные спектры распределений РЗЭ с резкими отрицательными аномалиями Eu ($Eu/Eu^* = 0.10–0.3$), а также Sr, Ba, Ti и P. В автолитах установлены более высокие содержания легких и низкие тяжелых РЗЭ, что определяет более фракционированный характер их спектров лантаноидов ($(La/Yb)_{CN} = 22.5–52.9$, только в одной пробе 11.1)), по сравнению с менее крутыми для средне-крупнозернистых разновидностей ($(La/Yb)_{CN} = 6.3–24.4$).

Гранитоиды Ягодкинского массива, в отличие от пород Стрелковского массива, обогащены Al_2O_3 (до 14.4 мас. %), имеют менее высокие содержания SiO_2 (70.4–71.7 мас. %), K, U и Th и значения K_2O/Na_2O (1.8–2.2) и $(La/Yb)_{CN}$ (9.0–10.9),

Рис. 1. Тектоническая схема Енисейского кряжа с положением неопротерозойских гранитоидных комплексов, с использованием ([6–10] и ссылки в этих работах). 1 – гнейсы, амфиболиты, мраморы, гранитоиды таракского комплекса – 1840 млн лет; 2 – терригенно-карбонатные отложения – NP_{2-3} ; 3 – офиолитовые, островодужные комплексы – NP_{2-3} , плагиограниты – 697–628 млн лет; 4 – флишевые и терригенно-карбонатные породы, гнейсы – $MP–NP_2$, гранитоиды коллизионные тейского комплекса – 883–867 млн лет; 5 – гранитоиды синколлизионного аяхтинского комплекса – 761–750 млн лет (а), граниты А-типа постколлизионного глушихинского комплекса (752–702 млн лет) (б); 6 – щелочные и нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты, трахидолериты, трахибазальты, карбонатиты, граниты А-типа татарского комплекса активной континентальной окраины (711–629 млн лет); 7 – офиолиты рыбинского комплекса (MP); 8 – тектонические швы достоверные и предполагаемые; 9–13 – кинематика дизъюнктивной тектоники: 9 – взбросы и надвиги; 10 – сбросы; 11 – установленные левосторонние сдвиги; 12 – разломы неясной кинематики; 13 – крупнейшие разломы. Числа в выносках – возраст, млн лет; черный цвет – U–Pb-данные по циркону (m – монациту, t – титаниту), белый курсив – Ag/Ag-данные. Цифры в скобках – ссылки на литературные источники: (1) – [11]; (2) – [12]; (3) – [2]; (4) – [13]; (5) – [14]; (6) – [3]; (7) – [15]; в красных рамках – эта работа.

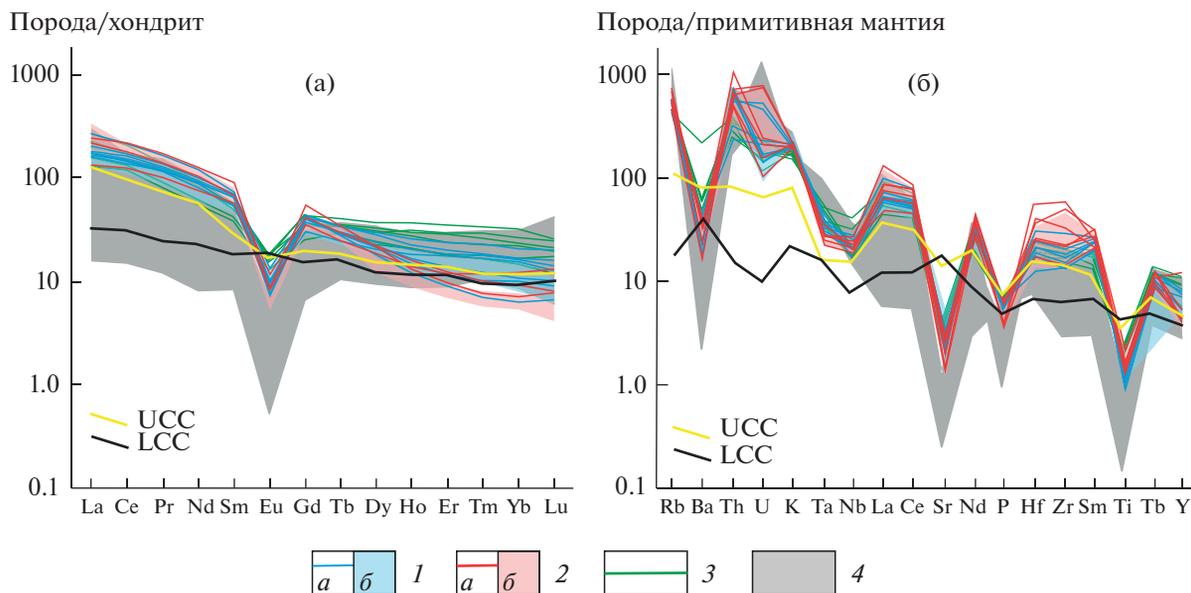


Рис. 2. Спектры распределений редкоземельных элементов (а) и спайдер-диаграммы б) для гранитоидов Стрелковского и Ягодкинского массивов. 1 – лейкократовые граниты крупно-среднезернистые Стрелковского массива: (а) эта работа, (б) – опубликованные данные (3 пробы); 2 – лейкократовые граниты автолитов: (а) – эта работа, (б) опубликованные данные (4 пробы); 3 – граниты Ягодкинского массива, эта работа; 4 – лейкократовые граниты других массивов глушихинского комплекса, опубликованные данные (15 проб). Опубликовано данные из [2, 12]. Содержания элементов нормированы к хондриту по [18] и к примитивной мантии по [19]. Линии содержания верхней (UCC) и нижней (LCC) континентальной коры приведены по [20].

а также более высокие величины Eu/Eu^* (0.4). В то же время они также относятся к слабо пералюминиевым породам щелочно-известковой и известково-щелочной интрузивных серий и соответствуют окисленным гранитам А-типа. Породы этих двух массивов имеют однотипный характер распределений, с близкими концентрациями Ta, Nb, La, Ce, Hf и Zr и положительными высокими аномалиями Rb, низкими отрицательными аномалиями Ba, Sr, P и Ti (рис. 2 б). Они, вероятно, имели близкие магматические источники, проявляя смешанные характеристики продуктов верхнекорового и нижнекорового компонентов.

U–Th–Pb-изотопные исследования проведены для 14 зерен цирконов из пробы А-08–10 мелкозернистого лейкократового гранита из автолита Стрелковского массива (табл. 1; рис. 3 а, б). Зерна цирконов субидiomорфные и идиоморфные до 400 мкм в длину, прозрачные или непрозрачные, бесцветные до темно-коричневых. Все зерна имеют хорошо выраженную зональность, наблюдаемую на CL- и BSE-изображениях и в отраженном свете (рис. 3 б), что указывает на магматическое происхождение цирконов. Большинство имеют трещиноватые метамиктные области с низкой отражательной способностью. Эти области оказались очень сильно обогащенными ураном и ^{204}Pb и исключались при проведении анализов. Из 20 изотопных анализов, один, показавший высокое содержание нерадиогенного Pb

($f_{204} > 1\%$), был исключен из дальнейших расчетов. Оставшиеся аналитические точки располагаются близко к конкордии. Для двенадцати анализов средний $^{238}U/^{206}Pb$ возраст, скорректированный на нерадиогенный свинец, используя измеренное отношение $^{204}Pb/^{206}Pb$, равен 718 ± 5 млн лет (СКВО = 1.5). Однако несколько из анализов находятся ниже конкордии (рис. 3 а), по-видимому, из-за слегка чрезмерной корректировки. Более точный результат, полученный для двенадцати анализов, с использованием регрессии от исходного Pb ($^{207}Pb/^{206}Pb = 0.8862$ при 719 млн лет) для нескорректированных данных, указывает на возраст пересечения с конкордией, соответствующий 719 ± 4 млн лет (точность 95%, СКВО = 1.6). Два существенно более древних анализа (743 и 734 млн лет) интерпретируются как отражение захваченного материала в этих цирконах. Пять более молодых анализов указывают на небольшую потерю радиогенного свинца. Возраст пересечения регрессии с конкордией 719 ± 4 млн лет принимается как наилучшая оценка возраста кристаллизации образца.

U–Th–Pb-изотопные исследования проведены для двенадцати зерен цирконов из пробы А-08-9-6 среднезернистого лейкократового гранита Стрелковского массива (табл. 2, рис. 3 в). Зерна цирконов бесцветные до бледно-коричневых, сильно трещиноватые, с хорошо выраженной концентрической зональностью. В одной

Таблица 1. Результаты U—Th—Pb-исследований для цирконов из пробы А-08-10 (лейкократовый гранит из автолита) Стрелковского массива

№ ан. точки	Содержание, г/г		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				Возраст, млн лет			D (%)
	^{238}U	^{232}Th		f_{204} (%)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1\sigma$)	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ($\pm 1\sigma$)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ ($\pm 1\sigma$)	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ($\pm 1\sigma$)	(2) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ($\pm 1\sigma$)	
<i>GPS координаты точки отбора: N 58°04'05.4"; E 93°06'41"</i>											
<i>сеанс 1</i>											
1.1	837	389	1.250	8.501 ± 0.113	0.07621 ± 0.00464	8.610 ± 0.122	0.06587 ± 0.00620	708 ± 10	706 ± 10	799 ± 197	11.4
2.1	761	558	0.311	8.732 ± 0.117	0.06659 ± 0.00046	8.759 ± 0.118	0.06403 ± 0.00070	695 ± 9	696 ± 9	742 ± 23	6.1
3.1	507	67	0.670	8.621 ± 0.120	0.06999 ± 0.00051	8.679 ± 0.122	0.06447 ± 0.00099	703 ± 9	702 ± 10	757 ± 33	7.1
4.1*	278	176	0.095	8.518 ± 0.122	0.06276 ± 0.00061	8.526 ± 0.122	0.06199 ± 0.00072	715 ± 10	716 ± 10	674 ± 25	-6.1
5.1*	538	109	0.352	8.377 ± 0.124	0.06675 ± 0.00047	8.406 ± 0.125	0.06384 ± 0.00072	724 ± 10	724 ± 10	736 ± 24	1.6
6.1*	304	200	-0.021	8.514 ± 0.121	0.06326 ± 0.00058	8.512 ± 0.121	0.06344 ± 0.00061	716 ± 10	716 ± 10	723 ± 20	0.9
7.1	664	80	0.260	8.763 ± 0.120	0.06537 ± 0.00083	8.786 ± 0.121	0.06323 ± 0.00094	694 ± 9	694 ± 9	716 ± 32	3.0
8.1*	467	286	0.231	8.626 ± 0.121	0.06370 ± 0.00050	8.646 ± 0.122	0.06180 ± 0.00069	705 ± 9	706 ± 10	667 ± 24	-5.8
9.1*	483	90	0.045	8.560 ± 0.118	0.06235 ± 0.00049	8.564 ± 0.118	0.06198 ± 0.00054	711 ± 9	713 ± 10	673 ± 19	-5.7
10.1*	597	209	0.617	8.555 ± 0.121	0.06813 ± 0.00046	8.608 ± 0.123	0.06306 ± 0.00123	708 ± 10	708 ± 10	710 ± 42	0.2
<i>сеанс 2</i>											
2.2	395	274	0.836	8.576 ± 0.086	0.06977 ± 0.00049	8.648 ± 0.088	0.06290 ± 0.00113	705 ± 7	705 ± 7	705 ± 38	-0.1
5.2	695	82	0.066	8.192 ± 0.055	0.06304 ± 0.00033	8.197 ± 0.059	0.06250 ± 0.00037	742 ± 5	743 ± 5	691 ± 13	-7.3
4.2	273	121	0.037	8.301 ± 0.061	0.06274 ± 0.00053	8.304 ± 0.066	0.06243 ± 0.00057	733 ± 5	734 ± 5	689 ± 19	-6.4
7.2*	427	69	0.066	8.387 ± 0.058	0.06261 ± 0.00044	8.393 ± 0.062	0.06207 ± 0.00050	726 ± 5	727 ± 5	676 ± 17	-7.3
8.2	596	525	0.941	8.751 ± 0.058	0.07012 ± 0.00063	8.835 ± 0.062	0.06239 ± 0.00106	691 ± 4	691 ± 5	688 ± 36	0.5
11.1*	763	92	0.156	8.379 ± 0.068	0.06307 ± 0.00033	8.392 ± 0.068	0.06178 ± 0.00043	726 ± 6	727 ± 6	667 ± 15	-8.9
12.1*	732	43	0.038	8.357 ± 0.068	0.06212 ± 0.00035	8.360 ± 0.058	0.06182 ± 0.00037	728 ± 6	730 ± 6	668 ± 13	-9.1
13.1*	375	108	-0.015	8.553 ± 0.060	0.06312 ± 0.00048	8.552 ± 0.065	0.06324 ± 0.00049	713 ± 5	713 ± 5	716 ± 17	0.5
10.2	421	133	0.147	8.668 ± 0.060	0.06343 ± 0.00047	8.681 ± 0.065	0.06222 ± 0.00060	703 ± 5	703 ± 5	682 ± 21	-3.1
14.1*	719	128	0.109	8.513 ± 0.066	0.06408 ± 0.00036	8.523 ± 0.059	0.06318 ± 0.00044	715 ± 5	715 ± 5	714 ± 15	0.1

Примечание. Аналитические точки со звездочкой — значения, учитываемые в расчете среднего возраста образца. f_{204} — доля нерадиогенного ^{206}Pb в общем измеренном содержании ^{206}Pb , оцененная с учетом измеренного ^{204}Pb . Pb^* — радиогенный свинец. Отношения радиогенных изотопов и возраста откорректированы с учетом нерадиогенного Pb. Погрешность воспроизведения (1σ) составила 0.50% для обоих сеансов. Погрешность калибровки (1σ) составила 0.43% для сеанса 1 и 0.28% для сеанса 2. D — дискордантность. (1) и (2) — нерадиогенный свинец, скорректированный по методу измеренного ^{204}Pb (1) с использованием регрессии (2).

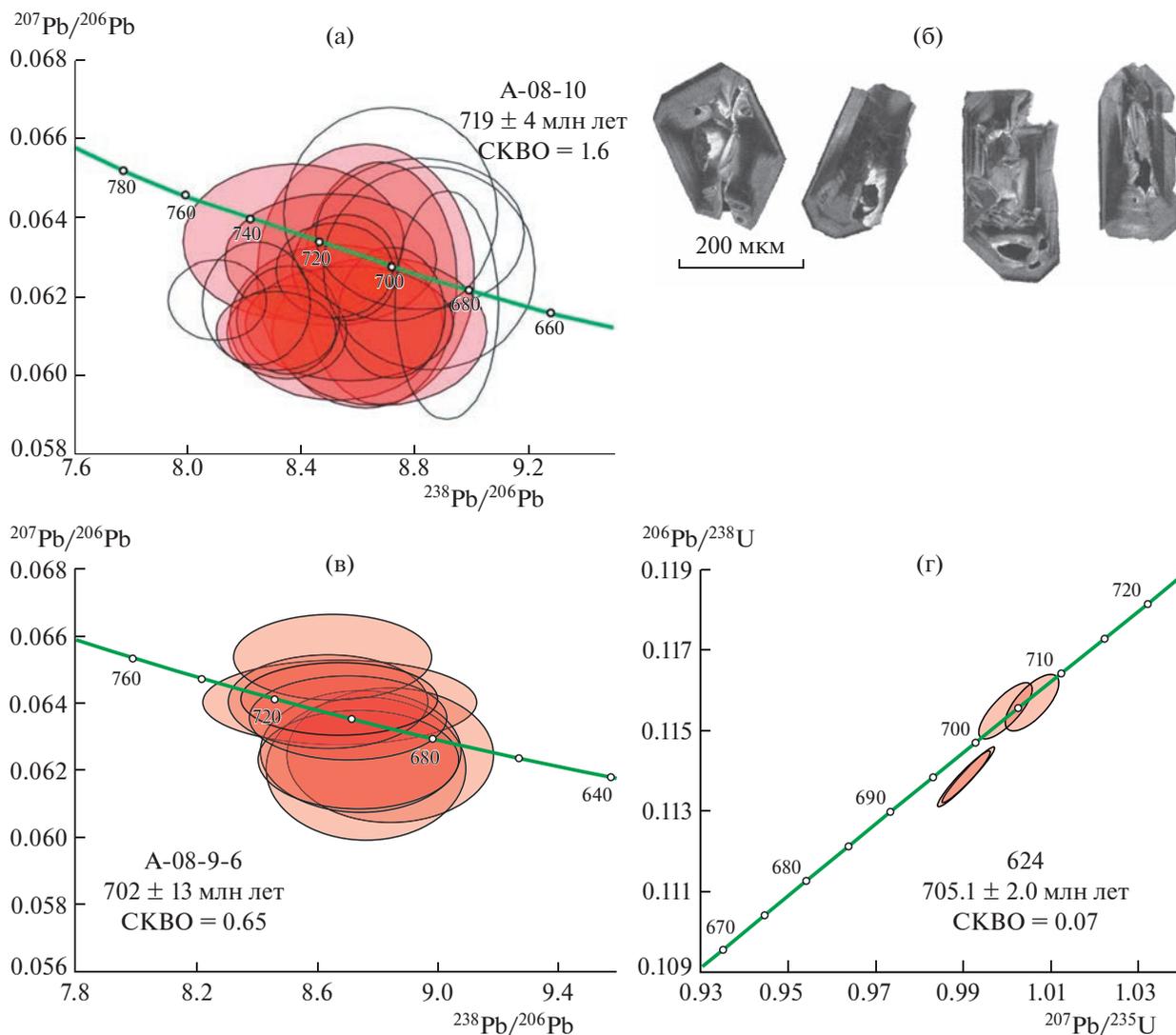


Рис. 3. Диаграммы с конкордией и катодоллюминесцентные изображения цирконов из мелкозернистого лейкократового гранита автолита (проба А-08-10) (а, б) и среднезернистого лейкократового гранита (проба А-08-9-6) Стрелковского массива, и цирконов из гранита (проба 624) Ягодкинского массива (г).

аналитической точке, которая была исключена из расчета возраста, было получено повышенное значение нерадиогенного Рb. Остальные одиннадцать результатов образуют конкордантный кластер, соответствующий среднему $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -возрасту 702 ± 13 млн лет (СКВО = 0.65), который интерпретируется как возраст кристаллизации этого образца.

Результаты U–Pb-изотопных исследований методом изотопного разбавления для четырех фракций циркона из пробы 624 гранита Ягодкинского массива представлены в табл. 3 и на рис. 3 г. Зерна циркона идиоморфные и субидиоморфные полупрозрачные, замутненные и прозрачные бесцветные призматической формы цирконового габитуса. Для внутреннего строения циркона характерно присутствие фрагментов магматиче-

ской зональности, частично нарушенной в краевых участках зерен. Кроме того, в замутненных зернах циркона обнаружены метамиктизированные ядра с растворенными краями, обогащенные рудными минеральными, а также пылевидными включениями. Размер зерен изменяется от 30 до 500 мкм; $K_{\text{удл.}} = 1.2\text{--}3.5$. Для проведения U–Pb-изотопных исследований были использованы четыре навески наиболее идиоморфных и прозрачных зерен циркона, отобранных из размерных фракций –60 + 45 мкм, –85 + 60 мкм, –100 + 65 мкм и –100 + 85 мкм (№ 1–4, табл. 3). При этом циркон из двух фракций был подвергнут аэроабразивной обработке, в результате которой удалено соответственно около 60 и 30% его вещества (№ 3 и 4, табл. 3). Точки изотопного состава циркона после аэроабразивной обработки

Таблица 2. Результаты U–Th–Pb-исследований для цирконов из пробы А-08-9-6 (среднезернистый лейкокрастовый гранит) Стрелковского массива

№ ан. точки.	Содержание, г/г		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Изотопные отношения					Возраст, млн лет			D (%)
	U	Th			$^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ($\pm 1\sigma$)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ($\pm 1\sigma$)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ($\pm 1\sigma$)	
<i>GPS координаты точки отбора N 58° 04' 05.1"; E 93° 06' 06.3"</i>													
1.1	247	70	0.29	0.00011	0.06168 ± 2.2	0.1130 ± 2.6	0.96 ± 3.3	0.03185 ± 8.8	634 ± 55	663 ± 46	690 ± 17	–4	
2.1	408	130	0.33	0.00009	0.06155 ± 1.6	0.1144 ± 2.5	0.97 ± 3.0	0.03410 ± 3.4	678 ± 23	658 ± 34	698 ± 17	–6	
3.1	394	78	0.21	0.00006	0.06178 ± 1.9	0.1143 ± 2.5	0.97 ± 3.2	0.03432 ± 3.8	682 ± 25	667 ± 41	698 ± 17	–5	
4.1	609	124	0.21	0.00009	0.06280 ± 1.3	0.1149 ± 2.5	0.99 ± 2.8	0.03285 ± 3.8	653 ± 24	701 ± 28	702 ± 17	0	
5.1	571	259	0.47	0.00115	0.06475 ± 5.6	0.1156 ± 2.5	1.03 ± 6.1	0.01360 ± 19.0	206 ± 41	766 ± 117	738 ± 18	8	
6.1	242	165	0.70	0.00209	0.07244 ± 6.3	0.1074 ± 2.6	1.07 ± 6.8	0.02793 ± 7.4	557 ± 41	998 ± 127	657 ± 16	36	
7.1	595	242	0.42	0.00045	0.06128 ± 2.3	0.1141 ± 2.5	0.96 ± 3.4	0.01115 ± 8.6	224 ± 19	649 ± 49	696 ± 16	–8	
8.1	438	89	0.21	0.00004	0.06326 ± 1.3	0.1152 ± 3.5	1.01 ± 3.7	0.03488 ± 9.1	693 ± 62	717 ± 28	703 ± 23	2	
9.1	467	278	0.62	0.00007	0.06460 ± 1.3	0.1155 ± 2.5	1.03 ± 2.8	0.03603 ± 3.1	717 ± 22	761 ± 28	705 ± 17	8	
10.1	550	83	0.16	0.00005	0.06336 ± 1.1	0.1152 ± 2.5	1.01 ± 2.7	0.11524 ± 4.6	677 ± 677	720 ± 24	704 ± 17	3	
11.1	317	128	0.42	0.00003	0.06327 ± 1.5	0.1157 ± 2.5	1.01 ± 2.9	0.03572 ± 3.3	709 ± 23	717 ± 31	706 ± 18	2	
12.1	475	262	0.57	0.00126	0.06773 ± 3.9	0.1170 ± 2.7	1.09 ± 4.7	0.01723 ± 10.1	345 ± 34	860 ± 81	743 ± 20	18	

Примечание. (1) – нерадиоогенный свинец, скорректирован по методу измеренного ^{204}Pb . D – дискордантность. Остальные обозначения – см. табл. 1.

Таблица 3. Результаты U–Pb–изотопных исследований цирконов для пробы 624 (гранит) Ягодкинского массива

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho			Возраст, млн лет	
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(1) ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
1	–60 + 45	0.61	139	1230	8981	0.06312 ± 3	0.0848 ± 1	0.9910 ± 20	0.1139 ± 2	0.96	699.3 ± 1.4	695.2 ± 1.4	712.4 ± 1.1	
2	–100 + 85	1.40	78.6	695	6242	0.06310 ± 4	0.0826 ± 1	0.9900 ± 20	0.1138 ± 2	0.95	698.7 ± 1.4	694.8 ± 1.4	711.4 ± 1.2	
3	–100 + 65, А 60%	0.58	57.4	466	750	0.06277 ± 7	0.0852 ± 1	0.9995 ± 20	0.1155 ± 2	0.77	703.6 ± 1.4	704.5 ± 1.4	700.6 ± 2.3	
4	–85 + 60, А 30%	0.24	33.2	284	1540	0.06301 ± 8	0.0857 ± 1	1.0056 ± 20	0.1157 ± 2	0.70	706.6 ± 1.4	706.1 ± 1.4	708.5 ± 2.7	

GPS координаты точки отбора N 57° 35' 51.3"; E 93° 41' 45.7"

Примечание. (1) – изотопные отношения, скорректированные на бланк и нерадиоактивный свинец по методу измеренного ²⁰⁴Pb; А 50% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

располагаются на конкордии, указывая на возраст 705 ± 2 млн лет (СКВО = 0.07, вероятность = 79%). Дискордия, рассчитанная для всех фракций исследованного циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, отвечающее возрасту 705 ± 11 млн лет (СКВО = 2.0) и нижнее пересечение с конкордией близко к 0 млн лет. Возраст 705 ± 2 млн лет, получаемый на основе двух конкордантных анализов, интерпретируется в качестве наиболее достоверной оценки возраста кристаллизации этого образца.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-геохронологические исследования проведены для биотита из пробы 619-3 крупнозернистого лейкократового гранита Стрелковского массива, согласно опубликованным данным, U–Pb-возраст цирконов из которого составляет 718 ± 9 млн лет [4]. Получен дискордантный возрастной спектр, в котором наблюдается два “промежуточных” плато, включающих соответственно четыре и пять ступеней, характеризующихся значением возраста 713 ± 4, 730 ± 5 млн лет, долей выделенного ³⁹Ar 35 и 25% (рис. 4 а). Это свидетельствует о гетерогенности изотопной системы образца. Линейная регрессия из 5 точек, при СКВО = 1.3, показывает значение возраста 711 ± 13 млн лет, при начальном отношении аргона (⁴⁰Ar/³⁶Ar) = 355 ± 125 (рис. 4 б). Поскольку начальное отношение аргона несколько выше атмосферного значения, предполагается, что рассчитанные значения возраста изохронное 711 ± 13 и первого промежуточного плато 713 ± 4, как более точное, соответствуют закрытию изотопной системы биотита. Рассчитанное значение возраста высокотемпературного плато, по всей видимости, является завышенным в связи с присутствием в соответствующих участках кристаллической решетки биотита избыточного ⁴⁰Ar.

Результаты новых U–Pb-геохронологических исследований позволили установить более длительный период формирования гранитоидов постколлизийного глушихинского комплекса Енисейского кряжа, от 752 до 702 млн лет, по сравнению с ранее установленным не моложе 719 млн лет [4]. На финальной стадии этого события образовались лейкократовые граниты Стрелковского массива, сначала мелкозернистые породы автолитов (719 ± 4 млн лет, эта работа), затем крупно-среднезернистые разности (718 ± 9 млн лет [4]; 702 ± 13 млн лет, эта работа). Как видно из приведенных данных, U–Pb-возраст гранитоидов Ягодкинского массива (705 ± 2 млн лет), относимого к татарскому комплексу, очень близок к наиболее молодой датировке по гранитам Стрелковского массива.

Примечательно, что оба эти массива локализованы в юго-западной части Татарско-Ишимбинской сутурной зоны, ограниченной с востока Ишимбинской сутурой и Татарским разломом, а

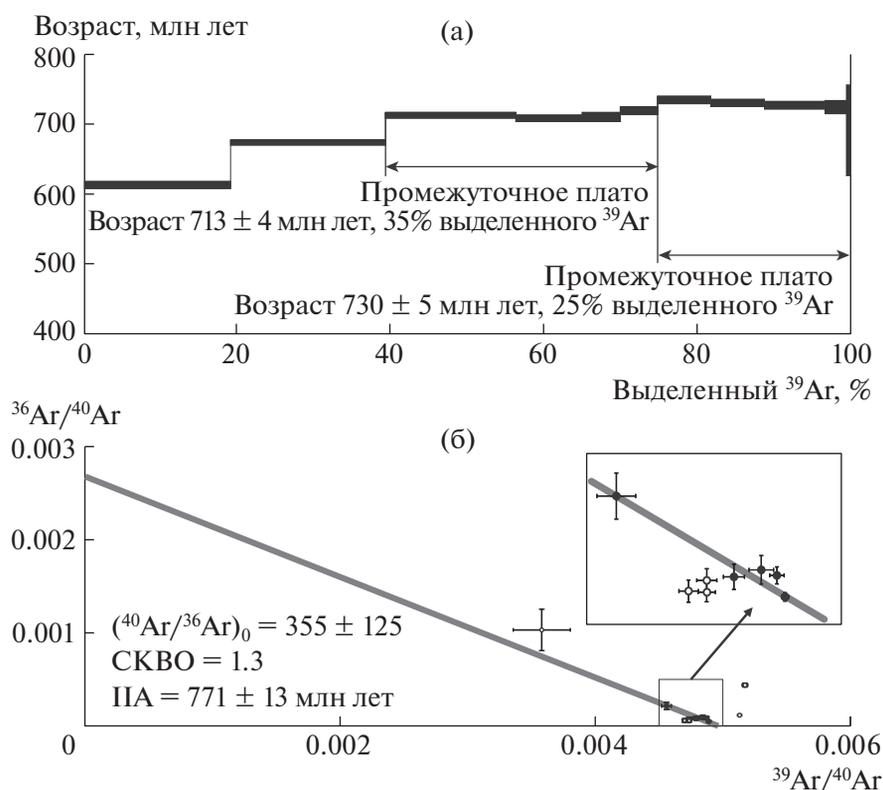


Рис. 4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопных исследований пород Стрелковского массива (проба 619-3): возрастные спектры (а) и изохронная диаграмма с линейной регрессией (б). ПА – изохронный возраст.

с запада – Приенисейской сутурой (рис. 1). Основываясь на новые U–Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -данные для исследуемых гранитов, можно сделать вывод о более длительной истории магматизма финальной стадии постколлизии события в криогении до 702 млн лет, и о синхронном с завершением этого события с началом формирования гранитов А-типа, щелочных сиенитов и карбонатов татарского комплекса активной континентальной окраины.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант РНФ № 22-27-00178).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
2. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // *Геология и геофизика.* 2007. Т. 48. № 1. С. 5–21.
3. Верниковская А.Е., Даценко В.М., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Лаевский Ю.М., Романова И.В., Травин А.В., Воронин К.В., Лепехина Е.Н. Эволюция магматизма и карбонатит-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине Сибирского кратона: термохронологические реконструкции // *ДАН.* 2013. Т. 448. № 5. С. 555–562.
4. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн лет назад // *ДАН.* 2002. Т. 384. № 2. С. 221–226.
5. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Яснев А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Неопротерозойские А-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // *Петрология.* 2006. Т. 14. № 1. С. 56–68.
6. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // *ДАН.* 2008. Т. 419. № 1. С. 90–94.
7. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U–Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Превидинского террейна Енисейского кряжа // *Геология и геофизика.* 1999. Т. 40. № 2. С. 255–259.

8. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. № 1–4. P. 147–168. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00337-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00337-8)
9. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.
10. Vernikovskaya A., Vernikovskiy V.A., Matushkin N., Kadilnikov P., Metelkin D.V., Romanova I., Li Z.-X., Bogdanov E. Early Ediacaran magmatism in the Yenisei Ridge and evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton // *Minerals*. 2020. V. 10. № 6. 565. <https://doi.org/10.3390/min10060565>
11. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 3. С. 259–272.
12. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Яснев А.М., Федосеенко А.М. Неопротерозойские постколлизийные гранитоиды глушихинского комплекса, Енисейский кряж // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 1. С. 53–67.
13. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 5. С. 576–594.
14. Постников А.А., Ножкин А.Д., Наговицын К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Корнилова Т.А., Юдин Д.С., Яшин М.С., Кочнев Б.Б. Новые данные о возрасте неопротерозойских отложений чингасанской и воровской серий Енисейского кряжа // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (Иркутск, 10–14 октября 2005 г.)*. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН. 2005. Т. 2. С. 71–74.
15. Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А. Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, центральная Сибирь: 40Ar/39Ar-геохронология пенчегинского комплекса // *ДАН*. 2011. Т. 437. № 4. С. 514–519.
16. Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н. Неопротерозойский щелочной и ассоциирующийся с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 11. С. 1530–1555.
17. Dall'Agnol R., de Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos*. 2007. V. 93. № 3–4. P. 215–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
18. Evensen N.M., Hamilton P.S., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. № 8. P. 1199–1212. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90114-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90114-X)
19. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. № 3–4, P. 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
20. Rudnick R.L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry, The Crust*, 1st. Ed.; Holland H.D., Turekian K.K., Eds., Elsevier-Pergamon: Oxford, UK. 2003. V. 3. P. 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>

FORMATION OF A-TYPE GRANITES IN THE YENISEI RIDGE IN THE CRYOGENIAN PERIOD DURING THE TECTONIC TRANSFORMATION OF THE REGION (SOUTHWESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON)

A. E. Vernikovskaya^{a,b,#}, Academician of the RAS V. A. Vernikovskiy^{a,b}, N. Yu. Matushkin^{a,b},
M. T. D. Wingate^c, I. V. Romanova^{a,b}, P. I. Kadilnikov^{a,b}, and E. A. Bogdanov^{a,b}

^aNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

^bTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation

^cSchool of Earth Sciences, The University of Western Australia, Perth, Australia

[#]E-mail: VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru

We consider the evolution of the A-type granite magmatism in the Cryogenian period during the tectonic transformation of the Yenisei Ridge from a postcollisional setting to the early development stage of an active continental margin. We report geochronological and geochemical data for A-type granites of two intrusions — the Strelka pluton belonging to the Glushikha postcollisional complex (752–718 Ma) and the Yagodka pluton of the Tatarka active continental margin complex (711–629 Ma). The new U-Pb and Ar/Ar geochronological data for the postcollisional Glushikha plutons indicates that the age intervals for these complexes can be combined, showing the uninterrupted evolution of A-type magmatism during the change in tectonic setting of the region.

Keywords: A-type granites, Yenisei Ridge, U-Pb geochronology, Ar/Ar geochronology, geochemistry, Cryogenian

УДК 551.7

ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ В РАЗРЕЗАХ БАСИНСКОЙ И ЗИГАНСКОЙ СВИТ АШИНСКОЙ СЕРИИ ВЕНДА (ЭДИАКАРИЯ) НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (SIMS И La–ICP–MS) ДАТИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА

© 2023 г. А. В. Рязанцев^{1,*}, А. А. Разумовский¹, И. А. Новиков², А. И. Куртукова¹, Н. А. Каныгина¹, Ю. В. Яшунский¹, А. С. Дубенский¹, В. С. Шешуков¹

Представлено академиком РАН М.А. Федонкиным 11.08.2022 г.

Поступило 15.08.2022 г.

После доработки 05.10.2022 г.

Принято к публикации 06.10.2022 г.

Для пепловых туфов из разрезов басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) Южного Урала U–Th–Pb-методом SIMS (SHRIMP II) и La–ICP–MS по акцессорному циркону получены значения изотопного возраста. Составы туфов соответствуют риолитам, комендитам, трахитам, трахиандезитам. Они имеют редкометальную геохимическую специализацию. Конкордантное значение U–Pb-возраста циркона из туфов басинской свиты составило 578 ± 7 , 577 ± 7 и 568 ± 5 млн лет (SHRIMP II). Возраст зерен циркона из двух других точек басинской свиты 573 ± 4 и 574 ± 3 млн лет (La–ICP–MS). Возраст зерен циркона из туфов зиганской свиты 566 ± 5 млн лет (SHRIMP II). Туфы накапливались в тыловой части окраинно-континентального вулканического пояса.

Ключевые слова: венд, эдиакарий, ашинская серия, басинская свита, зиганская свита, вулканические туфы, Южный Урал, U–Pb-возраст зерен циркона, SHRIMP II, La–ICP–MS

DOI: 10.31857/S2686739722602149, EDN: PCXZAL

Вендское время на окраине Балтики, комплексы которой представлены в Башкирском мегантиклинории, ознаменовано аккреционно-коллизийными событиями, орогенезом и накоплением моласс ашинской серии [1, 8, 14, 15]. Rb–Sr-возраст глауконитов из бакеевской свиты низов разреза серии определяется значением 642 ± 9 млн лет [5]. На уровне верхнего венда в разрезе серии выделяются урюкская, басинская, кукаркаульская и зиганская свиты, в разрезе которых преобладают терригенные породы с редкими маломощными горизонтами вулканических туфов. По циркону из пепловых туфов в разрезе верхнего венда в Усть-Катаве U/Pb-методом (La–ICP–MS) ранее было получено значение возраста 548 ± 4 [19] (рис. 1, разрез 3). Стратиграфическое положение фрагмента разреза с туфами является предметом дискуссии. Согласно одним схемам, он принадлежит зиганской свите [4, 6, 19], согласно другим – басинской свите [12, 15].

По мнению [17] U–Pb (La–ICP–MS)-датировка циркона 548 ± 4 млн лет [19] нуждается в пересмотре. Дискуссионность вопросов корреляции разрезов ашинской серии и ее возраста обострилась после получения для циркона из туфов басинской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория значения U–Pb-возраста (SHRIMP II) 573 ± 2 млн лет [13] (рис. 1, разрез 1, проба 1).

Для дополнения характеристики разрезов верхнего венда, более надежной их корреляции, уточнения времени проявления вулканизма и его геохимических характеристик, а также для установления возрастных интервалов распространения эдиакарской фауны, нами исследованы разрезы басинской и зиганской свит с ранее известными и новыми местонахождениями туфов. Во всех разрезах определен U–Pb-возраст выделенного из туфов акцессорного циркона (SHRIMP II и La–ICP–MS). Исследования на приборе SHRIMP II производились во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), La–ICP–MS в ГИН РАН (Москва).

Геологическое положение точек опробования вулканических туфов. Разрез на восточном крыле Алатауского антиклинория. Восточнее с. Толпарово, в нижней части разреза басинской свиты, выше пачки переслаивающихся бордовых и

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт общей физики им. А.М. Прохорова Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: avryazan51@mail.ru

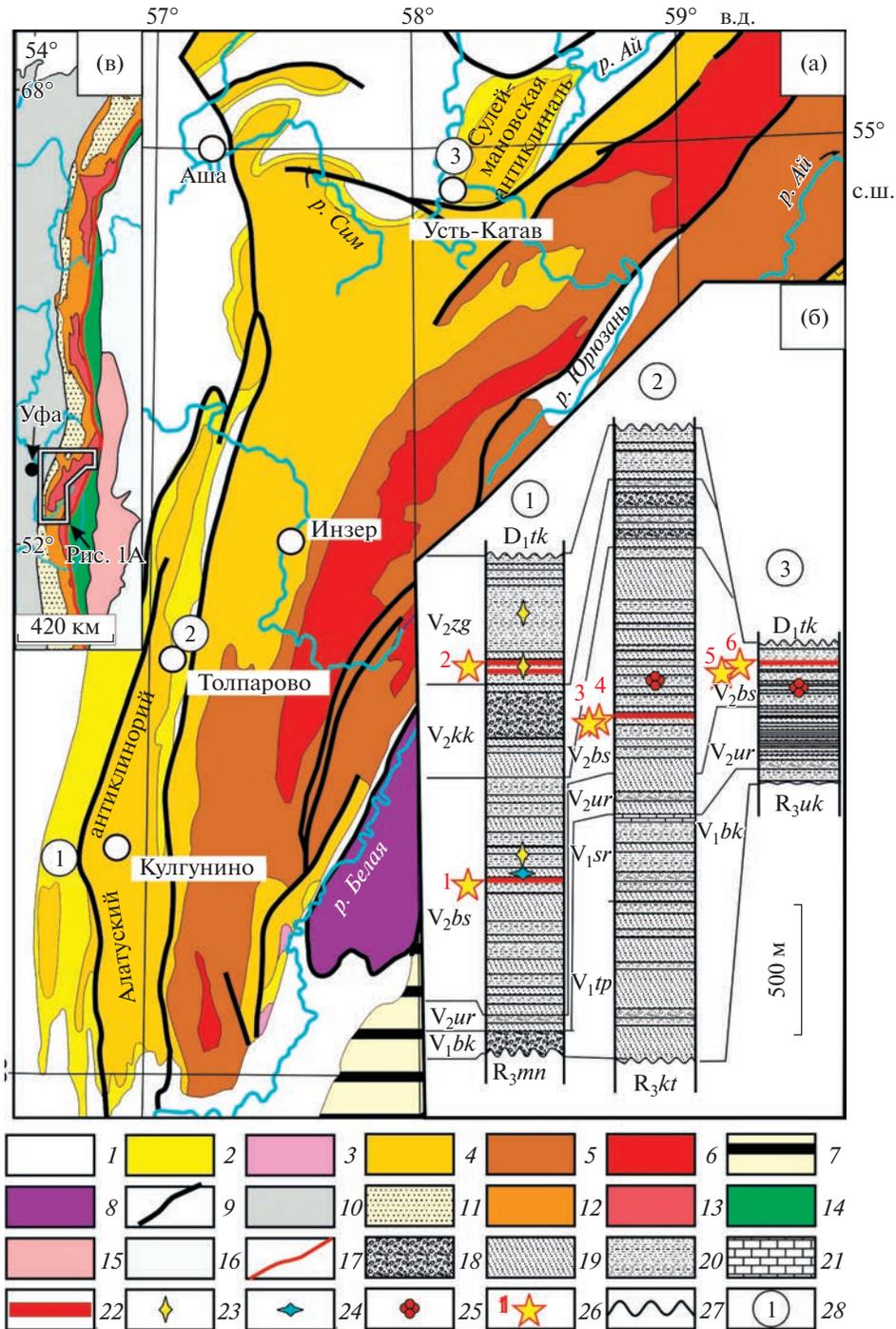


Рис. 1. Схема Башкирского мегантиклинория (а) по [10], схема корреляции разрезов ашинской серии венда (б) с использованием [6, 12, 15, 20]. На схеме структурной зональности Урала (в) положение района рис. а. 1 – палеозойские толщи; 2 – ашинская серия, венд; 3–5 – толщи рифея: 3 – терминального, 4 – верхнего, 5 – среднего; 6 – нижнего; 7 – палеозойские и допалеозойские толщи зоны Уралтау; 8 – офиолиты; 9 – разломы; на схеме (в): 10 – чехол Русской плиты, 11 – молассы Предуральского краевого прогиба, 12 – Западно-Уральская мегазона и комплексы Тимана, 13 – Центрально-Уральская мегазона, 14 – Тагило-Магнитогорская мегазона, 15 – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны; 16 – чехол Западно-Сибирской плиты, 17 – Главный Уральский разлом; на схеме (б): 18 – конгломераты и конгломератобрекчии, 19 – песчаники, 20 – алевролиты, 21 – карбонаты, 22 – туфы; 23–25 – эдиакарские фауны: 23 – *Agumbeia banksi*, 24 – *Kuckaraukia multituberculata*, 25 – *Palaeopascichnus* sp; 26 – пробы для определения возраста и их номера (1 – SU185-22А, 2 – 2149/2, 3 – P20203/1, 4 – P20203/2, 5 – 21142/1, 6 – 21142/2); 27 – поверхности несогласия; 28 – номера разрезов на рис. 1 б и их положение на схеме 1 а. Буквами на колонках обозначены свиты: D_{1tk} – такатинская, V_{1bk} – бакеевская, V_{1tp} – толпаровская, V_{1sr} – суировская, V_{2ur} – урюкская, V_{2bs} – басинская, V_{2kk} – куцкараукская, V_{2zg} – зиганская; R_{3mn} – миньярская, R_{3kt} – катавская, R_{3uk} – укская.

зеленых алевролитов залегает пачка, содержащая туфы. (см. рис. 1, разрез 2, рис. 2 а). В ее основании находятся палевые туфоаргиллиты (5 м), выше – желто-палевые полимиктовые песчаники мелко-среднезернистые, расслоенные туфами (10 м). В разрезе присутствуют не менее 9 горизонтов мощностью по 0.5–8 см витро- и кристаллокластических туфов, разделенных пластинами песчаников мощностью 0.3–1.2 м. Выше, после необнаженного интервала 50 м залегает толща переслаивающихся зеленых песчаников и алевролитов. Пробы взяты в точке с координатами $53^{\circ}59'42.5''$ с.ш. $57^{\circ}10'36.0''$ в.д. из кристаллокластических туфов нижнего горизонта мощностью 0.5–1.0 см (проба P20203/1) и из залегающего в 2 метрах выше горизонта (5–8 см) кристалло-витрокластических туфов (проба P20203/2) (см. рис. 1, разрез 2, пробы 3, 4).

Разрез на западном крыле Алатауского антиклинория. В разрезе, вскрытом вдоль новой дороги Макарово-Кулгунино, присутствуют басинская, куккараукская и зиганская свиты (см. рис. 1, разрез 1). Ранее [13] в верхней части разреза басинской свиты этого разреза из горизонта кристалло- и витрокластических туфов мощностью до 7 см, залегающего среди толщи переслаивающихся серо-зеленых песчаников и алевролитов, была взята проба в точке SU185–22А (см. рис. 1, разрез 1, проба 1). По 25 кристаллам циркона из пробы получено значение возраста 573 ± 2 млн лет (СКВО = 0.0092, Вероятность = 0.92).

В этом же разрезе, выше конгломератов и гравелитов куккараукской свиты, в зиганской свите, в толще переслаивающихся пестроцветных мелкозернистых песчаников и алевролитов прослеживаются два горизонта туфов, мощностью 0.25–0.4 м, разделенные интервалом 1.8 м терригенных пород (рис. 2 в). Витрокластические туфы превращены в глины с прослойками по 2–3 мм слаболитифицированных кристаллокластических туфов. Циркон выделен из туфов верхнего горизонта в точке 2149/2 с координатами $53^{\circ}34'21.0''$ с.ш. $56^{\circ}40'37.7''$ в.д. (см. рис. 1, разрез 1, проба 2).

Разрез на западном крыле Сулеймановской антиклинали. На севере Усть-Катава, ниже терригенных пород такатинской свиты среднего девона обнажается фрагмент разреза ашинской серии [3, 12, 18, 19]. Имеющиеся на сегодняшний день данные позволяют относить этот фрагмент разреза к басинской свите. Снизу вверх здесь обнажается пачка (50 м) переслаивающихся алевролитов и алевропесчаников темно-зеленого и бордового цвета, которая сменяется пачкой бордовых песчаников и алевролитов (90 м). В разрезе нижней пачки присутствуют 8 горизонтов витрокластических и лапиллиевых туфов мощностью 0.5–10 см. Циркон выделен из туфов в точке 21142 с координатами $53^{\circ}56'31.30''$ с.ш., $58^{\circ}10'10.80''$ в.д.

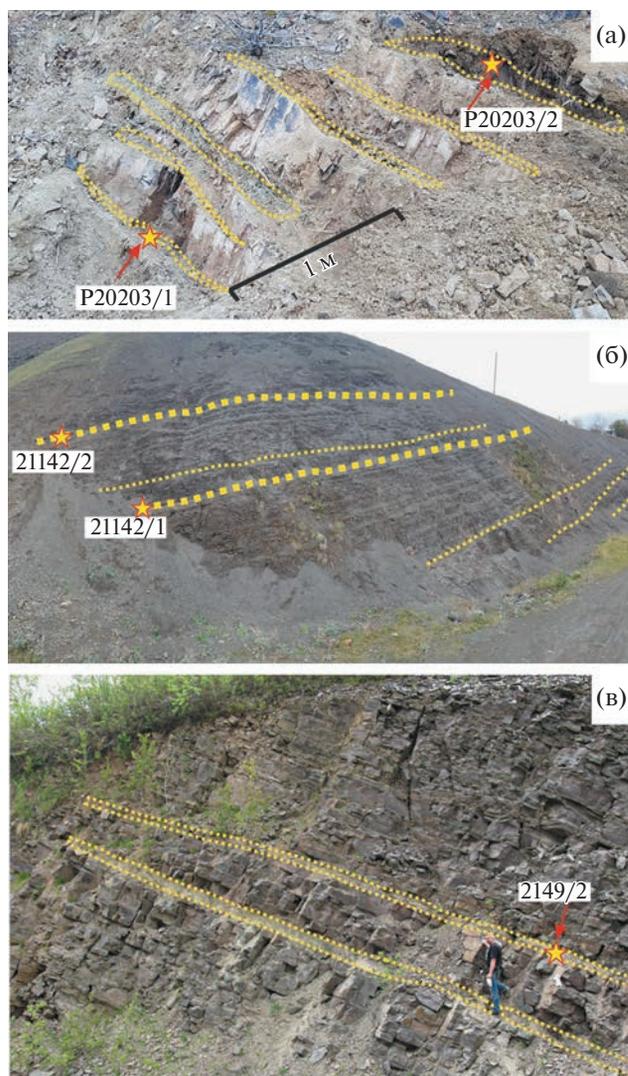


Рис. 2. Обнажения разрезов ашинской серии с вулканическими туфами. Горизонты туфов обведены, или подчеркнуты желтыми пунктирными линиями. Звездами показано положение проб для выделения цирконов и отмечены их номера. а – нижняя часть пачки с туфами в басинской свите восточнее с. Толпарово; б – басинская свита в Усть-Катаве, в – зиганская свита на дороге Макарово-Кулгунино.

из нижнего (проба 21142/1) и верхнего (проба 21142/2) наиболее мощных горизонтов витрокластических туфов (см. рис. 1, разрез 3, пробы 5, 6; рис. 2 б).

Состав туфов. Кристаллокластические туфы в басинской свите сложены кристаллами калиевого полевого шпата, альбита, кварца, биотита, хлоритизированного амфибола. Витрокластические туфы как в басинской, так и в зиганской свитах сложены пизолитами и “рогульками” стекла красного цвета, а также редкими кристаллами кварца и КПШ. В разрезе Усть-Катава среди витро-кристаллокластических туфов обнаружены

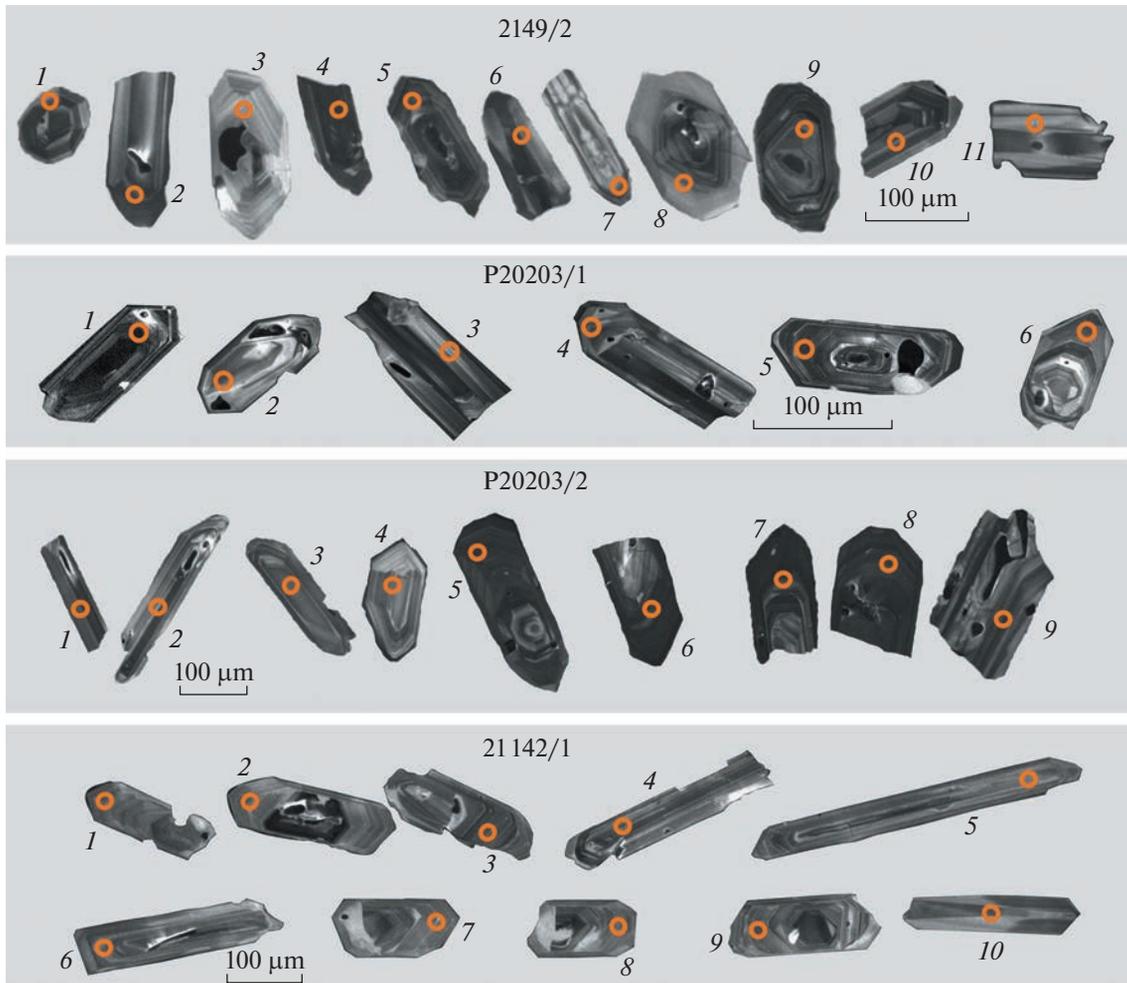


Рис. 3. Катодо-люминесцентные микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из проб 2149/2, P20203/1, P20203/2, 21142/1. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 2.

