СОДЕРЖАНИЕ

Том 506, номер 1, 2022

ГЕОЛОГИЯ

Возраст и термальная история эклогитов тулепсайского комплекса Восточных Мугоджар (Западный Казахстан)

А. В. Рязанцев, Б. Г. Голионко, А. Б. Котов, А. В. Скобленко, М. В. Стифеева, Ю. В. Плоткина, Е. Б. Сальникова, М. Ю. Корешкова, Ф. Мачев 5

Нижнеордовикский островодужный комплекс Северного Казахстана: обоснование возраста и особенности состава

А. А. Третьяков, К. Е. Дегтярев 14

Новые данные о раннерифейском возрасте (U–Pb, SHRIMP-II) кислых и основных эффузивов Финского залива (О. Соммерс, Россия)

Е. Н. Терехов, С. Г. Скублов, А. Б. Макеев, Ю. А. Морозов, Е. В. Левашова, А. А. Юрманов 22

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Структурно-гидродинамическая организация и особенности функционирования рудообразующей системы Au–Q-месторождения Ирокинда (СВ Забайкалье)

К. Ю. Мурашов, Т. М. Злобина, В. А. Петров, А. А. Котов 32

ГЕОХИМИЯ

Детализация взаимодействия $CaCO_3$ с Fe при 4 ГПа и 1400–1500°C

Е. И. Жимулев, В. М. Сонин, А. А. Чепуров, А. И. Чепуров, Н. П. Похиленко 38

МИНЕРАЛОГИЯ

Минералогия перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхнемунское поле, Сибирский кратон)

И. В. Яковлев, В. Г. Мальковец, А. А. Гибшер, А. М. Дымшиц, Д. В. Кузьмин, В. А. Даниловская, М. В. Милаушкин, Н. П. Похиленко, Н. В. Соболев 43

ВУЛКАНОЛОГИЯ

Базальтовые лавы толеитовой и щелочной серий вулканов Ван-Тянь и Чанбайшань (Северо-Восточный Китай): к вопросу о последовательности их излияний и генетической взаимосвязи

О. А. Андреева, В. В. Ярмолюк, В. М. Саватенков, И. А. Андреева, В. А. Лебедев, Дж.-Ч. Джи, С. Жоу 50

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Новые данные о *Sibirotitan*, титанозавриформном завроподе из раннего мела Западной Сибири

А. О. Аверьянов, А. В. Лопатин 60

ГЕОФИЗИКА

Радиолокационное обнаружение аномальной динамики бугров пучения
на примере Ямальского бугра/кратера 2020 г.

В. Г. Бондур, Т. Н. Чимитдоржиев, И. И. Кирбижекова, А. В. Дмитриев 65

Первые результаты тепловизионной съемки геологических объектов на Байкале
с использованием квадрокоптера

О. В. Лунина, А. А. Гладков 73

СЕЙСМОЛОГИЯ

Активные разломы и поверхностные разрывы позднеголоценовых землетрясений
в обрамлении Кокоринской впадины (Горный Алтай, Россия)

Е. В. Деев, В. Е. Крживоблоцкая, А. П. Бородовский, А. Л. Энтин 79

ОКЕАНОЛОГИЯ

Динамика карбонатных характеристик вод Карского моря в позднеосенний сезон 2021 г.

И. И. Пипко, С. П. Пугач, И. П. Семилетов 86

Признаки субаэральных условий осадконакопления в голоценовых отложениях Азовского моря

Г. Г. Матишов, В. В. Польшин, В. В. Титов 92

ГЕОГРАФИЯ

Липидные компоненты почв сухостепных ландшафтов Селенгинского среднегорья

Е. П. Никитина, Е. Ц. Пинтаева, Л. Д. Раднаева, Л. Б. Буянтуева, А. К. Тулохонов 98

Первые реконструкции ландшафтно-климатических изменений
в центральной части Окинского плато (Восточный Саян) в среднем-позднем голоцене

Е. В. Безрукова, С. А. Решетова, Е. В. Волчатова, М. И. Кузьмин 104

Соединение Ладожского озера с Балтийским морем в позднем голоцене –
новые палеолимнологические данные

Д. Д. Кузнецов, Д. А. Субетто, А. В. Лудикова 111

Поле скорости экваториального течения Ломоносова по данным измерений 2021 и 2022 г.

О. А. Зуев, Е. Г. Морозов, В. Г. Нейман 117

CONTENTS

Vol. 506, no. 1, 2022

Age and Thermal History of the Eclogites From Tulepsay Complex, Eastern Mugodzhary (Western Kazakhstan)

A. V. Ryazantsev, B. G. Golionko, A. B. Kotov, A. V. Skoblenko, M. V. Stifeeva, Yu. V. Plotkina, E. B. Salnikova, M. Yu. Koreshkova, and Ph. Machev 5

Lower Ordovician Island-Arc Complex of Northern Kazakhstan: Substantiation of Age and Features of Composition

A. A. Tretyakov and K. E. Degtyarev 14

New Data on the Early Riphean Age (U-Pb, SHRIMP-II) of Acid and Basic Effusives of the Gulf of Finland (Sommers Island, Russia)

E. N. Terekhov, S. G. Skublov, A. B. Makeyev, Yu. A. Morozov, E. V. Levashova, and A. A. Yurmanov 22

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Structural–Hydrodynamic Organization and Functioning of the Ore-Forming System of the Irokinda Au Deposit (North-East Transbaikalia)

K. Yu. Murashov, T. M. Zlobina, V. A. Petrov, and A. A. Kotov 32

GEOCHEMISTRY

The Details of Interaction between $CaCO_3$ and Fe 4 at 4 GPa and 1400–1500°C

E. I. Zhimulev, V. M. Sonin, A. A. Chepurov, A. I. Chepurov, and N. P.Pokhilenko 38

MINERALOGY

Mineralogy of Peridotite Xenoliths from the Komsomol'skaya-Magnitnaya Kimberlite Pipe (Upper Muna Field, Siberian Craton)

I. V. Yakovlev, V. G. Malkovets, A. A. Gibsher, A. M. Dymshits, D. V. Kuzmin, V. A. Danilovskaya, M. V. Milaushkin, N. P. Pokhilenko, and N. V. Sobolev 43

VOLCANOLOGY

Tholeiitic and Alkaline Basaltic Lavas of Wang-tian'e and Changbaishan Volcanoes (North-Eastern China): Timing And Ge-netic Relationship

O. A. Andreeva, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk, V. M. Savatenkov, I. A. Andreeva, V. A. Lebedev, J.-Q. Ji3, and X. Zhou 50

PALEONTOLOGY

New Data on Sibirotitan, Titanosauriform Sauropod from the Early Cretaceous of Western Siberia

A. O. Averianov and A. V. Lopatin 60

GEOPHYSICS

Radar Detection of Anomalous Dynamics of Perennial Heaving Mounds. 2020 Yamal Mound/crater Case Study

V. G. Bondur, T. N. Chimitdorzhiev, I. I. Kirbizhekova, and A. V. Dmitriev 66

First Results of Thermal Survey of Geological Objects in Baikal Using a Quadrocopter

O. V. Lunina and A. A. Gladkov 73

SEISMOLOGY

Active Faults and Late Holocene Surface Rupturing Earth-Quakes in the Kokorya Basin (Gorny Altai, Russia)

E. V. Deev, V. E. Krzhivoblotskaya, A. P. Borodovskiy, and A. L. Entin 79

OCEANOLOGY

Dynamics of Carbonate Characteristics of the Kara Sea Waters in the Late Autumn Season 2021

I. I. Pipko, S. P. Pugach, and I. P. Semiletov 86

Features of Subaeral Sedimentation in the Holocene Sediments of the Sea of Azov

G. G. Matishov, V. V. Polshin, and V. V. Titov 92

GEOGRAPHY

Lipid Components of the Soils in Dry-Steppe Landscapes of the Selenga Mountains

E. P. Nikitina, E. Ts. Pintaeva, L. D. Radnaeva, L. B. Buyantueva, and A. K. Tulokhonov 98

First Reconstructions of Vegetation and Climate Changes in the Central Part of the Oka Plateau (East Sayan Mountains) in the Middle-Late Holocene

E. V. Bezrukova, S. A. Reshetova, E. V. Volchatova, and M. I. Kuzmin 104

The Connection Between Lake Ladoga and the Baltic Sea in the Late Holocene—New Palaeolimnologica Data

D. D. Kuznetsov, D. A. Subetto, and A. V. Ludikova 111

Velocity Field of the Equatorial Lomonosov Current Based on the Measurements in 2021–2022

O. A. Zuev, E. G. Morozov, and V. G. Neiman 117

EDN: WPCXQJ
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 5–13

ГЕОЛОГИЯ

УДК 549.08:550.4.02

ВОЗРАСТ И ТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ ЭКЛОГИТОВ ТУЛЕПСАЙСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНЫХ МУГОДЖАР (ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2022 г. А. В. Рязанцев[1,*], Б. Г. Голионко[1], член-корреспондент РАН А. Б. Котов[2], А. В. Скобленко[1], М. В. Стифеева[2], Ю. В. Плоткина[2], Е. Б. Сальникова[2], М. Ю. Корешкова[3], Ф. Мачев[4]

Поступило 23.05.2022 г.
После доработки 01.06.2022 г.
Принято к публикации 02.06.2022 г.

В Восточно-Мугоджарской зоне среди толщи амфиболитов находятся линзы эклогитов (тулепсайский комплекс), сформированных на пике метаморфизма $P = 15$ кбар, $T = 700–750°C$, испытавших декомпрессию при 12 кбар (гранулитовая фация метаморфизма). Отсутствие значимой разницы между возрастом цирконов, образовавшихся, как мы полагаем, в условиях эклогитовой фации метаморфизма (374 ± 4 млн лет) на глубинах 50–60 км (?) и возрастом их оболочек (372 ± 6 млн лет), образование которых, скорее всего, связано с изотермическим падением давления до 12 кбар (25–35 км?), может указывать на быстрый подъем эклогитов со значительных глубин. Рутил, выделенный из эклогитов, отражает более поздний этап преобразования породы при 630–690 ± 40°C, значение его U–Pb-возраста соответствует 360 ± 2 млн лет. Максютовский эклогит-глаукофансланцевый и тулепсайский комплексы являются близкими по возрасту структурными аналогами, слагая нижние аллохтоны на разных крыльях Магнитогорской синформы. Комплексы сформированы в близкой геодинамической обстановке коллизии дуга–континент.

Ключевые слова: метаморфизм, эклогиты, гранулиты, U–Pb-возраст, циркон, рутил, скорость эксгумации, Урал, Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739722600916

На западе Восточно-Мугоджарской зоны Восточно-Уральской мегазоны находится Талдыкская антиформа, перекрытая на западе аллохтоном Магнитогорской синформы, а на востоке комплексами Балкымбайского грабена (рис. 1). В строении Талдыкской антиформы принимают участие метаморфические породы южномугоджарской и талдыкской серий [1, 3–6]. Южномугоджарская серия представлена мигматизированными амфиболитами, биотитовыми гнейсами и эклогитами. Некоторые авторы относят амфиболиты и эклогиты этой серии к тулепсайскому комплексу. Талдыкская серия сложена кварцитами, кварц-слюдяными и кианитовыми сланцами, гнейсами и лептинитами. Узкие линейные тела на западе района на площади распространения талдыкской серии представлены ультрабазитами с линзами эклогитоподобных гранатовых амфиболитов [3, 8]. Возраст южномугоджарской и талдыкской серий рассматривается как рифейский [3, 6].

Для определения возраста эклогитов тулепсайского комплекса и их последующих метаморфических преобразований нами были выполнены геохронологические исследования.

Эклогиты тулепсайского комплекса наблюдаются в виде согласных тел мощностью 0.5–1.5 м среди амфиболитов южномугоджарской серии. По химическому составу амфиболиты отвечают низко- и умеренно-калиевым базальтам и андезибазальтам толеитовой серии. Эклогиты отличаются от них меньшими содержаниями K_2O, SiO_2, P_2O_5 (табл. 1). Распределение редкоземельных элементов в эклогитах имеет слабодифференцированный характер (La_n/Yb_n = 0.7–2.0). Состав эклогитов близок к N-MORB с признаками коровой контаминации.

Главными минералами эклогитов являются гранат, амфибол (магнезиогастингсит, паргасит), клиноцоизит, плагиоклаз, рутил и кварц (рис. 2). Омфацит ($Jd_{24–39}$) сохраняется только в виде реликтов и в большинстве случаев замещен сим-

[1] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[3] *Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[4] *Sofia University St. Kliment Ohridski, Sofia, Bulgaria*
**E-mail: avryazan51@mail.ru*

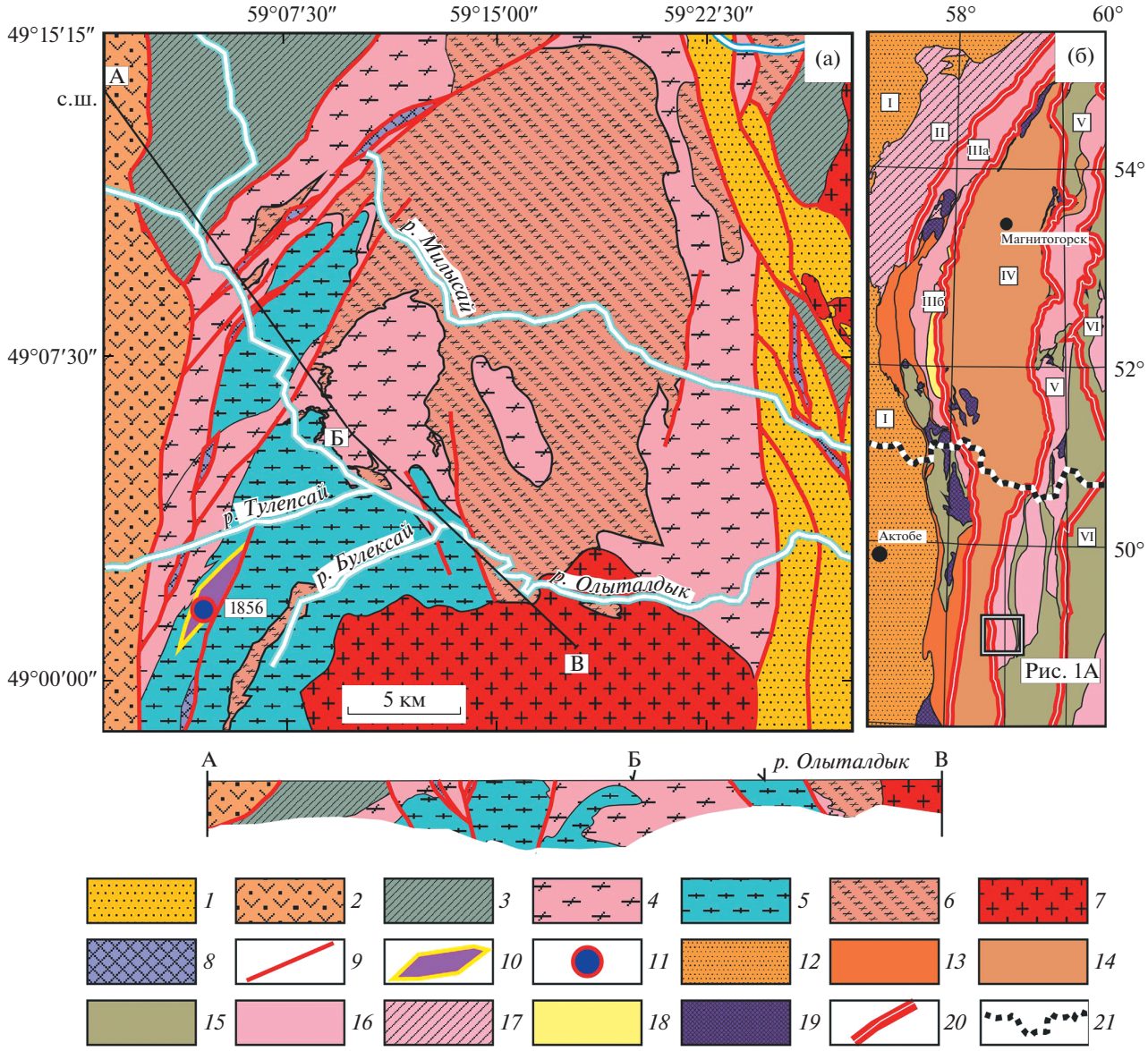

Рис. 1. Положение эклогитов в структуре Талдыкской антиформы, по [6] с изменениям (А) и схема основных структур Южного Урала (Б). *1* – нижне-среднепалеозойские карбонатные, терригенно-кремнистые и вулканогенные толщи Балкымбайского грабена, *2* – девонские вулканогенные толщи и комплекс параллельных даек Западно-Мугоджарской зоны; *3* – борлинская и мамбеткульская свиты нерасчлененные, нижний палеозой (?), углеродистые сланцы, кварциты, филлиты; *4* – талдыкская серия, верхний рифей-венд (?), кварциты, кварц-мусковитовые сланцы, кианитовые сланцы, двуслюдяные гнейсы; *5* – южномугоджарская серия, рифей(?), амфиболиты, эклогиты; *6* – милысайский комплекс, венд-ранний кембрий(?), гранито-гнейсы; *7* – ащисайский комплекс, средний карбон, биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; *8* – ультрабазиты; *9* – разрывные нарушения; *10* – зона с эклогитами среди амфиболитов; *11* – проба эклогитов 1856 (координаты – 49°01′49.2″ с.ш., 59°04′23.0″ в.д.); На схеме (Б): *12* – флиш, молассы и карбонатные отложения нижнего карбона–верхней перми; *13* – граувакковый флиш верхнего девона–нижнего карбона; *14* – вулканогенные и карбонатные комплексы среднего–верхнего палеозоя; *15* – вулканогенные терригенные и карбонатные комплексы нижнего–верхнего палеозоя; *16* – докембрийские и палеозойские метаморфические комплексы; *17* – докембрийские и палеозойские комплексы метаморфизованные; *18* – рифейские и вендские комплексы; максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс; *19* – офиолиты и серпентинитовые меланжи; *20* – границы структурных зон; *21* – государственная граница Российской Федерации на севере и Республики Казахстан на юге. На рис. 1 Б прямоугольником показано положение территории рис. 1 А. В квадратах показаны номера структур: I – Предуральский краевой прогиб, II – Башкирский мегантиклинорий, западная часть, III – Башкирский мегантиклинорий, восточная часть, IIIб – зона Уралтау, IV – Магнитогорская мегазона, V – Восточно-Уральская мегазона, VI – Зауральская мегазона.

Таблица 1. Химические составы эклогитов и амфиболитов Тулепсайского комплекса

Образец	1856	1858/3	1959/3	1867/3	1874/2	1960	1858/1	1962/1	1963	1968/1
Породы	E	E	E	GrA	GrA	GrA	A	A	A	A
SiO_2	50.63	45.27	47.06	43.82	55.59	53.15	44.74	52.03	54.91	48.04
TiO_2	1.53	1.03	1.85	1.01	0.70	1.93	1.26	0.55	0.39	2.06
Al_2O_3	12.05	13.04	12.75	14.99	16.99	8.86	18.62	15.54	14.05	15.72
Fe_2O_3	7.97	7.78	5.39	7.72	5.46	11.35	8.24	4.49	4.21	3.55
FeO	9.38	8.37	8.81	6.71	5.22	12.72	6.86	5.68	7.16	9.25
MnO	0.29	0.25	0.20	0.33	0.15	0.16	0.30	0.21	0.27	0.20
MgO	4.68	9.05	6.88	5.15	3.03	2.26	3.77	4.62	5.93	5.20
CaO	8.85	10.39	11.95	15.66	6.36	5.71	9.29	8.85	8.32	9.79
K_2O	0.05	0.37	0.21	0.68	0.73	0.19	0.93	1.18	0.48	0.86
Na_2O	3.10	2.71	3.17	1.91	3.83	1.03	3.64	4.14	2.45	3.27
P_2O_5	0.28	0.25	0.20	0.20	0.17	0.87	0.56	0.69	0.09	0.36
loi	0.16	0.56	0.96	1.08	1.19	0.95	1.05	1.20	0.80	0.97
Sum	98.96	99.06	99.42	99.26	99.41	99.18	99.24	99.17	99.06	99.26
Li	6.7	9.8	7.6	8.9	6.0	3.0	14.8	4.4	9.2	6.8
Be	0.82	1.1	1.3	1.0	1.7	0.57	0.69	1.3	0.79	1.2
Sc	54.3	50.2	47.0	47.0	29.5	63.2	37.7	39.3	56.7	46.3
V	392	297	371	276	222	64.6	184	227	256	243
Cr	78.7	399	166	654	60.0	10.1	1105	214	191	279
Co	45.5	58.3	40.9	41.1	25.9	21.6	50.1	28.0	37.0	53.3
Ni	17.2	98.5	58.2	127	27.0	5.7	262	45.0	46.6	128
Cu	30.1	76.9	29.3	119	14.1	38.6	14.2	110	-	46.3
Zn	78.1	132	98.1	167	92.9	117	136	109	121	82.9
Ga	15.4	18.5	18.2	15.8	20.1	15.6	11.7	13.9	14.5	18.7
As	4.5	0.51	3.8	3.6	2.6	3.6	1.4	3.2	2.2	2.3
Rb	1.1	5.2	3.0	19.3	15.7	2.1	3.1	16.0	4.7	15.8
Sr	84	275	150	598	410	96.3	205	440	171	391
Y	33.7	26.7	41.1	18.9	22.9	63.6	10.2	20.7	12.4	43.8
Zr	11.2	10.8	14.3	23.2	6.5	28.2	9.1	10.9	9.3	14.4
Nb	3.0	0.69	3.6	3.8	1.4	6.4	0.43	4.2	0.82	13.9
Mo	1.2	0.84	0.21	1.2	1.4	0.81	0.70	0.48	0.24	0.53
Cs	0.037	0.16	0.12	0.17	0.17	0.056	0.23	0.13	0.10	0.094
Ba	20.1	46.2	17.2	74.7	97.2	16.0	40.4	325	223	164
La	3.2	7.5	6.7	7.9	10.8	13.6	2.6	9.8	3.0	10.0
Ce	8.4	21.7	18.4	17.4	25.4	33.3	6.5	26.2	6.9	25.3
Pr	1.3	3.4	2.7	2.4	3.2	5.4	0.90	3.3	1.0	3.8
Nd	6.4	17.6	14.9	10.7	15.0	25.6	4.5	15.9	4.5	20.0
Sm	2.1	4.6	4.8	2.8	3.9	7.7	1.3	3.7	1.3	6.2

Таблица 1. Окончание

Образец	1856	1858/3	1959/3	1867/3	1874/2	1960	1858/1	1962/1	1963	1968/1
Породы	E	E	E	GrA	GrA	GrA	A	A	A	A
Eu	0.85	1.4	1.9	1.3	1.4	3.5	0.56	1.1	0.7	2.5
Gd	3.4	5.1	7.1	3.3	4.4	10.3	1.8	3.8	1.8	7.8
Tb	0.60	0.72	1.1	0.48	0.63	1.6	0.25	0.51	0.25	1.2
Dy	4.7	4.4	7.2	3.0	3.9	10.6	1.6	3.4	1.8	7.4
Ho	1.1	0.93	1.4	0.66	0.79	2.3	0.34	0.72	0.41	1.4
Er	3.6	2.7	4.5	2.0	2.3	6.9	1.1	2.2	1.4	4.3
Tm	0.49	0.37	0.60	0.28	0.30	1.0	0.14	0.33	0.22	0.62
Yb	3.4	2.7	4.5	2.0	2.2	7.7	1.0	2.3	1.8	4.2
Lu	0.47	0.36	0.62	0.31	0.30	1.1	0.15	0.33	0.26	0.59
Hf	0.45	0.59	0.68	0.87	0.31	0.75	0.38	0.54	0.42	0.84
Ta	0.16	0.038	0.25	0.16	0.094	0.39	0.02	0.27	0.044	0.71
Pb	0.55	3.4	3.6	14.6	4.2	1.3	4.1	4.5	1.5	2.7
Th	0.44	0.47	0.72	0.62	2.3	2.6	0.28	1.0	1.0	1.0
U	0.15	0.24	0.30	0.42	0.31	1.0	0.37	0.57	0.17	0.24

Породообразующие оксиды (вес. %) определены в Лаборатории химических и аналитических исследований Геологического института РАН, редкоземельные и рассеянные элементы (ppm) – в Аналитическом Центре сертификации Института микроэлектроники и технологии ультрачистых материалов РАН. Породы: E – эклогит, GrA – гранатовый амфиболит, A – амфиболит.

плектитовыми срастаниями диопсида и олигоклаза. Акцессорные минералы эклогитов представлены цирконом.

Гранат образует зональные порфиробласты размером 0.6–1 мм. Во внутренних частях порфиробластов он имеет состав $Prp_{23–33}Alm_{49–52}Sps_{1.8–2}Adr_4Grs_{19–25}$, а в каймах – $Prp_{20}Alm_{44–52}Sps_{1.8–2}Adr_{5–3}Grs_{26–21}$. Исходя из предположения о равновесности омфацита и магнезиального граната из “ядер” порфиробластов, по геотермобарометрам [7, 14] рассчитаны максимальные параметры метаморфизма эклогитов, которые составляют $P = 15$ кбар, $T = 700–750°C$. Расчеты для низкомагнезиальных кайм граната и диопсида из симплектитовых срастаний указывает на то, что эклогиты, возможно, испытали изотермическое преобразование при снижении давления до 12 кбар.

U–Th–Pb-геохронологические исследования циркона из эклогитов выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ локальным анализом (SIMS SHRIMP II) по методике, описанной в [19]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5–4 нА, диаметр пятна (кратера) – ~15 × 10 мкм. Индивидуальные погрешности даны для интервала 1σ (%), рассчитанные возрасты –2σ (млн лет). Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID [15] и ISOPLOT [16]. U–Pb-геохронологические исследования (ID TIMS) рутила проведены в ИГГД РАН. Наиболее “чистые” кристаллы рутила подвергались предварительной многоступенчатой обработке 3N HCl в ультразвуковой ванне и на горячей плитке. После каждой ступени зерна промывались особо чистой водой. Разложение и последующее химическое выделение U и Pb осуществлялось в соответствии с модифицированными методиками [9]. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Для изотопных исследований использовался изотопный индикатор $^{235}U–^{202}Pb$. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U, Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг для Pb и 1 пг для U. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Определение содержаний редких элементов в рутиле выполнено в ИГЕМ РАН на электронно-зондовом микроанализаторе “JEOL”-JXA-8200 (Япония), оснащенном волновыми спектрометрами. Состав минеральных включений в цирконе определялся с помощью сканирующего электронного микроскопа “Hitachi” S-3400N с энергодисперсионным спектрометром.

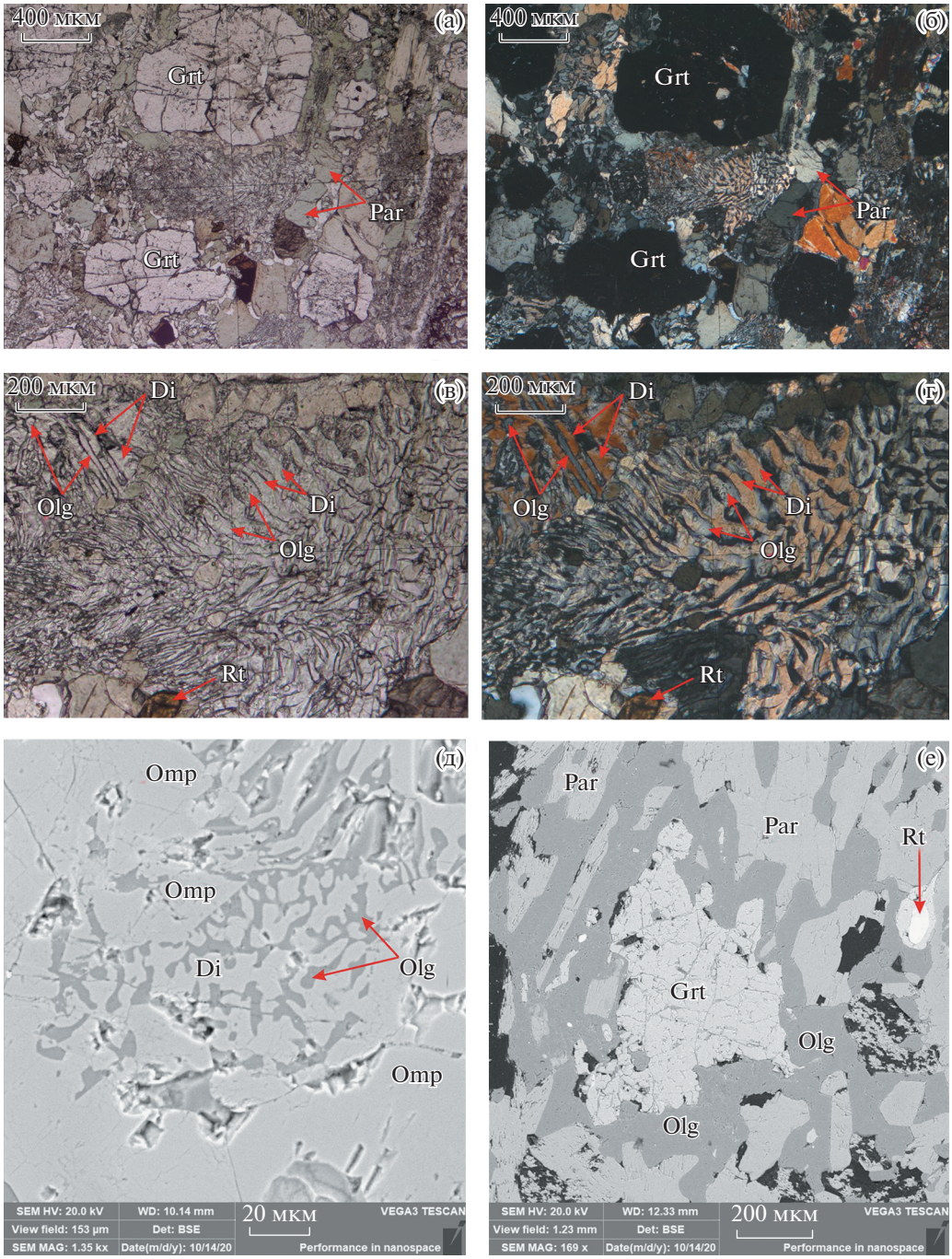

Рис. 2. Фотографии шлифов эклогитов тулепсайского комплекса с симплектитовыми агрегатами диопсида и олигоклаза, сделанные с помощью оптического микроскопа (А, Г) и BSE-фотографии, сделанные с помощью сканирующего электронного микроскопа (Д, Е). А, В – николи –, Б, Г – николи +. Grt – гранат, Omp – омфацит, Par – паргасит, Olg – олигоклаз, Di – диопсид, Rt – рутил.

Циркон, выделенный из эклогита (проба 1856), представлен прозрачными и полупрозрачными кристаллами светло-желтого цвета, габитус которых изменяется от округлого до удлиненно-призматического. Ограничение кристаллов определяется различными комбинациями призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {201}, {101}. Ребра и вершины кристаллов сглажены, поверхность граней шероховатая. Они имеют сложное строение (рис. 3). В них наблюдаются ядра неправильной формы с фрагментами осцилляторной зональности, которые окружены, как правило, однородными оболочками с более яркой по сравнению с ядрами люминесценцией. Зональные оболочки встреча-

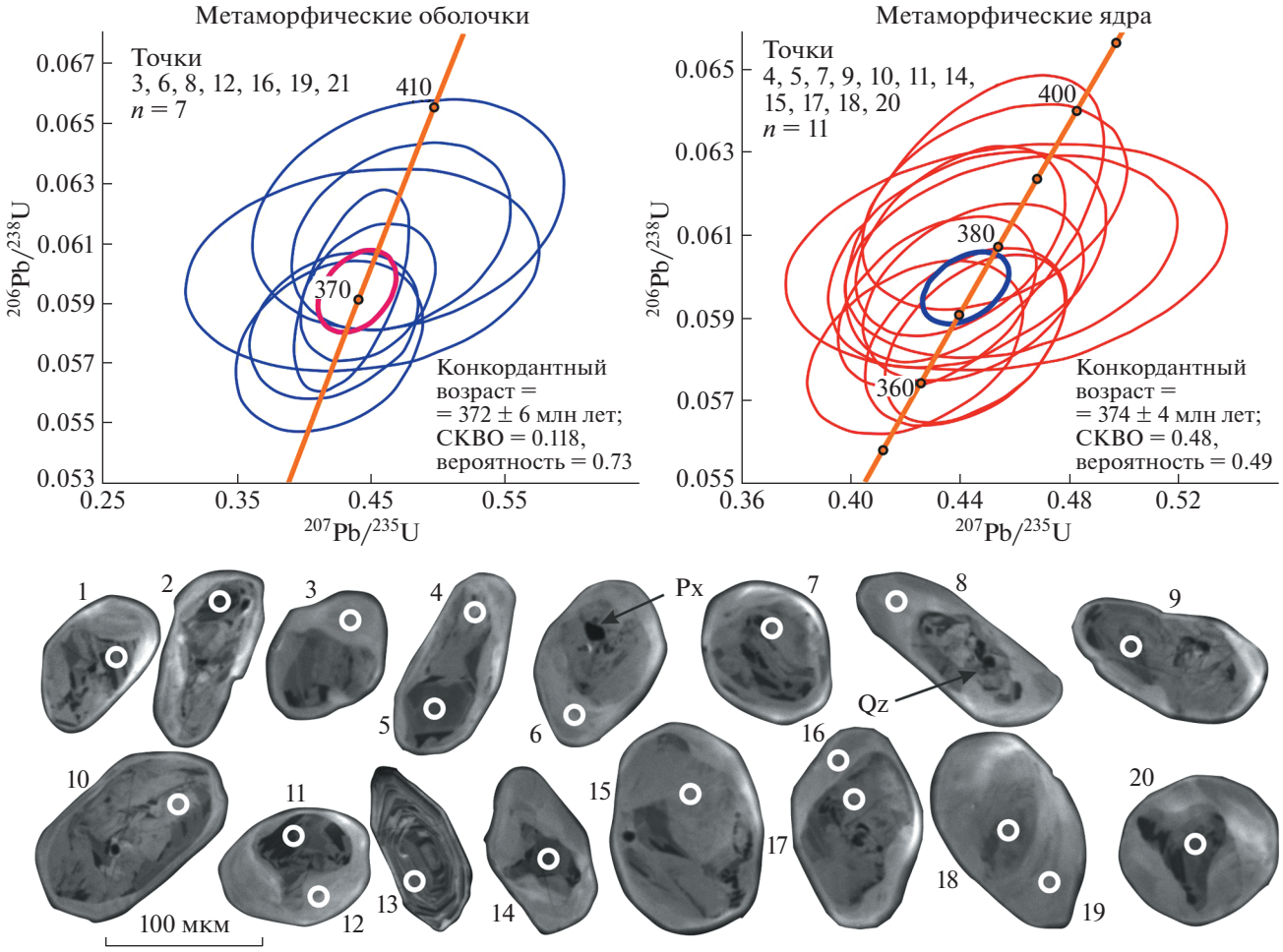

Рис. 3. Диаграмма с конкордией и микрофотографии кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолюминесценции. Номера точек соответствуют номерам анализов в Таблице 2. Обозначены включения в цирконах: Px – пироксен, Qz – кварц.

ются крайне редко. В ядрах обнаружены включения пироксена, апатита и кварца (см. рис. 3), а в оболочках – включения кварца и единичные газово-жидкие включения. Содержание Al_2O_3 в пироксене достигает 19 вес. %. Кроме того, в нем присутствуют Ca, Mn и Ti. Такие особенности химического состава характерны для пироксенов, образовавшихся в ходе высокобарных и высокотемпературных процессов [2]. Предполагается, что образование ядер в кристаллах циркона связано с высокобарическим метаморфизмом, а образование оболочек с последующими изотермическими преобразованиями в условиях снижения давления.

U–Th–Pb-исследования циркона (SIMS) проведены для 20 кристаллов различного габитуса (см. рис. 3, табл. 2). Были проанализированы участки как в пределах ядер (№ 1, 2; 4, 5, 7, 9–11, 13–15, 14, 17, 18, 20), так и оболочек (№ 3, 6, 8, 12, 16, 19). Циркон, образующий оболочки, как правило, отличается меньшим содержанием урана, тория и свинца. Значения возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) ядер находятся в интервале 367–386 млн лет, а оболочек – 361–388 млн лет и совпадают в пределах погрешности (см. рис. 3). Значение возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) ядер составляет 374 ± 4 млн лет (СКВО = 0.48) и может рассматриваться в качестве оценки возраста метаморфизма эклогитов тулепсайского комплекса. Значение возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) оболочек составляет 372 ± 6 млн лет (СКВО = 0.12).

Рутил, выделенный из пробы эклогитов (1856), представлен удлиненными призматическими кристаллами. Цвет зерен изменяется от светло-коричневого до красно-коричневого. В рутиле присутствуют включения апатита, титанита, ильменита, циркона, плагиоклазов (олигоклаз, анортит). Кроме того, в некоторых зернах наблюдаются тонкие пластинчатые ламели циркона, образовавшиеся при распаде твердого раствора. Содержание ZrO_2, определенное для 45 зерен рутила, составляет 0.017–0.047 мас. %, средняя величина – 0.035 ± 0.09 мас. %. Температура, рассчитанная с помощью уравнений термометров,

Таблица 2. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из эклогитов Тулепсайского комплекса (проба 1856)

№ анализа	$^{206}Pb_c$, %	Содержание мкг/г			$^{232}Th/^{238}U$	Изотопные отношения						Rho	Возраст млн лет					
		$^{206}Pb^*$	U	Th		$^{207}Pb/^{206}Pb^a$, ±%		$^{207}Pb/^{235}U$, ±%		$^{206}Pb/^{238}U$, ±%			$^{207}Pb/^{235}U$ ±Ma		$^{206}Pb/^{238}U$ ±Ma		$^{207}Pb/^{206}Pb$ ±Ma	
1	0.18	14.1	269	5	0.02	0.0533	3	0.448	3	0.0609	1.4	0.48	376	±9	381	±5	340	±59
2	0.44	8.21	162	3	0.02	0.0541	4	0.438	4	0.0587	1.5	0.37	369	±12	368	±5	374	±84
3	0.40	2.66	54	1	0.01	0.0527	7	0.418	7	0.0576	2	0.30	355	±20	361	±7	317	±150
4	0.14	7.43	142	1	0.01	0.0525	3	0.440	4	0.0609	1.5	0.43	370	±11	381	±6	306	±74
5	0.37	10.9	216	3	0.02	0.0527	4	0.424	4	0.0583	1.5	0.38	359	±12	365	±5	316	±80
6	0.43	6.60	129	1	0.01	0.0546	4	0.447	5	0.0593	1.6	0.35	375	±14	372	±6	397	±96
7	0.25	5.49	106	2	0.02	0.0531	4	0.443	5	0.0604	1.8	0.37	372	±15	378	±6	334	±99
8	0.33	10.6	208	2	0.01	0.0531	3	0.435	4	0.0594	2.3	0.58	367	±12	372	±8	333	±74
9	0.34	10.6	205	3	0.01	0.0541	3	0.445	4	0.0596	1.5	0.39	374	±12	373	±5	376	±77
10	0.43	7.86	148	2	0.01	0.0532	4	0.452	4	0.0617	1.6	0.37	379	±14	386	±6	337	±93
11	0.12	12.3	244	5	0.02	0.0552	3	0.445	3	0.0585	1.4	0.47	374	±9	366	±5	421	±60
12	0.75	1.65	31	0	0.01	0.0558	9	0.477	10	0.0620	2.5	0.25	396	±32	388	±9	446	±210
13	0.25	14.5	210	122	0.60	0.0560	3	0.619	3	0.0803	1.4	0.48	489	±11	498	±7	450	±57
14	0.38	13.4	261	7	0.03	0.0527	3	0.431	3	0.0594	1.4	0.41	364	±11	372	±5	316	±72
15	0.48	4.95	95	1	0.01	0.0548	7	0.457	7	0.0605	1.9	0.25	382	±23	379	±7	403	±160
16	0.61	4.92	98	1	0.02	0.0525	6	0.422	6	0.0583	1.7	0.28	358	±18	365	±6	308	±130
17	0.46	12.1	229	28	0.13	0.0526	4	0.445	4	0.0614	2.3	0.53	374	±13	384	±9	312	±84
18	0.58	6.10	117	1	0.01	0.0550	5	0.459	5	0.0605	1.6	0.30	384	±17	379	±6	413	±120
19	0.45	2.53	48	0	0.01	0.0559	7	0.472	7	0.0612	2.1	0.30	393	±23	383	±8	448	±150
20	0.17	9.53	189	6	0.03	0.0547	3	0.442	3	0.0585	1.5	0.44	372	±11	367	±5	402	±69

Погрешность – 1σ; Pbc и Pb* – пропорции обычного и радиогенного свинца соответственно; погрешность в калибровке стандарта – 0.39%, Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$.

Таблица 3. Результаты U-Pb (ID-TIMS) изотопных исследований рутила из пробы 1856

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
				$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb^{a}$	$^{208}Pb/^{206}Pb^{a}$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
1	1.71	0.73	6.69	76.92	0.0530 ± 14	0.0116 ± 1	0.4202 ± 24	0.0575 ± 1	0.42	356 ± 2	360 ± 1	329 ± 14
2	0.60	0.60	3.67	43.28	0.0538 ± 8	0.0001 ± 1	0.4151 ± 69	0.0559 ± 2	0.41	352 ± 6	351 ± 2	363 ± 35
3	0.48	0.50	4.32	48.18	0.0552 ± 12	0.0005 ± 1	0.4278 ± 95	0.0562 ± 4	0.43	362 ± 8	353 ± 3	419 ± 47
4	0.30	1.82	8.34	36.43	0.0542 ± 10	0.0004 ± 1	0.4227 ± 84	0.0566 ± 2	0.41	358 ± 7	355 ± 2	379 ± 42

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

основанных на содержании Zr в рутиле [11, 17, 18], находится в интервале 630–690 ± 40°C. Концентрация ZrO_2 определена на участках зерен, не содержащих видимых включений и ламелей циркона, следовательно, данные оценки температуры отвечают не пиковым условиям метаморфизма, когда существовала одна фаза богатого Zr рутила, а стадии распада твердого раствора.

U–Pb-исследования выполнены для четырех микронавесок рутила (20–30 зерен) (табл. 3, рис. 4). Для изученного рутила в целом характерны незначительные вариации содержания урана (3.6–8.3 мкг/г). Рутил характеризуется конкордантным возрастом 360 ± 2 млн лет (СКВО = 0.07) (№ 1 в табл. 3), или обладает незначительной возрастной дискордантностью (№ 2–4). Возраст, определяемый верхним пересечением дискордии с конкордией, рассчитанной для четырех аналитических точек, отвечающих изотопному составу рутила, составляет 360 ± 7 млн лет (СКВО = 0.46)

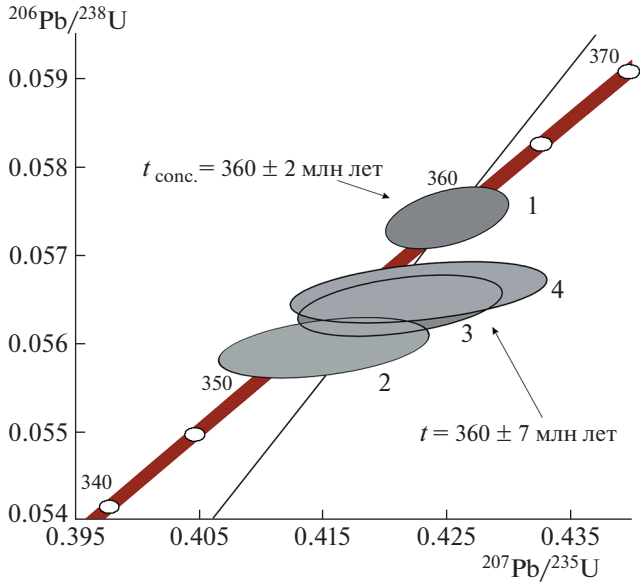

Рис. 4. Диаграмма с конкордией для рутила из пробы 1856.

и совпадает в пределах погрешности с величиной конкордантного возраста 360 ± 2 млн лет.

Оценка возраста циркона из эклогитов тулепсайского комплекса коррелируется со значениями возраста одной из стадий метаморфизма максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (375 ± 2 млн лет) [12]. Максютовский и тулепсайский комплексы являются близкими по возрасту структурными аналогами, слагая нижние аллохтоны на разных крыльях Магнитогорской синформы (см. рис. 1). Формирование тулепсайского и максютовского комплексов в девоне отражает одни и те же геодинамические обстановки коллизии дуга–континент.

Отсутствие значимой разницы между возрастом цирконов, образовавшимся, как мы полагаем, в условиях эклогитовой фации метаморфизма на глубинах 50–60 км (?) и возрастом их оболочек, образование которых, скорее всего, связано с изотермическим падением давления до 12 кбар (25–35 км?), может указывать на быстрый подъем эклогитов со значительных глубин. Величина U–Pb-возраста рутила из эклогитов тулепсайского комплекса 360 ± 2 млн лет отражает возраст закрытия его изотопной системы (500°C) [13]. Опираясь на среднее значение температуры его кристаллизации 630°C и возраст метаморфизма, оцененный на основании результатов U–Th–Pb-исследований цирконов (374 млн лет), можно рассчитать скорость остывания пород, слагающих тулепсайский комплекс, которая составляла порядка 12°C/млн лет, а скорость эксгумации – 0.3 см/год соответственно. Последнее значение близко к скорости эксгумации максютовского комплекса – 0.5 см/год [10].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (№ 20-05-00308, 20-55-18017), Национального научного фонда Болгарии (№ KP-06-Russia-32) и в рамках госзаданий 0135-2019-0049, FMUW-2022-0003 и госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бирюков В.М.* Высокобарические комплексы подвижных поясов. Москва: Наука, 1988. 207 с.
2. *Буланова В.А., Сизых А.И.* Кристаллохимизм породообразующих минералов: Учеб. пос. // Иркутск: Иркут. Ун-т. 2005. 220 с.
3. *Ефимов И.А., Бурд Г.И.* Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар // Советская геология. 1970. № 11. С. 36–89.
4. *Иванов К.С.* Палеозойская геодинамика Мугоджар (к проблеме выделения палеозон субдукции) // Уральский геологический журнал. 2020. № 6 (138). С. 57–71.
5. *Краснобаев А.А., Баянова Т.Б.* Новые данные по цирконовой геохронологии Талдыкского блока Мугоджар // Ежегодник-2005. Екатеринбург: Издательство Института геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 297–300.
6. *Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т., Рошкован Г.Р., Свальнова В.И.* Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. Москва: Издательство МГУ, 1977. 268 с.
7. *Перчук А.Л.* Новый вариант омфацит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацита и альбита // ДАН СССР. 1992. 324. С. 1286–1189.
8. *Русин АМ.* Китарсайская эклогит-перидотитовая ассоциация Мугоджар // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 99–103.
9. *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. 1–13.
10. *Beane R., Leech M.* The Maksyutov Complex: The First UHP Terrane 40 Years Later // Geological Society of America. 2007. Special Paper 419, P. 153–169.
11. *Ferry J.M., Watson E.B.* New Thermodynamic Models and Revised Calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile Thermometers // Contrib Mineral Petrol. 2007. 154. P. 429–437.
12. *Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A.* Precise Eclogitization Ages Deduced from Rb/Sr Mineral Systematics: The Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66 (7). P. 1221–1235.
13. *Kooijman E., Mezger K., Berndt J.* Constraints on the U-Pb Systematics of Metamorphic Rutile from in situ LA-ICP-MS Analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2010. 293. P. 321–330.
14. *Krogh Ravna E.* The Garnet-clinopyroxene Fe^{2+}–Mg Geothermometer: An Updated Calibration // J. Metamorph. Geol. 2000. 18. P. 211–219.
15. *Teyssier Ch., Whitney D.L.* Gneiss Domes and Orogeny // Geology. 2002. V. 30. № 12. P. 1139–1142.
16. *Ludwig K.R.* SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709, USA. 17 p.
17. *Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 RidgeRoad, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.
18. *Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J.* The Pressure Dependence of the Zirconium-in-rutile Thermometer // J Metamorph Geol. 2007. 25. P. 703–713.
19. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization Thermometers for Zircon and Rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. 151. P. 413–433.
20. *Whilliams I.S.* Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology, 1998. V. 7. P. 1–35.

AGE AND THERMAL HISTORY OF THE ECLOGITES FROM TULEPSAY COMPLEX, EASTERN MUGODZHARY (WESTERN KAZAKHSTAN)

A. V. Ryazantsev[a,#], B. G. Golionko[a], Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov[b], A. V. Skoblenko[a], M. V. Stifeeva[b], Yu. V. Plotkina[b], E. B. Salnikova[b], M. Yu. Koreshkova[c], and Ph. Machev[d]

[a] *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Sankt-Petersburg, Russian Federation*

[c] *Institute of Earth's Sciences, Sankt-Petersburg State University, Sankt-Petersburg, Russian Federation*

[d] *Sofia University St. Kliment Ohridski, Sofia, Bulgaria*

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

Lenses of eclogites (the Tulepsai complex) formed at the peak of metamorphism $P = 15$ kbar, $T = 700–750°C$ and experienced decompression at 12 kbar (granulite facies of metamorphism) located among the amphibolite sequences in the Eastern Mugodzhar zone. The absence of a significant difference between the age of zircon cors, which, we believe, formed under the conditions of the eclogitic facies of metamorphism (374 ± 4 Ma) at depths of 50–60 km (?) and the age of their rims (372 ± 6 Ma) formed during the isothermal pressure drop up to 12 kbar (25–35 km?), may indicate a rapid rise of eclogites from considerable depths. Rutile from eclogites yields U–Pb age at 360 ± 2 Ma and reflects a later stage of rock transformation at 630–690 ± 40°C. The Maksyutov eclogite-glaucophane-schist and Tulepsai complexes are structural analogs of similar age and compose the lower allochthons on different limbs of the Magnitogorsk synform. The complexes were formed in a similar geodynamic setting of the arc-continent collision.

Keywords: metamorphism, eclogites, granulites, U–Pb age, zircon, rutile, Urals, Kazakhstan

EDN: KKNUHL
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 14–21

ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

НИЖНЕОРДОВИКСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА: ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

© 2022 г. А. А. Третьяков[1,*], академик РАН К. Е. Дегтярев[1]

Поступило 16.05.2022 г.
После доработки 01.06.2022 г.
Принято к публикации 06.06.2022 г.

На северо-востоке Шатского массива в Северном Казахстане изучен комплекс рассланцованных вулканогенных и туфогенных пород базальтового и риолитового состава, выделяемых в даутскую свиту. Проведено U–Pb (SIMS)-геохронологическое изучение кислых вулканитов верхов ее разреза, для которых впервые получена раннеордовикская (477 ± 2 млн лет) оценка возраста. Особенности состава эффузивов и туфов базальтового и риолитового состава свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке в пределах вулканической островной дуги.

Ключевые слова: островодужные вулканиты, Северный Казахстан, циркон, ранний ордовик
DOI: 10.31857/S2686739722600710

Характерной чертой большинства кембрийских и ордовикских вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов, широко распространенных в палеозоидах Казахстана, является отсутствие в них метаморфических преобразований. В то же время различная степень метаморфизма традиционно являлась признаком докембрийских вулканогенно-осадочных толщ, наиболее полно представленных в пределах Улутауского и Актау-Моинтинского докембрийских массивов [5, 8]. В Северном Казахстане метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи встречаются на севере Кокчетавского (иманбурлукская свита) и Шатского (даутская свита) докембрийских массивов, где традиционно относились к верхнему докембрию [1, 4]. В разрезе даутской свиты ранее отмечалось присутствие высокоглиноземистых базальтов, характерных для надсубдукционных комплексов, вулканитов и туфов кислого состава [1]. Предполагаемый позднедокембрийский возраст и особенности состава пород даутской свиты позволяли относить ее к комплексам одноименной неопротерозойской островной дуги. В некоторых моделях с субдукцией утоненной континентальной коры под эту дугу связывался раннекембрийский высоко- и ультравысокобарический метаморфизм, широко проявленный в северной части Кокчетавского докембрийского массива [7]. Однако геохронологические данные о возрасте метаморфизованных вулканогенных и туфогенных пород даутской свиты до настоящего времени отсутствуют, что лишает достоверности многие реконструкции раннепалеозойской эволюции Кокчетавского массива и его обрамления. Поэтому задачей настоящей работы являлось получение первых U–Pb-оценок возраста пород даутской свиты, изучение особенностей их состава и выявление значения полученных результатов для более полного понимания раннепалеозойской эволюции структур Северного Казахстана.

Метаморфизованные вулканические образования даутской свиты обнажены на северо-востоке Шатского массива к северу от Степнякской зоны вблизи границы с мезозойско-кайнозойскими осадочными толщами чехла Западно-Сибирской плиты. В этом районе даутская свита обнажена по долинам рек Карашат, Шат и правому притоку р. Ащису (рис. 1б). Наиболее полный разрез свиты вскрывается в нижнем течении р. Карашат к югу от пос. Ленинградское. Низы разреза свиты сложены рассланцованными плагиоклазовыми базальтами и кристаллокластическими туфами основного состава, среди которых встречаются редкие потоки риолитов и прослои кристаллокластических туфов кислого состава. Базальты сохраняют реликтовую порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза (лабрадор), которые погружены в мелкозернистый гранобластовый агрегат основной массы, сложенный плагиоклазом, клиноцоизитом, актинолитом, хлоритом. В строении верхней части свиты преобладают рассланцованные

[1] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: degtkir@mail.ru*

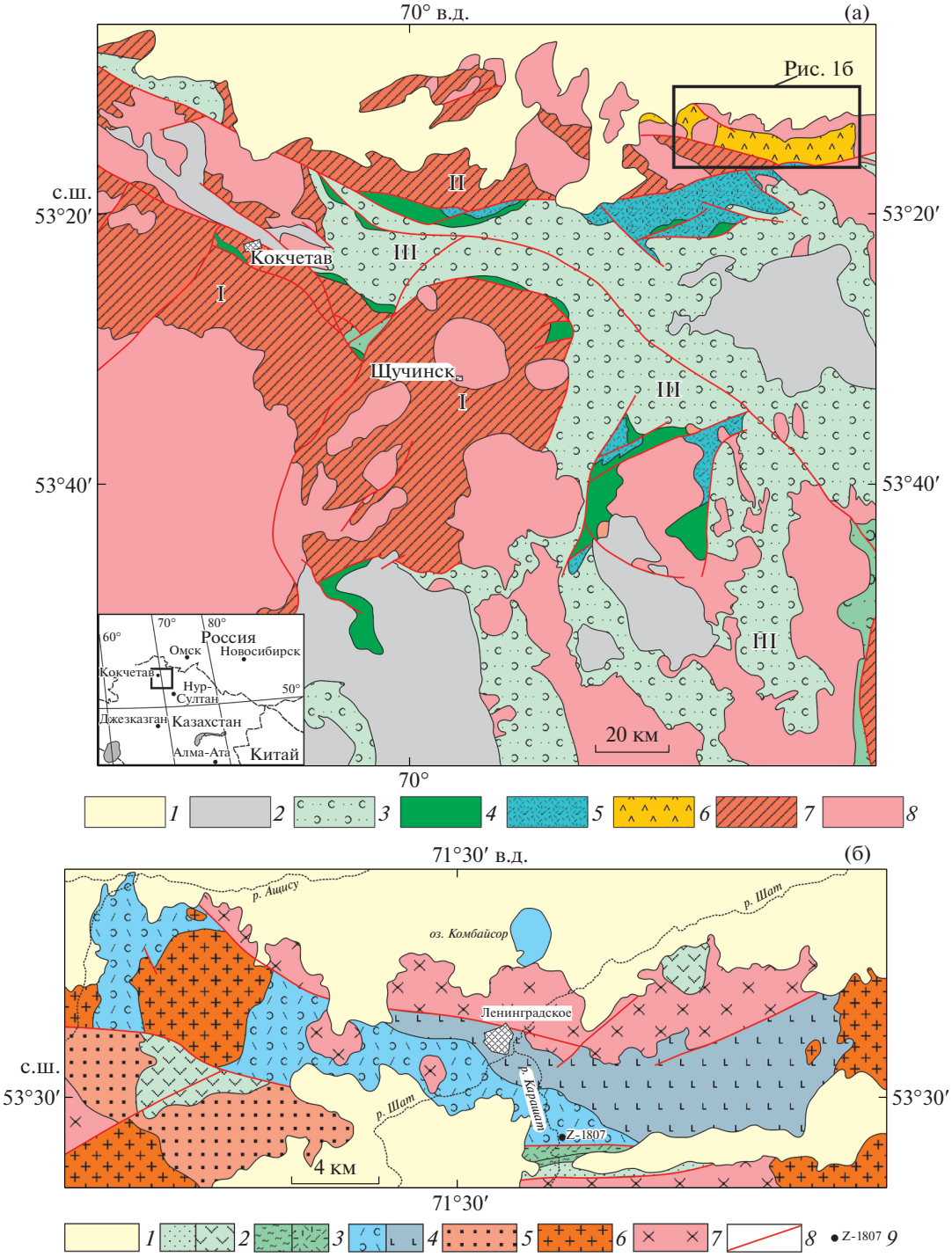

Рис. 1. а. Схема геологического строения восточного обрамления Кокчетавского массива (Северный Казахстан). *1* – кайнозойские отложения; *2* – терригенные и вулканогенно-осадочные толщи среднего и верхнего палеозоя; *3–5* – комплексы Степнякской зоны: *3* – вулканогенно-осадочные толщи среднего и верхнего ордовика; *4* – кремнисто-терригенные толщи нижнего и среднего ордовика; *5* – внутриплитные кислые вулканиты нижнего ордовика (свита тассу); *6* – базальт-риолитовая даутская свита нижнего ордовика; *7* – докембрийские и кембрийские комплексы Кокчетавского массива и его обрамления; *8* – ранне-среднепалеозойские гранитоиды. I – Кокчетавский массив; II – Шатский массив; III – Степнякская зона. б. Схема геологического строения бассейнов рек Шат и Ащису (северо-восток Шатского массива). *1* – кайнозойские отложения; *2* – терригенные (а) и вулканогенные (б) толщи среднего-верхнего ордовика; *3* – кремнистые породы (а) и кислые вулканиты (б) нижнего ордовика; *4* – даутская свита: рассланцованные риолиты и туфы кислого состава (а), рассланцованные базальты и их туфы (б); *5* – кварциты и кварцито-сланцы кокчетавской свиты неопротерозоя; *6* – силурийские и раннедевонские граниты; *7* – позднеордовикские гранодиориты, диориты и габбро-диориты; *7* – разрывные нарушения; *8* – место отбора пробы для U–Th–Pb-геохронологических исследований и ее номер.

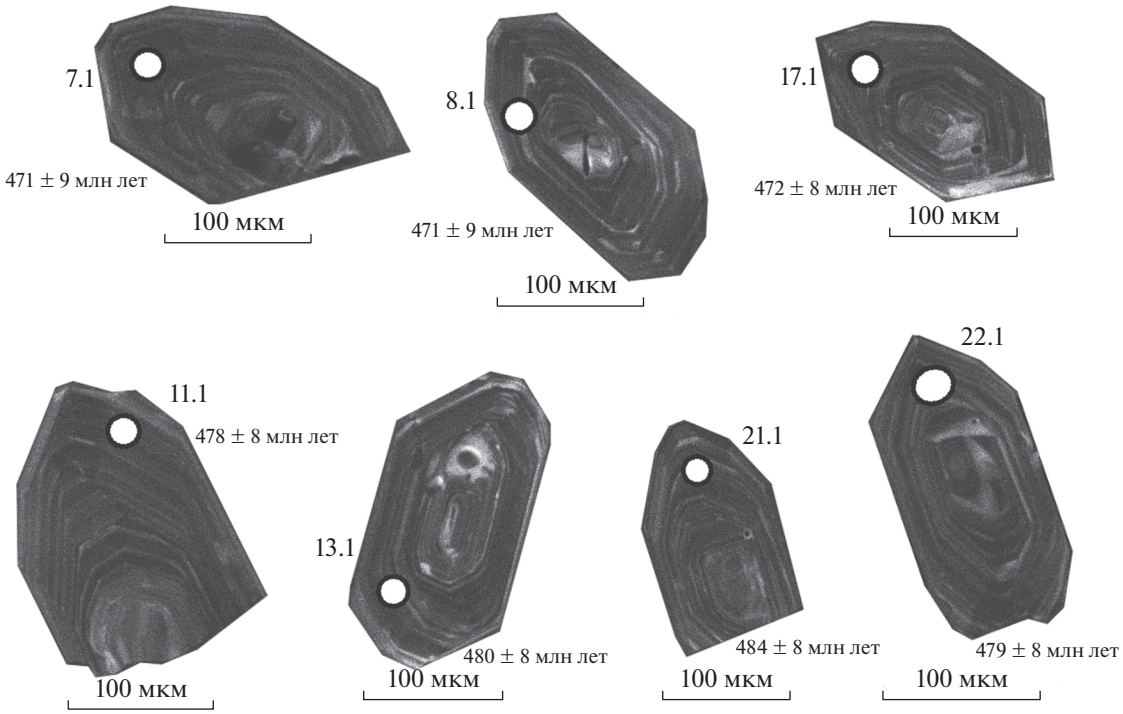

Рис. 2. Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из риолитов дауской свиты (проба Z-1807), выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции. Номера зерен соответствуют номерам анализов в табл. 1. Кружками обозначены участки датирования.

цованные риолиты с реликтовой порфировой структурой. Вкрапленники в них представлены кварцем, плагиоклазом (альбит, альбит-олигоклаз) и щелочным полевым шпатом, содержания которых изменяются в широких пределах. Основная масса образована мелкозернистым лепидогранобластовым агрегатом кварца, полевого шпата, серицита, биотита и хлорита, циркона, апатита и сфена. В разрезе эффузивы чередуются с лито-, кристалло- и витрокристаллокластическими туфами кислого состава, содержащими обломки кварца, каолинитизированного вулканического стекла, а также с фельзитами. Завершает разрез пачка тонко расслацованных филлитов. Породы даутской свиты, особенно в верхней части, неравномерно деформированы, поэтому ее мощность может быть оценена лишь приблизительно в 1000–1200 м.

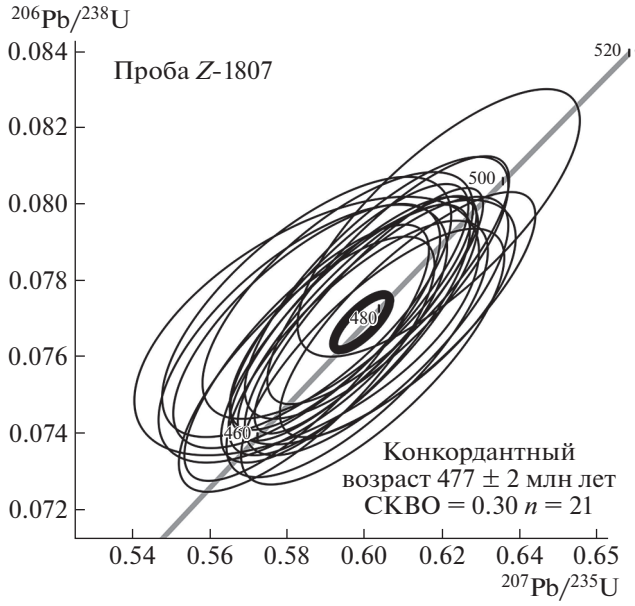

Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из риолитов даутской свиты, проба Z-1807.

Органические остатки в породах даутской свиты отсутствуют, поэтому для установления ее возраста были проведены U–Th–Pb-геохронологические исследования акцессорного циркона. Для этого была использована проба Z-1807 (54°28′38.9″ с.ш.; 71°35′43.8″ в.д.), отобранная из риолитовых туфов верхней части даутской свиты (рис. 1б).

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

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Pb-исследований циркона из пробы Z-1807

№ анализа	^{206}Pbc %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет
		^{206}Pb*	U	Th	^{232}Th/^{238}U	^{207}Pb*/^{206}Pb*	^{206}Pb*/^{238}U	^{207}Pb*/^{235}U		^{206}Pb/^{238}U
Z1807-1.1	0.00	28.8	433	192	0.46	0.05669 ± 1.5	0.0774 ± 1.8	0.605 ± 2.3	0.76	480.6 ± 8.2
Z1807-2.1	0.00	31.6	483	217	0.46	0.05686 ± 1.5	0.0762 ± 1.8	0.598 ± 2.3	0.76	473.7 ± 8.1
Z1807-3.1	0.10	26.4	397	164	0.43	0.0549 ± 1.9	0.0773 ± 1.8	0.585 ± 2.6	0.70	480.1 ± 8.4
Z1807-4.1	0.05	46.9	717	345	0.50	0.05573 ± 1.3	0.0761 ± 1.8	0.585 ± 2.2	0.80	473 ± 8
Z1807-5.1	0.00	39.9	606	225	0.38	0.05635 ± 1.3	0.0766 ± 1.8	0.595 ± 2.2	0.80	475.8 ± 8.1
Z1807-6.1	0.00	58.3	882	463	0.54	0.0563 ± 1.1	0.077 ± 1.7	0.598 ± 2.1	0.84	478.1 ± 8
Z1807-7.1	1.92	66.2	876	713	0.84	0.057 ± 23	0.0757 ± 2	0.59 ± 23	0.09	470.2 ± 9.3
Z1807-8.1	0.00	35.2	526	218	0.43	0.0562 ± 1.4	0.0778 ± 1.8	0.603 ± 2.3	0.78	483.2 ± 8.2
Z1807-9.1	0.16	48.9	740	407	0.57	0.05522 ± 1.7	0.0768 ± 1.7	0.585 ± 2.4	0.71	476.9 ± 8
Z1807-10.1	0.06	40.8	626	281	0.46	0.05599 ± 1.4	0.0758 ± 1.8	0.585 ± 2.3	0.78	470.7 ± 8
Z1807-11.1	0.00	42.2	638	204	0.33	0.0568 ± 1.8	0.0769 ± 1.7	0.602 ± 2.5	0.69	477.8 ± 8
Z1807-12.1	0.18	41.3	625	293	0.48	0.0553 ± 2.5	0.0768 ± 1.8	0.585 ± 3.1	0.58	476.7 ± 8.1
Z1807-13.1	0.00	67.5	1018	570	0.58	0.05645 ± 1	0.0772 ± 1.7	0.601 ± 2	0.86	479.6 ± 8
Z1807-14.1	0.15	52.7	790	404	0.53	0.05544 ± 1.7	0.0776 ± 1.7	0.593 ± 2.4	0.71	481.5 ± 8.1
Z1807-15.1	0.00	42.3	641	271	0.44	0.05691 ± 1.4	0.0768 ± 1.8	0.603 ± 2.3	0.78	477 ± 8.1
Z1807-16.1	2.30	38.1	559	282	0.52	0.0525 ± 6.4	0.0776 ± 1.8	0.562 ± 6.7	0.27	481.7 ± 8.4
Z1807-17.1	0.00	34.2	524	241	0.47	0.05748 ± 1.4	0.076 ± 1.8	0.602 ± 2.3	0.78	472 ± 8
Z1807-18.1	0.17	46.2	701	275	0.41	0.0552 ± 2	0.0766 ± 1.8	0.584 ± 2.6	0.67	475.9 ± 8.1
Z1807-19.1	0.05	53.6	807	408	0.52	0.05591 ± 1.2	0.0773 ± 1.7	0.596 ± 2.1	0.82	479.8 ± 8
Z1807-20.1	0.54	42.7	650	304	0.48	0.0556 ± 3	0.0761 ± 1.8	0.584 ± 3.4	0.51	472.9 ± 8
Z1807-21.1	0.05	55.5	827	426	0.53	0.05635 ± 1.3	0.078 ± 1.7	0.606 ± 2.1	0.81	484.3 ± 8.1
Z1807-22.1	0.00	43.3	654	287	0.45	0.05753 ± 1.3	0.0771 ± 1.7	0.611 ± 2.2	0.81	478.6 ± 8
Z1807-23.1	0.00	37.1	562	217	0.40	0.05634 ± 1.4	0.0768 ± 1.8	0.597 ± 2.2	0.79	477 ± 8.2
Z1807-24.1	0.00	30.8	451	229	0.52	0.05654 ± 1.5	0.0795 ± 1.8	0.619 ± 2.4	0.76	493 ± 8.5

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

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 [16]. 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 [12] и ISOPLOT [11].

Акцессорный циркон из риолитов представлен в основном идиоморфными кристаллами призматического и дипирамидального габитуса размером 150–250 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 3. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью (рис. 2).

U–Pb-геохронологические исследования были выполнены для 21 кристалла циркона. Рассчитанный конкордатный возраст составляет 477 ± 2 млн лет (рис. 3, табл. 1), что соответствует границе тремадокского и флоского ярусов нижнего ордовика [6]. Морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, что позволяет считать полученную оценку возраста соответствующей времени кристаллизации расплава родоначального для риолитов. Так как проба для геохронологических исследований была взята из верхней части разреза даутской свиты, можно предполагать, что время формирова-

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

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ проб	Z-1314	Z-1067	Z-12304	Z-1807	Z-1069	Z-1070	Z-1315	Z-9011	Z-9016	Z-9017	Z-1065
SiO_2	72.62	72.34	72.84	75.53	74.94	73.61	50.56	48.40	49.15	48.55	48.21
TiO_2	0.23	0.15	0.20	0.14	0.13	0.19	0.88	1.02	1.06	1.02	0.91
Al_2O_3	14.39	15.72	14.53	13.87	13.5	13.3	17.55	19.86	18.85	19.83	16.70
Fe_2O_3	1.48	1.26	0.87	1.42	1.66	2.02	3.58	4.32	4.10	4.76	6.30
FeO	0.78	0.90	1.64	0.64	1.4	0.43	6.56	5.03	6.35	5.41	5.76
MnO	0.04	0.03	0.03	0.02	0.24	0.31	0.16	0.17	0.16	0.17	0.68
MgO	0.71	1.19	1.70	0.72	1.45	0.67	5.79	5.86	5.98	5.53	3.47
CaO	3.06	0.82	0.58	0.20	0.93	0.85	10.60	10.15	9.95	8.17	9.38
K_2O	1.91	3.04	0.05	2.39	2.18	5.2	0.19	0.91	0.43	0.38	0.21
Na_2O	3.51	1.89	6.72	3.61	0.83	2.65	2.23	2.89	1.99	4.08	3.52
P_2O_5	0.07	0.03	0.06	0.04	0.024	0.044	0.14	0.10	0.10	0.13	0.20
ппп	1.12	2.52	0.60	1.35	2.57	0.7	1.02	1.18	2.32	2.02	3.99
Сумма	99.92	99.89	99.82	99.93	99.84	99.99	99.26	99.89	100.45	100.05	99.33
FeO*	2.11	2.03	2.42	1.91	2.89	2.25	9.78	8.92	10.04	9.69	11.43
K_2O/Na_2O	0.54	1.61	0.01	0.66	2.63	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96
ASI	1.08	2.00	1.20	1.57	2.51	1.16	0.76	0.83	0.87	0.91	0.73
MALI	2.36	4.11	6.19	5.81	2.08	7.00	–8.18	–6.35	–7.53	–3.71	–5.65
(Na + K)Al	0.54	0.41	0.76	0.61	0.28	0.75	0.22	0.29	0.20	0.36	0.36
FeO*/FeO* + MgO	0.75	0.63	0.59	0.73	0.67	0.77	0.63	0.60	0.63	0.64	0.77
Sc	3	1.7	3.9	1.3	1.7	2.5	35.3	30.8	32.4	30.4	19.1
V	19.9	5.7	10.4	8.0	3.2	15.7	291	234	277	256	187
Cr	10.6	3.8	9.6	12.3		4.4	50.5	42.2	17.5	6.4	5
Co	2.2	2.1	1.3	2.1	2.8	3.4	36.9	27.1	28.1	22.7	18.9
Ni	8.4	1.7	5.4	9.0	9.3	7.5	28.6	21.8	15.2	7.4	5.8
Cu	2.1	3.4	3.6	4.4	2.3	2.9	39.9	46.3	60.5	58.3	25.2
Ga	11.3	13.1	11.8	10.9	9.9	10.4	20	19.4	20.6	21	20.2
Rb	31.1	118	2.7	85.5	64.1	81.9	3.2	17.3	7	3.9	13.3
Sr	301	91.1	79.4	104	33.3	88.9	445	716	430	329	444
Y	10.5	10	18	8.1	12	11.7	15.8	13.9	15.8	17.2	19.7
Zr	114	104	173	79.7	110	144	14.1	26.6	20.9	21.3	34.8
Nb	5.7	5.7	7.3	7.0	7	5.8	2.3	2.2	2.1	2.9	4.2
Mo	1.2	0.38	0.25	0.47	0.52	0.53	0.24	0.5	0.66	0.22	0.13
Cs	0.47	2.1	0.12	1.4	2.8	1.6	0.08	0.74	0.38	0.11	0.34
Ba	369	477	47.5	451	249	628	67.3	130	100	76.2	315
La	22.3	29	22.7	29.1	26.2	22.4	10.7	5.3	5.8	6.8	13.6
Ce	37	48.4	46.4	48.2	44.5	37.1	26	13	13.9	16.2	30.6
Pr	3.8	4.2	5.2	4.3	4.1	3.6	3.4	1.7	1.9	2.2	3.8
Nd	12.5	13.1	18.8	13.3	13.3	11.9	15.3	8.1	9	9.8	16.5
Sm	2.1	2	3.5	2.1	2.1	1.9	3.6	2.1	2.4	2.6	3.7
Eu	0.45	0.46	0.6	0.47	0.34	0.37	1.1	0.7	0.85	0.88	1
Gd	1.8	1.8	3.2	1.6	1.8	1.8	3.7	2.4	2.6	3	3.6

Таблица 2. Окончание

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ проб	Z-1314	Z-1067	Z-12304	Z-1807	Z-1069	Z-1070	Z-1315	Z-9011	Z-9016	Z-9017	Z-1065
Tb	0.28	0.28	0.5	0.24	0.29	0.27	0.53	0.36	0.43	0.46	0.54
Dy	1.7	1.6	3	1.4	1.8	1.7	3	2.3	2.6	2.9	3.3
Ho	0.35	0.33	0.62	0.29	0.39	0.38	0.62	0.48	0.55	0.59	0.66
Er	1.1	1.1	2	0.9	1.2	1.2	1.8	1.4	1.6	1.8	1.9
Tm	0.17	0.18	0.31	0.15	0.21	0.19	0.23	0.2	0.23	0.24	0.26
Yb	1.3	1.3	2.2	1.1	1.6	1.4	1.5	1.3	1.4	1.6	1.6
Lu	0.21	0.22	0.36	0.19	0.25	0.23	0.22	0.2	0.2	0.22	0.21
Hf	2.7	2.7	4.1	2.3	2.6	3	1.2	0.63	0.58	0.67	0.89
Ta	0.56	0.67	0.64	0.76	0.66	0.5	0.24	0.19	0.23	0.27	0.38
W	0.3	1	0.32	1.2	0.8	0.8	0.11	0.25	0.27	0.25	0.46
Pb	9.4	8.2	4.4	13.7	5.5	8.1	3.8	5	3.2	11.8	4.9
Th	10.5	16.3	10.1	13.8	13.7	9.8	1.6	1.2	1.1	1.5	2.6
U	2.3	2.7	2.9	4.1	2.2	1.9	0.55	0.28	0.3	0.28	0.87
Ti	1378	899	1199	864	779	1139	5274	6113	6353	6113	5454
P	306	131	262	162	105	192	611	450	450	563	873
K	15847	25223	415	19846	18087	43144	1576	7550	3568	3153	1742
(Gd/Yb)n	1.12	1.12	1.18	1.12	0.91	1.04	1.99	1.49	1.50	1.52	1.82
(La/Yb)n	11.58	15.06	6.96	17.27	11.05	10.80	4.81	2.75	2.80	2.87	5.74
Th/Yb	8.08	12.54	4.59	12.12	8.56	7.00	1.07	0.92	0.79	0.94	1.63
Nb/Yb	4.38	4.38	3.32	6.17	4.38	4.14	1.53	1.69	1.50	1.81	2.63
Eu/Eu*	0.71	0.74	0.55	0.80	0.53	0.61	0.92	0.95	1.04	0.96	0.84

1–6 – риолиты и их туфы; 7–11 – базальты. FeO* = 0.9 × Fe_2O_3 + FeO; ASI = Al/(Ca – 1.67P + Na + K) [9]; MALI = Na_2O + K_2O–CaO [9]; Eu/Eu* = (Eu)n/[(Sm)n x (Gd)n]$^{0.5}$.

ния всего ее разреза охватывает большую часть тремадокского яруса нижнего ордовика.

Составы пород даутской свиты приведены в табл. 2. Для свита характерен контрастный базальт-риолитовый состав пород (рис. 4а). Базальты имеют высокую глиноземистость (Al_2O_3 17.5–19.8 мас. %) и известковистость (CaO 8.2–10.6 мас. %) при невысокой железистости (FeO*/FeO* + MgO 0.6–0.77), что определяет их принадлежность к известково-щелочной серии. Отсутствие обеднения тяжелыми РЗЭ ((Gd/Yb)*n* – 1.4–2) и низкие Nb/Yb (1.5–2.6), позволяет предполагать образование расплавов при частичном плавлении верхней мантии на глубинах, отвечающих генерации MORB-базальтов [13] (рис. 4г). В свою очередь высокие концентрации в базальтах таких несовместимых элементов, как Cs, Rb, Sr, Ba, Th, свидетельствуют об участии флюидизированного мантийного вещества, что характерно для продуктов надсубдукционного магматизма (рис. 4б, 4г). Кислые эффузивы соответствуют риолитам (SiO_2 ~ 72.3–75.5 мас. %; Na_2O + K_2O – 3–7.8) известковистой и известково-щелочной (MALI – 2.3–7) серий, имеют высокую глиноземистость (ASI – 1–2) и низкую железистость (FeO*/FeO* + MgO 0.58–0.75) [9]. Для риолитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ ((La/Yb)*n* 7–17), обеднение Nb, Ti, Sr, что также указывает на их надсубдукционное происхождение (рис. 4б). Такое предположение подтверждается и соотношением Rb – Y + Nb, характерным для кислых пород островных дуг (рис. 4в) [14]. Широкие вариации K_2O/Na_2O (0.01–2.6) в риолитах и их изотопные составы Nd (εNd(*T*) – 3.6–0.8), *t*Nd(DM) – 1.09–1.51) [7] позволяют предполагать участие в образовании расплавов вещества докембрийской континентальной коры, что указывает на сиалический фундамент островодужной постройки, в пределах которой происходило формирование вулканогенно-осадочных толщ даутской свиты.

Новые данные о возрасте и особенностях состава пород даутской свиты убедительно свидетельствуют об их формировании в начале раннего ордовика в надсубдукционной обстановке в пределах энсиалической вулканической островной дуги.

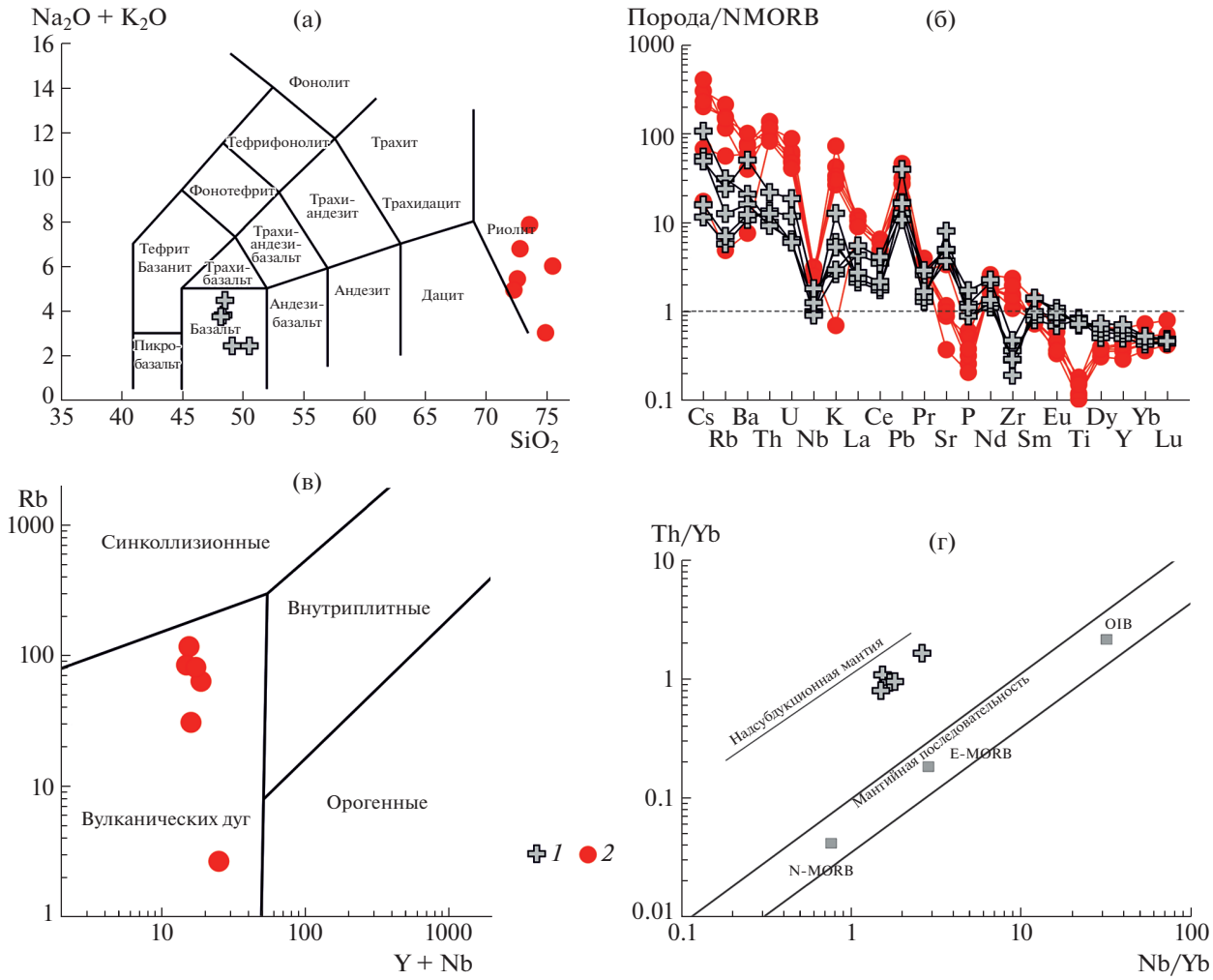

Рис. 4. Петро-геохимические характеристики пород даутской свиты. *1* – базальты; *2* – риолиты и их туфы. а – диаграмма SiO_2–K_2O + Na_2O [8]; б – нормированные на состав примитивной мантии [15] спектры распределения редких и редкоземельных элементов в эффузивах основного и кислого состава даутской свиты; в – диаграмма Rb–Y + Nb для эффузивов кислого состава даутской свиты [14]; г – диаграмма Th/Yb–Nb/Yb для эффузивов основного состава даутской свиты [13].

Полученные результаты убедительно свидетельствуют, что с эволюцией Даутской островной дуги не могло быть связано формирование раннекембрийских (около 530 млн лет) высокобарических комплексов Кокчетавского массива. Выделенная раннеордовикская Даутская энсиалическая островная дуга является элементом более молодого латерального ряда структур активной континентальной окраины, который может быть реконструирован в Северном Казахстане. Южнее изученного района – в Степнякской зоне нижнеордовикские (около 480 млн лет) образования представлены субщелочными вулканитами кислого состава (свита тассу), которые перекрыты нижне-среднеордовикскими кремнисто-терригенными толщами (рис. 1а) [3, 7]. На основании анализа изотопных и геохимических данных для пород свиты тассу предполагается внутриплитное происхождение, при этом в процессе магмообразования существенную роль играл ювенильный источник [2, 7]. Появление новых данных о возрасте даутской свиты позволяет реконструировать латеральный ряд раннеордовикской активной окраины в Северном Казахстане, который включает Даутскую энсиалическую островную дугу и расположенную южнее (современные координаты) область тылового растяжения с вулканизмом кислого состава.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата. 1981. 326 с.

2. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалезойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
3. *Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А.* Строение разрезов, обоснование возраста и обстановки формирования нижне-среднеордовикских комплексов Кокчетавского массива и его обрамления (Северный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. С. 97–99.
4. *Розен О.М.* Рифей Кокчетавского массива // Известия АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 102–114.
5. *Филатова Л.И.* Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
6. *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.
7. *Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N.* Cambrian-Lower Ordovician Complexes of the Kokchetav Massif and its Fringing (Northern Kazakhstan): Structure, Age and Tectonic Setting // Geotectonics. 2016. V. 30. № 1. P. 71–142.
8. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian Geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An Overview // Gondwana Res. 2017. № 47. P. 44–75.
9. *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. P. 2033–2048.
10. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-silica Diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
11. *Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 RidgeRoad, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.
12. *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.
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. *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.
16. *Whilliams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

LOWER ORDOVICIAN ISLAND-ARC COMPLEX OF NORTHERN KAZAKHSTAN: SUBSTANTIATION OF AGE AND FEATURES OF COMPOSITION

A. A. Tretyakov[a,#] and Academician of the RAS K. E. Degtyarev[a]

[a] *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

In the extreme north of the Stepnyak zone of Northern Kazakhstan, a complex of schistose volcanic and tuffaceous rocks of basalt-rhyolite composition, isolated in the Dautskaya suite, was studied. A U-Th-Pb (SIMS) geochronological study of felsic volcanic rocks of the upper part of its section was carried out, for which the Early Ordovician (477 ± 2 Ma) age estimate was obtained for the first time. The compositional features of effusives and tuffs of basaltic and rhyolitic composition indicate their formation in a suprasubduction setting within a volcanic island arc.

Keywords: island-arc volcanic rocks, Northern Kazakhstan, zircon, Early Ordovician

EDN: CPLJCB
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 22–31

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАННЕРИФЕЙСКОМ ВОЗРАСТЕ (U–Pb, SHRIMP-II) КИСЛЫХ И ОСНОВНЫХ ЭФФУЗИВОВ ФИНСКОГО ЗАЛИВА (О. СОММЕРС, РОССИЯ)

© 2022 г. Е. Н. Терехов[1,*], С. Г. Скублов[2,3], А. Б. Макеев[4], член-корреспондент РАН Ю. А. Морозов[5], Е. В. Левашова[2], А. А. Юрманов[6]

Поступило 27.04.2022 г.
После доработки 05.06.2022 г.
Принято к публикации 06.06.2022 г.

Приводятся данные о возрасте вулканитов о. Соммерс, расположенного к югу от подводного продолжения Выборгского массива – вероятных комагматов гранитов рапакиви. Изучение U–Pb-системы циркона из раннерифейских вулканитов для определения их геохронологического возраста было проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ). Для кварцевых порфиров, слагающих южную часть о. Соммерс, впервые для района Финского залива, получены самые древние определения возраста вулканитов (1663 ± 8 млн лет), которые можно относить к низам хогландской серии раннего рифея. В северной части острова развиты разнообразные породы: кварц-полевошпатовые порфиры (риодациты), андезибазальты, трахибазальты, гранодиориты. Все они претерпели изменения в условиях зеленокаменного метаморфизма в отличие от относительно свежих пород южной части острова. Трахибазальты (1591 ± 5 млн лет) древнее кварц-полевошпатовых порфиров (риодацитов – 1578 ± 14 млн лет) и подобная смена от более древних основных пород к молодым кислым характерна для всех магматических проявлений анортозит-рапакивигранитной формации в регионе Финского залива. “Молодые” возрасты пород северной части о. Соммерс, возможно, олицетворяют наличие в центре Финского залива более молодого массива гранитов рапакиви, чем Выборгского. В этом случае рифейская троговая структура, прослеженная на восток от о. Соммерс, сложена не только породами хогландской серией, а ее часть коррелируется с низами разреза Пашского грабена – приозерской свитой.

Ключевые слова: кварцевые порфиры, граниты рапакиви, U–Pb-возраст, циркон, ранний рифей
DOI: 10.31857/S2686739722600886

Рифейские образования, слагающие рифтовые структуры, широко развиты в обрамлении Балтийского щита, особенно в северной и восточной частях. Большая их часть имеет среднерифейский возраст (1.2–1.0 млрд лет), и только для основания многокилометровых разрезов Беломорской палеорифтовой системы предполагается более древний возраст [6]. В южном обрамлении Балтийского щита раннерифейские тектоно-магматические процессы проявились в большей мере и отразились в формировании трогов, интрузий габбро-анортозитов и рапакиви, дайковых роев и индикаторов сейсмитов – псевдотахилитов. Начало этих событий в регионе фиксируется подошвой хогландской серии на острове Гогланд в центральной части Финского залива, где на мигматизированном свекофеннском фундаменте, в основании рифейского разреза залегают кварцевые конгломераты. Выше них присутствуют два маломощных потока базальтов, а большая часть разреза сложена кварцевыми порфирами с возрастом 1.64–1.63 млрд лет, который близок к возрасту главных импульсов магматической активности Выборгского батолита [2]. Более молодые, но также раннерифейские образования приозерской свиты, слагают низы разреза Пашского грабена, преимущественно приуроченного к котловине Ладожского озера

[1] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[3] *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[4] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
[5] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*
[6] *Главный ботанический сад им. Н.В. Цицина Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru*

Таблица 1. Химический состав (мас. %) представительных проб о. Соммерс

Компонент	Проба										
	ТС-1	ТС-2	ТС-3	ТС-4	ТС-5	ТС-6	ТС-7	ТС-8	ТС-9	ТС-10	ТС-11
SiO_2	75.20	71.99	73.43	81.52	68.99	74.24	55.33	50.95	72.54	54.84	64.52
TiO_2	0.25	0.29	0.27	0.76	0.54	0.27	2.47	2.62	0.36	2.27	0.61
Al_2O_3	11.64	12.14	12.08	5.13	13.27	11.82	12.97	15.00	12.38	13.90	15.90
Fe_2O_3*	3.24	4.97	4.28	5.83	5.76	4.24	13.75	14.49	4.18	13.02	5.58
MnO	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.13	0.14	0.03	0.14	0.11
MgO	0.16	0.48	0.32	1.23	0.75	0.30	3.06	2.44	0.55	2.70	3.31
CaO	1.35	1.43	0.95	3.01	2.26	1.52	5.07	7.41	0.93	7.49	2.55
Na_2O	1.30	1.95	2.19	1.06	1.92	1.19	3.34	3.14	2.26	2.25	1.87
K_2O	6.14	5.94	5.77	0.68	5.80	5.83	2.41	2.20	5.41	2.04	3.54
P_2O_5	0.03	0.07	0.06	0.22	0.16	0.04	0.72	0.77	0.12	0.72	0.16
LOI	0.65	0.70	0.61	0.51	0.49	0.50	0.74	0.83	1.24	0.64	1.86
Сумма	100.00	100.10	100.00	100.10	100.00	100.00	99.99	99.99	100.00	100.10	100.10

(рис. 1 а). Возраст осадочных пород этого трога ограничен временными рамками от самого молодого детритового циркона из расположенного на восточном берегу Ладожского озера Салминского массива (1.55 млрд лет), выявленного в песчаниках приозерской свиты, до этапа становления Валаамского силла (1.47 млрд лет), уже внедренного в раннерифейские отложения [7]. Кварцевые порфиры на острове Соммерс, аналогичные тем, которые присутствуют в разрезе хогландской серии на о. Гогланд, известны и в других местах юга Балтийского щита. Они встречены в виде даек в северном обрамлении Выборгского массива и внутри него, а также в дайках среди пород Салминского и Аландского массивов, возраст которых составляет 1.55 и 1.58 млрд лет соответственно [5, 12, 14]. Кварцевые порфиры были описаны на небольшом острове Соммерс в Финском заливе [12] (рис. 1). Предполагалось, что эти породы аналогичны образованиям о. Гогланд, но какие-либо определения возраста для них отсутствовали. Кроме того, судя по результатам морского магнитного профилирования, они могут слагать бóльшие площади дна [12], чем показано на некоторых картах. Ввиду того, что долгое время о. Соммерс был трудно досягаем для геологических исследований, его положение в региональной структуре весьма неопределенное. Так, на большинстве геологических карт, в том числе и на ГГК 1:200 000 показано, что этот остров сложен гранитами рапакиви Выборгского массива. В то же время на карте м-ба 1:1 000 000 здесь показано поле раннерифейских отложений. Данная статья посвящена определению возраста эффузивных пород на о. Соммерс.

В отличие от о. Гогланд, где в состав раннерифейской хогландской серии входят кварцевые конгломераты, на о. Соммерс обнажаются только магматические породы (рис. 2). Южная часть острова Соммерс сложена кварцевыми порфирами – риолитами (пробы ТС-6, ТС-1, ТС-2, ТС-3, табл. 1) по составу аналогичными порфирам с о. Гогланд [2]. В северной части острова обнажаются более разнообразные по составу породы: трахибазальты (ТС-8), андезибазальты (ТС-7, ТС-10), гранодиориты (ТС-11) и кварц-полевошпатовые порфиры (ТС-5, ТС-9). Среди кварцевых порфиров в центре острова встречен горизонт лавобрекчий (ТС-4).

В южной части о. Соммерс встречаются однообразные по внешнему виду и составу породы – кварцевые порфиры и взятая проба ТС – 6 олицетворяет эту толщу. Пробы ТС-8 (трахибазальт) и ТС-9 (кварц-полевошпатовый порфир) взяты из северной части острова, где породы более разнообразные, а эти пробы являются крайними в ряду: основная – кислая порода (табл. 1). Изучение U–Pb-системы для представительной выборки циркона из проб ТС-6, ТС-8 и ТС-9 проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) по стандартной методике с выбором точек анализа по катодолюминесцентным (CL) изображениям зерен.

Кварцевые порфиры – риолиты (проба ТС-6) – порфировая темно-серая порода с вкрапленниками КПШ. В этой породе присутствуют изометричные зерна кварца и выделения мусковита и альбита неправильной формы. По спайности мусковита развиваются ламели биотита, которые замещаются хлоритом.

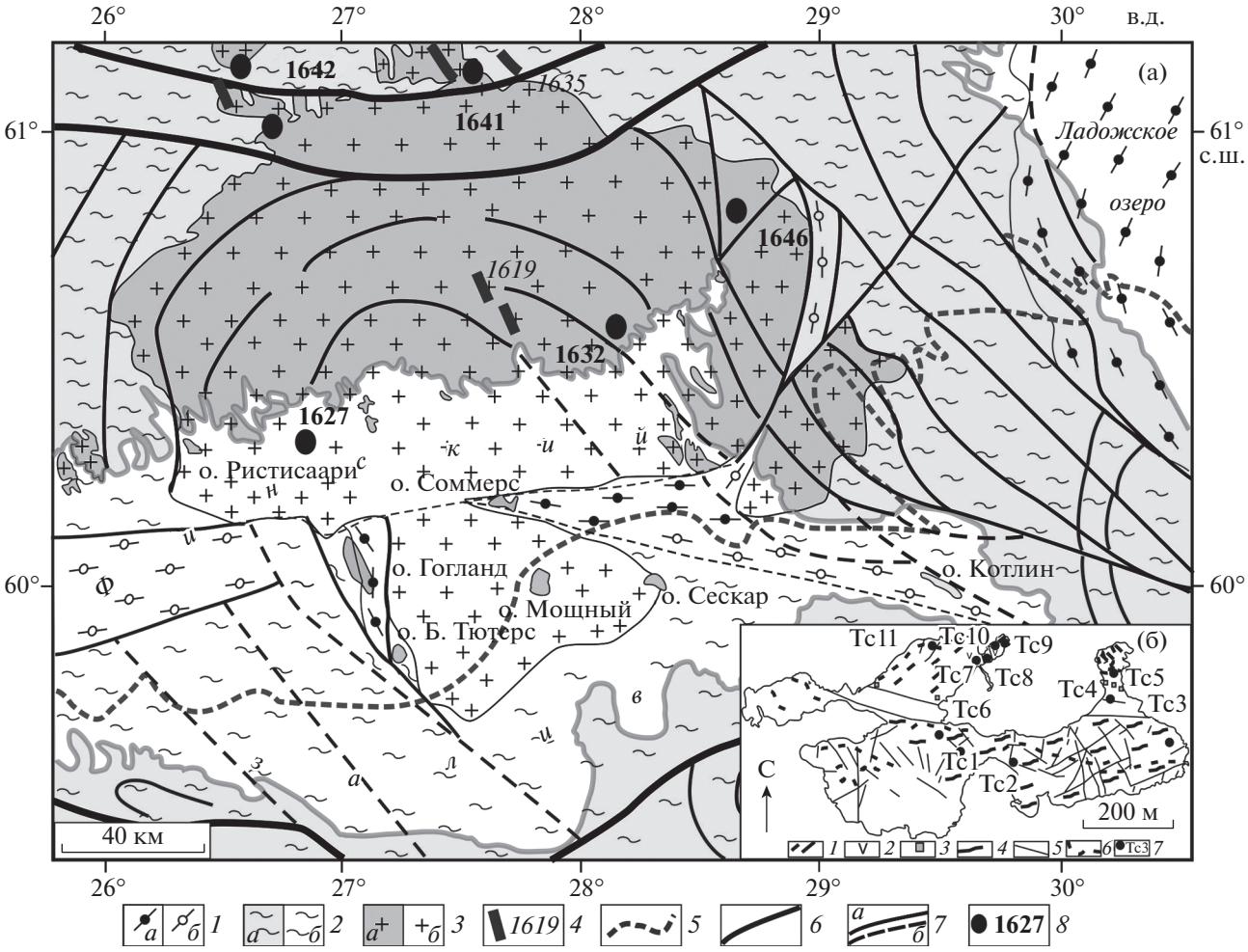

Рис. 1. Структурное положение раннерифейских образований в восточной части Финского залива (а): *1* – раннерифейские отложения на суше (а) и в акватории (б), хогландская серия в районе о. Гогланд, она же и вероятно приозерская в структуре к востоку от о. Соммерс и приозерская свита в районе Ладожского озера; *2* – палеопротерозойские свекофеннские образования на суше (а) и в акватории (б); *3* – граниты-рапакиви Выборгского массива на суше (а) и в акватории (б); *4* – дайковые рои кварцевых порфиров и их возраст (по [14]); *5* – северная граница распространения вендских отложений; *6* – краевые разломы Балтийско-Мезенской тектонической зоны; *7* – разломы: достоверные (а) и предполагаемые (б); *8* – точки геохронологического опробования и возраст (по [14]). На врезке (б) схема геологического строения о. Соммерс: 1– кварц-полевошпатовые порфиры (риодациты) северной толщи; 2 – лабрадоровые порфириты (базальты); 3 – лавобрекчии кварцевых порфиров; 4 – кварцевые порфиры (риолиты) южной толщи; 5 – разломы; 6 – предполагаемые границы лавовых потоков; 7 – точки опробования.

Основная масса породы полностью раскристаллизована и представлена мелкозернистым агрегатом из тех же минералов и черными пылевидными кристалликами рудного минерала. Циркон из кварцевых порфиров (проба ТС-6) в основном представлен идиоморфными удлиненными ($K_{уд}$ 1:3–1:4 и более) зернами с тонкополосчатой осциляционной зональностью в серых тонах, достигающий по удлинению 300 и более мкм (рис. 3а). В редких случаях центральная часть зерен темносерая и незональная (точка 6). Содержание U варьирует от 37 до 509 ppm при среднем значении 117 ppm (табл. 2). Содержание Th меняется в таких же пределах (от 19 до 527 ppm, в среднем 101 ppm). Th/U-отношение варьирует от 0.52 до 1.07 при среднем значении 0.80, что отвечает циркону магматического генезиса. Все проанализированные зерна циркона образуют конкордантный кластер со значением конкордантного возраста 1663 ± 8 млн лет (рис. 4а).

Кварц-полевошпатовые порфиры – риодациты (проба ТС-9) – темно-серая порода с яркими розовыми вкрапленниками КПШ величиной от 1 до 6 мм. В этой породе присутствуют крупные до 3 мм изометричные выделения кварца и биотита, который замещен желтыми паркетовидными сростками кристаллов хлорита-шамозита. Основная масса породы раскристаллизована и пред-

Рис. 2. Типичные представители пород на о. Соммерс: а – кварцевый порфир (проба ТС-6); б – лавобрекчия кварцевых порфиров; в – дайкоподобное тело трахибазальтового состава (проба ТС-8); г – кварц-полевошпатовый порфир с крупными кристаллами КПШ (проба ТС-9). Кружком выделено место опробования.

ставлена удлиненными скелетными ветвящимися кристаллами альбита, кварца, КПШ, биотита, мусковита, черными мелкими (10–100 мкм) зернами рудных (магнетита, рутила) и крупными (1–5 мм) овальными выделениями ильменита. Визуально риодациты содержат меньше кварца в 1.5–2 раза, чем риолиты. Циркон из кварц-полевошпатовых порфиров по форме похож на циркон из кварцевых порфиров (рис. 3б). Отличие заключается в более темных тонах окраски циркона в CL и в более частом наличии темно-серых центральных частей зерен (например, точки 1 и 9). Содержание U варьирует от 93 до 5720 ppm (в темных центральных частях). Содержание Th ведет себя аналогично (от 32 до 2458 ppm), при этом Th/U-отношение остается достаточно выдержанным – от 0.32 до 0.58 при среднем значении 0.44, также отвечающем магматическому циркону. Почти все точки циркона демонстрируют обратную дискордантность и образуют компактный кластер (рис. 4б). Вне зависимости от содержания U, точки всех зерен проанализированного циркона из пробы ТС-9 лежат на дискордии, ориентированной на нулевую отметку и пересекающей конкордию в значении возраста 1578 ± 5 млн лет.

Трахибазальты (проба ТС-8) – порфировая темно-серая порода с крупными светло-серыми удлиненными вкрапленниками плагиоклаза (лабрадора) величиной до 8 мм. Кроме плагиоклаза в породе присутствуют вкрапленники соссюритизированного КПШ. Основная мелкозернистая масса сложена теми же мелкими удлиненными кристаллами лабрадора, КПШ, селадонита, кварца, равномерно распределенными в полностью раскристаллизованном стекле, присутствуют многочисленные пылевидные, а также редкие мелкие черные зерна рудного минерала (магнетита) величиной до 0.5 мм, и выделения зеленого и желто-бурого хлорита. Присутствие в породе КПШ и селадонита – калиевых щелочных минералов – подтверждает еее название трахибазальт, установленное по валовому химическому анализу. Циркон из трахибазальтов (проба ТС-8) показал различные значения возраста (табл. 2). Четыре зерна (1, 4, 7, 8, рис. 3в) вытянутой формы и с ростовой зональностью в серых тонах в CL образуют конкордантный кластер со значением конкордантного возраста 1591 ± 14 млн лет (рис. 4в). Для этих зрен характерно умеренное содержание U (от 101 до 256 ppm) и Th (от 65 до 126 ppm) при

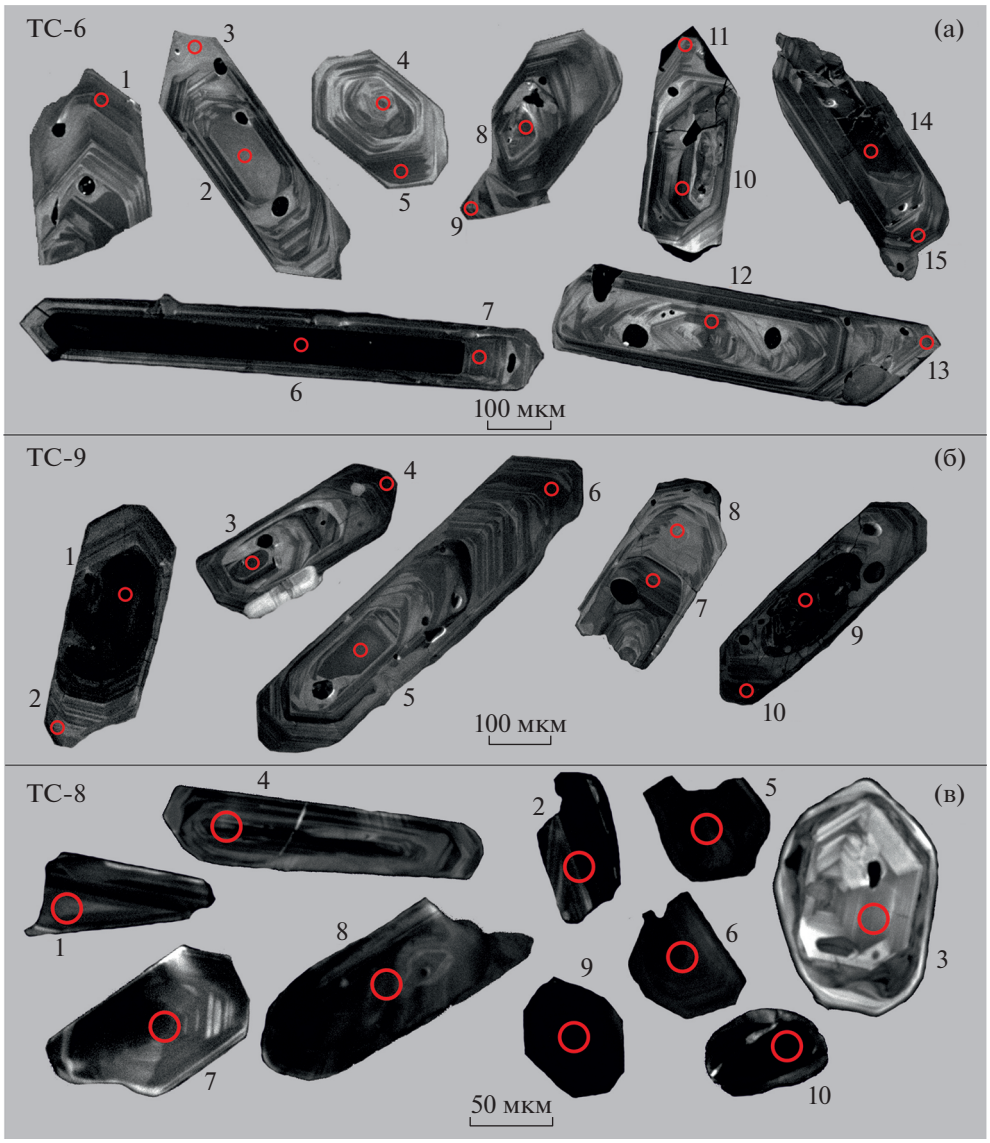

Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения продатированных зерен циркона из пробы: ТС-6 (а), ТС-9 (б) и ТС-8 (в). Кружком показано положение аналитического кратера диаметром около 20 мкм.

среднем значении Th/U-отношения 0.69. Зерно циркона с молодым значением $^{206}Pb/^{238}U$-возраста около 600 млн лет (3 на рис. 3в) отличается своей округлой формой и светло-черной окраской в CL. По всей видимости, это зерно ксеногенное – неясного генезиса. Другая группа зерен (2, 5, 6, 9, 10, рис. 3в) расположена субконкордантно в интервале 1750–2000 млн лет. Эти зерна имеют темно-серую окраску, реликты ростовой зональности, округлую или изометричную форму. Содержание U и Th в них заметно выше, чем в других зернах – от 583 до 1642 ppm и от 148 до 376 ppm соответственно. Для трех зерен (2, 5 и 9) Th/U-отношение составляет в среднем 0.14, что больше соответствует метаморфическому циркону, в остальных зернах из этой группы (6 и 10) Th/U-отношение выше – 0.61 и 0.64. Скорее всего, данная группа зерен с более древним возрастом является захваченной дайкой из пород фундамента свекофеннского возраста при ее внедрении.

Близость о. Соммерс к коренным выходам гранитов рапакиви и к предполагаемому подводному продолжению Выборгского массива позволяет рассматривать геологическую ситуацию на этом острове в ассоциации с массивом гранитов рапакиви. Кварцевые порфиры этого региона исследователями рассматриваются как эффузивные комагматы гранитов рапакиви или как поздние дайки тех же массивов [2, 5]. Изученные на о. Соммерс породы, в том числе проба ТС-6, по петрогеохимическим параметрам близки аналогичным образованиям о. Гогланд, отличаясь от них толь-

Таблица 2. Результаты U–Pb-анализа циркона из пород о. Соммерс

Номер точки	$^{206}Pb_c$ %	U ppm	Th ppm	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$ ppm	$^{206}Pb/^{238}U$ возраст, млн лет		$^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст, млн лет		D %	$^{238}U/^{206}Pb^*$	± %	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	± %	$^{207}Pb^*/^{235}U$	± %	$^{206}Pb^*/^{238}U$	± %	Rho
Проба ТС-6																			
1	0.04	79.9	50.8	0.66	20.3	1670	± 19	1645	± 31	–1	3.382	1.3	0.1011	1.7	4.123	2.1	0.2957	1.3	0.599
2	0.06	46.9	30.8	0.68	11.9	1668	± 20	1636	± 29	–2	3.387	1.4	0.1007	1.6	4.098	2.1	0.2952	1.4	0.662
3	0.08	37.1	18.7	0.52	9.36	1657	± 21	1666	± 33	1	3.411	1.5	0.1023	1.8	4.134	2.3	0.2932	1.5	0.641
4	0.06	52.1	39.8	0.79	13.4	1692	± 20	1676	± 27	–1	3.332	1.4	0.1028	1.5	4.256	2.0	0.3002	1.4	0.681
5	0.04	98.4	68.0	0.71	24.9	1665	± 19	1632	± 30	–2	3.392	1.3	0.1005	1.6	4.083	2.1	0.2948	1.3	0.615
6	0.01	508	527	1.07	129	1668	± 16	1655	± 10	–1	3.387	1.1	0.1017	0.54	4.14	1.2	0.2953	1.1	0.899
7	0.03	104	69.0	0.69	26.1	1657	± 18	1643	± 19	–1	3.412	1.2	0.1010	1.0	4.083	1.6	0.2931	1.2	0.767
8	0.03	84.2	83.4	1.02	21.5	1679	± 19	1688	± 33	1	3.362	1.3	0.1035	1.8	4.244	2.2	0.2974	1.3	0.581
9	0.04	82.9	51.7	0.64	20.6	1641	± 18	1668	± 21	2	3.449	1.3	0.1024	1.2	4.094	1.7	0.2899	1.3	0.736
10	0.02	146	136	0.96	36.8	1655	± 17	1629	± 26	–2	3.417	1.2	0.1003	1.4	4.047	1.8	0.2927	1.2	0.649
11	0.06	67.5	43.0	0.66	17.0	1654	± 19	1645	± 24	–1	3.418	1.3	0.1012	1.3	4.08	1.8	0.2925	1.3	0.706
12	0.04	79.2	75.3	0.98	20.2	1673	± 19	1673	± 22	0	3.375	1.3	0.1027	1.2	4.195	1.7	0.2963	1.3	0.733
14	0.01	184	176	0.99	47.0	1677	± 17	1639	± 17	–2	3.366	1.2	0.1008	0.94	4.129	1.5	0.2971	1.2	0.783
15	0.03	115	78.5	0.71	29.0	1664	± 18	1668	± 28	0	3.395	1.2	0.1024	1.5	4.158	2.0	0.2946	1.2	0.618
13	0.05	75.0	69.4	0.96	19.4	1694	± 19	1690	± 23	0	3.327	1.3	0.1036	1.2	4.294	1.8	0.3006	1.3	0.720
Проба ТС-9																			
1	0.01	1207	564	0.48	306	1667	± 19	1587	± 6	–5	3.390	1.3	0.09801	0.29	3.987	1.3	0.2950	1.3	0.976
2	0.01	294	113	0.40	75.2	1682	± 20	1585	± 11	–6	3.355	1.3	0.09793	0.58	4.025	1.5	0.2981	1.3	0.918
3	0.04	219	123	0.58	54.6	1639	± 20	1581	± 13	–4	3.453	1.4	0.09769	0.71	3.901	1.6	0.2896	1.4	0.889

Таблица 2. Окончание

Номер точки	$^{206}Pb_c$ %	U ppm	Th ppm	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$ ppm	$^{206}Pb/^{238}U$ возраст, млн лет		$^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст, млн лет		D %	$^{238}U/^{206}Pb^*$	± %	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	± %	$^{207}Pb^*/^{235}U$	± %	$^{206}Pb^*/^{238}U$	± %	Rho
4	0.02	308	129	0.43	80.2	1706	± 20	1587	± 11	–7	3.300	1.3	0.09802	0.58	4.095	1.5	0.3030	1.3	0.918
5	0.03	168	85.4	0.53	41.7	1635	± 20	1583	± 15	–3	3.464	1.4	0.09782	0.79	3.894	1.6	0.2887	1.4	0.869
6	0.02	427	197	0.48	111	1703	± 20	1566	± 9	–8	3.307	1.3	0.09692	0.49	4.041	1.4	0.3024	1.3	0.939
7	0.07	220	78.1	0.37	50.5	1529	± 19	1580	± 14	3	3.735	1.4	0.09766	0.75	3.605	1.6	0.2677	1.4	0.877
8	0.00	93.4	31.7	0.35	23.4	1650	± 21	1575	± 19	–5	3.429	1.5	0.09740	1.0	3.916	1.8	0.2917	1.5	0.817
9	0.01	5720	2458	0.44	1520	1734	± 20	1574	± 5	–9	3.240	1.3	0.09734	0.24	4.142	1.3	0.3086	1.3	0.982
10	0.03	454	139	0.32	112	1622	± 19	1569	± 9	–3	3.495	1.3	0.09708	0.49	3.83	1.4	0.2861	1.3	0.938
Проба ТС-8																			
3	0.00	160	77.8	0.50	13.3	597	± 8	681	± 93	14	10.31	1.4	0.06220	4.4	0.832	4.6	0.0970	1.4	0.305
4	0.15	101	65.1	0.67	24.3	1592	± 20	1566	± 30	–2	3.571	1.4	0.09690	1.6	3.742	2.1	0.2800	1.4	0.661
8	0.03	256	126	0.51	61.8	1597	± 23	1576	± 17	–1	3.557	1.6	0.09744	0.89	3.778	1.8	0.2812	1.6	0.876
1	0.04	178	101	0.59	43.1	1600	± 18	1580	± 20	–1	3.550	1.3	0.09770	1.0	3.794	1.6	0.2817	1.3	0.772
7	0.07	111	108	1.00	27.3	1617	± 20	1605	± 26	–1	3.509	1.4	0.09900	1.4	3.889	2.0	0.2850	1.4	0.707
6	0.02	636	376	0.61	173	1773	± 18	1756	± 9	–1	3.159	1.1	0.1074	0.51	4.689	1.3	0.3166	1.1	0.915
5	0.02	950	148	0.16	279	1896	± 19	1846	± 7	–3	2.924	1.1	0.1129	0.38	5.323	1.2	0.3420	1.1	0.950
9	0.01	1642	188	0.12	483	1897	± 19	1897	± 5	0	2.922	1.1	0.1161	0.29	5.478	1.2	0.3422	1.1	0.968
2	0.27	1361	170	0.13	415	1952	± 25	1952	± 6	0	2.828	1.5	0.1197	0.34	5.839	1.5	0.3537	1.5	0.975
10	0.02	583	361	0.64	185	2022	± 20	1986	± 8	–2	2.715	1.2	0.1220	0.47	6.196	1.3	0.3684	1.2	0.929

Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибки при калибровке стандарта (0.41% для обр. ТС-6, 0.37% для обр. ТС-9, 0.35% для обр. ТС-8), не включены в указанные выше ошибки, но требуются при сравнении данных из разных источников. Коррекция на обыкновенный свинец при расчете возраста по измеренному ^{204}Pb. Rho – коэффициент корреляции ошибок. D – дискордантность, в %.

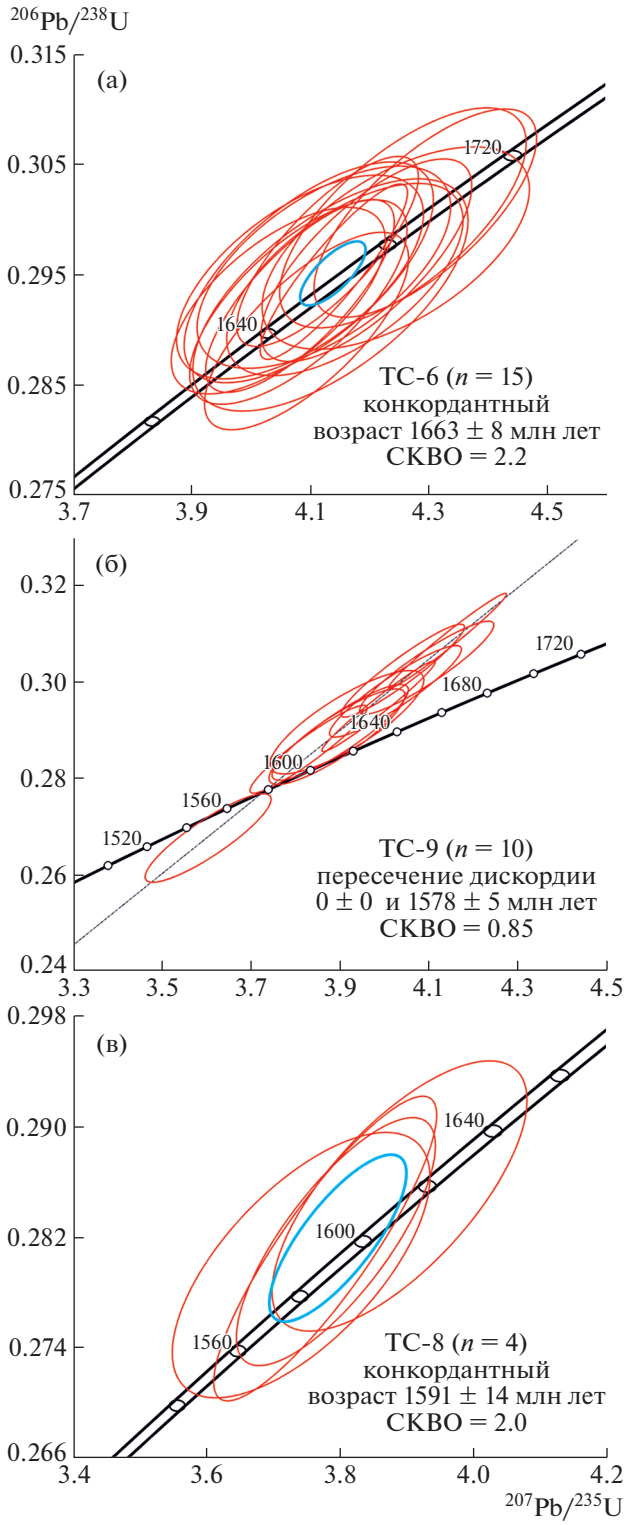

Рис. 4. Диаграммы с конкордией для циркона из пробы: ТС-6 (а), ТС-9 (б) и ТС-8 (в). Эллипсы и значения конкордантного возраста соответствуют 2σ, включая погрешность константы распада.

ко более древним на 20 млн лет возрастом. Возраст 1663 ± 8 млн лет, установленный для кварцевых порфиров, может отвечать самой ранней магматической активности Выборгского массива.

Современные представления о геохронологии Выборгского массива основаны на обширной выборке U–Pb-анализов, проведенных за последние 40 лет [13, 15]. Эти данные предполагают возраст кристаллизации гранитов рапакиви в интервале 1650–1627 млн лет [11, 14]. U–Pb-возраст циркона 1627 ± 3 млн лет (ID-TIMS) из темного выборгита с о. Ристисаари является самым молодым значением, до сих пор определенным для пород Выборгского батолита. Этот остров является самой близкой точкой к о. Соммерс.

На основе уже опубликованных данных о U–Pb-возрасте циркона (от 1.65–1.64 млрд лет на севере, и до 1.627 млрд лет на юге) предполагается, что по мере роста Выборгского батолита, общий очаг магматизма мог смещаться на юг, но при этом возраст даек кварцевых порфиров еще более молодой – 1619 млн лет [14]. “Молодой” возраст кварцевого порфира–риодацита с о. Соммерс (проба ТС-9), который равен 1578 млн лет, вполне вписывается в эту тенденцию омоложения. Здесь уместно отметить, что центр Финского залива, где расположен о. Соммерс, является осевой частью крупной долгоживущей тектонической зоны, которая имеет различные названия: Балтийско-Мезенская зона, флексура Полканова или периферическая часть Балтийской кольцевой структуры (нуклеара) [4, 10]. К этой структуре приурочены и другие массивы гранитов-рапакиви, в частности, Салминский с возрастом 1.55 млрд лет [8]. Эта же широтная зона выделяется и на дне Ладожского озера, где она контролирует резкое увеличение глубины Пашского грабена [1].

Взаимосвязь между гранитной и габбро-анортозитовой магмами в Выборгском массиве и других массивов юга Балтийского щита до конца не выяснена. Преобладает мнение, что при образовании Выборгского массива основная магма как более ранняя и ее термальное воздействие на кислую кору способствовали формированию гранитного материала. Данные геохронологических исследований указывают на более древний возраст габбро-анортозитов Салминского и Выборгского массивов по сравнению с гранитами тех же массивов [8]. Геологические взаимоотношения базальтов и кварцевых порфиров на о. Гогланд также указывают на более древний возраст основных пород по сравнению с кислыми [2]. Наши данные по трахибазальтам (проба ТС-8) – 1591 ± 14 млн лет и риодацитам (проба ТС-9) – 1578 ± 5 млн лет, подтверждают закономерное омоложение возраста от основных пород к кислым. Если исходить из того, что эффузивные комагматы первоначально были расположены над будущим массивом, то по мере

его роста, структура, выполненная этими отложениями, будет сдвигаться относительно центра массива, а вблизи нее будут появляться все более и более молодые граниты, что отразилось в появлении гранитов о. Ристисаари с возрастом 1627 ± ± 3 млн лет и кварц-полевошпатовых порфиров о. Соммерс (проба ТС-9) с возрастом 1578 ± 5 млн лет. Но, вероятнее всего, возраст пород из проб ТС-8 и ТС-9 – (в интервале 1591–1578 млн лет) олицетворяет новый цикл магматической активности в районе Выборгского массива, который накладывается на его основной этап с возрастом 1660–1630 млн лет. При этом проба кварцевых порфиров ТС-6 (1663 ± 8 млн лет) относится к южной, более древней и однообразной толще, которую можно коррелировать с самыми ранними проявлениями рифейских событий: развитием сдвиговых зон и сопряженных с ними трогами пулл-аппартного типа, заполненные породами хогландской серии. Севернее горизонта лавобрекчий (проба ТС-4) на о. Соммерс расположен более молодой гетерогенный комплекс с возрастом 1591–1578 млн лет. Вероятно, что магматические и осадочные образования именно этого возраста слагают субширотный прогиб, протягивающийся от о. Соммерс на восток. В пользу наличия осадочных пород в этой структуре свидетельствуют многочисленные валуны конгломератов и кварцито-песчаников по берегам о-вов Мощный и Сескар. Тектоническая активность, связанная с формированием раннерифейских трогов этого возраста, проявилась и в формировании разломных зон по периферии Балтийского щита, где индикаторами сейсмических событий явились псевдотахилиты с возрастом 1.59 млрд лет [9].

В заключение следует отметить, что для кварцевых порфиров, слагающих южную часть о. Соммерс, впервые для района Финского залива, получены самые древние определения возраста вулканитов (1663 ± 8 млн лет), которые можно относить к низам хогландской серии раннего рифея. В северной части острова развиты разнообразные породы: кварц-полевошпатовые порфиры (риодациты), андезибазальты, трахибазальты, гранодиориты. В целом они сильнее изменены, чем породы южной части острова, так как в них присутствуют минералы индикаторы: хлорит-шамозит и магнетит, свидетельствующие о метаморфизме зеленосланцевой фации, но их возраст моложе. При этом трахибазальты (проба ТС-8 – 1591 ± ± 14 млн лет) древнее кварц-полевошпатовых порфиров (риодацитов – проба ТС-9 – 1578 ± 5 млн лет). “Молодые” возрасты пород кварц-полевошпатовых порфиров и трахибазальтов северной части о. Соммерс, возможно, отражают наличие в этом районе более молодого массива гранитов рапакиви, чем Выборгский. В этом случае рифейская троговая структура, прослеженная на восток от о. Соммерс (рис. 1), может быть выполнена породами не только хогландской серии, а часть ее является более молодой и коррелируется с низами разреза Пашского грабена – приозерской свитой.

БЛАГОДАРНОСТИ

Первичная рекогносцировка острова Соммерс проводилась в 2017 г. в рамках комплексной экспедиции Русского географического общества на Внешние острова Финского залива “Гогланд”. Проведение полевых работ в 2021 г. организовано АНО “Центр содействия экспедиционной деятельности”.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках исследований по темам Государственного задания ГИН РАН, ИГЕМ РАН и ИФЗ РАН. Датирование циркона выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амантов А.В.* Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 22–32.
2. *Беляев А.М.* Петрология вулканических пород формации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 55. С. 28–36.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист P-(35)-37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.
4. *Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С., Полещук А.В., Зыков Д.С.* Тектоника и этапы эволюции Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны в фанерозое, Северо-Запад России // Геотектоника. 2020. № 1. С. 3–22.
5. *Конышев А.А., Аносова М.О., Русак А.А., Алексеев И.А., Якушев А.И., Шаповалов Ю.Б.* Дайки кварцевых порфиров и их место в становлении Салминского батолита (Южная Карелия) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 23–28.
6. *Кузнецов Н.Б., Балуев А.С., Терехов Е.Н., Колодяжный С.Ю., Пржиялговский Е.С., Романюк Т.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М., Баянова Т.Б., Серов П.А.* О времени формирования Кандалакшского и Керецкого грабенов палеорифтовой системы Белого моря в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 570–607. https://doi.org/10.5800/ GT-2021-12-3-0540
7. *Купцова А.В., Худолей А.К., Дэвис В., Рейнберд Р.Х., Ковач В.П., Загорная И.Ю.* Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (Южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геологическая Корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 3–19.
8. *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

9. *Морозов Ю.А., Юдин Д.С, Травин А.В., Смульская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А.* Первые находки и $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирование псевдотахилитов в палеопротерозойском зонально метаморфизованном Ладожском комплексе Фенноскандии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 5–9.

10. *Терехов Е.Н., Балуев А.С.* Постскладчатый магматизм (1.85–1.7 млрд лет) восточной части Балтийского щита: корреляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 26–43.

11. *Heinonen A., Rämö O.T., Mänttäri I., Andersen T., Heinonen L.K., Rämö A.P., Mänttäri O.T., Andersen I.T., Larjamo K.* Zircon as a Proxy for the Magmatic Evolution of Proterozoic Ferroan Granites; the Wiborg Rapakivi Granite Batholith, SE Finland // J. Petrol. 2017. V. 58. P. 2493–2517.