отдельные лапилли амфиболовых трахидацитов размером 0.5–10 мм. Среди акцессорных минералов в кристалло- и кристалло-витрокластических туфах преобладают титаномагнетит, апатит и циркон, которые часто образуют совместные агрегаты, а также ксенотим, барит, флоренсит.

Туфы всех разрезов, особенно витрокластические разности, изменены вторичными процессами и часто превращены в глины. В этих породах проявлены метасоматические процессы, отраженные в составе акцессорных зерен циркона, которые часто имеют повышенные содержания U и Th. Реконструкция составов туфов по малоподвижным элементам на диаграмме Nb/Y–Zr/Ti [16] показывает принадлежность туфов к риолитам, комендитам, трахитам, трахиандезитам. Содержания K_2O варьируют от 1.2% в кристаллокластических, до 8% в витрокластических, превращенных в глины, туфах. В туфах проявлена редкометальная геохимическая специализация. Сумма РЗЭ в них варьирует в диапазоне (г/т) 260–

880, Zr – 172–470, U – до 17–25, Nb – 35–158 (табл. 1). Повышенные содержания Ta и Nb в туфах связаны с титаномагнетитом, РЗЭ – с флоренситом и апатитом, U и Th – с цирконом и апатитом. Содержания Ba в туфах варьируют в диапазоне 320–1240 г/т, а в разрезе басинской свиты в Усть-Катаве достигают 33658 г/т и, по-видимому, связаны с метасоматическими процессами. Спектры РЗЭ имеют дифференцированный характер ($La_n/Yb_n = 1.5–22.7$). Для всех разностей характерна отрицательная Eu-аномалия.

Результаты исследования зерен циркона. Кристаллы циркона во всех пробах идиоморфные с расплавленными включениями, без признаков перемыва (рис. 3). Во всех пробах присутствуют высокоурановые и высокоторийевые зерен циркона, которым определены позднепалеозойские, или вендские дискордантные значения возраста.

По циркону из разреза басинской свиты на восточном крыле Алатауского антиклинория для пробы P20203/1 по 6 кристаллам получено кон-

Таблица 1. Содержания петрогенных окислов (вес. %) и редких и рассеянных элементов (г/т) в туфах ашинской серии

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	52.28	57.24	58.9	57.5	61.0	77.22	71.74	71.33	52.69	50.97	51.83	48.06	55.10	54.14	64.08
TiO ₂	0.46	1.21	0.46	0.45	0.41	0.34	0.21	0.21	0.38	0.28	0.28	0.17	0.43	0.30	0.74
Al ₂ O ₃	20.05	18.55	20.0	19.5	18.0	11.75	15.63	15.83	26.42	25.94	26.38	24.21	22.94	24.73	18.68
Fe ₂ O ₃	5.9	4.14	4.8	6.7	5.1	1.76	1.76	1.76	2.61	3.40	3.65	8.51	3.60	3.25	2.69
FeO	0.1	1.2	0.00	0.00	0.00	0.59	<0.1	<0.1	0.45	1.00	0.84	0.23	0.59	0.26	0.75
MnO	0.28	0.27	0.30	0.17	0.55	0.1	0.04	0.04	0.10	0.17	0.18	0.08	0.06	0.12	0.07
MgO	4.04	3.64	3.5	3.7	3.6	1.12	1.61	1.66	1.51	1.68	1.71	2.46	2.36	2.11	2.08
CaO	0.58	0.9	0.52	0.54	0.45	0.24	0.26	0.26	0.61	0.72	0.73	0.48	0.66	0.65	0.55
K ₂ O	7.22	4.87	5.6	5.8	5.2	1.2	3.09	3.26	6.00	5.47	5.56	6.74	5.99	5.65	4.42
Na ₂ O	0.17	2.49	0.32	0.36	0.30	3.16	0.1	0.82	0.56	1.03	1.05	0.09	0.43	0.39	1.20
P ₂ O ₅	0.16	0.3	0.14	0.15	0.15	0.06	0.03	0.02	0.13	0.10	0.11	0.21	0.28	0.22	0.24
loi	8.52	4.82	5	4.70	4.80	2.25	4.52	4.7	8.50	9.12	7.59	8.73	7.49	8.15	4.42
Sum	99.76	99.62	99.50	99.60	99.56	99.79	99.88	99.88	99.96	99.89	99.91	99.97	99.94	99.96	99.92
Li	16.8	20.0	16.0	18.1	14.2	30.0	16.8	17.5	14.2	32.4	48.9	15.9	19.3	16.3	25.8
Be	7.0	2.5	5.4	5.1	5.0	2.5	5.0	5.2	5.0	2.8	4.2	19.0	12.0	13.6	5.3
Sc	9.7	7.4	7.4	8.9	7.9	4.7	5.1	5.2	7.9	19.5	20.0	4.2	10.1	10.6	15.9
V	51.3	64.8	49.7	49.8	44.2	21.7	11.5	11.2	44.2	21.1	73.4	19.2	48.1	38.8	77.4
Cr	6.7	10.2	8.0	9.9	6.6	34.8	9.4	10.0	6.6	3.5	24.2	8.3	35.3	19.9	51.6
Co	14.2	40.5	14.1	16.3	12.8	6.6	2.8	2.8	12.8	11.6	76.7	6.2	9.7	9.6	11.5
Ni	17.6	33.4	20.1	20.0	19.7	36.1	7.6	7.6	19.7	11.0	37.8	10.4	19.9	15.7	24.4
Cu	95.9	118	111	113	98.9	17.1	8.5	9.0	98.9	4.4	43.3	35.9	36.1	42.2	18.6
Zn	59.1	82.8	58.8	58.4	52.3	45.9	43.2	43.7	52.3	48.2	93.9	65.1	81.5	59.8	75.7
Ga	20.1	14.2	17.3	18.1	17.6	11.7	17.6	18.2	17.6	21.7	21.2	36.5	35.7	29.9	25.0
As	13.2	8.5	8.6	12.0	14.9	14.8	1.5	0.82	14.9	1.8	24.2	8.3	2.2	3.5	2.4
Rb	208	134	229	218	224	38.6	107	110	224	146	163	276	278	198	211
Sr	34.8	102	33.6	31.2	31.0	76.6	41.1	41.1	31.0	170	294	29.7	44.8	42.1	69.5
Y	32.9	23.6	50.8	46.1	61.4	31.7	41.2	43.0	61.4	64.5	42.8	101	116	46.4	63.6
Zr	279	172	315	322	390	470	190	201	390	389	170	339	303	217	301
Nb	52.4	34.6	51.9	48.6	50.7	31.9	32.6	32.5	50.7	33.3	20.8	75.1	62.5	158	64.0
Mo	0.66	0.49	0.65	0.93	0.89	6.2	2.2	2.8	0.89	0.86	4.8	2.4	1.1	0.45	1.1
Cs	12.9	10.3	12.9	12.2	12.8	2.4	2.4	2.5	12.8	5.3	9.9	13.0	10.2	11.5	8.3
Ba	908	1000	708	592	727	536	512	497	727	2240	33658	1236	420	317	470
La	135	38.3	175	132	190	51.0	44.2	45.6	190	129	84.1	44.8	32.9	30.1	44.8
Ce	295	97.5	325	248	355	99.0	84.6	87.4	355	316	205	101	77.8	81.2	102
Pr	29.3	9.6	33.2	26.4	37.8	10.4	9.8	10.0	37.8	39.0	26.7	12.6	9.1	8.1	11.2
Nd	109	39.4	121	103	153	37.0	36.0	36.9	153	170	102	51.7	36.3	33.0	43.1
Sm	18.6	8.5	18.5	16.0	22.3	7.0	7.4	7.5	22.3	20.6	19.0	14.1	9.5	9.0	9.2
Eu	2.7	1.2	3.2	2.7	3.7	0.87	0.58	0.61	3.7	2.3	2.9	1.5	1.2	1.3	1.4

Таблица 1. Окончание

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Gd	12.8	7.8	14.4	11.8	18.0	5.9	6.2	6.3	18.0	9.7	14.3	12.7	10.3	8.9	8.7
Tb	1.8	1.2	1.9	1.8	2.3	1.0	1.1	1.1	2.3	1.6	1.9	2.5	2.2	1.8	1.6
Dy	9.8	6.5	9.8	8.7	12.7	5.3	6.6	6.8	12.7	11.2	9.4	17.5	16.8	11.3	10.7
Ho	1.9	1.2	1.7	1.7	2.3	1.0	1.3	1.4	2.3	2.5	1.6	3.7	3.8	2.2	2.2
Er	5.2	3.1	5.1	4.7	6.4	3.1	4.2	4.4	6.4	8.3	4.5	12.0	11.8	6.1	6.6
Tm	0.68	0.38	0.72	0.67	0.77	0.49	0.69	0.73	0.77	1.2	0.59	2.1	2.0	0.98	1.1
Yb	4.6	2.3	5.0	4.8	5.6	3.3	4.7	5.0	5.6	8.3	4.0	16.5	14.7	7.0	7.7
Lu	0.62	0.31	0.68	0.67	0.77	0.50	0.73	0.77	0.77	1.2	0.67	2.5	2.2	0.95	1.1
Hf	9.4	5.0	10.2	9.7	11.7	11.5	6.2	6.6	11.7	13.1	5.8	22.2	15.7	10.6	9.4
Ta	4.7	1.6	4.5	4.2	4.3	1.5	2.8	2.9	4.3	2.1	1.5	7.5	5.1	15.6	4.7
Pb	49.3	125	69.7	60.6	67.1	71.5	27.9	23.9	67.1	11.8	66.2	20.8	17.9	9.1	10.6
Th	112	33.3	106	98.6	103	34.1	46.7	42.9	103	23.4	18.6	82.4	53.8	37.4	26.6
U	6.8	7.4	6.6	5.2	5.1	25.2	8.4	8.5	5.1	6.1	6.5	7.5	10.5	15.6	8.1

Примечание. Номера проб, район их отбора и состав туфов. 1–11 – басинская свита. 1–5 – дорога Макарово–Кулгунино: 1 – SU185-22A1, витрокластический; 2 – SU185-22A1T, кристаллокластический; 3 – P201/2, витрокластический; 4 – P201/3, витрокластический; 5 – P201/4, кристаллокластический; 6–8 – восточнее села Толпарово: 6 – P20203/1A, кристаллокластический; 7 – P20203/2A кристалло-витрокластический; 8 – P20203/2Б кристалло-витрокластический; 9–11 – север Усть-Катава: 9–21142/1, витрокластический; 11–21142/2, витрокластический; 12–15 – зиганская свита, дорога Макарово–Кулгунино: 12–2149/1a, кристалло-витрокластический; 13–2149/2a, витрокластический; 14–2149/2б, кристалло-витрокластический; 15–2149/2a, витрокластический.

кордантное значение возраста 568 ± 5 млн лет, СКВО = 0.37, вероятность = 0.97. Для пробы P20203/2 по 9 кристаллам получено конкордантное значение возраста 577 ± 7 млн лет, СКВО = 0.31, вероятность = 1.0 (рис. 4, табл. 2). Объединение этих проб и расчет по 15 точкам определяют значение возраста 570 ± 2 млн лет (СКВО = 0.5, вероятность = 0.99).

Кристаллокластические туфы нижнего горизонта (проба P20203/1) имеют постепенный переход к перекрывающим песчаникам. Переходный слой мощностью около 2 см представлен полимиктовыми песчаниками с туфогенной примесью. Из этого слоя выделены зерна циркона, которые исследованы методом La-ICP-MS. Из данной пробы изучено 100 зерен циркона, для которых получено 55 конкордантных оценок возраста. Преобладающими являются идиоморфные кристаллы с возрастными интервалами от 554 до 596 млн лет с максимумами 566 (15 зерен) и 580 (11 зерен) млн лет (рис. 5), которые характеризуют синхронный осадконакоплению вулканизм. Средневзвешенное значение возраста для зерен циркона с возрастными интервалами 554–596 млн лет составляет 573 ± 4 млн лет. Детритовые окатанные зерна имеют конкордантные оценки возрастов в интервалах 1126–1161, 1443–1573 и 1973–2001 млн лет, с максимумами 1142 (4 зерна), 1481 (6 зерен), 1561 (3 зерна) и 1987 (4 зерна) млн лет. Единичные зерна

имеют неорархейские значения возраста 2517 ± 9 и 2676 ± 8 млн лет.

Для туфов в разрезе на западном крыле Сулеймановской антиклинали, на севере Усть-Катава по 10 кристаллам циркона из пробы 21142/1 получено значение возраста 578 ± 7 млн лет (СКВО = 0.27, вероятность = 0.98 (SHRIMP II)). Для пробы 21142/2 в этом же разрезе установлен U–Pb-возраст методом La-ICP-MS. Из этой пробы изучены 100 зерен циркона, для которых получены 68 конкордантных оценок возраста. Преобладающими являются зерна циркона с возрастными интервалами от 550 до 617 млн лет с максимумом по 39 зернам 574 млн лет (см. рис. 5). Средневзвешенное значение возраста по этой пробе 574 ± 3 млн лет.

Для циркона из туфов зиганской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория в пробе 2149/2 по 11 кристаллам получен конкордантный возраст 566 ± 5 млн лет (СКВО = 0.50, вероятность = 0.97). Для 6 темных кристаллов с повышенными содержаниями урана (897–2086 г/т) получен возраст вторичных изменений в диапазоне 256 ± 4 – 297 ± 4 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Согласно проведенным исследованиям и с учетом данных [13], басинская свита охарактери-

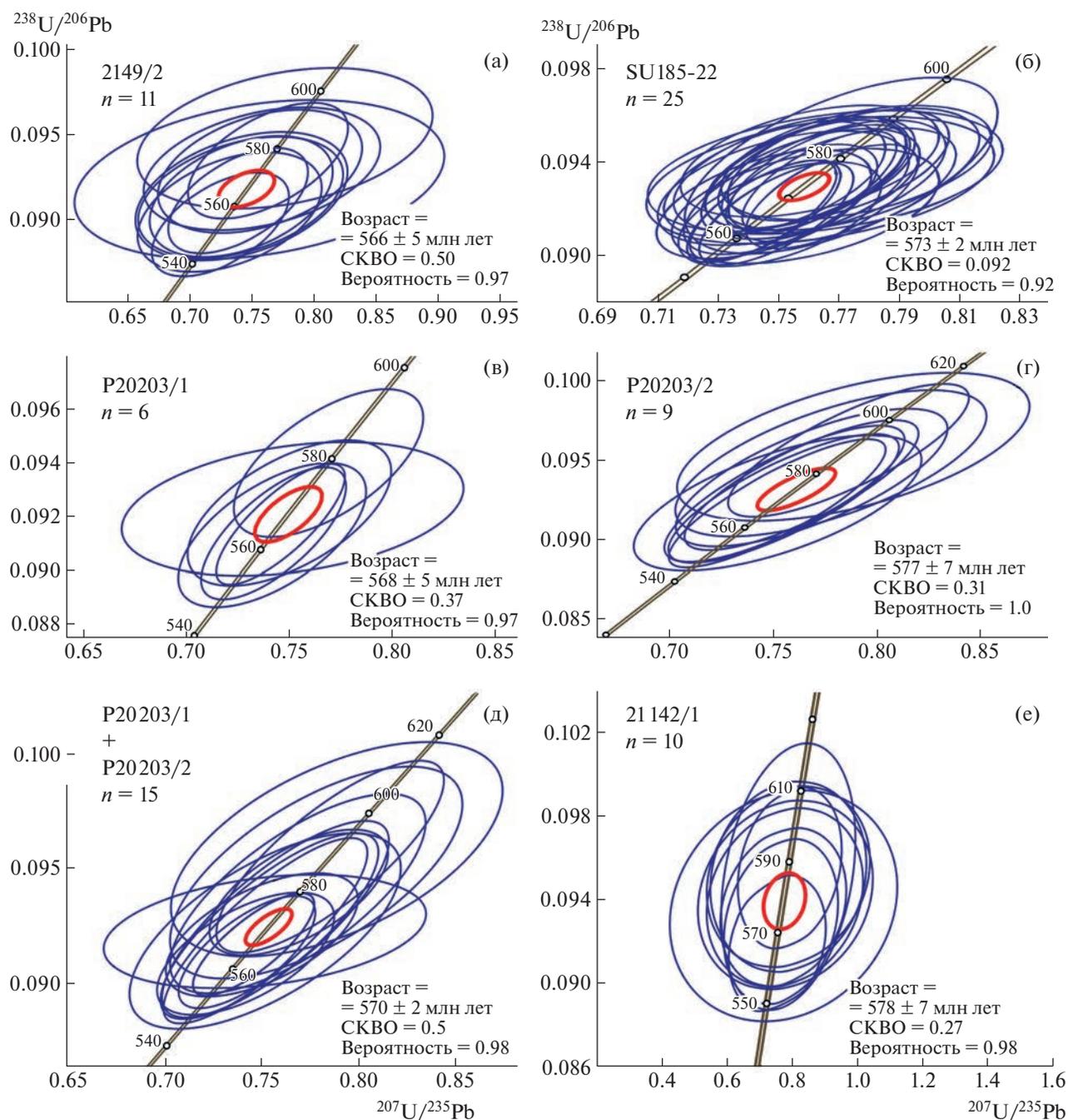


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для циркона из туфов зиганской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория, проба 2149/2 (а); басинской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория, проба SU185-22 по [13] (б); басинской свиты на восточном крыле Алатауского антиклинория, проба P20203/1 (в), проба P20203/2 (г), пробы P20203/1 и P20203/2 объединенные (д); басинской свиты на крыле Сулеймановской синклинали в Усть-Катаве (е).

зована шестью близкими значениями возраста аксессуарных зерен циркона: 578 ± 7 , 577 ± 7 , 573 ± 2 , 568 ± 5 (SHRIMP II) и 573 ± 4 , 574 ± 3 млн лет (La-ICP-MS). Для зиганской свиты получено значение 566 ± 5 млн лет (SHRIMP II). Эти значения позволяют довольно уверенно определять возрастную уровень свит и коррелировать структурно разобщенные разрезы ашинской серии.

Данные, полученные по разрезу в Усть-Катаве по пробам 21142/1 и 21142/2 (578 ± 7 и 574 ± 3 млн лет) не подтверждают прежний опубликованный для этого разреза результат со значением 548 ± 4 млн лет [19], который, по-видимому, является ошибочным. Новые данные позволяют поддержать точку зрения [12, 18], согласно которой данный фрагмент разреза с туфами следует относить к басинской свите (см. рис. 1, разрез 3).

Таблица 2. Результаты U–Pb (SHRIMP-II) изотопных исследований циркона

№№ анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержания, мкг/г			²³² Th/ ²³⁸ U	Изотопные отношения			Rho	Возраст ± млн л	
		²⁰⁶ Pb*	U	Th		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a ± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U, ± %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, ± %		(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(2) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Басинская свита проба P20203/1											
1	0.00	45.8	581	242	0.43	0.059 ± 0.8	0.746 ± 1.3	0.09171 ± 1.0	0.8	565.6 ± 5.7	567 ± 18
2	0.00	9.67	122	89	0.75	0.0588 ± 1.8	0.747 ± 2.2	0.0921 ± 1.2	0.6	568.0 ± 6.6	560 ± 40
3	0.07	17.3	214	189	0.91	0.06035 ± 1.5	0.783 ± 1.9	0.0941 ± 1.2	0.6	579.5 ± 6.5	616 ± 32
4	0.08	14.6	186	105	0.58	0.05888 ± 1.6	0.741 ± 2.0	0.0913 ± 1.2	0.6	563.2 ± 6.4	563 ± 36
5	0.05	41.5	528	277	0.54	0.05882 ± 1.0	0.741 ± 1.4	0.09136 ± 1.1	0.7	563.6 ± 5.7	561 ± 21
6	1.72	26.4	328	186	0.59	0.0584 ± 4.1	0.743 ± 4.3	0.0922 ± 1.1	0.3	568.7 ± 6.1	545 ± 90
Басинская свита проба P20203/2											
1	0.12	25	309	304	1.01	0.059 ± 1.9	0.764 ± 2.7	0.0939 ± 1.9	0.7	578 ± 10	567 ± 42
2	0.00	14.1	177	140	0.82	0.060 ± 2.3	0.76 ± 3	0.0924 ± 1.9	0.6	569.0 ± 10	591 ± 49
3	0.00	14.1	173	161	0.96	0.059 ± 2.3	0.772 ± 3	0.0948 ± 2	0.7	584.0 ± 11	584.0 ± 50
4	0.17	9.93	120	87	0.75	0.059 ± 3.1	0.779 ± 3.7	0.0958 ± 2	0.5	590.0 ± 11	590.0 ± 68
5	0.00	37.4	456	287	0.65	0.060 ± 1.4	0.778 ± 2.3	0.0956 ± 1.8	0.8	588.0 ± 10	588.0 ± 31
6	0.00	34.9	438	218	0.51	0.0599 ± 1.4	0.756 ± 2.3	0.0929 ± 1.9	0.8	572.0 ± 10	569 ± 31
7	0.00	46.8	590	231	0.41	0.059 ± 1.2	0.751 ± 2.2	0.0923 ± 1.8	0.8	569.1 ± 10	567 ± 27
8	0.08	45	565	292	0.53	0.059 ± 1.4	0.742 ± 2.3	0.0925 ± 1.8	0.8	570.3 ± 9.9	536 ± 32
9	0.00	37.1	462	252	0.56	0.059 ± 1.4	0.757 ± 2.3	0.0934 ± 1.8	0.8	576.0 ± 10	557 ± 31
Басинская свита проба 21142/1											
1	0.02	7.89	97	57	0.61	0.059 ± 12.8	0.77 ± 13.0	0.095 ± 1.9	0.1	584 ± 11	568 ± 279
2	0.00	7.06	87	49	0.58	0.058 ± 14.1	0.75 ± 14.3	0.094 ± 2.0	0.1	581 ± 11	524 ± 310
3	0.50	9.54	118	69	0.60	0.063 ± 9.2	0.81 ± 9.4	0.094 ± 1.7	0.2	578 ± 9	706 ± 196
4	0.03	10.3	131	113	0.90	0.061 ± 7.4	0.78 ± 7.6	0.092 ± 1.5	0.2	566 ± 8	651 ± 159
5	0.78	4.57	56	34	0.63	0.071 ± 14.9	0.93 ± 15.1	0.095 ± 2.5	0.2	584 ± 14	964 ± 305
6	0.06	7.76	96	71	0.76	0.059 ± 12.2	0.77 ± 12.4	0.094 ± 1.9	0.2	581 ± 11	579 ± 266
7	0.00	9.38	114	68	0.62	0.064 ± 7.2	0.84 ± 7.4	0.096 ± 1.7	0.2	589 ± 9	726 ± 152
8	0.00	7.83	96	54	0.58	0.059 ± 12.0	0.78 ± 12.1	0.095 ± 2.0	0.2	587 ± 11	568 ± 260
9	0.30	8.8	109	64	0.60	0.069 ± 7.56	0.89 ± 7.8	0.094 ± 1.8	0.2	578 ± 10	891 ± 156
10	0.00	10.5	129	88	0.71	0.059 ± 9.6	0.77 ± 10.0	0.095 ± 2.8	0.3	585 ± 16	571 ± 207
Зиганская свита проба 2149/2											
1	0.18	26.2	340	387	1.17	0.059 ± 2.1	0.724 ± 2.5	0.0896 ± 1.4	0.6	553.1 ± 7.5	551 ± 45
2	0.31	15.9	203	163	0.83	0.057 ± 3.2	0.713 ± 3.5	0.091 ± 1.6	0.4	561.2 ± 8.4	487 ± 70
3	0.37	6.65	81	81	1.03	0.061 ± 5.3	0.800 ± 5.6	0.0949 ± 1.8	0.3	584.2 ± 10	644 ± 110
4	0.15	29.1	371	580	1.61	0.059 ± 2.1	0.736 ± 2.5	0.091 ± 1.4	0.6	561.3 ± 8.4	556 ± 45
5	0.39	20.3	260	232	0.92	0.058 ± 3.2	0.727 ± 3.5	0.0903 ± 1.6	0.4	557.6 ± 8.3	543 ± 70
6	0.33	14.2	181	209	1.19	0.057 ± 3.8	0.718 ± 4.1	0.091 ± 1.6	0.4	561.6 ± 7.7	499 ± 84
7	0.53	4.77	59	72	1.26	0.065 ± 6.6	0.828 ± 6.9	0.0929 ± 2.1	0.3	573 ± 11	762 ± 140
8	0.19	13	164	140	0.88	0.057 ± 3.7	0.721 ± 4	0.0924 ± 1.6	0.4	569.9 ± 8.9	474 ± 81
9	0.33	15.4	196	172	0.91	0.058 ± 3.8	0.731 ± 4.1	0.0912 ± 1.7	0.4	562.6 ± 9	536 ± 83
10	0.10	26.9	335	573	1.76	0.059 ± 2.4	0.764 ± 2.9	0.0934 ± 1.5	0.5	575.3 ± 8.5	581 ± 53
11	0.52	19.1	238	223	0.97	0.06 ± 4.3	0.769 ± 4.6	0.093 ± 1.6	0.3	573.1 ± 8.6	603 ± 92

Примечание: Погрешности приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта для пробы P20203/1 составляла 0.35%, для пробы P20203/2 0.6%, для пробы 21142/1–0.39%, для пробы 2149/2–0.37%. Rho – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U.

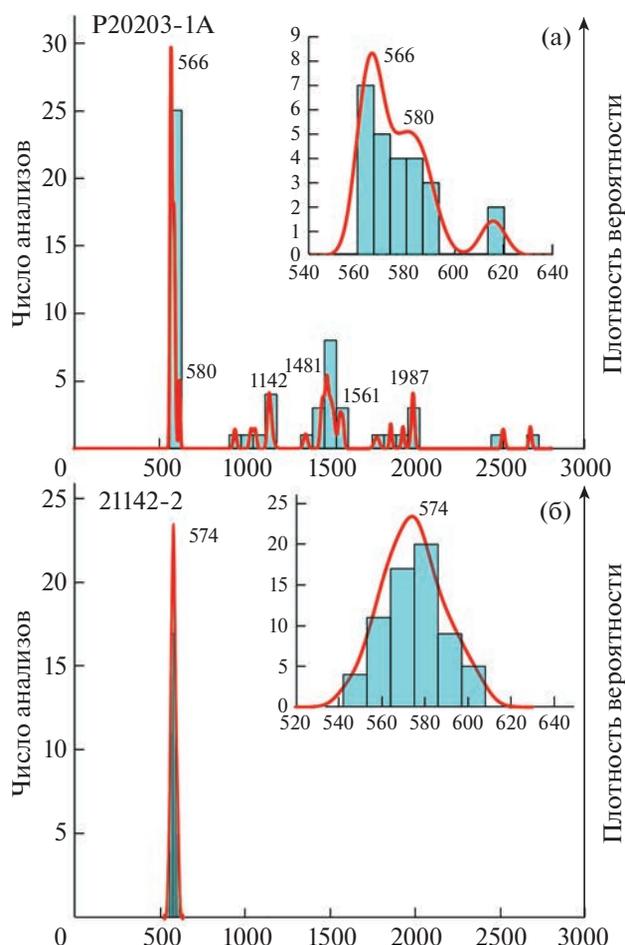


Рис. 5. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов детритовых и вулканогенных цирконов с детализацией для вендского уровня из туфогенных песчаников басинской свиты восточнее Толпарово, проба P20203-1A (а) и вулканогенных зерен циркона из туфов басинской свиты в разрезе Усть-Катава, проба 21142-2 (б).

Новые данные позволяют более обоснованно коррелировать разрезы венда Башкирского мегантиклинория с разрезами Среднего Урала, для которых имеются U–Pb (La–ICP–MS)-датировки зерен циркона из туфов в диапазоне 567 ± 4 – 564 ± 4 млн лет [3, 4, 7, 12].

Сопоставления с разрезами Среднего Урала и Восточно-Европейской платформы показывают, что основной объем разреза верхнего венда Башкирского мегантиклинория древнее котлинского регионального яруса, с которым эти разрезы сопоставлялись ранее [3, 4, 12].

Наиболее ранние эдиакарские органические остатки, представленные палеопаспихнидами, находятся в разрезе басинской свиты в Усть-Катаве [12] ниже пачки с туфами, имеющими возраст 578 ± 7 и 574 ± 3 млн лет.

Для разрезов басинской свиты Усть-Катава [19] и зиганской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория [2] были выявлены признаки гиперактивности магнитного поля, которые от-

носились к возрастному уровню около значения 548 ± 4 млн лет. Новые данные определяют положение этих фрагментов разреза вблизи уровня 578 ± 7 и 566 ± 5 млн лет.

Данные о присутствии в тяжелой фракции терригенных пород из разреза куккарауской свиты фосфатного детрита, интерпретированного как фрагменты раковин брахиопод нижнего кембрия [9], нуждаются в проверке и дополнительной оценке. Вероятно, это фрагменты фосфатных конкреций.

Состав туфов Башкирского антиклинория имеет сходство с туфами перевалокской свиты Среднего Урала, которые также имеют редкометальную геохимическую специализацию [11].

Одновременное присутствие в туфах ашинской серии минералов тяжелой (титаномагнетит, апатит, циркон, биотит) и легкой (полевые шпаты, кварц) фракций указывает на то, что вулканический пепел не разделился на фракции в процессе эолового переноса и вулканы, по-видимому,

находились на незначительном удалении от разрезов с туфами. В пользу близкого расположения вулканических центров свидетельствует также присутствие в разрезе Усть-Катава лапиллиевых туфов.

В настоящее время имеется достаточно оснований для реконструкции в складчатом поясе на юге Урала фрагментов вендского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, который развивался после коллизии островной дуги и пассивной окраины Балтики [14]. В пользу таких построений свидетельствует также состав тонкозернистых терригенных пород ашинской серии, который объясняется присутствием источников обломочного материала, характерных для внутриокеанических островных дуг и активных континентальных окраин, с одной стороны, и пассивных континентальных окраин, с другой стороны [12]. Вулканизм, продуктом которого являются туфы ашинской серии, вероятно характеризует тыловую часть вулканоплутонического пояса, на переходе к задуговому прогибу.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 20-05-00308, в рамках госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беккер Ю. Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
2. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю. и др. Верхневендский период гиперактивности магнитного поля: новые палеомагнитные данные по зиганской свите на Южном Урале // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 46–54.
3. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
4. Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Котлинский горизонт на Южном Урале // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
5. Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. и др. Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2019. Т. 27, № 5. С. 82–96.
6. Козлов В.И., Синицына З.А., Кулагина Е.И. и др. Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1995. 177 с.
7. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т. и др. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сълвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 341–345.
8. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // ДАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.
9. Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В. Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // ДАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 378–383.
10. Маслов А.В. Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 13–32.
11. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др. Пепловые туфы в отложениях сълвицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменногогорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45–70.
12. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В. Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты // Литосфера. 2018. 18 (4). С. 520–542.
13. Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U-Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // ДАН. 2020. Т. 495. № 2. С. 3–8.
14. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., и др. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. Т. 53. № 4. С. 43–59.
15. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А. и др. Ашинская серия венда: орогенный комплекс тиманид на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 3–34.
16. Floyd P.A., Winchester J.A. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements // Chemical Geology. 1978. V. 21. Iss. 3–4. P. 291–306.
17. Kolesnikov A.V., Bobkov N.I. Revisiting the age of the Asha Group in the South Urals // Estudios Geológicos. 2019. 75 (2): e103.
18. Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precam. Res. 2015. V. 263. P. 59–78.
19. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Prec. Res. 2013. V. 236. P. 16–30.
20. Razumovskiy A.A., Ivantsov A.Yu., Novikov I.A., et al. Kuckaraukia multituberculata: A new Vendian fossil from the Basa Formation of the Asha Group in the South Urals // Paleontol. J. 2015. V. 49. № 5. P. 449–456.

**THE AGE OF VOLCANIC TUFFS FROM THE BASU AND ZIGAN FORMATIONS
OF THE VENDIAN (EDIACARAN) ASHA GROUP IN THE SOUTHERN URALS:
RESULTS OF U–Th–Pb (SIMS and La–ICP–MS) DATING
OF ACCESSORY ZIRCON**

**A. V. Ryazantsev^{a,#}, A. A. Razumovskiy^a, I. A. Novikov^b, A. I. Kurtukova^a, N. A. Kanygina^a,
Yu. V. Yashunskiy^a, A. S. Dubenskiy^a, and V. S. Sheshukov^a**

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

^b*Prokhorov General Physics Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: avryazan51@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS M.A. Fedonkin August 11, 2022

For accessory zircon from ash tuffs of the Basu and Zigan Fms of the Asha Vendian (Ediacaran) Group of the Southern Urals obtained isotopic U–Pb age (SIMS (SHRIMP II) и La–ICP–MS). The compositions of rare-metal enriched tuffs correspond to rhyolites, comendites, trachytes, trachyandesites. The concordant value of the U–Pb age of zircon from the tuffs of the Basu Formation is 578 ± 7 , 577 ± 7 and 568 ± 5 Ma (SHRIMP II). The age of the zircon from the other two points of the Basu Formation is 573 ± 4 and 574 ± 3 Ma (La–ICP–MS). The age of zircons from the tuffs of the Zigan Formation is 566 ± 5 Ma (SHRIMP II). Tuffs accumulated in the hinterland of the marginal continental volcanic belt.

Keywords: Vend, Ediacaran, Asha group, Basu formation, Zigan formation, volcanic tuffs, Southern Urals, U–Pb age zircon, SHRIMP II, La–ICP–MS

УДК 551.35(268.55)

СОДЕРЖАНИЕ И СОСТАВ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И ДИАГЕНЕЗА

© 2023 г. О. Н. Колесник^{1,*}, А. Н. Колесник¹, А. С. Астахов¹, С. А. Селютин¹,
Сяньвэнь Жэнь², Сюэфа Ши²

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 24.08.2022 г.

Поступило 26.08.2022 г.

После доработки 15.09.2022 г.

Принято к публикации 22.09.2022 г.

Впервые изучено распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в разных морфологических типах железомарганцевых образований (ЖМО) Восточно-Сибирского моря: железистых и железомарганцевых корках, дискоидальных конкрециях, биоморфозах. ЖМО формировались на разном удалении от суши и, соответственно, от основных источников осадочного материала в процессе (суб)окислительного диагенеза. Вглубь моря, с ростом окисленности осадков прежде всего за счет замедления темпов седиментации, ЖМО на фоне увеличения количества в них марганца (Mn от 0.09 к 12.34%, Mn/Fe от 0.01 к 1.15), демонстрируют уменьшение общего содержания РЗЭ (Σ РЗЭ от 166.90 г/т к 96.86 г/т), обеднение церием ($Se_{ан}$ от 0.90 к 0.71) и обогащение средними РЗЭ. Из-за быстрого роста ЖМО, который должен опережать скорость седиментации, реакционноспособные формы РЗЭ не успевают в них накапливаться, поэтому общее содержание РЗЭ в ЖМО повсеместно ниже, чем в осадках.

Ключевые слова: железомарганцевые образования, редкоземельные элементы, Восточно-Сибирское море, терригенный сток, диагенез

DOI: 10.31857/S2686739722601727, EDN: GBVZKK

ВВЕДЕНИЕ

Сложенные оксигидроксидами железа и марганца, железомарганцевые образования (ЖМО) глубоководных районов океана заключают в себе значительное количество ценных металлов [1–3]. Шельфовые ЖМО, в том числе ЖМО Восточно-Сибирского моря (ВСМ), обладают относительно скромным ресурсным потенциалом и рассматриваются скорее как информативный литологический объект. Их отличают высокая скорость формирования и молодой, чаще всего голоценовый, возраст. Быстрый рост обусловлен близостью источников сноса и происходит главным образом за счет мобилизации из осадочной толщи восстановленных форм железа и марганца с их последующей фиксацией в поверхностном окисленном

слое осадков в виде оксигидроксилов. Считается, что чем выше содержание в осадках органического вещества (ОВ) и его реакционная способность, а также скорость седиментации, тем более вяло протекает процесс. При этом скорость образования оксигидроксилов железа и марганца в любом случае должна превышать скорость седиментации. Внешне условия зарождения и роста ЖМО проявляются в их строении и форме (морфологии). В химическом составе на изменения обстановки седиментации и диагенеза, кроме железа и марганца, особенно чутко реагируют редкоземельные элементы (лантан, лантаноиды и близкие им по свойствам иттрий и скандий – РЗЭ) [2, 3].

Вопрос распределения РЗЭ в ЖМО ВСМ освещен в научной литературе крайне слабо [4–6]. Полные данные имеются только по железомарганцевым конкрециям вблизи о. Беннетта в северо-западной части ВСМ (четыре анализа).

Цель настоящего исследования — выявить особенности распределения РЗЭ в ЖМО ВСМ, формировавшихся в разных условиях. Эти условия связаны с разной удаленностью от суши и выража-

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

²Первый институт океанографии Министерства природных ресурсов Китая, Циндао, Китай

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

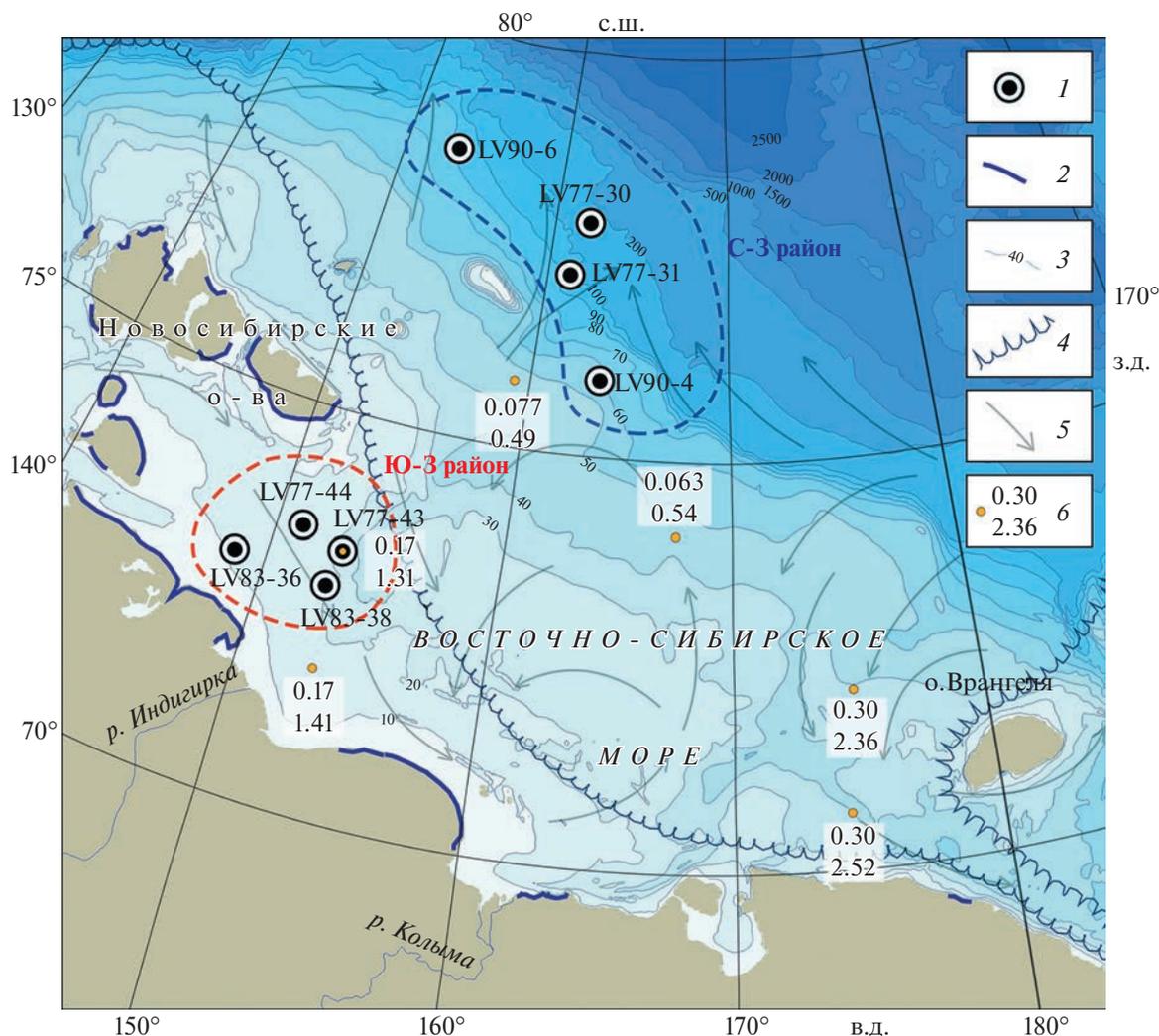


Рис. 1. Карта фактического материала с некоторыми элементами современных природных условий ВСМ. 1 – станции отбора ЖМО и донных осадков, 2 – участки побережья с интенсивной (> 1 м/год) (термо)абразией [7], 3 – изобаты, м (GEBCO, 2022), 4 – средняя граница плавучих льдов в период наименьшего распространения (август) [8], 5 – морские поверхностные течения [8], 6 – скорости седиментации (верхняя строка; см/год) и накопления $C_{орг}$ (нижняя строка; мг/(см² год)) [9].

ются в том числе в разном содержании и составе ОВ в осадках и разной скорости седиментации.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Для изучения взяты образцы ЖМО и пробы поверхностного слоя донных осадков с 8 станций в западной части ВСМ (по одному типичному образцу ЖМО и по одной пробе осадка с каждой станции). Станции расположены в пределах двух районов: 1) юго-западного мелководного с глубинами 10–22 м, находящегося в зоне прямого влияния терригенного стока; 2) северо-западного относительно глубоководного с глубинами 57–133 м, удаленного от континентальной, но приближенного к островной суши (далее ЮЗ- и СЗ-районы) (рис. 1). Пробоотбор велся боксорером и драгой

с борта НИС “Академик М.А. Лаврентьев” в российско-китайских арктических экспедициях 2016 г. (LV77), 2018 г. (LV83), 2020 г. (LV90). Для получения образцов верхней части осадочного разреза (кернов осадков) в СЗ-районе использовалась гравитационная трубка.

Химический состав ЖМО и осадков определялся в аккредитованной лаборатории аналитической химии ЦКП ДВГИ ДВО РАН (Владивосток) методами гравиметрии (Si), атомно-эмиссионной (Fe, Mn, P, Al) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (РЗЭ) [10]. В осадках также анализировались содержание и изотопный состав углерода ОВ ($C_{орг}$, $\delta^{13}C$) методом сжигания в кислороде. Эта работа выполнялась в аккредитованной лаборатории изотопного

Таблица 1. Содержание главных элементов и РЗЭ в ЖМО ВСМ

Элемент, показатель	ЮЗ-район				СЗ-район						
	LV77-43	LV77-44	LV83-36	LV83-38	LV77-30				LV77-31	LV90-4	LV90-6
					верх	сред.	низ	вал			
Fe, %	9.97	11.19	7.50	8.09	8.58	3.71	13.26	8.81	14.07	10.70	7.79
Mn	0.20	0.26	0.09	0.09	0.34	0.27	0.37	0.35	4.79	12.34	1.53
P	1.18	1.84	0.47	0.55	0.35	0.10	0.64	0.28	0.70	0.91	0.36
Si	25.57	24.42	28.26	27.63	27.51	30.73	24.66	27.46	22.07	18.53	28.18
Al	6.89	5.86	6.79	7.19	7.06	7.59	6.21	7.17	5.17	4.66	6.43
Mn/Fe, б.в.	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.07	0.03	9.76	0.34	1.15	0.2
Sc, г/г	10.28	8.87	9.82	8.79	9.13	10.11	9.10	18.89	7.19	7.21	8.35
Y	16.07	37.73	19.08	17.15	15.61	12.43	14.87	25.63	25.63	20.76	28.43
La	24.82	28.47	33.26	29.26	22.28	22.91	21.54	47.70	24.90	19.44	29.25
Ce	50.63	53.17	65.67	58.26	43.67	48.04	42.12	6.60	40.38	33.67	45.93
Pr	6.46	6.77	7.98	6.82	5.79	6.02	5.51	24.76	6.14	4.52	6.86
Nd	24.08	27.76	34.78	30.35	22.24	22.14	21.08	5.12	24.67	19.37	28.36
Sm	4.85	6.18	6.14	5.70	4.52	4.38	4.15	1.14	5.50	4.40	6.04
Eu	1.02	1.37	1.24	1.09	1.01	1.01	0.95	4.71	1.23	0.96	1.33
Gd	4.04	6.54	5.52	4.09	4.14	3.84	3.77	0.69	5.55	4.79	6.65
Tb	0.60	0.97	0.74	0.68	0.59	0.53	0.57	3.54	0.86	0.68	0.96
Dy	3.18	5.85	5.17	4.07	3.15	2.75	3.10	0.73	4.62	3.73	5.47
Ho	0.59	1.26	0.87	0.69	0.63	0.55	0.58	2.10	0.96	0.74	1.06
Er	1.71	3.66	2.48	2.47	1.80	1.55	1.74	0.30	2.72	2.11	3.09
Tm	0.24	0.52	0.28	0.27	0.23	0.19	0.24	1.78	0.37	0.29	0.43
Yb	1.46	3.19	2.49	2.11	1.42	1.27	1.47	0.27	2.29	1.90	2.87
Lu	0.23	0.46	0.28	0.26	0.24	0.18	0.21	125.05	0.34	0.25	0.39
ΣРЗЭ	123.92	146.17	166.90	146.12	111.73	115.36	107.04	1.38	120.54	96.86	138.68
ЛРЗЭ/ТРЗЭ, б.в.	1.62	0.84	1.53	1.42	1.45	1.82	1.43	0.80	1.03	1.03	1.00
Ce _{ан}	0.87	0.83	0.88	0.90	0.84	0.89	0.84	1.02	0.71	0.78	0.71
Eu _{ан}	1.01	0.94	0.93	0.98	1.03	1.08	1.05		0.98	0.92	0.91

Примечание. LV77-43, LV77-44, LV83-36, LV83-38 – ожелезненные ходы илоедов; LV77-30 – мощная грубослоистая железистая корка; LV77-31 – крупная железомарганцевая биоморфоза; LV90-4 – дискоидальная железомарганцевая конкреция; LV90-6 – тонкие железистые корочки (составная проба, n = 5); б.в. – безразмерная величина.

и элементного анализа НИЦ ГеоЛаб КФУ (Казань).

В рамках обработки и интерпретации данных (табл. 1, 2) полученные данные по РЗЭ нормализовались к стандарту, североамериканскому глинистому сланцу NASC [11], с построением соответствующих графиков. Значения аномалий церия и европия, а также отношения легких РЗЭ к тяжелым РЗЭ рассчитывались по формулам:

$$Ce_{ан} = Ce_{норм} / (0.5La_{норм} + 0.5Pr_{норм}), Eu_{ан} = Eu_{норм} / (0.5Sm_{норм} + 0.5Gd_{норм}), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = (La_{норм} + 2Pr_{норм} + Nd_{норм}) / (Er_{норм} + Tm_{норм} + Yb_{норм} + Lu_{норм}),$$

где “норм” означает отношение содержания элемента в образце к его содержанию в сланце NASC [2]. При определении общего содержания РЗЭ (ΣРЗЭ) во внимание принимались только лантан и лантаноиды. Доля терригенного ОВ в осадках вычислялась по фор-

Таблица 2. Содержание и состав ОВ, содержание главных элементов и РЗЭ в донных осадках ВСМ

Компонент/элемент, показатель	ЮЗ-район				СЗ-район			
	LV77-43	LV77-44	LV83-36	LV83-38	LV77-30	LV77-31	LV90-4	LV90-6
C _{орг} , %	0.80	0.74	0.96	0.87	0.86	0.88	0.97	0.87
δ ¹³ C (VPDB), ‰	-25.3	-25.1	-26.6	-25.5	-22.3	-22.6	-22.5	-22.4
ОВ _{тер} , %	71	69	93	74	21	27	26	23
Fe, %	4.84	4.57	2.69	3.69	5.04	5.24	4.55	4.53
Mn	0.09	0.06	0.05	0.06	0.60	0.61	0.94	0.37
P	0.10	0.12	0.07	0.08	0.11	0.12	0.10	0.11
Si	28.04	29.01	32.28	29.68	26.81	27.11	27.28	28.44
Al	8.91	8.63	7.09	7.73	8.75	8.49	7.60	7.44
Sc, г/г	15.33	14.14	9.56	12.39	16.16	15.37	14.69	13.70
Y	22.26	23.00	21.2	23	20.95	18.95	17.01	18.68
La	42.09	42.94	36.99	38.60	38.97	34.96	26.16	30.95
Ce	85.90	87.69	83.19	87.43	79.56	71.12	53.28	62.77
Pr	9.21	9.45	8.77	9.21	8.32	7.60	6.107	6.972
Nd	33.45	34.32	33.45	35.28	31.15	28.18	24.47	27.78
Sm	6.53	6.69	6.38	6.78	6.02	5.61	5.029	5.492
Eu	1.28	1.33	1.35	1.47	1.22	1.16	1.010	1.113
Gd	5.30	5.41	5.61	6.09	5.06	4.76	4.636	5.296
Tb	0.83	0.82	0.73	0.83	0.78	0.74	0.600	0.678
Dy	4.41	4.42	4.03	4.44	4.28	4.03	3.109	3.431
Ho	0.87	0.86	0.79	0.85	0.84	0.77	0.635	0.703
Er	2.51	2.60	2.31	2.49	2.48	2.22	1.737	2.026
Tm	0.37	0.36	0.34	0.36	0.36	0.30	0.258	0.285
Yb	2.41	2.51	2.18	2.40	2.42	2.24	1.849	2.049
Lu	0.36	0.36	0.33	0.36	0.34	0.32	0.263	0.286
ΣРЗЭ	195.52	199.76	186.45	196.59	181.81	164.01	129.14	149.83
ЛРЗЭ/ТРЗЭ, б.в.	1.55	1.56	1.60	1.54	1.46	1.46	1.43	1.47
Ce _{ан}	0.95	0.95	1.01	1.01	0.96	0.95	0.92	0.93
Eu _{ан}	0.95	0.97	0.99	1.00	0.97	0.99	0.92	0.91

Примечание. б.в. – безразмерная величина.

муле $ОВ_{тер} = 100 \times (\delta^{13}C_{обр} - \delta^{13}C_{мор}) / (\delta^{13}C_{тер} - \delta^{13}C_{мор})$, при этом за реперные брались значения изотопного состава углерода морского ОВ $\delta^{13}C_{мор} = -21\text{‰}$ и терригенного ОВ $\delta^{13}C_{тер} = -27\text{‰}$ [12]. Генетические построения по данным о содержании в ЖМО РЗЭ выполнялись с использованием диаграмм М. Бау [3].

РЕЗУЛЬТАТЫ

ЖМО ЮЗ-района ВСМ представляют собой слабожелезные ходы илоедов (рис. 2 а; табл. 1).

Железо содержится в них в количестве 9.19%, марганец – 0.16%, фосфор – 1.01%, отношение Mn/Fe – 0.02 (здесь и далее по тексту приводятся средние значения). Содержание скандия – 9.44 г/т, иттрия – 22.51 г/т; ΣРЗЭ – 145.78 г/т, ЛРЗЭ/ТРЗЭ – 1.35. ЖМО СЗ-района отличаются большим разнообразием: чисто железистые разности уступают место железистым и железомарганцевым (табл. 1); кроме биоморфоз, которые формируются не только по ходам илоедов, но и по другим органическим остаткам, встречаются корки, иногда довольно мощные, а также дискоидальные кон-

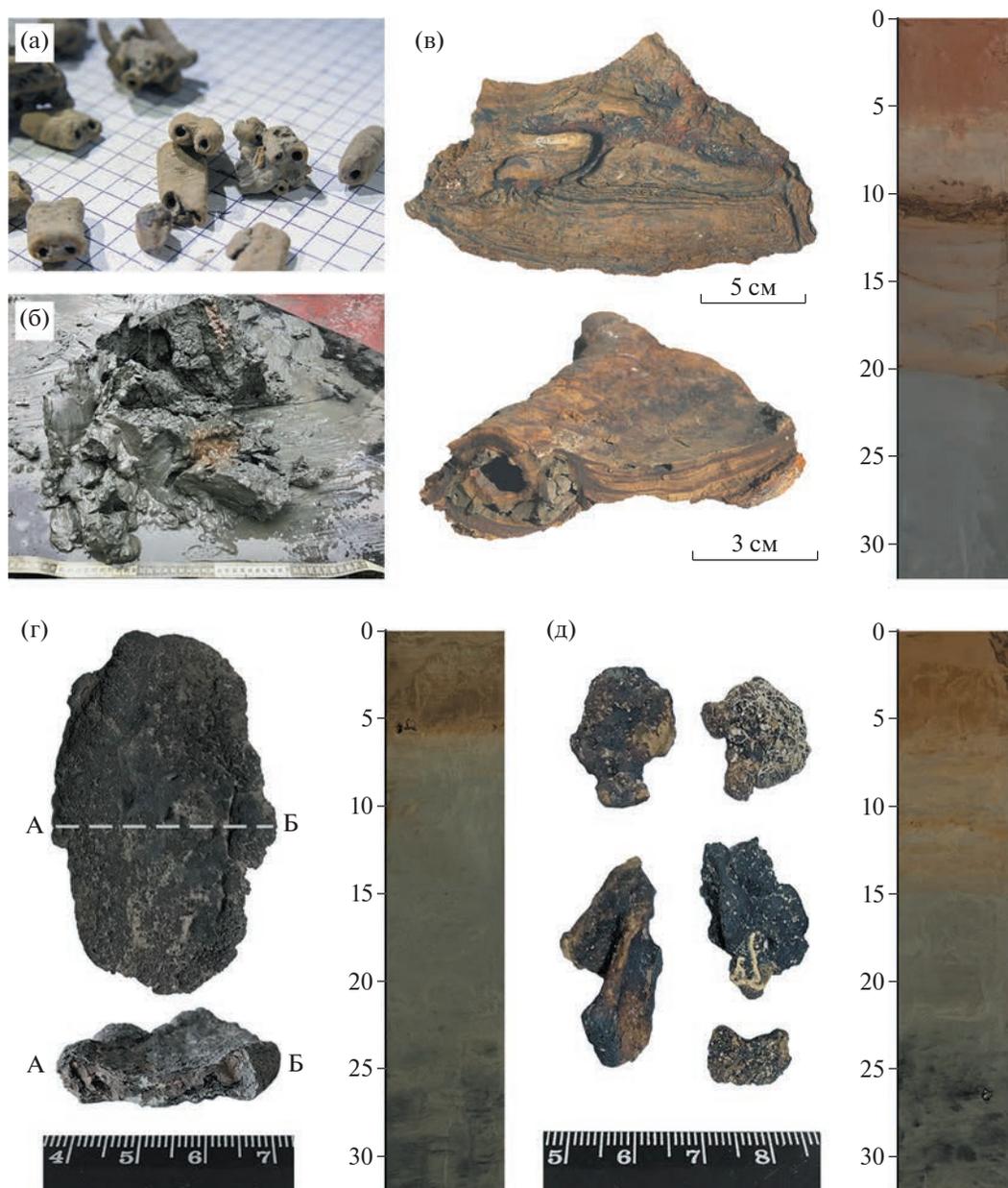


Рис. 2. Общий вид ЖМО и донных осадков ВСМ. *а, б* – ожеженненные ходы илоедов с вмещающим осадком, ст. LV83-36; *в* – мощная грубослойная железистая корка (вид сверху, сбоку) и верхняя часть осадочного разреза, ст. LV77-30; *г* – дискоидальная железомарганцевая конкреция (общий вид, вид по линии разлома А–Б) и верхняя часть осадочного разреза, ст. LV90-4; *д* – тонкие железистые корочки и верхняя часть осадочного разреза, ст. LV90-6. Все размеры указаны в сантиметрах, размерная сетка на рис. 2 а – 5 × 5 мм.

креции (рис. 2 в–д). Они заключают в себе 10.34% железа, 4.75% марганца и 0.56% фосфора, отношение Mn/Fe составляет 0.43. Скандий присутствует в количестве 8.13 г/т, иттрий – 23.43 г/т; ΣРЗЭ – 120.28 г/т, ЛРЗЭ/ТРЗЭ – 1.11. Для всех изученных образцов ЖМО характерно слоистое строение.

При сопоставлении химического состава ЖМО ЮЗ- и СЗ-районов ВСМ прежде всего видно, что ЖМО СЗ-района содержат несколько

больше железа и намного больше марганца, но меньше фосфора и РЗЭ (табл. 1). К тому же ЖМО СЗ-района отличаются более выраженной отрицательной аномалией церия и более существенным подъемом в области средних РЗЭ на фоне практически равного соотношения легких и тяжелых РЗЭ (рис. 3 а). Показательны составы РЗЭ, полученные для ожеженненного хода илоеда со ст. LV83-38 как характерного морфологического типа ЖМО ЮЗ-района, а также железистой кор-

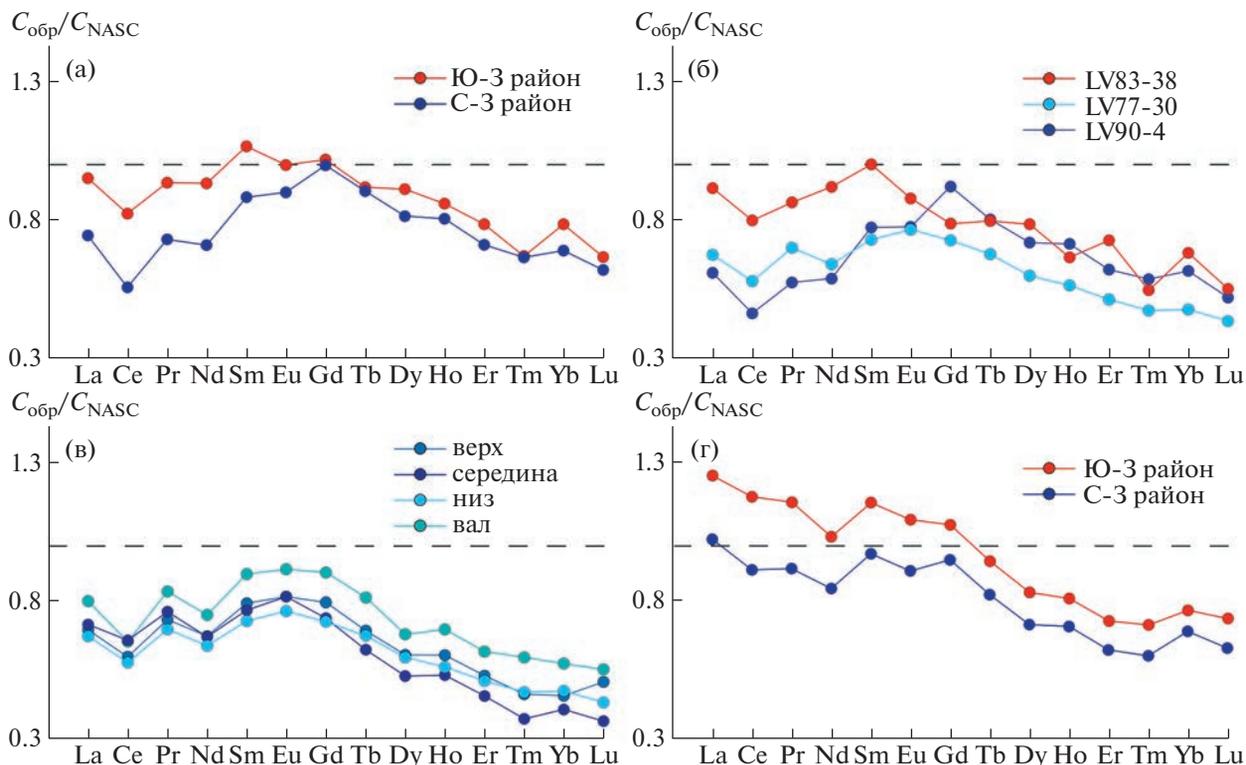


Рис. 3. NASC-нормализованный состав РЗЭ ЖМО и донных осадков ВСМ. а – средний состав ЖМО; б – состав ЖМО разных морфотипов (ст. LV83-38: ожезненный ход илоеда; ст. LV77-30: мощная грубослоистая железистая корка; ст. LV90-4: дискоидальная железомарганцевая конкреция); в – локальный и валовой состав мощной грубослоистой железистой корки, ст. LV77-30; г – средний состав осадков. Пунктирной линией отмечено значение $C_{обр}/C_{NASC} = 1$.

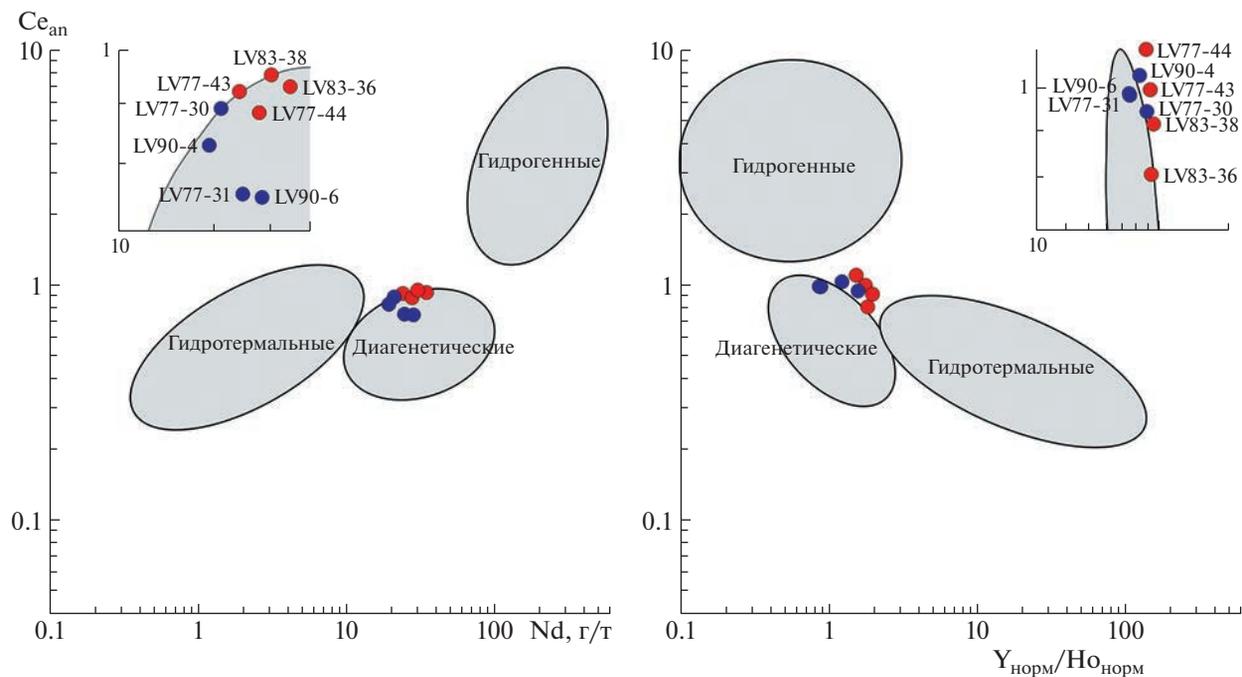


Рис. 4. Положение ЖМО ВСМ относительно полей разных генетических типов ЖМО океана на диаграммах М. Бау [3] в общем и укрупненном виде. Красные кружки – ЮЗ-район, синие – СЗ-район. Краткая характеристика образцов дана в примечании к табл. 1.

ки со ст. LV77-30 и дискоидальной железомарганцевой конкреции со ст. LV90-4, представляющих морфологические типы ЖМО СЗ-района (рис. 3 б). При изучении химического состава отдельных частей мощной грубослоистой железистой корки со ст. LV77-30 (общая мощность — до 4–5 см, мощность слоев — около 1 мм) отмечены те же тенденции, что и в валовых пробах ЖМО СЗ-района с некоторыми вариациями в значениях (табл. 1, рис. 3 в).

Осадки ЮЗ-района имеют преимущественно серую окраску (восстановленные) и пелито-алевритовый состав; они полужидкие, мягкие и пластичные, со следами биотурбации (рис. 2 б). Осадки СЗ-района при практически аналогичных плотностно-влажностных характеристиках и гранулометрическом составе имеют коричневую окраску (окисленные). В осадочных разрезах на контакте слоев коричневого и серого цвета фиксируются прослойки диагенетически измененных уплотненных темно-коричневых либо охристо-оранжевых осадков (рис. 2 в–д). По сравнению с ЖМО осадки заключают в себе мало железа и ничтожно мало марганца, но характеризуются более высоким общим содержанием РЗЭ, причем ярче перечисленные черты проявлены в осадках ЮЗ-района (табл. 2). В составе РЗЭ осадков легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми, величина Se_{an} близка к единице (особенно характерно для осадков ЮЗ-района), наблюдается некоторый подъем в области средних РЗЭ (особенно характерно для осадков СЗ-района) (рис. 3 г). Осадки ЮЗ-района содержат 0.84% $C_{орг}$, генезис ОВ смешанный с резким преобладанием терригенной составляющей (табл. 2). В осадках СЗ-района содержание $C_{орг}$ несколько выше — 0.90%; генезис ОВ также смешанный, но преобладает морская составляющая.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Тип раннего диагенеза в океане определяется соотношением окислителей и восстановителей, зависит от содержания и состава ОВ, скорости седиментации (определяет доступность окислителей) и сопровождается микробиологической активностью. В диагенезе участвует только реакционноспособная часть РЗЭ (максимум подвижных форм имеют средние РЗЭ), которая связана прежде всего с железом; церий демонстрирует специфическое поведение, сходное с поведением марганца; контролирующими процессами являются соосаждение марганца с церием и сорбция реакционноспособной части РЗЭ на оксигидроксидах железа [2]. Все это находит отражение в результатах настоящего исследования.

ЮЗ-район ВСМ, ввиду близости к суше (континентальной, островной), получает обильное питание минеральным и органическим веще-

ством терригенного происхождения [7, 8, 13–15]; скорость седиментации составляет порядка 0.17 см/год [9] (рис. 1). Поставка идет в основном за счет (термо)абразии берегов и с речным стоком. Среди рек главными поставщиками являются Индигирка и Лена, последняя — за счет следующего с запада на восток вдольберегового течения (рис. 1). Ранее показано [16, 17], что, во-первых, осадки ЮЗ-района обогащены РЗЭ ($\Sigma РЗЭ$ — до 210 г/т), во-вторых — в нормализованном виде состав РЗЭ подобен составу взвеси р. Лены и терригенных осадков океана в целом с типичным обогащением легкими РЗЭ и близкой к единице величиной Se_{an} (подтверждается данными настоящего исследования; табл. 2, рис. 3 г). Содержание $C_{орг}$ в осадках ЮЗ-района варьирует от 0.50 до 1.41% [9, 14, 16, 18] (значения, полученные в настоящем исследовании, входят в этот интервал; табл. 2). Скорость накопления (захоронения) $C_{орг}$ может достигать 3.5–6 мг/(см² год) [9, 15]. Ввиду мелководности и ледовитости моря, трансформация ОВ имеет выраженный сезонный характер и происходит в основном на поверхности осадков и в их верхнем слое [13, 14]. В ЮЗ-районе на окисление ОВ, особенно в летний период, расходуется почти весь кислород иловых (поровых) вод. Аэрация осадков идет локально за счет биотурбации. По ходам илоедов в процессе субокислительного диагенеза формируются биоморфозы — слабозелезистые ЖМО с тонкослоистым строением (табл. 1; рис. 2 а, 4). Вместе с двухвалентным железом (Fe^{2+}) к зонам относительного обогащения кислородом (стенки ходов) из восстановленных осадков поступает реакционноспособная часть РЗЭ (в основном средние РЗЭ) и затем сорбируется на новообразованных оксигидроксидах железа (Fe^{3+}) [2]. На оксигидроксидах железа сорбируется и фосфат-ион иловых вод, что, как известно, ведет к дополнительной аккумуляции РЗЭ [2]. Количество фосфора в ЖМО до 15 раз превышает его количество в осадках (табл. 1, 2), что указывает на мобильность элемента и его вовлеченность в диагенетические преобразования осадков. Марганец и близкий ему по свойствам церий более подвижны, чем железо, фосфор или средние РЗЭ, и поэтому в субокислительном диагенезе фактически не участвуют [2], что видно по слабоконтрастному распределению марганца в верхней части осадочной толщи [9] и объясняет обедненность ЖМО ЮЗ-района марганцем и церием ($Se_{an} < 1$) (табл. 1, рис. 3 а, б). Нереакционноспособная часть РЗЭ (в основном легкие и тяжелые РЗЭ, а также иттрий, скандий) попадает в ЖМО с частицами осадков и, естественно, повторяет их состав. Обломочная часть осадков представлена в основном полевыми шпатами и кварцем, глинистая — минералами хлорит-иллитовой ассоциации [18]. Содержащиеся в осадках мине-

ралы РЗЭ относятся к акцессорным и представлены преимущественно монацитом-(Ce); в качестве изоморфной примеси РЗЭ содержатся также в тяжелых обломочных минералах, на что указывает статистически значимая связь РЗЭ с Zr, Nb, Hf, Th, Ti [16]. Таким образом, общее содержание и состав РЗЭ в ЖМО складываются из соотношения рудной (диагенетической) и нерудной (терригенной) составляющих. Тот факт, что содержание РЗЭ в ЖМО ЮЗ-района (145.78 г/т) ощутимо ниже, чем в осадках (табл. 1, 2), объясняется высокой скоростью седиментации и, соответственно, вялотекущим характером диагенеза. Подобная картина описана ранее для ЖМО ЮВ-части моря Лаптевых [19].

В СЗ-районе ВСМ влияние терригенного стока ослабевает, скорость седиментации падает до 0.077 см/год [9] (рис. 1). Содержание РЗЭ в осадках также снижается [16, 17], чего нельзя сказать о $C_{орг}$, поскольку уменьшение доли терригенного ОВ компенсируется активным продуцированием и поставкой в осадки морского (планктогенного) ОВ [9, 14–16, 18] (обе эти черты вещественного состава подтверждаются результатами настоящего исследования; табл. 2). $C_{орг}$ накапливается медленнее, чем в ЮЗ-районе, со скоростью не более 2–3 мг/(см² год) [9, 15]. В итоге в СЗ-районе создаются благоприятные условия для диагенеза, мощность окисленного слоя увеличивается до 5–7 см (рис. 2), распределение редокс-чувствительных элементов в верхней части осадочного разреза становится более контрастным [9]. В ЖМО растут содержание марганца и доля рудной (диагенетической) части в целом, при этом общее содержание РЗЭ убывает (табл. 1). Как и в других районах океана [2], непосредственно в окисленном слое формируются железомарганцевые ЖМО, на границе окисленных и восстановленных осадков – железистые. Тенденции в распределении РЗЭ, связанные с их реакционноспособными формами и слабо проявленные в ЖМО ЮЗ-района ВСМ, начинают проступать в СЗ-районе отчетливее (табл. 1, рис. 3). Различия в наших и опубликованных [5] данных по железомарганцевым конкрециям (прежде всего $Se_{ан}$) объясняются, очевидно, глубиной залегания конкреций в осадках. Наши данные касаются конкреций дискоидального типа, опубликованные – сфероидального. Первые, как и плоские стяжения, формируются близко к границе восстановленных и окисленных осадков, вторые – всегда выше этой границы в окисленных осадках [20]. В отличие от сфероидальных конкреций, все дискоидальные конкреции, а также плоские стяжения обеднены церием [2].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 21-17-00081). Экспедиционные работы поддержаны Минобрнауки России (тема 121021700342-9) и Национальным фондом естественных наук Китая (гранты U160641, 41420104005, 42076074).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hein J.R., Mizell K., Koschinsky A., Conrad T.A.* // *Ore Geology Reviews*. 2013. V. 51. P. 1–14.
2. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
3. *Vau M., Schmidt K., Koschinsky A., et al.* // *Chemical Geology*. 2014. V. 381. P. 1–9.
4. *Батурич Г.Н., Дубинчук Г.Н.* // *ДАН*. 2011. Т. 440. № 1. С. 93–99.
5. *Батурич Г.Н., Дубинчук Г.Н., Овсянников А.А., Рашидов В.А.* // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 5. С. 782–790.
6. *Батурич Г.Н.* // *Литология и полезные ископаемые*. 2019. № 5. С. 404–417.
7. *Lantuit H., Overduin P.P., Couture N., et al.* // *Estuaries and Coasts*. 2012. V. 35. № 2. P. 383–400.
8. *Чернякова А.М.* Восточно-Сибирское море // *Большая российская энциклопедия. Электронная версия*. 2018. <https://bigenc.ru/geography/text/5287994>. Дата обращения: 12.08.2022.
9. *Li L., Liu Y., Wang X., et al.* // *Marine Geology*. 2020. V. 429. 106309.
10. *Зарубина Н.В., Блохин М.Г., Михайлик П.Е., Сегинов А.С.* // *Стандартные образцы*. 2014. № 3. С. 33–44.
11. *Gromet L.P., Haskin L.A., Korotev R.L., Dymek R.F.* // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.
12. *Walsh J.J., McRoy C.P., Coachman L.K., et al.* // *Progress in Oceanography*. 1989. V. 22. № 4. P. 277–359.
13. *Залогин Б.С., Косарев А.Н.* Моря. М.: Мысль, 1999. 399 с.
14. *Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В. и др.* // *Геохимия*. 2008. № 2. С. 183–195.
15. *Vonk J.E., Sánchez-García L., van Dongen B.E., et al.* // *Nature*. 2012. V. 489. P. 137–140.
16. *Astakhov A.S., Sattarova V.V., Shi X., et al.* // *Polar Science*. 2019. V. 20. Part 2. P. 148–159.
17. *Севастьянов В.С., Кузнецова О.В., Федулов В.С. и др.* // *Геохимия*. 2020. Т. 65. № 12. С. 1167–1175.
18. *Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадуллин Э.Э. и др.* // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 4. С. 595–610.
19. *Колесник О.Н., Колесник А.Н., Жэнь С. и др.* // *ДАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 497. № 1. С. 37–43.
20. *Ingri J., Pontér C.* // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1987. V. 51. № 1. P. 155–161.

RARE EARTH ELEMENT CONTENTS AND COMPOSITIONS IN FERROMANGANESE FORMATIONS OF THE EAST SIBERIAN SEA: A RESPONSE TO RECENT SEDIMENTATION AND DIAGENESIS CONDITIONS

O. N. Kolesnik^{a,#}, A. N. Kolesnik^a, A. S. Astakhov^a, S. A. Selutin^a, Xiangwen Ren^b, and Xuefa Shi^b

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

^b*First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao, People's Republic of China*

[#]*E-mail: kolesnik_o@poi.dvo.ru*

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh August 24, 2022

The distribution of rare earth elements (REEs) has been studied for the first time in different morphotypes of ferromanganese formations (FMFs) from the East Siberian Sea, namely, ferruginous and ferromanganese crusts, discoid nodules, and biomorphoses. The FMFs were formed at different distances from the land and, accordingly, from the main sources of sedimentary material during (sub)oxic diagenesis. Seaward, with an increase in the oxidation of sediments, primarily because of reducing sedimentation rates, FMFs, against a rising manganese content in them (Mn from 0.09% to 12.34%, Mn/Fe from 0.01 to 1.15), show a decrease in the total REE content (Σ REE from 166.90 ppm to 96.86 ppm), depletion in cerium (Cean from 0.90 to 0.71), and enrichment with middle REEs. Due to the rapid growth of FMFs, which should be faster than sedimentation rates, reactive REE species do not have time to accumulate; therefore, REE total content in FMFs is everywhere lower than in sediments.

Keywords: ferromanganese formations, rare earth elements, East Siberian Sea, terrigenous runoff, diagenesis

УДК 569.21:551.763.1(517)

ARGINBAATAR (MULTITUBERCULATA, MAMMALIA) ИЗ НОВОГО РАННЕМЕЛОВОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ШАВАР-ОВО В МОНГОЛИИ

© 2023 г. Академик РАН А. В. Лопатин^{1,*}

Поступило 08.09.2022 г.
После доработки 09.09.2022 г.
Принято к публикации 15.09.2022 г.

Из нового раннемелового местонахождения Шавар-Ово в Монголии (аймак Уверхангай, сомон Гучин-Ус) описан изолированный верхний предкоренной зуб P⁴ мультитуберкулята, демонстрирующий строение и размеры, характерные для *Arginbaatar dmitrievae* Trofimov, 1980 (Arginbaataridae). Это первая находка *Arginbaatar* (и в целом раннемеловых мультитуберкулят Монголии) за пределами урочища Ховур.

Ключевые слова: *Arginbaatar dmitrievae*, Arginbaataridae, мультитуберкуляты, мезозойские млекопитающие, ранний мел, ховурский комплекс, Гучин-Ус, Монголия

DOI: 10.31857/S2686739722601831, **EDN:** GESKMX

В Монголии раннемеловые млекопитающие известны из пяти местонахождений: Ховур, Зун-Ховур, Шалан-Ихэр, Оши (Оши-Нуру) и Хамрын-Ус. Первые четыре расположены в аймаке Уверхангай в центральной части Монголии, а пятое находится в аймаке Дорноговь на юго-востоке страны ([1], рис. 1). Во всех этих местонахождениях найдены эутриконодонты рода *Gobiconodon* [1–7], тогда как представители других групп млекопитающих, включая мультитуберкулят, указаны только для двух наиболее богатых местонахождений ховурского комплекса — Ховур (Höövör, Khovoor) и Зун-Ховур (Zuun-Höövör, Zun-Khovoor) [8–12]. Они расположены в 1.5 км друг от друга в урочище Ховур Гучинской впадины Северной Гоби.

Описанные ранее [8, 9] материалы по мультитуберкулятам из местонахождения Ховур были недавно нами ревизованы и дополнены [12]. Кроме того, многочисленные зубные и челюстные остатки мультитуберкулят *Arginbaatar dmitrievae* Trofimov, 1980 (= *Monobaatar mimicus* Kielan-Jaworowska et al., 1987) и *Eobaatar magnus* Kielan-Jaworowska et al., 1987 (а также следы зубов мультитуберкулят на кости эутриконодонта *Gobiconodon borissiaki* Trofimov, 1978) были найдены нами в местонахождении Зун-Ховур [6, 7, 10, 11].

Обнаруженный в 2022 г. Южно-Гобийским отрядом Совместной российско-монгольской па-

леонтологической экспедиции (ЮГО СРМПЭ) изолированный зуб мультитуберкулята *Arginbaatar dmitrievae* происходит из нового местонахождения Шавар-Ово (Shavar-Ovoo) в Гучинской впадине (сомон Гучин-Ус, аймак Уверхангай; 45°22'27" с.ш., 102°35'51" в.д.) (рис. 1). Это местонахождение было открыто нами (ЮГО СРМПЭ: А.В. Лопатин, А.А. Карху, Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН; Д. Бадамгарав, Институт палеонтологии Монгольской академии наук) еще в 2012 г., однако до 2022 г. в нем были найдены только остатки динозавров и неопределимые фрагменты костей млекопитающих.

В местонахождении Шавар-Ово, в останце у южного борта долины, разрез нижнемеловой (апт-альбской) хухтыкской свиты представлен следующими отложениями (снизу вверх): толща светло-серых песков, перекрытая слоем коричневатого-серых плотных песчаников мощностью до 1 м, содержащих фрагменты костей динозавров; толща косослоистых желтовато-серых глинистых песков (мощность до 6 м; в верхней части встречаются фрагменты панцирей черепах), бронируемая слоем коричневатого-серых плотных песчаников мощностью до 0.3 м; пестроцветная толща песчаных глин (мощность до 5 м). Зуб мультитуберкулята *Arginbaatar dmitrievae* получен в результате промывки около 1.5 т породы из верхней части толщи косослоистых желтовато-серых глинистых песков.

Описываемый в настоящей статье зуб представляет собой первую находку *Arginbaatar* (и в целом раннемеловых мультитуберкулят Монголии) за пределами урочища Ховур. Материал хра-

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: alopap@paleo.ru

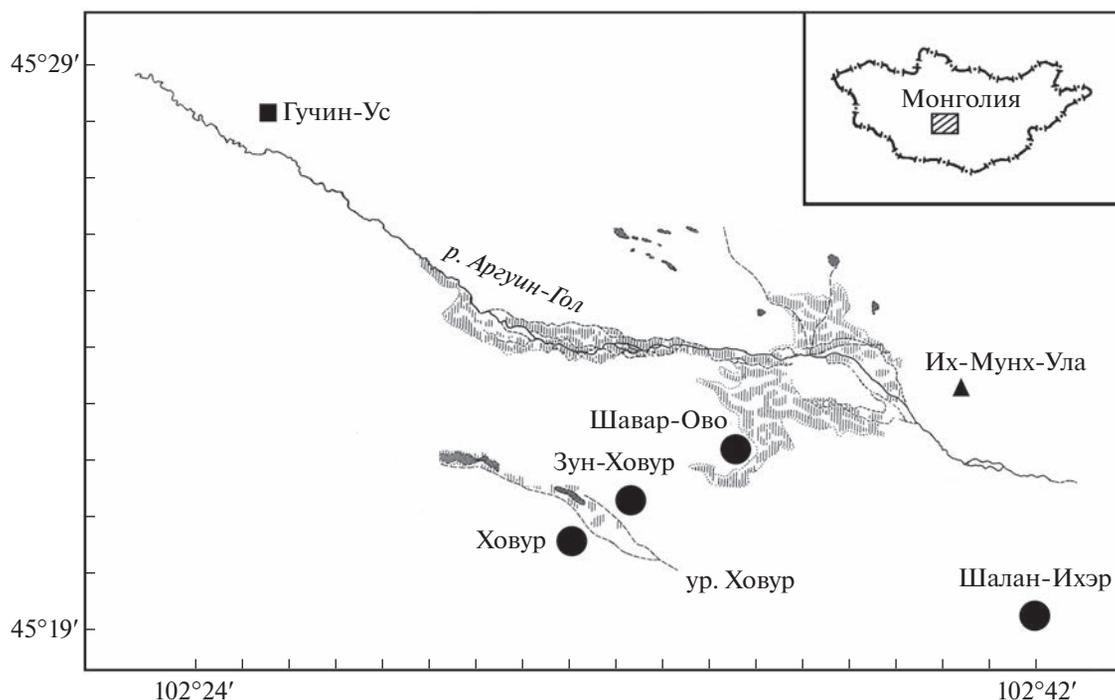


Рис. 1. Местонахождения раннемеловых млекопитающих в Гучинской впадине, Монголия.

нится в коллекции Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН (ПИН), Москва. Изображения получены с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega II ХМУ в ПИН. Номенклатура бугорков зубов мультитуберкулят по [13].

Изолированный левый верхний премоляр Р⁴ (экз. ПИН, № 5875/1) *Arginbaatar dmitrievae* (*Arginbaataridae*, *Plagiaulacoidea*) имеет два длинных корня и сравнительно низкую коронку (рис. 2). Окклюзиальная поверхность субпрямоугольной формы, с небольшим постеролингвальным выступом. Бугорковая формула – 3В:4L (три лабиальных (буккальных) и четыре лингвальных бугорка). Бугорки конические, слегка сжаты поперечно.

В лабиальном ряду средний бугорок В2 крупнее и выше других бугорков, задний бугорок В3 намного выше и массивнее переднего бугорка В1. У заднего основания бугорка В3 имеется небольшой дистальный выступ. По лабиальному краю окклюзиальной стороны бугорок В2 связан с бугорками В1 и В3 передним и задним продольными гребнями – соответственно, В1–В2 и В2–В3, которые ограничивают поперечные долинки с лабиальной стороны.

В лингвальном ряду бугорки постепенно увеличиваются в заднем направлении по высоте и массивности, наиболее крупный бугорок L4 в основании выступает дистально. Бугорок L1 очень мелкий, расположен в антеролингвальном углу

окклюзиальной поверхности, прижат к основанию бугорка L2 и немного удален от основания бугорка В1. Бугорки L2 и L3 имеют по три коротких гребневидных ребра, которые встречаются с супротивными ребрами соседних бугорков в области межбугорковых седловин и попарно с ними формируют гребни L1–L2, В1–L2, L2–L3, В2–L3 и L3–L4, связывающие соответствующие бугорки. Продольные гребни L1–L2, L2–L3 и L3–L4 ограничивают поперечные долинки с лингвальной стороны.

Срединная продольная долинка между лабиальным и лингвальным рядами бугорков мелкая в области бугорков В1/L1–L2 и В2/L3, но более глубокая на уровне бугорков В2/L2–L3 и В3/L3–L4. В двух местах она частично перегороджена низкими косыми гребнями В1–L2 и В2–L3, связывающими супротивные бугорки.

Корни широко расставленные, продольно сжатые.

Размеры коронки экз. ПИН, № 5875/1 (в мм): наибольшая длина – 1.28, наибольшая ширина – 0.88.

Бугорки умеренно стертые апикально, фасетки стирания лабиальных бугорков треугольной формы. Апикальные фасетки стирания лингвальных бугорков звездчатые, при этом фасетки стирания распространяются на лингвальную поверхность коронки и объединяются друг с другом в основании коронки (рис. 2г). На материалах из местонахождения Ховур показано, что при дальнейшем

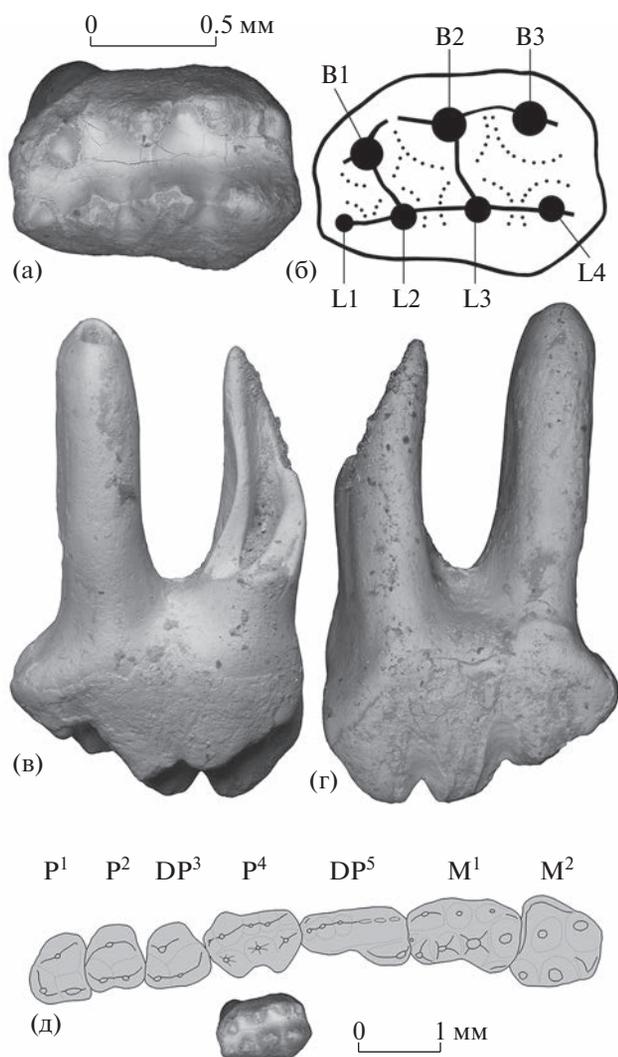


Рис. 2. *Arginbaatar dmitrievae* Trofimov, 1980, экз. ПИН, № 5875/1, левый P_4 : а – с окклюзиальной стороны, б – обозначения бугорков, в – с лабиальной стороны, г – с лингвальной стороны, д – положение в зубном ряду (см. [12]), с окклюзиальной стороны; местонахождение Шавар-Ово, Монголия; хухтыгская свита, нижний мел.

стирания P_4 формировалась единая лингвальная фасетка ([12], рис. 25а), которая затем сильно расширялась и уплощалась, и в лингвальной части окклюзиальной поверхности коронки формировался режущий край, а на наиболее поздних стадиях все лингвальные бугорки выравнились и в итоге исчезали ([12], рис. 18а, 22б, 22с, 22ф). Похожим образом происходило стирание постеролингвальной части DP^5 ([12], рис. 25к, 25л).

Следует полагать, что у *Arginbaatar dmitrievae* P_4 и DP^5 при жевании взаимодействовали с последним нижним премоляром P_4 – большим узким зубом с многочисленными эмалевыми гребнями и

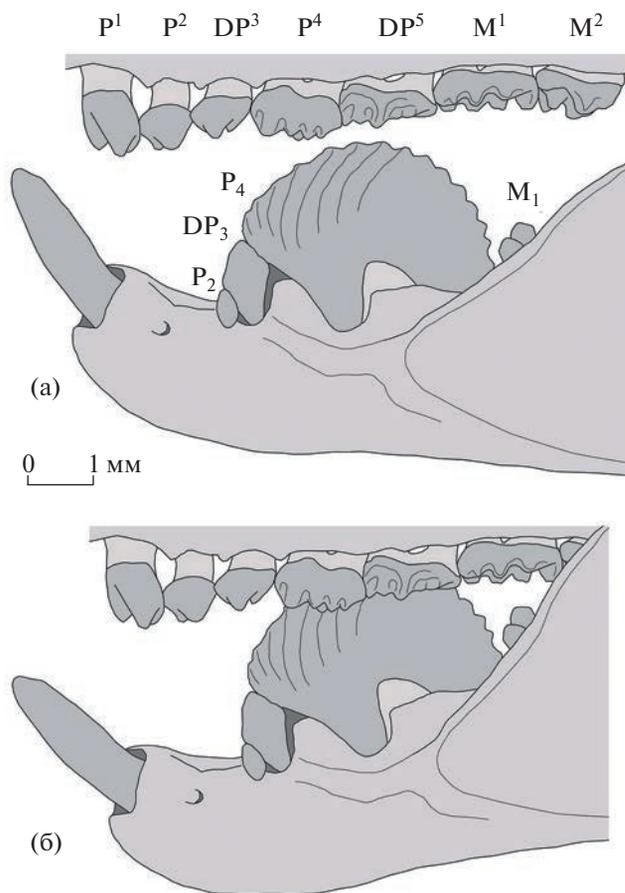


Рис. 3. *Arginbaatar dmitrievae* Trofimov, 1980, реконструкция верхнего и нижнего зубных рядов, с лабиальной стороны: а – строение (см. [12]), б – окклюзия.

отчетливыми зубцами на дугообразно выгнутой лезвиеподобной кромке (рис. 3). Видимо, такое строение P_4 позволяло этим мультитуберкулятам эффективно разрезать и измельчать плоды и семена растений. В процессе индивидуального развития, чтобы компенсировать стирание зубчатого рельефа, коронка P_4 постепенно поднималась на заднем корне и наклонялась вперед, таким образом все больше проворачиваясь задней стороной вверх; это уникальное явление называется “мезиоventральной ротацией” [9, 12]. Благодаря этой специализации в течение почти всей жизни у аргинбаатара на P_4 функционировала острая пильчатая кромка, а не сточенная плоская площадка, что обеспечивало более эффективное режущее воздействие на пищевые объекты. При этом окклюдивавшие с P_4 задние верхние предкоренные зубы – P_4 и DP^5 – интенсивно стирались с лингвальной стороны, в результате чего по вентральному краю субвертикальных лингвальных фасеток формировались острые кромки, усиливающие режущую функцию.

Для представителей семейства Paulchoffatiidae, также имевших увеличенный лезвиеподобный P_4 , показаны наличие двух боковых фасеток стирания на лингвальной стороне коронки P_4 и тенденция к их слиянию при дальнейшей абразии лингвальных бугорков и формировании режущего края в лингвальной части окклюзионной поверхности [14], ([15], рис. 5). Лабиальная фасетка стирания P_4 окклюдировала с постеролингвальной частью P_4 , а лингвальные склоны лабиальных бугорков P_4 — с лабиальными сторонами бугорков лингвального ряда на P^4 ([15], рис. 7b). Видимо, у *Arginbaatar* окклюзия осуществлялась сходным образом, но с учетом отсутствия лабиальных бугорков в основании P_4 и в целом более мощного развития этого зуба.

Подобно другим мультитуберкулятам [13–17], *Arginbaatar* при жевании использовал дистально направленные (палинальные) движения. Большой нижний премоляр P_4 , взаимодействуя лабиальной частью своего лезвия с лингвальными бугорками P^4 и DP^5 , разрезал пищевые объекты, которые латерально фиксировались лабиальными бугорками этих двух верхних премоляров. Когда при жевании нижняя челюсть сдвигалась назад, лезвие P_4 смещалось от P^4 к постеролингвальной части DP^5 .

В коллекциях из местонахождений Ховур и Зун-Ховур *Arginbaatar dmitrievae* представлен наибольшим числом остатков среди Multituberculata [12]; видимо, этот сравнительно мелкий вид многобугорчатых преобладал среди растительноядных млекопитающих ховурского комплекса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен сотрудникам СРМПЭ К.К. Тарасенко, Н.В. Волковой, А.А. Лозовскому, Е.В. Алексею (ПИН), Б. Баярмаа и С. Баасанхуу (Институт палеонтологии Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия) за участие в сборах материалов в местонахождении Шавар-Ово в 2022 г., а также Р.А. Ракизову (ПИН) за помощь в подготовке иллюстраций на СЭМ.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана грантом в области науки в форме субсидий из федерального бюджета на обеспечение проведения научных исследований российскими научными организациями и (или) образовательными организациями высшего образования совместно с организациями стран СНГ и Монголии, в рамках обеспечения реализации программы двух- и многостороннего научно-технологического взаимодействия (госконтракт № 13.2251.21.0029, проект “Высшие позвоночные позднего мезозоя и кайнозоя Монголии”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лопатин А.В.* Раннемеловые млекопитающие из местонахождений Хамрын-Ус и Шалан-Ихэр в Монголии // ДАН. 2017. Т. 477. № 1. С. 113–117.
2. *Трофимов Б.А.* Первые триконодонты (Mammalia, Triconodonta) из Монголии // ДАН СССР. 1978. Т. 243. № 1. С. 213–216.
3. *Kielan-Jaworowska Z., Dashzeveg D.* Early Cretaceous amphilestid (‘triconodont’) mammals from Mongolia // Acta Palaeontol. Polon. 1998. V. 43. № 3. P. 413–438.
4. *Rougier G.W., Novacek M.J., McKenna M.C., Wible J.R.* Gobiconodonts from the Early Cretaceous of Oshih (Ashile), Mongolia // Amer. Museum Novit. 2001. № 3348. P. 1–30.
5. *Lopatin A.V., Averianov A.O.* Gobiconodon (Mammalia) from the Early Cretaceous of Mongolia and revision of Gobiconodontidae // J. Mammal. Evol. 2015. V. 22. № 1. P. 17–43.
6. *Лопатин А.В.* Следы зубов млекопитающих на кости эутриконодонта *Gobiconodon borissiaki* (Mammalia, Gobiconodontidae) из нижнего мела Монголии // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 502. № 1. С. 22–25.
7. *Лопатин А.В.* Прямое свидетельство смены молярiformных зубов у *Gobiconodon borissiaki* (Gobiconodontidae, Mammalia) из раннего мела Монголии // Докл. РАН. Науки о жизни. 2022. Т. 504. С. 235–239.
8. *Трофимов Б.А.* Multituberculata и Symmetrodonta из нижнего мела Монголии // ДАН СССР. 1980. Т. 251. № 1. С. 209–212.
9. *Kielan-Jaworowska Z., Dashzeveg D., Trofimov B.A.* Early Cretaceous multituberculates from Mongolia and a comparison with Late Jurassic forms // Acta Palaeontol. Polon. 1987. V. 32. № 1–2. P. 3–47.
10. *Лопатин А.В.* Новые находки раннемеловых млекопитающих в Монголии // ДАН. 2013. Т. 449. № 4. С. 491–493.
11. *Лопатин А.В., Бадамгарав Д.* Новое местонахождение раннемеловых млекопитающих Зун-Ховур (Уверхангай, Монголия) // ДАН. 2013. Т. 453. № 4. С. 413–415.
12. *Lopatin A.V., Averianov A.O.* Multituberculata from the Early Cretaceous of Mongolia // Paleontol. J. 2021. V. 55. № 11. P. 1275–1317.
13. *Kielan-Jaworowska Z., Cifelli R.L., Luo Z.-X.* Mammals from the age of dinosaurs: origins, evolution, and structure. New York, Columbia University Press, 2004. 630 p.
14. *Hahn G., Hahn R.* The dentition of Plagiaulacida (Multituberculata, Late Jurassic to Early Cretaceous) // Geologica et Palaeontologica. 2004. V. 38. P. 119–156.
15. *Lazzari V., Schultz J.A., Tafforeau P., Martin T.* Occlusal pattern in paulchoffatiid multituberculates and the evolution of cusp morphology in mammalianomorphs with rodent-like dentitions // J. Mammal. Evol. 2010. V. 17. P. 177–192.
16. *Gingerich P.* Patterns of evolution in the mammalian fossil record // Patterns of evolution / Ed. A. Hallam. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Co., 1977. P. 469–500.

17. *Gambaryan P.P., Kielan-Jaworowska Z.* Masticatory musculature of Asian taeniolabidoid multituberculate mammals // *Acta Palaeontol. Polon.* 1995. V. 40. № 1. P. 45–108.

***ARGINBAATAR* (MULTITUBERCULATA, MAMMALIA) FROM THE NEW EARLY CRETACEOUS LOCALITY OF SHAVAR-OVOO IN MONGOLIA**

Academician of the RAS **A. V. Lopatin**^{a,#}

^a*Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: alop@paleo.ru*

The isolated upper premolar P⁴ of a multituberculate mammal is described from the new Early Cretaceous locality of Shavar-Ovoo in Mongolia (Övörkhongai aimag, Guchin-Uс sum). It demonstrates the morphology and measurements typical for *Arginbaatar dmitrievae* Trofimov, 1980 (Arginbaataridae). This is the first record of *Arginbaatar* (and the Early Cretaceous multituberculates of Mongolia in general) outside of the Höövör valley.

Keywords: *Arginbaatar dmitrievae*, Arginbaataridae, multituberculates, Mesozoic mammals, Early Cretaceous, Höövör assemblage, Guchin-Uс, Mongolia

УДК 550.38

ИССЛЕДОВАНИЕ МУЛЬТИФРАКТАЛЬНОСТИ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ НА ОБСЕРВАТОРИИ “БЕЛЬСК”

© 2023 г. С. А. Рябова^{1,2,*}

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 14.09.2022 г.

Поступило 14.09.2022 г.

После доработки 28.09.2022 г.

Принято к публикации 03.10.2022 г.

Исследование динамики периодических вариаций с периодами от 1 до 27 сут с применением вейвлет-преобразования и анализа скейлинга методом максимумов модулей коэффициентов вейвлет-преобразования выполняется с привлечением результатов инструментальных наблюдений за геомагнитным полем, выполненных на Центральной геофизической обсерватории “Бельск” в 2008 г. и 2018 г. (низкая солнечная активность) и в 2014 г. (высокая солнечная активность). Установлено изменение интенсивности периодических вариаций. Показан близкий к монофрактальному характер суточных геомагнитных вариаций. 27-суточная вариация и ее гармоники имеют более высокую степень мультифрактальности во время максимума солнечной активности по сравнению с минимумом солнечной активности.

Ключевые слова: магнитное поле Земли, вариации, фрактальность, вейвлет-преобразование, скейлинг, солнечная активность

DOI: 10.31857/S2686739722601892, **EDN:** GGKHNH

Геомагнитное поле, формирующееся в результате сложных конвективных движений и магнитогидродинамических процессов в жидком ядре Земли, не является постоянным и подвержено ряду воздействий как экзогенного, так и эндогенного происхождения [1]. Все геомагнитные вариации являются суммой магнитных полей от различных источников, таких как медленно меняющееся главное поле; регулярные суточные вариации поля, магнитные поля вихревых токов, наведенных в океане, проводящей земле; быстро меняющиеся поля магнитных бурь [2].

Вариации геомагнитного поля имеют сложную нерегулярную структуру и содержат разномасштабные локальные особенности [3, 4].

При понимании характеристик геомагнитных вариаций одним из анализируемых признаков являются ее фрактальные свойства [5, 6], представляющие собой характеристики самоподобия, которыми обладает конкретный объект при воздействии на него факторов различной степени [7].