12. *Laitakari I., Rämö O.T., Suominen V., Niin M., Stepanov K., Amantov A.* Subjotnian: Rapakivi Granites and Related Rocks in the Surroundings of the Gulf of Finland // Geol. Survey of Finland Geol. Special Paper. 1996. V. 21. P. 59–97.

13. *Rämö O.T., Haapala I.* One Hundred Years of Rapakivi Granite // Miner. Petrol. 1995. V. 52. P. 129–185.

14. *Rämö O.T., Turkki V., Mänttäri I., Heinonen A., Larjamo K., Lahaye Y.* Age and Isotopic Fingerprints of Some Plutonic Rocks in the Wiborg Rapakivi Granite Batholith with Special Reference to the Dark Wiborgite of the Ristisaari Island // Bull. of the Geol. Society of Finland. 2014. V. 86. P. 71–91.

15. *Vaasjoki M.* Explanation to the Geochronological Map of Southern Finland: The Development of the Continental Crust with Special Reference to the Svecofennian Orogeny // Geol. Survey of Finland. Rep. of Investigation 135. 1996. 30 p.

NEW DATA ON THE EARLY RIPHEAN AGE (U-PB, SHRIMP-II) OF ACID AND BASIC EFFUSIVES OF THE GULF OF FINLAND (SOMMERS ISLAND, RUSSIA)

E. N. Terekhov[a,#], S. G. Skublov[b,c], A. B. Makeyev[d],
Corresponding Member of the RAS Yu. A. Morozov[e], E. V. Levashova[b], and A. A. Yurmanov[f]

[a] *Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

[c] *Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russian Federation*

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

[e] *Schmidt Institute of Physics of the Earth Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[f] *N.V. Tsitsin Main Botanical Garden, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru*

This paper presents data on the age of the volcanites of the Sommers Island. Sommers, located to the south of the submarine extension of the Vyborg Massif. Volcanites are probable comagmates of the Rapakivi granites. The U-Pb system of zircon from Early Riphean volcanics was studied to determine their geochronological age using the SHRIMP-II ion microprobe (VSEGEI). For quartz porphyries composing the southern part of the Somers Island. The oldest age determinations of volcanic rocks (1663 ± 8 Ma) were obtained for the first time for the Gulf of Finland area, which may be assigned to the lower parts of the Hogland serie s of the Early Riphean. In the northern part of the island, there are various rocks: quartz-feldspar porphyries (rhyodacites), andesibasalts, trachybasalts, and granodiorites. All of them underwent changes in the conditions of greenstone metamorphism in contrast to the relatively fresh rocks of the southern part of the island. The trachybasalts (1591 ± 5 Ma) are older than the quartz-feldspar porphyries (rhyodacite – 1578 ± 14 Ma), and a similar change from older basic rocks to younger acidic ones is typical of all magmatic occurrences of the anorthosite-rapakivite formation in the Gulf of Finland region. The "young" ages of the rocks of the northern part of the island. Sommers possibly represent the presence of a younger massif of rapakivi granites in the center of the Gulf of Finland than the Vyborg massif. In this case, the Riphean trog structure traced eastward from Somers Island is not of the same age. Sommers, is composed not only of rocks of the Hogland series, and its part correlates with the bottoms of the Pashsky graben section – the Priozero Formation

Keywords: quartz porphyries, rapakivi granites, U-Pb age, zircon, Early Riphean

EDN: FQHNGP
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 32–37

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.41/550.3

СТРУКТУРНО-ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ Au–Q-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРОКИНДА (СВ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2022 г. К. Ю. Мурашов[1,*], Т. М. Злобина[1], член-корреспондент РАН В. А. Петров[1], А. А. Котов[1]

Поступило 07.04.2022 г.
После доработки 17.05.2022 г.
Принято к публикации 19.05.2022 г.

Приведены новые данные о структурно-гидродинамической организации рудообразующей системы (РС) месторождения Ирокинда в архитектуре глубинных разломов. Выявлены особенности функционирования РС в сейсмическом “центроидном” поле напряжений под давлением, аномально превышающем литостатическое. Впервые обозначена область питания РС из автономных полигенных источников, формировавшихся полихронно в тектоно-магматогенных пулл-апарт структурах. Разработана 3D-модель образования полигенного источника в одной из структур. Обсуждается модель функционирования РС в постколлизионный период. Согласно этой модели, палео-землетрясения центроидного типа с гипоцентрами в зоне Беньофа периодически вскрывали коллекторы с метаморфогенными газами, накапливавшимися в аккреционной призме, и обеспечивали их перенос в пулл-апарт структуры, смешение с магматогенными флюидами и миграцию смешанных газгидратов в сферу минерализации.

Ключевые слова: структура месторождения, рудообразующая система, сейсмический режим
DOI: 10.31857/S2686739722100474

Месторождения золота, сформированные гидротермально-магматическими системами на разных глубинах, в различных тектонических средах в пределах влияния конвергентных границ литосферных плит, относятся к орогенным. Особенно широко обсуждаются последние 20 лет золотоносные рудообразующие системы (РС), вопросы функционирования которых остаются противоречивыми. Современные гипотезы об образовании таких месторождений направлены на разрешение основных противоречий между генезисом минеральных систем и сроками геодинамических, структурных, метаморфических событий. Исследования [1, 2] показали, что данные (изотопно-геохимические, термобарогеохимические и др.) о золотоносных РС особенно неоднозначны для орогенных систем, что вызывает трудности при интерпретации режимов функционирования РС во времени, происхождения источников, способов переноса флюидов в зону минерализации. Гипотеза Дж.А. Хронски [3] определяет концепцию орогенного рудообразования как процесс накопления золота в режимах кратковременно активных самоорганизующихся систем (сейсмической и флюидной), осуществляющих перенос аномальных потоков энергии и флюидов в вертикальной сети проницаемых каналов, связанных с источником. Отложение рудной минерализации происходит эпизодическими импульсами внутри проводящей системы разломов. Гипотеза связывает разномасштабные критические процессы: геодинамические; минералообразования; архитектуры активных тектонических проводников; тепловой двигатель, осуществляющий подъм флюидов по каналам в область накопления руд золота с помощью “сейсмического роя, спровоцированного инъекцией флюидов”. Последний заимствован из модели [4], в которой подчеркивается триггерный эффект гидродинамического давления флюидов, вызывающего слабое роевое землетрясение в диапазоне магнитуд 2–4. После определения параметров критических процессов, указанных в [3], можно оценивать геохимические отклики для них [5].

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для оценки напряженно-деформированного состояния среды (НДС) в период поступления флюидов применены методы [6]: 1) реконструкции векторов напряжений-деформаций по динамопарам скола, выполненным минералами-индикато-

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: kostik.mur@mail.ru*

рами процессов рудообразования; 2) стереографического анализа векторов деформаций в изолиниях плотности распределения для определения фазовых портретов изменения НДС; 3) оценки напряжений по значениям $Det(M_{i,j})/Det(M_{x,y})$ тензоров, отражающих изометрическое положение векторов в базисе с использованием коэффициентов асимметрии тензоров Бингхема. Соответствие палео-механизмов деформаций современным сейсмическим проверяли по схеме классификации фокальных механизмов землетрясений [7], определяющей (на основе изометрического отображения на сферу тензоров сейсмических моментов) области сферы, допустимые для механизмов деформаций DC- и NDC-типов. Для построения 3D-моделей разработан подход, расширяющий возможности использования ГИС-технологий и трехмерных визуальных моделей при изучении пространственно-временных закономерностей структурно-динамических процессов формирования месторождений [8]. Использовались отдельные модули и алгоритмы из специализированных горно-геологических информационных систем (MICROMINE), методически адаптированные под конкретную задачу. Переменные параметры флюидов (*PT*, изотопный состав, соленость, плотность) определялись при изучении флюидных включений (ФВ) в золотоносном кварце, захваченных в процессе минералообразования. Микротермометрические исследования ФВ выполнялись на измерительном комплексе, включающем микротермокамеру THMSG-600 “Linkam”, микроскоп “Olimpus”, видеокамеру и управляющий компьютер [2]. Глубина начала минералообразования определялась по *P*max флюидов с учетом градиента литостатического давления (P_L = 260 бар/км), а глубина завершения процесса – по *P*min, с использованием градиента гидростатического давления (P_H = 100 бар/км). Принцип расчета глубин сформулирован в [9]. В расчетном интервале глубин сравнивались максимальные перепады давления, полученные по ФВ (*P*max-*P*min) и перепады литостатического давления ($P_L$max–$P_L$min) между нижним и верхним уровнем формирования минерализации. При *P*max-*P*min > $P_L$max-$P_L$min рассчитывалось среднее для данного интервала глубины давление флюидов, превышающее литостатическое.

Месторождение Ирокинда размещено на окраине юго-восточного сегмента Байкало-Муйского пояса, в Южно-Муйской глыбе (AR-PR_1), вовлеченной в субдукционно-коллизионные процессы байкальских циклов тектогенеза (~800 и 600 млн лет), вокруг которой формировалось складчато-орогенное сооружение ранних и поздних байкалид, проявлялся синтектонический магматизм, гипабисальный вулканизм (PR–PZ). Относительно позиции Южно-Муйской глыбы пока нет однозначного мнения – является ли она кратонным выступом или фрагментом кратонного террейна (микроконтинента), аккретированным к Сибирскому континету в конце рифея, венде [10] или частью микроконтинента, аккретированным дважды к Сибирской платформе вместе Северо-Муйским блоком [11]. Раннее отнесение Байкало-Муйского пояса к офиолитовым, последующее – к позднерифейским вулканическим, имеют свои геологические и магматические обоснования [12, 13]. Принципиальным в различных схемах являются выражение коллизионных, островодужных структур и время становления магматических комплексов. Приведенные данные по золоторудным месторождениям не согласуются с современными представлениями как о проявлении плюмового магматизма и сопровождающих его тектонических процессах [14, 15], так и с конкретной информацией [16] о возрасте золоторудной минерализации в регионе (~270–280 млн лет). Представления о ранне- и позднепалеозойской тектоно-магматической активизации в рифейском подвижном поясе в настоящее время заменяются концепцией связи рудообразования с Ангаро-Витимским мегабатолитом. В связи с особенностями геодинамического и тектонического развития Муйского рудного района необходимо рассматривать различные модели золотоносных рудообразующих систем, учитывая вероятность корового и мантийного их зарождения, явлений регенерации ранних рудных образований, совместного размещения полихронных рудных концентраций [17].

Тектоническая позиция в области влияния конвергенции литосферных плит, а также полихронный метаморфизм – зеленосланцевый в PR и гранулитовый в венде [11] позволяют отнести месторождение к орогенным. Термобарические параметры флюидов соответствуют орогенной рудообразующей системе, связанной с магматизмом и глубинными метаморфогенными процессами [2]. Минерализация жил формировалась из магматогенных флюидов при T = 453–320°C, P = = 3.3–1.1 кбар, а из метаморфогенных – при T = = 384–270°C, P = 5.0–1.4 кбар. Прямые измерения изотопного состава углерода в газовых ФВ показали присутствие газов, происхождение которых мы связали с процессами коллизионного метаморфизма в зоне субдукции при поглощении океанической коры мантией [2]. Однако особенности вариаций изотопного состава Pb, S, Sr и Nd рудных и жильных минералов дают основание заключить, что минералообразующие компоненты поступали в гидротермальную систему месторождения из разных источников [18]. Один из них авторы связывают с породами докембрийской коры, второй – с внутриплитным раннепермским щелочным магматизмом, а развитие рудообразующих процессов на месторождении – с возрас-

том около 270 млн лет назад. Такие данные указывают на противоречия между генезисом минеральной системы и сроками геодинамических и метаморфических событий, оторванных по времени на сотни млн лет от периодов поступления флюидов. По мнению Дж. Гровса и соавт. [5], большинство генетических гипотез орогенных месторождений золота, которые связаны с магмато-гидротермальными флюидами, в настоящее время опровергаются в рамках модели глобальной минеральной системы. Правдоподобные модели включают метаморфические флюиды (коровые), но источник флюида был сомнительным. Это происходит из-за дегазации (CO_2) субдуцированной океанической плиты с лежащей на ней золотосодержащей, богатой сульфидами осадочной пачки или высвобождения CO_2 из мантийной литосферы, которая была метасоматизирована во время субдукции [5].

Южно-Муйский блок, вмещающий Ирокиндинское рудное поле, ограничен на юге зоной Южно-Муйских глубинных разломов, на западе и востоке – Келяно-Ирокиндинской и Тулдуньской мобильными зонами глубинных разломов. В зонах присдвигового растяжения и сбросов по поперечным перемычкам на изгибах разломов в условиях *право-сдвиговой* транстенсии были образованы в PR_1 пулл-аппарт структуры с объемными камерами декомпрессии на глубине, которые определены с помощью 3D-модели поверхностной толщи осадков по ромбовидной форме прогибов в наложенных кайнозойских впадинах. Эволюция тектоно-магматогенных пулл-апарт структур происходила при кинематической инверсии сдвигов малой амплитуды в периоды автономного полихронного развития магматизма: в ранне-байкальский цикл тектогенеза; на рубеже ранне-поздне-байкальких циклов; в период палеозойской активизации. Периодическая смена режима *право-сдвиговой* транстенсии на *лево-сдвиговую* транспрессию инициировала полихронное затягивание в камеры декомпрессии краевых фаций магматических расплавов различной природы и возраста. Длительный процесс генерации и накопления рудообразующих флюидов из магм происходил в условиях затухающей *лево-сдвиговой* транспрессии в притертых (сдавленных) пулл-апарт структурах (рис. 1а).

Анализ магматизма, проявившегося (по данным [19]) вокруг блока, позволил предположить, что в пулл-апарте 1.1 (см. рис. 1а) могли накапливаться производные габброидных магм Муйского (812 млн лет [19]) и гранитоидных Витимканского (292 млн лет [19]) комплексов; в пулл-апарте 1.2 – Муйского и гранитоидного гипабиссального Бамбукойского комплексов (723 млн лет [19]). В пулл-апартах 2.1 и 2.2 источники флюидов могли формироваться из дифференциатов высокотитанистых плутоногенных габброидных магм Кедровского (735 млн лет [19]) и дифференциатов гранитоидных магм Муйского комплексов.

Вместе с этим трудно представить совмещение производных магм Муйского и Витимканского комплексов, образованных в пулл-апарте 1.1 с отрывом почти в 500 млн лет. Дифференциаты протерозойского магматизма могли удаляться полностью из промежуточного очага на образование жил на более глубоких горизонтах, возраста которых пока нет. А минерализация жил, локализованных в верхней части разреза, могла быть образована из нового палеозойского источника, генерация которого происходила в этой же пулл-апарт структуре 1.1.

Реконструкция эволюции в PR-PZ тектоно-магматогенных пулл-апарт структур и полученные новые изотопные данные по источникам флюидов [2] позволили определить общую область питания рудообразующей системы (см. рис. 1а), ограниченную влиянием очагов генерации флюидов в пулл-апартах только серии 1 и серии 2. Выявлено, что структура “пальмы”, сопряженная с пулл-апарт структурами, контролировала в целом образование жильного мегаштокверка, ветвящегося как крона дерева на верхних горизонтах и сходящегося к нескольким стволам у пулл-апарт структур на нижних горизонтах. На 3D-модели (см. рис. 1б) показаны очаги генерации магматогенных флюидов, смешивающихся с метаморфогенными газами в пулл-апарте 1.2, и пути миграции флюидов по разломам второго порядка одной из ветвей структуры “пальмы”. Раскрытие разломов “пальмы” подтверждают сферограммы деформаций периода поступления флюидов (см. рис. 1в). Механизм деформаций схож с механизмом разгрузки очага землетрясения NDC-типа при $\sigma_3 = \sigma_2 < \sigma_1$ [20].

Ирокиндинская РС характеризуется высокими *PT*-параметрами (*P* – от 1.11 до 5.03 кбар, *T* – от 270 до 453°C) гетерогенных CO_2–H_2O-флюидов; повышенной соленостью растворов (3.9–23.4 мас. %-экв. NaCl, при $T = 270–384$°C); присутствием высокотемпературных рассолов (46.3–43.3 мас. %-экв. NaCl, при $T = 453–380$°C) [2]. Значения $(P_{H2O} + P\text{газов})/P_{H2O}$ – от 11.8 до 57.7 в газ-гидратах ФВ и P_{max}-5кбар газовых ФВ подтверждают предположение о смешении водно-солевых растворов и свободных газов под большим давлением. Минерализация из смешанных источников происходила в интервалах глубин 11.1–13.4 км и 14.1–19.3 км. Значения K/Rb (343–328) в вытяжках из ФВ и высокие содержания солей в растворах с CO_2 обусловлены участием флюидов из магматогенных источников. В жиле 3, имеющей среднюю мощность 0.4–0.5 м, обнаружен раздув до 5 м, образование которого мы связываем с внедрением флюидов, смешанных с

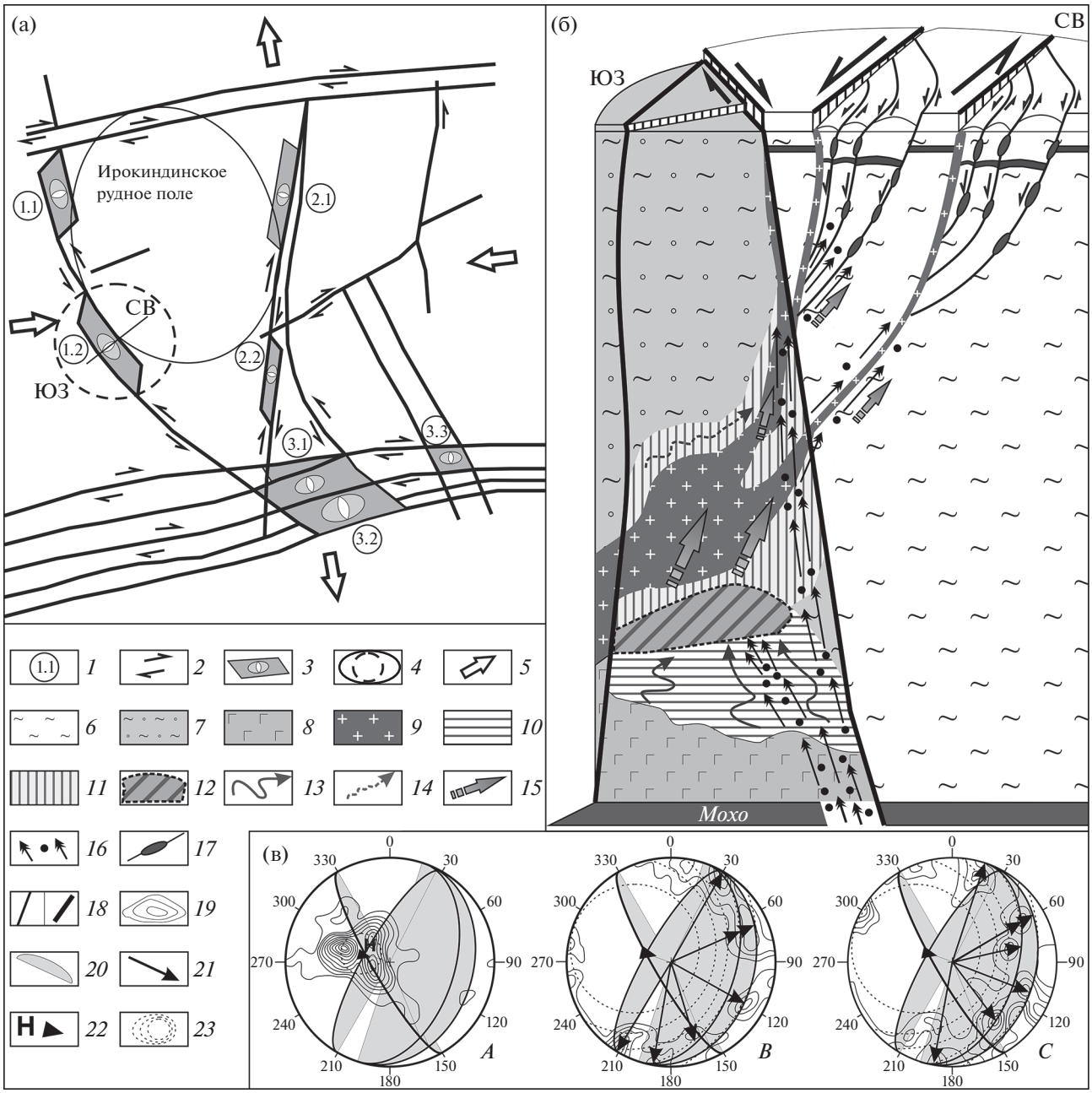

Рис. 1. Схема тектонического контроля области питания Ирокиндинской РС из автономных источников в периоды генерации и миграции флюидов (а). Разрез 3D-модели пулл-апарта 1.2 и миграции из него флюидов в сферу минерализации (б). Сферограммы деформаций в период поступления флюидов (в). Обозначения для рис.: (а) *1* – номера пулл-апарт структур в Келяно-Ирокиндинской (1.1, 1.2) и Тулдуньской (2.1, 2.2) мобильных зонах и в системе Южно-Муйских разломов (3.1, 3.2, 3.3); *2* – направление подвижек; *3* – камеры пулл-апартов (ромбы) с очагами (овалы внутри ромба) генерации и смешения флюидов; *4* – область питания РС: общая (сплошной овал), из пулл-апарта 1.2 (пунктир); *5* – направления регионального сжатия–растяжения. (б) *6* – гнейсы Киндиканской свиты (AR-? kn), вмещающие жилы; *7* – метатеррригенные породы (R–V) мобильной зоны; *8–9* – магматогенные источники флюидов: *8* – габброиды Муйского плутонического комплекса (PR_1 ms 812 + 19 млн лет [19]), *9* – гранитоиды Бамбукойской серии (PR_2bm, 723 ± 4 млн лет [19]) гипабиссального Жанокского вулкано-плутонического комплекса; *10–12* – области воспроизводства флюидов из: габброидных (*10*), гранитоидных (*11*), смешанных (*12*) магм; *13–16* – направления миграции флюидов: *13* – габброидных, *14* – гранитоидных, *15* – смешанных, *16* – метаморфогенных газов из зоны субдукции; *17* – жилы; *18* – разломы. (в) *19* – выходы на верхнюю полусферу сетки Шмидта векторов напряжений-деформаций в изолиниях плотности распределения: A(σ_1) – растяжения, B(σ_2) – средней, C(σ_3) – сжатия; *20* – проекции плоскостей проницаемых нарушений; *21* – ориентировки $|+\sigma_3 max| = |-\sigma_2 max|$, лежащих в плоскостях проницаемых разломов при $\sigma_1 > \sigma_3 = \sigma_2$; *22* – ось симметрии системы деформаций; *23* – проекции аппроксимирующих конусов осевого распределения Бингхема.

большим объемом напорных газов. Изотопный состав углерода из газовых ФВ ($\delta^{13}C/\delta^{12}C$ от –0.6 до +0.7) и $P_{max} > 5$ кбар указывают на ювенильное происхождение газов при декарбонатизации морских известняков [2]. Образование таких флюидов можно связать с процессами коллизионного метаморфизма, происходящими при декарбонатизации и дегидратации известняков в зоне субдукции при поглощении океанической коры мантией.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация комплекса данных, в том числе и полученных [2, 20], воплощена в модель функционирования Ирокиндинской РС. Газы, выделявшиеся в процессе декарбонатизации и дегидратации морских известняков (PR_1) в зоне субдукции накапливались в коллекторах аккреционной призмы, где были заперты в условиях длительного сжатия. Землетрясения, фокусирующиеся в зоне Беньофа, с релаксацией напряжений на деформации NDC-типа, вскрывали в постколлизионный период коллекторы призмы, обеспечивали миграцию напорных газов и воды в пулл-апарт структуры под давлением, превышающим литостатическое на 2.3 кбар, и смешение с флюидами магматогенного происхождения (см. рис. 1б). Непосредственное периодическое функционирование рудообразующей системы в разломах-проводниках начиналось после воспроизводства магматогенных флюидов, согласующегося со сроками тектоно-магматической активизации, под давлением, аномально превышающем литостатическое, в сейсмическом режиме левого сдвига. Пульсации больших объемов напорных флюидов создавали временные локальные объемные напряжения, которые приводили к компенсации сдвига. Смешанные с газами рудоносные флюиды и газы поступали в структуры “пулл-апарт-пальма” в необычных условиях синрудных деформаций, центроидный механизм которых обусловлен одноосным растяжением (см. рис. 1в). Реализация деформаций происходила при выравнивании напряжений $|-\sigma_2| = |+\sigma_3|$ по абсолютной величине и вращении вокруг оси σ_1 поля напряжений, способного поддерживать перенос флюидов в сферу минералоотложения под давлением в гидродинамической системе, аномально избыточным над литостатическим на 1.8 кбар. Выявлено [20], что архитектура проницаемой трещинной инфраструктуры разлома зависит от ориентировки оси симметрии деформаций H, которая контролирует миграцию потоков флюидов. На Ирокинде ось H имеет устойчивую ориентировку – аз. пгр. 110°/60°. Вращение вокруг новой оси симметрии (H) системы напряжений-деформаций (см. рис. 1в) в период поступления флюидов – одно из доказательств фазового перехода сейсмического поля напряжений сдвига в центроидное под давлением флюидов. Восходящий тепломассоперенос с вращением потока флюидов Ирокиндинской ФС происходил в стволовых зонах разломов в условиях растяжения, при давлении в гидродинамической системе от 3.5 до 5.0 кбар, аномально избыточном над литостатическим (P_L) на 1.8–2.2 кбар. Сейсмическая активность и пульсационное поступление флюидов в один и тот же объем разрушающихся пород возобновлялись многократно, при повторяемости землетрясений, согласующейся со сроками периодического воспроизводства флюидов в очагах их генерации. На повторное раскрытие тектонических нарушений, залеченных ранней Au–Q-минерализацией, указывает структура “жила в жиле”, которая встречается редко, но обнаружена нами в жиле 3, локализованной в зоне влияния источника из пулл-апарта 1.2. В этой же зоне локализованы крупные жилы 30, 35, Лагерная и другие более мелкие.

ВЫВОДЫ

1. Впервые выделена область гидротермального питания Ирокиндинской рудообразующей системы из четырех автономных полигенно-полихронных источников. 2. Очаги генерации источников контролировали тектоно-магматогенные пулл-апарт структуры, а миграцию флюидов в зону минерализации – сопряженные с ними проводящие структуры “пальмы”. 3. Перенос газов из зоны субдукции в пулл-апарт структуры и их смешение с магматогенными флюидами под давлением в гидродинамической системе, аномально избыточном над литостатическим, поддерживали палеосейсмические события, гипоцентры которых фокусировались в зоне Беньофа.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации (грант № 13.1902.21.0018).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
2. *Prokofiev V.Yu., Safonov Yu.G., Lüders V., et al.* The Sources of Mineralizing Fluids of Orogenic Gold Deposits of the Baikal-Patom and Muya Areas, Siberia: Constraints from the C and N Stable Isotope Compositions of Fluid Inclusions // Ore Geol. Rev. 2019. V. 111. P. 1–18.
3. *Hronsky J.A.* Deposit-scale Structural Controls on Orogenic Gold Deposits: An Integrated, Physical Process

Based Hypothesis and Practical Targeting Implications // Mineralium Deposita. 2020. V. 55. P. 197–216.

4. *Cox S.F.* Injection-driven Swarm Seismicity and Permeability Enhancement: Implication for the Dynamics of Hydrothermal Ore Systems in High Fluid-flux, Overpressured Faulting Regimes // Economic Geology. 2016. V. 111. No 3. P. 559–587.
5. *Groves D.I., Santosh M., Liang Zhang.* A Scale-integrated Exploration Model for Orogenic Gold Deposits Based on a Mineral System Approach // Geoscience Frontiers. 2020. 11(3). P. 719–738.
6. *Злобина Т.М.* Математические методы моделирования трещинных структур рудных месторождений. М.: Наука, 1991. С. 71–74.
7. *Юнга С.Л.* О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // ДАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 253–255.
8. *Петров В.А., Веселовский А.В., Мурашов К.Ю.* Моделирование геодинамических объектов в трехмерной ГИС // Геоинформатика. 2015. № 3. С. 32–38.
9. *Прокофьев В.Ю., Пэк А.А.* Проблемы оценки глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 3–24.
10. *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид в обрамлении юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
11. *Skuzovatov S., Wang K.L., Dril S., Lee H.Y., Iizuka Y.* Geochemistry, Zircon U-Pb and Lu-Hf Systematics of High-grade Metasedimentary Sequences from the South Muya Block (Northeastern Central Asian Orogenic Belt): Reconnaissance of Polymetamorphism and Accretion of Neoproterozoic Exotic Blocks in Southern Siberia // Precambrian Research. 2019. V. 321. P. 34–53.
12. *Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.
13. *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
14. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.* Абсолютные палеогеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // ДАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 68–73.
15. *Ковач В.П., Сальников Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. и др.* Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb исследований // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.
16. *Кучеренко И.В.* Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Известия АН СССР. Сер. Геологич. 1989. № 6. С. 90–102.
17. *Сафонов Ю.Г., Горбунов Г.И., Пэк А.А., Волков А.В., Злобина Т.М., Кравченко Г.Г., Малиновский Е.П.* Состояние и перспективы развития учения о структурах рудных полей и месторождений // Геология рудных месторождений, 2007. Т. 49. № 5. С. 386–420.
18. *Чугаев А.В., Дубинина Е.О., Чернышев И.В., др.* Источники и возраст золоторудной минерализации месторождения Ирокинда (Сев. Забайкалье): результаты изучения изотопного состава Pb,S,Sr,Nd и данные ^{39}Ar–^{40}Ar геохронометрии // Геохимия. 2020. Т. 65. № 11. С. 1059–1079.
19. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В.и др.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
20. *Злобина Т.М., Петров В.А., Мурашов К.Ю., Котов А.А.* Влияние сейсмических механизмов деформаций на миграцию флюидов в сфере накопления золоторудных концентраций // ДАН. 2019. Т. 484. № 1. С. 87–92.

STRUCTURAL–HYDRODYNAMIC ORGANIZATION AND FUNCTIONING OF THE ORE-FORMING SYSTEM OF THE IROKINDA Au DEPOSIT (NORTH-EASTERN TRANSBAIKALIA)

K. Yu. Murashov[a,#], T. M. Zlobina[a], Corresponding Member of the RAS V. A. Petrov[a], and A. A. Kotov[a]

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

[#] *E-mail: kostik.mur@mail.ru*

New data on the structural–hydrodynamic organization of the ore-forming system (OFS) of the Irokinda deposit in the architecture of deep-seated faults are presented. The specific features of OFS functioning in a "centroid" seismic stress field under abnormal pressure in excess of the lithostatic one are revealed. The area of OFS feeding from autonomous polygenetic sources, which formed in polychronous mode in tectonomagmatic pull-apart structures, is delineated for the first time. A 3D model of polygenetic source formation in one of the structures was created. A model of OFS functioning during the post-collisional period is discussed. According to this model, centroid-type paleo-earthquakes with hypocenters in the Benioff zone periodically breached reservoirs with metamorphogenic gases, accumulated in accretionary prism, and enabled their transportation into pull-apart structures, mixture with magmatogenic fluids, and migration of mixed gas-hydrates into mineralization zone.

Keywords: ore deposit structure, ore forming system, seismic regime

EDN: PIHIFG
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 38–42

ГЕОХИМИЯ

УДК 549.01/549.057

ДЕТАЛИЗАЦИЯ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ $CaCO_3$ С Fe ПРИ 4 ГПа И 1400–1500°С

© 2022 г. Е. И. Жимулев[1,*], В. М. Сонин[1], А. А. Чепуров[1], А. И. Чепуров[1], академик РАН Н. П. Похиленко[1]

Поступило 25.04.2022 г.
После доработки 08.05.2022 г.
Принято к публикации 23.05.2022 г.

Актуальными остаются вопросы о стабильности карбонатного вещества ($CaCO_3$) в зонах субдукции в восстановительных условиях. Кроме того, карбонаты могут являться одним из основных источников углерода в процессах алмазообразования. Исследование проводили на аппарате высокого давления типа “разрезная сфера” (БАРС) при давлении 4.0 ± 0.2 ГПа и температурах 1400–1500°С. В результате взаимодействия $CaCO_3$ с Fe образуются CaFe-оксиды (Ca-вюстит), а также углеродсодержащий расплав железа как следствие высвобождения свободного углерода. Появление обособлений металлического расплава является первым и необходимым условием для кристаллизации алмазов в восстановленных доменах мантии.

Ключевые слова: карбонат кальция, расплав железа, высокие давления и температуры, восстановительные условия

DOI: 10.31857/S2686739722600576

Считается, что при субдукции океанической коры исходным источником углерода, поступающим в мантию, является карбонатное вещество, главным образом, $CaCO_3$ [1, 2]. По оценке [3] доля карбонатного вещества в общем бюджете углерода в зонах субдукции может достигать 80%. Причем карбонаты могут субдуцироваться даже в переходную зону и нижнюю мантию. Это фиксируется по изотопному составу углерода алмазов и карбонатным включениям в алмазах, имеющих сублитосферное происхождение [4, 5].

С другой стороны, имеются неопровержимые данные о кристаллизации алмазов в зонах субдукции в “карманах”, заполненных Fe–Ni–S–C-расплавом, в присутствии H_2–CH_4-флюида в глубокой мантии [6]. Теоретически такие условия стабильности металлической FeNi-фазы могут существовать на глубинах более 200 км для перидотитовой ассоциации и более 300 км в эклогитовой системе субдуцирующей океанической плиты [7, 8]. В результате экспериментального моделирования осуществлены синтез и рост алмаза при высоких *PT*-параметрах как в системе Fe–Ni–S–графит, так и в системе Fe–S–графит [9, 10]. Также экспериментально апробирована кристаллизация алмазов из графита в металл-силикатной системе [11]. Имеются экспериментальные данные о возможности появления твердого углерода и карбидов в процессе декарбонатизации $CaCO_3$ в присутствии металлического Fe [12–14]. Тем не менее актуальными остаются вопросы о возможном участии карбонатного вещества в качестве источника углерода в процессах алмазообразования, о механизме взаимодействия $CaCO_3$ с Fe при высоких давлении и температуре в восстановительных условиях. В настоящем сообщении приводится детализация реакций этого процесса.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование проводили на беспрессовом многопуансонном аппарате высокого давления типа “разрезная сфера” (БАРС) при давлении 4.0 ± 0.2 ГПа и температурах 1500°С (эксперимент 4–8 продолжительностью 1 ч) и 1400°С (эксперимент 4–9 продолжительностью 5 ч). Точность определения температуры в экспериментах составляла ±25°С. Детали твердофазной ячейки высокого давления (ЯВД) изготавливали из смеси тугоплавких оксидов ZrO_2, CaO, MgO. Методика экспериментов создана в соответствии с государственным заданием ИГМ СО РАН и детально представлена в работах [9–11]. Нагревательная система ЯВД состояла из тонкостенного трубча-

[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
**E-mail: ezhimulev@igm.nsc.ru*

того графитового нагревателя с графитовыми крышками и молибденовыми электроводами. В центральную зону внутри нагревателя помещали капсулу из Fe марки ARMCO с толщиной стенок 1 мм, в которую помещали порошок химического чистого реактива $CaCO_3$. Сверху капсулу закрывали Fe-крышкой. Использование капсул из Fe определяет стремление системы к равновесию по кислороду на уровне буфера железо–вюстит. Размеры Fe-капсулы: внешний диаметр 8 мм, высота 4 мм, что позволяло детально исследовать образцы после экспериментов. Собранную таким образом Fe-капсулу с образцом помещали, в свою очередь, в капсулу из прессованного порошка MgO в виде полого цилиндра для изоляции от нагревательного элемента. Охлаждение образцов осуществляли закалкой (2–3 с) – отключением электротока на нагревателе.

После экспериментов Fe-капсулы с образцами распиливали в центральной части вдоль вертикальной оси для изготовления аншлифов. Аншлифы после напыления углеродом исследовали на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (“TESCAN” Orsay Holding), оборудованном системой микроанализа “INCA Energy” 450 + Xmax80 (Oxford Instruments Nanoanalisys Ltd.) по стандартной процедуре в ЦКП ИГМ СО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 представлены СЭМ-изображения образцов после экспериментов. Взаимодействие $CaCO_3$ с Fe в экспериментах происходило не равномерно: в верхней части образцов зона реакции значительно превышает аналогичную зону в нижней части образцов. В образце 4–8 зона взаимодействия в верхней части образца отчетливо разделяется на три подзоны (рис. 1 а). Толщина всей зоны составляет диапазон 0.7–0.8 мм. Ближайшая к Fe-капсуле подзона (I) состоит из оксидной фазы, по составу отвечающей кальциевому вюститу и выделений Fe–C-сплава. Толщина подзоны I составляет 0.2–0.4 мм. В данной подзоне $CaCO_3$ не сохранился, что отвечает полному прохождению реакции. Выделения Fe–C-сплава имеют шарообразную форму, что предполагает их нахождение в течение эксперимента в расплавленном состоянии (рис. 1 б). Выделения Fe–C-сплава, присутствующие в интерстициях между зернами Ca-вюстита, отчасти теряют округлые контуры – следствие кристаллизации в стесненных условиях (рис. 1 б). Подзона II состоит из относительно многочисленных микрокристаллов Ca-вюстита и непрореагировавшего $CaCO_3$. Подзона III состоит в основном из непрореагировавшего $CaCO_3$ и отдельных выделений Ca-вюстита. Подзона II имеет неравномерное распределение микрокристаллов Ca-вюстита, ее максимальное распространение – до 0.3 мм. В нижней части образца зона взаимодействия имеет размер порядка 0.15 мм, при этом подзоны II и III отчетливо не проявлены: они выражены только в виде неровной границы с непрореагировавшим $CaCO_3$ (рис. 1 в). То есть размеры зон взаимодействия сверху и снизу образца отличаются в 5 раз. Наиболее вероятная причина такого различия, по нашему мнению, – влияние силы тяжести.

Химический состав Ca-вюстита соответствует формуле $CaFe_4O_5$ (CaO 16.02–17.04; FeO 81.01–82.62 мас. %). В анализах присутствовали примеси Cr_2O_3 (0.42–0.57 мас. %) и MnO (0.88–0.98 мас. %). Зафиксировано также присутствие оксида железа с примесью Ca (0.12–0.6 мас. %). Выделения Fe–C-сплава состоят из γ-фазы – твердого раствора углерода в железе (Fe 96.11–97.38 мас. %) и карбида Fe_3C (Fe 92.37–93.65 мас. %). Диагностика проведена по дефициту углерода в анализах.

Взаимодействие $CaCO_3$ с Fe в эксперименте 4–9 происходило аналогично, но в значительно меньших масштабах. В верхней части образца зона взаимодействия составила около 0.33 мм, в нижней части – до 0.07 мм, т.е. различие также примерно в 5 раз (рис. 1 с). Продуктами реакции также являются FeO (примесь Ca в диапазоне 0.2–0.64 мас. %), Ca-вюстит и Fe–C-сплав. Но химический состав Ca-вюстита отличается от эксперимента 4–8. Содержание CaO 26.6–29.29 мас. %; FeO 72.51–75.18 мас. %. Данный состав отвечает химической формуле $CaFe_2O_3$. Выделения Fe–C-сплава также имеют округлые контуры и состоят из γ- Fe и карбида Fe_3C.

В исследовании [13] в продуктах опытов при 6 ГПа и 1273–1873 K также зафиксировано присутствие Ca-вюстита с содержанием Ca в диапазоне 17.7–24.3 мас. %. Судя по приводимой реакции, авторы цитируемой статьи диагностируют данную фазу как $CaFe_2O_3$. Кроме того, авторы не зафиксировали различие в степени взаимодействия в зависимости от положения Fe относительно образца карбоната. В исследовании [14], проведенном при более высоких *PT*-параметрах, также диагностирован $CaFe_2O_3$; отличием стало обнаружение карбида Fe_7C_3-фазы более высокого давления в сравнении с карбидом Fe_3C [15].

Реакция разложения $CaCO_3$ (декарбонатизация) происходит с выделением газовой (флюидной) фазы. Поэтому при взаимодействии с Fe данный процесс можно представить в общем виде следующим образом:

$$CaCO_3 + Fe \rightarrow CaO \cdot FeO + CO. \quad (1)$$

Это общая формула, описывающая данный процесс, который состоит из нескольких стадий.

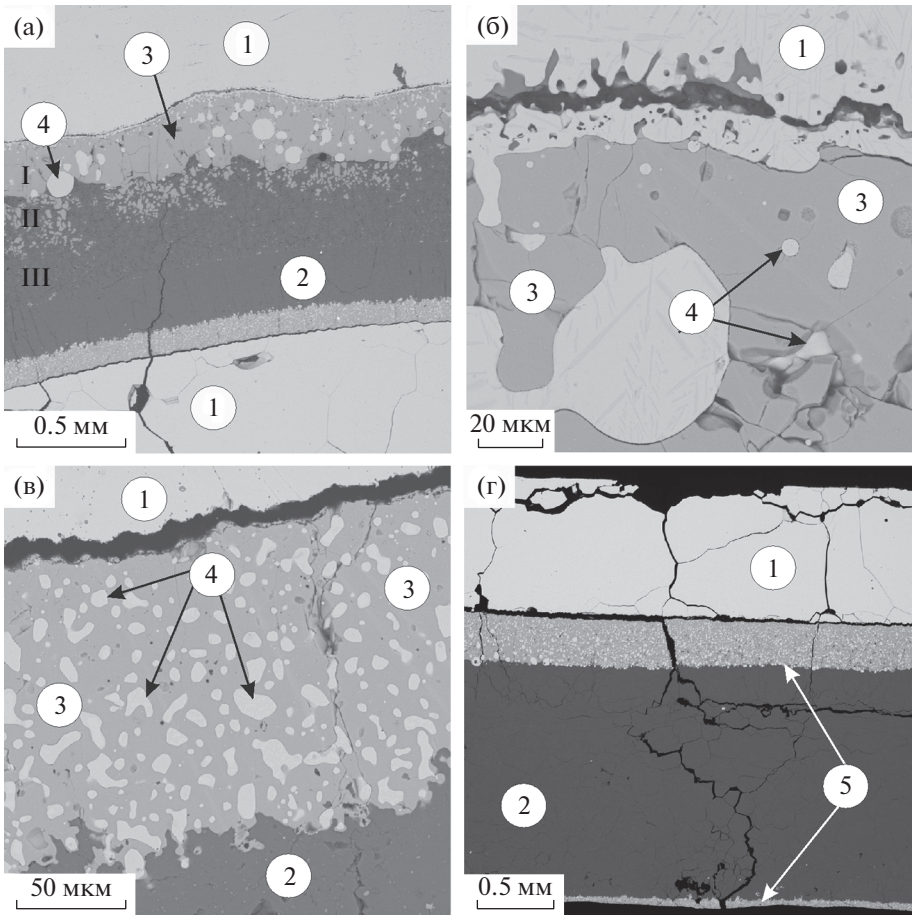

Рис. 1. Микрофотографии образцов после экспериментов; а – общий вид образца из эксперимента 4–8 (4 ГПа, 1500°С, 1 ч); б – увеличенный фрагмент зоны глубокого взаимодействия из верхней части образца из эксперимента 4–8; в – увеличенный фрагмент нижней части образца из эксперимента 4–8; с – общий вид образца из эксперимента 4–9 (4 ГПа, 1400°С, 5 ч). I, II, III – выделенные подзоны взаимодействия (пояснения в тексте). 1 – Fe-капсула; 2 – непрореагировавший $CaCO_3$; 3 – кальциевый вюстит; 4 – Fe–C сплав; 5 – зоны взаимодействия в образце из опыта 4–9. Стрелками показан вверх образцов. СЭМ-изображения в обратно-рассеянных электронах.