Теория фракталов и мультифракталов в настоящее время широко используется для описания свойств самоподобия и сложного скейлинга геофизических данных. Что касается геомагнитного поля, то в известных работах были изучены изменения характеристик скейлинга лишь в период сильных возмущений (больших магнитных бурь).

В настоящей работе исследуется динамика периодических вариаций с периодами от 1 до 27 сут с применением вейвлет-преобразования и анализа скейлинга методом максимумов модулей коэффициентов вейвлет-преобразования.

В качестве исходных данных используются результаты инструментальных наблюдений за геомагнитным полем, выполненных на Центральной геофизической обсерватории “Бельск” Геофизического института Польской академии наук (географические координаты: 51.837° с.ш., 20.792° в.д.).

Регистрация вариаций трех компонент геомагнитного поля на обсерватории “Бельск” выполняется с помощью торсионного кварцевого вариометра системы В.Н. Боброва. Этот магнитометр имеет хорошую долгосрочную стабильность базовых значений (несколько нТл в год) и разрешение около 0.01 нТл. Температурный коэффициент вариометра составляет 0.2 нТл/К. Данные регистрации компонент геомагнитного поля на обсерватории “Бельск” размещены на сайте

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

²Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: riabovasa@mail.ru

Международной сети INTERMAGNET (<http://www.intermagnet.org>).

Первичная обработка временных рядов компонент магнитного поля на обсерватории сводилась к редакции данных, выявлению технических сбоев, восстановлению пропусков методом линейной интерполяции и методом с использованием пары преобразований Фурье [8]. В результате обработки был сформирован банк данных, который содержит временные ряды с дискретизацией 1 ч.

В настоящей работе с целью исследования динамики периодичностей использовалось непрерывное вейвлет-преобразование [9]. В качестве материнского вейвлета был выбран комплексный вейвлет Морле [10] из-за близости его формы к форме анализируемых в работе временных рядов, а также из-за возможности разделения фазовой и амплитудной компонент, что существенно облегчает анализ полученных результатов. Результатом вейвлет-преобразования одномерного временного ряда является двумерный массив значений коэффициентов. Визуализация вейвлет-спектров (амплитуды и фазы) осуществлялась с помощью изображения значений вейвлет-преобразования разными цветами, по осям откладывались время и период, что позволяет увидеть изменение во времени временного ряда на разных масштабах. При выполнении вейвлет-преобразования конечного временного ряда возникают ошибки в расчете вейвлет-спектров на концах временного ряда. Для выделения области влияния краевых эффектов строился конус влияния (область, в которой автокорреляции значений вейвлет-преобразования увеличиваются в e раз на каждом масштабе [11]).

Для того, чтобы проверить коэффициенты вейвлет-разложения на точность, в настоящей работе проводилась реконструкция исходного ряда [12]. Отличие восстановленного по коэффициентам вейвлет-разложения от оригинального составило не более 15%, что свидетельствует о корректности применения вейвлет-анализа.

С целью анализа скейлинга применялся метод максимума модуля вейвлет-преобразования, основанный на определении для каждого масштабного коэффициента локального максимума амплитуды (модуль) коэффициентов вейвлет-преобразования как функции от времени. Полученные таким способом кривые, линии локальных максимумов (скелет), содержат информацию об иерархической структуре сингулярностей исследуемого временного ряда. По коэффициентам вейвлет-разложения вычислялась “статистическая сумма”, а по ней находились параметр Херста (показатель Гельдера), спектр скейлинговых экспонент и спектр сингулярностей. Подробное описание метода приведено в статье [13]. Монофрактальным временным рядом считается такой

ряд, для которого показатель Херста постоянен, спектр скейлинговой экспоненты представляет собой линейную зависимость. Наоборот, нелинейная кривая является показателем функций, обладающих мультифрактальными свойствами, при этом показатель Херста является флуктуирующей величиной. Ширина спектра сингулярности определяет степень мультифрактальности временного ряда, чем шире (уже) спектр сингулярности, тем более сильный (более слабый) мультифрактальный характер имеет временной ряд.

Из свойств преобразования Лежандра:

$$\begin{cases} q = dD/dh \\ \tau(q) = q\alpha - D(h) \end{cases}$$

можно получить, что однородным монофрактальным временным рядом будет такой ряд, для которого показатель Херста $h = d\tau/dq$ постоянен и спектр $\tau(q)$ является линейной функцией q . Наоборот, нелинейная кривая $\tau(q)$ является показателем функций, обладающих мультифрактальными свойствами, при этом показатель Херста $h(x)$ является флуктуирующей величиной. Спектр сингулярностей $D(h)$ мультифрактала отображает его колоколообразная форма, которая характеризует прерывистые флуктуации, соответствующие значениям показателя Херста, охватывающим весь интервал $[h_{\min}, h_{\max}]$, где h_{\min} и h_{\max} являются показателями Херста минимальной и максимальной сингулярности соответственно.

Информацию о динамике периодических вариаций геомагнитного поля дают результаты вейвлет-анализа, представленные на рис. 1. Из представленных вейвлет-спектров видно, что выделяется несколько хорошо выраженных периодичностей в вариациях магнитного поля Земли. Вейвлет-спектры демонстрируют наличие вариаций с периодами, равными примерно 27 сут, периодичностей с периодами ~6–7, ~8–9 и ~13–14 сут, а также суточной вариации. Картина вейвлет-спектров коэффициентов вейвлет-преобразования (рис. 1) свидетельствует о подверженности 27-суточной периодичности, ее гармоник и суточной вариации влиянию разномасштабных по времени процессов и об изменчивости во времени интенсивности периодических вариаций.

Данные, приведенные на рис. 1, демонстрируют иерархическую структуру геомагнитных вариаций. При этом хорошо просматриваются линии локальных максимумов. Дробление масштаба отмечается появлением в распределении коэффициентов характерных “вилочек” — раздвоением локальных максимумов: каждая из линий, характеризующих положение локальных максимумов, раздваивается, расходясь на два независимых локальных максимума. Это повторяется с увеличением масштаба, свидетельствуя о самоподобии

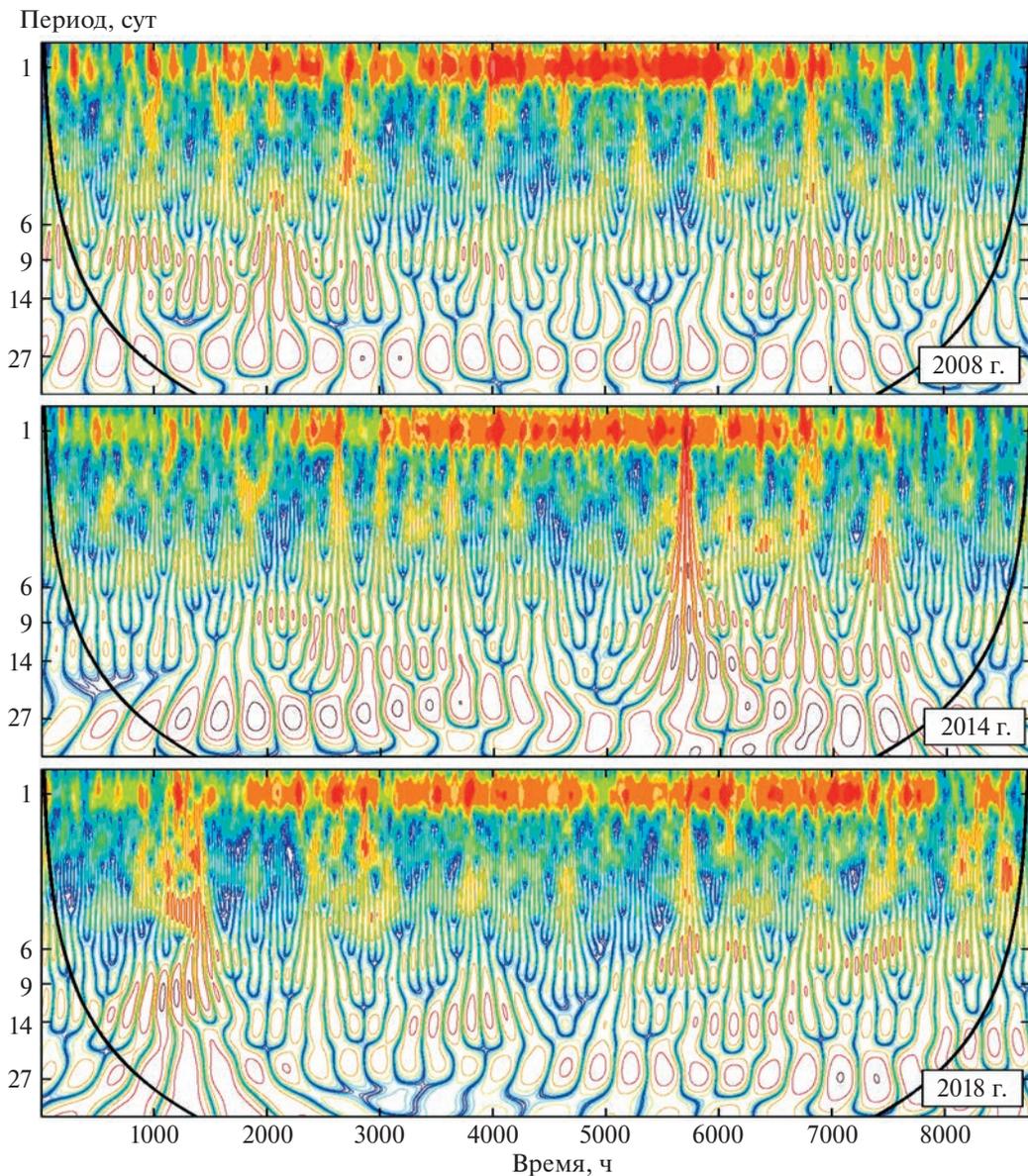


Рис. 1. Вейвлет-спектр геомагнитных вариаций, зарегистрированных на обсерватории “Бельск” в 2008 и 2018 г. (низкая солнечная активность) и в 2014 г. (высокая солнечная активность); черной линией показан конус влияния.

процесса [14]. Выполненный анализ самоподобных свойств геомагнитного поля на обсерватории “Бельск” на основе картины вейвлет-коэффициентов носит, в основном, качественный характер.

В настоящей работе дальнейший анализ скейлинга проводился на основе метода максимумов модулей коэффициентов вейвлет-преобразования.

В качестве примера рассмотрим результаты анализа для вариаций геомагнитного поля в магнитоспокойные дни за 2008 г. (год, характеризующийся самой низкой геомагнитной активностью). На рис. 2 представлена зависимость статистических сумм $Z_q(s)$ от масштаба декомпозиции s

при различных значениях моментов q в двойных логарифмических координатах, аппроксимация которой линейной зависимостью дает значение показателя Херста [15]: $D(h) = 1.76$. Значение $0.24 < 0.5$ говорит о антиперсистентности геомагнитных вариаций в 2008 г. В целом динамику магнитного поля Земли можно описать как рост после падения и падение после роста.

Более детальную информацию о динамике геомагнитного поля дает метод максимумов модулей коэффициентов вейвлет-преобразования, примененный не ко всему временному ряду, а к отфильтрованным данным в полосе частот, соответствующей суточной вариации и 27-суточной

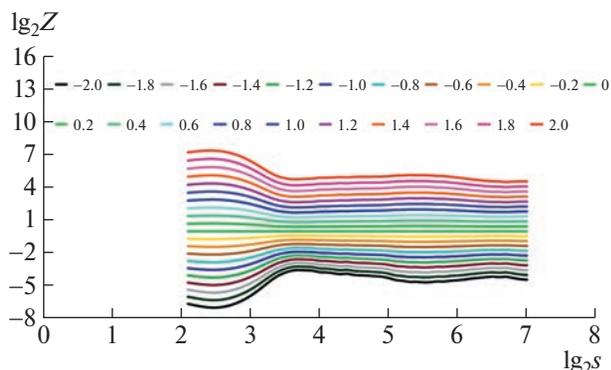


Рис. 2. Статистическая сумма $Zq(s)$ в зависимости от масштаба декомпозиции s при различных значениях моментов.

периодичности и ее гармоникам. В качестве примера на рис. 3 представлены скейлинговая функция и мультифрактальный спектр для суточной вариации. Так как монофрактал имеет узкий спектр фрактальных размерностей, а мультифрактал характеризуется уширением данного спектра, ширина спектра $\Delta h \approx 0.17$, приведенного на рис. 3 б, свидетельствует о почти монофрактальном характере суточной вариации магнитного поля Земли. Это подтверждает и практически линейный вид кривой скейлинговой функции $\tau(q)$ (рис. 3 а). Анализ полученных результатов свидетельствует в пользу предположения о проявлении свойств монофрактальности суточной вариации геомагнитного поля, причем вне зависимости от солнечной активности (табл. 1).

В целом вариации геомагнитного поля не обладают простым монофрактальным поведением скейлинга, которое можно описать одной скейлинговой экспонентой, а характеризуются более сложным поведением скейлинга, которое можно описать только несколькими скейлинговыми экспонентами (мультифрактальное поведение). В отличие от суточной вариации 27-суточная вариация и ее гармоники показывают более высокую степень мультифрактальности во время максимума солнечной активности по сравнению с минимумом солнечной активности (табл. 1).

Таблица 1. Сравнение ширины мультифрактального спектра для минимума солнечной активности (2008 и 2018 г.) и максимума солнечной активности (2014 г.) на обсерватории “Бельск”

Период (сут)	2008 г.	2014 г.	2018 г.
1	0.17	0.19	0.18
9	1.09	1.21	1.08
13.5	0.77	0.90	0.78
27	0.87	0.92	0.86

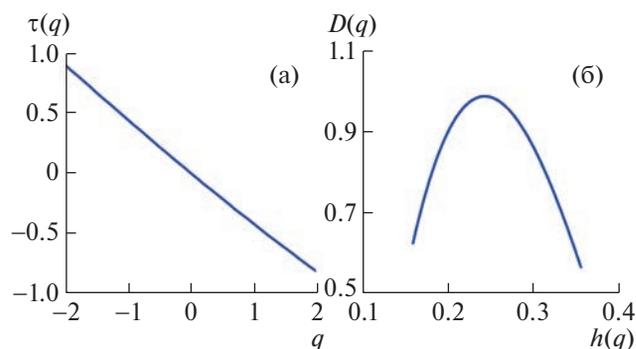


Рис. 3. Скейлинговая функция $\tau(q)$ (а) и спектр сингулярностей $D(h)$ (б) для суточных вариаций геомагнитного поля.

Установленные в работе особенности скейлинга вариаций геомагнитного поля подтверждают исследования последних лет, показавшие, что в целом, вариации геомагнитного поля формируются под воздействием разномасштабных по времени процессов, т.е. имеют мультифрактальный характер [16, 17]. В отсутствие возмущений суточные геомагнитные вариации характеризуются почти монофрактальным поведением, а во время возмущенных периодов наблюдается нестационарность [18–20].

Итак, проведенные в работе расчеты показали, что интенсивность периодических вариаций (27-суточной периодичности, ее гармоник и суточной вариации) магнитного поля, зарегистрированных на Центральной геофизической обсерватории “Бельск”, не постоянна во времени. На основе максимумов модулей коэффициентов вейвлет-преобразования установлен почти монофрактальный характер суточной геомагнитной вариации, причем он не зависит от солнечной активности. При исследовании 27-суточной вариации и ее гармоник выявлена более высокая степень мультифрактальности во время максимума солнечной активности по сравнению с минимумом солнечной активности.

Полученные в настоящей работе данные будут актуальны при описании и моделировании динамики магнитного поля Земли.

Установленные на обсерватории “Бельск” особенности геомагнитных вариаций позволяют предполагать, что они, вероятнее всего, характерны для средних широт. Подтверждение этого предположения требует проведения дальнейших исследований. Кроме того, увеличение длины временных рядов также может выявить дополнительные особенности периодических вариаций геомагнитного поля.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН № 1220329000185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях” и государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rikitake T.* Electromagnetism and the Earth's interior / Amsterdam-London-New York: Elsevier, 2012. 320 p.
2. *Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А.* Геомагнитные эффекты природных и техногенных процессов. М.: ГЕОС, 2021. 264 с.
3. *Рябова С.А., Спивак А.А.* Особенности геомагнитных вариаций на средних широтах Восточно-Европейской платформы // Геомагнетизм и аэрономия. 2017. Т. 57. № 2. С. 217–225. <https://doi.org/10.7868/S0016794017020122>
4. *Рябова С.А.* Особенности вековой вариации геомагнитного поля на среднеширотных обсерваториях “Михнево” и “Бельск” // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59. № 1. С. 125–136. <https://doi.org/10.1134/S0016794018060147>
5. *Bolzan M.J.A., Rosa R.R., Sahai Y.* Multifractal analysis of low-latitude geomagnetic fluctuations // *Annales Geophysicae*. 2009. V. 27. P. 569–576. <https://doi.org/10.5194/angeo-27-569-2009>
6. *Riabova S.* Application of the wavelet transform modulus maxima method to analyze the multifractal behavior of geomagnetic variations // 19th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2019. Conference proceedings. 2019. V. 19. Informatics, geoinformatics and remote sensing. No. 2.1. Informatics Geoinformatics. P. 769–775.
7. *Falconer K.* Fractals: A very short introduction, 1st ed. / Oxford, UK: Oxford University Press, 2013. 152 p.
8. *Рябова С.А., Спивак А.А.* Геомагнитные вариации в приземной зоне Земли / М.: Графитекс, 2019. 150 с.
9. *Витязев В.В.* Вейвлет-анализ временных рядов / СПб.: Издательство Санкт-Петербургского университета, 2001. 58 с.
10. *Foufoula-Georgiou E., Kumar P.* Wavelets in geophysics / New York: Academic Press, 1995. 373 p.
11. *Torrence C., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis. // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1998. V. 79. P. 605–618.
12. *Meyer Y.* Wavelets: Algorithms and applications / Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics, 1993. 134 p.
13. *Riabova S.* Application of wavelet analysis to the analysis of geomagnetic field variations // *Journal of Physics Conference Series*. 2018. 1141:012146. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1141/1/012146>
14. *Астафьева Н.М.* Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // *Успехи физических наук*. 1996. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.
15. *Muzy J.F., Bacry E., Arneodo A.* The multifractal formalism revisited with wavelets // *International Journal of Bifurcation and Chaos*. 1994. V. 4. P. 245–302.
16. *Rifqi F.N., Hamid N.S.A., Rabi A.B., Yoshikawa A.* Identification of fractal properties in geomagnetic data of Southeast Asian region during various solar activity levels // *Universe*. 2021. V. 7. <https://doi.org/10.3390/universe7070248>
17. *Toledo B., Medina P., Blunier S., Rogan J., Stepanova M., Valdivia J.A.* Multifractal characteristics of geomagnetic field fluctuations for the Northern and Southern Hemispheres at Swarm altitude // *Entropy*. 2021. V. 23. <https://doi.org/10.3390/e23050558>
18. *Wanliss J.A.* Fractal properties of SYM-H during quiet and active times // *Journal of Geophysical Research*. 2005. V. 110. A03202. <https://doi.org/10.1029/2004JA010544>
19. *Wei H.L., Billings S.A., Balikhin M.* Analysis of the geomagnetic activity of the Dst index and self-affine fractals using wavelet transforms // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2004. V. 11. P. 303–312.
20. *Zaourar N., Hamoudi M., Manda G., Balasis G., Holschneider M.* Wavelet-based multiscale analysis of geomagnetic disturbance // *Earth, Planets and Space*. 2013. V. 65. P. 1525–1540.

STUDY OF THE MULTIFRACTALITY OF GEOMAGNETIC VARIATIONS AT THE BELSK OBSERVATORY

S. A. Riabova^{a,b,#}

^a *Schmidt United Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

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

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin September 14, 2022

The study of the dynamics of periodic variations with periods from 1 to 27 days using the wavelet transform and scaling analysis by the method of maxima of the modules of the wavelet transform coefficients is carried out using the results of instrumental observations of the geomagnetic field performed at the Belsk Central Geophysical Observatory in 2008 and 2018 (low solar activity) and in 2014 (high solar activity). A change in the intensity of periodic variations is established. Close to monofractal nature of diurnal geomagnetic variations is shown. The 27-day variation and its harmonics have a higher degree of multifractality during solar activity maximum compared to solar activity minimum.

Keywords: Earth's magnetic field, variations, fractality, wavelet transform, scaling, solar activity

УДК 632.126

К ВОПРОСУ О ВЗАИМОСВЯЗИ МОМЕНТНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

© 2023 г. А. С. Зверева¹, член-корреспондент РАН А. Л. Собисевич², Д. В. Лиходеев^{2,*}

Поступило 19.09.2022 г.
После доработки 21.09.2022 г.
Принято к публикации 23.09.2022 г.

Впервые для территории Северо-Западного Кавказа по данным действующей сети сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН выполнен расширенный анализ спектральных и динамических параметров очагов региональных сейсмических событий с выходом на сравнительные оценки величин моментных и локальных магнитуд, в том числе и с привлечением данных Крымской сети сейсмостанций. Для землетрясений малой и средней силы на исследуемой территории установлены зависимости между локальными и моментными магнитудами и рекомендуется к применению линейная зависимость $M_w = M_L + 0.16$. Также получена взаимозависимость между значениями энергетических классов и локальных магнитуд, что в совокупности дает основания для дальнейшего совершенствования процедур обработки данных сейсмологического мониторинга на кавказских станциях и подготовки универсальных региональных каталогов.

Ключевые слова: сейсмичность Западного Кавказа, спектральные параметры очага землетрясения, моментная магнитуда, локальная магнитуда

DOI: 10.31857/S2686739722601922, EDN: G1HZSN

ВВЕДЕНИЕ

Одним из основных результатов длительных сейсмологических наблюдений на исследуемой территории принято считать создание каталогов землетрясений, включающих оценки их силы, выраженные в единой магнитудной шкале. При этом наиболее универсальными энергетическими характеристиками сейсмических событий представляются их моментные магнитуды (M_w), рассчитываемые по соответствующим значениям сейсмического момента очага M_0 , являющегося, в свою очередь, фундаментальной физической величиной, непосредственно связанной с площадью разломной зоны и средней подвижкой по разлому [1].

Для энергетической оценки землетрясений на Кавказе обычно используется локальная магнитуда (M_L) по Рихтеру [2], представляющая собой одну из стандартных магнитудных оценок для от-

носительно слабых землетрясений, регистрируемых в региональном масштабе [3]. Помимо локальной магнитуды в рутинной практике подготовки каталогов кавказских землетрясений сохраняются и оценки их энергетических классов (K_p) по номограмме Т.Г. Раутиан [4].

Отметим, что для территории Северо-Западного Кавказа исследования по сопоставлению магнитуд M_L и M_w ранее не проводились, однако известны результаты аналогичных исследований на других территориях [5].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных для расчета были отобраны сорок наиболее сильных землетрясений на территории Северо-Западного Кавказа, за период 2016–2021 гг., с $M_L > 2.7$ и $h < 40$ км. Данные события зарегистрированы сетью сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН. Все станции сети оснащены широкополосной и короткопериодной аппаратурой. Географическое расположение эпицентров землетрясений и мест установки сейсмических станций, данные с которых были использованы в данной работе, представлено на рис. 1.

¹Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Обнинск, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: dmitry@ifz.ru

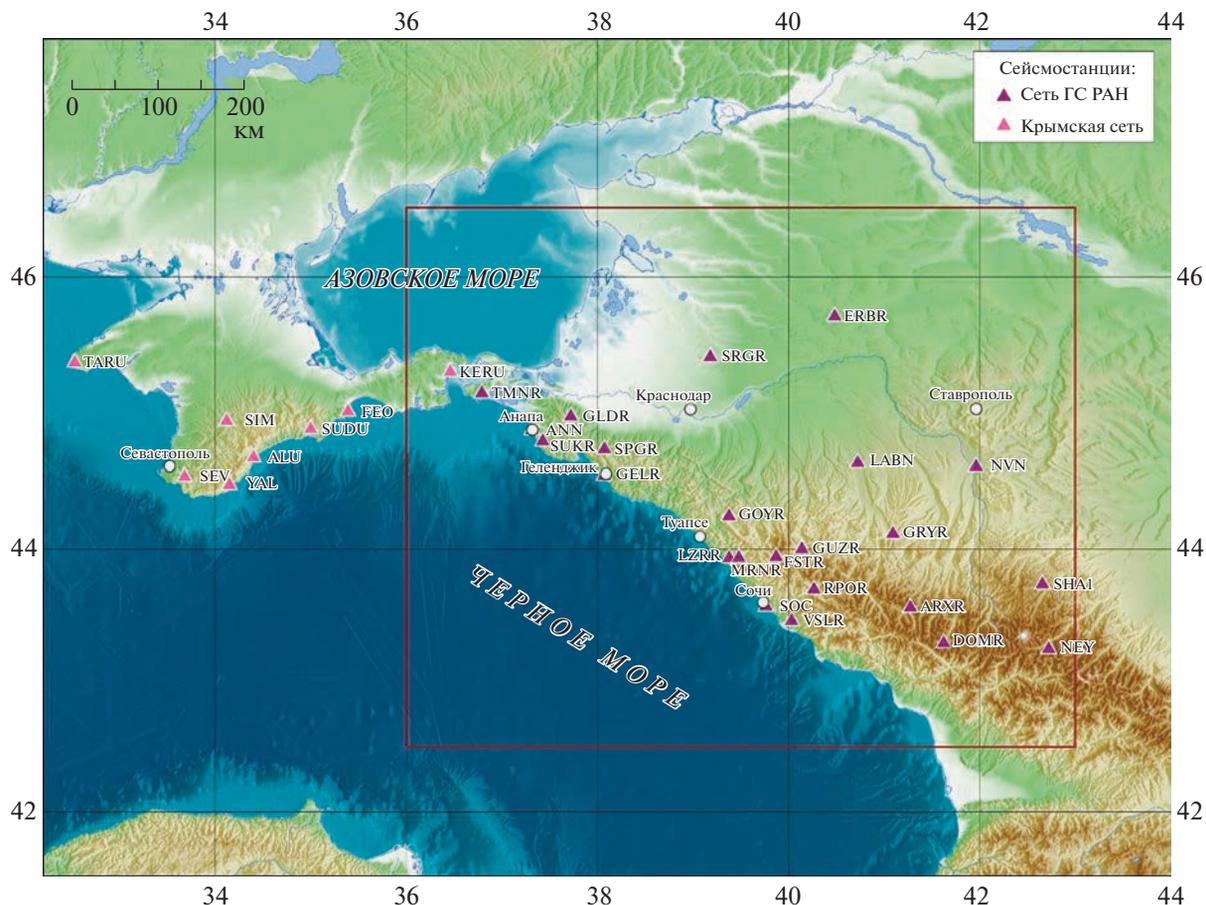


Рис. 1. Карта территории Северо-Западного Кавказа с сейсмическими станциями сети ФИЦ ЕГС РАН и Крымской сети. Здесь и далее карты построены с использованием программного комплекса Generic Mapping Tools (GMT) [6]. Для построения рельефа использовались данные General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) [7].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ С ВЫХОДОМ НА ОЦЕНКИ МОМЕНТНЫХ МАГНИТУД M_w

Впервые для территории Северо-Западного Кавказа выполнен расширенный анализ спектральных параметров очагов местных землетрясений по данным действующей сети сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН. Ранее подобные расчеты для данного региона проводились лишь для отдельных сейсмических станций в соответствии с методикой [8].

В качестве модели сейсмического очага использовалась модель Брюна [9], согласно которой спектр смещений источника $S(f)$ определяется как:

$$S(f) = \frac{M_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right) 4\pi\rho v^3}, \quad (1)$$

где M_0 – сейсмический момент [Н м], ρ – плотность ($\text{кг}/\text{м}^3$), v – скорость в очаге (м/с) (v_p или v_s), f – частота (Гц) и f_0 – угловая частота (Гц). На низких частотах отмечается плато, уровень которого пропорционален M_0 , а далее амплитуды спектральных компонент линейно убывают по мере приближения к угловой частоте ($f = f_0$), на которой амплитуда вдвое меньше уровня плато. Поскольку спектр смещений приемника видоизменяется под влиянием геометрического расхождения и неупругого затухания, теоретический спектр имеет следующий вид:

$$D(f) = \frac{M_0 \times KK}{4\pi\rho v^3 \left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right)} G(\Delta, h) * d(f), \quad (2)$$

где $G(\Delta, h)$ – геометрическое расхождение (Δ – эпицентральное расстояние, h – глубина), $d(f)$ – функция уменьшения амплитуды за счет неупругого затухания, а $KK = 0.6 \times 2.0$, где 0.6 – коэффициент, учитывающий средний эффект радиального

расхождения лучей, а 2.0 – коэффициент, учитывающий влияние эффекта свободной поверхности.

Функция уменьшения амплитуды за счет неупругого затухания определяется как:

$$d(f) = P(f) e^{-\pi f \text{trtime}/Q(f)}, \quad (3)$$

где trtime – время от времени в очаге до времени начала окна спектрального анализа и $P(f) = e^{(-\pi k f)}$, предназначенная для приповерхностных потерь с постоянной k (каппа). Неупругое затухание, определяется добротностью среды Q , которая зависит от частоты ($Q = Q_0 f^\alpha$) для значений f более 1 Гц.

Для вычисления сейсмического момента в наблюдаемый спектр вносится поправка на затухание, после чего он используется для получения наблюдаемых параметров угловой частоты f_0 и уровня плато Ω_0 (м с):

$$D_c(f) = \frac{\Omega_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right)} = \frac{M_0 \times 0.6 \times 2.0}{4\pi r v^3 \left(1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right)} G(\Delta, h). \quad (4)$$

Далее вычисляется сейсмический момент M_0 :

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi r v^3}{0.6 \times 2.0 \times G(\Delta, h)}. \quad (5)$$

Из полученных спектральных параметров можно рассчитать радиус очага и статический сброс напряжений. Согласно дислокационной модели Брюна с разрывом в виде круга радиус очага R (км) вычисляется по формуле:

$$R = 0.37v/f_0, \quad (6)$$

где v – скорости P или S волн, в зависимости от типа спектра. Статический сброс напряжений определяется как:

$$\Delta\sigma = \frac{0.44M_0}{R^3}. \quad (7)$$

Моментные магнитуды M_w определяются формулой Канамори [1]:

$$M_w = 2/3(\lg M_0) - 6.06. \quad (8)$$

Полный цикл обработки исходных данных реализован в рамках свободно распространяемого программного комплекс SEISAN [10]. Процедура обработки подразумевает вычисление спектра смещений объемной S -волны, при этом длительность фрагмента сейсмограммы выбиралась от вступления до момента, когда амплитуда данной группы волн снижалась до $\sim 1/3$ от максимальной. После удаления постоянной составляющей с последующим применением синусного тейпера к краевым частям сигнала, длительностью 10% от фрагмента записи, выполнялось быстрое преобразование Фурье, а также вносились поправки на

затухание и амплитудно-частотные характеристики сейсмологической аппаратуры. Для расчетов использовались только сейсмограммы с соотношением сигнал/шум >3 , потери за неупругое затухание задавались в виде функции (3). Согласно [11], представляется возможным оценить значение угловой частоты, при которой спектральные амплитуды соответствуют половине уровня плато, как результат влияния приповерхностного затухания k , и тогда по формуле (3) получаем $f_0 = \frac{0.221}{k}$.

Для всех рассматриваемых сейсмических событий ($M_L \geq 2.7$) значение угловой частоты f_0 не превышало 4 Гц и, соответственно, значение приповерхностного затухания задавалось постоянным и равным 0.02, также задавалось частотно-зависимое соотношение $Q = 91f^{1.05}$, определяющее добротность геофизической слоистой среды Северо-Западного Кавказа [12]. Поправки на геометрическое расхождение рассчитывались в зависимости от расстояния и глубины [11]:

$$G(\Delta, h) = \frac{1}{g_d}, \quad (9)$$

где g_d называется “георасстоянием” (geodistance) и определяется как:

$$\begin{aligned} P\text{-волны: } g_d &= r \quad \text{при любых } \Delta \text{ и } h; \\ S\text{-волны: } g_d &= r \quad \text{при } \Delta < \Delta_0 \text{ и любых } h; \\ g_d &= r \quad \text{при любых } \Delta \text{ с } h < h_2; \\ g_d &= \sqrt{\Delta\Delta_0} \quad \text{при } \Delta > \Delta_0 \text{ и } h < h_1; \\ g_d &= \left(1 - \frac{h-h_1}{h_2-h_1}\right) \sqrt{\Delta\Delta_0 + \frac{h-h_1}{h_2-h_1}r} \\ &\quad \text{при } \Delta \geq \Delta_0 \text{ и } h_1 \leq h < h_2. \end{aligned} \quad (10)$$

Здесь параметры h_1 , h_2 и Δ_0 варьируются в зависимости от региона, r – гипоцентральное расстояние.

Расчет сейсмического момента M_0 проводился по формуле (5) для всех спектров смещения S -волн в соответствии с моделью Брюна на каждой сейсмической станции в отдельности (рис. 2). Далее определялся уровень плоского участка спектра Ω_0 как полный вектор смещения S -волны (м с), приведенный к условиям однородного упругого полупространства. Плотность среды $\rho = 2700 \text{ кг/м}^3$ и скорость S -волн $v = 3400 \text{ м/с}$ определяются данными ГСЗ [13]. Использование средней диаграммы направленности позволило для каждого землетрясения проводить осреднение оценок по станциям, значение Ω_0 определяется через сумму квадратов спектров Z , N , E компонент.

Таким образом, для каждого из сорока землетрясений были получены соответствующие зна-

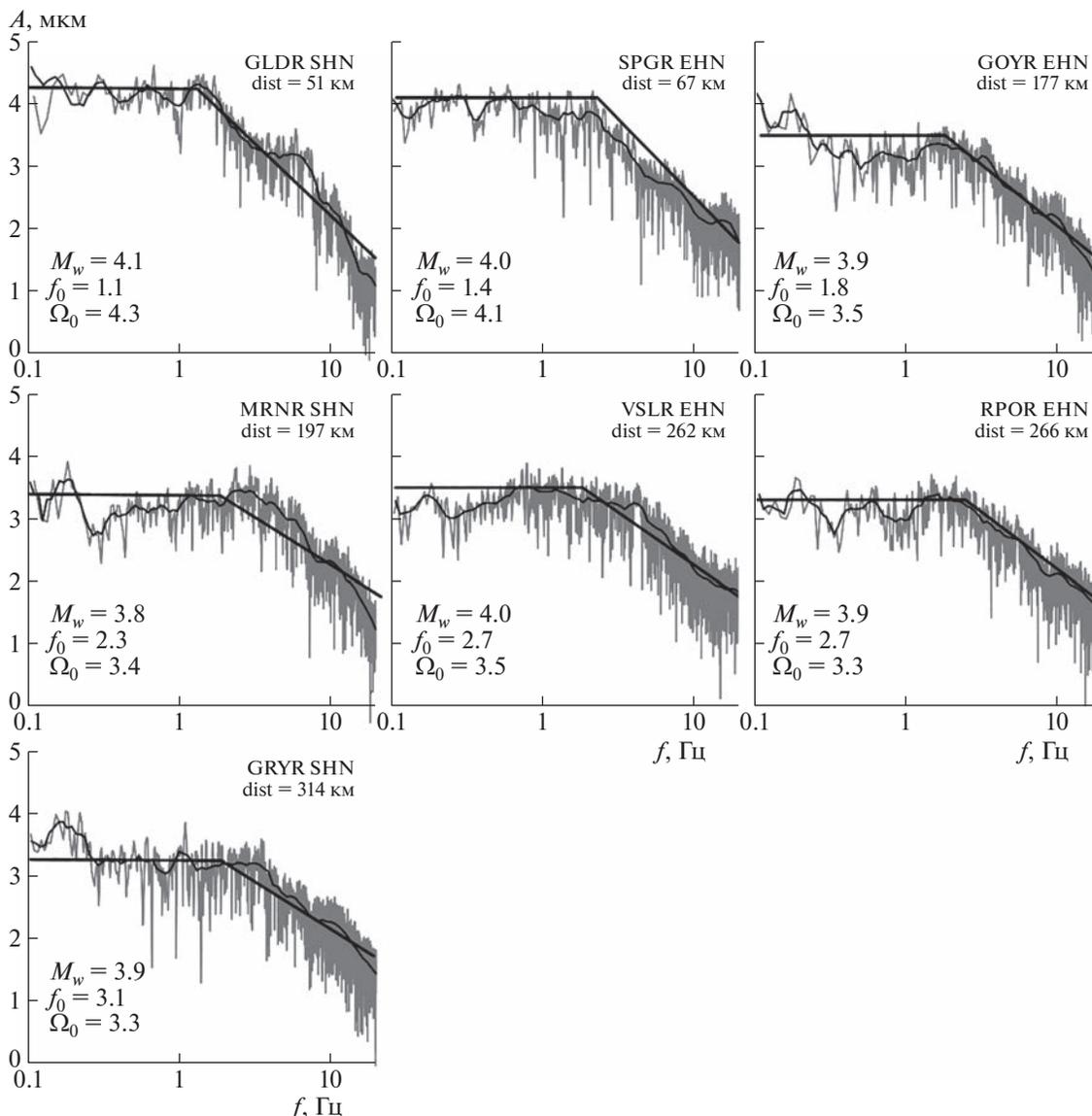


Рис. 2. Примеры спектров смещения объемной S -волны для фрагмента записи землетрясения 15.03.2020 г. на различных сейсмических станциях. Серым цветом показан исходный спектр сейсмического сигнала, тонкой черной линией – сглаженный спектр, черными прямыми линиями – асимптоты по модели Брюна. В левых нижних углах приведены рассчитанные значения угловой частоты f_0 , уровень площадки спектра Ω_0 и моментная магнитуда M_w .

чения спектральных параметров для каждой сейсмической станции, также общее среднее значение для каждого из параметров не менее чем по трем сейсмическим станциям (табл. 1). Далее по формуле (8) вычислялись величины моментной магнитуды M_w .

ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИН ЛОКАЛЬНЫХ МАГНИТУД M_L

Локальная магнитуда M_L была первой шкалой магнитуд, разработанной Рихтером [2] в попытке количественно описать размер очага землетрясе-

ния применительно к геотектоническим условиям Южной Калифорнии:

$$M_L = \log A - \log A_0, \quad (11)$$

где A – максимальная амплитуда (в миллиметрах) горизонтального смещения грунта при землетрясении на точке наблюдения с фильтрацией данных, подобной частотному отклику стандартного сейсмографа Вуда–Андерсона, A_0 – соответствующая амплитуда опорного события на выбранном эталонном эпицентрально-расстоянии. В методе Рихтера использовалась наибольшая амплитуда горизонтальной составляющей сейсмического сигнала независимо от фазы [2]. Од-

Таблица 1. Основные параметры землетрясений, локальная магнитуда M_L , магнитуда Канамори M_w , энергетический класс по Раутиан K_p и спектральные параметры: логарифм сейсмического момента $\lg M_0$, статический сброс напряжений σ и радиус очага R

N	Дата и время (UTC)	Широта град.	Долгота град.	h , км	M_L	M_w	K_p	$\lg M_0$, Н м	σ , бар	R , км
1	07.02.2016 0: 50	44.91	39.44	30	3.5	3.7	10.4	14.6	45.5	0.43
2	23.02.2016 10: 47	43.39	41.54	8	3.4	3.3	9.9	14.1	17.5	0.43
3	06.03.2016 0: 57	43.23	41.76	9	3.3	3.2	9.5	13.9	15.6	0.41
4	23.05.2016 2: 04	43.41	40.98	4	3.5	3.4	9.4	14.2	4.7	0.67
5	28.07.2016 6: 05	42.95	41.00	6	4.0	4.0	11.1	15.1	28.9	0.87
6	27.08.2016 18: 00	43.36	41.03	21	3.5	3.9	10.2	14.9	9.6	1.02
7	31.08.2016 21: 05	43.33	40.99	5	2.9	3.1	9.2	13.7	7.9	0.54
8	03.09.2016 11: 53	43.34	40.99	6	3.5	3.8	10.1	14.8	3.3	1.08
9	21.09.2016 19: 27	42.47	41.04	13	4.4	4.2	11.6	15.4	148.0	0.55
10	16.10.2016 20: 41	43.36	40.97	9	2.7	3.1	9.0	13.7	5.6	0.42
11	21.10.2016 21: 17	45.00	41.22	26	3.4	3.6	10.0	14.5	20.4	0.45
12	30.10.2016 5: 27	44.20	39.66	15	4.5	4.4	11.0	15.7	54.5	0.94
13	30.04.2017 3: 40	43.83	38.97	13	3.2	3.3	9.9	14.0	3.3	0.59
14	16.06.2017 18: 17	44.82	36.99	32	3.8	4.0	10.7	15.1	14.8	0.82
15	24.08.2017 9: 14	44.21	41.60	5	3.9	3.9	11.6	15.0	86.7	0.58
16	28.09.2017 3: 35	43.94	39.42	11	3.7	3.8	10.5	14.8	5.8	1.01
17	17.10.2017 1: 59	44.35	41.57	20	3.3	3.4	9.9	14.2	50.2	0.27
18	26.10.2017 10: 24	43.35	41.12	17	3.1	3.4	9.3	14.2	9.4	0.55
19	25.11.2017 14: 17	43.24	41.76	16	3.0	3.2	9.3	13.9	7.1	0.44
20	27.11.2017 15: 55	44.90	37.05	39	2.8	3.2	9.1	13.8	8.1	0.38
21	20.01.2018 16: 28	44.76	37.39	39	3.2	3.4	9.6	14.2	7.6	0.50
22	31.01.2018 4: 28	44.79	37.26	19	3.4	3.6	10.3	14.6	14.4	0.54
23	24.04.2018 20: 47	44.75	37.59	40	3.7	3.9	10.5	14.9	40.3	0.56
24	26.08.2018 19: 07	42.58	41.01	9	3.3	3.1	9.9	13.7	11.5	0.37
25	15.10.2018 10: 42	46.22	37.36	13	4.0	4.1	11.0	15.2	26.6	0.74
26	24.11.2018 22: 55	44.88	38.67	2	3.5	3.8	10.3	14.9	2.0	1.46
27	25.11.2018 0: 05	44.86	38.69	6	3.6	4.0	10.5	15.1	1.5	1.95
28	21.05.2019 12: 06	43.32	41.41	14	3.2	3.3	9.8	14.1	22.7	0.39
29	15.07.2019 6: 00	44.69	37.67	36	3.0	3.3	9.2	14.1	13.6	0.45
30	18.12.2019 13: 24	43.97	39.81	10	3.4	3.4	10.3	14.1	27.5	0.37
31	15.03.2020 5: 36	44.68	37.24	39	3.8	3.8	10.8	14.9	39.2	0.57
32	01.06.2020 13:25	45.02	37.65	17	3.4	3.7	9.9	14.6	18.4	0.66
33	01.09.2020 0: 59	44.00	39.17	11	3.8	3.9	10.8	14.9	18.6	0.80
34	12.12.2020 14: 54	44.72	37.39	31	3.8	3.8	10.5	14.9	35.5	0.64
35	14.12.2020 10: 32	44.65	37.35	41	3.1	3.5	9.3	14.3	5.7	0.55
36	13.03.2021 22: 15	44.69	37.46	35	3.0	3.3	9.5	14.0	13.2	0.42
37	18.04.2021 10: 58	44.72	37.50	35	3.1	3.3	9.1	14.0	5.7	0.48
38	05.09.2021 23: 36	44.55	38.23	38	2.9	3.2	9.6	13.8	53.3	0.25
39	11.09.2021 6: 33	44.46	36.80	18	3.0	3.5	9.0	14.3	34.4	0.46
40	15.12.2021 22: 54	43.40	38.34	5	3.1	3.3	9.6	14.0	10.6	0.47

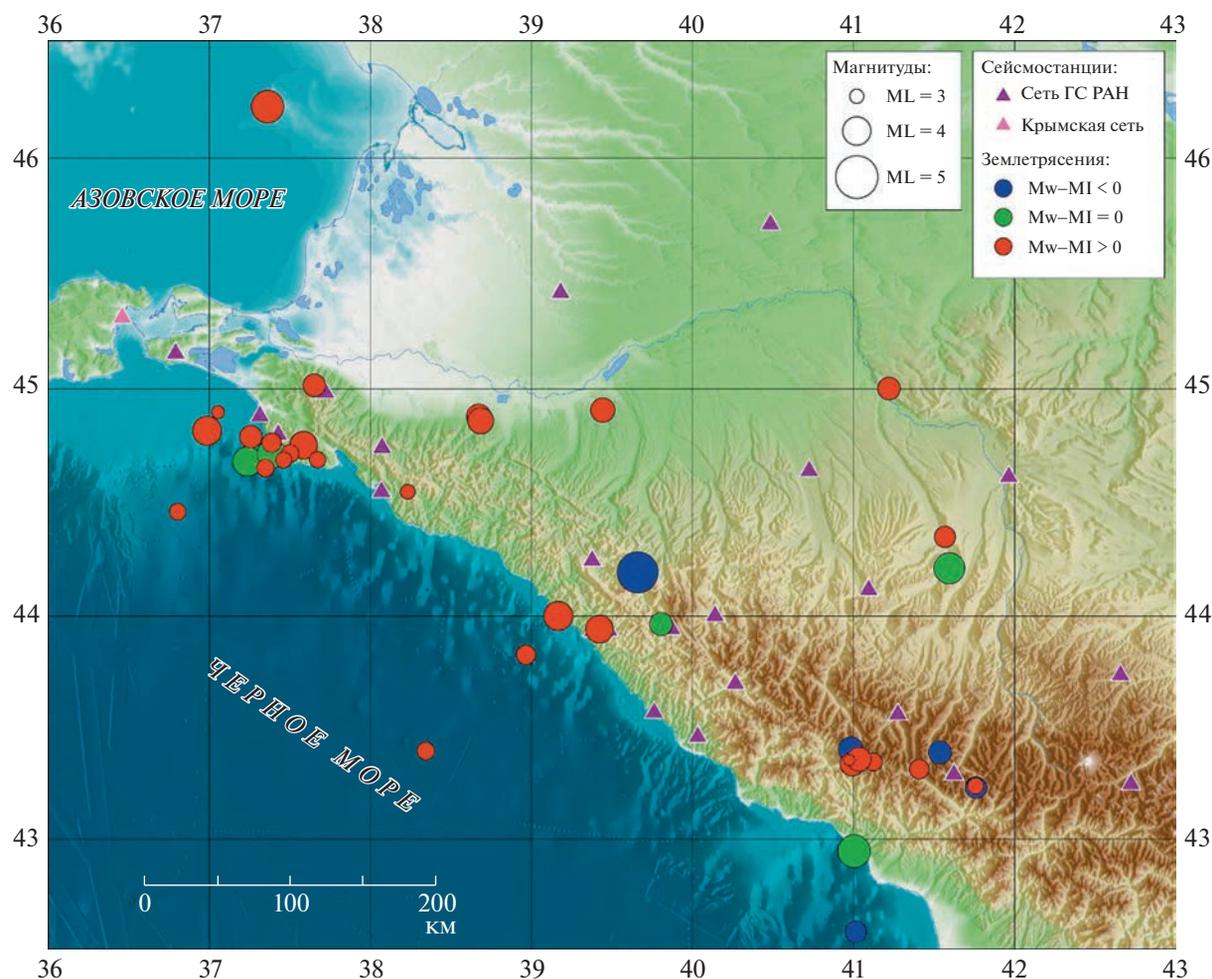


Рис. 3. Карта расположения сейсмических станций сети ФИЦ ЕГС РАН и эпицентров сейсмических событий, выбранных для последующего анализа. Выполнен пространственный анализ анизотропии невязки между этими величинами.

нако на практике чаще используют вертикальную составляющую [5]. В работе [11] показано, что в скальных породах максимальные амплитуды вертикальной и горизонтальной компонент сейсмического сигнала практически одинаковы, в то время как на рыхлом грунте из-за приповерхностного усиления амплитуды горизонтальных смещений, как правило, значительно превосходят вертикальные.

В общем виде расчет локальной магнитуды M_L производится по формуле:

$$M_L = \log(A) + a \log(r) + br + c + d, \quad (12)$$

где r – эпицентрально расстояние в километрах, a , b и c – константы, представляющие соответственно геометрическое расхождение, затухание и базовый уровень, d – станционная поправка.

Стандартная процедура обработки сейсмических событий на территории Северо-Западного Кавказа в силу своих особенностей не позволяет

включать рассчитанные значения локальных магнитуд в итоговые каталоги данных. Таким образом, по мере накопления массивов данных инструментальных наблюдений и последующего определения констант a , b и c калибровочной кривой для территории Северо-Западного Кавказа [14] потребовалась новая методика для расчетов M_L . Нами был выбран ранее упомянутый вычислительный комплекс SEISAN для определения локальных магнитуд и дальнейшего корректного сравнения со шкалой моментных магнитуд.

Процедура обработки для всех отобранных землетрясений (рис. 1) включала в себя перерасчет локальной магнитуды согласно [3] с калибровочными коэффициентами, определенными в работе [14] с учетом станционной поправки ($d = 0$):

$$M_L = \log(A) + 1.22 \log(r) + 0.00175r - 2.29. \quad (13)$$

Строго говоря, значения M_L могут существенно различаться от станции к станции в зависимо-

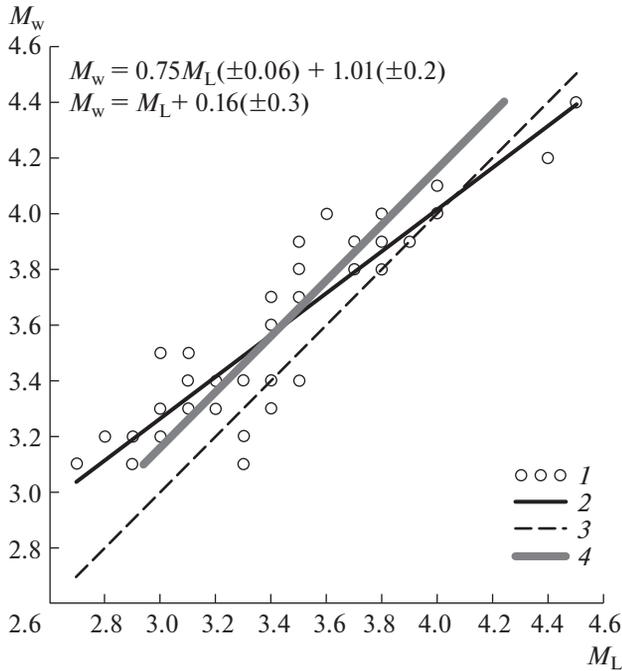


Рис. 4. Сравнение магнитуд M_w и M_L для всех событий. 1 – параметры землетрясений западной зоны Северного Кавказа, полученные по результатам расчетов в программе SEISAN; 2 – линейная зависимость между M_w и M_L по методу наименьших квадратов; 3 – линия при соотношении 1:1 ($M_w = M_L$); 4 – линейная зависимость ($M_w - M_L$) при наилучшем соответствии, параллельная линии 1:1, предполагающая наклон, равный 1. В левом верхнем углу представлены уравнения для зависимостей 2 и 4 соответственно.

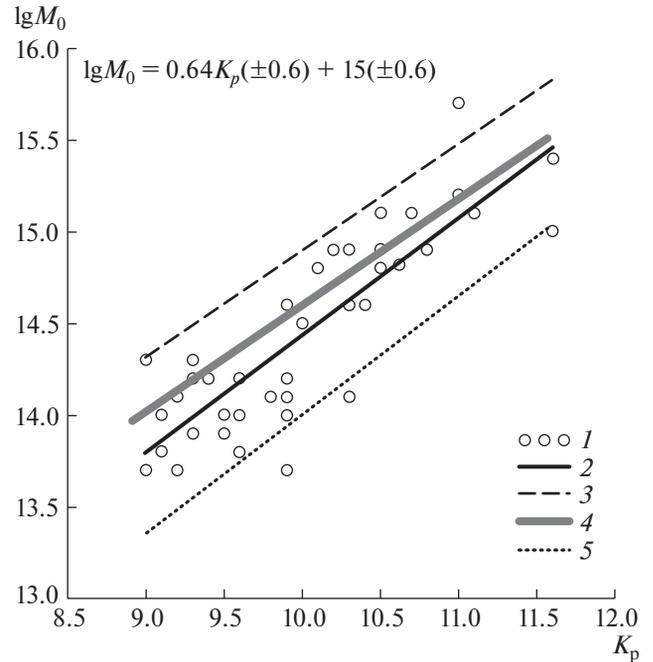


Рис. 5. Зависимость энергетического класса K_p (по Раутиан) от сейсмического момента M_0 и сравнение полученных в настоящей работе данных по Северо-Западному Кавказу с долговременными значениями по другим районам Кавказа (значения M_0 переведены в единицы Н м): 1 – параметры землетрясений западной зоны Северного Кавказа; 2 – линейная зависимость для землетрясений Западного Кавказа; 3 – Дагестан; 4 – Крым; 5 – Средняя по Кавказу. В левом верхнем углу уравнение зависимости M_0 от K_p .

сти от диаграммы направленности и пути распространения волнового фронта, поэтому они и рассчитывались на нескольких станциях в разных азимутах, а полученные таким образом значения усреднялись [5]. Из-за различных особенностей глубинного строения геофизической среды в пунктах наблюдения, для получения более согласованной оценки локальных магнитуд на каждой станции использовалась средняя максимальная амплитуда перемещений по всем трем компонентам (см. табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обратимся к рис. 3, на котором представлены три группы эпицентров из числа исследуемых землетрясений. Тримя цветами обозначены основные группы событий, характеризующиеся вариациями разности величин моментной и локальной магнитуд ($M_w - M_L$), причем для большинства из них ($M_w - M_L \geq 0$), однако, в восточной части Черного моря и Чхалтинско-Тебердинской сейсмоактивной зоне наблюдается тенденция к преобладанию событий со значениями ($M_w - M_L \leq 0$).

Известно [5, 15], что чем дальше сейсмическая волна взаимодействует с неоднородностями земной коры по пути распространения, тем больше следует ожидать расхождения в оценках M_w и M_L . Естественно предположить, что и в нашем случае наиболее заметные различия в магнитудах обусловлены локальными неоднородностями строения геологической среды.

На рис. 4 показана зависимость M_w от M_L для всех 40 событий. Сплошная черная линия представляет собой линейную зависимость, полученную методом наименьших квадратов $M_w = 0.75M_L(\pm 0.06) + 1.01(\pm 0.2)$, пунктирная линия представляет отношение 1:1 между M_w и M_L (что предполагает $M_w = M_L$), сплошная серая линия представляет собой линию наилучшего соответствия, параллельную линии 1:1 $M_w = M_L + 0.16(\pm 0.03)$. Смещение для линии наилучшего соответствия вычисляется путем взятия среднего значения невязок между M_w и линией 1:1, а дисперсия невязок используется в качестве ошибки [5]. Видно, что линия наилучшего соответствия хорошо описывает большую часть событий, что позволяет говорить об устойчивой связи между маг-

Таблица 2. Сравнение спектральных параметров землетрясений и моментной магнитуды M_w по данным, полученным в настоящей работе и по Крымской сети станций. Agency: NC – Северо-Западный Кавказ (настоящая работа), K – Крымская сеть сейсмических станций [Пустовитенко, Эреджепов, 2017, 2021; Пустовитенко и др., 2018, 2021]; N – количество сейсмических станций, участвующих в расчете среднего значения параметра

Дата и время (UTC)	Широта град.	Долгота град.	h , км	Агентство	M_w	$M_0 \times 10^{13}$, Н м	$\Delta\sigma \times 10^5$, Па	R , км	N
16.06.2017 18: 17	44.82	36.99	32	NC	4.0	125.9	14.8	0.82	6
				K	3.99	120.6	8.4	0.86	5
31.01.2018 4: 28	44.79	37.26	19	NC	3.6	39.8	14.4	0.54	4
				K	3.96	108.0	7.9	0.85	4
24.04.2018 20: 47	44.75	37.59	40	NC	3.9	79.4	40.3	0.56	8
				K	3.95	105.0	11.3	0.74	5
15.10.2018 10: 42	46.22	37.36	13	NC	4.1	158.5	26.6	0.74	7
				K	4.13	190.0	5.4	1.16	5
15.03.2020 5: 36	44.68	37.24	39	NC	3.8	79.4	39.2	0.57	9
				K	4.02	132.0	17.1	0.70	8
01.06.2020 13: 25	45.02	37.65	17	NC	3.7	39.8	18.4	0.66	5
				K	3.11	5.7	1.3	0.58	2
12.12.2020 14: 54	44.72	37.39	31	NC	3.8	79.4	35.5	0.64	5
				K	3.67	36.0	4.4	0.73	3

нитудами, за исключением двух событий с $M_L > 4.4$ (рис. 3).

К сожалению, недостаточное количество высокомагнитудных событий не позволяет сделать

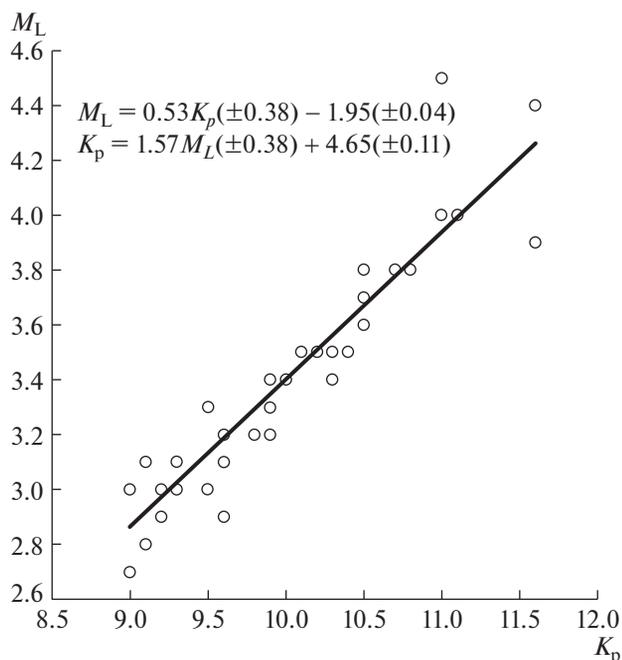


Рис. 6. Зависимость энергетического класса по Раутиан (K_p) от локальной магнитуды M_L для территории Северо-Западного Кавказа.

надёжную оценку для зависимости $M_w - M_L$ при $M_L > 4.0$, по мере накопления экспериментальных данных исследование будет продолжено.

Таким образом, в настоящее время для землетрясений Северо-Западного Кавказа в диапазоне локальных магнитуд $M_L = 2.7 - 4.0$ представляется возможным рекомендовать к применению линейную зависимость $M_w = M_L + 0.16$.

На рис. 5. представлено сравнение полученных значений $\lg M_0$ в зависимости от K_p с долговременными зависимостями для различных территорий Кавказа [16]. Для корректного сопоставления энергетического класса K_{Π} (по Б.Г. Пустовитенко) и K_p , (по Т.Г. Раутиан) используется следующее соотношение [ЗСЕ]:

$$K_p = 0.8964 (\pm 0.37) K_{\Pi} + 0.90 (\pm 0.29). \quad (14)$$

Из рис. 5 видно, что данные по землетрясениям западной зоны (кружки), и полученная линейная зависимость (сплошная черная линия), удовлетворительно согласуются с Крымской долговременной зависимостью (серая сплошная линия). Результаты сравнения рассчитанных спектральных параметров и моментной магнитуды M_w , данными Крымской сети сейсмостанций [17–20], представлены в табл. 2.

Отметим, что значения моментной магнитуды M_w для большей части событий близки по величине, однако, в ряде случаев наблюдаются заметные различия. Последнее может быть обусловлено количеством сейсмических станций в эксперимен-

те, как, например, для события 1 июня 2020 г., зарегистрированного всего лишь двумя станциями Крымской сети. Подобные различия могут быть связаны и с местоположением отдельных станций, и с эпицентрными расстояниями для каждого из событий. В целом же можно говорить об удовлетворительном согласии среднесетевых значений по данным обеих геофизических служб.

В качестве одного из практически значимых результатов на рис. 6 представлена взаимозависимость локальных магнитуд и энергетических классов (по Раутиан) сейсмических событий, зарегистрированных на территории Северо-Западного Кавказа, которая служит для удобства пересчета при рутинной обработке первичных инструментальных данных и составлении итоговых региональных каталогов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить И.П. Габсатарову за ценные замечания и рекомендации в процессе написания работы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания № 075-01471-22 (ФИЦ ЕГС РАН) и 075-00693-22-00 (ИФЗ РАН), а так же с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.
2. *Richter C.F.* An instrumental earthquake magnitude scale // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1935. V. 25. P. 1–32.
3. *Bormann P., Wendt S., DiGiacomo D.* Seismic Sources and Source Parameters / In: Bormann, P. (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP2)*. 2013. Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 1–259. https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2_ch3
4. *Раутиан Т.Г.* Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км // *М.: Труды ИФЗ АН СССР.* 1964. № 32 (199). С. 88–93.
5. *Ristau J., Rodgers G.C., Cassidy J.F.* Moment magnitude – Local magnitude calibration for earthquakes off Canada’s west coast // *Bull. Seismol. Am.* 2003. V. 93. P. 2296–2300.
6. *Wessel P., Luis J.F., Uieda L., Scharroo R., Wobbe F., Smith W.H.F., Tian D.* The Generic Mapping Tools version 6 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2019. V. 20. P. 5556–5564. <https://doi.org/10.1029/2019GC008515>
7. *GEBCO Compilation Group (2022) GEBCO_2022 Grid* // <https://doi.org/10.5285/e0f0bb80-ab44-2739-e053-6c86abc0289c>
8. *Малянова Л.С., Габсатарова И.П.* Спектральные и очаговые параметры землетрясений Северного Кавказа // *Землетрясения Северной Евразии.* Вып. 23 (2014 г.). Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2020. С. 263–270.
9. *Brune J.N.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. № 26. P. 4997–5009.
10. *Havskov J., Voss P.H., Ottemöller L.* Seismological observatory software: 30 Yr of SEISAN // *Seism. Res. Lett.* 2020. V. 91 (3). P. 1846–1852. <https://doi.org/10.1785/0220190313>
11. *Havskov J., Ottemöller L.* Routine data processing in earthquake seismology: with sample data, exercises and software. Springer Science & Business Media. 2010.
12. *Zvereva A.S., Havskov J., Gabsatarova I.P.* Regional variation of coda Q in Northwest Caucasus // is a preprint, under review in *Journal of Seismology.* <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1935783/v1>
13. Атлас “Опорные геолого-геофизические профили России”. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год”. [Электронный ресурс]. – СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). <https://vsegei.ru/ru/info/seismic/rukovodstvo.php>
14. *Заклюковская А.С., Габсатарова И.П.* Уточнение шкалы локальных магнитуд M_L для западной части Северного Кавказа / В сб. *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Десятой Международной сейсмологической школы. Геофизическая служба РАН, Республиканский центр сейсмологической службы при Национальной академии наук Азербайджана.* 2015. С. 132–136.
15. *Baruah S., Baruah S., Bora P.K. et al.* Moment Magnitude (M W) and Local Magnitude (M L) Relationship for Earthquakes in Northeast India // *Pure Appl. Geophys.* 2012. V. 169. P. 1977–1988. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0465-9>
16. *Пустовитенко Б.Г., Пантелеева Т.А.* Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма. Киев: “Наукова Думка”. 1990. 252 с.
17. *Пустовитенко Б.Г., Эреджепов Э.Э.* Очаговые параметры землетрясений Крымско-Черноморского региона 2016 года // *Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология.* Т. 3 (69). № 4. 2017. С. 51–69.
18. *Пустовитенко Б.Г., Эреджепов Э.Э.* Скорректированные очаговые параметры землетрясений Крыма 2018–2019 гг. // *Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. География. Геология.* Т. 7 (73). № 4. 2021. С. 164–175.

19. Пустовитенко Б.Г., Эреджесов Э.Э., Бондарь Н.М. Спектральные и динамические параметры очагов землетрясений Крыма 2017 года // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. Т. 4 (70). № 4. 2018. С. 69–83.
20. Пустовитенко Б.Г., Эреджесов Э.Э., Бондарь М.Н. Спектральные и динамические параметры очагов землетрясений Крыма 2020 года // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. Т. 7 (73). № 4. 2021. С. 70–86.

ON THE MOMENT MAGNITUDE–LOCAL MAGNITUDE CALIBRATION FOR EARTHQUAKES IN THE NORTHWESTERN CAUCASUS

A. S. Zvereva^a, Corresponding Member of the RAS A. L. Sobisevich^b, and D. V. Likhodeev^{b,#}

^a*Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Perm, Russian Federation*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: dmitry@ifz.ru*

The spectral and dynamic parameters of the sources of regional seismic events have been studied for the territory of the Northwestern Caucasus using stations from the network of the Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences and Crimean network. This is the first study for the region using such a large dataset. Moment magnitudes-Local magnitude calibration have been established for earthquakes of small and medium magnitude in the study area and linear dependence $M_w = M_L + 0.16$ is recommended for use. An interdependence between the values of energy classes and local magnitudes was also obtained, which can help to further improve the procedures for processing seismological monitoring data at Caucasian stations and the formation of regional catalogs.

Keywords: seismicity of the Western Caucasus, spectral parameters of the earthquake source, moment magnitude, local magnitude

УДК 581.132:574.583

РАЗМЕРНАЯ СТРУКТУРА ПЕРВИЧНЫХ ПРОДУЦЕНТОВ В МАРГИНАЛЬНОЙ ЛЕДОВОЙ ЗОНЕ МОРЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКИ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

© 2023 г. Е. А. Кудрявцева^{1,*}, М. Д. Кравчишина¹, Л. А. Паутова¹, И. И. Русанов², В. А. Силкин¹,
Д. И. Глуховец¹, Н. И. Торгунова¹, О. П. Нецветаева¹, Н. В. Политова¹,
А. А. Кловиткин¹, А. С. Саввичев²

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 29.08.2022 г.

Поступило 29.08.2022 г.

После доработки 20.09.2022 г.

Принято к публикации 22.09.2022 г.

Обсуждаются первичная продукция (ПП) и концентрация хлорофилла “а” (хл “а”) в морях Европейской Арктики летом 2020–2021 гг., где продолжающееся потепление климата и усиление “атлантификации” ускоряют таяние морского льда. Максимальные величины интегральной ПП и суммарного содержания хл “а” наблюдались в маргинальной ледовой зоне (МЛЗ) Баренцева моря при ослабленной стратификации водного столба и достигали $1109 \text{ мгС м}^{-2} \text{ день}^{-1}$ и 118 мг м^{-2} . Вблизи кромки ледяного покрова в котловине Нансена основная часть ПП формировалась в верхнем квазигомогенном слое и не превышала $469 \text{ мгС м}^{-2} \text{ день}^{-1}$, концентрация хл “а” достигала 56 мг м^{-2} . Как правило, ранние и поздние стадии цветения фитопланктона в МЛЗ характеризовались ведущей ролью пикофитопланктона в фиксации углерода. Доминирование крупных центральных диатомей, микрофитопланктона, на стадии пика цветения в 2020 г. установлено в МЛЗ в условиях плотного ледяного покрова котловины Нансена. Подобное явление ранее наблюдалось только в арктических шельфовых морях и не фиксировалось в высокоширотных бассейнах Северного Ледовитого океана. При разреженном ледяном покрове котловины Нансена в 2021 г. основными первичными продуцентами были пико- и нанофитопланктон. Низкая изменчивость ассимиляционных чисел ($1.7 \pm 0.3 \text{ мгС мг хл “а”}^{-1} \text{ ч}^{-1}$) на всех стадиях цветения косвенно свидетельствует об акклиматизации разных видов фитопланктона к меняющимся условиям среды. Подтверждается экологическая гибкость первично-продукционного звена экосистем МЛЗ в исследованных морях Европейской Арктики в период климатических изменений.

Ключевые слова: первичная продукция, хлорофилл “а”, ассимиляционное число, размерные группы фитопланктона, диатомовые, гаптофитовые, маргинальная ледовая зона, Баренцево море, котловина Нансена, Гренландское море, Норвежское море

DOI: 10.31857/S2686739722601788, EDN: GDTRFS

ВВЕДЕНИЕ

В Северном Ледовитом океане (СЛО) в последние два десятилетия наблюдается сокращение площади и толщины ледяного покрова в летний период [2]. Практически для всех морей СЛО выявлены положительные тренды первичной продукции (ПП), регистрируемой со спутника.

Пусковым фактором цветения фитопланктона в высокой Арктике служит увеличение высоты

солнца весной. Превышение пороговых значений фотосинтетически активной радиации (ФАР) под оптически прозрачными однолетними льдами вызывает локальные повышения биомассы фитопланктона, которые отмечаются вплоть до 86°с.ш. [6]. Здесь скорость роста фитопланктона увеличивается с февраля (71°с.ш. , море Баффина) и достигает максимума в апреле–мае под сплоченным ледяным покровом, т.е. за два месяца до начала его таяния и разрушения.

В Европейской Арктике весеннее цветение фитопланктона наблюдается в период разрушения сезонного льда. Цветение развивается в маргинальной ледовой зоне (МЛЗ) в результате поступления талой воды в верхний квазигомогенный слой (ВКС) и увеличения устойчивости водного столба, приводящего к накоплению био-

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского,
Федеральный исследовательский центр биотехнологии
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: kudryavtzeva@rambler.ru

массы фитопланктона. Очевидно, цветение фитопланктона в летний период является продолжением весеннего цветения, начинающегося под ледяным покровом в линзах опресненной воды [5].

Высокая пространственная неоднородность гидрофизических характеристик МЛЗ приводит к перераспределению условий освещения (дрейфующие поля льда), биомассы и концентраций биогенных элементов под влиянием спорадических событий (смешивание, вихри и др.). Поэтому временное развитие цветения не происходит по плавной кривой (начало, пик, спад) в пределах МЛЗ, а характеризуется пространственной пятнистостью [10]. В этой зоне могут одновременно наблюдаться все стадии сезонной сукцессии фитопланктона [18].

При содержании льда >10% сигнал спутникового сканера цвета океана сильно искажается, поэтому даже на расстоянии до 20 км от кромки льда концентрация хл “а” не может быть надежно отражена, что повышает актуальность изучения ПП *in situ* в пределах МЛЗ.

Цветения фитопланктона с разным составом доминирующих видов оставляют разный биогеохимический “след” в водной толще и оказывают влияние на потоки элементов и функционирование экосистемы. Подход, основанный на оценках вкладов фитопланктона разного размера в биомассу и ПП, позволяет охарактеризовать пищевую сеть, скорость фиксации углерода и объемы экспорта вещества в глубь океана. В частности, преобладание пикофитопланктона (ПФ, <2 мкм) и нанофитопланктона (НФ, 2–20 мкм) свидетельствует о регенерации вещества через микробную пищевую сеть и его аккумуляции в эвфотическом слое вследствие медленного погружения мелких клеток. Доминирование микрофитопланктона (МФ, >20 мкм), напротив, говорит о высокой скорости седиментации недавно связанного углерода на дно. Согласно Фальковскому и соавт. [8], при улучшении условий освещения в конце зимы в морях с выраженными сезонными явлениями, либо вследствие импульса биогенных элементов в эвфотический слой, экосистема приходит в возмущенное состояние, что обуславливает вспышку развития МФ. После исчерпания запаса биогенных элементов экосистема возвращается в сбалансированное состояние, в котором преобладает регенерированная ПП за счет ПФ и НФ.

В Евразийской Арктике в ответ на общесистемные сдвиги в среде и усиление влияния промежуточной воды атлантического происхождения (АВ) на продуктивный слой, отмечающиеся с 1990-х гг. [2], в составе весеннего цветения конкурируют популяции диатомовых и гаптофитовых водорослей [13, 14]. Среди гаптофитовых доминирует *Phaeocystis pouchetti*, обитающий в виде подвижных одиночных клеток 5 мкм и колоний

клеток до 2 мм. Успешное развитие этого вида может быть связано адаптацией к быстропотекающим изменениям режима освещения среди полей дрейфующих льдов, низкими концентрациями биогенных элементов, слабой стратификацией [5, 12]. Региональные диатомеи относятся к фракции МФ и, наоборот, чувствительны сокращению площади и толщины ледяного покрова и к концентрации растворенного кремния [13]. Показано [9], что концентрация кремния может снижаться вследствие усиления влияния вод атлантического происхождения. Группу ПФ составляют эндемичные арктические пикоэукариоты, а также пикоцианобактерии, ассоциированные с АВ [12].

Данные по оценке ПП и вклада различных размерных групп фитопланктона в водах МЛЗ высоких широт крайне ограничены, а значение этих исследований в условиях “атлантификации” Евразийского бассейна крайне важно для понимания изменений цикла углерода в современном океане. Целью нашей работы было исследование вклада разных размерных групп фитопланктона в ПП и концентрацию хл “а” во время летнего цветения в МЛЗ морей Европейской Арктики в периоды с высокой и низкой плотностью ледяного покрова, а также анализ связей размерной структуры первичных продуцентов с условиями среды.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал был получен в 80- и 84-м рейсах нис “Академик Мстислав Келдыш” в августе 2020 и 2021 г. соответственно [3, 4]. Пробы воды отобраны в МЛЗ Баренцева моря (ст. 7092, 7097, 7100), котловины Нансена (ст. 6860, 7075, 7078), Гренландского моря (ст. 7054), а также в районах с отсутствием сезонного ледяного покрова в Норвежском море (ст. 6838) и на юге Баренцева моря (ст. 6871) (рис. 1). ПП измеряли радиоуглеродным методом при естественном освещении в условиях *in situ* (ст. 6860) или имитации условий *in situ*. На каждой станции пробы были отобраны с 5–7 горизонтов. Концентрацию хл “а” определяли флуориметрическим методом [11] с подкислением и экстрагированием в 90%-м ацетоне на флуориметре Trilogy 1.1 (“Turner Designs”). Для этого пробы воды 0.5–1 л фильтровали через фильтры GF/F (“Whatman”) под вакуумом ≤200 мБар. Для выделения групп фитопланктона (<2, 2–10 и >10 мкм) в пробах ПП и хл “а” пробы фильтровались через мембранные фильтры “Milipor” с размером пор 2 и 10 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ. УСЛОВИЯ СРЕДЫ В МЛЗ

По осредненным данным спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой Sentinel-1A/B для августа 2020 и 2021 г. состояние морского льда

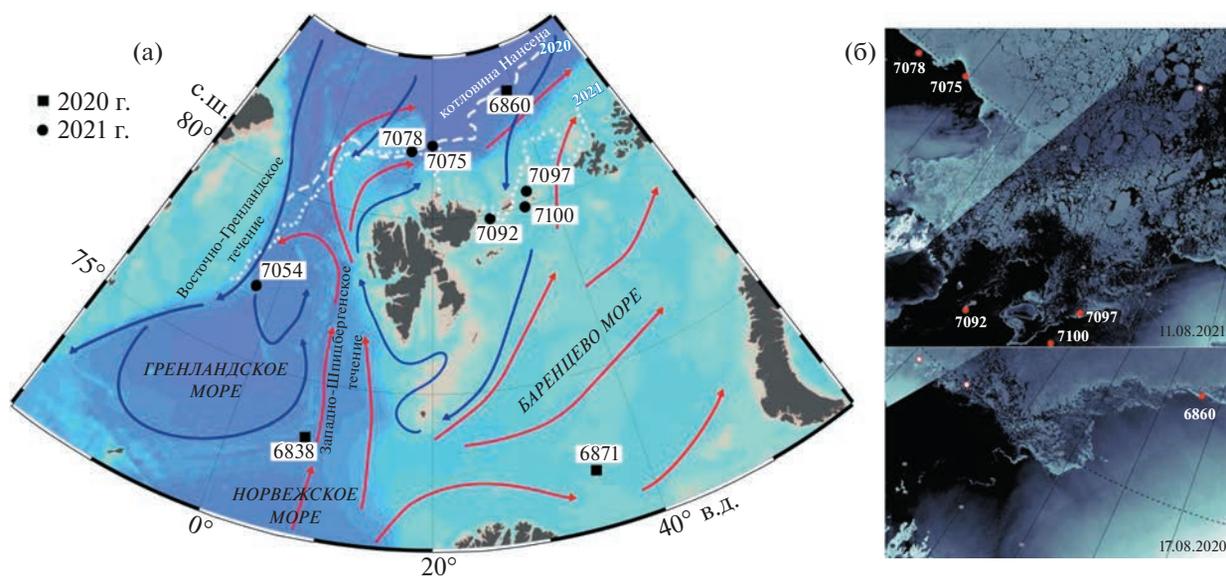


Рис. 1. Карта станций и схема течений в изучаемом регионе (А). Фрагменты квазисинхронных РЛИ Sentinel-1A/B за 17 августа 2020 г. и 11 августа 2021 г. (Б). Пунктирными линиями (А) показана граница МЛЗ (штрихи – 2020 г., точки – 2021 г.).

в МЛЗ изучаемого региона существенно различалось. Изученные станции располагались в полях мелкобитого льда, дрейфующего в юго-западном направлении, в северной части Баренцева моря, а также на расстоянии не более 1–2 км от кромки со сплоченностью льда ~80% в котловине Нансена. Условия в пределах МЛЗ котловины Нансена были разными: в 2020 г. происходило таяние льда и смещение кромки компактного ледяного покрова в северном направлении у ст. 6860; в 2021 г. сохранялось квазистационарное положение кромки компактного ледяного покрова у ст. 7075, 7078, а в целом котловина не была покрыта плотным ледяным покровом. В Гренландском море ст. 7054 находилась в 10 км от кромки ледяных полей.

Уровень ФАР составлял от 8–18 до 18–24 моль квантов $\text{м}^{-2} \text{день}^{-1}$ в пределах МЛЗ и на станциях с отсутствием сезонного ледяного покрова соответственно. Глубина ВКС в МЛЗ изменялась от 1–4 м в котловине Нансена и в Гренландском море и до 7–11 м в Баренцевом море и достигала 15–16 м на станциях, удаленных от МЛЗ в Норвежском и Баренцевом море. Отличительной особенностью станций, выполненных в МЛЗ котловины Нансена и Гренландского моря, были высокие концентрации растворенного кремния ($>2 \mu\text{M}$), что указывает на отсутствие интенсивного роста диатомовых.

По величине истощения биогенных элементов условия на ст. 7075 соответствовали ранней стадии цветения из-за повышенной концентрации растворенного азота нитратов ($2.96 \mu\text{M}$). Среди остальных станций, выполненных в МЛЗ, условия на трех из них (ст. 6860, 7078, 7092) соответ-

ствовали стадии пика цветения ввиду высоких значений ПП в ВКС и галоклине, а на других трех (ст. 7054, 7097, 7100) – спаду цветения вследствие наличия подповерхностного максимума концентрации хл “а” (ПХМ) и ПП в нитраклине на глубине от 25 до 40 м у границы эвфотической зоны. Условия в районах с отсутствием сезонного ледяного покрова соответствовали разным этапам второго сезонного цветения фитопланктона: пика цветения с высокой ПП (ст. 6838) и завершения цветения с крайне низкой величиной ПП (ст. 6871).

БИОМАССА ФИТОПЛАНКТОНА

Видом, формирующим прикормочное цветение в котловине Нансена в 2020 г., была крупноклеточная пелагическая диатомовая водоросль *Porosira glacialis* [4]. В МЛЗ Баренцева моря в МФ ($>10 \mu\text{M}$) доминировали центрические диатомеи *Thalassiosira* spp. Вклад МФ в концентрацию хл “а” в районах цветения диатомовых превышал 70%.

На станциях с относительно высокими концентрациями растворенного кремния в эвфотическом слое МЛЗ значительный вклад в биомассу вносил ПФ: 61% концентрации хл “а”. Вклад клеток НФ и МФ в концентрацию хл “а” составлял примерно по 25%. Среди МФ наиболее многочисленной была *Rhizosolenia hebetata*, центрическая диатомовая, обитающая в симбиозе с diazotrophic cyanobacteria. Клетки *Thalassiosira* spp., чувствительной концентрациям азота и железа, встречались только на ранней стадии цветения в котловине Нансена.

В ВКС МЛЗ в МФ доминировали динофлагелляты: гетеротрофные в Гренландском море; в кот-

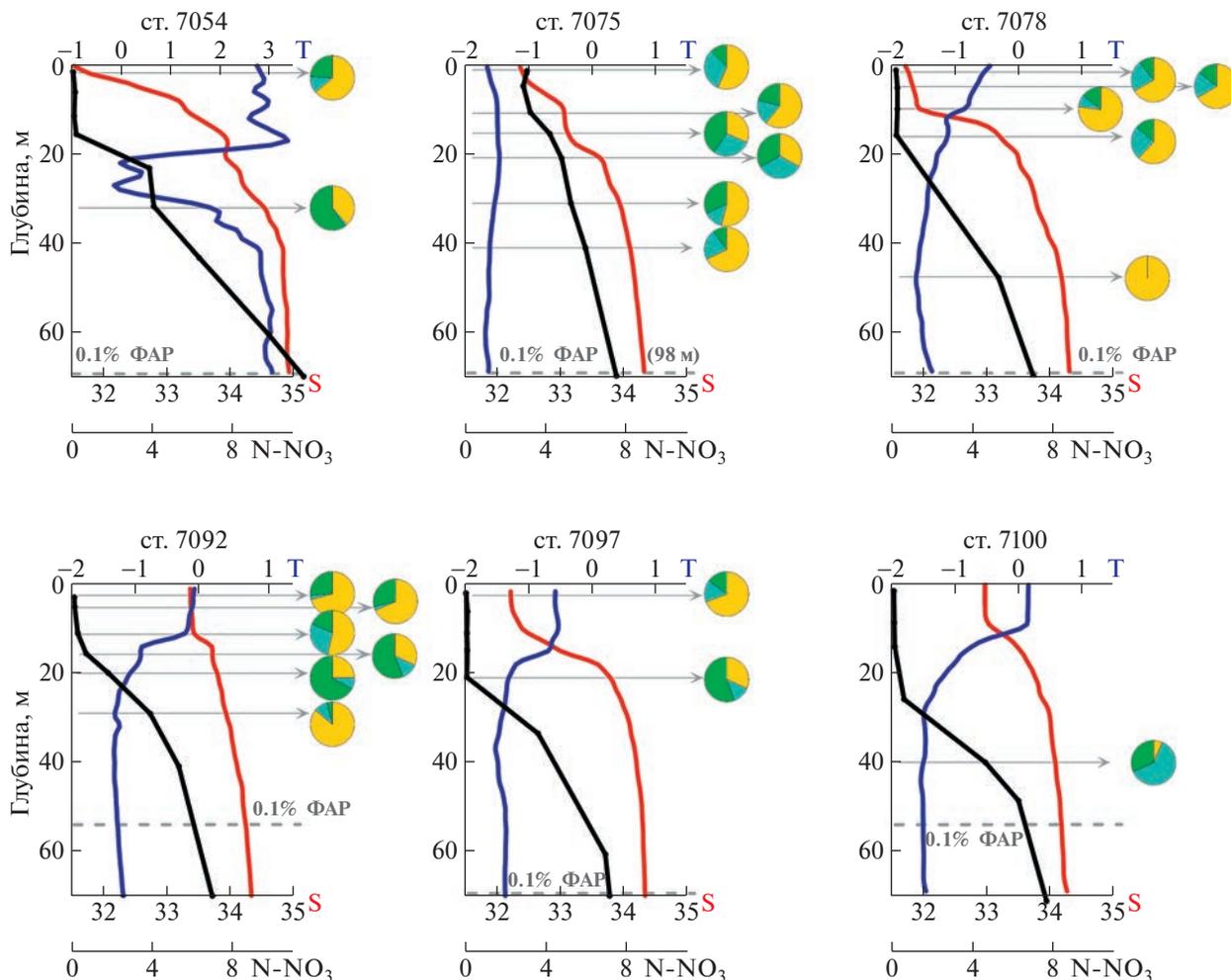


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры (Т, °С – синяя линия), солёности (S, psu – красная линия) воды и растворенного азота нитратов (N-NO₃, μM – черная линия) на станциях наблюдений. Вклад размерных групп фитопланктона в ПП на отдельных горизонтах показан на циклограммах: желтый – ПФ (<2 мкм), голубой – НФ (2–10 мкм), зеленый – МФ (>10 мкм). Горизонтальная пунктирная линия – глубина 0.1% уровня ФАР.

ловине Нансена и Баренцевом море, опознанные до родов *Gymnodinium* и *Gyrodinium*, которые могли относиться к автотрофам, фаготрофам, иметь пластиды мизоцитотического происхождения.

На юге Баренцева моря в области скопления высокой биомассы *Emiliania huxleyi* вклад НФ в концентрацию хл “а” составлял 65%. В Норвежском море, где отмечалось мультивидовое разнообразие фитопланктона, характерное для благоприятных условий вегетации, вклад размерных групп фитопланктона сильно варьировал по глубине эвфотической зоны. В суммарном содержании хл “а” в эвфотическом слое (Σхл “а”) преобладал вклад двух размерных групп: НФ (39%) и ПФ (47%).

Абсолютные концентрации хл “а” в изученном регионе различались в 6 раз. Наибольшее Σхл “а” достигалось в троге Орли (ст. 7092, 118 мг м⁻²), а также отмечалось на других станциях на севере Баренцева моря и в котловине Нансена, где доминировал диатомовый МФ (до 69 мг м⁻²). По-

давляющая доля Σхл “а” формировалась за счет высокой концентрации хл “а” в ПХМ (до 13.1 мг м⁻³) вблизи границы эвфотической зоны.

На станциях с преобладанием ПФ и НФ наблюдалась сравнительно низкая Σхл “а”: от 19–29 до 17–21 мг м⁻² в МЛЗ и в районах с отсутствием сезонного ледяного покрова. В МЛЗ этих станций ПХМ (до 2.4 мг м⁻³) был менее выражен по сравнению со станциями цветения группы МФ. В Гренландском море ПХМ располагался в АВ, вследствие чего вклад 78% концентрации хл “а” вносила группа МФ, представленная динофлагеллятами и гаптофитовыми водорослями.

ПП ФИТОПЛАНКТОНА

При разной размерной структуре и видовом составе фитопланктона в 2020 и 2021 г. в котловине Нансена наблюдались близкие величины интегральной ПП (ИПП) на стадии пика цветения:

462 и 469 мгС м⁻² день⁻¹ соответственно. На станциях спада цветения в Баренцевом море величины ПП составляли 276–442 мгС м⁻² день⁻¹, а в Гренландском море, где богатые биогенными элементами воды АВ напрямую взаимодействовали с арктической водной массой, достигали 618 мгС м⁻² день⁻¹. На станции пика цветения в троге Орли с ослабленной стратификацией водного столба (ст. 7092) ИПП (1109 мгС м⁻² день⁻¹) превышала значения ПП в котловине Нансена в 2 раза.

На всех станциях в МЛЗ, кроме станций у кромки компактного льда в котловине Нансена, ПП характеризовалась бимодальным типом вертикального распределения в эвфотической зоне с хорошо или слабо выраженными максимумами: 1) в пределах ВКС от 8 до 117 мгС м⁻³ день⁻¹ и 2) в ПХМ на границе нитраклина от 9 до 31 мгС м⁻³ день⁻¹. В ВКС на долю ПФ приходилось 64% ПП, а в ПХМ на долю МФ, приходилось 54% ПП. Наличие двух максимумов ПП в эвфотической зоне свидетельствовало о благоприятных условиях для вегетации как светолюбивого, так и тенелюбивого фитопланктона: 1) достаточное количество нитратов для обитающих в режиме низкой освещенности диатомовых; 2) регенерированная продукция ПФ в относительно теплом освещенном слое ВКС. Последнее подтверждается положительными связями ПП-группы ПФ с температурой воды ($R^2 = 0.53$) и уровнем ФАР ($R^2 = 0.31$), а также отрицательными связями с концентрацией минерального фосфора ($R^2 = 0.36$) и растворенного кремния ($R^2 = 0.32$).

В Норвежском море ИПП (1002 мгС м⁻² день⁻¹) в 20 раз превышала ПП в районе цветения *E. huxleyi* (45 мгС м⁻² день⁻¹), где запас биогенных элементов в стратифицированной водной толще полностью истощался ($N-NO_3^-$ 0 мМ, $P-PO_4^{3-}$ 0.06 мМ). На стадии после цветения на всех глубинах в эвфотическом слое преобладала ПП группы ПФ (61%). На стадии пика цветения в Норвежском море вклад ПФ в ПП убывал с глубиной от 60% в ВКС до 11% на границе эвфотической зоны.

АССИМИЛЯЦИОННОЕ ЧИСЛО (АЧ)

Адаптация фитопланктона к концентрациям биогенных элементов и условиям среды объясняет небольшую изменчивость АЧ, наблюдаемых в МЛЗ (1.7 ± 0.3 мгС мг хл“а”⁻¹ ч⁻¹). АЧ изменялись относительно фазы цветения: на ранней стадии АЧ составляло 1.4 мгС мг⁻¹ хл“а” ч⁻¹, а во время пика и на поздних стадиях цветения достигало 1.5–2.1 мгС мг хл“а”⁻¹ ч⁻¹. Это было отражением увеличения регенерированной ПП по мере таяния льда. Так, АЧ группы ПФ возрастала от 1.2 мгС мг хл“а”⁻¹ ч⁻¹ на ранней стадии до 2.1 мгС

мг хл“а”⁻¹ день⁻¹ на стадии пика цветения в котловине Нансена и до 12.8 мгС мг хл“а”⁻¹ ч⁻¹ на станции пика цветения в троге Орли. Напротив, АЧ группы МФ снижались от 1.6 мгС мг хл“а”⁻¹ ч⁻¹ на ранней стадии до 0.5 мгС мг хл“а”⁻¹ ч⁻¹ на стадиях пика цветения в соответствии с возрастающим дефицитом биогенных элементов по мере развития цветения. В южных районах изученного региона высокое АЧ наблюдалось в период максимальной активности экосистемы в Норвежском море (8.7 мгС мг⁻¹ хл“а” ч⁻¹), а низкое АЧ (0.3 мгС мг⁻¹ хл“а” ч⁻¹) в южной части Баренцева моря в период прекращения роста *E. huxleyi*.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные близки к данным литературы для северо-западной части Баренцева моря и котловины Нансена, за исключением оценок Σ хл “а”, которые оказались ниже [10]. В других исследованиях [13, 14] приводятся значения Σ хл “а” < 200 мг м⁻², ближе к нашим данным.

Доля “крупного” фитопланктона в Σ хл “а” и в величине ИПП в МЛЗ достигает, соответственно, 85 и 81% в море Баффина (>5 мкм) и 82 и 92% в Карском море (>20 мкм) [1, 16]. Доминирование группы МФ во время весеннего цветения обусловлено высокими скоростями роста диатомовых водорослей, за счет чего они вытесняют другие клетки, а в отдельных случаях сезонными событиями, приводящими к раннему прорастанию цист динофлагеллят под тающими льдами в мелководных эстуариях арктических и бореальных морей [16].

На севере Баренцева моря и в котловине Нансена в начале 2000-х гг. доля группы МФ в Σ хл “а” достигала 81%, а в ИПП – 69% на стадии пика цветения [10]. Однако вклад этой размерной группы заметно варьировал при разных гидрофизических условиях. Полученные нами оценки вкладов группы МФ в Σ хл “а” на станциях цветения диатомовых в МЛЗ соответствовали данным литературы. Установлена значимая обратная зависимость между концентрациями хл“а” группы МФ и растворенного кремния ($R^2 = 0.48$), что можно рассматривать как опосредованную характеристику цветения диатомовых в МЛЗ. В отличие от результатов предшествующих исследований, вклад группы МФ в ИПП в МЛЗ не превышал 34%.

В котловине Нансена в 2021 г. по величине ПП и биомассе хл “а” преобладал ПФ. Мелкие клетки характеризуются низким отношением площади поверхности клетки к ее объему и повышенным внутриклеточным содержанием азота, что выгодно в условиях дефицита питательных веществ [17]. Однако на ранней стадии цветения рост фитопланктона не лимитировался основными био-

генными элементами. Тогда чем обусловлено доминирование ПФ в арктической водной массе в котловине Нансена? Мы полагаем, что это был переменный режим освещения в условиях ослабленной ледовитости и интенсивного перемешивания, о которых свидетельствуют либо полное отсутствие, либо глубокое положение ПХМ. Известно, что высокой эффективности фотосинтеза ПФ при низких уровнях ФАР способствует большая поглощающая способность света единицей хл “а” в клетке и особый пигментный состав ПФ [15]. В сложившихся условиях рост МФ, диатомей открытой воды, активно развивавшихся в соседних районах Баренцева моря, мог одновременно ограничиваться низким содержанием железа и азота в арктической водной массе. Полученные результаты свидетельствуют о преобладании микробной пищевой сети и низких величинах экспортной продукции в котловине Нансена в августе 2021 г., в отличие от 2020 г., когда наблюдалась типичная обстановка цветения диатомовых вблизи кромки компактного однолетнего льда в нетипичном районе высокоширотной Арктики [4].

Динамичные оптические и физические условия среды благоприятны для развития *P. pouchetii* [5, 12], который преобладал при 0.5% уровне ФАР на хорошо перемешанной станции в трого Орли. Гаптофитовые виды часто миксотрофны и доминируют в составе микробной пищевой сети. Жизнеспособные клетки *P. pouchetii* находили ранее в условиях полярной ночи [12]. Значительный вклад нанофлагеллят в биомассу фитопланктона в Баренцевом море отмечался многими исследователями [7]. Сниженные и, в целом, близкие концентрации хл “а” группы НФ в пределах МЛЗ (0.2 мг м^{-3}) могут свидетельствовать о большой доле гетеротрофов в нанопланктоне и объяснять низкие биомассы и высокий уровень ПП группы ПФ. В пользу этого факта можно интерпретировать положительные связи: ПП и хл “а” группы НФ с концентрацией аммонийного азота ($R^2 = 0.37$ и $R^2 = 0.64$); концентрации хл “а” НФ с концентрацией минерального фосфора ($R^2 = 0.37$) и концентрации хл “а” группы ПФ и группы НФ между собой ($R^2 = 0.62$).

Сосуществование классической и микробной пищевых сетей ранее было обнаружено в Конгсфьорде архипелага Шпицберген [12]. В районах восточнее архипелага складываются схожие условия [10]. Здесь МЛЗ является зоной высокой биогеохимической активности всех микробных процессов, как на подошве льда, так и в верхних слоях подледной воды [19]. В августе 2021 г. при сниженной ледовитости наблюдалось своеобразное расселение пищевых сетей по этажам: ПФ и микробная пищевая сеть были активны среди полей дрейфующего льда в освещенном и относи-

тельно теплом, обедненном биогенными элементами, слое талой воды, тогда как компоненты классической пищевой сети вегетировали у границы эвфотической зоны и соответствовали глубине нитраклина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дана оценка продукционных параметров фитопланктона во время летнего цветения в МЛЗ, где спутниковые алгоритмы расчета концентрации хл “а” не позволяют получать адекватные данные. В 2020 г. вблизи кромки плотного ледяного покрова котловины Нансена доминировали центрические диатомеи с размером клеток 35–40 мкм. В 2021 г. в области разреженного ледяного покрова котловины Нансена преобладал мелкоклеточный фитопланктон, представленный группами НФ и ПФ. Несмотря на 2-кратную разницу $\Sigma \text{хл “а”}$ у кромки льда в августе 2020 и 2021 г., ПП на стадии пика цветения фитопланктона соответствовала уровню $450\text{--}500 \text{ мгС м}^{-2} \text{ день}^{-1}$. Полученные данные являются свидетельством экологической гибкости пелагических экосистем Европейской Арктики в эпоху глобальных климатических изменений, позволяющей поддерживать ПП на максимальном уровне. Однако вследствие адаптации сообщества первичных продуцентов к изменениям условий среды, происходит трансформация цикла связанного фитопланктоном углерода, последствия которой еще слабо изучены. Ледяной покров служит одним из важнейших факторов переключения режима ПП от доминирования МФ к преобладанию ПФ и перехода из возмущенного состояния в сбалансированное состояние под влиянием стратификации водного столба и условий освещенности.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнялись в рамках госзадания ИО РАН (№ FMWE-2021-0006). Изучение продукционных характеристик фитопланктона проводилось при финансовой поддержке РФФИ (№ 19-05-50090). Радиозотопные исследования проводили за счет средств РФФИ (№ 20-04-00487). Целевое финансирование экспедиций обеспечено Минобрнауки РФ согласно Сводному плану экспедиций на научно-исследовательских судах Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демидов А.Б., Сергеева В.М., Гагарин В.И. и др. Первичная продукция и хлорофилл размерных групп фитопланктона Карского моря в период схода сезонного льда // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 3. С. 403–415.
2. Иванов В.В., Репина И.А. Влияние сезонной изменчивости температуры атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2018. Т. 54. № 1. С. 73–82.

3. *Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Володин В.Д. и др.* Системные исследования осадкообразования в Европейской Арктике в 84-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 4. С. 660–663.
4. *Паутова Л.А., Силкин В.А., Кравчишина М.Д. и др.* Пелагическая экосистема котловины Нансена в условиях изменчивости притока атлантической воды: механизм формирования диатомового цветения в прикромочной зоне // Доклады РАН. Научки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 71–76.
5. *Assmy P., Fernández-Méndez M., Duarte P., et al.* Leads in Arctic pack ice enable early phytoplankton blooms below snow-covered sea ice // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. 40850. P. 1–9.
6. *Boles E., Provost C., Garçon V., et al.* Under-ice phytoplankton blooms in the central Arctic Ocean: insights from the first biogeochemical IAOOS platform drift in 2017 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. V. 125. e2019JC015608.
7. *Druzhkova E.I., Ishkulova T.G., Pastukhov I.A.* Features of summer ice-edge bloom in the Barents Sea // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2020. № 539. Article 012186. P. 1–6.
8. *Falkowski P.G., Laws E.A., Barber R.T., Murray J.W.* Phytoplankton and their role in primary, new, and export production. In *Ocean biogeochemistry*. Springer. 2003. P. 99–121.
9. *Hátún H., Azetsu-Scott K., Somavilla R., et al.* The sub-polar gyre regulates silicate concentrations in the North Atlantic // *Sci. Rep.-UK*. 2017. V. 7. 14576.
10. *Hodal H., Kristiansen S.* The importance of small-celled phytoplankton in spring blooms at the marginal ice zone in the northern Barents Sea // *Deep-Sea Research II*. 2008. V. 55. P. 2176–2185.
11. *Holm-Hansen O., Riemann B.* Chlorophyll a determination: improvements in methodology // *Oikos*. 1978. V. 30. P. 438–447.
12. *Iversen K.R., Seuthe L.* Seasonal microbial processes in a high-latitude fjord (Kongsfjorden, Svalbard): I. Heterotrophic bacteria, picoplankton and nanoflagellates // *Polar Biology*. 2011. V. 34. P. 731–749.
13. *Krause J.W., Duarte D.M., Marquez I.A., et al.* Biogenic silica production and diatom dynamics in the Svalbard region during spring // *Biogeosciences*. 2018. V. 15. P. 6503–6517.
14. *Makarevich P.R., Larionov V.V., Vodopyanova V.V., et al.* Phytoplankton of the Barents Sea at the Polar Front in Spring // *Oceanology*. 2021. V. 61. № 6. P. 930–943.
15. *Morel A., Bricaud A.* Theoretical results concerning light-absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton // *Deep Sea Research I*. 1981. V. 28. P. 1375–1393.
16. *Mei Z.P., Legendre L., Gratton Y., et al.* Phytoplankton production in the North Water Polynya: size-fractions and carbon fluxes, April–July 1998 // *Marine Ecology Progress Series*. 2003. V. 256. P. 13–27.
17. *Reynolds C.S.* *The Ecology of Phytoplankton (Ecology, Biodiversity and Conservation)*. Cambridge: Cambridge University Press. 2009. 535 p.
18. *Sakshaug E., Skjoldal H.R.* Life at the ice edge // *Ambio*. 1989. V. 18. P. 60–67.
19. *Savichev A.S., Rusanov I.I., Pimenov N.V., Mitskevich I.N., Bairamov I.T., Lein A.Yu., Ivanov M.V.* Microbiological Explorations in the Northern Part of the Barents Sea in Early Winter // *Microbiology*. 2000. V. 6. № 6. P. 698–708.

PRIMARY PRODUCERS SIZE STRUCTURE IN THE MARGINAL ICE ZONE OF EUROPEAN ARCTIC IN SUMMER

**E. A. Kudryavtseva^{a, #}, M. D. Kravchishina^a, L. A. Pautova^a, I. I. Rusanov^b, V. A. Silkin^b,
D. I. Glukhovets^a, N. N. Torgunova^a, O. P. Netsvetaeva^a, N. V. Politova^a,
A. A. Klyuvitkin^a, and A. S. Savichev^b**

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russian Federation*

^b*Winogradsky Institute of Microbiology, Federal Research Center Fundamentals of Biotechnology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: kudryavtzeva@rambler.ru*

Represented by Academician of the RAS L.I. Lobkovsky August 29, 2022

Primary production (PP) and chlorophyll “a” concentration (chl “a”) estimates in the Eurasian Arctic are discussed, where the continued climatic warming with increased “Atlantification” advance the sea ice losses. The maximum integrated PP and the total chl “a” content observed in the marginal ice zone (MIZ) of the Barents Sea with weakened stratification of the water column and reached 1109 mgC m⁻² day⁻¹ and 118 mg m⁻². Nearby the ice edge in the Nansen Basin, the main part of PP formed in the upper mixed layer and did not exceed 469 mgC m⁻² day⁻¹, the chl “a” content of 56 mg m⁻². In the early and late phytoplankton bloom in MIZ, the typical leading role of picophytoplankton in carbon fixation revealed. Large centric diatoms, microphytoplankton, dominated at the peak bloom stage in 2020 with the dense marine ice cover of the Nansen Basin. A similar phenomenon was previously observed only in the Arctic shelf seas and was not recorded in the high-latitude basins of the Arctic Ocean. With the sparse ice cover of the Nansen Basin in 2021, the main primary producers at the peak bloom were pico- and nanophytoplankton. The low variability of assimilation numbers at all bloom stages (1.7 ± 0.3 mgC mg chl “a”⁻¹ h⁻¹) indicates the acclimatization of phytoplankton to changing environment. The ecological flexibility of the primary production are link of the MLZ ecosystems in the studied seas of the European Arctic during the period of climate change is confirmed.