Поскольку в продуктах экспериментов зафиксированы карбид железа и твердый раствор углерода в железе CO должен распадаться на углерод и кислород:

$$2CO \rightarrow 2C + O_2. \quad (2)$$

Углерод, растворяясь в металле, образует карбид Fe:

$$3Fe + C \rightarrow Fe_3C. \quad (3)$$

В свою очередь высвобождающийся кислород на фронте реакции взаимодействует с Fe с образованием оксида железа (вюстита) и, соответственно, кальциевого вюстита:

$$2Fe + O_2 \rightarrow 2FeO; \quad (4)$$

$$CaO + 2FeO \rightarrow CaFe_2O_3[CaO \cdot 2FeO]. \quad (5)$$

В работе [13] кристаллизация вюстита (по реакции (4)) и карбида Fe представлена также в следующей редакции:

$$4Fe + CO \rightarrow Fe_3C + FeO. \quad (6)$$

При углублении процесса взаимодействия (как в эксперименте (4)–(8) происходит увеличение мольной доли FeO в составе кальциевого вюстита:

$$CaO + 4FeO \rightarrow CaFe_4O_5[CaO \cdot 4FeO]; \quad (7)$$

$$\text{или} \quad CaFe_2O_3 + 2FeO \rightarrow CaFe_4O_5. \quad (8)$$

В экспериментах параллельно с образованием Ca-вюстита имело место плавление Fe на контакте, растворение углерода в металлическом расплаве с кристаллизацией карбида Fe_3C. Температура плавления чистого Fe выше значений температуры в экспериментах. Очевидно, что процесс взаимодействия начинался путем твердофазных реакций, но с появлением свободного углерода происходило его растворение на контакте с Fe-капсулой и, соответственно, плавление. Данное явление связано с тем, что в системе Fe–C эвтектическая температура более низкая по сравнению

с температурой плавления чистого металла: около 1200°C при 4 ГПа [15].

В реальной геологической среде в зонах субдукции $CaCO_3$ и Fe окружены магнезиальными силикатными минералами. Поэтому с увеличением давления в субдуцирующей плите, очевидно, происходит перераспределение магния и кальция между фазами с образованием магнезиовюстита и фазы $CaSiO_3$, являющимися обычными включениями в сублитосферных алмазах [6, 16]. Соединение $CaSiO_3$ имеет перовскитовую структуру и является фазой сверхвысокого давления, но химизм процесса образования ассоциации $CaSiO_3$ и магнезиовюстита, по-видимому, определяется сильно восстановительными условиями в среде. Кроме того, в алмазах в виде включений диагностированы самородные металлы и карбиды Fe [16]. Поэтому появление этих фаз является следствием не только сверхвысокого давления, но и сильно восстановительных условий.

Интересным аспектом в рассматриваемой проблеме является выделение большого количества флюида в процессах декарбонатизации. Так, при прямом разложении $CaCO_3$ на CaO и CO_2 на каждый килограмм карбоната будет выделяться 440 г флюида. В случае взаимодействия с Fe по вышеуказанной реакции (1) с образованием Cа-вюстита и CO будет образовываться 280 г флюида. Следуя реакции (2), возможно образование твердого (аморфизованного) углерода в количестве 120 г. Теоретически для кристаллизации алмаза в системе Fe–C необходимо наличие углерода в количестве большем, чем в эвтектическом составе (>6 мас. % при *PT*-параметрах термодинамической стабильности алмаза). То есть для кристаллизации алмаза из 120 г углерода масса “капли” Fe-расплава должна быть менее 2 кг, иначе углерод полностью растворится в расплаве. Во-вторых, для создания благоприятных условий кристаллизации алмаза в данной системе должен быть преодолен “карбидный барьер” (Fe_3C, Fe_7C_3) [10]. То есть доля углерода в системе должна превышать содержание углерода в карбидах либо углерод должен постоянно поступать в “карманы”, состоящие из металлического расплава.

Кроме того, определенная доля углерода будет присутствовать во флюидной фазе. В присутствии Fe могут иметь место реакции типа Фишера–Тропша с образованием летучих углеводородных соединений, так как Fe и карбиды Fe – активные катализаторы таких реакций [17]. Действительно, во флюидных включениях в алмазах, выращенных в системе FeNi–графит–$CaCO_3$ (5.5 ГПа, 1400°C), методом газовой хромато-масс-спектрометрии проанализирован компонентный состав флюида, захваченного алмазами при росте, и обнаружено наличие углеводородов в количестве 27.1 отн. %, а также CO_2 (46.3 отн. %) и H_2O (20.0 отн. %) [18]. В восстановительных условиях (источник углерода – антрацен) содержание CO_2 сильно снижается (до 0.3–0.4 отн. %) [19]. Флюидная фаза по своему компонентному составу соответствует составу флюида из включений в природных алмазах [20]. Этот факт свидетельствует о вероятном участии карбонатного вещества в образовании алмазов в связи с субдукционными процессами.

ВЫВОДЫ

В результате взаимодействия $CaCO_3$ с Fe при 4 ГПа и 1400–1500°C образуются CaFe-оксиды ($CaFe_2O_3$, $CaFe_4O_5$ в зависимости от глубины протекания реакции) и углеродсодержащий расплав железа как следствие высвобождения свободного углерода. Вероятно, под влиянием силы тяжести из-за большого удельного веса Fe-расплава этот процесс ускоряется в пять раз при нижнем расположении $CaCO_3$ по отношению к Fe. Появление обособлений металлического расплава является первым и необходимым условием, реализующим возможность кристаллизации алмазов. Допустимо участие карбонатного вещества в качестве источника углерода в природном алмазообразовании в субдукционных зонах.

Таким образом, экспериментально подтверждается разложение $CaCO_3$ в присутствии свободного железа и детализированы особенности реакций этого процесса в условиях мантии Земли в зонах субдукции. Неустойчивость карбоната $CaCO_3$ в восстановительных условиях с выделением углерода является начальной стадией алмазообразования в субдукционном процессе, причем образующиеся фазы известны во включениях в природных алмазах. Рассмотренный механизм взаимодействия $CaCO_3$ с расплавом железа заключается в последовательных преобразованиях: карбонат → углерод → углеродсодержащий расплав железа → кристаллизация алмаза в металл-углеродном расплаве.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (грант № 21-17-00082).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Molina J.F., Poli S.* Carbonate Stability and Fluid Composition in Subducted Oceanic Crust: An Experimental Study on H_2O-CO_2-bearing Basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 176. P. 295–310.
2. *Kerrick D.M., Connoly J.A.D.* Metamorphic Devolatilization of Subducted Oceanic Metabasalts: Implication for Seismicity, Arc Magmatism and Votilate Recycling // Erath Planet. Sci. Lett. 2001. V. 189. 19–29.

3. *Clift P.D.* A Revised Budget for Cenozoic Sedimentary Carbon Subduction // Rev. Geophys. 2017. 55(1). P. 97–125.
4. *Brenker F.E., Vollmer C., Vincze L., Vekemans B., Szymanski A., Jansses K., Szaloki I., Nasdala L., Joswig W., Kaminsky F.* Carbonates from the Lower Part of Transition Zone or Even the Lower Mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. 260. P. 1–9.
5. *Bulanova G.P., Walter M.J., Smith C.B., Kohn S.C., Armstrong L.S., Blundy J., Gobbo L.* Mineral Inclusions in Sublithospheric Diamonds from Collier 4 Kimberlite Pipe, Juina, Brazil: Subducted Protoliths, Carbonated Melts and Primary Kimberlite Magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 160. P. 489–510.
6. *Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Richardson S.H., Wang W.* Large Gem Diamonds from Metallic Liquid in Earth's Deep Mantle // Science. 2016. V. 35. P. 1403–1405.
7. *Frost D.J., McCammon C.* The Redox State of Earth's Mantle // Annu. Rev. Earth Planet Sci. 2008. V. 36. P. 389–420.
8. *Stagno V., Frost D.J., McCammon C.A., Mohseni H., Fei Y.* The Oxygen Fugacity at which Graphite or Diamond Forms from Carbonate-bearing Melts in Eclogitic Rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. 169:16.
9. *Жимулев Е.И., Чепуров А.И., Синякова Е.Ф., Сонин В.М., Чепуров А.А., Похиленко Н.П.* Кристаллизация алмаза в системах Fe–Co–S–C и Fe–Ni–S–C и роль металл-сульфидных расплавов в генезисе алмазов // Геохимия. 2012. Т. 50. № 3. С. 227–239.
10. *Жимулев Е.И., Сонин В.М., Миронов А.М., Чепуров А.И.* Влияние содержания серы на кристаллизацию алмаза в системе Fe–C–S при 5.3–5.5 ГПа и 1300–1370°C // Геохимия. 2016. Т. 54. № 5. С. 439–446.
11. *Chepurov A.A., Sonin V.M., Dereppe J.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.I.* How Do Diamonds Grow in Metal Melt together with Silicate Minerals? An Experimental Study of Diamond Morphology // Eur. J. Mineral. 2020. V. 32. P. 41–55.
12. *Чепуров А.И., Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.А., Томиленко А.А.* Об образовании элементного углерода при разложении $CaCO_3$ в восстановительных условиях при высоких P-T параметрах // ДАН. 2011. Т. 441. № 6. С. 806–809.
13. *Мартиросян Н.С., Литасов К.Д., Шацкий А.Ф., Отани Э.* Исследование реакций железа с карбонатом кальция при 6 ГПа и 1273–1873 K и их роль при восстановлении карбонатов в мантии Земли // Геология и геофизика 2015. Т. 56. № 9. С. 1681–1692.
14. *Martirosyan N.S., Yoshino T., Shatskiy A., Chanyshev A.D., Litasov K.D.* The $CaCO_3$–Fe Interaction: Kinetic Approach for Carbonate Subduction to the Deep Earth's Mantle // Phys. Earth Planet. Inter. 2016. V. 259. P. 1–9.
15. *Gromilov S., Chepurov A., Sonin V., Zhimulev E., Sukhikh A., Chepurov A., Shcheglov D.* Formation of Two Crystal Modifications of Fe_7C_{3-x} at 5.5 GPa // J. Appl. Cryst. 2019. V. 52. P. 1–7. https://doi.org/10.1107/S1600576719013347
16. *Kaminsky F.* Mineralogy of the Lower Mantle: A Review of 'Super-deep' Mineral Inclusions in Diamond // Earth-Science Reviews. 2012. 110 (1–4). P. 127–147.
17. *McCollom T.M.* Laboratory Simulations of Abiotic Hydrocarbon Formation in Earth's Deep Subsurface // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2013. V. 75. P. 467–494.
18. *Сонин В.М., Томиленко А.А., Жимулев Е.И., Бульбак Т.А., Тимина Т.Ю., Чепуров А.И., Похиленко Н.П.* Кристаллизация алмаза при высоком давлении: относительная эффективность металл-графитовой и металл-карбонатной систем // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 31–36.
19. *Чепуров А.И., Томиленко А.А., Сонин В.М., Жимулев Е.И., Бульбак Т.А., Чепуров А.А., Соболев Н.В.* Взаимодействие Fe-Ni-расплава с антраценом ($C_{14}H_{10}$) в присутствии оливина при 3 ГПа: состав флюидной фазы // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 55–60.
20. *Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Логвинова А.М., Сонин В.М., Соболев Н.В.* Особенности состава летучих компонентов в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы (по данным газовой хромато-масс-спектрометрии) // ДАН. 2018. Т. 481. № 3. С. 310–314.

THE DETAILS OF INTERACTION BETWEEN $CaCO_3$ AND Fe 4 AT 4 GPa AND 1400–1500°C

E. I. Zhimulev[a,#], V. M. Sonin[a], A. A. Chepurov[a], A. I. Chepurov[a], and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko[a]

[a] *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

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

The issue of stability of carbonate matter ($CaCO_3$) in subduction zones under the reduced conditions remains topical. In addition, carbonates can be one of the main sources of carbon in processes of diamond formation. The study was carried out using high-pressure apparatus of the "split sphere" type (BARS) at a pressure of 4.0 ± 0.2 GPa and temperatures of 1400–1500°C. As a result of interaction between $CaCO_3$ and Fe CaFe-oxides (Ca-wustite) appear, and a carbon-containing iron melt forms as a consequence release of free carbon. The appearance of drops of metal melt is the first and necessary condition for the crystallization of diamond in the reduced domains of the mantle.

Keywords: calcium carbonate, iron melt, high pressures high temperatures, reducing conditions

EDN: CFISZJ
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 43–49

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.14:552.321.6 (571.56)

МИНЕРАЛОГИЯ ПЕРИДОТИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ-МАГНИТНАЯ (ВЕРХНЕМУНСКОЕ ПОЛЕ, СИБИРСКИЙ КРАТОН)

© 2022 г. И. В. Яковлев[1,2,*], В. Г. Мальковец[1,2], А. А. Гибшер[1,2], А. М. Дымшиц[1,3], Д. В. Кузьмин[1], В. А. Даниловская[1], М. В. Милаушкин[1,2], академик РАН Н. П. Похиленко[1], академик РАН Н. В. Соболев[1]

Поступило 29.04.2022 г.
После доработки 18.05.2022 г.
Принято к публикации 19.05.2022 г.

Приводятся новые данные минералогического изучения ксенолитов перидотитов из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная, Верхнемунское поле, Сибирский кратон. Исследован минеральный состав 170 ксенолитов перидотитов: дунитов, гарцбургитов и лерцолитов. На основании проведенных исследований установлено, что литосферная мантия под Верхнемунским кимберлитовым полем сложена преимущественно гранат- и хромит-содержащими дунитами, гарцбургитами и, в подчиненном количестве, зернистыми гранатовыми лерцолитами. Высокая пропорция перидотитов с высокомагнезильными оливинами (Fo > 93 мол. %) свидетельствует о высокоистощенной природе перидотитов литосферной мантии. На основании геохимических исследований гранатов установлено, что алмазоносный литосферный “киль” подвергался низкой степени метасоматической переработки преимущественно с участием карбонатитовых флюидов/расплавов. С использованием данных по клинопироксеновой мономинеральной геотермобарометрии установлено, что мощность литосферы в районе Верхнемунского поля, на время кимберлитового магматизма (~360 млн лет) составляла около 220 км, а интервал “алмазного окна” составлял около 95 км (от 125 до 220 км).

Ключевые слова: Комсомольская-Магнитная, кимберлит, пироп, мантийный ксенолит, литосферная мантия, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S268673972260062X

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлитовые магмы выносят на поверхность вещество разных уровней глубинности – от основания литосферы до самых верхних уровней земной коры. Особый интерес представляют ксенолиты глубинных пород, которые предоставляют информацию о составе, строении, эволюции литосферной мантии и термальном режиме на момент внедрения кимберлитов. В пределах Верхнемунского поля известно 16 кимберлитовых трубок и 4 дайки. Внедрение кимберлитов происходило в среднепалеозойскую эпоху ~360–344 млн лет [1–5]. Кимберлитовые тела Комсомольская-Магнитная, Новинка, Заполярная и Деймос имеют повышенную алмазоносность, достаточную для промышленной отработки. Кимберлиты трубок Верхнемунского поля и их глубинные ксенолиты гораздо слабее изучены по сравнению с кимберлитовыми телами близко расположенных Далдынского и Алакит-Мархинского полей. Кимберлитовая трубка Комсомольская-Магнитная выносит на поверхность большое количество слабоизмененных разнообразных ксенолитов глубинных перидотитов, пригодных для проведения петрологических исследований.

В данной работе мы представляем результаты минералогических исследований ксенолитов перидотитов из трубки Комсомольская-Магнитная и для сравнения гранатов, оливинов, клинопироксенов и хромитов из концентрата тяжелой фракции (КТФ) кимберлитов. Нами было проведено изучение химического состава минеральных ассоциаций 170 перидотитовых ксенолитов. Изученная коллекция ксенолитов включает 81 дунит (из них 5 хромит-пироповых, 26 пироповых и

[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
[2] *АК “АЛРОСА”, Мирный, Республика Саха (Якутия), Россия*
[3] *Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*
**E-mail: igor.yakovlev@igm.nsc.ru*

22 хромитовых), 75 гарцбургитов (из них 9 хромит-пироповых, 24 пироповых и 11 хромитовых) и 14 лерцолитов (из них 1 хромит-пироповый, 3 пироповых). В трех образцах (два гарцбургита и один лерцолит) присутствует флогопит. Как правило, размер ксенолитов варьирует от 1 до 8 см, однако встречаются образцы более 20 см.

Химический состав минералов определялся методом РСМА на электронно-зондовом микроанализаторе "JEOL" JXA-8100 в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск). Для проверки степени гомогенности и наличия вариаций в составах оливинов для каждого ксенолита анализировалось по пять зерен. Состав оливинов, гранатов, ортопироксенов, клинопироксенов и хромитов определялся по стандартной методике с ускоряющим напряжением 20 кВ и током зонда 50 нА. Микропримеси в оливине анализировали при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 900 нА по специальной методике, позволяющей достигнуть точности 20–30 г/т (две стандартные ошибки) для Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr и 0.02 мол. % для форстеритовой составляющей (Fo = [100Mg/(Mg + Fe)]) в оливине [6].

Содержания редких элементов в гранатах определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с использованием прибора Agilent 7700cs с системой лазерной абляции "Photon Machines Excite Excimer" в GEMOC National Key Centre, Macquarie University (г. Сидней, Австралия).

Гранаты. Вариации химического состава пиропов изученных ксенолитов (n = 35) показаны на диаграмме $CaO–Cr_2O_3$ (рис. 1) [7]. Пиропы относятся к гарцбургит-дунитовому (n = 18) (из них 13 относятся к области включений в алмазах) и лерцолитовому парагенезисам (n = 17). Содержание оксидов в пиропах гарцбургит-дунитового парагенезиса варьируют в следующих пределах (мас. %): Cr_2O_3 2.88–13.27, CaO 0.69–3.87, TiO_2 0.02–0.09, а в лерцолитовых: Cr_2O_3 1.29–8.45, CaO 3.33–7.58, TiO_2 0.02–1.06.

Для сравнения нами также было изучено 577 зерен перидотитовых гранатов (Cr_2O_3 > 1 мас. %) из КТФ. Содержание оксидов в пиропах из КТФ (мас. %): Cr_2O_3 1.01–12.25, CaO 0.43–8.14, TiO_2 0.02–1.55. Основная масса проанализированных гранатов относится к лерцолитовому парагенезису (~80%), присутствуют гранаты гарцбургит-дунитового парагенезиса (~16%), при этом 7% (из всех грантов) попадают в область характерных для включений граната в алмазе. Гранатов с составами, близкими к верлитовым ~4%. В [7] обосновали, а затем в [8] установили положительную корреляцию между содержанием пиропов гарцбургит-дунитового парагенезиса и алмазоносностью кимберлитов. Умеренное содержание пиропов гарцбургит-дунитового парагенезиса хорошо согласуется со сравнительно невысоким содержанием алмазов в тр. Комсомольская-Магнитная (~0.47 кар/т).

Для сравнения химизма и характера распределения составов гранатов мы использовали гранаты из КТФ из тр. Удачная, расположенной в соседнем близко расположенном Далдынском кимберлитовом поле (рис. 1 б). Характер распределения составов гранатов на диаграмме $CaO–Cr_2O_3$ достаточно близок. Содержания гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса в тр. Удачная (24%) также выше, по сравнению с тр. Комсомольская-Магнитная (7%), что хорошо коррелирует с более высокой алмазоносностью тр. Удачная (~1.8 кар/т), по сравнению с тр. Комсомольская-Магнитная (~0.47 кар/т). Пределы вариаций по Cr_2O_3 гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса для тр. Удачная и тр. Комсомольская-Магнитная практически идентичны: 2.5–13.8 и 2.4–13.2 соответственно.

ГЕОХИМИЯ ГРАНАТОВ

Для выявления характера наложенных метасоматических процессов было проведено исследование геохимических характеристик гранатов из перидотитов (n = 35) и КТФ (n = 420). На диаграмме хондрит-нормализованных спектров распределения REE исследованные гранаты отчетливо разделяются по содержанию MREE и HREE на две группы. К группе 1 (~70% пиропов) относятся гранаты со спектрами распределения редкоземельных элементов, типичными для гранатов из фертильной мантии. К группе 2 (~30% пиропов) относятся гранаты с S-образными спектрами, которые характерны для минеральных включений перидотитовых гранатов в алмазах [9] (рис. 2). Для гранатов первой группы характерны высокие содержания MREE и HREE и обеднение LREE с La/Yb < 1. На диаграмме $CaO–Cr_2O_3$ гранаты первой группы попадают в поле лерцолитового парагенезиса (рис. 1 а). Среди гранатов группы 2 по отношению La/Dy можно выделить 2 подгруппы: 2а – с La/Dy ~ 1 (~75% пиропов 2 группы) и 2б с La/Dy > 1 (~25% пиропов 2 группы). На диаграмме $CaO–Cr_2O_3$ гранаты второй группы также занимают обособленное положение (рис. 1 а). Гранаты группы 2б (La/Dy > 1) попадают в поле гарцбургит-дунитового парагенезиса с содержаниями Cr_2O_3 от 8.5 до 13 мас. % (рис. 1а). Гранаты группы 2а (La/Dy ~ 1) на диаграмме $CaO–Cr_2O_3$ занимают промежуточное положение между гранатами дунит-гарцбургитового и лерцолитового парагенезисами (рис. 1 а). Содержания TiO_2 (мас. %) в гранатах лерцолитового парагенезиса выше, чем в гранатах гарцбургит-

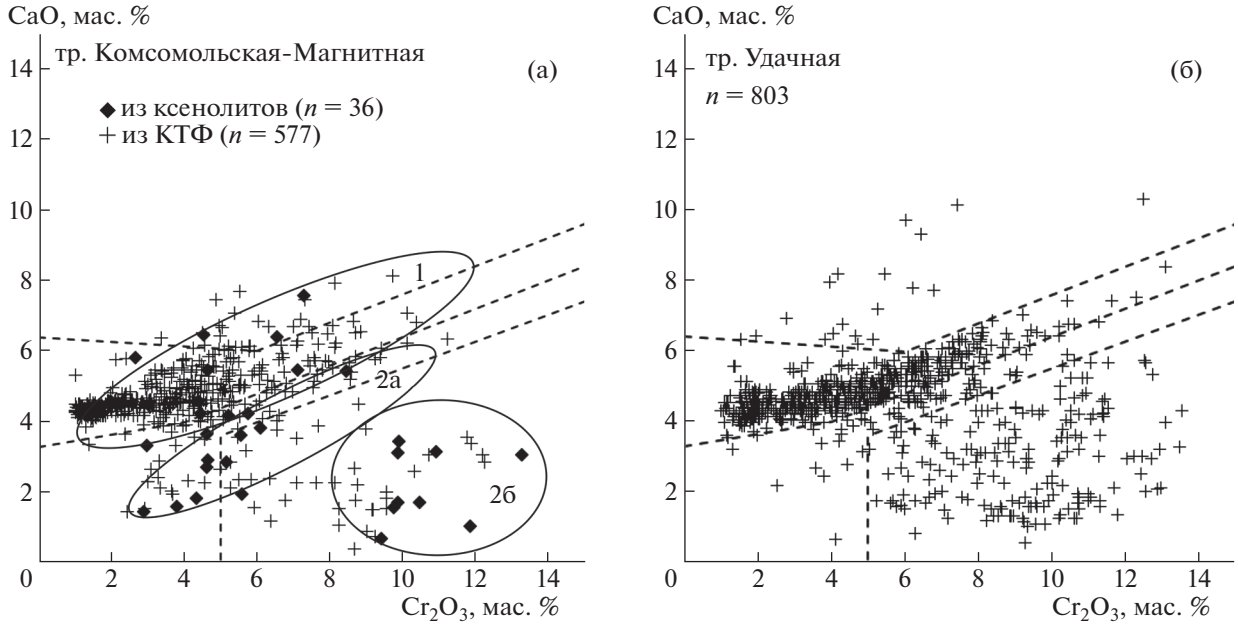

Рис. 1. Особенности химического состава перидотитовых гранатов из трубок Комсомольская-Магнитная (из ксенолитов и КТФ) и Удачная (КТФ). Пояснения к группам 1, 2а и 2б см. в тексте.

дунитового парагенезиса: группа 1 – 0.12–1.06 ($\bar{x}$ = 0.65, медиана = 0.78), группа 2а – 0.02–0.68 ($\bar{x}$ = 0.1, медиана = 0.02) и группа 2б – 0.02–0.09 ($\bar{x}$ = 0.04, медиана = 0.04). Предполагается, что образование S-образных спектров REE в гарцбургит-дунитовых гранатах связано с метасоматическим воздействием карбонатитовых расплавов/флюидов, обогащенных LREE и обедненных Ti, HFSE, MREE и HREE [9].

Оливины. Исследование химического состава оливинов из перидотитовых ксенолитов показало, что содержание Fo в оливинах варьирует от 82.20 до 94.04 (здесь и далее в мол. %), при этом содержание Fo в большинстве (64%) исследуемых зерен превышает 92 и 30% зерен имеют содержание Fo > 93. Среднее содержание Fo в оливинах составляет 91.83, а медианное значение 92.53. Для каждого перидотитового ксенолита было исследовано по 5 зерен оливина. Состав оливинов для каждого отдельного ксенолита в значимой степени не различался.

По содержанию Fo в оливине выделяются две группы перидотитовых ксенолитов: с Fo от 88.39 до 90.70, характерными для высокотемпературных катаклазированных (деформированных) перидотитов (44 образца, ~25%), которые широко распространены в тр. Удачная [10], и группа с высокомагнезиальными составами с содержанием Fo от 91.20 до 94.12 (127 образцов, ~75%), близкие по составу к оливинам из мегакристаллических гарцбургит-дунитов с субкальциевым хромистым гранатом и включениям оливинов в алмазах [11, 12].

Содержание элементов-примесей в высокомагнезиальных оливинах варьирует в следующих пределах (в мас. %): NiO 0.332–0.425 (среднее содержание $\bar{x}$ = 0.368, медиана = 0,371), CaO 0.005–0.033 ($\bar{x}$ = 0.018, медиана = 0.019), MnO 0.08–0.111 ($\bar{x}$ = 0.095, медиана = 0.094), Cr_2O_3 0.01–0.06 ($\bar{x}$ = = 0.03, медиана = 0.03), TiO_2 0.005–0.04 ($\bar{x}$ = 0.013, медиана = 0.005), Al_2O_3 0.003–0.025 ($\bar{x}$ = 0.012, медиана = 0.008), Na_2O 0.005–0.071 ($\bar{x}$ = 0.02, медиана = 0.016).

Содержание элементов-примесей в более железистых оливинах варьирует в следующих пределах (в мас. %): NiO 0.146–0.405 (среднее содержа-

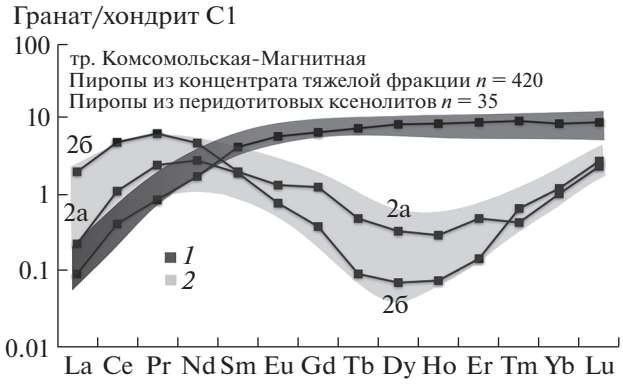

Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в перидотитовых гранатах из ксенолитов и концентрата тяжелой фракции трубки Комсомольская-Магнитная. Пояснения к группам 1, 2а и 2б см. в тексте.

ние $\bar{x}$ = 0.328, медиана = 0,345), CaO 0.005–0.076 ($\bar{x}$ = 0.043, медиана = 0.041), MnO 0.098–0.176 ($\bar{x}$ = 0.116, медиана = 0.113), Cr_2O_3 0.01–0.08 ($\bar{x}$ = = 0.02, медиана = 0.02), TiO_2 0.005–0.04 ($\bar{x}$ = 0.028, медиана = 0.027), Al_2O_3 0.006–0.061 ($\bar{x}$ = 0.019, медиана = 0.015), Na_2O 0.005–0.067 ($\bar{x}$ = 0.023, медиана = 0.021).

Для сравнения нами были исследованы 264 зерна оливина из КТФ из трубки Комсомольская-Магнитная. Содержание элементов примесей в оливинах из КТФ практически идентично оливинам из перидотитовых ксенолитов (рис. 3). Среди оливинов из КТФ также выделяются две группы – с содержанием Fo от 86.2 и до 91 и высокомагнезиальная с содержанием Fo от 91 и до 94.2. Необходимо отметить, что при отборе ксенолитов для исследований зачастую имеет место “смещение выборки” за счет приоритетного отбора образцов для исследований – преимущественно за счет отбора образцов с гранатом и клинопироксеном для проведения геохимических и изотопных исследований. Идентичность химического состава оливинов из ксенолитов и из КТФ свидетельствует об отсутствии смещения выборки среди изученной в данной работе коллекции ксенолитов. На рис. 3 для сопоставления нанесены составы оливинов из включений в алмазах различных регионов мира, а также из перидотитовых ксенолитов тр. Удачная [10]. По сравнению с оливинами из перидотитов тр. Удачная, в перидотитах тр. Комсомольская-Магнитная отмечается группа составов с высокой магнезиальностью (Fo 89.7–94.2) и высокими содержаниями Cr (250–547 г/т). Как видно из графиков, оливины из тр. Комсомольская-Магнитная имеют в составе больше хрома и алюминия, а также высокомагнезиальные оливины (Fo от 92 до 94) более обогащены титаном.

Содержание Cr в оливинах из включений в алмазах, как правило, в разы выше, чем в оливинах из ксенолитов [12], несмотря на данные о положительной корреляции содержания Cr в оливине с температурой равновесия [13]. Повышенное содержание Cr в оливинах из включений в алмазах, наиболее вероятно, связано с резко восстановительной средой во время образования алмаза и вхождением в структуру оливина в виде двухвалентного катиона Cr^{2+} [15]. Однако это можно также частично объяснить и наличием в оливине субмикроскопических включений хромита [15]. Для высокомагнезиальных оливинов тр. Комсомольская-Магнитная отмечаются повышенные содержания Cr для большей части зерен, что не характерно для оливинов трубки Удачная. Среднее содержание Ti в оливинах из ксенолитов перидотитов и КТФ из тр. Комсомольская-Магнитная значительно выше, чем в оливинах, характерных для включений в алмазах из тр. Удачная.

Хромшпинелиды. В рамках данной работы нами был изучен химический состав хромшпинелидов из 20 ксенолитов и 212 зерен из КТФ. Хромиты из тр. Комсомольская-Магнитная характеризуются повышенными содержаниями TiO_2; в 45% изученных хромитов содержания TiO_2 превышают 0.8 мас. %. В соответствии с классификационной диаграммой [14] 15% изученных хромшпинелидов попадают в поле включений в алмазах. Состав хромшпинелидов, из перидотитовых ксенолитов варьирует в следующих пределах (n = 20; мас. %): Cr_2O_3 55.0–65.0.; Al_2O_3 5.52–11.9; MgO 11.3–12.9; FeO 15.4–19.8, TiO_2 0.2–3.18. Хромшпинелиды из КТФ характеризуются более широкими вариациями входящих в их состав элементов (n = 212; мас. %): Cr_2O_3 22.3–65.8; Al_2O_3 1.46–48.5; MgO 7.28–19.8; FeO 10.3–37.6, TiO_2 0.2–4.4.

Клинопироксены. Химический состав клинопироксена был изучен для 16 перидотитовых ксенолитов тр. Комсомольская-Магнитная (95 зерен, по 6–7 зерен для каждого ксенолита; составы клинопироксенов внутри одного ксенолита не отличаются в пределах ошибки измерения), а также 382 зерна клинопироксена из КТФ.

Содержание основных и примесных элементов в клинопироксенах из перидотитовых ксенолитов (в мас. %): MgO 15.5–20.5, CaO 15.7–22.03, MnO 0.07–0.12, Cr_2O_3 0.36–3.59, TiO_2 0.05–0.53, Al_2O_3 0.83–3.38, Na_2O 1.04–3.2. Содержание основных и примесных элементов в пироксенах из КТФ (в мас. %): MgO 12.4–21.2, CaO 13.9–23.5, MnO 0.04–0.13, Cr_2O_3 0.36–4.19, TiO_2 0.01–0.65, Al_2O_3 0.47–5.56, Na_2O 0.47–3.95.

Следуя классификационным диаграммам [16] 95% исследованных зерен клинопироксена относятся к гранатовым и гранат-шпинелевым перидотитам. Из этих 95% около 2% имеют аномально высокие содержания Na_2O (3–3.88 мас. %). Оставшиеся 5% клинопироксенов по классификации [16] относятся к мегакристовой ассоциации. Интересно отметить полное отсутствие шпинелевых безгранатовых перидотитов и клинопироксенов, относящихся к эклогитовому парагенезису.

С применением клинопироксенового минерального геотермобарометра [17, 18] была рассчитана палеогеотерма на среднепалеозойское время [19]. Значение теплового потока составило 34.5 мВ/м^2, а мощность литосферной мантии ~220 км, что хорошо согласуется как с исследованиями по тр. Новинка, также относящейся к Верхнемунскому кимберлитовому полю (34.1 мВ/м^2 и ~225 км) [18, 19], так и с исследованиями по тр. Удачная [19].

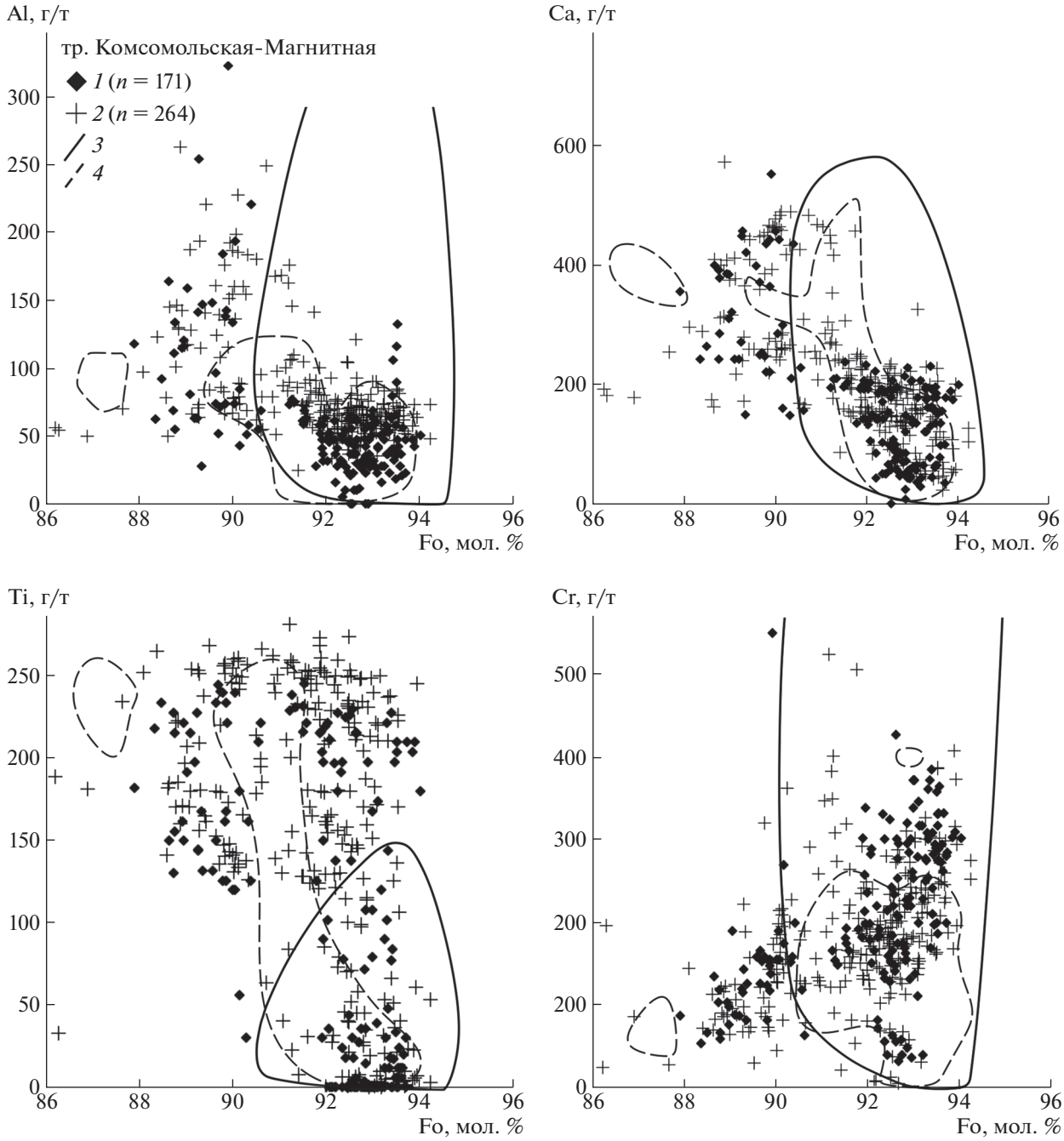

Рис. 3. Соотношение элементов-примесей и форстеритового минала (Fo) в оливинах из ксенолитов (1) и концентрата тяжелой фракции (2) трубки Комсомольская-Магнитная. Полями ограничены составы оливинов из трубки Удачная: (3) включения в алмазах [11, 13, 15] и (4) ксенолиты перидотитов [11, 15].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных минералогических исследований представительной коллекции перидотитов из тр. Комсомольская-Магнитная свидетельствуют о наличии блока высокодеплетированных пород в литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем. Свыше 30% исследованных оливинов имеют содержание Fo > > 93 и повышенные содержания Cr (250–547 г/т).

На основании ранее реконструированного термического градиента под тр. Комсомольская-Магнитная установлено, что мощность литосферной мантии на момент образования трубки составляла ~225–230 км, а мощность “алмазного окна” около 110–120 км [19]. Большая мощность

"алмазного окна" указывает на высокую потенциальную алмазоносность тр. Комсомольская-Магнитная, однако алмазоносность кимберлитов тр. Комсомольская-Магнитная значительно уступает близко расположенной тр. Удачная.

Низкое относительное содержание гранатов алмазоносного гарцбургит-дунитового парагенезиса (7%) с S-образными спектрами распределения REE, наряду с низкой алмазоносностью кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная, с нашей точки зрения, свидетельствует об умеренной степени метасоматической переработки карбонатитовыми расплавами литосферного алмазоносного "киля". Низкое содержание TiO_2 и ярко выраженные S-образные спектры распределения хондрит-нормализованных REE в гранатах гарцбургит-дунитового парагенезиса свидетельствуют о низкой степени наложенного метасоматического преобразования гарцбургит-дунитов силикатными расплавами, который приводит к растворению алмазов. На основании вышеизложенного мы предполагаем, что низкая алмазоносность связана с малой интенсивностью метасоматоза, который приводил к формированию алмазов и, как следствие, к маломощным алмазоносным жилам в литосферной мантии [20]. Тем не менее высокое процентное содержание хромитов с повышенным содержанием TiO_2 однозначно свидетельствует о метасоматическом воздействии силикатных расплавов на перидотиты литосферной мантии. Вероятно, метасоматическая модификация перидотитов карбонатитовыми расплавами/флюидами и силикатными расплавами происходила на разных уровнях глубинности.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Минералогические и геохимические исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 20-35-90097. Высокоточные минералогические исследования оливинов и полевые работы проводились при поддержке гранта РФФИ № 18-17-00249. Исследования клинопироксенов проводились при поддержке гранта РНФ 18-77-10062.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные U–Pb методом по цирконам // Доклады АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175–179.
2. *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.* The Siberian Lithosphere Traverse: Mantle Terranes and the Assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.
3. *Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.В., Мальковец В.Г., Соболев Н.В.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // ДАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 1142–1145.
4. *Sun J., Liu C.Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.Y., Yakovlev D., Yang Y.H., Yang J.H.* Repeated Kimberlite Magmatism beneath Yakutia and its Relationship to Siberian Flood Volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd Perovskite Isotope Analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 404. P. 283–295.
5. *Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Liu C.Z., Skuzovatov S.Y., Wu F.Y.* Mantle Sources of Kimberlites through Time: A U–Pb and Lu-Hf Isotope Study of Zircon Megacrysts from the Siberian Diamond Fields // Chemical Geology. 2018. V. 479. P. 228–240.
6. *Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., et al.* The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-derived Melts // Science. 2007. V. 316. P. 412–417.
7. *Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В.* Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Доклады АН СССР. 1969. Т. 189. № 1. С. 162–165.
8. *Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.,* Chrome-rich Garnets from the Kimberlites of Yakutia and their Paragenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. V. 40. P. 39–52.
9. *Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N.* Re-Os, Sm- Nd, and Rb-Sr Isotope Evidence for Thick Archaean Lithospheric Mantle beneath the Siberian Craton Modified by Multistage Metasomatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. № 5. P. 959–977.
10. *Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V.* Petrogenetic Significance of Minor Elements in Olivines from Diamonds and Peridotite Xenoliths from Kimberlites of Yakutia // Lithos. 2009. V. 112. P. 701–713.
11. *Похиленко Л.Н., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П.* Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция // ДАН. 2014. Т. 454. № 5. С. 583–589.
12. *Мальковец В.Г., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В., Кузьмин Д.В., Гибшер А.А., Щукина Е.В., Головин Н.Н., Веричев Е.М., Похиленко Н.П.* Содержание элементов-примесей в оливинах из алмазов и ксенолитов перидотитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // ДАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 515–519.
13. *De Hoog J.C., Gall L., Cornell D.H.* Trace-element Geochemistry of Mantle Olivine and Application to Mantle Petrogenesis and Geothermobarometry // Chemical Geology. 2010. V. 270. № 1–4. P. 196–215.
14. *Sobolev N.V.* Deep Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle / American Geophysical Union, 1977. Washington DC. 279 pp.
15. *Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V.* Petrogenetic Significance of Minor Elements in Olivines from Diamonds and Peridotite Xenoliths from Kimberlites of Yakutia // Lithos. 2009. V. 112S. P. 701–713.