Keywords: primary production, chlorophyll “a”, assimilation number, phytoplankton size groups, diatoms, haptophytes, marginal ice zone, Barents Sea, Nansen Basin, Greenland Sea, Norwegian Sea

УДК 551.466.8

ГЕНЕРАЦИЯ ВНУТРЕННИХ ВОЛН СУБМЕЗОМАСШТАБНЫМ ВИХРЕМ У МЫСА СВЯТОЙ НОС В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

© 2023 г. А. Н. Серебряный^{a,b,*}, Е. Е. Химченко^{a,b}, В. В. Замшин^b

Представлено академиком РАН В.Г. Бондуrom 11.07.2022 г.

Поступило 11.07.2022 г.

После доработки 16.09.2022 г.

Принято к публикации 23.09.2022 г.

Приводятся данные о генерации солитоноподобных внутренних волн мезомасштабным вихрем в широко известном своей динамической активностью районе Баренцева моря – акватории мыса Святой Нос. Результаты основаны на анализе спутниковых оптических (Sentinel-2 MSI) и радиолокационных (Sentinel-1 SAR) изображений, полученных последовательно 8 и 9 августа 2021 г. Детальный анализ динамики вихря и внутренних волн оказался возможным благодаря, в том числе, цветению фитопланктона, которое создало необходимые оптические контрасты, позволяющие следить за динамикой течений в приповерхностном слое моря. Значимые параметры зарегистрированных внутренних волн измерены спутниковыми методами и проанализированы с использованием модели TRXO9.0 и численного решения уравнения внутренних волн. Показано, что генерация внутренних волн была вызвана образованным у мыса субмезомасштабным вихрем. Волны имеют относительно низкие скорости распространения (0.10–0.16 м/с), что обусловлено слабой стратификацией водной среды.

Ключевые слова: внутренние волны, Баренцево море, солитоны, кокколитофориды, спутниковые изображения, многоспектральная съемка, радиолокационная съемка

DOI: 10.31857/S2686739722601430, **EDN:** GALQWD

ВВЕДЕНИЕ

В середине лета–начале осени (июле–сентябре) в последнее десятилетие в Баренцевом море происходит резкое возрастание показателя рассеяния света назад взвешенными частицами, что объясняется активным цветением кокколитофорид [1–3]. Этот фитопланктон увеличивает мутность морской воды, окрашивая ее в серые тона. Благодаря этому эффекту на спутниковых оптических многоспектральных изображениях становятся отчетливо видны различные проявления приповерхностной динамики моря – шлейфы течений, вихреобразные структуры, фронты и внутренние волны [4, 5]. Наше внимание было привлечено к оптическим изображениям одного из самых динамически активных районов Баренцева моря – акватории м. Святой Нос. Этот район известен с давних времен так называемым святоносским сулоем, представляющим опасность мо-

реплователям из-за своей интенсивности и частоты повторения. В этом месте полуостров Святой Нос далеко вдается вглубь акватории, разделяя более теплые воды Баренцева моря с холодными водами Белого моря. На границе этих водных масс, подгоняемых приливно-отливными течениями, происходит образование сулоя – поверхностного волнения в виде хаотичной толчи с высотами в несколько метров. В данной работе мы концентрируем свое внимание на еще одном представляющим интерес динамически активном явлении – генерации интенсивных внутренних волн на шельфе, которая как будет показано, тоже имеет место в этом районе.

ВИХРЕОБРАЗНЫЕ СТРУКТУРЫ У МЫСА

В ходе исследования анализировался временной ряд спутниковых изображений района интереса, полученных с космических аппаратов Sentinel-2 и Landsat-8 на протяжении всего периода цветения кокколитофорид в 2021 г. (июль–сентябрь). Анализ осуществлялся с целью обнаружения и исследования особенностей поверхностных проявлений внутренних волн. В результате анализа изображений, полученных 8 и 9 августа со спутника Sentinel-2, были выявлены высоко-

^aИнститут океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия

^bНаучно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва, Россия

*E-mail: serebryany@hotmail.com

контрастные проявления внутренних волн, расположенные вблизи вихря. В другие даты анализируемого временного интервала не наблюдалось интенсивных поверхностных проявлений внутренних волн.

Как видно на изображении от 8 августа (рис. 1), к северу от м. Святой Нос образован вихревой кластер, в состав которого входили два грибовидных вихря, заворачивающие своими западными границами по часовой стрелке, и в целом обозначающие перенос воды течениями в прибрежную зону из более глубоких районов моря. Обращает на себя внимание более мелкий по масштабам (субмезомасштабный) антициклонический вихрь, расположенный на расстоянии около 3 км к северу от оконечности мыса, образованный течением северо-западного направления с западной стороны мыса. Подворот течения по часовой стрелке севернее мыса указывает на антициклонический характер вихря. Этот вихрь сохранялся и на следующие сутки, что хорошо видно на спутниковом изображении, полученном 9 августа (рис. 1). Сердцевина вихря характеризуется относительно малыми значениями спектральной отражательной способности, что свидетельствует о присутствии свободной от микроводорослей воды в центре вихря. Сравнение разновременных изображений вихря (рис. 1) явно показывает, что размер центральной части вихря и его оптический контраст уменьшаются. Последнее подтверждает действие антициклонического механизма по увеличению концентрации поверхностных более теплых вод в центральной части вихря.

ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ, ГЕНЕРИРУЕМЫЕ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫМ ВИХРЕМ

Обнаруженные интенсивные поверхностные проявления внутренних волн были детально исследованы, для чего были дополнительно привлечены результаты спутниковой радиолокационной съемки. В ходе обработки спутниковых изображений, полученных как в оптическом (Sentinel-2 MSI, 8 и 9 августа), так и в радиолокационном (Sentinel-1 SAR, 9 августа) диапазонах спектра электромагнитных волн, выполнялось определение местоположения и геометрических параметров поверхностных проявлений гребней внутренних волн [4, 8]. Результаты обработки спутниковых изображений приведены на рис. 2. Ниже будет показано, что все обстоятельства указывают на то, что рассматриваемые внутренние волны генерируются вихрем, находившемся у м. Святой Нос.

Анализ рис. 2 показывает, что основная часть цугов внутренних волн распространяется на запад, юго-запад от м. Святой Нос. Фронты внутренних волн имеют выпуклую дугообразную форму, что подчеркивает юго-западную направлен-

ность их движения и связь с находящимся у оконечности мыса субмезомасштабным вихрем.

Цуги внутренних волн условно обозначены цветами: желтый, синий, оранжевый, зеленый (рис. 2). Насчитывается 6 цугов на многоспектральном изображении от 8 августа (рис. 2 б, г) и 3 цуга на многоспектральном изображении от 9 августа (рис. 2 а). Спутниковое радиолокационное изображение от 9 августа (рис. 2 в) позволяет выделить цуг внутренних волн, движущийся в другом направлении – на восток (рис. 2 д). Фронты волн этого цуга (в отличие от других цугов) находятся на значительном расстоянии друг от друга, что говорит о большей длине волн. Это отличие объясняется тем, что волны этого цуга сгенерированы в фазе прилива (дата и время съемки – 9 августа, 3:57 UTC) и вместе с приливным и вдольбереговым течением движутся на восток. Как следствие, длина волн на попутном течении увеличивается. Обращает на себя внимание цуг, расположенный к югу от вихря, ориентация фронтов в котором указывает на южное распространение волн (рис. 2 г). Этот цуг находится уже в более мелководном районе акватории (в Святоносском заливе) и, по всей вероятности, испытывает рефракцию, на что указывает береговая направленность цуга.

ПРИВЯЗКА ЦУГОВ ВОЛН К ФАЗЕ ОТЛИВА БАРОТРОПНОГО ПРИЛИВА

Спутниковые оптические изображения были получены 8 августа 2021 г. в 09: 11: 16 UTC и 9 августа 2021 г. в 09: 31: 12 UTC. В глобальной модели приливов TRXO9.0 [10] был проведен расчет прилива для точки, расположенной на расстоянии ~3 км от м. Святой Нос. Приблизительно на этом расстоянии от полуострова Святой Нос начинается район, в котором регистрировались поверхностные проявления внутренних волн, распространяющихся в юго-западном направлении. 8 августа максимум баротропного прилива наблюдался в 6 ч UTC и составлял 1.62 м, а минимум составил –1.60 м около 13 ч UTC. На следующий день 9 августа максимум был 1.77 м в 7 ч UTC, а минимум – 1.80 м в 13 ч UTC. Исходя из этой информации, цуги внутренних волн, зарегистрированные на спутниковых оптических изображениях, оказались привязаны к фазе отлива. Подобная интенсификация короткопериодных внутренних волн во время отлива отмечалась в наблюдениях в других морях, в частности в Японском море, а также неоднократно в Баренцевом море [10, 11]. Цуг внутренних волн, выявленных по радиолокационному изображению, как уже указывалось выше, относится к фазе прилива.

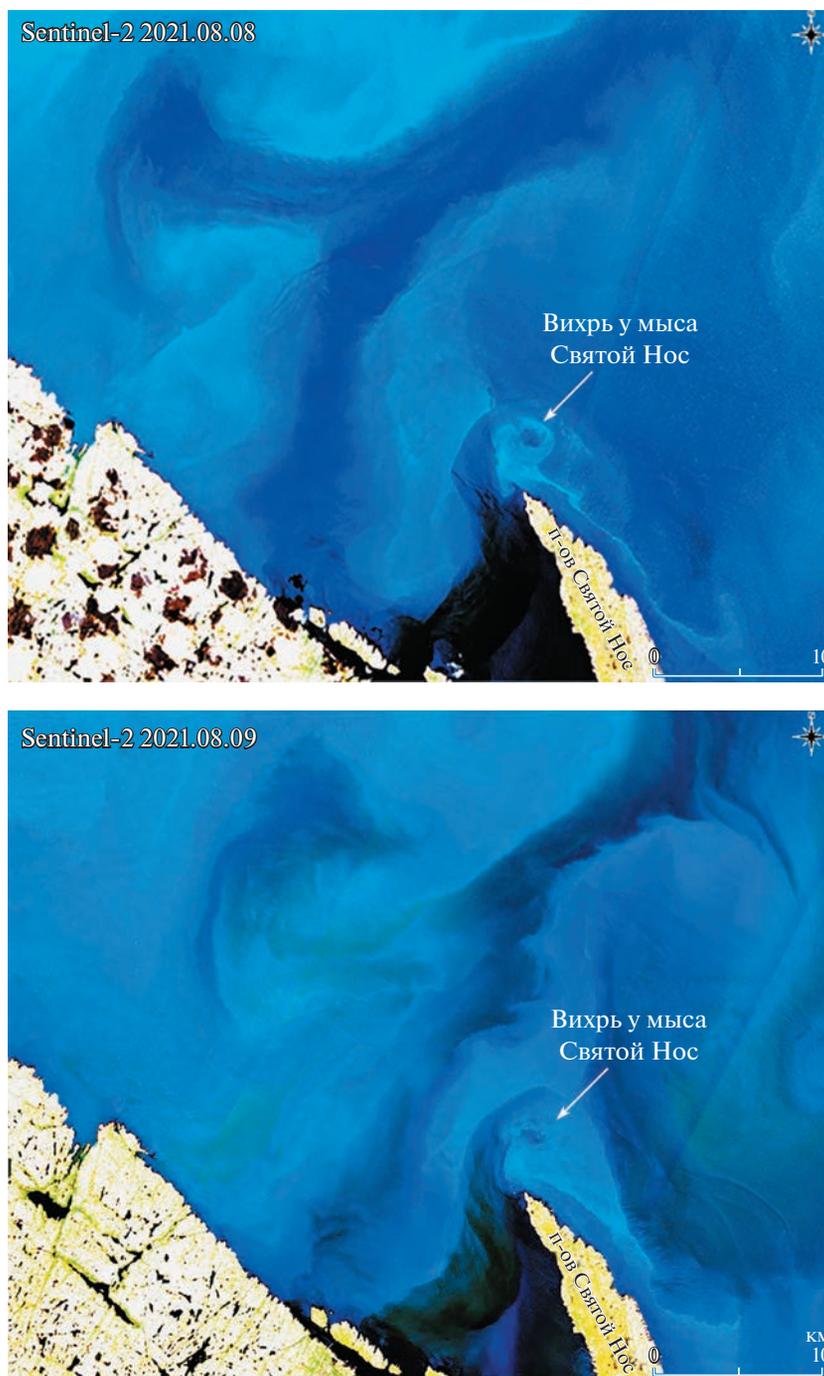


Рис. 1. Спутниковые оптические многоспектральные изображения акваторий вблизи м. Святой Нос, полученные со спутника Sentinel-2 08 августа 2021 г. (сверху) и 09 августа 2021 г. (снизу), иллюстрирующие мезомасштабные вихревые структуры.

РАСЧЕТ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

Расчет дисперсионных кривых велся по программе В.В. Гончарова [12], в которой численно решается уравнение внутренних волн (краевая задача Штурма-Лиувилля)

$$\frac{d^2 w}{dz^2} + \frac{N^2 - \omega^2}{\omega^2 - f^2} k_h^2 w = 0$$

с граничными условиями $w(0) = 0$, $w(h) = 0$, где w – амплитуда вертикальной скорости, k_h – горизонтальный волновой вектор, N – частота плавучести, f – инерционная частота, ω – текущая частота, h – глубина моря, w и N зависят от z .

небольшим скоростям их распространения. Если принять в рассмотрение большие величины существующих там приливов, то становится ясно, что внутренние волны часто испытывают блокировку и другие эффекты рефракции на фоновых течениях, что было показано в [9]. В последние годы стало больше информации о внутренних волнах Баренцева моря в основном за счет публикаций, использующих данные спутникового дистанционного зондирования [13, 14]. Благодаря близкому положению термоклина к поверхности моря в летний период внутренние волны хорошо проявляются на спутниковых снимках, что дает возможность собирать большую статистику о длине волн и их фронтов, количестве волн в цугах и направлении их распространения [7, 8]. Надежные данные о периодах внутренних волн и их амплитудах можно получить лишь контактными методами. Продолжительные измерения, проведенные в прибрежной зоне Баренцева моря с помощью непрерывных STD – зондирований [14] выявили средний период волн в цугах – 15 мин, среднее число волн в цуге – 4, а диапазон амплитуд волн – в пределах 1–8 м. Сопоставляя длины наблюдаемых нами внутренних волн цугов у м. Святой Нос, с измеренными ранее длинами волн в прибрежной зоне этого региона, можно сделать вывод, что они близки к среднестатистическим параметрам внутренних волн Баренцева моря 1-й моды. То же самое можно сказать о периодах этих внутренних волн. Особенностью этих волн оказываются малые скорости движения цугов, что объясняется тем, что они распространяются в условиях слабой стратификации и на встречном (отливном) течении. Что касается амплитуд интенсивных внутренних волн у м. Святой Нос, изученных в настоящей работе, то, в отсутствие данных контактных измерений, принимая во внимание большие оптические контрасты (рис. 1), можно предполагать, что они достигают величин порядка 10–12 м (это значения максимальных высот, наблюдавшихся в Баренцевом море).

Происхождение цугов внутренних волн в Баренцевом море обычно связывают с взаимодействием баротропного прилива с особенностями рельефа дна – механизмом, широко распространенным на шельфах Мирового океана. Менее распространенный механизм генерации цугов внутренних волн, но также заслуживающий внимания, связан с воздействием вихрей. Впервые было обращено внимание на близкое расположение цугов внутренних волн и субмезомасштабных вихрей при анализе комических снимков Черного моря [15]. Позднее в измерениях на геленджикском шельфе Черного моря [16] был зарегистрирован выход на шельф прибрежного антициклонического вихря с генерацией пакета интенсивных внутренних волн, движущихся на берег. Недавно опубли-

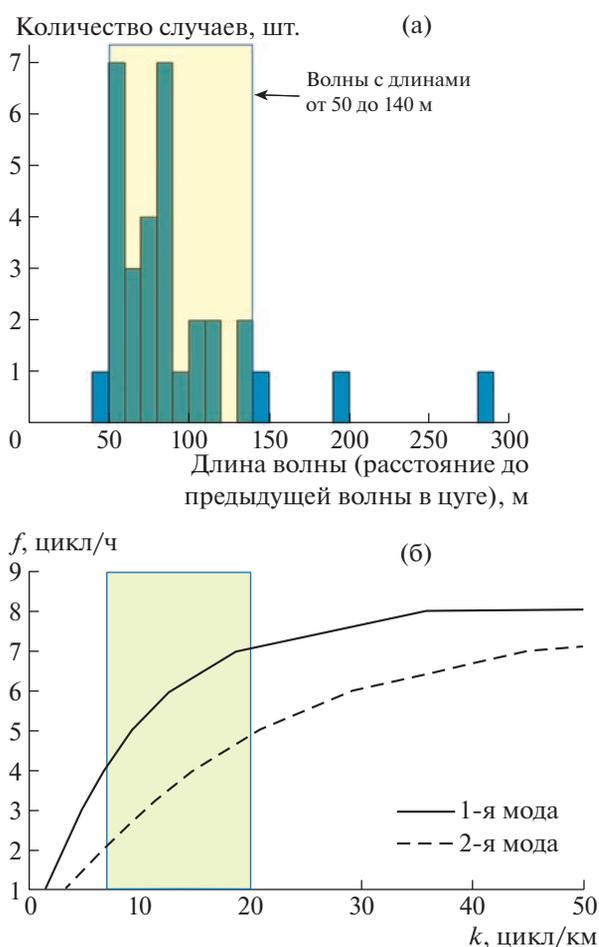


Рис. 3. а – гистограмма длин внутренних волн, измеренных по спутниковым данным; б – дисперсионные кривые для внутренних волн 1-й и 2-й моды; рамками показаны соответствующие диапазоны пространственных периодов, определенных по спутниковым изображениям.

кована работа о наблюдении генерации внутренних волн антициклоническим вихрем в Гренландском море [17]. В научной литературе есть теоретические работы, предсказывающие вихри как источник генерации внутренних волн в море [18, 19], но доказательства этого в натурных наблюдениях чрезвычайно редки и ограничиваются вышеприведенными ссылками. В этом смысле приводимые в настоящей статье данные о пакетах интенсивных внутренних волн, исходящих от мезомасштабного антициклонического вихря у м. Святой Нос, заслуживают пристального внимания.

В последнее время генерация внутренних волн вихрями рассматривается как один из возможных реальных механизмов генерации внутренних волн в море. Сообщения об этом в морях с приливами единичны, при этом для бесприливного Черного моря подобное наблюдалось чаще, но

ненамного. Замкнутое Черное море практически лишено приливов и это позволяет видеть другие, кроме приливного, возможные механизмы генерации внутренних волн. В работе [20] высказывалось предположение, что эти внутренние волны имеют фронтальный механизм генерации, когда волны излучаются нестационарным фронтом (движущимся и/или подверженным инерционным колебаниям), связанным с прохождением вихря. По аналогии мы можем предположить, что в нашем случае внутренние волны сгенерированы нестационарным фронтом, подверженным приливо-отливным движениям, связанным с прохождением вихря.

Таким образом, с помощью данных дистанционного зондирования в Баренцевом море севернее м. Святой Нос был обнаружен антициклонический субмезомасштабный вихрь, излучающий пакеты интенсивных короткопериодных внутренних волн. Анализ данных показал, что в основном цуги волн генерируются в фазе отлива и двигаются на запад, юго-запад на встречном течении. Менее интенсивная генерация происходит в фазе прилива — здесь волны движутся на восток и имеют большие длины. Волны в пакетах относятся к 1-й моде и достаточно интенсивны, имеют поверхностные проявления, регистрируемые спутниковыми оптическими и радиолокационными методами. В целом акватория у м. Святой Нос подтверждает свою репутацию динамически активного региона, где существует не только поверхностный сулой, но и интенсивные внутренние волны.

БЛАГОДАРНОСТИ

Спутниковые данные Sentinel-1/2 были получены из архивов системы Европейских центров морских прогнозов Copernicus Open Access Hub (<https://sci-hub.copernicus.eu>).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке государственного задания по теме № FMWE-2021-0010, а также по теме FNEE-2022-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буренков В.И., Копелевич О.В., Ратькова Т.Н., Шибрстов С.В. Спутниковые наблюдения цветения кокколитофорид в Баренцевом море // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 5. С. 818–826.
2. Паутова Л.А., Силкин В.А., Кравчишина М.Д., Чульцова А.Л., Лисицын А.П. Карбонатный биологический насос в Норвежском и Баренцевом морях: механизмы регуляции // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2020. Т. 490. № 1. С. 55–60. <https://doi.org/10.31857/S2686739720010077>
3. Pugach S.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Shirshin E.A., Perminova I.V., Gustafsson O., Bondur V.G., Ruban A.S., Semiletov I.P. Dissolved organic matter and its optical characteristics in the Laptev and East Siberian seas: spatial distribution and interannual variability (2003–2011) // *Ocean Science*. 2018. V. 14. No 1. P. 87–103. <https://doi.org/10.5194/os-14-87-2018>
4. Bondur V.G. Satellite monitoring and mathematical modelling of deep runoff turbulent jets in coastal water areas // *Waste Water – Evaluation and Management*, 2011. ISBN978-953-307-233-3. P. 155–180. <https://doi.org/10.5772/16134>. <http://www.intechopen.com/articles/show/title/satellite-monitoring-and-mathematical-modelling-of-deep-runoff-turbulent-jets-in-coastal-water-areas>.
5. Бондур В.Г., Воробьев В.Е., Гребенюк Ю.В., Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. Исследования полей течений и загрязнений прибрежных вод на Геленджикском шельфе Черного моря с использованием космических данных // *Исследование Земли из космоса*. 2012. № 4. С. 3–11.
6. Бондур В.Г., Серебряный А.Н., Замшин В.В., Тарасов Л.Л., Химченко Е.Е. Интенсивные внутренние волны аномальных высот на шельфе Черного моря // *Изв. РАН. ФАО*. 2019. Т. 55. № 1. С. 114–127. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515551114-127>
7. Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2002. V. 19. № 2. P. 183–204. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0183:EIMOVO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOVO>2.0.CO;2)
8. Белов А.И., Журавлев В.А., Серебряный А.Н. Особенности вариаций звукового поля, вызванных интенсивными внутренними волнами в мелком море со слабым термоклином // *Акустический журнал*. 2006. Т. 52. № 2. С. 165–171.
9. Серебряный А.Н. Внутренние волны в прибрежной зоне Баренцева моря // *Поверхностные и внутренние волны в арктических морях* (под ред. И.В. Лавренова и Е.Г. Морозова). СПб: Гидрометеиздат, 2002. С. 298–309.
10. Гончаров В.В., Лейкин И.А. Волны на течении со сдвигом скорости // *Океанология*. 1983. Т. 23. № 2. С. 210.
11. Carnes M.R. Description and Evaluation of GDEM-V3.0 // *Mississippi: Naval Research Laboratory*. 2009. P. 24. <https://doi.org/10.2172/966897>
12. Зубов Н.Н. Гидрологические работы Морского научного института в юго-западной части Баренцева моря летом 1928 г. на э/с “Персей” // *Тр. ГОИН*. 1932. Т. 2. № 4. С. 3–80.
13. Свергун Е.И., Зимин А.В. Оценка повторяемости интенсивных внутренних волн в Белом и Баренцевом морях по данным экспедиционных исследований // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2017. Т. 10. № 2. С. 13–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667317020022>
14. Свергун Е.И., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Жегулин Г.В., Романенков Д.А., Коник А.А., Козлов И.Е. Короткопериодные внутренние волны в прибрежной зоне Баренцева моря по данным контактных и

- спутниковых наблюдений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13. № 4. С. 78–86.
<https://doi.org/10.7868/S2073667320040073>
15. Митягина М.И., Лаврова О.Ю. Вихревые структуры и волновые процессы в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря, выявленные в ходе спутникового мониторинга // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2008. Т. 5. № 2. С. 155–164.
 16. Серебряный А.Н. Десять лет исследований внутренних волн и вихрей на геленджикском шельфе с использованием ADCP // *Сборник тезисов Десятой всероссийской открытой конференции “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”*. Москва: ИКИ РАН, 2012. С. 298.
 17. Johannessen O.M., Sandven S., Chunchuzov I.P., Shuchman R.A. Observations of internal waves generated by an anticyclonic eddy: a case study in the ice edge region of the Greenland Sea // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2019. V. 71. № 1. P. 1652881.
<https://doi.org/10.1080/16000870.2019.1652881>
 18. Dohan K., Sutherland B.R. Numerical and laboratory generation of internal waves from turbulence // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2005. V. 40. № 1. P. 43–56.
<https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2004.10.004>
 19. Plougonven R., Zeitlin V. Internal gravity wave emission from a pancake vortex: An example of wave–vortex interaction in strongly stratified flows // *Physics of Fluids*. 2002. V. 14. № 3. P. 1259–1268.
<https://doi.org/10.1063/1.1448297>
 20. Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д. Возможные механизмы генерации внутренних волн в северо-восточной части Черного моря // *Современные проблемы дистанционного зондирования из космоса*. 2008. Т. 5. № 2. С. 128–136.

GENERATION OF INTERNAL WAVES BY A SUB-MESOSCALE EDDY AT CAPE SVYATOY NOS IN THE BARENTS SEA

A. N. Serebryany^{a,b,#}, E. E. Khimchenko^{a,b}, and V. V. Zamshin^b

^a*Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: serebryany@hotmail.com*

Presented by Academician of the RAS V.G. Bondur July 11, 2022

Data on generation of soliton-like internal waves by a mesoscale eddy in the region of the Barents Sea near Cape Svyatoy Nos, widely known for its dynamic activity, are presented here. The results are based on the analysis of satellite optical (Sentinel-2 MSI) and radar (Sentinel-1 SAR) images obtained sequentially on August 8 and 9, 2021. A detailed analysis of the dynamics of the eddy and internal waves was made possible due, among other things, to the phytoplankton bloom, which created the necessary optical contrasts that make it possible to monitor the dynamics of currents in the near-surface layer of the sea. Significant parameters of recorded internal waves were measured using satellite methods and analyzed using the TPX09.0 model and numerical solution of the internal wave equation. It has been shown, that internal waves were caused by a submesoscale eddy formed near the cape. Waves had quite low velocity (0.10–0.16 m/s) what was due to weak stratification of the water environment.

Keywords: internal waves, Barents Sea, solitons, Coccolithophorida, satellite imagery, multispectral imaging, radar imaging

УДК 551.11

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ В ЦЕНТРЕ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА ВО ВРЕМЯ НЕОГЛЯЦИАЦИИ В ПОСЛЕДНИЕ 5 ТЫСЯЧ ЛЕТ

© 2023 г. А. Г. Матуль^{1,*}, Г. Х. Казарина¹

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 30.08.2022 г.

Поступило 31.08.2022 г.

После доработки 02.09.2022 г.

Принято к публикации 23.09.2022 г.

Сопоставление новых результатов по микропалеонтологии диатомей с имеющимися палеоокеанологическими сведениями по колонке PS1243-2 и глобальными/региональными архивами палеоклимата позволили предположить, что неогляциация в центре Норвежско-Гренландского бассейна у Арктического фронта началась не позднее 4.5 тыс. лет назад. С этого уровня Арктический фронт постепенно приближался к району исследования. Происходило уменьшение влияния смешанной арктическо-норвежской воды, а условия на поверхности становились более контрастными, с усилением признаков арктических или североатлантических (из Норвежского течения) водных масс. Моменты наибольшей контрастности отмечаются при кратковременных потеплениях позднего голоцена.

Ключевые слова: палеоокеанология, поздний голоцен, неогляциация, Норвежско-Гренландский бассейн, Арктический фронт

DOI: 10.31857/S268673972260179X, **EDN:** GEDIVF

Природные условия субполярной Северной Атлантики, включая Норвежско-Гренландский бассейн, чувствительно и многообразно реагируют на состояние океанской и атмосферной циркуляции в ходе современного глобального потепления. Современные изменения океанологии и осадконакопления в регионе являются продолжением событий похолоданий и потеплений голоцена (последние 11.7 тыс. лет). Во второй половине голоцена после среднеголоценового термического оптимума произошла неогляциация – похолодание 5–2 тыс. лет назад (т.л.н.), при этом в Северной Атлантике оно не имело существенных вариаций, но позднее уровня 2 т.л.н. проявились сильные короткие потепления [17]. Эти изменения позднего голоцена потенциально связаны с атмосферной Северо-Атлантической и океанской Атлантической меридиональной осцилляциями, которые сильно влияли на седиментацию и окружающую среду арктических и субарктических морей атлантического сектора [2]. Исследования показали сложный характер природных событий позднего голоцена в субполярной Северной Атлантике: усиливался температурный контраст между поверхностью моря и

термоклинными слоями [10], могла быть антифазность потеплений и похолоданий в субполярном круговороте открытой СЗ Атлантики и Норвежском море [16]. Таким образом, требуются дальнейшие исследования по детальному надежному описанию палеоокеанологии и палеоклимата позднего голоцена субполярной Северной Атлантики для лучшего понимания прошлых тенденций развития природной среды и их унаследования в современной обстановке.

Реакция на природные изменения последовательно фиксируется в накапливающихся морских отложениях, определяя их вещественный состав. Ассоциации диатомовых водорослей как один из ведущих биогенных компонентов кремнезема в океанских осадках служат инструментом, позволяющим оценить диапазон естественной изменчивости морской среды (температура, соленость, ледовый покров, распространение различных водных масс и др.) при относительно небольших климатических воздействиях. В данной статье мы приводим новую информацию о происходивших при неогляциации климатических изменениях в открытой центральной части Норвежско-Гренландского бассейна по собственным результатам анализа диатомовой флоры в колонке PS1243-2 (рис. 1) в сопоставлении с другими палеоклиматическими данными по этой колонке из разных публикаций и стандартными архивами палеоклимата.

¹Институт океанологии им. П.П. Ширинова
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: amatul@mail.ru

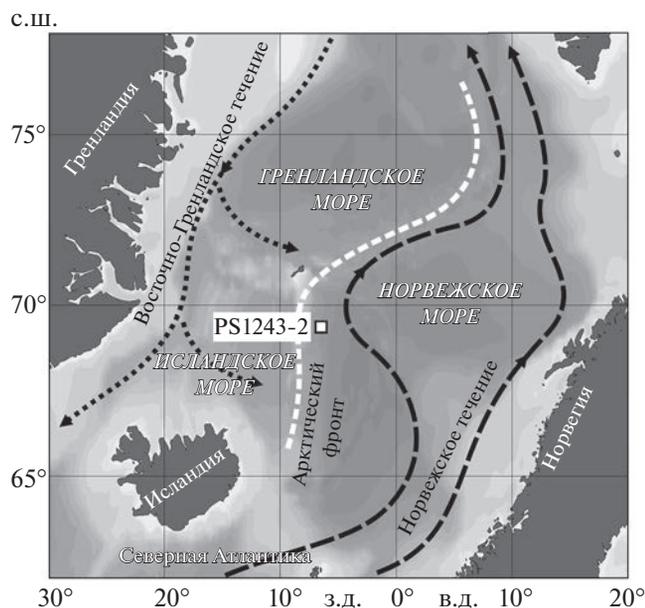


Рис. 1. Карта района исследования.

Ранее такого рода сведения в основном получали для приконтинентальных районов, где большие скорости осадконакопления позволяют проводить палеоокеанологические исследования с высоким временным разрешением. Исходя из удобного расположения колонки у Арктического фронта, возможны предположительные выводы о колебаниях его положения и распространении взаимодействующих на фронте различных водных масс (умеренных, арктических и смешанных) в позднем голоцене. Сейчас в районе колонки влияние на местные природные условия оказывают контакт и перемешивание умеренно-теплой воды из западной ветви Норвежского течения и холодной арктической воды из Гренландского моря.

Колонка PS1243-2 (69°22' с.ш., 6°32' з.д., глубина моря 2710 м) содержит терригенные слабокарбонатные алевритово-пелитовые илы. Она имеет надежную возрастную модель и служит стандартным высокоразрешающим палеоокеанологическим архивом североευропейских морей для последних 30 тыс. лет [5]. В рамках научного партнерства Х.А. Баух (Н.А. Bauch) из научного центра GEOMAR, г. Киль, Германия, передал нам для анализа готовые препараты диатомей из верхней части колонки (0–30.5 см), соответствующей голоцену. Препараты сделаны почти полойно по разрезу с интервалом в 1 см и просмотрены под микроскопом по методике, стандартной для диатомового анализа. Обильная и разнообразная диатомовая флора, пригодная для количественного анализа, обнаружена только в самой верхней части разреза в интервале 2–11.5 см,

которая сформировалась 5–1 т.л.н. В целом створки найденных 45 таксонов диатомей слабоокремненные, преимущественно хорошей сохранности, без явных следов растворения, с хорошо различимой тонкой структурой.

Микропалеонтологический анализ предполагает в качестве актуалистической основы палеоокеанологических выводов использование закономерностей, выявленных в распределении диатомей в поверхностном слое осадков. Статистические методы, в частности Q-mode факторный анализ диатомей из осадков субполярной Северной Атлантики, позволили выявить от пяти до восьми ассоциаций диатомовых водорослей, связанных с распространением основных поверхностных водных масс [13]. Из них наиболее значительны следующие: 1) ледовая ассоциация развита в области полярной воды Восточно-Гренландского течения вдоль Гренландии; 2) арктическая ассоциация холодноводных диатомей отмечена к западу от и около Арктического фронта в Гренландском море, на севере и в центре Исландского моря, на крайнем западе Норвежского моря, 3) смешанная ассоциация, еще один вариант холодноводной ассоциации, распространена в центре и на юго-западе Норвежского моря и на востоке Исландского моря в области взаимодействия арктической воды и умеренно-теплых вод Норвежского течения, 4) ассоциация умеренно-теплого Норвежского течения в южной половине Норвежского моря с участием более тепловодных диатомей, 5) Северо-Атлантическая тепловодная ассоциация в самой южной части Норвежского моря к югу от 65° с.ш. В районе колонки PS1243-2 ведущими ассоциациями диатомей в поверхностных осадках являются арктическая (до 60% факторной нагрузки) и смешанная (20–50% факторной нагрузки); факторные нагрузки других ассоциаций остаются <20%.

В интерпретации распределения диатомей мы использовали два способа. В одном способе мы объединяем виды диатомей в ассоциации, выделенные факторным анализом в [13] (см. предыдущий абзац). В совместную ледово-арктическую ассоциацию вошли *Fragilariopsis cylindrus*, *Porosira glacialis*, *Thalassiosira hyalina*, *Th. antarctica* var. *borealis*, *Rhizosolenia hebetata semispina*, *Shionodiscus trifultus*). В смешанную холодноводную ассоциацию (контакт арктической воды из Гренландского моря и умеренной воды из Норвежского течения) вошли *Rhizosolenia hebetata semispina*, *Rh. styliformis*, *Thalassiotrix longissima*. В умеренно-тепловодную ассоциацию Норвежского течения вошли *Thalassionema nitzschioides*, *Rh. styliformis*, *Thalassiosira angulata*, *Coscinodocus radiatus*. В Северо-Атлантическую ассоциацию вошли *Shionodiscus oestrupii* и *Roperia tessellata*. Суммарное содержание видов в ассоциациях мы рассматриваем как признак влияния того или иного типа водных

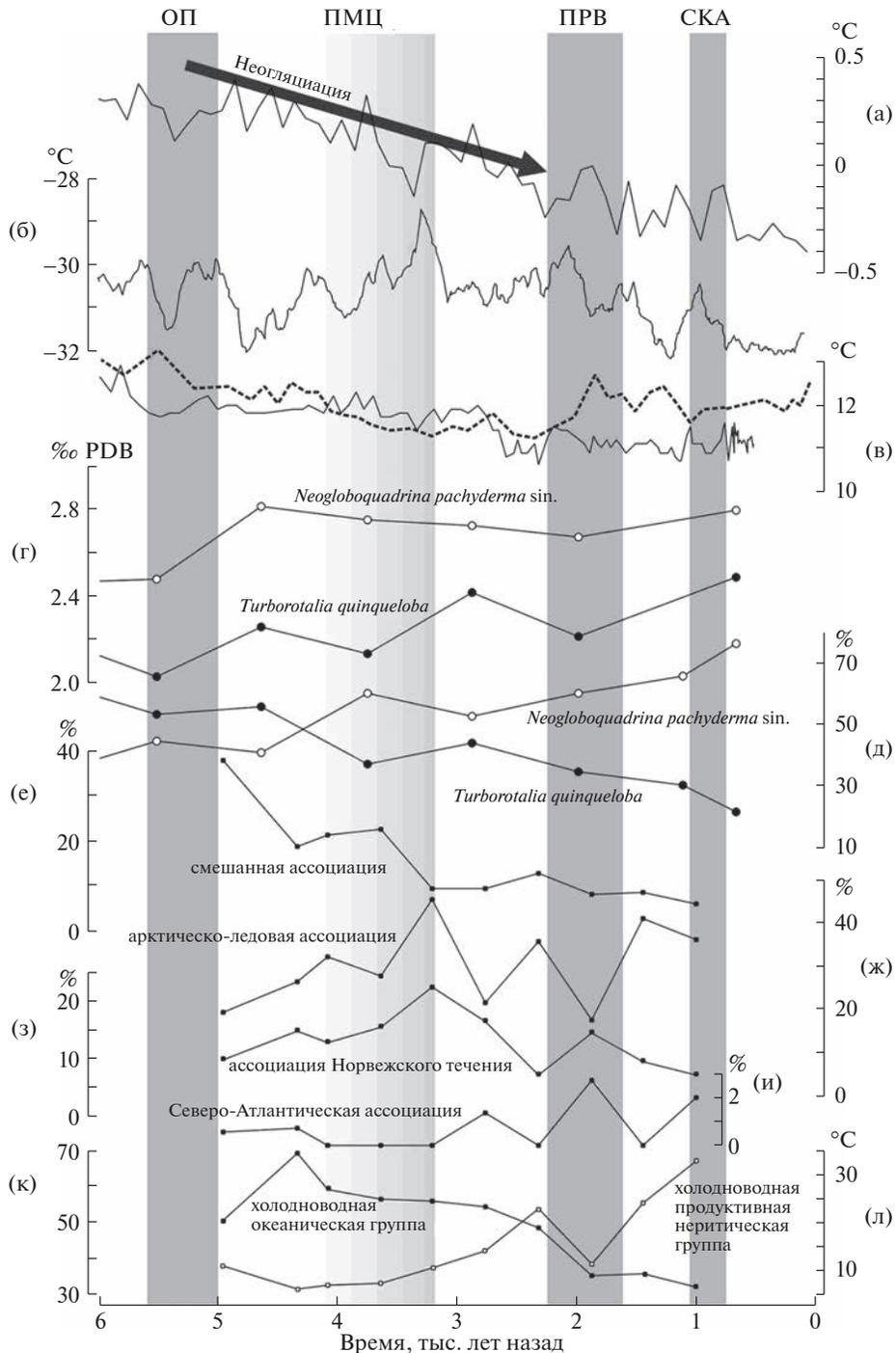


Рис. 2. Глобальные/региональные архивы палеоклимата за последние 6 тыс. лет и распределение ассоциаций диатомей в колонке PS1243-2: (а) среднегодовая приземная температура воздуха в северном полушарии в зоне 60–90°с.ш. [12], (б) среднегодовая приземная температура воздуха в центральной Гренландии [3], (в) среднегодовая температура поверхностной воды в Норвежском море (сплошная линия) по [8] и температура поверхностной воды в августе на севере Исландской котловины у южной Исландии (пунктирная линия) по [17], (г) распределение $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах планктонных фораминифер из колонки PS1243-2 по [4], (д) распределение видов планктонных фораминифер в колонке PS1243-2 по [11], (е) суммарное содержание основных видов диатомей из смешанной ассоциации, (ж) суммарное содержание основных видов диатомей из ледово-арктической ассоциации, (з) суммарное содержание основных видов диатомей из ассоциации Норвежского течения, (и) суммарное содержание основных видов диатомей из Северо-Атлантической ассоциации, (к) суммарное содержание группы холодноводных неритических продуктивных диатомей (черные кружки), (л) суммарное содержание группы холодноводных океанических диатомей (белые кружки). Серые вертикальные полосы обозначают палеоклиматические интервалы: ОП – холодная осцилляция Пиора по [18], ЛМЦ – потепление Минийской цивилизации по [1], РРВ – потепление Римских веков по [14], СКА – Средневековая климатическая аномалия по [14]. Тренд к похолоданию при неогляциации (наклонная темно-серая стрелка) обозначен по [7].

масс. В другом способе выделение характерных групп диатомей соответствует подходу, примененному нами при анализе палеоокеанологии позднего голоцена в проливе Фрама [15]: объединение видов в две основные группы – холодноводных океанических (*Actinocyclus curvatulus*, *Rhizosolenia hebetata hebetata*, *Rh. hebetata semispina*, *Shionodiscus trifultus*, *Thalassiosira angulata*) и холодноводных продуктивных неритических (*Coscinodiscus marginatus*, *Thalassiosira anguste-lineata*, *Th. excentrica*, *Th. antarctica* var. *borealis*, *Th. pacifica*, *Chaetoceros* spp.).

В колонке PS1243-2 начало неогляциации по разным данным проявляется в интервале 5.5–4.5 т.л.н. (рис. 2). В изотопно-кислородных записях по раковинам планктонных фораминифер [4] произошло существенное “утяжеление” $\delta^{18}\text{O}$ на 0.34‰ для *Neoglobobulimina pachyderma* sin. и на 0.23‰ для *Turborotalia quinqueloba* (рис. 2 г), что соответствует понижению температуры подповерхностной воды на 1.5°C, исходя из стандартного соотношения “изменение $\delta^{18}\text{O}$ на 0.22‰ \approx изменение температуры на 1°C” [6]. Чуть позднее, с уровня 4.5 т.л.н. постоянно растет концентрация полярного вида планктонных фораминифер *N. pachyderma* sin. и падает содержание субполярного вида *T. quinqueloba* [11] (рис. 2 д), причем после уровня 1 т.л.н. доля *N. pachyderma* sin. достигает >70%, что четко указывает на соседнее положение Арктического фронта [9]. Судя по нашим данным о диатомеях, на поверхности моря условия стали меняться также около 4.5 т.л.н. Главное изменение – резкое падение содержания смешанной (арктическо-норвежской) ассоциации (рис. 2 е), в которой преимущество имели виды океанической холодноводной группы. Одновременно растут концентрации арктическо-ледовой ассоциации и умеренно-тепловодной ассоциации Норвежского течения. По нашему мнению, такие изменения могут указывать на усиление контрастов у приближавшегося Арктического фронта.

После уровня около 3 т.л.н. на поверхности моря отмечается неустойчивость во влиянии разных водных масс: происходят резкие и мало согласованные колебания в содержании разных ассоциаций диатомей. Но, в целом, неуклонное усиление роли холодноводной продуктивной группы диатомей от 35–40 до более 60% (рис. 2 к), подобно росту содержания полярного вида фораминифер *N. pachyderma* sin., указывает на все более близкое расположение Арктического фронта как зоны высокой биопродуктивности.

Палеоокеанологические данные из колонки PS1243-2 хорошо согласуются с глобальными и региональными архивами палеоклимата о начале и ходе неогляциации. Холодная осцилляция Пиора (Piora) 5.6–5 т.л.н. как старт неогляциации отражена в палеотемпературе у поверхности Зем-

ли в поясе 60–90°с.ш. [12], в снижении температуры поверхностной североатлантической воды, поступающей в Норвежское море [8, 17], в появлении глубоких минимумов температуры воздуха в центре Гренландии [3] (рис. 2 а–в). Нестабильность условий на поверхности моря в районе колонки PS1243-2, на наш взгляд, проявилась из-за ряда потеплений: конец потепления Минойской цивилизации (ПМЦ), потепление Римских веков (ПРВ), Средневековая климатическая аномалия (СКА). Возможно, Арктический фронт в эти моменты оставался близким к современному положению, но кратковременно усиливалось влияние умеренно-теплой воды Норвежского течения – в конце ПМЦ 3.2 т.л.н. и в ПРВ 1.8 т.л.н., а также теплой воды из открытой Северной Атлантики – в ПРВ 1.8 т.л.н. и СКА 1 т.л.н. Упомянутая выше большая контрастность у Арктического фронта могла быть сильнее выражена, судя по увеличению роли ледово-арктической ассоциации диатомей, в конце ПМЦ и в СКА.

По нашим новым данным о микропалеонтологии позднего голоценовых осадков в сопоставлении с опубликованными палеоклиматическими сведениями, неогляциация в центре Норвежско-Гренландского бассейна на контакте арктической и североатлантической воды у Арктического фронта проявилась на поверхности моря не позднее 4.5 т.л.н. Общий тренд неогляциации в данном районе – приближение Арктического фронта и уменьшение влияния смешанной арктическо-норвежской воды. Условия на поверхности становились более контрастными, с попеременным или, в отдельные моменты, одновременным усилением притока арктической или североатлантической (из Норвежского течения) воды. Контрастность могла увеличиваться во время кратковременных потеплений позднего голоцена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят д-ра Х.А. Бауха из научного центра GEOMAR, г. Киль, Германия за предоставление препаратов диатомей для микропалеонтологического анализа.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 21-17-00235, при дополнительной поддержке по Госзаданию Минобрнауки № FMWE-2021-0006 (лабораторный анализ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Ю.В. От Евразии к Европе: Крит и Эгейский мир в эпоху бронзы и раннего железа (III – нач. I тысячелетия до н.э.). СПб.: Дмитрий Буланин, 2002. 864 с.

2. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 400 с.
3. Alley R.B. NOAA/WDS Paleoclimatology – GISP2 – Temperature Reconstruction and Accumulation Data. NOAA National Centers for Environmental Information. 2004. <https://doi.org/10.25921/36sb-3355>. Accessed [20–08–2022].
4. Bauch D., Darling K.F., Simstich J., Bauch H.A., Erlenkeuser H., Kroon D. Foraminifera isotopes of sediment core PS1243-2. PANGAEA. 2002. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.82369>. Accessed [20–08–2022].
5. Bauch H.A., Erlenkeuser H., Spielhagen R.F., Struck U., Matthiessen J., Thiede J., Heinemeier J. A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30 000 yr // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 659–678.
6. Bemis B.E., Spero H.J., Björma J., Lea D.W. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations // *Paleoceanography*. 1998. V. 13. P. 150–160.
7. Briner J.P., McKay N.P., Axford Y., Bennike O., Bradley R.S., de Vernal A., Fisher D., Francus P., Fréchette B., Gajewski K.J., Jennings A., Kaufman D.S., Miller G., Rouston C., Wagner B. Holocene climate change in Arctic Canada and Greenland // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 147. P. 340–364.
8. Calvo E., Grimalt J., Jansen E. High resolution U37K sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. № 12–13. P. 1385–1394.
9. Eynaud F. Planktonic foraminifera in the Arctic: potentials and issues regarding modern and Quaternary populations // *IOP Conference Series: Earth Environmental Science*. 2011. Article 14 012005.
10. Farmer E.J., Chapman M.R., Andrews J.E. Holocene temperature evolution of the subpolar North Atlantic recorded in the Mg/Ca ratios of surface and thermocline dwelling planktonic foraminifera // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 79. P. 234–243.
11. Kandiano E.S. Foraminiferal census data of sediment core PS1243-2 during marine isotopic stage 1–3 (125–250 Bpm). PANGAEA. 2009. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.713749>. Accessed [20–08–2022].
12. Kaufman D., McKay N., Rouston C., Erb M., Dätwyler C., Sommer P., Heiri O., Davis B. Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach // *Scientific Data*. 2020. V. 7 (1): 201.
13. Koc Karpuz N., Schrader H. Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea // *Paleoceanography*. 1990. V. 5. P. 557–580.
14. Mann M., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., Ni F. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly // *Science*. 2009. V. 326. P. 1256–1260.
15. Matul A., Spielhagen R.F., Kazarina G., Kruglikova S., Dmitrenko O., Mohan R. Warm-water events in the Fram Strait during the last 2000 years as revealed by different microfossil groups // *Polar Research*. 2018. V. 37. Article 1540243.
16. Miettinen A., Divine D., Koç N., Godtliebsen F., Hall I.R. Multicentennial variability of the sea surface temperature gradient across the subpolar North Atlantic over the last 2.8 kyr // *Journal of Climate*. 2012. V. 25. P. 4205–4219.
17. Orme L.C., Miettinen A., Divine D.V., Husum K., Pearce C., Van Nieuwenhove N., Born A., Mohan R., Seidenkrantz M.-S. Subpolar North Atlantic Sea surface temperature since 6 ka BP: Indications of anomalous ocean-atmosphere interactions at 4–2 ka BP // *Quaternary Science Reviews*. 2018. V. 194. P. 128–142.
18. Seifert J., Lemke F. Climate Pattern Recognition in the Mid-Holocene (4800 BC to 2800 BC, Part 3). 2015. http://www.knowledgeminer.eu/climate_papers.html. Accessed [20–08–2022].

ENVIRONMENTS IN THE CENTRAL NORWEGIAN-GREENLAND BASIN DURING NEGLACIATION IN THE LAST 5 THOUSAND YEARS

A. G. Matul^{a,#} and G. Kh. Kazarina^a

^a Shishov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#] E-mail: amatul@mail.ru

Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovsky August 30, 2022

A comparison of the new results on diatom micropaleontology with the available paleoceanological data on core PS1243-2 and global/regional paleoclimate archives made it possible to assume that neoglaciation in the central Norwegian-Greenland Basin near the Arctic front began no later than 4500 years ago. From this level, the Arctic front gradually approached the study area. There was a decrease in the influence of the mixed Arctic-Norwegian water, and the conditions on the surface became more contrasting, with an increase in signs of Arctic or North Atlantic (from the Norwegian Current) water. The moments of the greatest contrast are noted during short-term warmings of the Late Holocene.

Keywords: paleoceanology, late Holocene, Neoglaciation, Norwegian-Greenland Basin, Arctic front

УДК 574.58

МНОГОЛЕТНЯЯ СУКЦЕССИЯ В СООБЩЕСТВЕ ОБРАСТАНИЯ ПОДВОДНЫХ ТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ В АФОТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

© 2023 г. А. И. Чава^{1,*}, В. О. Мокиевский¹

Представлено академиком РАН М. В. Флинтом 09.09.2022 г.

Поступило 09.09.2022 г.

После доработки 03.10.2022 г.

Принято к публикации 06.10.2022 г.