16. *Ramsay R.R., Tompkins L.* The Geology, Heavy Mineral Concentrate Mineralogy, and Diamond Propectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil / In Proceedings of the Geology, Heavy Mineral Concentrate Mineralogy, and Diamond Propectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde Pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil. 1 January 1994. P. 329–345.
17. *Nimis P., Taylor W.* Single Clinopyroxene Thermobarometry for Garnet Peridotites. Part I. Calibration and Testing of a Cr-in-Cpx Barometer and an Enstatite-in-Cpx Thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. P. 541–554.
18. *Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G.* Error Sources in Single-clinopyroxene Thermobarometry and a Mantle Geotherm for the Novinka Kimberlite, Yakutia // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 2222–2232.
19. *Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V. G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V., Garanin V.K.* Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields // Minerals. 2020. V. 10. P. 549.
20. *Malkovets V.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wood B.J.* Diamond, Subcalcic Garnet, and Mantle Metasomatism: Kimberlite Sampling Patterns Define the Link // Geology. 2007. V. 35. № 4. P. 339–342.

MINERALOGY OF PERIDOTITE XENOLITHS FROM THE KOMSOMOL'SKAYA-MAGNITNAYA KIMBERLITE PIPE (UPPER MUNA FIELD, SIBERIAN CRATON)

I. V. Yakovlev[a,b,#], V. G. Malkovets[a,b], A. A. Gibsher[a,b], A. M. Dymshits[a,c], D. V. Kuzmin[a], V. A. Danilovskaya[a], M. V. Milaushkin[a,b], Academician of the RAS N. P. Pokhilenko[a], and Academician of the RAS N. V. Sobolev[a]

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

[b] *PJSC "ALROSA", Mirny, Republic of Sakha (Yakutia), Russian Federation*

[c] *Institute of the Earth's crust, Irkutsk, Russian Federation*

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

The paper presents new data on the mineralogical study of peridotite xenoliths from the Komsomolskaya-Magnitnaya kimberlite pipe, Upper Muna field, Siberian craton. The mineral composition of 170 xenoliths of peridotites: dunites, harzburgites and lherzolites was investigated. Based on the studies carried out, it has been established that the lithospheric mantle under the Verkhnemunskiy kimberlite field is composed mainly of garnet and chromite-bearing dunites, harzburgites and, in subordinate amounts, granular garnet lherzolites. The high proportion of peridotites with high-Mg olivines (Fo > 93 mol. %) indicates the highly depleted nature of the lithospheric mantle peridotites. Based on geochemical studies of garnets, it has been established that the diamondiferous lithospheric "keel" underwent a low degree of metasomatic modification, mainly with the participation of carbonatite fluids/melts. Using data on clinopyroxene monomineral geothermobarometry, it was found that the thickness of the lithosphere in the area of the Upper Muna field at the time of kimberlite eruption (~360 Ma) was about 220 km, and the interval of the "diamond window" was about 95 km (from 125 to 220 km).

Keywords: Komsomol'skaya-Magnitnaya, kimberlite, pyrope, mantle xenolith, lithospheric mantle, Siberian craton

EDN: LNVMUQ
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 50–59

ВУЛКАНОЛОГИЯ

УДК 548.4

БАЗАЛЬТОВЫЕ ЛАВЫ ТОЛЕИТОВОЙ И ЩЕЛОЧНОЙ СЕРИЙ ВУЛКАНОВ ВАН-ТЯНЬ И ЧАНБАЙШАНЬ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ): К ВОПРОСУ О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ИХ ИЗЛИЯНИЙ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ

© 2022 г. О. А. Андреева[1,*], академик РАН В. В. Ярмолюк[1], В. М. Саватенков[2], И. А. Андреева[1], В. А. Лебедев[1], Дж.-Ч. Джи[3], С. Жоу[3]

Поступило 31.05.2022 г.
После доработки 02.06.2022 г.
Принято к публикации 02.06.2022 г.

Вулканы Чанбайшань и Ван-Тянь Чанбайшаньского ареала (Северо-Восточный Китай) возникли с незначительным разрывом во времени в интервале последних 4 млн лет. Вулкан Ван-Тянь сформировался в интервале 3.8–2.7 млн лет, вулкан Чанбайшань начал свою активность на этапе Байшань около 1.6 млн лет назад. В отличие от трахибазальт–пантеллеритовой бимодальной ассоциации вулкана Чанбайшань, породы вулкана Ван-Тянь представлены преимущественно толеитовыми базальтами, существенно реже – трахитами и щелочными риолитами. На северном и северо-восточном склонах вулкана Ван-Тянь зафиксирован также щелочнобазальтовый поток. Проведенные петролого-геохимические и геохронологические исследования показали, что проявления толеитового и щелочного базальтового магматизма не были синхронными, и продукты извержения двух вулканов принадлежат разным петрохимическим сериям. Породы собственно вулкана Ван-Тянь представляют собой продукты эволюции толеитовых магм. Поток щелочных базальтов на северном и северо-восточном его вулканических склонах существенно более “молодой” (<1.3 млн лет) и возник на этапе формирования щитового основания вулкана Чанбайшань. Щелочнобазальтовые лавы на северо-восточном склоне вулкана Ван-Тянь распространялись вниз по долине, образуя с одновозрастными породами вулкана Чанбайшань общий вулканический плащ в его основании.

Ключевые слова: внутриплитный магматизм, кайнозойский вулканизм, толеитовые базальты, щелочные базальты

DOI: 10.31857/S2686739722600874

ВВЕДЕНИЕ

В Северо-Восточном Китае на границе с Кореей располагается группа вулканов, возникших в плиоцене–голоцене. Они образуют Чанбайшаньский вулканический ареал, входящий в состав позднекайнозойской вулканической провинции Центральной и Восточной Азии. Провинция сложена преимущественно продуктами основного вулканизма повышенной щелочности [1]. На этом фоне вулканы Чанбайшаньского ареала выделяются тем, что в их строении помимо основных участвуют также кислые вулканиты, а лавы основных пород отвечают разным петрохимическим сериям. Ярким примером этому служат два рядом расположенных вулкана – Чанбайшань и Ван-Тянь. Первый из них сложен породами трахибазальт–пантеллеритовой бимодальной ассоциации, а второй – преимущественно толеитовыми базальтами и ассоциирующими с ними трахитами и щелочными риолитами. Вулканы возникли с незначительным разрывом во времени в интервале последних 4 млн лет, поэтому различия в составе слагающих их вулканических ассоциаций вызывают ряд вопросов о природе процессов, определивших разный характер магматизма в пространственно ограниченной части вулканической провинции в узком возрастном интервале ее развития. Для ответа на эти вопросы были изучены петрогеохимические характеристики пород, определяющие различия в составе магматических ассоциаций обоих вулканов, и получены геохронологические данные, позволившие уточнить

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[3] *School of Earth and Space Sciences Peking University, Beijing, China*
**E-mail: oandreeva@igem.ru*

возрастные границы их формирования. На основе полученных результатов сделан вывод, что проявления толеитового и щелочного магматизма не были синхронными и, скорее всего, были связаны с изменениями состава источников в области мантийного плавления.

Чанбайшаньский вулканический ареал расположен в северной краевой части архейско-протерозойского Сино-Корейского кратона в зоне пересечения рифтовой системы Таньлу северо-восточного простирания с Пэктусанской системой разломов северо-западного направления [2–4]. В его строении вулканы Чанбайшань и Ван-Тянь формировались на общем платобазальтовом основании, находясь друг от друга на расстоянии 30 км. Особенности состава пород вулканов Ван-Тянь и Чанбайщань были рассмотрены в ряде публикаций [2–7], в которых была подчеркнута их принадлежность щелочной серии пород. Ниже приведены характеристики пород этих вулканов, свидетельствующие об их принадлежности разным петрохимическим сериям.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вулкан Ван-Тянь представляет собой крупный стратовулкан, продукты извержения которого распространены на территории площадью в 4000 км^2 (рис. 1). В истории его активности выделяют 3 этапа [5]: 1) трещинные излияния базальтовых лав щитовой постройки Чанбай, 2) этап становления конуса вулкана Ван-Тянь, отвечающий извержениям, главным образом, базальтов, 3) этап Хонгтоушань, ознаменовавшийся формированием некков и экструзивного купола трахит-щелочнориолитового состава.

В развитии вулкана Чанбайшань (рис. 1) выделяют 4 этапа [3, 4, 6]: 1) трещинные излияния щелочнобазальтовых лав щитовой платформы; 2) излияния трахит-комендитовых лав конуса; 3) извержения пирокластического материала трахит-комендит-пантеллеритового состава с образованием кальдеры; 4) посткальдерный этап, к которому относится череда исторических извержений пирокластического материала трахит-комендитового состава.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Во время полевых работ в Северо-Восточном Китае нами были опробованы разрезы северного, южного и восточного склонов конуса вулкана Ван-Тянь, а также его щитовой постройки. В их строении преобладают базальты, демонстрирующие сходство в петрографическом отношении и представляющие собой массивные крупнопорфировые породы темно-серого цвета. Они являются высокожелезистыми (9.6–15.1 мас. % Fe_2O_3), высокотитанистыми (2.4–3.6 мас. % TiO_2) низкомагнезиальными (2.4–4.1 мас. % MgO) породами с высокими концентрациями P_2O_5, достигающими 0.7 мас. %, при содержаниях SiO_2 48.7–51.2 мас. %. Содержания суммы щелочей в них варьируют от 4.3 до 5.5 мас. % (табл. 1), что позволяет отнести их к умеренно-щелочным базальтам. В качестве вкрапленников во всех образцах базальтов установлен плагиоклаз, как правило, отвечающий по составу битовниту ($An_{74.3–79.0}Ab_{20.0–25.5}Or_{0.2–1.3}$). Среди минералов основной массы установлены железистый оливин (*Fo* = 43.2–56.4), клинопироксен, представленный титанавгитом (#Mg = = 0.64–0.70), ильменит, титаномагнетит и фторапатит [8].

Среди пород вулкана Ван-Тянь нами были выявлены также щелочные базальтоиды, их распространение ограничено северным и северо-восточным склонами вулканического конуса, обращенными к вулкану Чанбайшань. Эти базальтоиды представляют собой массивные афировые породы, которые характеризуются трахиандезибазальтовым составом и содержат 7.0–7.9 мас. % (Na_2O + + K_2O) с преобладанием Na_2O над K_2O, 2.3–2.8 мас. % TiO_2, до 11.7 мас. % Fe_2O_3, 17.4–18.9 мас. % Al_2O_3, 0.6–0.8 мас. % P_2O_5 при содержании SiO_2 в 49.6–51.5 мас. % (табл. 1). Минеральный состав щелочных базальтоидов включает оливин (*Fo* = 55.6–71.4), клинопироксен, представленный салитом (#Mg = 0.64–0.73), плагиоклаз ($An_{65.8–70.2}Ab_{28.4–32.6}Or_{1.4–1.9}$), санидин, анортоклаз, ильменит и титаномагнетит.

Кислые породы вулкана образуют некки и лавовый купол в центральной кальдерной его части. Они сложены преимущественно трахитами, характеризующимися широким полем составов (рис. 2). Концентрации (Na_2O + K_2O) в них варьируют в интервале 8.0–9.2 мас. %, с преобладанием Na_2O над K_2O, в диапазоне SiO_2 62.3–68.5 мас. %.

Отличия щелочных базальтоидов от базальтов вулканического конуса достаточно значимые – в целом, они содержат больше щелочей и глинозема, меньше Fe_2O_3. В то же время эти базальтоиды близки к базальтам вулкана Чанбайшань (4). Отмеченные черты сходства и различия особенно выразительно прослеживаются на классификационных диаграммах (рис. 2, 3). На классификационной диаграмме SiO_2– (Na_2O + K_2O) (рис. 2) породы вулкана Ван-Тянь образуют три группы составов: к первой относятся умеренно-щелочные базальты щитовой постройки и вулканического конуса, ко второй – трахиты некков и экструзивного купола. Отдельную группу составов формируют трахиандезибазальты, установленные на северном и северо-восточном склонах вулкана (рис. 2). На диаграмму также нанесены

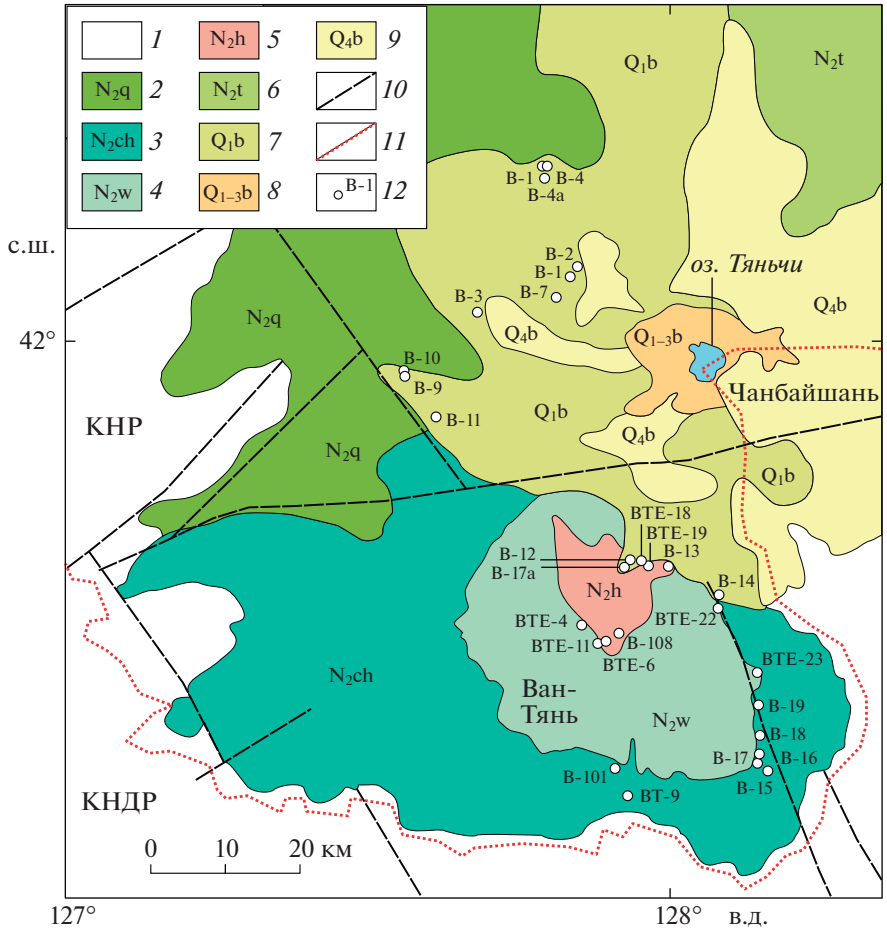

Рис. 1. Геологическая схема строения вулканов Ван-Тянь и Чанбайшань Чанбайшаньского ареала (составлена с использованием [4–7] и космических снимков Google). Возраст приведен по [4, 6, 7] и данным этой статьи: *1* – вмещающие породы; *2* – плато-базальты ареала Чанбайшань, этап Куанянь (4.50–4.00 млн лет); *3* – толеитовые базальты щитовой постройки вулкана Ван-Тянь, этап Чанбай (3.82–2.83 млн лет); *4* – толеитовые базальты конуса вулкана Ван-Тянь, этап Ван-Тянь (2.76–2.67 млн лет); *5* – купол и некки вулкана Ван-Тянь, этап Хонгтоушань (2.76–2.69 млн лет); *6* – щелочные базальтоиды щитовой постройки вулкана Чанбайшань, этап Тоудао (2.77–1.99 млн лет); *7* – щелочные базальтоиды щитовой постройки вулкана Чанбайшань, этап Байшань (1.64–1.11 млн лет); *8* – трахиты, комендеты и пантеллериты конуса вулкана Чанбайшань, этап Байтоушань (1.12–0.81 млн лет); *9* – игнимбриты, пемзы и пеплы кальдеры вулкана Чанбайшань, этапы Биньчань-Байюфень-Байгуамяо (7854–825 лет до н.э.); *10* – разломы; *11* – государственная граница; *12* – точки отбора образцов и их номера.

точки составов щелочных базальтоидов щитовой платформы вулкана Чанбайшань [4]. Как видно на рис. 2, щелочные базальтоиды вулкана Чанбайшань образуют единое поле составов с трахиандезибазальтами, сформировавшимися на северном и северо-восточном склонах вулкана Ван-Тянь.

На AFM-диаграмме (рис. 3) составы умеренно-щелочных базальтов щита и конуса вулкана Ван-Тянь лежат выше линии Ирвина-Барагара, что дает основание отнести их к толеитовой серии пород. Точки составов щелочных базальтоидов, сформировавшихся на северном и северо-восточном склонах вулкана Ван-Тянь, располагаются ниже линии Ирвина-Барагара (рис. 3), попадая на тренд пород вулкана Чанбайшань.

В геохимическом отношении толеитовые базальты представляют слабо дифференцированную серию пород. Они имеют близкие по конфигурации спектры распределения редкоземельных элементов (рис. 4), характеризующиеся величиной $(La/Yb)_N$ = 7.0–8.4 и незначительной положительной европиевой аномалией (Eu/Eu* = = 1.04–1.13).

Щелочные базальтоиды вулкана Ван-Тянь (рис. 4) отличаются от толеитовых базальтов более крутым наклоном спектра ($(La/Yb)_N$ = 14–16) и повышенными содержаниями элементов-примесей левой части спайдер-диаграммы (Ba, Nb, Ta, Pb, Zr, Hf и легкие РЗЭ), в них отмечается отрицательная Sr-аномалия. В то же время они имеют большое сходство в содержании и распределе-

Таблица 1. Химический (мас. %) и микроэлементный (ppm) состав представительных пород вулканов Ван-Тянь и Чанбайшань с результатами их K–Ar-датирования

Компонент	Вулкан Ван-Тянь									
	1				2				3	
	B-15	B-17	B-19	BTE-9	BTE-4	BTE-11	BTE-22	BTE-23	B-13	B-108
Возраст (млн. лет ±2s)	3.82 ± 0.13	–	3.3 ± 0.6	2.83 ± 0.09	–	2.76 ± 0.09	2.67 ± 0.20	–	2.76 ± 0.07	–
SiO_2	48.66	49.38	48.66	51.19	48.57	50.88	48.92	51.04	64.49	68.47
TiO_2	3.30	3.22	2.44	3.22	3.60	3.59	3.56	3.24	0.90	0.41
Al_2O_3	15.80	15.39	18.51	13.58	14.35	13.09	14.66	13.67	14.06	13.88
Fe_2O_3	13.14	12.73	9.62	14.15	14.44	15.13	14.49	13.24	6.77	5.44
MnO	0.17	0.17	0.13	0.194	0.168	0.180	0.174	0.154	0.12	0.101
MgO	2.74	2.40	2.98	3.45	4.11	3.57	3.80	3.35	0.58	0.07
CaO	8.17	8.54	9.62	7.22	8.31	7.09	8.07	7.63	2.40	1.24
Na_2O	3.68	3.20	3.17	3.71	3.25	3.38	3.51	3.40	4.48	4.53
K_2O	1.54	1.48	1.09	1.82	1.33	1.83	1.33	1.67	3.86	4.71
P_2O_5	0.71	0.36	0.36	0.73	0.52	0.63	0.66	0.53	0.22	0.06
Сумма	97.91	96.87	96.58	99.26	98.65	99.37	99.17	97.92	97.88	98.91
ППП	1.26	2.34	2.66	0.46	1.06	0.34	0.55	1.79	1.27	0.69
$Na_2O + K_2O$	5.22	4.68	4.26	5.53	4.58	5.21	4.84	5.07	8.34	9.24
V	168	210	154	183	255	197	191	197	3.7	3.0
Cr	27.0	29.4	38.8	5.5	31.7	6.1	6.9	21.9	5.9	15.0
Co	31.9	35.6	30.7	33.9	45.3	34.3	33.6	35.8	3.1	1.1
Ni	19.4	21.0	42.2	7.8	47.4	5.8	13.5	25.0	1.6	4.9
Cu	27.7	36.1	18.1	53.0	83.1	57.1	53.6	60.3	5.0	18.6
Zn	124	112	84.4	152	166	147	148	142	137	116
Ga	22.2	21.2	20.4	22.9	22.3	23.1	22.7	21.9	24.1	25.6
Rb	28.4	28.2	16.5	27.0	20.0	30.8	13.2	26.4	70.5	121.7
Sr	545	489	650	458	465	399	451	435	224	130

Таблица 1. Продолжение

Компонент	Вулкан Ван-Тянь									
	1				2				3	
	B-15	B-17	B-19	BTE-9	BTE-4	BTE-11	BTE-22	BTE-23	B-13	B-108
Y	35.4	28.1	18.9	33.4	34.7	30.1	30.5	26.3	48.0	60.3
Zr	206	219	151	236	204	222	204	210	537	575
Nb	22.3	25.8	16.8	25.4	20.9	23.6	22.9	20.7	46.9	62.6
Cs	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.9	2.6
Ba	546	520	359	559	447	479	508	449	1033	1312
La	27.2	22.9	15.9	31.0	27.7	26.2	25.2	24.1	39.9	61
Ce	64.8	51.3	38.2	60.8	48.8	53.0	57.0	55.6	90.5	125
Pr	9.0	7.1	4.9	8.9	7.5	7.7	7.7	7.1	12.2	16
Nd	43.0	32.5	22.6	37.9	32.5	33.0	36.0	31.0	53.5	65
Sm	10.5	7.9	5.6	9.1	8.5	7.9	10.0	8.0	12.7	15
Eu	3.7	2.7	2.0	3.2	3.1	2.8	3.2	2.8	3.3	3.7
Gd	10.3	7.8	5.5	8.9	8.2	8.0	9.0	7.2	12.4	13.5
Tb	1.4	1.1	0.8	1.4	1.2	1.1	1.2	1.1	1.9	2.1
Dy	7.3	6.0	4.1	6.8	6.7	6.2	6.7	5.8	10.3	12.3
Ho	1.3	1.1	0.7	1.2	1.2	1.1	1.3	1.0	1.9	2.2
Er	3.4	2.8	1.9	3.3	3.3	2.9	3.0	2.4	5.4	5.8
Tm	0.4	0.4	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.7	0.8
Yb	2.5	2.2	1.4	2.6	2.2	2.3	2.4	2.1	4.5	5.1
Lu	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.7	0.7
Hf	5.7	6.1	4.1	6.6	5.2	5.6	5.5	5.2	15.2	14.2
Ta	1.5	1.5	1.1	1.6	1.2	1.4	1.5	1.2	3.1	3.7
Pb	4.9	4.9	3.5	9.3	6.7	4.2	6.9	5.3	13.1	16.8
Th	2.4	2.5	1.7	3.0	2.1	2.6	2.5	2.4	7.8	10.4
U	0.5	0.5	0.3	0.6	0.4	0.5	0.4	0.5	1.4	2.2

Таблица 1. Продолжение

Компонент	Вулкан Ван-Тянь						Вулкан Чанбайшань			
	3		4				5			
	BTE-6	BTE-19	B-12	B-14	BTE-17a	BTE-18	B-4	B-4a	B-5	B-7
Возраст (млн. лет ± 2s)	2.69 ± 0.07	2.73 ± 0.07	–	1.09 ± 0.04	–	1.29 ± 0.05	–	1.40 ± 0.06	–	–
SiO_2	62.26	64.03	50.72	51.49	50.03	50.42	52.85	53.98	53.98	53.12
TiO_2	1.21	0.88	2.58	2.29	2.58	2.54	1.84	1.73	1.77	2.65
Al_2O_3	14.06	13.90	18.93	18.66	17.37	17.51	18.22	18.10	18.20	17.13
Fe_2O_3	8.14	7.29	9.75	9.77	11.40	10.97	9.44	9.18	8.92	9.86
MnO	0.129	0.110	0.16	0.16	0.163	0.160	0.16	0.16	0.15	0.14
MgO	1.02	0.59	2.54	2.09	3.85	3.88	1.46	1.28	1.24	1.83
CaO	3.15	2.31	6.38	5.99	6.11	6.07	4.52	4.31	4.35	6.25
Na_2O	4.61	4.50	4.55	4.95	4.57	4.61	4.54	4.62	4.28	4.62
K_2O	3.40	3.79	2.56	2.98	2.67	2.61	4.34	4.60	4.59	2.97
P_2O_5	0.41	0.24	0.64	0.77	0.78	0.74	1.17	1.07	1.19	0.78
Сумма	98.39	97.64	98.81	99.15	99.52	99.51	98.54	99.03	98.67	99.35
ППП	1.27	2.03	0.00	0.00	0.05	0.08	0.40	0.00	0.00	0.00
$Na_2O + K_2O$	8.01	8.29	7.11	7.93	7.24	7.22	8.88	9.22	8.87	7.59
V	16.9	3.2	118	74.5	125	129	33.1	27.0	32.7	140
Cr	5.0	6.9	2.1	2.1	7.35	5.24	2.2	2.3	1.3	3.2
Co	7.1	3.9	22.0	19.4	25.4	24.2	10.1	9.3	10.2	22.2
Ni	4.7	5.3	2.1	1.4	9.45	5.82	1.8	1.3	1.2	6.3
Cu	49.6	23.3	9.6	13.3	46.1	44.6	9.7	9.9	9.5	17.2
Zn	134	131	103	83.2	123	132	125	118	116	133
Ga	22.7	26.0	21.2	18.5	23.3	23.4	19.1	19.4	19.6	24.2
Rb	65.3	79.6	47.2	43.1	54.0	55.7	54.5	62.4	62.4	54.5
Sr	278	239	777	885	814	812	525	461	503	633
Y	38.7	47.4	26.6	27.5	25.5	26.1	30.3	29.7	30.0	32.1

Таблица 1. Окончание

Компонент	Вулкан Ван-Тянь						Вулкан Чанбайшань			
	3		4				5			
	ВТЕ-6	ВТЕ-19	В-12	В-14	ВТЕ-17а	ВТЕ-18	В-4	В-4а	В-5	В-7
Zr	398	484	344	351	300	307	307	308	315	312
Nb	39.0	48.2	58.4	68.4	58.9	56.8	54.6	57.2	58.5	49.5
Cs	0.7	0.7	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.6	0.3	0.5
Ba	822	939	821	881	829	784	2806	2635	2964	951
La	41.9	47.9	47.2	45.0	48.7	49.3	55.4	53.9	54.5	47.0
Ce	86.3	97.9	99.5	97.6	98.8	95.4	118	112	115	101
Pr	10.6	12.5	12.4	12.5	11.3	11.9	15.2	14.4	14.5	12.9
Nd	45.7	53.1	49.6	50.7	45.7	45.8	60.8	58.3	58.8	55.7
Sm	11.8	13.7	9.4	9.7	8.66	9.84	11.2	10.9	10.9	11.6
Eu	3.3	3.2	2.9	3.0	2.97	2.98	4.4	4.2	4.3	3.7
Gd	10.0	11.7	8.1	8.5	7.99	8.21	9.9	9.5	9.7	10.6
Tb	1.4	1.7	1.1	1.2	1.0	1.1	1.4	1.3	1.3	1.5
Dy	8.1	10.3	5.9	6.1	5.8	5.9	7.1	6.8	6.8	7.1
Ho	1.5	1.8	1.1	1.1	1.0	1.0	1.3	1.2	1.2	1.2
Er	4.2	5.0	2.9	2.9	2.6	2.7	3.3	3.3	3.2	3.1
Tm	0.6	0.7	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	3.5	4.3	2.3	2.4	2.1	2.1	2.5	2.5	2.5	2.2
Lu	0.4	0.6	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3
Hf	10.4	12.1	9.1	8.8	6.8	7.3	8.3	8.2	8.1	8.4
Ta	2.1	2.7	4.1	4.3	3.6	3.6	3.7	3.8	3.7	3.2
Pb	9.9	13.5	7.3	6.6	4.9	5.8	11.5	9.5	9.4	7.1
Th	6.1	7.7	5.7	6.0	5.6	5.9	6.8	6.5	6.3	5.7
U	1.2	1.4	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	0.9	1.2	1.1

Fe_2O_3 – железо общее. Прочерк – не определялось. 1 – толеитовые базальты щитовой постройки вулкана Ван-Тянь (этап Чанбай); 2 – толеитовые базальты конуса вулкана Ван-Тянь (этап Ван-Тянь); 3 – трахиты некков вулкана Ван-Тянь (этап Хонгтоушань); 4 – щелочные базальтоиды на северном и северо-восточном склонах конуса вулкана Ван-Тянь (этап Байшань); 5 – щелочные базальтоиды щитовой постройки вулкана Чанбайшань (этап Байшань).

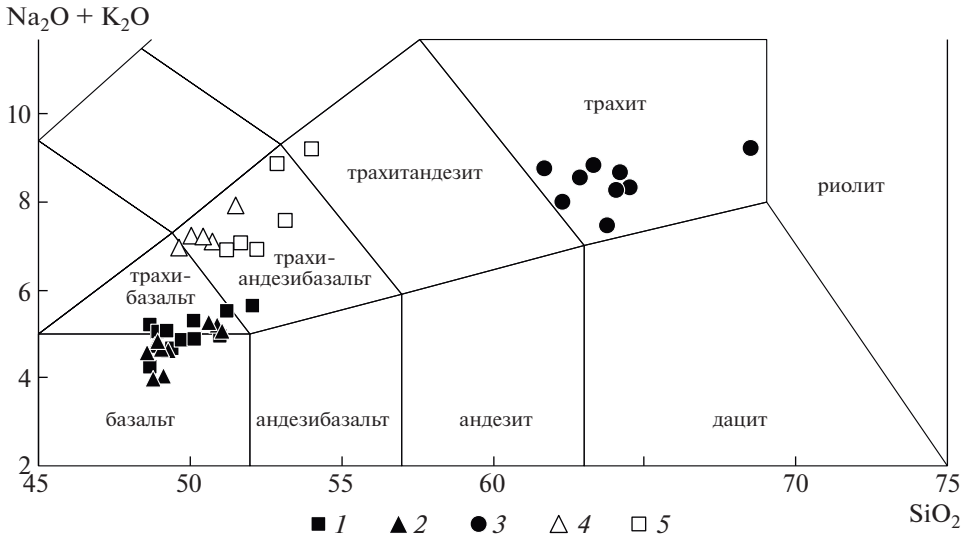

Рис. 2. Химический состав пород вулканов Ван-Тянь и Чанбайшань на классификационной диаграмме [9]. *1* – толеитовые базальты щитовой постройки вулкана Ван-Тянь; *2* – толеитовые базальты конуса вулкана Ван-Тянь; *3* – трахиты некков вулкана Ван-Тянь; *4* – щелочные базальтоиды, сформированные на северном и северо-восточном склонах вулкана Ван-Тянь; *5* – щелочные базальтоиды щитового вулкана Чанбайшань.

нии элементов-примесей с щелочными базальтоидами вулкана Чанбайшань.

В связи с разделением пород вулкана Ван-Тянь на разные петрохимические серии с разными геохимическими и петрохимическими характеристиками возникает вопрос об их принадлежности к продуктам общего для них магматического процесса. На подобное родство, помимо пространственного и структурного совмещения пород, должно указывать также общее для них время формирования. Для решения этого вопроса были выполнены геохронологические исследования главных типов пород вулкана Ван-Тянь, а также щитовых базальтоидов вулкана Чанбайшань и проведено их петролого-геохимическое сопоставление.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Согласно результатам K–Ar-датирования главных типов пород вулкана Ван-Тянь (табл. 1) нами установлено, что толеитовые лавы щитовой платформы (обр. B-15, B-19, BTE-9) изливались 3.82 ± 0.13–2.83 ± 0.09 млн лет назад. Потоки толеитовых базальтов (BTE-11, BTE-22), участвующих в строении конуса вулкана, формировались в интервале 2.76 ± 0.09–2.67 ± 0.20 млн лет (табл. 1). Некки трахитов (обр. B-13, BTE-06, BTE-19) имеют тот же возраст 2.76 ± 0.07–2.69 ± 0.07 млн. лет (табл. 1). Щелочным базальтоидам, зафиксированным нами на северном и северо-восточном склонах вулкана Ван-Тянь (обр. B-14, BTE-18), отвечает возраст 1.29 ± 0.05 и 1.09 ± 0.04 млн лет (табл. 1) соответственно. Также методом K–Ar-датирования был определен возраст щелочных базальтоидов щитовой постройки вулкана Чанбайшань (обр. B-4a), который составляет 1.40 ± ± 0.06 млн лет (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные геохронологические и петролого-геохимические исследования пород вулкана Ван-Тянь позволили зафиксировать три этапа его формирования. Трещинные излияние базальтов (этап Чанбай) произошли в интервале между 3.82 ± ± 0.13–2.83 ± 0.09 млн лет назад; формирование толеитовых лав вулканического конуса (этап Ван-Тянь) – в интервале между 2.76 ± 0.09–2.67 ± ± 0.20 млн лет назад; и образование трахит-щелочнориолитовых экструзий (этап Хонгтоушань) практически в том же интервале – 2.76 ± 0.07–2.69 ± 0.07 млн лет назад. Потоки щелочных базальтоидов на северном и северо-восточном склонах вулкана Ван-Тянь, характеризующиеся возрастом в 1.29 ± 0.05–1.09 ± 0.04 млн лет, существенно более “молодые” и возникли после завершения образования бимодальной серии пород вулкана Ван-Тянь. С другой стороны, возраст этих щелочных базальтоидов согласуется со временем трещинных излияний щелочнобазальтовых лав (1.64–1.11 млн лет), сформировавших щитовую постройку вулкана Чанбайшань (этап Байшань) [6]. Это предположение хорошо согласуется с петролого-геохимическими характеристиками щелочных базальтоидов щита Чанбайшань и вулкана Ван-Тянь. Все изученные щелочные базиты

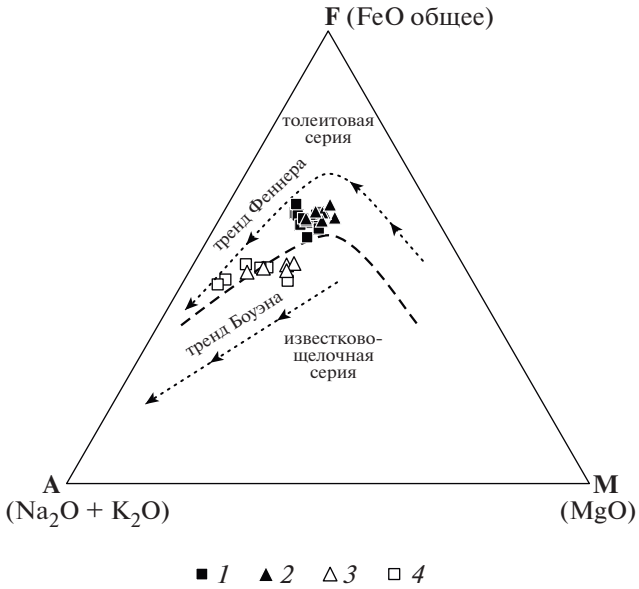

Рис. 3. Химический состав пород вулкана Ван-Тянь на классификационной диаграмме AFM. *1* – толеитовые базальты щитовой постройки вулкана Ван-Тянь; *2* – толеитовые базальты конуса вулкана Ван-Тянь; *3* – щелочные базальтоиды, сформированные на северном и северо-восточном склонах вулкана Ван-Тянь; *4* – щелочные базальтоиды щитового вулкана Чанбайшань. Пунктиром показана линия, разделяющая толеитовую и известково-щелочную серии, по [10]. Стрелками отмечены боуэновский и феннеровский тренды кристаллизационной дифференциации.

обладают схожим минеральным составом. Щелочные базальтоиды обоих вулканов обогащены Ba, Nb, Ta, Pb, Zr, Hf и легкими РЗЭ относительно состава базальтов океанических островов (OIB) и толеитовых базальтов вулкана Ван-Тянь. Геохимическое сходство щелочнобазальтовых лав вулкана Ван-Тянь с щелочными базальтоидами щита Чанбайшань, а также синхронность их излияний позволяют заключить, что появление щелочнобазальтовых потоков на склонах вулкана Ван-Тянь совпало с одним из этапов (этап Байшань) формирования щитового основания вулкана Чанбайшань. Образование этого основания характеризовалось ареальным типом излияний из многочисленных центров [2, 3, 7], один из которых возник на северо-восточных склонах вулкана Ван-Тянь. Из него сформировался поток (B-12 и BTE-19), который распространялся вниз по долине (рис. 1), образуя с одновозрастными лавами вулкана Чанбайшань общий вулканический плащ в его основании.

Породы собственно вулкана Ван-Тянь, возникшие в интервале между 3.82 и 2.7 млн лет, представляют собой продукты эволюции толеитовых магм. Излияние щелочнобазальтовых лав происходило на склоне вулкана после замирания вулканической активности в его пределах и участвовало в образовании щитового основания вулкана Чанбайшань. Возрастные и структурные различия в распределении пород толеитовой и щелочной петрохимических серий в вулканическом районе позволяют предполагать, что их расплавы могли образовываться при различных потенциальных температурах плавления мантийного перидотита, либо в результате смешения продуктов плавления различных субстратов. Относительное обогащение толеитовых и щелочных расплавов такими флюидомобильными элемен-

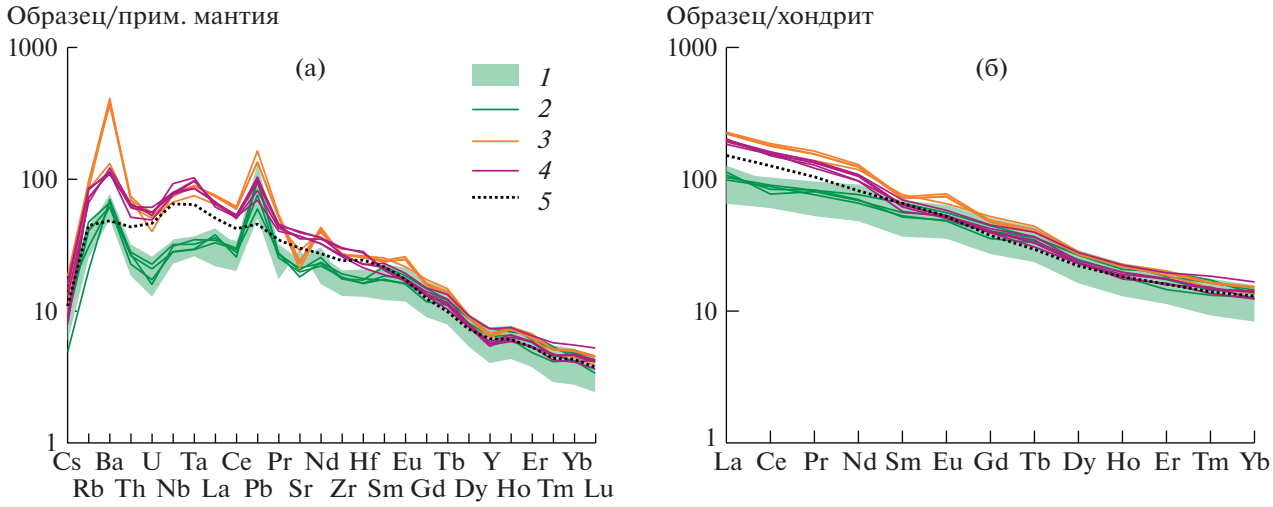

Рис. 4. Спектры распределения содержаний редких и редкоземельных элементов в базальтоидах вулканов Ван-Тянь и Чанбайшань. *1* – толеитовые базальты щитовой постройки вулкана Ван-Тянь; *2* – толеитовые базальты конуса вулкана Ван-Тянь; *3* – щелочные базальтоиды, сформированные на северном и северо-восточном склонах вулкана Ван-Тянь; *4* – щелочные базальтоиды щитового вулкана Чанбайшань; *5* – Базальты OIB-типа. Нормирование относительно примитивной мантии и хондрита по [11].

тами, как Ba и Pb, указывает на участие в их образовании метасоматически преобразованной литосферной мантии.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания FMMN-2021-0006 и при финансовой поддержке проекта РФФИ № 20-05-00306.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. и др.* // Петрология. 2011. Т. 11. № 4. С. 341–362.
2. *Сахно В.Г.* // Доклады РАН. 2007. Т. 412. № 2. С. 226–233.
3. *Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др.* // Доклады РАН. 2014. Т. 456. № 2. С. 200–206.
4. *Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др.* // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 535–566.
5. *Fan Q., Liu R., Li D., et al.* // Chinese Sci. Bul. 1999. V. 44. № 7. P. 660–663.
6. *Wei H., Wang Y., Jin J., et al.* // Lithos. 2007. V. 96. Iss. 1–2. P. 315–324.
7. *Tang H., Kong T., Wu Ch., et al.* // Acta Geologica Sinica. 2017. V. 91. № 5. P. 1717–1732.
8. *Андреева О.А., Андреева И.А., Ярмолюк В.В. и др.* // Петрология. 2020. Т. 28. № 4. С. 393–412.
9. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., et al.* // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
10. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
11. *Sun S.-S., McDonough W.F.* // Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.

THOLEIITIC AND ALKALINE BASALTIC LAVAS OF WANG-TIAN'E AND CHANGBAISHAN VOLCANOES (NORTH-EASTERN CHINA): TIMING AND GENETIC RELATIONSHIP

O. A. Andreeva[a,#], Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk[a], V. M. Savatenkov[b], I. A. Andreeva[a], V. A. Lebedev[a], J.-Q. Ji[c], and X. Zhou[c]

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

[b] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russian Federation*

[c] *School of Earth and Space Sciences Peking University, Beijing, China*

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

Changbaishan and Wang-Tian'e volcanoes of the Changbaishan area (Northeast China) were formed with a slight time gap in the last 4 million years. Wang-Tian'e volcano was formed at 3.8–2.7 Ma; the activity of Changbaishan began at the Baishan stage about 1.6 Ma ago. In contrast to the trachybasalt–pantellerite bimodal association of Changbaishan volcano, Wang-Tian'e volcanic rocks are mainly tholeiitic basalts and much less often trachytes and alkaline rhyolites. An alkaline basalt flow has also been recorded on the northern and northeastern slopes of Wang-Tian'e volcano. Our petrological, geochemical and geochronological data show that the occurences of tholeiitic and alkaline basaltic magmatism in the Changbaishan volcanic area were not synchronous, and the eruptive products of Wang-Tian'e and Changbaishan belong to different petrochemical series. The rocks of Wang-Tian'e volcano itself are products of tholeiitic magmas. The alkaline basalt flow is much "younger" (<1.3 Ma) and appeared during the formation of the shield basement of Changbaishan volcano. The alkaline basaltic lavas on the northeastern slope of Wang-Tian'e spread down the valley as an extensive volcanic flow forming a single volcanic cover together with the coeval rocks of Changbaishan.

Keywords: intraplate magmatism, Cenozoic volcanism, tholeiitic basalts, alkaline basalts

EDN: TZDRXY
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 60–64

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

УДК 568.192:551.763.1(571.17)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О *SIBIROTITAN*, ТИТАНОЗАВРИФОРМНОМ ЗАВРОПОДЕ ИЗ РАННЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2022 г. А. О. Аверьянов[1,*], академик РАН А. В. Лопатин[2]

Поступило 16.05.2022 г.
После доработки 25.05.2022 г.
Принято к публикации 26.05.2022 г.

Ранее неизвестный второй шейный позвонок (аксис) завропода *Sibirotitan astrosacralis* Averianov et al., 2018 из раннемелового местонахождения Шестаково 1 (илекская свита, апт) в Кемеровской области, Россия, позволяет дополнить морфологическую характеристику этого вида динозавров. Для описанного аксиса характерны такие уникальные признаки, как плоская и прямоугольная вентральная поверхность тела позвонка и спинопостзигапофизные пластины, поднимающиеся дорсально. Уникальным общим признаком аксиса и других шейных позвонков сибиротитана является наличие крупных и глубоких центропостзигапофизных ямок на задней поверхности невральной дуги между спинномозговым каналом и постзигапофизами. Все эти признаки могут рассматриваться как аутапоморфии *Sibirotitan astrosacralis*.

Ключевые слова: динозавры, Sauropoda, Titanosauriformes, ранний мел, Западная Сибирь, Россия
DOI: 10.31857/S2686739722600680

Богатейшее по таксономическому составу местонахождение динозавров России приурочено к нескольким обнажениям илекской свиты нижнего мела (апт по данным палинологического анализа [1]) близ д. Шестаково в Кемеровской области. Из динозавров здесь обнаружены завроподы, разнообразные тероподы (включая птиц), стегозавры, анкилозавры и рогатый динозавр *Psittacosaurus sibiricus*. Последний растительноядный динозавр, очевидно, доминировал в палеоэкосистеме, и от него сохранилось несколько полных скелетов [2, 3]. Второй получивший название таксон динозавров из шестаковского фаунистического комплекса – завропод *Sibirotitan astrosacralis*. Он описан по изолированным зубам, шейным позвонкам, почти полному крестцу и костям стопы из местонахождения Шестаково 1 (55°53′ с.ш., 87°55′ в.д.) [4, 5]. При первоописании он был отнесен к нетитанозавровым титанозавриформам [5]. В небольшой коллекции костей динозавров из Шестаково 1, собранной местным учителем Г.А. Чудовой (1960–2007) и хранящейся ныне в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка РАН (ПИН) в Москве, имеется шейный позвонок завропода, меньший по размерам, чем описанные позвонки *S. astrosacralis* [5]. Данный позвонок, экз. ПИН, № 929/14, судя по невральной дуге, очень низкой спереди и высокой сзади, и по очевидно небольшому размеру презигапофизов, представляет собой второй шейный позвонок (аксис), который ранее не был известен для сибиротитана. С большой долей вероятности этот позвонок принадлежит сибиротитану. Скорее всего, все известные кости посткраниального скелета завропод из Шестаково 1, включая ассоциированные кости стопы [4], принадлежат одной особи. Они были разбросаны на ограниченной площади и постепенно появлялись на поверхности в результате эрозии Шестаковского яра. В данной статье описывается второй шейный позвонок, экз. ПИН, № 929/14, и обсуждаются его морфологические особенности. Номенклатура пластин и углублений на позвонках завропод приведена по [6, 7]. Описанные ранее позвонки *S. astrosacralis* [5] хранятся в Палеонтологическом музее Томского государственного университета (ПМ ТГУ).

Dinosauria Owen, 1842
Saurischia Seeley, 1888
Sauropoda Marsh, 1878
Titanosauriformes Salgado et al., 1997

Род *Sibirotitan* Averianov et al., 2018

***Sibirotitan astrosacralis* Averianov et al., 2018**

Titanosauriformes indet.: [4: с. 118, рис. 2–7].
Sibirotitan astrosacralis: [5: с. 4, рис. 4–9].

[1] *Зоологический институт Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: dzharakuduk@mail.ru*

Голотип – ПМ ТГУ 120/10-Ш1-22, средний грудной позвонок. Местонахождение Шестаково 1, Кемеровская область, Россия; илекская свита, нижний мел (апт).

Описание (рис. 1). Аксис, экз. ПИН, № 929/14, пластически деформирован, его боковые стороны немного смещены друг относительно друга. Передняя часть позвонка, включая зубовидный отросток и парапофизы, и дорсальная поверхность невральной дуги разрушены. Задняя сочленовная поверхность тела позвонка сильно вогнутая, квадратной формы, с прямыми краями. С вентральной стороны тело позвонка прямоугольной формы, с прямыми латеральными краями. Вентральная поверхность тела позвонка плоская, слабо вогнутая при виде с латеральной стороны. На передней части боковой поверхности позвонка имеется обширная депрессия (плевроцель), занимающая более половины его длины. Наиболее глубокая часть этой депрессии расположена ближе к переднему краю тела позвонка. Из-за этой депрессии тело позвонка спереди имеет форму песочных часов (рис. 1 г). Боковая депрессия разделена невысоким горизонтальным гребнем с левой стороны. Здесь имеется одно углубление дорсальнее этого гребня и два углубления вентральнее него. Вентральные углубления разделены вертикальным гребнем. С правой стороны горизонтальный гребень почти не выражен. Шва между телом позвонка и невральной дугой нет. В передней части невральная дуга нависает в виде полки над телом позвонка. Ширина этой полки уменьшается в заднем направлении, и она исчезает близ заднего края тела позвонка. При виде с латеральной стороны (рис. 1 б) невральная дуга низкая спереди и ее высота резко увеличиваются в заднем направлении. Ее максимальная высота в 1.5 раза превышает высоту тела позвонка. Презигапофизы не сохранились, но, очевидно, были небольшими. Сохранилось широкое основание диапофиза (рис. 1 б, 1 г), который, видимо, полностью срастался с шейным ребром. Имеются две мощные диапофизные пластины – постзигодиапофизная (podl) и задняя центродиапофизная (pcdl) (рис. 1 б). Эти пластины разделены глубокой и обширной депрессией (постзигапофизная центродиапофизная ямка, pocdf), которая занимает большую часть латеральной поверхности невральной дуги между этими пластинами. Задний край pocdf субвертикальный, вогнутый вперед. Книзу от диапофизных пластин имеется центродиапофизная ямка (cdf; рис. 1 б). Задний край невральной дуги, образованный центропостзигапофизной пластинкой (cpol), вогнутый при виде с латеральной стороны (рис. 1 б). Остистый отросток полностью не сохранился, но, очевидно, он был небольшим, коротким в переднезаднем направлении. От него расходятся в заднем направлении под углом ~39° спинопостзигапофизные пластины (spol), разделенные глубокой постспинальной, или спинопостзигапофизной, ямкой (spof) (рис. 1 а). При виде сзади эта ямка составляет более половины высоты невральной дуги (рис. 1 д). В основании задней части остистого отростка, в передней части постспинальной ямки, имеются два небольших углубления округлой формы. Постзигапофизы расположены высоко над телом позвонка. Их задний край выдается немного кзади от заднего края тела позвонка. Сочленовные поверхности постзигапофизов крупные, вогнутые, ориентированы вентролатерально (рис. 1 б). Вентральные края постзигапофизных сочленовных поверхностей широко расставлены, соединены межпостзигапофизной пластинкой (tpol), которая образует вогнутый при виде с дорсальной стороны задний край невральной дуги (рис. 1 а). При виде сзади невральная дуга имеет форму песочных часов с наименьшей шириной вентральнее постзигапофизов (рис. 1 д). Невральный канал небольшой, с аркообразным дорсальным краем. Между невральным каналом и межпостзигапофирной пластинкой расположены две очень глубоких депрессии субтреугольной формы (центропостзигапофизная ямка, cpof; рис. 1 д). На поврежденной поверхности позвонка видна крупноячеистая структура кости.

Размеры. Второй шейный позвонок (аксис), экз. ПИН, № 929/14: ширина задней сочленовной поверхности тела позвонка – 104 мм; высота задней сочленовной поверхности тела позвонка – 95 мм.

Сравнение. Типовой вид монотипического рода.

Распространение. Нижний мел, Западная Сибирь.

Материал. В дополнение к описанному ранее [5], из типового местонахождения второй шейный позвонок, экз. ПИН, № 929/14.

ОБСУЖДЕНИЕ

Отнесение экз. ПИН, № 929/14 к *Sibirotitan astrosacralis* подтверждается сходным строением задней части невральной дуги с коротким и невысоким остистым отростком, сходными по длине и направлению spol, обширной постспинальной ямкой, одинаково устроенными podl и pcdl, а также очевидным срастанием позвонков и шейных ребер [5]. Характерным общим признаком для экз. ПИН, № 929/14 и среднешейного позвонка ПМ ТГУ 120.4-Ш1-1 *S. astrosacralis* [5: рис. 5] является наличие крупных и глубоких cpof на задней поверхности невральной дуги. Эти общие признаки позволяют достаточно надежно отнести экз. ПИН, № 929/14 к *S. astrosacralis*, описанному из того же местонахождения Шестаково 1.

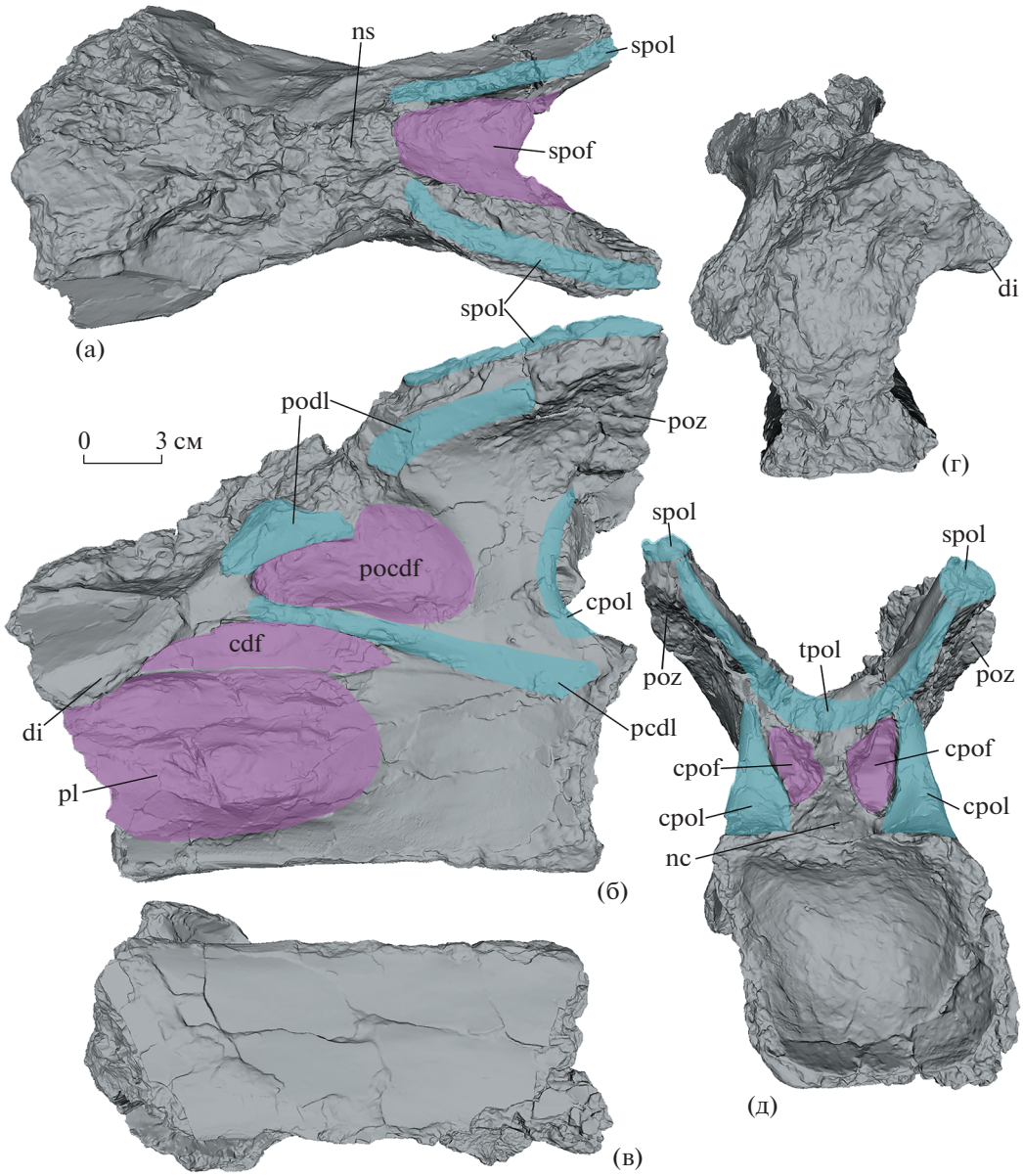

Рис. 1. *Sibirotitan astrosacralis* Averianov et al., 2018, экз. ПИН, № 929/14, второй шейный позвонок (аксис): (а) сверху; (б) сбоку; (в) снизу; (г) спереди; (д) сзади; Россия, Кемеровская область, местонахождение Шестаково 1; нижний мел (апт), илекская свита. Обозначения: cdf – центродиапофизная ямка; cpof – центропостзигапофизная ямка; cpol – центропостзигапофизная пластина; di – диапофиз; nc – спинномозговой канал; ns – остистый отросток; pcdl – задняя центродиапофизная пластина; pl – плевроцель; pocdf – постзигодиапофизная центродиапофизная ямка; podl – постзигодиапофизная пластина; poz – постзигапофиз; spof – спинопостзигапофизная ямка; spol – спинопостзигапофизная пластина; tpol – межпостзигапофизарная пластина. Пластины обозначены голубым цветом, ямки – розовым.

Строение второго шейного позвонка значительно варьирует у завропод на родовом уровне [8, 9]. Известно очень мало признаков, диагностичных для крупных клад завропод [9]. Высокая невральная дуга, превышающая высоту задней сочленовной поверхности тела позвонка, является синапоморфией для Eusauropoda (превышает в 1.5 раза у экз. ПИН, № 929/14). Плевроцели на телах предкрестцовых позвонков имеются у *Patagosaurus* и более продвинутых завропод. Крупноячеистая костная структура предкрестцовых позвонков характерна для Titanosauriformes. Отсутствие костных септ, разделяющих плевроцель на шейных позвонках, является диагностичным признаком для Titanosauria. Для продвинутых титанозавров характерен короткий аксис, с соотношением длины к высоте меньше 2 [10]. Экз. ПИН, № 929/14 не обнаруживает какого-либо определенного сходства ни с одним из известных аксисов завропод. Более того, для него характерны

признаки, редко встречающиеся или вообще не известные для других завропод. На большинстве известных аксисов завропод позвонок не срастается с шейным ребром, имеются в различной степени развитые парапофиз и диапофиз с сочленовными поверхностями для головки и бугорка шейного ребра. На экз. ПИН, № 929/14 нет сочленовной поверхности диапофиза, его основание широкое и очевидно полностью срасталось с шейным ребром, как у реббахизаврида *Lavocatisaurus agrionensis* Canudo et al., 2018 из апта–альба Аргентины [11]. Вентральная поверхность тела позвонка на экз. ПИН, № 929/14 плоская, прямоугольной формы, очень слабо вогнутая при виде с латеральной стороны. На аксисе других завропод вентральная поверхность тела позвонка заметно более вогнутая при виде с латеральной стороны, ее ширина в различной степени уменьшена в центральной части, часто на ней имеется продольный срединный гребень. Спинопостзигапофизные пластины (spol) на экз. ПИН, № 929/14 поднимаются дорсально кзади от остистого отростка, в результате чего невральная дуга достигает максимальной высоты на своем заднем крае. У других титанозавриформ [9, 12–14] максимальная высота невральной дуги приходится на остистый отросток, расположенный в ее средней части, и spol направлены постеровентрально. У базального макронария *Camarasaurus* spp. из киммериджа–титона США [8], туриазавра *Moabosaurus utahensis* Britt et al., 2017 из апта США [15], диплодокоида *Suuwassea emilieae* Harris et Dodson, 2004 из киммериджа–титона США [16], дикреозаврида *Amargasaurus cazaui* Salgado et Bonaparte, 1991 из баррема–апта Аргентины [17] и некоторых других завропод [9, 18] наиболее высокая часть остистого отростка расположена у заднего края тела позвонка или даже позади от него, но и в этом случае spol спускаются вентрально, в отличие от экз. ПИН, № 929/14. Наибольшее сходство с экз. ПИН, № 929/14 по этому признаку наблюдается у эухелоподида *Erketu ellisoni* Ksepka et Norell, 2006 из сеномана–сантона Монголии [19], у которого spol горизонтальная. На экз. ПИН, № 929/14 отсутствуют эпипофизы, имеющиеся на аксисе многих завропод [12, 14]. Уникальным для *S. astrosacralis* является наличие на шейных позвонках, включая аксис, очень глубоких cpof треугольной формы дорсальнее заднего отверстия спинномозгового канала. Эта особенность, а также плоская вентральная поверхность тела аксиса прямоугольной формы и поднимающиеся дорсально spol, могут рассматриваться как аутапоморфии *Sibirotitan*.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Подлеснову (ПИН) за препаровку экз. ПИН, № 929/14 и А.М. Кузнецову (ПИН) за сканирование и создание трехмерной цифровой модели этого экземпляра.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Российским научным фондом (проект 19-14-00020П). Исследования АОА выполнены в рамках государственного задания Зоологического института РАН (проект 122031100282-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bugdaeva E.V., Markevich V.S., Volynets E.B.* Palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstruction of the Early Cretaceous psittacosaur localities, Asia // Proceedings and Field Guidebook for the Fifth International Symposium of International Geoscience Programme IGCP Project 608. October 22–28, 2017, Jeju Island, Korea. 2017. P. 31–34.
2. *Averianov A.O., Voronkevich A.V., Leshchinskiy S.V., Fayngertz A.V.* A ceratopsian dinosaur *Psittacosaurus sibiricus* from the Early Cretaceous of West Siberia, Russia and its phylogenetic relationships // J. Syst. Palaeontol. 2006. V. 4. № 4. P. 359–395.
3. *Лопатин А.В., Мащенко Е.Н., Тарасенко К.К., и др.* Уникальное захоронение раннемеловых позвоночных в Западной Сибири (местонахождение Шестаково-3, Кемеровская область) // ДАН. 2015. Т. 462. № 5. С. 620–623.
4. *Averianov A.O., Voronkevich A.V., Maschenko E.N., et al.* A sauropod foot from the Early Cretaceous of Western Siberia, Russia // Acta Palaeontol. Polon. 2002. V. 47. № 1. P. 117–124.
5. *Averianov A.O., Ivantsov S.V., Skutschas P.P., et al.* A new sauropod dinosaur from the Lower Cretaceous Ilek Formation, Western Siberia, Russia // Geobios. 2018. V. 51. № 1. P. 1–14.
6. *Wilson J.A.* A Nomenclature for vertebral laminae in sauropods and other saurischian dinosaurs // J. Vertebr. Paleontol. 1999. V. 19. № 4. P. 639–653.
7. *Wilson J.A., D'Emic M.D., Ikejiri T., et al.* A nomenclature for vertebral fossae in sauropods and other saurischian dinosaurs // PLoS ONE. 2011. V. 6. № 2. P. e17114.
8. *Madsen J.H., McIntosh J.S., Berman D.S.* Skull and atlas-axis complex of the Upper Jurassic sauropod *Camarasaurus* Cope (Reptilia: Saurischia) // Bull. Carnegie Mus. Nat. Hist. 1995. V. 31. P. 1–115.
9. *Wilson J.A., Mohabey D.M.* A titanosauriform (Dinosauria: Sauropoda) axis from the Lameta Formation (Upper Cretaceous: Maastrichtian) of Nand, Central India // J. Vertebr. Paleontol. 2006. V. 26. № 2. P. 471–479.
10. *D'Emic M.D.* The early evolution of titanosauriform sauropod dinosaurs // Zool. J. Linnean Soc. 2012. V. 166. № 3. P. 624–671.
11. *Canudo J.I., Carballido J.L., Garrido A., Salgado L.* A new rebbachisaurid sauropod from the Aptian–Albian, Lower Cretaceous Rayoso Formation, Neuquén, Argentina // Acta Palaeontol. Polon. 2018. V. 63. № 4. P. 679–691.

12. *Wilson J.A., Upchurch P.* Redescription and reassessment of the phylogenetic affinities of *Euhelopus zdanskyi* (Dinosauria: Sauropoda) from the Early Cretaceous of China // J. Syst. Palaeontol. 2009. V. 7. № 2. P. 199–239.

13. *Zurriaguz V., Powell J.E.* New contributions to the presacral osteology of *Saltasaurus loricatus* (Sauropoda, Titanosauria) from the Upper Cretaceous of Northern Argentina // Cret. Res. 2015. V. 54. P. 283–300.

14. *Gallina P.A., Apesteguía S.* Postcranial anatomy of *Bonitasaura salgadoi* (Sauropoda, Titanosauria) from the Late Cretaceous of Patagonia // J. Vertebr. Paleontol. 2015. V. 35. № 3. P. e924957.

15. *Britt B.B., Scheetz R.D., Whiting M.F., Wilhite D.R. Moabosaurus utahensis*, n. gen., n. sp., a new sauropod from the Early Cretaceous (Aptian) of North America // Contrib. Mus. Paleontol. Univ. Michigan. 2017. V. 32. № 11. P. 189–243.

16. *Harris J.D.* The axial skeleton of the dinosaur *Suuwassea emilieae* (Sauropoda: Flagellicaudata) from the Upper Jurassic Morrison Formation of Montana, USA // Palaeontology. 2006. V. 49. № 5. P. 1091–1121.

17. *Carabajal A.P., Carballido J.L., Currie P.J.* Braincase, neuroanatomy, and neck posture of *Amargasaurus cazaui* (Sauropoda, Dicraeosauridae) and its implications for understanding head posture in sauropods // J. Vertebr. Paleontol. 2014. V. 34. № 4. P. 870–882.

18. *Gilmore C.W.* The type of the Jurassic reptile *Morosaurus agilis* redescribed, with a note on *Camptosaurus* // Proc. US Nat. Mus. 1907. V. 32. № 1519. P. 151–165.

19. *Ksepka D.T., Norell M.A. Erketu ellisoni*, a long-necked sauropod from Bor Guvé (Dornogov Aimag, Mongolia) // Amer. Mus. Novit. 2006. № 3508. P. 1–16.

NEW DATA ON *SIBIROTITAN*, A TITANOSAURIFORM SAUROPOD FROM THE EARLY CRETACEOUS OF WESTERN SIBERIA

A. O. Averianov[a,#] and Academician of the RAS A. V. Lopatin[b]

[a] *Zoological Institute, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation*

[b] *Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

The previously unknown second cervical vertebra (axis) of the sauropod *Sibirotitan astrosacralis* Averianov et al., 2018 from the Early Cretaceous locality Shestakovo 1 (Ilek Formation, Aptian) in Kemerovo oblast, Russia, makes it possible to supplement the morphological characterization of this dinosaur species. The described axis is characterized by unique features such as a flat and rectangular ventral surface of the vertebral centrum and dorsally ascending spinopostzygapophyseal laminae. A unique common feature of the axis and other cervical vertebrae of *Sibirotitan* is the presence of large and deep centropostzygapophyseal fossae on the posterior surface of the neural arch between the neural canal and the postzygapophyses. All these characters can be considered as autapomorphies of *Sibirotitan astrosacralis*.

Keywords: dinosaurs, Sauropoda, Titanosauriformes, Early Cretaceous, Western Siberia, Russia

EDN: UHPDUS
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 65–72

ГЕОФИЗИКА

УДК 55

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ АНОМАЛЬНОЙ ДИНАМИКИ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЯМАЛЬСКОГО БУГРА/КРАТЕРА 2020 г.

© 2022 г. Академик РАН В. Г. Бондур[1,*], Т. Н. Чимитдоржиев[1,2], И. И. Кирбижекова[1,2], А. В. Дмитриев[1,2]

Поступило 29.05.2022 г.
После доработки 02.06.2022 г.
Принято к публикации 02.06.2022 г.

Для выявления бугров пучения с аномальной динамикой рельефа и микрорельефа, включая склоны и трещинные структуры, предложена методика анализа разновременных радиолокационных изображений L-диапазона длин волн на кросс- и согласованной горизонтальной поляризации. На примере ямальского бугра, который в результате выброса газа летом 2020 г. превратился в кратер, рассчитаны величины углов переднего склона: 22–24° в 2017–2018 гг. и до 26–28° в январе 2020 г. С использованием критерия Фишера–Снедекора установлено, что зона значительных изменений на кросс-поляризации больше в 4 раза аналогичной зоны изменений на согласованной горизонтальной поляризации. Сделан вывод, что данный эффект увеличения площади деполяризации радарного сигнала связан с увеличением неоднородностей микрорельефа, т.е. с образованием трещинных структур по бугру пучения и вокруг него.

Ключевые слова: динамика рельефа бугров пучения, методика анализа разновременных радиолокационных изображений L-диапазона длин волн

DOI: 10.31857/S2686739722700013

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время дистанционное зондирование является одним из самых эффективных инструментов количественной и качественной оценки индикаторов изменения климата и, прежде всего, в труднодоступных арктических регионах [1–3]. При помощи активных и пассивных сенсоров различных диапазонов длин волн возможен мониторинг в масштабах всей Арктики [4–7]. В связи с климатическими изменениями и соответствующим стремлением мирового сообщества к низкоуглеродному развитию значительный научный интерес стала представлять эмиссия парниковых газов, например, в виде газовых сипов во внутренних водоемах и арктических морях [7–10]. Также актуальны, с этой точки зрения, исследования кратеров в северной части западной Сибири на полуострове Ямал [11–20]. Кратеры образовались в результате газодинамического роста бугров пучения и последующего мощного выброса смеси газа, льда и мерзлых почвогрунтов. При помощи спутниковых оптических снимков сверхвысокого разрешения WorldView-1,2, SPOT-5 и БПЛА уточнялись даты выброса грунта. Созданы цифровые модели рельефа, выполнены оценки динамики бугров/кратеров и микрорельефа в результате выбросов почвогрунта, для выявления геоморфологических особенностей бугров/кратеров [11–20].

Необходимо отметить, что использование спутниковых снимков оптического диапазона длин волн для арктических регионов предполагает подбор данных безоблачного периода во время полярного дня. С этой точки зрения для регулярного мониторинга более эффективны данные спутниковых радиолокаторов [3, 8, 9, 21], которые способны получать информацию при любой облачности и независимо от времени суток. Цель настоящего исследования заключается в создании методики спутникового радиолокационного выявления аномальных деформаций бугров пучения на примере образования кратера (ранее бугра пучения) на полуострове Ямал в 2020 г. Этот бугор пучения (англ. perennial heaving mound – PHM) в результате газодинамического вспучивания и дальнейшего выброса смеси газа и мерзлой почвы превратился в 2020 г. в кратер C17 [13] (координаты 70°22′22″ с.ш., 68°42′22″ в.д.).

[1] *Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва, Россия*
[2] *Институт физического материаловедения Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия*
**E-mail: vgbondur@aerocosmos.info*

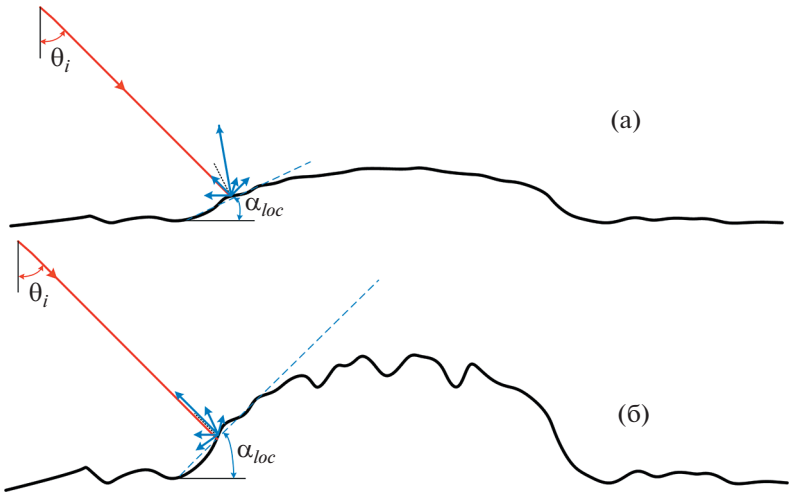

Рис. 1. Рассеяние радиолокационного сигнала: а – на начальной стадии пучения, б – при увеличении бугра пучения.

Бугры пучения представляют собой сложное шероховатое образование с различными углами наклона склонов, трещинными структурами различного масштаба и другими проявлениями микрорельефа. Полевые регулярные измерения динамики таких сложных образований не возможны из-за сложных климатических условий и труднодоступности, поэтому необходимы модельные исследования вкупе с дистанционными измерениями. При этом измерения должны быть основаны на широко известных и апробированных алгоритмах дистанционного зондирования.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА ДИНАМИКИ РЕЛЬЕФА БУГРА ПУЧЕНИЯ

Рассмотрим динамику обратного радарного рассеяния в L-диапазоне от переднего (обращенного к радару) склона в предположении увеличения этого бугра пучения. Использование L-диапазона позволит нивелировать влияние микрорельефа, много меньшего 24-см длины волны. На рис. 1 а представлена начальная стадия увеличения бугра пучения: красной стрелкой показан сигнал, излучаемый радиолокатором в направлении земной поверхности; синим пунктиром – касательная к поверхности переднего (по отношению к радару) склона бугра пучения; черным пунктиром показан перпендикуляр к поверхности переднего склона в точке рассеяния; стрелками синего цвета показано обратное радарное рассеяние от наклонной поверхности. Длина стрелок пропорциональна интенсивности рассеяния. На следующем рис. 1 б представлен бугор пучения после увеличения размеров. Рассеяние от переднего склона (стрелки синего цвета на рис. 1 б), обращенного к радиолокатору, изменилось за счет изменения угла наклона поверхности рассеяния (синий пунктир на рис. 1 б). В данном случае представлен вариант, когда нормаль к плоскости рассеяния совпадает с направлением на радиолокатор и рассеяние в сторону радара максимально.

Интенсивность обратного радарного рассеяния характеризуется яркостью пиксела радиолокационного изображения. Отношение яркости пикселей, соответствующих переднему склону β_s^0 и горизонтальной поверхности β_H^0, вычисляется по следующей формуле [22]:

$$\frac{\beta_s^0}{\beta_H^0} = \frac{\sin\theta_i}{\sin(\theta_i - \alpha_{\text{loc}})}, \quad (1)$$

где θ_i – локальный угол падения радиолокационного импульса, α_{loc} – уклон склона, обращенного к радару. По мере вспучивания уклон возрастает, что приводит к росту относительной яркости переднего склона бугра пучения (обращенного к радару) на фоне стабильной яркости соседних горизонтальных участков. Шероховатости рельефа не учитываются.

Известно, что процессы таяния/замерзания грунта, которые происходят в арктических регионах с апреля по ноябрь, существенно влияют на уровень радиолокационного эхо-сигнала. Поэтому для обнаружения увеличения РНМ с изменением уклона склонов (рис. 1) бугра пучения, воспользуемся анализом радарных изображений ALOS-2 PALSAR-2 зимнего периода времени на согласованной горизонтальной (HH) и кросс-поляризации (HV) за следующие даты: 09.02.2017 г., 25.01.2018 г., 10.01.2019 г., 09.01.2020 г. Максимальная пространственная интерферометриче-

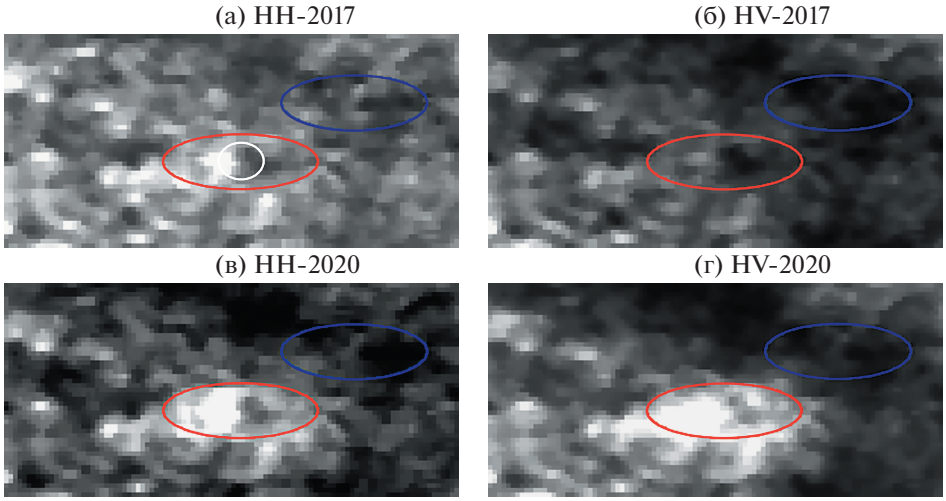

Рис. 2. Фрагменты радиолокационных изображений ALOS-2 PALSAR-2.

ская базовая линия для этих данных не превышает 280 м, что означает о незначительных различиях углов падения радиолокационного сигнала для этих разновременных изображений.

На рис. 2 приведены фрагменты изображений интенсивности. Для устранения спекл-шума изображения были фильтрованы при помощи медианного фильтра. Геокодирование и калибровка данных радиолокации выполнены с использованием цифровой модели рельефа (ЦМР) ArcticDEM [23] с разрешением на местности 2 м. Тестовый участок с бугром пучения и фоновый участок стабильной горизонтальной поверхности отмечены на рис. 2 соответственно контурами красного и синего цвета. Площадь участков 9550 и 9200 м^2 соответственно.

Проанализируем динамику изменения яркости объекта, считая, что шероховатости много меньше длины волны L-диапазона. Для этого рассчитаем усредненные значения по территории тестового участка и максимальные значения, соответствующие переднему склону. Дальнейшее нормирование на среднюю яркость фонового участка позволяет исключить незначительное общее увеличение или снижение яркости изображений. Отношение максимального значения тестового участка и среднего значения фонового участка согласно формуле (1) позволяет оценить уклон переднего склона бугра пучения.

На рис. 3 а представлены графики изменения относительной средней яркости бугра пучения (непрерывные линии) и яркости переднего склона (пунктирные линии). По оси абсцисс отложены годы съемки, по оси ординат – отношение интенсивностей тестового и фонового участков. Для согласованной горизонтальной поляризации в 2017–2018 гг. средняя интенсивность объекта и максимальная на переднем склоне превышала фоновые значения в 1.5 и 2.5 раза соответственно. В 2019 г. намечается небольшое увеличение, а в 2020 г. 3–4-кратный рост в среднем для бугра и 8–16-кратное увеличение на переднем склоне соответственно для HH- и HV-поляризаций. Для расчета уклона преобразуем формулу (1):

$$\alpha_{\text{loc}} = \theta - \arcsin\left(\sin\theta\frac{\beta_H^0}{\beta_S^0}\right). \qquad (2)$$

При этом воспользуемся значениями локальных углов падения θ_i по ЦМР ArcticDEM: по бугру пучения угол в основном изменяется в пределах 30–35°. На рис. 3 б приведены графики расчетной зависимости уклона α_{loc} от отношения яркостей наклонной и горизонтальной поверхности β_s^0/β_H^0 при двух граничных значениях локального угла падения θ_i – 30° и 35° (линии синего и красного цвета). Там же представлена динамика угла наклона переднего склона РНМ в 2017–2020 гг. при $\theta_i = 30°$ на основе данных двух каналов поляризации HH и HV. Как видно по рис. 3 б, расчетная величина уклона переднего склона возрастает от 22–24° в 2017–2018 гг. до 26–28° в 2020 г. В среднем по бугру – от 11°–14° до 20–24°.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Расчеты выполнены в предположении отсутствия изменений шероховатости поверхности склона РНМ, и для реальной ситуации необходима корректировка.

Выполним теперь качественный визуальный анализ радарных изображений и количественную оценку динамики РНМ. На рис. 4 представлен псевдо-цветовой композит, полученный на основе расчета разновременной статистики по радарным данным ALOS-2 PALSAR-2 на кросс-поляризации

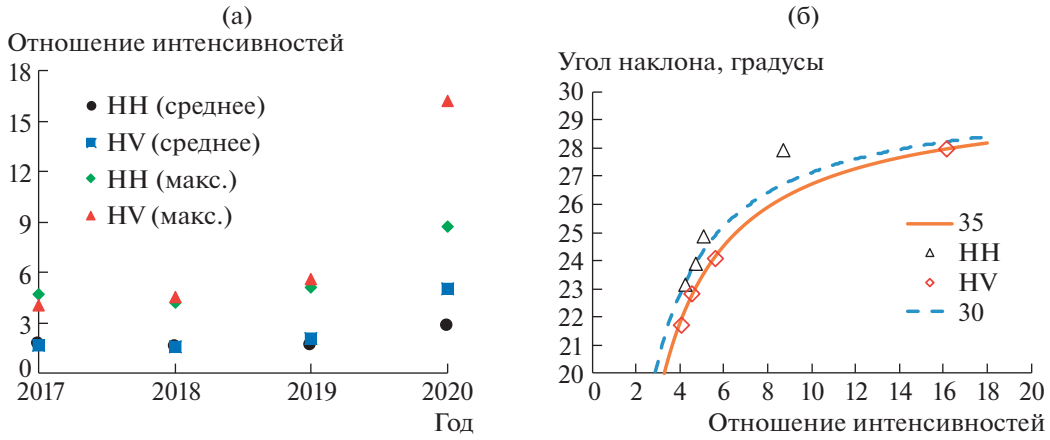

Рис. 3. Изменение относительной яркости и угла наклона бугра пучения в 2017–2020 гг.: а) динамика относительной средней и максимальной яркостей объекта (непрерывные и пунктирные линии); б) модельные расчеты угла наклона в зависимости от отношения интенсивностей.

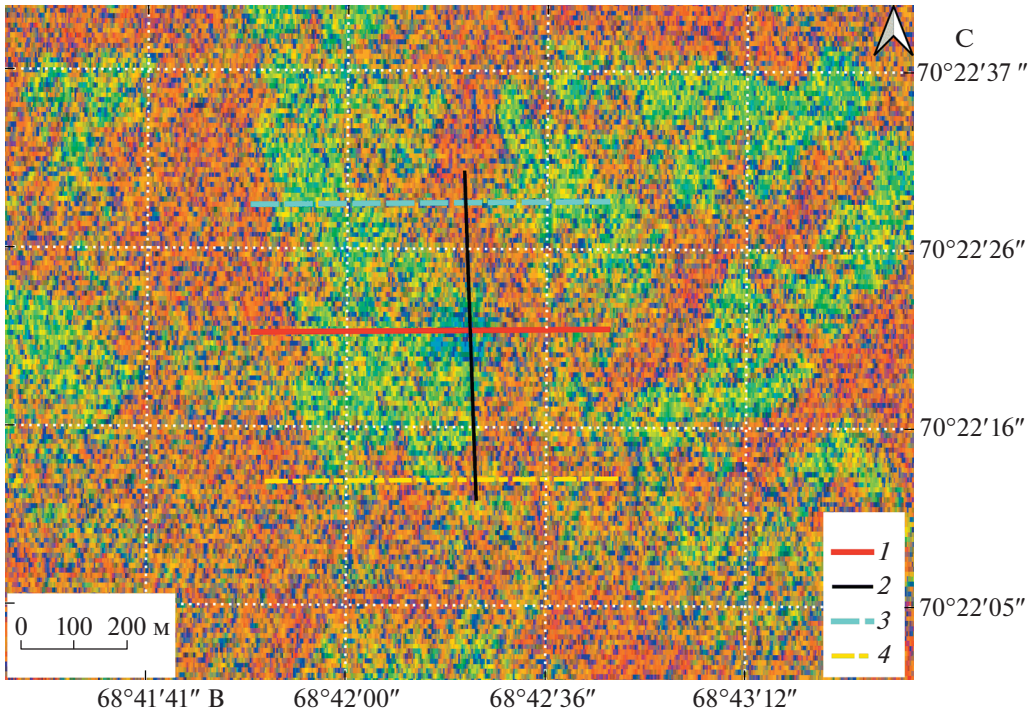

Рис. 4. Композитное изображение на кросс-поляризации.

за 2017–2020 гг.: красный цвет – отношение стандартного отклонения к среднему значению (коэффициент вариации), зеленый цвет – минимальное значение, синий цвет – градиент изменения величины радарного рассеяния (максимальные абсолютные изменения между последовательными съемками). Для устранения спекл-шума был использован пространственно-временной фильтр Гранди [24] окном 5 × 5 пикселов.

Пятно синего цвета в центре рис. 4 соответствует бугру пучения и означает максимальное увеличение величины обратного радарного рассеяния с 2017 по 2020 г. по сравнению с окружающим фоном. Это композитное изображение фактически показывает возможность обнаружения аномальной динамики РНМ при помощи качественного визуального анализа.