На основании данных, полученных с помощью регулярных видеосъемок на юго-западном шельфе Охотского моря на глубине 80–90 м, описан 10-летний сукцессионный процесс в сообществе обрастания подводных технических сооружений. Составлено описание стадий развития обрастания с шагом в 1–2 года как для интактного сообщества, так и для участков, подвергшихся одно- или многократной гидродинамической чистке. Для каждой стадии определены до наименьшего возможного таксона характерные виды-доминанты, а также проективное покрытие обрастания. Первые два года в развитии интактного сообщества характеризуются низкими проективными покрытиями (до 50%), на третий год и далее наблюдается резкий рост численности и разнообразия макрообрастателей. Среди доминирующих видов в сообществе старше двух лет отмечены усонogie раки *Chirona evertmanni*, губки *Phakellia* sp., мшанки *Securiflustra securifrons* и асцидии *Boltenia ovifera*. Ранние стадии восстановительной сукцессии отличаются от интактной соотношением доминирующих видов и более высокими скоростями развития сплошного покрова макрообрастания.

Ключевые слова: обрастание, сукцессия, подводная видеосъемка

DOI: 10.31857/S2686739722601946, **EDN:** GIQIOJ

Любой объект, оказавшийся в морской воде, будь то кусочек микропластика или многокилометровый трубопровод, за считанные минуты становится субстратом для организмов-обрастателей. Собирательное понятие обрастания включает в себя как микроорганизмов – бактерий и одноклеточных эукариот, образующих первичную биопленку, так и макроорганизмов, оседающих на нее – макрофитов и различных групп прикрепленных беспозвоночных. В процессе развития сообщества соотношение микро- и макрообрастателей меняется, как меняется и видовой состав внутри каждой из этих групп. Как и в наземных фитоценозах, в сообществах морского обрастания подобные изменения в качественном и количественном составе нередко происходят последовательно и закономерно, т.е. представляют собой сукцессию.

Исследования, посвященные сукцессионным процессам в морском обрастании, носят спорадический характер. Существует немало работ,

описывающих последовательную смену сообществ в отдельных районах Мирового океана (например, [1, 2]), однако до сих пор не существует целостного представления о том, как именно меняются закономерности развития обрастания с изменением глубины, температуры, солености и других факторов, потенциально влияющих на жизнедеятельность организмов, входящих в состав этих сообществ. Более того, сама концепция сукцессионной смены сообществ в обрастании ставится под сомнение некоторыми исследователями [3].

Изучение развития сообществ морского обрастания является важной прикладной задачей, поскольку организмы-обрастатели оказывают влияние на многие отрасли человеческой деятельности, такие как судоходство, нефтегазовая промышленность и гидроэнергетика. Большинство работ по изучению обрастаний естественных и искусственных субстратов выполнены на глубинах до 30 м, и лишь в последние годы с увеличением промышленной активности в более глубоководных районах Мирового океана появляется все больше работ, посвященных обрастаниям на глубинах, превышающих первые десятки метров [4–6].

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: cribrilina@gmail.com

С увеличением глубины изменяется множество параметров, способных повлиять на скорость сукцессионного процесса в обрастании, а также на состав каждой стадии. Например, снижение освещенности означает уменьшение доли макро- и микрофитов в обрастании [7, 8], а также снижение продукции фитопланктона [9]. Также с глубиной изменяется качественный и количественный состав планктонных личинок [10], а доля потенциальных обрастателей в планктоне уменьшается, поскольку снижается количество доступного твердого субстрата и, соответственно, прикрепленных организмов, которые могут производить потомство.

Существует крайне мало информации об обрастании искусственных сооружений в нижних отделах шельфа в дальневосточных морях в целом, и в Охотском море в частности. Исследования прошлых лет были посвящены обрастанию корпусов судов [11, 12], гидротехнических сооружений [13], буев навигационного ограждения [14] и других объектов, расположенных не глубже 30–40 м. Информация об обрастании искусственных субстратов на больших глубинах в Охотском море отсутствует.

Одним из немногих доступных способов изучения сообществ обрастания на глубинах, превышающих водолазные (глубже 40–60 м), является подводная видеосъемка, осуществляемая с помощью телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов (ТНПА). Данные аппараты применяются для регулярного технического обслуживания различных антропогенных конструкций под водой, в ходе которого видеосъемка ведется практически непрерывно. Этот “побочный продукт” работы ТНПА позволяет наблюдать за развитием интактных сообществ обрастания на одних и тех же объектах в течение нескольких лет, а также следить за восстановительной сукцессией на регулярно очищаемых объектах. В данной работе мы наблюдали за развитием сообщества обрастания на технических сооружениях, расположенных в юго-западной части Охотского моря на глубине 80–90 м. Мы предположили, что как интактное, так и нарушенное гидродинамической чисткой сообщество обрастаний развиваются с предсказуемой скоростью и проходят несколько повторяемых стадий, которые могут быть скомпонованы в единой схеме развития данных сообществ.

В качестве основного метода оценки параметров биологического обрастания был использован метод визуального анализа видеозаписей, полученных с ТНПА. В процессе обследования технических сооружений аппараты двигались с разной скоростью и снимали на две, иногда три камеры с разным увеличением и углом обзора, позволяя получить видеоданные от обзорных до детальных.

При просмотре мы регистрировали основные группы организмов и их обилие. В качестве меры обилия использовали проективное покрытие обрастателей – процент площади, занятый организмами при взгляде сверху (от 0 до 100%, 100+ для многоярусных сообществ). Информация о сроках установки и очистки отдельных элементов конструкций позволила описать процесс интактного обрастания на протяжении десяти лет (2011–2021 гг.) с дискретностью от одного до трех лет. Также на основании видеоданных о регулярной гидродинамической чистке был описан процесс восстановления сообщества за 2 года с дискретностью в один год. В ходе анализа мы опирались на видеозаписи подводных обследований технических сооружений в 2016, 2018, 2019 и 2021 г. Видовые определения массовых форм подкреплены качественными сборами поднятых на поверхность элементов конструкций.

В составе обрастаний присутствовали характерные для твердых субстратов группы организмов такие, как мшанки, гидроидные полипы, губки, асцидии и усоногие раки. Нам удалось выделить указанные на рис. 1 этапы развития обрастаний для нескольких объектов, установленных в разные годы. Сравнение обрастаний одного возраста с разными начальными датами подтверждает наше предположение о предсказуемых и повторяющихся сукцессионных стадиях в развитии сообщества организмов-обрастателей. Первая стадия (1–2 года) характеризуется образованием биопленки и оседанием первых обрастателей, проективное покрытие не превышает 30%, наиболее характерными организмами являются усоногие раки *Chirona evermanni*, а также гидроидные полипы и корковые формы мшанок. Следующая стадия (3 года) характеризуется значительным увеличением плотности обрастательного покрова, проективное покрытие в среднем составляет 70–80%, в некоторых местах достигает 100%, осевшие в предыдущие годы усоногие раки увеличиваются в размерах, появляются кустистые формы мшанок (наиболее крупный и характерный вид, хорошо различимый на видеозаписях – *Securiflustra securifrons*). На следующем этапе (4–5 лет) структура сообщества становится многоярусной – новые поколения обрастателей оседают на предыдущие, используя известковые структуры домиков *Chirona evermanni* в качестве субстрата, и проективное покрытие превышает 100%. Преобладают усоногие раки, кустистые формы мшанок и гидроидных полипов. Появляются единичные особи организмов, характерных для зрелого сообщества и хорошо различимых на видео: губки *Phakellia* sp., асцидии *Boltenia ovifera* и мягкие кораллы *Gersemia fruticosa*. Сообщество в возрасте 6–10 лет характеризуется увеличением доли губок и асцидий, образующих плотные “заросли” наиболее высокого яруса обрастания, увеличивается часто-

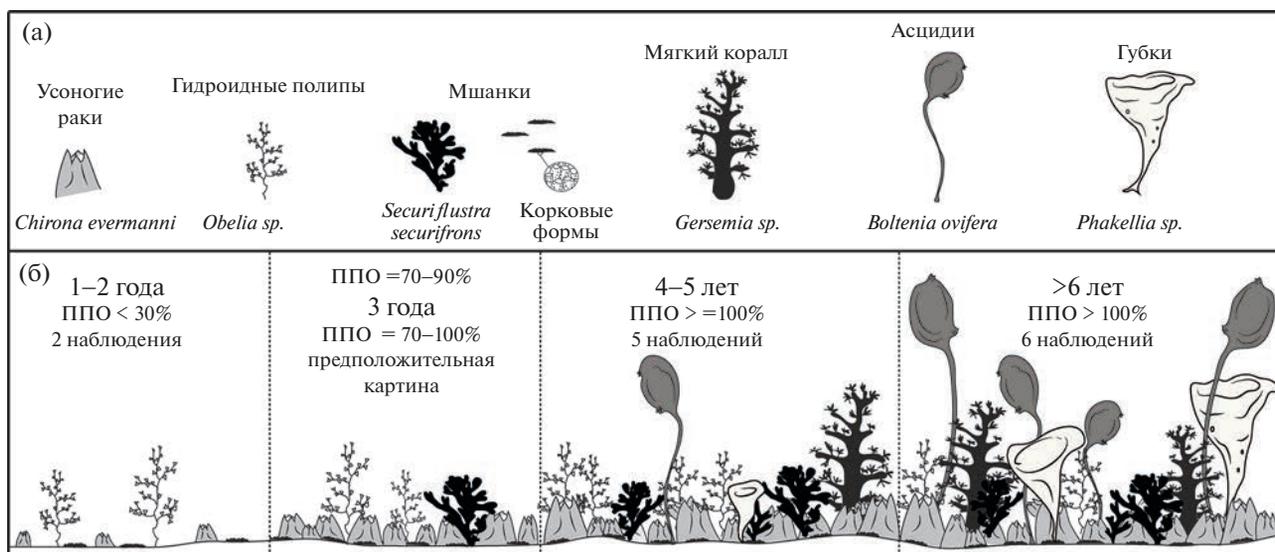


Рис. 1. (а) Организмы, хорошо различимые на видеозаписях и характерные для сообщества обрастания искусственных субстратов в исследуемом районе Охотского моря на глубине 80–90 м; (б) Усредненная схема развития интактного сообщества обрастания в исследуемом биотопе (ппо – проективное покрытие обрастателей).

та встречаемости мягких кораллов, в нижних ярусах сохраняется сплошной покров из усоногих раков, гидроидов и различных форм мшанок, проективное покрытие превышает 100%. На этой стадии достигается максимальное за весь период значение биомассы обрастателей, точную оценку которой можно провести только с помощью многократного количественного пробоотбора. Однако, на основании эмпирических наблюдений (видео- и фотоматериалов) и скудных литературных данных [15] можно предположить, что биомасса интактного сообщества возрастом 3–5 лет составляет от 1 до 10 кг на м² и имеет тенденцию к увеличению в несколько раз за следующие 2–3 года.

Помимо сукцессионного процесса в интактном сообществе, нам удалось проследить восстановительную сукцессию обрастания на участках технических сооружений, подвергавшихся регулярной гидродинамической чистке (рис. 2). Максимальный возраст таких сообществ, присутствовавших на видеозаписях, составляет 2 года. Для удобства сравнения разных участков между собой мы следили за восстановительной сукцессией на ровных горизонтальных поверхностях. Стадии развития восстановительного процесса значительно отличаются от аналогичных по возрасту стадий интактного сообщества – как скоростью образования сплошного покрова обрастателей, так и таксономическим составом стадий. Как и в случае интактного сообщества, мы наблюдали описанные на рис. 2 стадии на объектах с разным временем первоначальной установки и очистных мероприятий.

Поскольку чистка проводилась на объектах с хорошо развитым сообществом обрастания (проективное покрытие более 80%), сразу после очистных мероприятий на субстрате были заметны остатки кальцинированных структур обрастателей, в основном домиков усоногих раков *Ch. evermanni* и обызвествленных колоний корковых мшанок. Через год на очищенных (как впервые, так и повторно) участках образовывался практически сплошной покров *Ch. evermanni* высотой не более 2–2.5 см, проективное покрытие составляло не меньше 70%. Через два года на тех же участках в отсутствие очистных мероприятий ППО достигало 100%, а помимо усоногих раков появились единичные гидроидные полипы (наиболее хорошо заметны на видеозаписях колонии *Obelia sp.*) и мшанки (на видеозаписях различимы небольшие колонии *Securiflustra securifrons*).

Для достижения такой плотности организмов на новой поверхности сообществу требуется не меньше трех лет, в то время как на очищенных горизонтальных поверхностях такая плотность достигается за один-два года.

На сегодняшний день наши знания об общих закономерностях сукцессионного процесса в сообществах обрастания и о влиянии на данные процессы различных факторов внешней среды все еще достаточно фрагментарны. Однако, за счет регулярно появляющихся новых данных из разных точек Мирового океана, постепенно проясняются некоторые особенности развития обрастания в исследуемых точках, например изменение скорости образования сообщества с увеличением глубины. Анализ многолетних видеосъемок с юго-

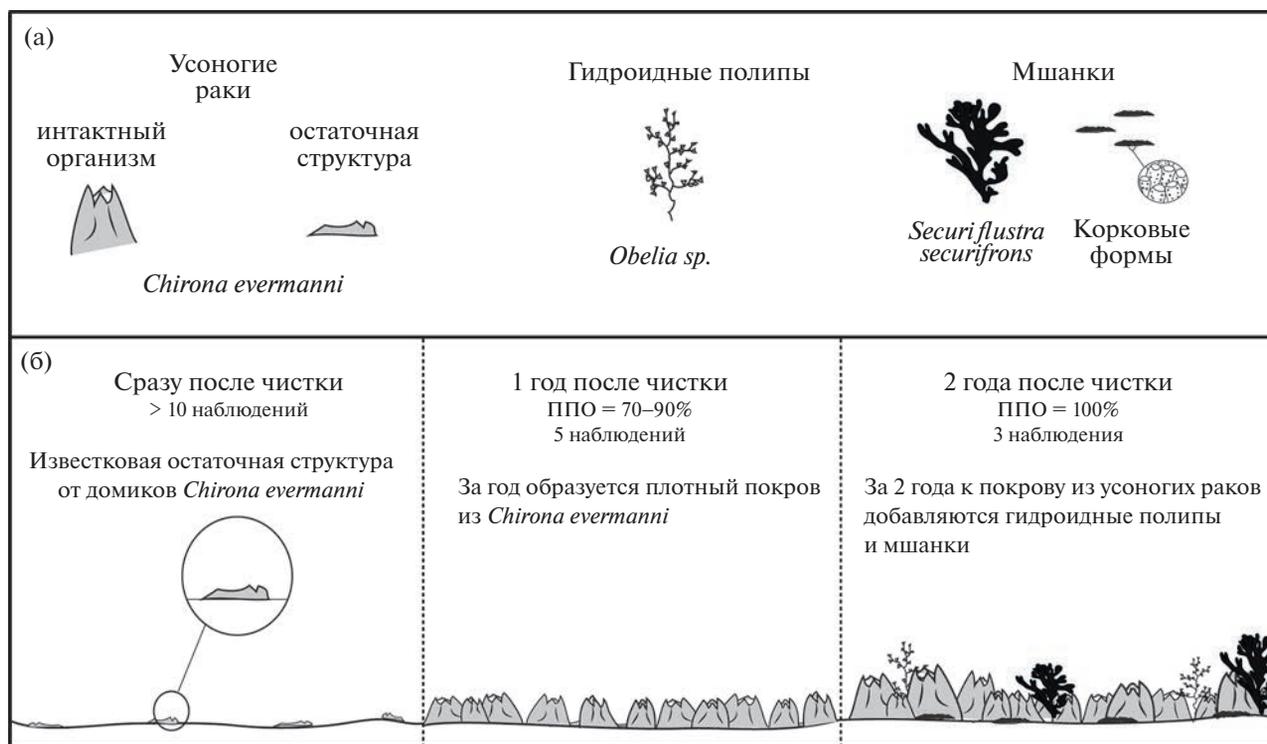


Рис. 2. (а) Организмы, характерные для нарушенного чисткой сообщества обрастания искусственных субстратов в исследуемом районе Охотского моря на глубине 80–90 м; (б) Усредненная схема восстановительной сукцессии сообщества обрастания.

западного шельфа Охотского моря показал, что на глубине 80–90 м в этом районе первые стадии развития обрастания на искусственном субстрате сильно растянуты во времени и занимают около двух лет, после чего начинается резкий рост численности и разнообразия прикрепленных организмов. Для мелководных сообществ в фотической зоне в умеренных широтах продолжительность стадии биопленки и следующих за ней стадий с проективным покрытием ниже 50%, как правило, составляет не больше нескольких недель или месяцев (см. обзор [1]). Подобную “задержку” в исследуемом биотопе можно объяснить несколькими факторами. Во-первых, окружающий естественный субстрат — это илисто-песчаные и песчаные равнины, на которых практически нет ни твердого субстрата, ни характерных для него видов, служащих источником личинок для заселения. Таким образом, все личинки, оседающие на новый антропогенный субстрат, появляются извне, и скорее всего их концентрация изначально мала. Во-вторых, в обрастаниях в афотической зоне полностью отсутствует такой разнообразный и быстрорастущий компонент, как макрофиты, которые в фотической зоне зачастую являются первыми крупными и активными колонизаторами субстрата после микрообраста-

телей. На участках, подвергавшихся чистке, напротив, очень хорошо заметно, как сильно влияет на состав обрастания уже имеющееся рядом сформированное сообщество. Благодаря богатой личинками среде, на очищенных поверхностях без “задержки” образуется сообщество из усоногих раков, которые во многих сообществах твердых грунтов являются первыми крупными поселенцами на свободном субстрате (например, [16]).

Несмотря на то что данная работа основана исключительно на видеоданных, полученная в ходе их анализа информация позволила нам составить не очень детализированную, но четкую схему развития сообщества обрастания на глубинах, включающих любые водолазные экспериментальные работы и делающих пробоотбор затруднительным и дорогостоящим мероприятием. На наш взгляд, использованная в работе методика анализа технических съемок ТНПА может успешно применяться в научных целях для изучения сообществ обрастания в других труднодоступных районах Мирового океана, а предложенная схема развития сообществ может служить отправной точкой для исследования скорости сукцессии обрастаний на глубинах нижнего шельфа в юго-западной части Охотского моря.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Дмитрия Анатольевича Онищенко за помощь и поддержку в работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Wahl M.* Marine epibiosis. I. Fouling and antifouling: some basic aspects // Marine ecology progress series. 1989. V. 58. P. 175–189.
2. *Ошурков В.В.* Сукцессии и динамика эпибентосных сообществ верхней сублиторали бореальных вод. Владивосток.: Дальнаука; 1998.
3. *Clare A.S., Rittschof D., Gerhart D.J., et al.* Molecular approaches to nontoxic antifouling // Invertebrate Reproduction & Development. 1992. V. 22. P. 67–76.
4. *Apolinario M., Coutinho R.* Understanding the biofouling of offshore and deep-sea structures / In: Advances in marine antifouling coatings and technologies. Woodhead Publishing; 2009. P. 132–147.
5. *Bellou N., Papathanassiou E., Dobretsov S., et al.* The effect of substratum type, orientation and depth on the development of bacterial deep-sea biofilm communities grown on artificial substrata deployed in the Eastern Mediterranean // Biofouling. 2012. V. 28. No 2. P. 199–213.
6. *Zhang H., Cao W., Wu Z., et al.* Biofouling on deep-sea submersible buoy systems off Xisha and Dongsha Islands in the northern South China Sea // International Biodeterioration & Biodegradation. 2015. V. 104. P. 92–96.
7. *Terry L.A., Picken G.B.* Algal fouling in the North Sea / In: *Evans L.V., Hoaglan K.D.*, editors. Studies in Environmental Science. Vol. 28. Amsterdam: Elsevier; 1986. P. 179–192.
8. *Irving A.D., Connell S.D.* Sedimentation and light penetration interact to maintain heterogeneity of subtidal habitats: algal versus invertebrate dominated assemblages // Marine Ecology Progress Series. 2002. V. 245. P. 83–91.
9. *Cowie P.R.* Biofouling patterns with depth / In: *Durr S., Thomason J.C.*, editors. Biofouling., Oxford: Blackwell Publishing. 2010. P. 87–99.
10. *Gaines S.D., Gaylor D.B., Gerber L.R., et al.* Connecting places: the ecological consequences of dispersal in the sea // Oceanography. 2007. V. 20. No 3. P. 90–99.
11. *Звягинцев А.Ю.* Обрастание судов прибрежного и портового плавания в районе острова Сахалин / В кн.: Бентос и условия его существования на шельфовых зонах Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР; 1985. С. 102–116.
12. *Михайлов С.Р., Блинов С.В.* Обрастание судов промышленного флота в Дальневосточном морском бассейне / В кн.: Организмы обрастания дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР; 1981. С. 28–41.
13. *Звягинцев А.Ю.* Исследование обрастания системы охлаждения Владивостокской ТЭЦ-2 / В кн.: Современные проблемы биологических поврежденных материалов: сб. Материалов VI Всероссийской Научно-практической конференции. Пенза: Приволжский дом знаний; 2002. С. 69–71.
14. *Зевина Г.Б., Горин А.Н.* Флюктуация усоногих раков в обрастаниях буев залива Петра Великого / В кн.: Обрастания в Японском и Охотском морях. Владивосток: ДВНЦ АН СССР; 1975. С. 71–78.
15. *Звягинцев А.Ю.* Морское обрастание в северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука; 2005.
16. *Andersson M.H., Berggren M., Wilhelmsson D., et al.* Epibenthic colonization of concrete and steel pilings in a cold-temperate embayment: a field experiment // Helgoland Marine Research. 2009. V. 63. No 3. P. 249–260.

MULTI-YEAR SUCCESSION OF BIOFOULING COMMUNITIES ON UNDERWATER ARTIFICIAL STRUCTURES IN THE APHOTIC ZONE OF THE SEA OF OKHOTSK

A. I. Chava^{a,#} and V. M. Mokievsky^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

Presented by Academician of the RAS M.V. Flint September 9, 2022

A 10-year succession of the fouling community inhabiting underwater manmade structures at a depth of 80–90 m was described using the materials from regular video surveys of the technical installations on the southwestern shelf of the Sea of Okhotsk. A general scheme of macrofouling community developmental stages in steps of 1–2 years has been compiled both for the intact community and for sites subjected to the single or multiple hydrodynamic cleaning. For each stage we visually estimated the projective cover of macrofouling and identified the characteristic dominant species down to the smallest possible taxon. The first two years of the intact community are characterized by low projective cover (up to 50%), in the third year and further there is a sharp increase in the abundance and diversity of macrofouling organisms. Barnacles *Chirona evermanni*, sponges *Phakellia* sp., bryozoans *Securiflustra securifrons*, and ascidians *Boltenia ovifera* were noted among the dominant species in the community older than two years. The early stages of restorative succession differ from the intact succession in terms of dominant species and developmental rates.

Keywords: biofouling, succession, underwater videoshooting

УДК 551.583

ЗИМНИЕ АТМОСФЕРНЫЕ БЛОКИРОВАНИЯ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ ПРИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ ПОСЛЕДНИХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ (1980–2018 гг.)

© 2023 г. Академик РАН И. И. Мохов^{1,*}

Поступило 03.10.2022 г.

После доработки 05.10.2022 г.

Принято к публикации 07.10.2022 г.

Проведен анализ зимних атмосферных блокирований в Северном полушарии (СП) при климатических изменениях в 1980–2018 гг. Результаты анализа свидетельствуют о значимом увеличении общей продолжительности зимних атмосферных блокирований τ в СП в последние десятилетия. Отмеченная тенденция выявлена на фоне быстрого увеличения приповерхностной температуры СП T в зимние сезоны. Оценен параметр чувствительности продолжительности зимних атмосферных блокирований к изменению приповерхностной температуры СП в зимние сезоны для периода 1980–2018 гг. Полученная статистически значимая оценка означает увеличение τ более чем в полтора раза при увеличении среднезимней приповерхностной температуры СП на 1К. Более значимая связь с T получена для значений τ выше среднего значения τ_c для периода 1980–2018 гг., тогда как при $\tau < \tau_c$ связь получена статистически незначимой. Отмеченные особенности связаны с различиями в разных фазах ключевых мод климатической изменчивости. В частности, среднее значение приповерхностной температуры СП зимой в положительной фазе Атлантической мультидесятилетней осцилляции (АМО) в пределах анализируемого периода 1980–2018 гг. значительно превышало соответствующее среднее значение T в отрицательной фазе АМО. При этом получено, что среднее значение продолжительности зимних атмосферных блокирований в СП положительной фазе АМО в полтора раза больше, чем в отрицательной фазе АМО. Для зимних сезонов получены также оценки связи τ с интенсивностью Арктического антициклонического ЦДА, зависящие от фазы АМО.

Ключевые слова: зимние атмосферные блокирования, изменения климата, моды климатической изменчивости, Атлантическая мультидесятилетняя осцилляция, Арктический центр действия атмосферы

DOI: 10.31857/S268673972260206X, EDN: PCLVTF

ВВЕДЕНИЕ

На фоне глобального потепления в последние десятилетия наиболее быстрые изменения климата и сильная климатическая изменчивость отмечаются в высоких широтах (Арктическое усиление) [1, 2]. При этом проявляется значимый рост погодно-климатических аномалий, в частности в российских регионах (<http://www.meteorf.ru>). Число опасных явлений в России с 1998 по 2019 г. увеличивалось в среднем более, чем на два десятка событий в год [3]. Наряду с летними волнами тепла отмечаются зимние волны холода. Их проявлению способствует усиление извилисто-

сти струйных течений в атмосфере при потеплении с увеличением вероятности вторжений в средние широты холодного северного воздуха или теплого из южных широт и формирование продолжительных атмосферных блокирований (блокингов) с соответствующими внутрисезонными температурными аномалиями.

Следует отметить, что при общем потеплении зональная циркуляция в тропосфере в средних широтах может усиливаться в связи с выхолаживанием стратосферы и мезосферы, способствующим усилению струйных течений. В последние десятилетия, в частности в Северном полушарии (СП), проявляются тенденции изменения интенсивности субтропического струйного течения, в том числе некоторого усиления летом и более сильного ослабления зимой. При этом летом межгодовая изменчивость интенсивности струйного течения значительно меньше, чем зимой. Особенности связи с изменениями атмосферного струйного течения сезонной активности блоки-

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

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

*E-mail: mokhov@ifaran.ru

рований отмечены в [4]. Согласно оценкам [5], около 80% летних волн тепла и около 60% зимних волн холода в Северном полушарии (СП) связаны с атмосферными блокировками.

Одна из климатических проблем последних лет связана с исследованиями процессов формирования холодных зимних режимов над континентальными регионами в СП (в частности, в Евразии), на фоне глобального потепления. На их формирование влияют разные процессы, определяющие региональную климатическую изменчивость на фоне более долгопериодных изменений. В том числе многочисленные исследования посвящены анализу связи зимних температурных аномалий в средних широтах с наиболее сильным потеплением в арктических широтах и отрицательными аномалиями протяженности морских льдов в арктическом бассейне [1, 2] (см. также [6–8]).

Проявление в последние десятилетия холодных зим в среднеширотных регионах при потеплении связано с ранее полученными эмпирическими и модельными оценками изменений условий формирования атмосферных блокировок (блокингов) [9–11]. Согласно оценкам, полученным в [10] по многолетним данным, при приповерхностном потеплении СП увеличивается характерное время жизни атмосферных блокировок в средних широтах, следствием которых являются, в частности, летние засухи и экстремальные морозы. Отмеченной эмпирической тенденции в [9, 10] дано качественное объяснение с использованием простого модельного подхода (см. также [12]) с оценкой параметра чувствительности характерной продолжительности блокингов τ к изменению температуры T в виде

$$\frac{1}{\tau} \frac{d\tau}{dT} \sim \frac{1}{L} \frac{dL}{dT} - \frac{1}{U} \frac{dU}{dT}.$$

Здесь U – характерная скорость ветра, L – характерный размер блокирующего антициклона. При простейшей оценке размера блокингов L масштабом Обухова для баротропной атмосферы $L_0 \sim T^{1/2}$ их протяженность должна расти при потеплении ($dL/dT = dL_0/dT > 0$). При потеплении с уменьшением межширотного температурного градиента и ослаблением зональной циркуляции (геострофической скорости ветра) в тропосфере средних широт следует ожидать увеличения продолжительности блокингов [9, 10]. В [11] на основе численных расчетов с использованием климатической модели общей циркуляции получено, что при потеплении в связи с увеличением содержания CO_2 в атмосфере увеличиваются количество и общая продолжительность атмосферных блокировок в СП, наиболее сильное в зимние и весенние месяцы над континентами и для евроатлантического сектора. Это соответствует увели-

чению риска зимних морозов над континентальными регионами, как проявления климатической изменчивости, на фоне общего потепления.

Согласно модельным оценкам, глобальное потепление в 21 веке при разных сценариях антропогенных воздействий сопровождается понижением приповерхностного давления в арктических регионах, более значимым (особенно зимой) при более сильных антропогенных воздействиях [13]. Следует ожидать, что подобное понижение приповерхностного давления с соответствующим ослаблением Арктического антициклонического центра действия атмосферы (ЦДА) на фоне глобального потепления будет способствовать не только усилению потепления в арктических широтах, но и изменению условий формирования и устойчивости режимов атмосферных блокировок в средних широтах.

В [14] проведен анализ устойчивости стационарных режимов, необходимых для проявления атмосферных блокировок, в рамках исследования динамики сингулярных вихрей на вращающейся сфере (см. также [15, 16]). В том числе получены аналитические условия устойчивости подобных стационарных режимов в зависимости от интенсивности полярного вихря. В связи с этим следует ожидать зависимость от интенсивности Арктического антициклонического ЦДА продолжительности атмосферных блокировок в СП.

На фоне региональных особенностей блокинговой активности из-за долгопериодных изменений климата отмечаются также региональные особенности, связанные с ключевыми модами естественной межгодовой и междесятилетней климатической изменчивости, такими как явления Эль-Ниньо/Южное колебание, Северо-Атлантическое колебание, Арктическое колебание, Атлантическая мультдесятилетняя осцилляция, Тихоокеанская десятилетняя осцилляция и др. [17–20]. Влияние мод естественной климатической изменчивости проявляется также в режимах ЦДА, в том числе Арктического антициклонического ЦДА [21] (см. также [22]).

В данной работе представлены результаты анализа связи повторяемости зимних атмосферных блокировок в Северном полушарии при климатических изменениях последних десятилетий, в том числе в Арктике.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

При анализе использовались данные GCCG (<http://solberg.snr.missouri.edu/gcc/>) для характеристик атмосферных блокингов для периода 1980–2018 гг. [18].

Для количественной оценки температурного режима Северного полушария использовались данные CRU для аномалий (относительно перио-

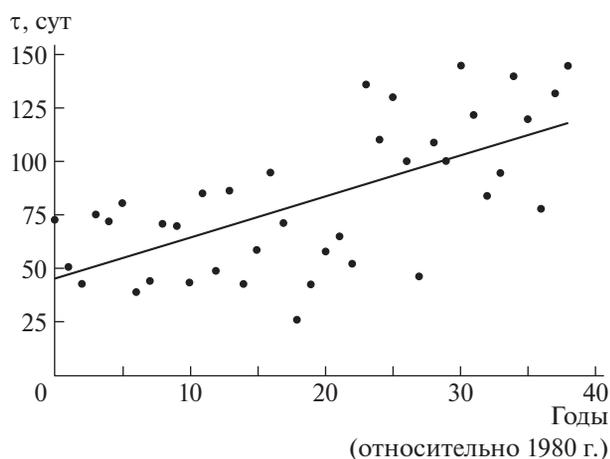


Рис. 1. Общая продолжительность зимних атмосферных блокирований τ [сут] в СП в зависимости от времени t (годы относительно 1980 г.) для периода 1980–2018 гг. Прямая линия соответствует линейной регрессии.

да 1961–1990 гг.) приповерхностной температуры для периода 1980–2018 гг. (https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature/HadCRUT5.0Analysis_nh.txt).

Для оценки роли различных мод естественной климатической изменчивости использовались индексы, характеризующие Атлантическую мультисекундарную осцилляцию (Atlantic Multidecadal Oscillation – AMO), Тихоокеанскую десятилетнюю осцилляцию (Pacific Decadal Oscillation – PDO), Северо-Атлантическую осцилляцию (North Atlantic Oscillation – NAO), Арктическую осцилляцию (Arctic Oscillation – AO) и явления Эль-Ниньо/Южное колебание (El-Nino/Southern Oscillation – ENSO) (<https://psl.noaa.gov/data/climateindices/>).

При анализе использовались также спутниковые данные NSIDC (<http://nsidc.org>) для протяженности (площади) арктических морских льдов с 1979 г.

Для Арктического антициклонического ЦДА для периода 1980–2018 гг. использовались характеристики, полученные по данным реанализа ERA5 (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>) (см. [23], а также [21]).

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 представлены межгодовые изменения общей продолжительности зимних атмосферных блокирований τ в СП для периода 1980–2018 гг. по данным GCCG (<http://solberg.snr.missouri.edu/gcc/>) [18]. Согласно рис. 1, значения τ существенно увеличились в последние десятилетия – до начала 21 века они не превышали 90–100 сут, в отличие от зим в последние годы.

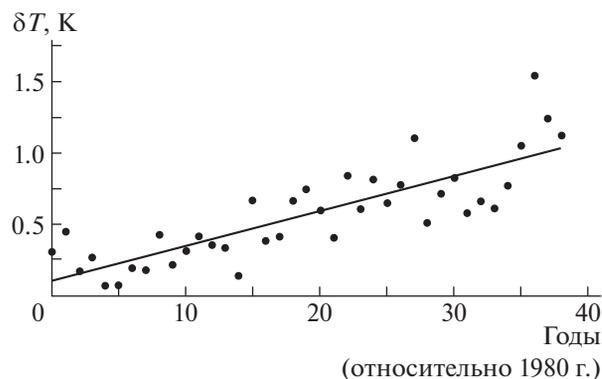


Рис. 2. Аномалии (относительно базового периода 1961–1990 гг.) зимней приповерхностной температуры СП T [K] в СП в зависимости от времени t (годы относительно 1980 г.) для периода 1980–2018 гг. Прямая линия соответствует линейной регрессии.

По данным для периода 1980–2018 гг. оценен значимый положительный тренд общей продолжительности зимних атмосферных блокирований $d\tau/dt = 19 (\pm 0.4)$ сут/10 лет при коэффициенте корреляции $r = 0.64$, что соответствует увеличению τ на 23% за 10 лет. В скобках отмечено среднеквадратическое отклонение (СКО).

Значимый рост общей продолжительности атмосферных блокирований τ в СП зимой отмечается на фоне быстрого потепления в последние десятилетия. По данным CRU (https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature/HadCRUT5.0Analysis_nh.txt) среднезимняя приповерхностная температура СП T увеличивалась в 1980–2018 гг. со скоростью $dT/dt = 0.24 (\pm 0.03)$ K/10 лет (рис. 2). Этим линейным трендом объясняется 2/3 межгодовой дисперсии T (коэффициент корреляции $r = 0.82$). В полтора раза медленнее увеличивалась в 1980–2018 гг. температура поверхности океанов СП – со скоростью $0.16 (\pm 0.02)$ K/10 лет (с коэффициентом корреляции $r = 0.86$).

Потепление последних десятилетий сопровождается быстрым уменьшением общей протяженности (площади) морских льдов в Арктике S – этому способствует Арктическое усиление с более сильными температурными изменениями в высоких широтах. Согласно результатам анализа данных NSIDC для периода 1980–2018 гг. величина S уменьшается зимой со скоростью $dS/dt = -0.47 (\pm 0.03)$ млн км²/10 лет. Линейным трендом объясняется почти 90% межгодовой дисперсии зимних вариаций S . При этом по данным для периода 1980–2018 гг. отмечена высокая корреляция ($r = 0.80$) изменений зимних значений S и T с оценкой на основе соответствующей линейной регрессии параметра чувствительности S к изменению T : $dS/dT = -1.3 (\pm 0.2)$ млн км²/K.

На основе линейной регрессии

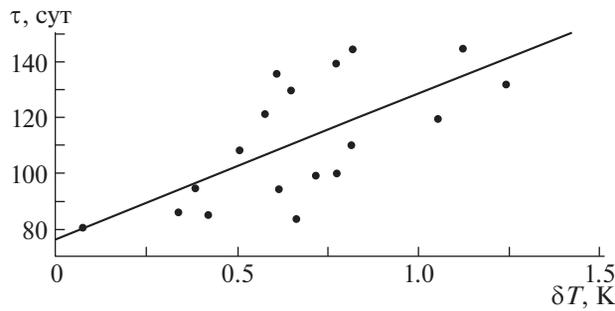


Рис. 3. Общая продолжительность атмосферных блокирований τ [сут] в СП более 80 сут/сезон в зависимости от аномалий (относительно базового периода 1961–1990 гг.) приповерхностной температуры СП δT [K] для зимних сезонов в 1980–2018 гг. Прямая линия соответствует линейной регрессии.

$$\tau = a_0 + a_1 T$$

по среднезимним данным для периода 1980–2018 гг. оценен коэффициент a_1 , характеризующий параметр чувствительности τ к изменению T : $d\tau/dT = 42 (\pm 15)$ сут/К. Отмеченная связь характеризуется коэффициентом корреляции $r = 0.42$. При средней величине $\tau_c = 81$ сут полученная оценка чувствительности означает, что при увеличении среднезимней приповерхностной температуры СП на 1 К общая продолжительность атмосферных блокирований в СП зимой увеличивается более чем в полтора раза. Отмечено также, что связь τ_w с температурой поверхности океана T_o в СП получена более значимой, чем с T – с коэффициентом корреляции $r = 0.52$. При этом соответствующий параметр чувствительности $d\tau/dT_o$ оценен вдвое большим: $83 (\pm 22)$ сут/К.

Для связи τ с T проявляются различные особенности при $\tau > \tau_c$ и $\tau < \tau_c$. На рис. 3 приведена зависимость общей продолжительности атмосферных блокирований τ более 80 сут/сезон ($\tau > \tau_c$) в зависимости от аномалий (относительно базового периода 1961–1990 гг.) приповерхностной температуры СП δT для зимних сезонов в 1980–2018 гг. При этом на основе соответствующей линейной регрессии оценен параметр чувствительности τ к изменению T для зимних сезонов с повышенной продолжительностью атмосферных блокирований: $d\tau/dT = 51 (\pm 14)$ сут/К. Отмечен-

Таблица 1. Средние значения τ и δT для зимних сезонов в СП в положительной (АМО₊) и отрицательной (АМО₋) фазах АМО и в целом для периода 1980–2018 гг. В скобках отмечены СКО, n – число анализируемых зимних сезонов

	АМО ₊ $n = 15$	АМО ₋ $n = 22$	1980–2018 гг. $n = 39$
τ [сут]	95 (± 38)	63 (± 16)	81 (± 33)
δT [K]	0.86 (± 0.28)	0.33 (± 0.18)	0.57 (± 0.33)

ная связь (с коэффициентом корреляции $r = 0.67$) статистически значима на уровне 99%. При $\tau < \tau_c$ связь τ с T статистически незначима ($r = 0.06$, $d\tau/dT = 3 (\pm 9)$ сут/К).

Отмеченные особенности зависимости зимней продолжительности атмосферных блокирований от вариаций температурного режима в СП связаны с влиянием ключевых мод климатической изменчивости. В табл. 1 представлены средние значения τ и δT (τ_c и δT_c) для зимних сезонов в СП в положительной (АМО₊) и отрицательной (АМО₋) фазах АМО в сопоставлении с соответствующими средними значениями для всего анализируемого периода 1980–2018 гг. В скобках отмечены СКО, характеризующие межгодовую изменчивость зимних значений τ и T .

Согласно табл. 1, температурные режимы СП в разных фазах АМО существенно различаются. Среднее значение δT_c (АМО₊) превышает среднее значение δT_c (АМО₋) более, чем на 0.5 К. При этом среднее значение τ_c (АМО₊) в полтора раза больше среднего значения τ_c (АМО₋) – более чем на месяц. В то же время СКО τ_c (АМО₊) почти в два с половиной раза больше СКО τ_c (АМО₋).

Аналогичный анализ проведен для других мод естественной климатической изменчивости, в том числе для PDO, NAO, AO и явлений Эль-Ниньо. В табл. 2 представлены средние значения τ и δT для зимних сезонов в СП в положительной (PDO₊) и отрицательной (PDO₋) фазах PDO в сопоставлении с соответствующими средними значениями для всего анализируемого периода 1980–2018 гг. Согласно табл. 2, температурные режимы СП в разных фазах PDO различаются менее существенно, чем в разных фазах АМО. При этом и средние значения τ в разных фазах PDO различаются менее существенно, чем в разных фазах АМО.

Проведен также анализ связи общей продолжительности атмосферных блокирований в СП с

Таблица 2. Средние значения τ и δT для зимних сезонов в СП в положительной (PDO₊) и отрицательной (PDO₋) фазах PDO и в целом по для периода 1980–2018 гг. В скобках отмечены СКО, n – число анализируемых зимних сезонов

	PDO ₊ $n = 23$	PDO ₋ $n = 11$	1980–2018 гг. $n = 39$
τ [сут]	81 (± 35)	79 (± 25)	81 (± 33)
δT [K]	0.57 (± 0.41)	0.53 (± 0.16)	0.57 (± 0.33)

протяженностью морских льдов в арктическом бассейне с использованием линейной регрессии

$$\tau = b_0 + b_1 S$$

по среднезимним данным для периода 1980–2018 гг. Отмеченная связь оценена статистически значимой (с коэффициентом корреляции корреляции $r = -0.69$). При этом коэффициент b_1 характеризует параметр чувствительности τ к изменению S : $d\tau/dS = -41 (\pm 7)$ сут/К. При средней величине $\tau_c = 81$ сут полученная оценка параметра чувствительности означает, что при увеличении среднезимней приповерхностной температуры СП на 1 К общая продолжительность атмосферных блокировок в СП зимой увеличивается более чем в полтора раза.

Получены оценки связи τ с интенсивностью Арктического антициклонического ЦДА I . Наличие подобной связи следует ожидать, в частности, в соответствии с полученными в [14] аналитическими условиями устойчивости стационарных режимов, необходимых для проявления атмосферных блокировок (см. также [15, 16]). С использованием соответствующей линейной регрессии по данным для всех зим для периода 1980–2018 гг. их корреляция получена положительной, но статистически незначимой ($r = 0.12$) с оценкой параметра $d\tau/dI = 1.2 (\pm 1.5)$ сут / гПа. Более значимые результаты были получены при учете ключевых мод климатической изменчивости, в разных фазах которых результаты оценок различались вплоть до знака. В частности, при положительной фазе АМО получена оценка $d\tau/dI = 3.1 (\pm 3.0)$ сут / гПа (при коэффициенте корреляции $r = 0.28$), а при отрицательной фазе АМО $d\tau/dI = -1.7 (\pm 1.0)$ сут./гПа (при коэффициенте корреляции $r = 0.35$). Согласно полученным результатам корреляция τ с I разного знака в положительной (АМО₊) и отрицательной (АМО₋) фазах АМО. Средние зимние значения I в фазе АМО₊ больше, чем в фазе АМО₋ на 1.2 гПа. Следует отметить, что статистически значимой связи I с T для зимних сезонов по данным для периода 1980–2018 гг. не выявлено. При этом отмечена их статистически значимая связь (с коэффициентом корреляции $r = -0.45$) при $\delta T > 0.5$ К с оценкой параметра чувствительности $dI/dT = -5.3$

(± 2.5) гПа/К. Полученная оценка соответствует ослаблению Арктического антициклонического ЦДА при увеличении приповерхностной температуры СП на 1 К на величину, составляющую более половины (58%) среднего диапазона вариаций I между зимой и летом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного анализа свидетельствуют о значимом увеличении общей продолжительности зимних атмосферных блокировок в СП τ в последние десятилетия – на 19 сут за 10 лет – почти на четверть средней продолжительности $\tau_c = 81$ сут для периода 1980–2018 гг. Отмеченная тенденция выявлена на фоне быстрого увеличения приповерхностной температуры СП T в зимние сезоны со скоростью $0.24 (\pm 0.03)$ К за десятилетие. На основе соответствующей линейной регрессии оценен параметр чувствительности продолжительности зимних атмосферных блокировок к изменению приповерхностной температуры СП в зимние сезоны для периода 1980–2018 гг.: $d\tau/dT = 42$ сут/К. Полученная статистически значимая оценка означает увеличение τ более чем в полтора раза при увеличении среднезимней приповерхностной температуры СП на 1 К.

При этом для связи τ с T отмечены различные особенности при $\tau > \tau_c$ и $\tau < \tau_c$. Для соответствующего параметра чувствительности для зимних сезонов с повышенной продолжительностью ($\tau > \tau_c$) атмосферных блокировок получена оценка $d\tau/dT = 51$ сут/К, тогда как при $\tau < \tau_c$ связь τ с T статистически незначима. Отмеченные особенности связаны с различиями в разных фазах ключевых мод климатической изменчивости. В частности, среднее значение приповерхностной температуры СП зимой в положительной фазе АМО в пределах анализируемого периода 1980–2018 гг. значимо превышало соответствующее среднее значение T в отрицательной фазе АМО – более, чем на 0.5 К. При этом получено, что среднее значение продолжительности зимних атмосферных блокировок в СП положительной фазе АМО в полтора раза больше (более чем на месяц), чем в отрицательной фазе АМО. Еще сильнее (почти в два с половиной раза) различаются соответствующие СКО τ .

Для зимних сезонов получены также оценки связи τ с интенсивностью Арктического антициклонического ЦДА I , для которой отмечена статистически значимая отрицательная корреляция только с более сильными положительными аномалиями приповерхностной температуры СП. Полученная оценка соответствует ослаблению Арктического антициклонического ЦДА более, чем на половину среднего диапазона вариаций I между зимой и летом, при увеличении при-

поверхностной температуры СП на 1 К. Проведенный анализ выявил существенные различия, вплоть до знака, связи τ с I в разных фазах ключевых мод климатической изменчивости. В частности, при положительной фазе АМО получена их положительная корреляция, а при отрицательной фазе АМО – отрицательная.

Согласно полученным оценкам, общая продолжительность зимних атмосферных блокировок, а при этом и повторяемость связанных с ними региональных морозов, увеличивается при увеличении приповерхностной температуры СП.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данная работа выполнена в рамках проекта РНФ 19-17-00240.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. Masson-Delmotte, et al. (eds.). Cambridge Univ. Press, 2021.
- Климат Арктики: процессы и изменения. Под ред. И.И. Мохова, В.А. Семенова. М.: Физматкнига. 2022. 360 с.
- Мохов И.И. Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 1. С. 3–14.
- de Vies H., Woolings T., Anstey J., et al. Atmospheric blocking and its relation to jet changes in a future climate // *Clim. Dyn.* 2013. V. 41. P. 2643–2654.
- Timazhev A.V., Mokhov I.I. Heat and cold waves formation in association with atmospheric blockings in the Northern Hemisphere // *Research Activities in Earth System Modelling*. E. Astakhova (ed.). 2021. Rep. 51. S. 2. P. 23–24.
- Honda M., Inoue J., Yamane S. Influence of low Arctic sea-ice minima on wintertime Eurasian coldness // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. P. L08707.
- Байдин А.В., Мелешко В.П. Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океанов // *Метеорология и гидрология*. 2014. № 6. С. 5–18.
- Мохов И.И., Семенов В.А. Погодно-климатические аномалии в российских регионах в связи с глобальными изменениями климата // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 2. С. 16–28.
- Mokhov I.I., Petukhov V.K., Senatorsky A.O. Sensitivity of storm track activity and blockings to global climatic changes: Diagnostics and modelling // *Publ. Acad. Finland. Painatuskaskus*. 1995. V. 6/95. P. 438–441.
- Мохов И.И., Петухов В.К. Блокинг и тенденции их изменения // *ДАН*. 1997. Т. 357. № 5. С. 687–689.
- Lupo A.R., Oglesby R.J., Mokhov I.I. Climatological features of blocking anticyclones: a study of Northern Hemisphere CCM1 model blocking events in present-day and double CO₂ concentration atmospheres // *Clim. Dyn.* 1997. V. 13. P. 181–195.
- Мохов И.И. Атмосферные блокинг и связанные с ними климатические аномалии / В: *Нелинейные волны* 2016. Нижний Новгород. ИПФ РАН. 2017. С. 111–124.
- Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T. F. Stocker, et al. (eds.). – Cambridge Univ. Press. 2013, 1535 p.
- Мохов И.И., Чефранов С.Г., Чефранов А.Г. Динамика δ -сингулярных вихрей на вращающейся сфере и устойчивость парных центров действия атмосферы // *ДАН*. 2010. Т. 433. № 2. С. 248–253.
- Mokhov I.I., Chefranov S.G., Chefranov A.G. Interaction of global-scale atmospheric vortices: Modeling based on Hamiltonian dynamic system of antipodal point vortices on rotating sphere // *Procedia IUTAM*. 2013. V. 8. P. 176–185.
- Mokhov I.I., Chefranov S.G., Chefranov A.G. Point vortices dynamics on a rotating sphere and modeling of global atmospheric vortices interactions // *Phys. Fluids*. 2020. V. 32. 106605. <https://doi.org/10.1063/5.0026014>
- Mokhov I.I., Smirnov D.A. Contributions to surface air temperature trends estimated from climate time series: Medium-term causalities // *Chaos*. 2022. V. 32. P. 063128. <https://doi.org/10.1063/5.0088042>
- Lupo A.R., Jensen A.D., Mokhov I.I., et al. Changes in global blocking character during recent decades // *Atmosphere*. 2019. V. 10 (2). P. 92. <https://doi.org/10.3390/atmos10020092>
- Мохов И.И. Аномальные зимы в регионах Северной Евразии в разных фазах явлений Эль-Ниньо // *ДАН*. 2020. Т. 493. № 2. С. 93–98.
- Мохов И.И., Тимажев А.В. Повторяемость летних атмосферных блокировок в Северном полушарии в разных фазах явлений Эль-Ниньо, Тихоокеанской десятилетней и Атлантической мультидесятилетней осцилляций // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2022. Т. 58. № 3. С. 1–11.
- Интенсивные атмосферные вихри и их динамика. Под ред. И.И. Мохова, М.В. Курганского, О.Г. Чехтиани. М.: ГЕОС, 2018. 482 с.
- Мохов И.И., Чернокульский А.В., Осипов А.М. Центры действия атмосферы Северного и Южного полушарий: особенности и изменчивость // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 11. С. 5–23.
- Мохов И.И., Осипов А.М., Чернокульский А.В. Центры действия атмосферы в Северном полушарии: современные особенности и ожидаемые изменения в 21 веке по расчетам с ансамблями климатических моделей CMIP5 и CMIP6 // *ДАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 507. № 2. С. 174–182.

WINTER ATMOSPHERIC BLOCKINGS IN THE NORTHERN HEMISPHERE UNDER CLIMATE CHANGES IN RECENT DECADES (1980–2018)

Academician of the RAS I. I. Mokhov^{a,b,#}

^a*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: mokhov@ifaran.ru*

The analysis of winter atmospheric blockings in the Northern Hemisphere (NH) under climate changes in 1980–2018 was carried out. The results of the analysis indicate a significant increase in the total duration of winter atmospheric blockings τ in the NH in recent decades. The noted trend was revealed against the background of a rapid increase in the NH surface air temperature T in winter seasons. The parameter of sensitivity of the atmospheric blockings duration to changes in the NH surface air temperature in winter seasons for the period 1980–2018 was estimated. The statistically significant estimate obtained means an increase in τ by more than one and a half times with an increase in the mean winter surface air temperature of the NH by 1 K. A more significant relationship with T was obtained for values of τ above the average value of τ_c for the period 1980–2018, while at $\tau < \tau_c$, the relationship was found to be statistically insignificant. The noted features are associated with differences in different phases of the key modes of climatic variability. In particular, the mean value of the surface air temperature of the NH in winter in the positive phase of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) within the analyzed period of 1980–2018 significantly exceeded the corresponding mean value of T in the negative phase of AMO. At the same time, it was found that the mean value of the winter blockings duration in the NH in the positive AMO phase is one and a half times longer than in the negative AMO phase. For winter seasons, the estimates of the relationship between τ and the intensity of the Arctic anticyclonic center of action depending on the AMO phase were obtained.

Keywords: winter atmospheric blockings, climate changes, climate variability modes, Atlantic Multidecadal Oscillation, Arctic atmospheric centre of action

УДК 631.4

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВОДОУСТОЙЧИВОСТИ ПОЧВ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН С. А. Шоба¹, Е. В. Шеин¹, Д. А. Ушкова¹,
Т. А. Грачева¹, О. А. Салимгареева¹, Г. Н. Федотов^{1,*}

Поступило 22.08.2022 г.

После доработки 20.09.2022 г.

Принято к публикации 22.09.2022 г.

Изучено влияние контакта с водой почвенных агрегатов чернозема, дерново-подзолистой и серой лесной почв на их водоустойчивость. Установлено, что увеличение времени контакта почвенных агрегатов с водой приводит к плавному снижению их водоустойчивости. Проведенная проверка влияния растворов солей на водоустойчивость почвенных агрегатов показала, что потеря водоустойчивости агрегатов при контакте с водой не связана прямо пропорционально с расклинивающим давлением. Установлено, что при контакте почвенных агрегатов с водой из них выделяются фрактальные кластеры из частиц гумусовых веществ (Ф-кластеры). Выдвинуто предположение о том, что Ф-кластеры, являющиеся основой почвенных гелей, обуславливают физический базис водоустойчивости почв.

Ключевые слова: агрегаты почв, водоустойчивость, расклинивающее давление, коллоидно-химическая модель почв, фрактальные кластеры из частиц гумусовых веществ (Ф-кластеры)

DOI: 10.31857/S2686739722601764, EDN: PDCBTV

Благоприятное агрегатное состояние почвы — важнейшее условие обеспечения ею плодородия. Благодаря стабильности состояния почвенных агрегатов она проявляет свойство устойчивости к эрозионным и механическим воздействиям, переуплотнению и другим неблагоприятным природным и антропогенным явлениям.

Декстер [1] отмечал, что для сельского хозяйства почва должна иметь не только хорошую, но и стабильную структуру по отношению к двум основным воздействиям: (а) способности почвы сохранить свою структуру под действием воды; и (б) способности влажной почвы сохранять свою структуру под действием внешних механических напряжений. При этом предположение о двух видах воздействий — воды и механических сил на водоустойчивость агрегатов однозначно доказано не было [2].

В большом количестве работ [2, 3] указано, что агрегатный состав и водоустойчивость агрегатов связаны с органическим веществом почв, его количеством и качеством, но до сих пор не имеется удовлетворительной гипотезы, объясняющей механизмы этой взаимосвязи. При этом попыток использования представлений о надмолекуляр-

ной структуре гумусовых веществ (ГВ) [4] для объяснения водоустойчивости почвенных агрегатов нами в литературе обнаружено не было.

Целью работы являлась проверка возможности существования отдельного влияния на водоустойчивость почвенных агрегатов воды и механических воздействий, а также применение для объяснения водоустойчивости почв представлений о надмолекулярной структуре ГВ.

В работе использовали образцы, отобранные из верхних (пахотных) горизонтов дерново-подзолистой почвы (Чашниково, Московская область), серой лесной почвы (Суздаль, Владимирская область) и чернозема типичного (Скопинский район, Рязанская область).

При подготовке образцов почвы высушивали до воздушно-сухого состояния и просеивали через сита, отбирая агрегаты диаметром 4.5–5 мм.

В ходе измерения воздушно-сухие агрегаты помещали в кассету, представляющую собой 2 алюминиевых уголка, закрепленных таким образом, чтобы угол был ориентирован по направлению действия силы тяжести (рис. 1 а, 1). В нижней части уголка были размещены фитили из хлопчатобумажной ткани (рис. 1 а, 2). В алюминиевые уголки на фитили укладывали по 14 почвенных агрегатов¹ так, чтобы они касались друг

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

*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com

¹ Количество агрегатов, укладываемых в уголки, лимитировалось размерами емкости, в которой проводили их вакуумирование.

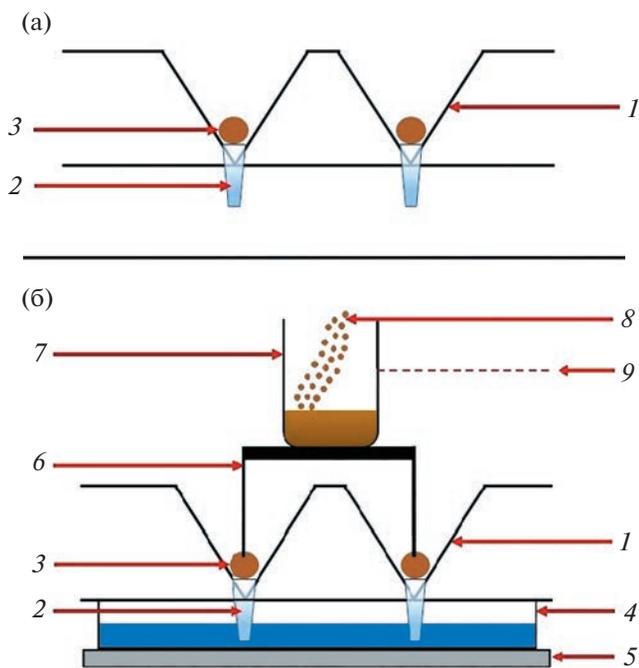


Рис. 1. а – Схема кассеты для определения водоустойчивости почвенных агрегатов. 1 – Аллюминиевые уголки, соединенные между собой; 2 – хлопчатобумажные фитили; 3 – почвенные агрегаты. б – Общая схема установки для определения водоустойчивости почвенных агрегатов: 1 – аллюминиевые уголки, соединенные между собой; 2 – хлопчатобумажные фитили; 3 – почвенные агрегаты; 4 – емкость с водой; 5 – весы; 6 – площадка с закрепленными на ней лезвиями; 7 – мерный стаканчик с песком; 8 – добавляемый в мерный стаканчик песок; 9 – луч лазера, направленный на мерную шкалу стаканчика.

друга. Посредством вакуумирования удаляли из агрегатов воздух в течение 15 мин при разрежении 15 кПа. Условия были подобраны в ходе изучения водоустойчивости воздушно-сухих агрегатов в предварительных экспериментах. После этого агрегаты в вакууме через фитили капиллярно увлажняли до значений, близких к насыщению. Время увлажнения меняли, но оптимальное время для дерново-подзолистых почв составляло 15 мин.

После увлажнения агрегатов в вакууме кассету извлекали из эксикатора и помещали в расположенную на весах емкость с водой таким образом (рис. 1 б, 4, 5), чтобы фитили агрегатов обеспечивали сохранение насыщения агрегатов водой, достигнутое на этапе вакуумирования. Использовали воду и растворы хлорида калия (0.1 и 1 н). Затем на линейно расположенные агрегаты помещали устройство, представляющее собой два параллельно расположенных лезвия, закрепленные на площадке (рис. 1 б, 6), на которую устанавливали стаканчик с мерной шкалой (рис. 1 б, 7). Использование двух лезвий обеспечивало устой-

чивость устройства при воздействии на агрегаты, а также увеличивало количество агрегатов, которые одновременно рассекали лезвия. Добавляя песок в стаканчик (рис. 1 б, 8), повышали нагрузку на агрегаты, которую фиксировали при помощи весов. Луч лазера (рис. 1 б, 9), закрепленный на другом штативе, направленный на мерную шкалу стаканчика, позволял хорошо контролировать процесс разрушения агрегатов.

С целью стандартизации получаемых данных рассчитывали предельное сопротивление разрушения агрегатов. Экспериментально определяемую нагрузку в граммах выражали в миллиньютоннах (мН). Для получения удельной характеристики нагрузку делили на общее количество агрегатов в повторности – 28 штук.

Эксперименты проводили в шестикратной повторности с последующей статистической обработкой результатов с использованием программного обеспечения OriginPro, в котором рассчитывали доверительный интервал, который не превышал 10% при 95%-ном уровне значимости.

Электронно-микроскопическое исследование проводили при помощи растрового электронного микроскопа JEOL-6060A лаборатории экологического почвоведения (фирмы “JEOL”, Япония) с вольфрамовым катодом при ускоряющем напряжении 2–5 кВ. Суспензии разбавляли в 10 раз, 5 мкл наносили на атомно-гладкую поверхность слюды и высушивали. На образцы перед исследованием напыляли золото, используя установку JFC-1600 (фирмы “JEOL”, Япония).

Для проверки возможности существования отдельного влияния на водоустойчивость почвенных агрегатов воды и механических воздействий мы решили использовать метод “лезвий”, меняя время контакта агрегатов с водой перед определением водоустойчивости². Было изучено влияние времени взаимодействия агрегатов почв различных типов с водой на величину их водоустойчивости. Результаты представлены на графике (рис. 1).

Из полученных данных хорошо видно, что при увеличении времени контакта агрегатов всех изученных почв с водой их водоустойчивость экспоненциально снижается, что подтверждает предположение Декстера [1]. Следовательно, вода без механического воздействия оказывает влияние (снижает) водоустойчивость почвенной структуры.

Объяснять подобное снижение водоустойчивости принято влиянием расклинивающего давления [5–7]. Механизм разрушения внутриагрегатных связей обусловлен расклинивающими свойствами водной пленки, заключенной между

² В обычных условиях это время перед определением предельной нагрузки расщепления агрегатов составляет для дерново-подзолистой почвы 15 и 30 мин для чернозема.

частицами почвы. Согласно физико-химической теории эффективных напряжений в грунтах, устойчивость и неустойчивость дисперсных систем, к которым относятся и почвы, определяется соотношением сил притяжения и отталкивания между частицами [7]. Силы притяжения обусловлены межмолекулярным взаимодействием (силами Ван-дер-Ваальса), сорбцией, гидрофобными взаимодействиями. Так, гидрофобные компоненты гумусовых веществ, обращенные в межпластинное пространство частиц глинистых минералов, способствуют соединению частиц и уменьшению расклинивающего давления почвенной влаги, разрушающего почвенные агрегаты в отсутствие гидрофобной поверхности [8, 9].

Источником силы отталкивания является электростатическое взаимодействие диффузных частей двойных электрических слоев соседних частиц. Увеличение концентрации ионов в зазоре между частицами при перекрытии ионных атмосфер создает локальное осмотическое давление, под влиянием которого жидкая фаза стремится войти в прослойку между ними и раздвинуть их. Так возникает электростатическая компонента расклинивающего давления [7].

Данные теоретические обоснования потери водоустойчивости почвенных агрегатов при их контакте с водой, перенесенные с грунтов на почвы, нуждались в экспериментальной проверке. Для этого на черноземе, серой лесной и дерново-подзолистой почвах было проведено определение водоустойчивости в 0.1 и 1 н растворах хлорида калия.

При существовании значимого влияния расклинивающего давления водоустойчивость образцов при таком определении должна была превышать водоустойчивость, измеренную в воде. Однако различий водоустойчивостей мы не обнаружили (табл. 1). Это свидетельствовало о том, что, несмотря на привычность представлений о значимом влиянии расклинивающего давления на водоустойчивость, это не соответствует действительности.

Для объяснения полученных результатов еще раз перечислим факты: расклинивающее давление в почвах существует и оказывает влияние на почвы и многие их свойства, но оно не оказывает влияния на водоустойчивость почвенных агрегатов.

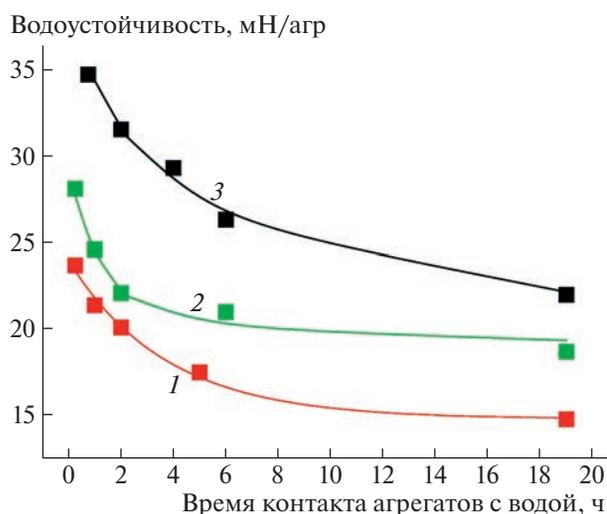


Рис. 2. Изменение водоустойчивости почвенных агрегатов при увеличении времени контакта агрегатов с водой перед определением водоустойчивости. 1 – дерново-подзолистая почва; 2 – серая лесная почва; 3 – чернозем.

Модельные представления о водоустойчивости базируются на том, что в его основе лежат гидрофобные взаимодействия между гидрофобными участками амфифильных молекул гумусовых веществ [4, 9] с мозаичной поверхностью. Гидрофильные и гидрофобные участки на поверхности частиц ГВ чередуются, но описанное выше увеличение размера ионных атмосфер около гидрофильных участков не влияет на взаимодействие частиц ГВ через гидрофобные участки.

Так как пространственно гидрофильные и гидрофобные участки в молекулах гумусовых веществ не разъединены, то объяснить отсутствие влияния увеличения размера ионных атмосфер на водоустойчивость можно только дальним действием гидрофобных сил [10]. Расчеты Б.В. Дерягина и Н.В. Чураева [5] показывают, что для частиц размером 100 нм действие расклинивающего давления простирается на 15–20 нм, а в работе О.И. Виноградовой [10] приводятся данные о распространении действия гидрофобных сил до 100 нм.

Это объяснение хорошо разрешает возникшее противоречие между наличием в почвах раскли-

Таблица 1. Определение водоустойчивости почвенных агрегатов методом “лезвий” в воде и 0.1 и 1 н водных растворах хлорида калия, мН/агр

Почва	Вода	0.1 н раствор хлорида калия	1 н раствор хлорида калия
Дерново-подзолистая почва (залежь)	23.75 ± 0.86	23.71 ± 1.32	23.87 ± 1.55
Серая лесная почва (после пшеницы)	28.12 ± 2.49	27.67 ± 0.93	27.31 ± 0.77
Чернозем типичный	34.73 ± 0.88	34.32 ± 1.37	34.10 ± 1.33

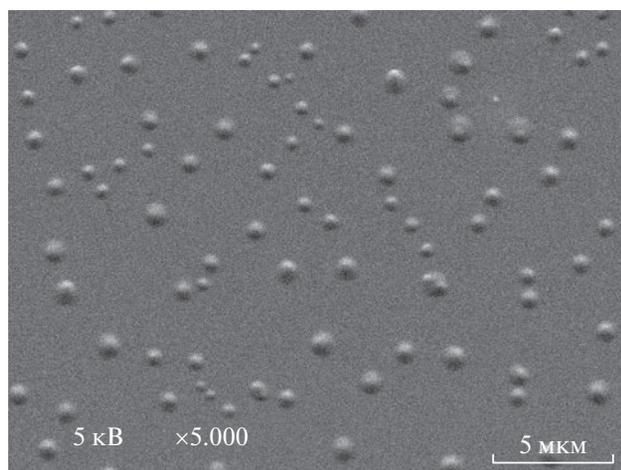


Рис. 3. Φ -кластеры, перешедшие в воду при контакте агрегатов чернозема с водой через хлопчатобумажную ткань в течение 19 ч.

нивающего давления и отсутствием его влияния на водоустойчивость почвенных агрегатов, но оно не отвечает на вопрос о механизме снижения водоустойчивости агрегатов при их контакте с водой.

Для того чтобы объяснить механизм снижения водоустойчивости, мы решили использовать представления о надмолекулярной организации ГВ. Методом малоуглового рассеяния показано [11–13], что частицы ГВ в растворах образуют фрактальные кластеры (Φ -кластеры) размером 100–200 нм. Этим же методом экспериментально установлена фрактальная организация почв различных типов и при помощи туннельной микроскопии показано, что Φ -кластеры из гумусовых веществ являются структурными элементами, лежащими в основе почвенных гелей [4]. Эти гели связывают почвенные частицы в агрегате между собой. Отмечено [4], что при помещении чистых поверхностей в почву на них начинают переходить Φ -кластеры, которые, по-видимому, обладают достаточной подвижностью. Поэтому снижение водоустойчивости агрегатов при их контакте с водой может происходить, если Φ -кластеры способны при контакте с водой почвенных агрегатов переходить в нее, снижая количество связей внутри агрегатов.

Для проверки этого предположения почвенные агрегаты привели в контакт с водой через хлопчатобумажную ткань и выдерживали в течение 19 ч. Затем воду, которая могла содержать Φ -кластеры, разбавили, нанесли на поверхность слюды, высушили и изучили полученные образцы при помощи растрового электронного микроскопа (РЭМ).

На микрофотографии, представленной в качестве примера (рис. 3), хорошо видны Φ -кластеры,

выделившиеся из чернозема. Аналогичные микрофотографии получены для Φ -кластеров, выделившихся из дерново-подзолистой и серой лесной почв.

Из полученных данных следует, что Φ -кластеры, составляющие почвенные гели, способны переходить в контактирующую с ними воду, а водоустойчивость почвенных агрегатов в определенной степени обусловлена Φ -кластерами, являющимися основой почвенных гелей. Сопоставляя эту информацию со сведениями из литературных источников по лабильному (растворимому в воде) гумусу [14, 15], можно предположить, что лабильный гумус, обеспечивающий водоустойчивость почв, может представлять собой Φ -кластеры.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания МГУ №122011800459-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dexter A.R.* Advances in characterisation of soil structure. *Soil Tillage Res.*, 2: 199–239. Dexter A.R., Horn R. and Kemper W. Two mechanisms of age hardening // *J. Soil Sci.* 1988. V. 39. P. 163–175.
2. *Николаева Е.И.* Устойчивость почвенных агрегатов к водным и механическим воздействиям. Дисс. канд. биол. наук. М.: 2016. 104 с.
3. *Verchot L.V., Dutaour L., Shepherd K.D., Albrecht A.* Organic matter stabilization in soil aggregates: Understanding the biogeochemical mechanisms that determine the fate of carbon inputs in soils // *Geoderma*. 2011. 161 (3–4). P. 182–193.
4. *Федотов Г.Н., Добровольский Г.В.* Возможные пути формирования наноструктуры в почвенных гелях // *Почвоведение*. 2012. № 8. С. 908–920.
5. *Дерягин Б.В., Чураев Н.В.* Смачивающие пленки. М.: Наука, 1984. 159 с.
6. *Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Горобец А.В., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Краснов З.П., Литвин Л.Ф., Максимова И.А., Судницын И.И.* Экспериментальное исследование факторов, влияющих на эродруемость почв // *Почвоведение*. 2018. № 3. С. 347–356.
7. *Осипов В.И.* Физико-химическая теория эффективных напряжений в грунтах // *Грунтоведение*. 2013. № 2. С. 3–34.
8. *Милановский Е.Ю.* Гумусовые вещества как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС. 2009. 186 с.
9. *Шеин Е. В., Милановский Е.Ю.* Роль и значение органического вещества в образовании и устойчивости почвенных агрегатов // *Почвоведение*. 2003. № 1. С. 53–61.
10. *Виноградова О.И.* Особенности гидродинамического и равновесного взаимодействия гидрофобных поверхностей. Дисс. докт. физ.-мат. Наук. М.: 2000. 175 с.

11. *Osterberg R., Mortensen K.* Fractal dimension of humic acids. A small angle neutron scattering study // *European Biophysics J.* 1992. V. 21 (3). P. 163–167.
12. *Senesi N., Rizzi F.R., Dellino P., Acquafredda P.* Fractal humic acids in aqueous suspensions at various concentrations, ionic strengths, and pH values. *Colloids and Surfaces A. // Physicochemical and Engineering Aspects.* 1997. V. 127. Iss. 1–3. P. 57–68.
13. *Senesi N., Rizzi F.R., Dellino P., Acquafredda P.* Fractal dimension of humic acids in aqueous suspension as a function of pH and time // *Soil Science Society of Am. J.* 1996. V. 60. № 6. P. 1613–1678.
14. *Козут Б.М.* Принципы и методы оценки содержания трансформируемого органического вещества в пахотных почвах // *Почвоведение*, 2003. № 3. С. 308–316.
15. *Шинкарев А.А., Перепелкина Е.Б.* Содержание и состав гумусовых веществ в водопрочных агрегатах темно-серой лесной почвы // *Почвоведение*, 1997. № 2. С. 165–172.

PHYSICO-CHEMICAL ASPECTS OF SOIL WATER STABILITY

Corresponding Member of the RAS **S. A. Shoba^a, E. V. Shein^a, D. A. Ushkova^a,
T. A. Gracheva^a, O. A. Salimgareeva^a, and G. N. Fedotov^{a,#}**

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

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

The influence of contact with water of soil aggregates of chernozem, sod-podzolic and gray forest soils on their water stability has been studied. It is established that an increase in the contact time of soil aggregates with water leads to a gradual decrease in their water stability. The conducted verification of the effect of salt solutions on the water stability of soil aggregates showed that the loss of water stability of aggregates in contact with water is not directly proportional to the disjoining pressure. It was found that when soil aggregates come into contact with water, fractal clusters of humus particles (F-clusters) are isolated from them. It is suggested that F-clusters, which are the basis of soil gels, determine the physical basis of soil waterproofness.

Keywords: soil aggregates, water stability, disjoining pressure, colloidal chemical model of soils, fractal clusters of humus particles (F-clusters)

УДК 621.039.7

ВЛИЯНИЕ ОРИЕНТАЦИИ АКТИВИЗИРУЮЩИХСЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ НА БЕЗОПАСНОСТЬ СИСТЕМЫ ИЗОЛЯЦИИ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

© 2023 г. В. И. Мальковский^{1,*}, член-корреспондент РАН В. А. Петров¹, В. А. Минаев¹

Поступило 21.09.2022 г.

После доработки 22.09.2022 г.

Принято к публикации 23.09.2022 г.

Методами математического моделирования оценивается влияние активизации тектонических разломов на безопасность пункта окончательной изоляции высокорadioактивных отходов на участке Енисейский (Красноярский край). Используется трехмерная модель переноса радионуклидов подземными водами с учетом неоднородности фильтрационных свойств пород. Рассматриваются разломы различной ориентации. Показано, что формирование новых или активизация древних субмеридиональных разломов не оказывает существенного влияния на скорость распространения радиоактивного загрязнения в подземной среде. Субширотные разломы могут в большей степени влиять на миграцию радионуклидов. Рассматривается возможность ограничения этого влияния за счет искусственного снижения проницаемости пород на относительно коротком участке зоны разлома.

Ключевые слова: атомная энергетика, высокорadioактивные отходы, окончательная изоляция, тектоническая активность, подземные воды, радионуклиды, миграция

DOI: 10.31857/S268673972260196X, EDN: PDDWWH

В связи с ограничениями на выброс парниковых газов и недостаточной пока еще эффективностью возобновляемых источников энергии атомные электростанции в течение ближайших десятилетий останутся важной составляющей мировой энергетики.

Необходимым условием устойчивого развития атомной энергетики является решение проблемы обращения с радиоактивными отходами. В настоящее время в качестве наиболее перспективного способа изоляции высокорadioактивных отходов (ВАО) от биосферы признано их кондиционирование и размещение в подземных пунктах окончательного захоронения на глубине нескольких сотен метров.

В Российской Федерации рассматривается проект создания пункта глубинного захоронения (ПГЗ) ВАО на участке Енисейский Нижнеканского массива (Красноярский край) [1]. Основным механизмом распространения радиоактивного загрязнения от объекта изоляции ВАО – перенос радионуклидов подземными водами. Если за время прохождения загрязненных подземных вод от

ПГЗ ВАО до биосферы концентрация радионуклидов уменьшится ниже предельно допустимого значения вследствие радиоактивного распада и разбавления, то объект может быть признан экологически безопасным. Поскольку в состав ВАО входят долгоживущие радионуклиды, время их миграции от ПГЗ до биосферы должно иметь порядок не менее 10^3 лет. Обоснованный прогноз такого процесса может быть получен только методами математического моделирования.

Расчеты показали, что при существующих условиях объект изоляции ВАО на участке Енисейский, расположенный на глубине 450–525 м, удовлетворяет приведенному выше условию безопасности [1, 2]. Однако необходимо иметь в виду, что существующие гидрогеологические условия на участке Енисейский могут существенным образом измениться вследствие проявлений тектонической активности. За тысячи лет, необходимые для надежной изоляции ВАО от биосферы, вероятность таких событий следует учитывать даже для сейсмически стабильных регионов [3, 4]. Тем более это справедливо для участка Енисейский, расположенного в районе Нижнеканского массива в зоне активного орогенеза [3–7].

Нижнеканский массив представляет собой сложнопостроенный гранитоидный интрузив, вытянутый в направлении с юго-востока на северо-запад, длиной ~60 км и шириной ~30 км и предпо-

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

*E-mail: malk@igem.ru

лагаемой мощностью 5–8 км [6, 8]. Он расположен в узле сочленения структур древней Сибирской платформы, молодой Западно-Сибирской плиты и Западно-Саянской орогенной области [3, 6–8]. Участок Енисейский расположен у западной границы Нижнеканского гранитоидного массива и вмещающих его докембрийских гнейсов [9].

Наиболее древние тектонические события в районе Нижнеканского массива произошли 2000–1800 млн лет назад [8], далее можно выделить три основных стадии проявлений тектономагматической активности: поздний рифей (940–920 и 750–730 млн лет), ранний венд (600–570 млн лет) и поздний ордовик–ранний девон (450–400 млн лет) [8, 10]. С течением времени происходило заполнение полостей разрывных нарушений кварцем, хлоритом, карбонатом, эпидотом, глинистыми минералами [11]. В связи с этим представляется важным, что тектоническая активизация приводила как к образованию новых, так и к обновлению древних разломов. И новообразованные, и омоложенные на новейшем этапе древние разломы сохраняют активность в течение четвертичного периода [3, 8, 12].

Для прогноза тектонических нарушений пород Нижнеканского массива на участках, рассматриваемых для сооружения ПГЗ ВАО, были использованы методы математического моделирования эволюции напряженно-деформируемых состояний пород массива [4, 13–15]. На основании комплексного анализа геолого-геофизических данных, спутниковых наблюдений за скоростями современных движений земной коры и математического моделирования напряженно-деформируемого состояния пород Нижнеканского массива было установлено, что наиболее вероятными являются тектонические смещения в зонах существующих основных разломов [16].

В неотектонической структуре по берегам Енисея ведущая роль принадлежит субмеридиональным разломам [5, 7, 12], которые в районе участка Енисейский ориентированы приблизительно параллельно береговой линии реки Енисей. Влияние субмеридиональных разломов на распространение радиоактивного загрязнения из ПГЗ ВАО исследовалась в [17] методами математического моделирования. На участке предполагаемого размещения ВАО преобладает нисходящее течение подземных вод, характерное для области питания артезианских бассейнов. Было показано, что субмеридиональный разлом фокусирует нисходящее течение подземных вод. Таким образом, разлом утягивает вглубь загрязненные подземные воды, поступающие из ближнего поля могильника. В результате этого образование нового или активизация древнего субмеридионального разлома ведет либо к незначительному увеличению, либо даже к уменьшению концен-

трации радионуклидов в подземных водах, поступающих в биосферу [17].

Однако наряду с субмеридиональными разломами в 2 км от участка Енисейский локализован и Шумихинский разлом, образование которого обусловлено, вероятно, дорифейской стадией тектонической активности. Этот разлом почти ортогонален береговой линии реки Енисей [3, 16]. Согласно распределению меры геодинамической безопасности в районе участка Енисейский, представленной в [16], велика вероятность активизации Шумихинского разлома в результате эволюции напряженно-деформированного состояния пород участка.

В связи с этим целесообразно оценить, какое влияние субширотный разлом, соответствующий положению Шумихинского разлома, оказывает на распространение радионуклидов из ПГЗ ВАО. Такая оценка была проведена расчетным путем для трехмерной модели.

Введем систему декартовых координат $\{x, y, z\}$, где x направлена с запада на восток, y – с юга на север, z – высота над уровнем моря в Балтийской системе.

Компоненты поля скоростей $\{v_x, v_y, v_z\}$ удовлетворяют закону Дарси [18]

$$\begin{aligned} v_x &= -\frac{f}{\rho g} \frac{\partial p}{\partial x}, & v_y &= -\frac{f}{\rho g} \frac{\partial p}{\partial y}, \\ v_z &= -\frac{f}{\rho g} \left(\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g \right), \end{aligned} \quad (1)$$

где p – давление, ρ – плотность подземных вод, g – ускорение силы тяжести, f – коэффициент фильтрации.

Соленость подземных вод на участке мала [1]. Считая, что ВАО поступают в ПГЗ после достаточно длительной выдержки во временных поверхностных хранилищах, тепловыделением в отходах в первом приближении можно пренебречь. Таким образом, ρ постоянна, и уравнение для давления запишется в виде

$$(\nabla, f \nabla p) = 0. \quad (2)$$

Границы области моделирования (рис. 1) – региональные водоразделы, ограничивающие область питания участка Енисейский. Следовательно, на них справедливы нулевые условия Неймана

$$(x, y) \in \Gamma, \quad \frac{\partial p}{\partial n} = 0, \quad (3)$$

где Γ – боковая граница области, $\partial p / \partial n$ – нормальная производная.

Область ограничена снизу слабопроницаемыми породами фундамента, следовательно, на нижней границе также можно задать условия

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g. \tag{4}$$

На верхней границе (депрессионная поверхность) справедливы условия Дирихле вида

$$z = z^{wf}(x, y), \quad p = p_a, \tag{5}$$

где $z^{wf}(x, y)$ – локальная высотная отметка депрессионной поверхности.

С учетом тектонической активности коэффициент фильтрации зависит от времени, т.е. $f = f(t, x, y, z)$. Обозначим коэффициент фильтрации в отсутствие возмущений $f_r(x, y, z)$. Тогда

$$f(t, x, y, z) = \begin{cases} f_r(x, y, z), & \text{если } x < x_f \\ \text{или } x > x_f + \delta_f \text{ или } t < t_f; \\ f_{fz}, & \text{если } x_f < x < x_f + \delta_f \text{ и } t > t_f, \end{cases}$$

где $x = x_f$ – восточная граница субмеридионального разлома, δ_f – мощность зоны разлома, t_f – время образования разлома, f_{fz} – коэффициент фильтрации зоны разлома.

В случае субширотного разлома,

$$f(t, x, y, z) = \begin{cases} f_r(x, y, z), & \text{если } y < y_f \\ \text{или } y > y_f + \delta_f \text{ или } t < t_f; \\ f_{fz}, & \text{если } y_f < y < y_f + \delta_f \text{ и } t > t_f, \end{cases}$$

где $y = y_f$ – южная граница зоны разлома.

Методика определения $f_r(x, y, z)$ по имеющимся данным тестовых откачек описана в [19].

Миграция радионуклидов рассматривалась в приближении адвекционно-дисперсионной модели [18]

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \left[1 + \frac{\rho_r K_d (1 - \Phi)}{\phi} \right] C \right\} + (\vec{V}, \nabla C) = \\ = (\nabla, \mathbf{D} \nabla C) - \kappa \left[1 + \frac{\rho_r K_d (1 - \Phi)}{\phi} \right] C. \end{aligned} \tag{6}$$

Здесь C – массовая концентрация радионуклида в подземных водах, t – время, ρ_r – плотность пород, K_d – коэффициент распределения радионуклида между породами и подземными водами, Φ – пористость пород, \mathbf{D} – тензор дисперсии, $\vec{V} = \vec{v}/\phi$, $\kappa = \ln 2/t_{hl}$ (где t_{hl} – период полураспада радионуклида).

Если обозначить координаты x, y, z как x_1, x_2, x_3 , общее выражение компонент тензора дисперсии имеет вид [18]

$$D_{ij} = (\alpha_L - \alpha_T) \frac{v_i v_j}{v} + \delta_{ij} v \alpha_T,$$

где δ_{ij} символ Кронекера, α_L и α_T – линейные коэффициенты дисперсии.

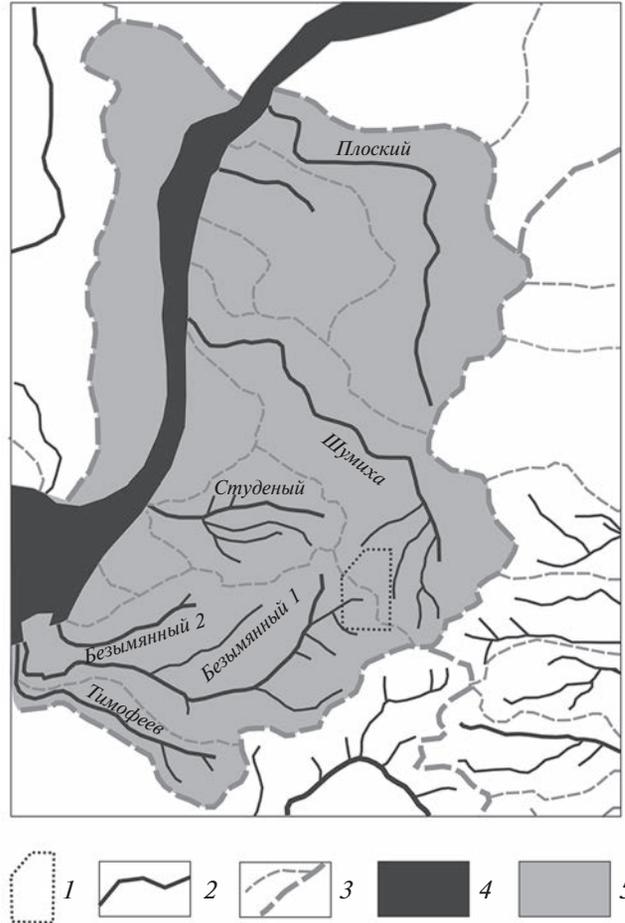


Рис. 1. Область моделирования по [6]. 1 – предполагаемая территория ПГЗ ВАО, 2 – реки и ручьи, 3 – локальные и региональные водоразделы, 4 – пойма Енисея, 5 – область моделирования.

Согласно [20], характерным является отношение коэффициентов дисперсии $\alpha_T/\alpha_L \cong 0.3$. Из натуральных экспериментов следует, что α_L имеют порядок 10 м [21]. Однако это в значительной степени относится к неконсолированным осадочным породам. В плотных кристаллических породах значения α_L, α_T сравнимы по величине и имеют порядок 100–300 м [18]. Поэтому в расчетах принималось $\alpha_L \cong \alpha_T = \alpha = 100$ м.

Коэффициент распределения K_d характеризует задержку миграции радионуклида относительно скорости течения подземных вод. Чем больше K_d , тем меньше отношение скорости миграции радионуклида к скорости течения. Если, наоборот, $K_d = 0$, задержка отсутствует, и скорость миграции радионуклида равна скорости течения. Как показали эксперименты, основная часть актинидов при выщелачивании ВАО может переходить в подземные воды в коллоидной форме [22]. Из экспериментов на образцах пород с участка

следует, что за счет слабой сорбции радиоколлоида на породах скорость актинидов в коллоидной форме может быть приблизительно равна скорости течения [23]. Поэтому в расчетах актиниды рассматривались как нейтральный трассер при $K_d \cong 0$.

Принимались однородные начальные условия для уравнения (5)

$$t = 0, \quad C = 0. \quad (7)$$

Поскольку нормальные составляющие скорости на границах области равны нулю, полагалось, что и дисперсионная составляющая переноса мала, и нормальные составляющие градиента концентрации на границах равны нулю

$$\frac{\partial C}{\partial n} = 0. \quad (8)$$

Следует учитывать, что радионуклиды поступают в подземные воды в результате выщелачивания ВАО. Следовательно, в отличие от задачи гидродинамики для уравнения (6) необходимо задать условия на границе загруженной части ПГЗ. В качестве консервирующей матрицы основной части витрифицированных ВАО в Российской Федерации использовались натрий-алюмофосфатные стекла. Взаимодействие стекла, как и большей части аморфных веществ, с подземными водами может описываться кинетическими соотношениями. Однако содержание Na–Al–P-стекла во временных хранилищах при повышенных температурах и влажности воздуха более 66% может привести к полной раскристаллизации матрицы [22]. В этом случае экстрагирование радионуклидов из ВАО определяется равновесными концентрациями кристаллических фаз матрицы в подземных водах и содержанием радионуклидов в каждой фазе. Следовательно, на границе ПГЗ ВАО можно записать условия Дирихле в виде

$$(x, y, z) \in \Gamma_s, \quad C = C_0 \exp(-\kappa t), \quad (9)$$

где Γ_s – граница загруженной части ПГЗ, C_0 – константа, зависящая от равновесных концентраций кристаллических фаз измененного Na–Al–P-стекла в подземных водах и содержания радионуклида в каждой фазе.

Уравнение (2) при условиях (4)–(5) решалось конечно-разностным методом последовательной верхней релаксации, а уравнение (6) интегрировалось по времени с учетом условий (7)–(9) методом переменных направлений по схеме Дугласа [24]. Расчеты проводились для ^{241}Am – долгоживущего актинида, содержащегося в значительных количествах в радиоактивных отходах, образующихся при использовании PUREX-технологии переработки облученного ядерного топлива.

Результаты численного моделирования показали, что формирование нового или активизация

древнего субмеридионального разлома не приводит к существенному ускорению миграции радионуклида. Разлом фокусирует нисходящий поток регионального течения подземных вод и увлекает загрязненные воды вниз. Вследствие этого время миграции радионуклида от ПГЗ ВАО до биосферы либо незначительно увеличивается, либо даже уменьшается в зависимости от расстояния между разломом и ПГЗ. Это полностью согласуется с результатами, полученными ранее при использовании более простой двумерной профильной модели [17].

Совершенно иные результаты получены в случае субширотно ориентированного разлома. На рис. 2 показано перемещение загрязненных подземных вод в зоне разлома, положение которого приблизительно соответствует древнему Шумихинскому разлому, активизировавшемуся через 1000 лет после загрузки ВАО в ПГЗ ($t_f = 1000$ лет). К моменту активизации разлома край загрязненного объема подземных вод уже достиг его зоны. За счет способности разлома фокусировать течение подземных вод и большей проницаемости пород зона разлома втягивает загрязненные подземные воды и сравнительно быстро переносит их к зоне разгрузки в реку Енисей. Следует, однако, иметь в виду, что концентрация загрязнения при этом существенно снижается, поскольку разлом фокусирует не только загрязненные, но и чистые подземные воды из северо-восточной части области питания рассматриваемого бассейна. Наряду с этим представляется возможным снизить даже эти негативные последствия тектонической активности за счет, например, закачки в зону разлома раствора быстро полимеризующегося вещества, снижающего проницаемость пород на участке закачки. На рис. 3 показано, как изменяется в этом случае характер распространения загрязнения по зоне разлома. Как показывают результаты моделирования, такая защитная мера представляется сравнительно эффективной.

Трехмерное моделирование миграции радионуклидов из подземного объекта изоляции ВАО на участке Енисейский показало, что возникновение новых или активизация древних субмеридиональных тектонических разломов не ведет к значительной интенсификации распространения радиоактивного загрязнения в подземной среде. При некоторых значениях расстояния между разломом и объектом наличие активного субмеридионального разлома может даже несколько замедлить миграцию радионуклидов.

Формирование или активизация субширотных разломов может привести к относительно быстрому (в течение нескольких лет) движению достигших разлома загрязненных подземных вод к зоне их разгрузки в реку Енисей. Однако при

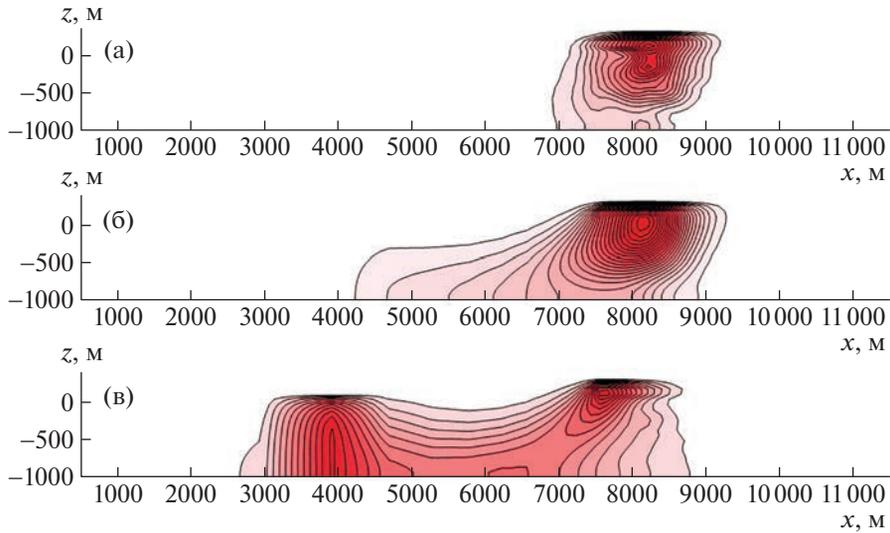


Рис. 2. Движение загрязненных подземных вод в зоне субширотного разлома, активизировавшегося через 1000 лет после загрузки ВАО в подземный объект. Положение разлома приблизительно соответствует средней широтной координате Шумихинского разлома. а – загрязнение в момент активизации разлома; б – загрязнение через год после активизации разлома; в – загрязнение через 2 года после активизации разлома.

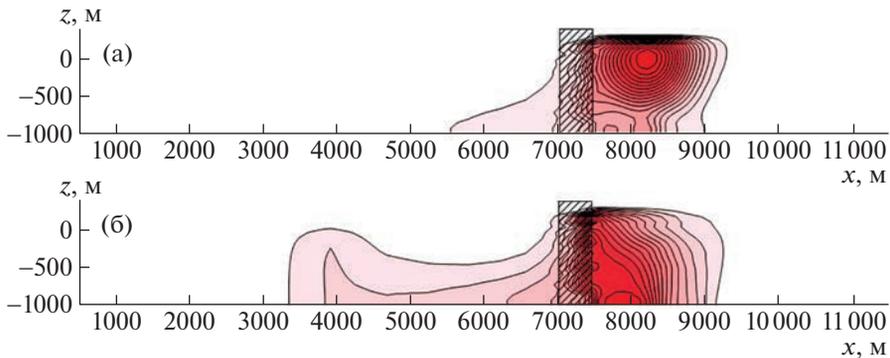


Рис. 3. Движение загрязненных подземных вод в зоне субширотного разлома, активизировавшегося через 1000 лет после загрузки ВАО в подземный объект, в случае закачки полимеризующейся жидкости в зону разлома на одном из участков. Положение разлома приблизительно соответствует средней широтной координате Шумихинского разлома. Начальное положение загрязнения в момент активизации разлома показано на рис. 2 а; а – загрязнение через год после активизации разлома; б – загрязнение через 2 года после активизации разлома.

этом происходит существенное их разбавление чистыми подземными водами, поступающими в разлом из северо-восточной части области питания, ограниченной региональными водоразделами.

Следует отметить, что при моделировании рассматривался наименее благоприятный случай, когда радионуклид является нейтральным трассером, т.е. его задержка за счет сорбции на вмещающих породах полностью отсутствует. В действительности распространение радиоактивного загрязнения в подземной среде будет

происходить значительно медленнее, так как скорость миграции радионуклидов в ионной форме существенно уменьшится за счет сорбции на породах, а их перенос в высокоподвижной коллоидной форме будет ограничен механической задержкой радиоколлоида в порово-трещинных каналах пород.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по совместному проекту РФФИ № 20-55-12009 и DFG INFRA (NA1528/2-1, MA4450/5-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кочкин Б.Т., Мальковский В.И., Юдинцев С.В.* Научные основы оценки безопасности геологической изоляции долгоживущих радиоактивных отходов (Енисейский проект). М.: ИГЕМ РАН, 2017. 384 с.
2. *Кочкин Б.Т., Мальковский В.И.* Количественная оценка долгосрочной эволюции условий миграции радионуклидов из могильника на участке Енисейский (Красноярский край) // *Геоэкология*. 2016. № 5. С. 401–411.
3. *Katnev E.N., Morozov V.N., Tatarinov V.N., Kaftan V.I.* Geodynamic aspects of investigation s in underground research laboratory (Nizhnekansk massif) // *Eurasian Mining*. 2018. No 2. P. 11–14.
4. *Татаринов В.Н., Морозов В.Н., Колесников И.Ю. и др.* Устойчивость геологической среды как основа подземной безопасной подземной изоляции радиоактивных отходов и отработавшего ядерного топлива // *Надежность и безопасность энергетики*. 2014. № 1. С. 25–29.
5. *Лобацкая Р.М.* Неотектоническая разломно-блоковая структура зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 2. С. 141–150.
6. *Татаринов В.Н., Морозов В.Н., Кафтан А.И., Маневич А.И.* Современная геодинамика южной части Енисейского кряжа по результатам спутниковых наблюдений // *Геофизические исследования*. 2018. Т. 19. № 4. С. 64–79.
7. *Tatarinov V.N., Kaftan V.I., Seelev I.N.* Study of the present-day geodynamics of the Nizhnekansk massif for safe disposal of radioactive wastes // *Atomic Energy*. 2017. V. 121. No 3. P. 203–207.
8. *Белов С.В., Морозов В.Н., Татаринов В.Н. и др.* Изучение строения и геодинамической эволюции Нижнеканского массива в связи с захоронением высокоактивных радиоактивных отходов // *Геоэкология*. 2007. № 3. С. 248–266.
9. *Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Кафтан В.И., Маневич А.И.* Подземная исследовательская лаборатория: геодинамические и сеймотектонические аспекты безопасности // *Радиоактивные отходы*. 2018. № 3. С. 16–29.
10. *Морозов В.Н., Расторгуев А.В., Неуважаев Г.Д.* Оценка состояния геологической среды участка Енисейский (Красноярский край) // *Радиоактивные отходы*. 2019. № 4. С. 46–62.
11. *Петров В.А., Полуэктов В.В., Хаммер Й.Р., Цулауф Г.* Исследование минеральных и деформационных преобразований горных пород Нижнеканского массива в целях определения их удерживающей способности при геологическом захоронении и изоляции радиоактивных отходов // *Горный журнал*. 2015. № 10. С. 67–77.
12. *Лукина Н.В.* Активные разломы зоны сочленения Сибирской платформы и Алтае-Саянской орогенной области // *Бюлл. Моск. общ. испытателей природы. Отд. геол.* 1996. Т. 71. Вып. 5. С. 25–32.
13. *Морозов В.Н., Колесников И.Ю., Белов С.В., Татаринов В.Н.* Напряженно-деформируемое состояние Нижнеканского гранитоидного массива – района возможного захоронения радиоактивных отходов // *Геоэкология*. 2008. № 3. С. 232–243.
14. *Морозов В.Н., Колесников И.Ю., Татаринов В.Н.* Моделирование уровней опасности напряженно-деформированного состояния в структурных блоках Нижнеканского гранитоидного массива (к выбору участков захоронения радиоактивных отходов) // *Геоэкология*. 2011. № 6. С. 524–542.
15. *Татаринов В.Н., Морозов В.Н., Каган А.И.* Моделирование напряжений и направлений фильтрации подземных вод при выборе участков для подземной изоляции радиоактивных отходов // *Горный информационно-аналитический бюллетень*. 2014. № 6. С. 243–249.
16. *Гвишиани А.Д., Татаринов В.Н., Кафтан В.И. и др.* ГИС-ориентированная база данных для системного анализа и прогноза геодинамической устойчивости Нижне-Канского массива // *Исследования Земли из космоса*. 2021. № 1. С. 53–66.
17. *Мальковский В.И.* Оценка тектонического воздействия на изоляцию радиоактивных отходов в подземных хранилищах // *Атомная энергия*. 2021. Т. 130. № 3. С. 158–164.
18. *de Marsily G.* Quantitative hydrogeology. Orlando, Florida: Academic Press, 1986. 440 p.
19. *Мальковский В.И., Озерский А.Ю.* Стохастическая фильтрационная модель вмещающих пород подземного хранилища радиоактивных отходов по данным пакерных тестов // *Материалы 15-й Международ. конф. “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле”* (Москва, 29 сентября–1 октября. 2014). М.: ИГЕМ РАН. 2014. С. 159–162.
20. *Freeze R.A., Cherry J.A.* Groundwater. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1979. 604 p.
21. *Фрид Ж.* Загрязнение подземных вод / Пер. с англ. под ред. Мироненко В.А., Рошала А.А. М.: Недра, 1981. 304 с.
22. *Malkovsky V.I., Yudinsev S.V., Aleksandora E.V.* Influence of Na-Al-Fe-P glass alteration in hot non-saturated vapor on leaching of vitrified radioactive wastes in water // *Journal of Nuclear Materials*. 2018. V. 518. P. 212–218.
23. *Мальковский В.И., Юдинцев С.В., Александрова Е.В.* Выщелачивание имитаторов радиоактивных отходов из стеклообразной матрицы и изучение миграции продуктов выщелачивания в гнейсах // *Радиохимия*. 2018. Т. 60. № 6. С. 551–557.
24. *Роуч П.* Вычислительная гидродинамика. М.: Мир, 1980. 616 с.

INFLUENCE OF ORIENTATION OF ACTIVATING TECTONIC FAULTS ON SAFETY OF A SYSTEM OF ISOLATION OF RADIOACTIVE WASTE

V. I. Malkovsky^{a,#}, Corresponding Member of the RAS V. A. Petrov^a, and V. A. Minaev^a

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

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

Methods of mathematical modeling were used for estimating an influence of tectonic faults activation of safety of a facility for final isolation of high-level radioactive waste at the site Yeniseiskiy (Krasnoyarsk region) by methods of mathematical modeling. A 3–D model of radionuclides transport by groundwater was considered taking into account a heterogeneity of rock permeability. Faults of different orientation were considered. We showed that a formation of new near-meridional faults or an activation of ancient ones did not exert a substantial influence on velocity of radioactive pollution propagation in underground medium. Near-latitudinal faults can affect the radionuclides to a more extent. We considered a possibility to confine this influence due to a technogeneouse decrease of rock permeability within a relatively short interval of the fault zone.

Keywords: nuclear power engineering, high-level radioactive waste, final isolation, tectonic activity, groundwater, radionuclides, migration