Далее на рис. 5 а, б представлены графики изменения ЭПР на различных поляризациях по

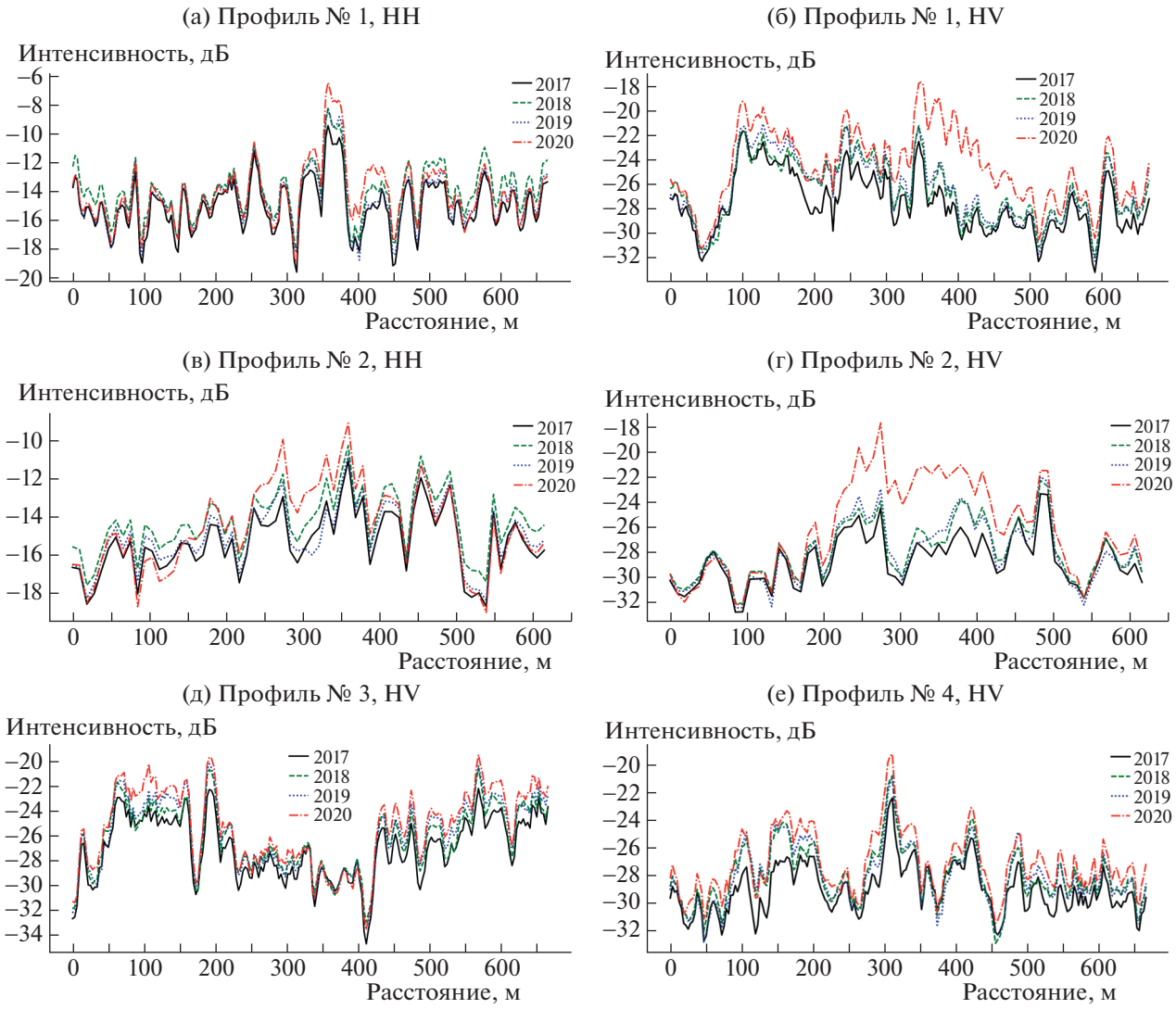

Рис. 5. Графики величины обратного радарного рассеяния для различных профилей.

данным за 2017–2020 гг., построенные вдоль профиля № 1, проведенного через центр бугра пучения с запада на восток (см. рис. 4). Центр РНМ находится на расстоянии 400 м от начала профиля. На рис. 5 в, г – аналогичные графики для профиля № 2 север–юг. Для сравнения на удалении от бугра параллельно профилю “запад–восток” проведены два других профиля – № 3 и № 4. Графики амплитуды обратного рассеяния для этих профилей представлены на рис. 5 д, е. Очевидно, что они не имеют существенных межгодовых различий.

Представленные графики демонстрируют значительное увеличение амплитуды радарного эхосигнала в январе 2020 г. по сравнению с предыдущими более стабильными годами (до 5–7 дБ на кросс-поляризации и порядка 2–4 дБ на согласованной горизонтальной поляризации), что согласуется с выражением (1). Различие до 3–5 дБ для кросс-поляризации и согласованной горизонтальной поляризации может быть связано с увеличением разномасштабной шероховатости поверхности, например, с образованием трещинных структур в результате интенсивного вспучивания. Отражение от подобных структур разного масштаба и различной направленности фактически вносит дополнительный вклад в радиолокационный сигнал. Данное обстоятельство сложно про-

Таблица 1. Критерий Фишера–Снедекора

	2018	2019	2020
HH	1.5	1	2.5
HV	2.2	1.5	8.8

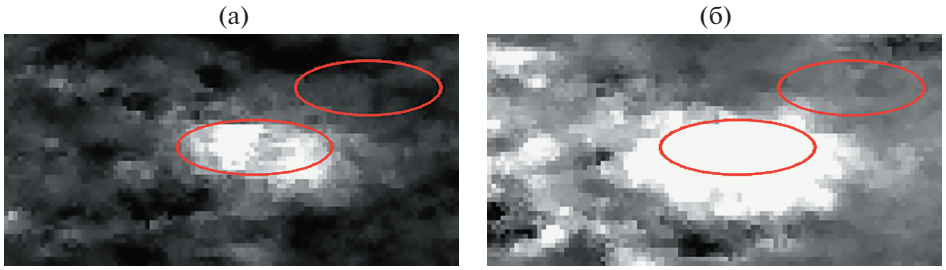

Рис. 6. Изменения интенсивности между съемками 2019 и 2020 г. для: (а) HH- и (б) HV-поляризаций.

верить ввиду редкости аналогичных событий и труднодоступности этих мест. Поэтому рассмотрим этот эффект увеличения радиолокационного эхо-сигнала при помощи классического способа: относительной пространственно-временной оценки изменений величины обратного радарного рассеяния (данные калиброваны) для бугра пучения. Для этого воспользуемся критерием Фишера–Снедекора $F_{расч}$, представляющего собой отношение дисперсий D или квадратов СКО за различные годы. В данном исследовании использован критерий Фишера–Снедекора в виде:

$$F_{расч} = D_{Year}/D_{2017} \quad (3)$$

где D_{Year} – дисперсия для 2018, 2019 и 2020 г., D_{2017} – дисперсия за 2017 г. В табл. 1 представлены расчетные усредненные значения критерия Фишера–Снедекора для участка изображения, соответствующего бугру (нижний контур на рис. 2) для HH- и HV-поляризации. В 2020 г. вычисленные значения $F_{расч}$(HH) = 2.5 и $F_{расч}$(HV) = 8.8, в то время как в 2018 и 2019 г. соответствующие величины порядка 2 и менее.

На рис. 6 приведены фрагменты изображений изменения интенсивности между съемками 2019 и 2020 г. для поляризаций HH (рис. 6 а) и HV (рис. 6 б). Как видно по распределению яркости, зона значительных изменений на кросс-поляризации больше в 4 раза аналогичной зоны изменений на поляризации HH (площади зон 37 600 и 9550 м^2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для обнаружения бугров пучения с аномальной динамикой предложена методика, позволяющая оценить изменение уклонов склонов бугров пучения по разновременным радиолокационным данным. В результате расчетов с использованием разновременных данных обратного радарного рассеяния в L-диапазоне показано, что величины уклона переднего (по отношению к радиолокатору) склона РНМ возрастают от 22–24° в 2017–2018 гг. до 26–28° в 2020 г.

Анализ величины обратного радарного рассеяния за период с 10.01.2019 г. по 09.01.2020 г. на согласованной горизонтальной и кросс-поляризации показал значительное ее увеличение на месте бугра пучения. При этом величина для кросс-поляризации выше таковой для согласованной горизонтальной на 3–5 дБ. В результате статистических оценок разности обратного радарного рассеяния при помощи критерия Фишера–Снедекора за указанный период и за промежуток времени с 25.01.2018 г. по 10.01.2019 г. установлено, что зона значительных изменений на HV-поляризации больше в 4 раза аналогичной зоны изменений на поляризации HH. Сделан вывод, что данный эффект связан с увеличением неоднородностей микрорельефа, т.е. с образованием трещинных структур по бугру пучения и вокруг него.

Таким образом, предложена методика, позволяющая выявить аномальную динамику рельефа бугров пучения, с целью прогнозирования выбросов газа с образованием кратеров на основе анализа данных величины обратного радарного рассеяния L-диапазона зимнего периода времени на согласованной и кросс-поляризациях.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Японскому аэрокосмическому агентству (JAXA) за данные ALOS-2 PALSAR-2, предоставленные в рамках проекта ALOS-2 RA6 (PI-3402).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской Федерации в лице Минобрнауки России в рамках соглашения № 075-15-2020-776.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kulmala Markku, Hanna K. Lappalainen, Tuukka Petäjä, Veli-Matti Kerminen, Yrjö Viisanen, Matvienko G., Melnikov V., Baklanov A., Bondur V., Kasimov N., Zilitinkevich S.*. Pan-Eurasian Experiment (PEEX) Program: Grand Challenges in the Arctic-Boreal Context // Geography. Environment. Sustainability. 2016. No. 2(9). P. 5–18. https://doi.org/10.15356/2071-9388_02v09_2016_01

2. *Бондур В.Г., Мохов И.И., Воронова О.С., Ситнов С.А.* Космический мониторинг сибирских пожаров и их последствий: особенности аномалий 2019 года и тенденции 20-летних изменений // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 99–106. https://doi.org/10.31857/S2686739720050047
3. *Abe T., Iwahana G., Efremov P.V., et al.* Surface Displacement Revealed by L-band InSAR Analysis in the Mayya Area, Central Yakutia, Underlain by Continuous Permafrost // Earth Planets Space. 2020. 72. 138. https://doi.org/10.1186/s40623-020-01266-3
4. *Philipp M., Dietz A., Buchelt S., Kuenzer C.* Trends in Satellite Earth Observation for Permafrost Related Analyses—A Review // Remote Sens. 2021. 13, 1217. https://doi.org/10.3390/rs13061217
5. *Бондур В.Г., Воробьев В.Е.* Космический мониторинг импактных районов Арктики // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 4–24. https://doi.org/10.7868/S0205961415040028
6. *Бондур В.Г.* Аэрокосмические методы и технологии мониторинга нефтегазоносных территорий и объектов нефтегазового комплекса // Исследование Земли из космоса. 2010. № 6. С. 3–17.
7. *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
8. *Pointner G., Bartsch A., Dvornikov Y.A., Kouraev A.V.* Mapping Potential Signs of Gas Emissions in Ice of Lake Neyto, Yamal, Russia, Using Synthetic Aperture Radar and Multispectral Remote Sensing Data // The Cryosphere. 1907–1929. https://doi.org/10.5194/tc-15-1907-2021
9. *Pointner G., Bartsch A.* Mapping Arctic Lake Ice Backscatter Anomalies Using Sentinel-1 Time Series on Google Earth Engine. Remote Sens. 2021. 13, 1626. https://doi.org/10.3390/rs13091626
10. *Бондур В.Г., Кузнецова Т.В.* Выявление газовых сипов в акваториях арктических морей с использованием данных дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 30–43. https://doi.org/10.7868/S020596141504003X
11. *Kizyakov A., Khomutov A., Zimin M., Khairullin R., Babkina E., Dvornikov Y., Leibman M.* Microrelief Associated with Gas Emission Craters: Remote-Sensing and Field-Based Study // Remote Sens. 2018. 10. 677. https://doi.org/10.3390/rs10050677
12. *Bogoyavlensky V., Bogoyavlensky I., Nikonov R., Kishankov A.* Complex of Geophysical Studies of the Seyakha Catastrophic Gas Blowout Crater on the Yamal Peninsula, Russian Arctic // Geosciences. 2020. 10. 215. https://doi.org/10.3390/geosciences10060215
13. *Bogoyavlensky V., Bogoyavlensky I., Nikonov R., Kargina T., Chuvilin E., Bukhanov B., Umnikov A.* New Catastrophic Gas Blowout and Giant Crater on the Yamal Peninsula in 2020: Results of the Expedition and Data Processing // Geosciences. 2021. 11. 71. https://doi.org/10.3390/geosciences11020071
14. *Zolkos S., Fiske G., Windholz T., Duran G., Yang Z., Olenchenko V., Faguet A., Natali S.M.* Detecting and Mapping Gas Emission Craters on the Yamal and Gydan Peninsulas, Western Siberia // Geosciences. 2021. 11. 21. https://doi.org/10.3390/geosciences11010021
15. *Chuvilin E.M., Sokolova N.S., Bukhanov B.A., Davletshina D.A., Spasennykh M.Y.* Formation of Gas-Emission Craters in Northern West Siberia: Shallow Controls // Geosciences. 2021. 11. 393. https://doi.org/10.3390/geosciences11090393
16. *Bogoyavlensky V., Bogoyavlensky I., Nikonov R., Sizov O., Kishankov A., Kargina T.* Seyakha Catastrophic Blowout and Explosion of Gas from the Permafrost in the Arctic, Yamal Peninsula // Cold Regions Science and Technology. 2022. V. 196. 103507, ISSN 0165-232X. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2022.103507
17. *Kizyakov A., Leibman M., Zimin M., Sonyushkin A., Dvornikov Y., Khomutov A., Dhont D., Cauquil E., Pushkarev V., Stanilovskaya Y.* Gas Emission Craters and Mound-Predecessors in the North of West Siberia, Similarities and Differences // Remote Sens. 2020. 12, 2182. https://doi.org/10.3390/rs12142182
18. *Chuvilin E., Sokolova N., Davletshina D., Bukhanov B., Stanilovskaya J., Badetz C., Spasennykh M.* Conceptual Models of Gas Accumulation in the Shallow Permafrost of Northern West Siberia and Conditions for Explosive Gas Emissions // Geosciences. 2020. 10. 195. https://doi.org/10.3390/geosciences10050195
19. *Chuvilin E., Ekimova V., Davletshina D., Sokolova N., Bukhanov B.* Evidence of Gas Emissions from Permafrost in the Russian Arctic // Geosciences. 2020. 10, 383. https://doi.org/10.3390/geosciences10100383
20. *Богоявленский В.И., Богоявленский И.В., Каргина Т.Н., Никонов Р.А.* Цифровые технологии дистанционного обнаружения и мониторинга развития бугров и воронок катастрофических газовых выбросов в Арктике // Арктика. Экология и Экономика. 2020. № 4(40). С. 90–105. https://doi.org/10.25283/2223-4594-2020-4-90-105
21. *Murfitt J., Duguay C.R.* 50 Years of Lake Ice Research from Active Microwave Remote Sensing: Progress and Prospect // Remote Sensing of Environment. 2021. V. 264. 112616, ISSN 0034-4257. https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112616
22. Principles and Applications of Imaging Radar: Manual of Remote Sensing: Third Edition, Vol. 2, Ed. F.M. Henderson and A.J. Lewis, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1998.
23. *Porter C., Morin P., Howat I., Noh M-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M. Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M.* 2018, "ArcticDEM". https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH
24. *De Grandi G.F., Leysen M., Lee J.S., Schuler D.* Radar Reflectivity Estimation Using Multiple SAR Scenes of the Same Target: Technique and Applications // In Proc. IEEE Int. Remote Sens. Sci. Vis. Sustain. Develop. Geosci. Remote Sens. (IGARSS'97), Aug. 3–8, 1997. V. 2. P. 1047–1050.

RADAR DETECTION OF ANOMALOUS DYNAMICS OF PERENNIAL HEAVING MOUNDS. 2020 YAMAL MOUND/CRATER CASE STUDY

Academician of the RAS V. G. Bondur[a,#], T. N. Chimitdorzhiev[a,b], I. I. Kirbizhekova[a,b], and A. V. Dmitriev[a,b]

[a] *AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russian Federtion*

[b] *Institute of Physical Materials Science, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*

[#] *E-mail: vgbondur@aerocosmos.info*

To detect perennial heaving mounds with relief and microrelief anomalous dynamics, including slopes and fractures, we suggest the method of analysis of multitemporal HV- and HH-L-band radar images. Using the example of the Yamal heaving mound, which turned into a crater as a result of a gas outburst in the summer of 2020, the values of the front slope angles are calculated: 22°–24° in 2017–2018, and up to 26°–28° in January 2020. Using the Fisher–Snedecor test, it was established that the HV-zone of changes is 4-fold greater than the HH one. It is concluded that this effect of increasing the area of radar signal depolarization is associated with an increase in microrelief inhomogeneities, i.e. with the formation of fractures along the heaving mound and around it.

Keywords: microrelief anomalous dynamics of perennial heaving mounds, method of analysis of multitemporal HV- and HH-L-band radar images

EDN: FUWDKK
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 73–78

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.36 + 551.243

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕПЛОВИЗИОННОЙ СЪЕМКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ НА БАЙКАЛЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КВАДРОКОПТЕРА

© 2022 г. О. В. Лунина[1,*], А. А. Гладков[1,2]

Представлено академиком РАН Е.И. Гордеевым 16.05.2022 г.
Поступило 16.05.2022 г.
После доработки 01.06.2022 г.
Принято к публикации 02.06.2022 г.

Представлены первые результаты тепловизионной съемки геологических объектов, расположенных вдоль побережья оз. Байкал. На примере известных термальных источников Змеиный и Загза показано, что на высоте полета 30–70 м их температура, фиксируемая на тепловых снимках, на 10–12.5°С ниже, чем на местности. В дневное время наиболее холодными являются участки с зеленой растительностью, а наиболее горячими – каменистые площадки и выходы коренных горных пород. Разница температур таких участков в середине сентября достигает 20–21°С. В ночное (утреннее до восхода солнца) время ситуация меняется в противоположную сторону, и разница температур достигает 8–9°С. С учетом установленных закономерностей распределения температур в зоне Приморского разлома, в районе р. Сарма, впервые обнаружены термальные аномалии земной поверхности. Аномалии могут быть связаны с глубинным источником тепла, выходящего по трещинам, о чем свидетельствует сопоставление оптического изображения коренного выхода гранитов с его тепловой картой. Полученные результаты открывают перспективы для развития технологии поиска источников эндогенного тепла в зонах разломов с применением тепловизионной съемки с помощью беспилотных летательных аппаратов.

Ключевые слова: тепловизионная съемка, термальный источник, разлом, трещина, тепловое поле, озеро Байкал

DOI: 10.31857/S2686739722600771

Тепловизионная съемка геологических объектов с помощью беспилотных летательных аппаратов представляет собой относительно новое направление исследований [1, 2], которое при установлении закономерностей распределения теплового инфракрасного излучения и методически обоснованном подходе к проведению работ может стать мощным инструментом для обнаружения подземных источников тепла, выявления трещин и мониторинга их развития на земной поверхности. Предпосылки тепловизионной диагностики геологической среды начали формироваться с конца 1970-х годов, когда со спутников серии NOAA, Landsat-7, EOS и ASTER стали поступать общедоступные данные о тепловом излучении в инфракрасном диапазоне, открыв перспективы для изучения природных объектов регионального масштаба [3–5]. Позднее была предложена и апробирована авиационная технология видеотепловизионной съемки с использованием теплового дирижабля [6]. При этом при интерпретации тепловизионных изображений геологических структур во многих случаях не учитывались внешние факторы, которые могут оказывать влияние на распределение яркостной температуры земной поверхности. Ключевыми из них являются густота растительности [7], температура и влажность атмосферы, расстояние до объекта съеемки и солнечная инсоляция [8]. Основная цель настоящей работы заключалась в выявлении признаков эндогенного тепла в зоне динамического влияния разлома и особенностей распределения температуры в различных условиях с учетом тепловой инерции участков земной поверхности.

Тепловизионная съемка выполнялась с использованием аэроплатформы DJI Matrice 210 в комплекте с базовой GPS-станцией DJI D-RTK2 и инфракрасной камерой Zenmuse XT2, объединяющей в одном корпусе тепловизионную каме-

[1] *Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*
[2] *Центр развития дополнительного образования детей, детский технопарк “Кванториум Байкал”, Иркутск, Россия*
**E-mail: lounina@crust.irk.ru*

ру FLIR Tau 2 и оптическую камеру, позволяющую снимать фото и видео в режиме 4K. В квадрокоптер встроен модуль RealTimeKinematic (RTK), который обеспечивает получение данных позиционирования (вместе с GPS-станцией DJI D-RTK2) в режиме реального времени с точностью до сантиметра и с минимальной абсолютной погрешностью метаданных изображения. Данные ИК-съемки фиксировались в формате RJPEG и обрабатывались в программе FlirTools с целью приведения к единой температурной шкале. Далее для получения площадных термальных карт материалы обрабатывались в пакете "Pix4DMapper".

Для визуализации известных термальных аномалий на тепловых картах как эталонных объектов поисковые исследования были проведены в местах выхода источников Змеиный и Загза (рис. 1). В бухте Змеиной, расположенной в Чивыркуйском заливе оз. Байкал (координаты: 53.766498 с.ш.; 109.026985 в.д.), тепловизионная съемка выполнена 03.07.2021 г. с 21.49 по 22.00 на высоте 70 м. На полученной тепловой карте более высокие температуры, показанные ярким желтым цветом, соответствуют выходу горячих вод на поверхность (рис. 1 б). Протяженная термальная аномалия простирается вдоль берега параллельно предполагаемому Змеиному разлому длиной 5.5 км, который трассируется вдоль одноименной бухты. Максимальная зафиксированная температура на тепловой карте 33°С, в то время как на местности достигает 45.5°С [9].

У источника Загза, расположенном на восточном побережье оз. Байкал, в 3 км юго-западнее д. Сухая тепловизионная съемка выполнена на высоте 30 м 15.12.2020 г. в 09.07 утра. Здесь скважиной № 103А в 1990 г. на глубине 278.3 м вскрыты термальные воды с температурой на самоизливе 50–52°С [10]. Во время съемки непосредственно у горячего ручья, вытекающего из ванн в юртах, в точке с координатами 52.52373° с.ш. и 107.05593° в.д. градусником измерена температура 37°С. Ручей ярко выделяется на тепловой карте с максимальной температурой на снимках 26.8°С, полученных на высоте 30 м. Таким образом, результаты экспериментальных работ в местах известных выходов термальных вод показали, что на высоте полета 30–70 м их температура, фиксируемая на тепловых снимках, на 10–12.5°С ниже, чем в реальности. Полученные расхождения хорошо согласуются с наблюдениями на активных вулканах Курильских островов, где разница в показаниях тепловизора и электронного термометра достигает 10–20°С [8].

Основным объектом тепловизионного исследования была Сарминская зона сейсмогенных разрывов, приуроченная к Приморскому разлому в районе выхода р. Сарма из гор на западном побережье оз. Байкал (рис. 1 в). Проявленные в рельефе нарушения известной сейсмодислокации откартированы нами на основе сверхдетальной аэрофотосъемки. Для участка 1 термальная съемка произведена 17 сентября 2020 г. около 16:00, для участка 2–18 сентября 2020 г. в районе 5:00 утра (для выявления закономерностей проявления теплового поля как в дневное, так и в ночное время). Высота полета составила 150–200 м. Значения теплового поля при дневной съемке находятся в пределах от 4.5°С до 25.5°С, при ночной съемке – в пределах от –5°С до 9°С. В процессе анализа полученных термокарт в геоинформационной системе QGIS совместно с детальными ортофотопланами для данного участка выявлены следующие закономерности:

– в дневное время наиболее холодными являются участки с зеленой растительностью (деревья, кусты, травянистые участки) и наиболее низкие формы рельефа, а наиболее горячими – каменистые участки и выходы коренных горных пород, при этом разница температур таких участков в данное время года достигает 20–21°С;

– в ночное (утреннее) время ситуация меняется в противоположную сторону – наиболее холодными являются каменистые участки, в том числе выходы коренных горных пород, а наиболее теплыми – участки с зеленой растительностью (разница температур при этом достигает 8–9°С).

На фоне указанных закономерностей в северо-восточной части участка 2, в висячем блоке Приморского разлома, обнаружены аномалии теплового поля, выраженные линейными структурами длиной 3–6 м, простирающимися параллельно нарушению на расстоянии от 40 до 88 м от него (рис. 2). Значения теплового поля на площадке съемки, перекрытой рыхлыми грубообломочными отложениями, лежат в пределах от –5°С до 9°С. При этом температура 9°С соответствует только выявленным аномалиям, в то время как температура прилегающей к ним территории на 4–5 градусов ниже. Важно отметить, что аномалии можно сравнивать только с непосредственно рядом расположенными участками, так как по мере выполнения продолжительного по времени полетного задания линза тепловизионной камеры нагревается, что отражается характерными полосами равной ширины на тепловой карте. Визуально местность с аномалиями ничем не отличается от окружающей площади и представлена сухой степной растительностью среди валунов. На участке 2 также отмечено нетипичное распределение теплового поля в районе коренного выхода гранитов в зоне Приморского разлома (рис. 2). Как было отмечено выше, в ночное время для таких участков обычно характерны пониженные значения теплового поля относительно окружающей территории. На данном же участке, наобо-

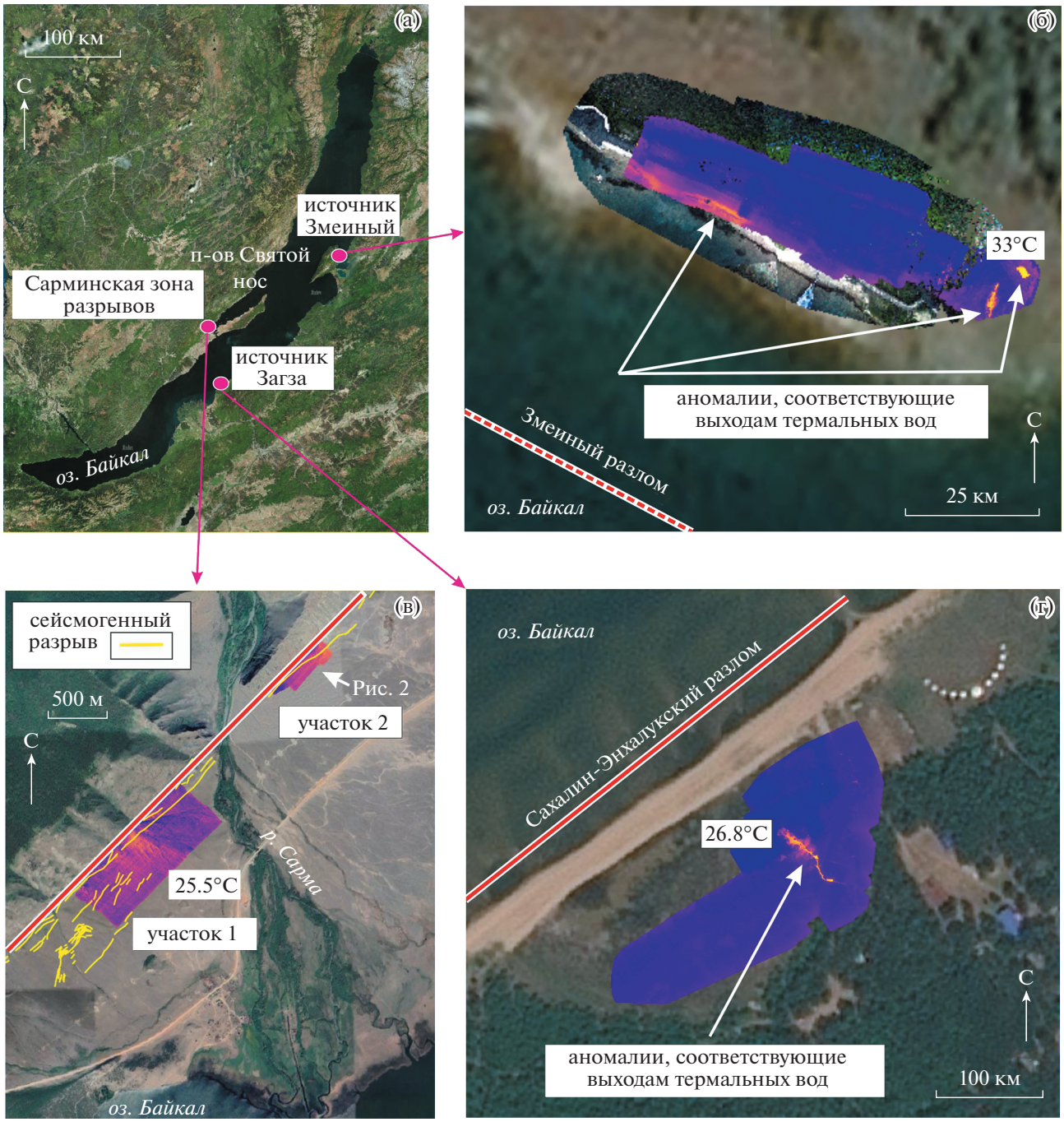

Рис. 1. Местоположение объектов исследований на подложке Яндекс карты “Спутник” (а) и тепловые карты изученных площадей (б, в, г). Желтые тона соответствуют высоким температурам, фиолетовые – низким.

рот, отмечается повышенная температура обнажения (приблизительно 5–7°С при температуре прилегающих поверхностей –2–4°С).

Выявленные аномалии распределения теплового поля могут быть связаны с наличием глубинного источника тепла на левобережье р. Сарма и, несомненно, представляют научный и практический интерес. В связи с этим для выявления возможных эманаций тепла по трещинам в гранитах ночью 02.10.21 г. во временной промежуток 4:11–4:56 выполнена тепловая аэрофотосъемка коренного выхода, выделяющегося на исследуемом участке (рис. 3), а утром 03.10.21 г. в 9:14 – 10:02 – оптическая. Съемка обнажения производилась под разными углами (от 0 градусов – фронтальная проекция, до 90 градусов – в надир) на расстоянии, не превышающем 30–40 м.

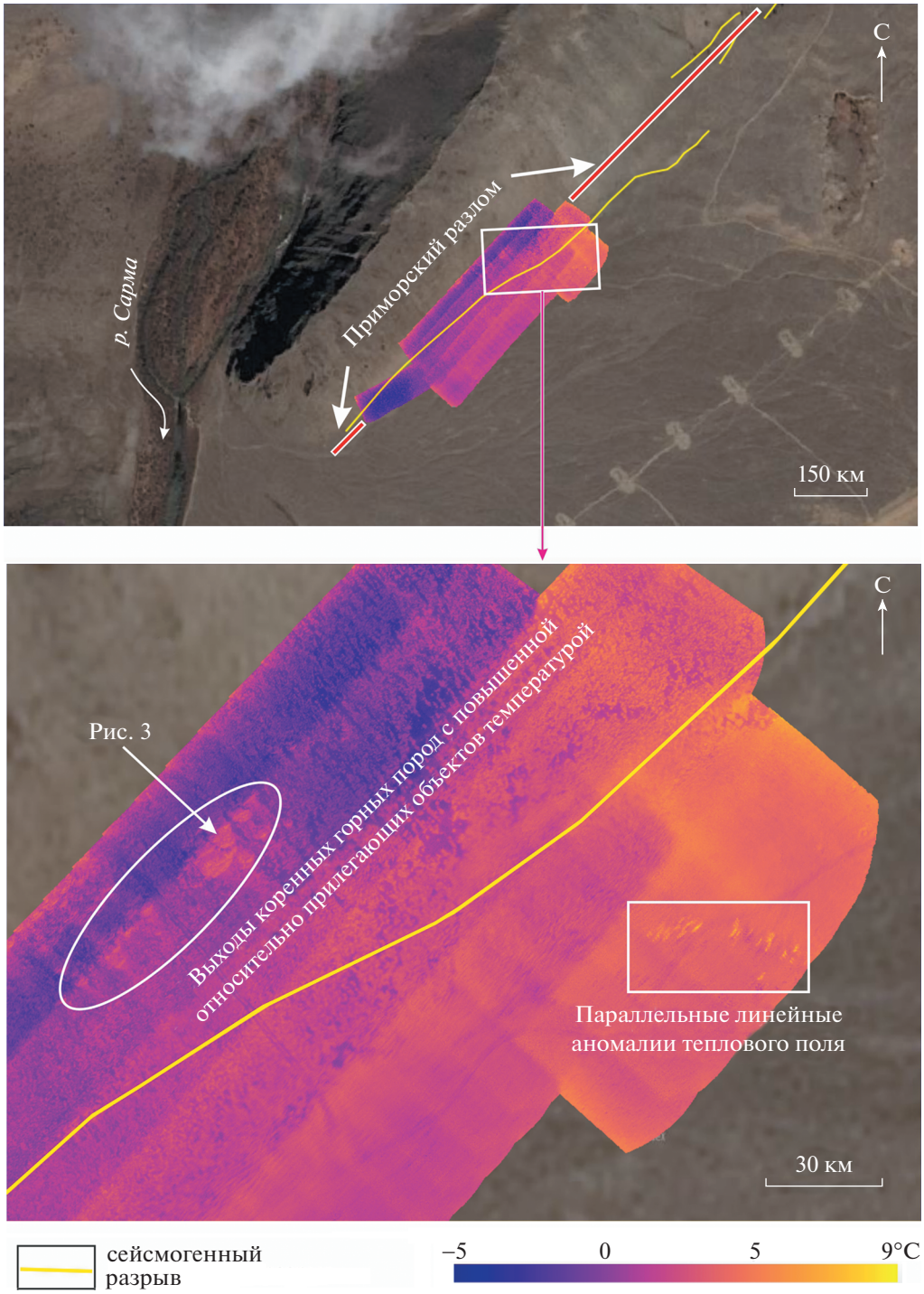

Рис. 2. Участок № 2 слева от р. Сарма на подложке Яндекс карты “Спутник” с выявленными аномалиями теплового поля в зоне Приморского разлома.

Полученные тепловое и оптическое изображения были сопоставлены между собой (рис. 3), в результате чего обнаружена ярко выраженная эманация тепла по трещинам горных пород. Значения температур здесь составили 2.5–2.8°С, что на 7.5–8°С выше температуры окружающих объектов. При этом данные значения характерны как для крупных, так и более мелких систем трещин, что свидетельствует о поступлении тепла из глубин земли.

Проведенные исследования показали, что при учете определенных закономерностей распреде-

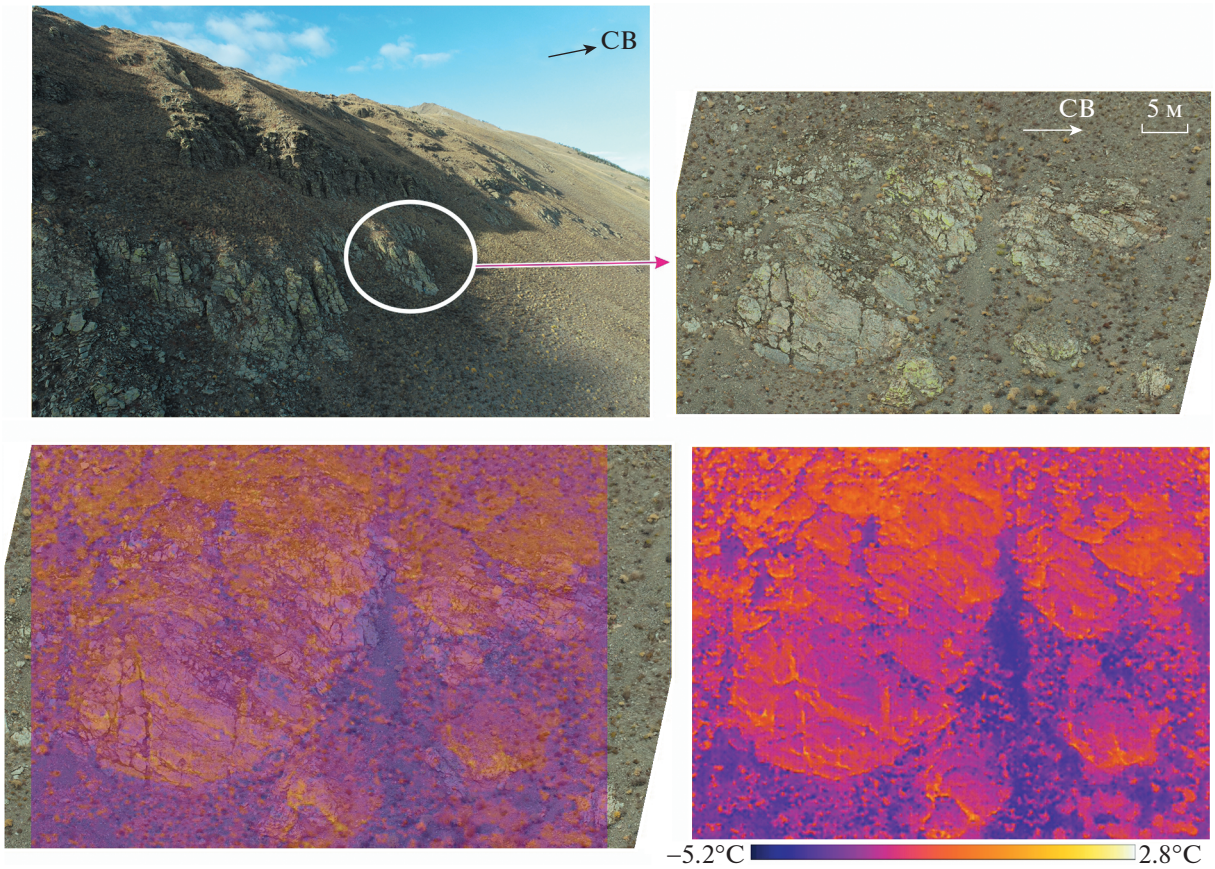

Рис. 3. Тепловая карта выхода коренных горных пород (внизу справа – оригинал; слева – наложенная на обнажение) на участке № 2 в зоне Приморского разлома.

ления тепла на земной поверхности существует потенциал для развития технологии поиска источников эндогенного тепла в зонах разломов с применением тепловизионной съемки квадрокоптером в ночные и утренние (до восхода солнца) часы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Тепловизионная съемка термальных источников проведена попутно в ходе проведения экспедиционных работ ИЗК СО РАН по проекту “Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии”, № FWEF-2021-0009. В работе задействовалось оборудование ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682. Исследование в районе р. Сармы, обработка и анализ всех полученных данных выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-385001 р_Наставник.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Präg M., Becker I., Hilgers Ch.* // Adv. Geosci. 2020. V. 54. P. 165–171.
2. *Zhao Y., Sun B., Liu S., et al.* // ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. 2021. V. 180. P. 45–64.
3. *Bonneville A., Kerr Y.H.* // J. Geodynamics. 1987. V. 7 (1–2). P. 1–31.
4. *Coolbaugh M.F., Kratt C., Fallacaro A., Calvin W.M., Taranik J.V.* // Remote Sens. of Environ. 2007. V. 106 (3). P. 350–359.
5. *Pieri D., Abrams M.* // J. Volcanology and Geothermal Research. 2004. V. 135 (1–2). P. 13–28.
6. *Каримов К.М., Онегов В.Л., Кокутин С.Н. и др.* // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 5. С. 24–31.
7. *Вилор М.А., Лунина О.В., Гладков А.А.* // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 66–75.
8. *Козлов Д.Н., Жарков Р.В.* Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 231–239.
9. Гидрогеология Прибайкалья. Пиннекер Е.В. (ред.) М.: Наука, 1968. 170 с.
10. *Яковлев Д.В., Петров В.В., Табачук А.А.* Результаты мониторинга по скважине № 103А (термальный курорт “Загза”, оз. Байкал) // Подземная гидросфера. Материалы XXIII Всероссийского совещания по подземным водам востока России с межд. участием. Иркутск: ИИЗК СО РАН. 2021. С. 566–570.

FIRST RESULTS OF THERMAL SURVEY OF GEOLOGICAL OBJECTS IN BAIKAL USING A QUADROCOPTER

O. V. Lunina[a,#] and A. A. Gladkov[a,b]

[a] *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[b] *Center for the Development of Continuing Education of Children, Ministry of Education of Irkutsk Region, Irkutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: lounina@crust.irk.ru*

Presented by Academician of the RAS E.I. Gordeev May 16, 2022

The first results of thermal survey of geological objects located along the coast of the Lake Baikal are presented. As illustrated by the well-known thermal springs Zmeiny and Zagza it is shown that their temperature recorded on infrared images is 10–12.5°C lower than on the ground. In the daylight hours, areas with green vegetation are the coldest, and rocky areas, including bedrock outcrops are the hottest. The temperature difference in such areas in mid-September reaches 20–21°C. At night (in the morning before sunrise), the situation changes in the opposite direction, and the temperature difference reaches 8–9°C. Taking into account the established regularities in the distribution of temperatures, for the first time thermal anomalies of the earth's surface were discovered in the Primorsky fault zone, in the area of the Sarma River. The anomalies can be associated with a deep source of heat that escapes through fractures, as evidenced by the comparison of the optical image of the granite outcrop with its heat map. The results obtained offer a challenge for the development of technology for searching for sources of endogenous heat in fault zones using unmanned aerial vehicles complete with infrared thermal imager.

Keywords: thermal survey, hot spring, fault, fracture, thermal field, Lake Baikal

EDN: ECZYKD
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 79–85

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.34+551.248.2

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И ПОВЕРХНОСТНЫЕ РАЗРЫВЫ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОБРАМЛЕНИИ КОКОРИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ, РОССИЯ)

© 2022 г. Е. В. Деев[1,2,*], В. Е. Крживоблоцкая[1,2], А. П. Бородовский[1,3,4], А. Л. Энтин[5]

Представлено академиком РАН В.А. Верниковским 20.05.2022 г.
Поступило 20.05.2022 г.
После доработки 22.05.2022 г.
Принято к публикации 23.05.2022 г.

Впервые вдоль Кубадринского разлома, ограничивающего с севера Кокоринскую впадину, закартирована система поверхностных разрывов палеоземлетрясений протяженностью 22 км. Морфология разрывов отражает взбросовую и правосдвиговую компоненты смещения, характерные для Кубадринского разлома. Разрывы являются суммарным эффектом четырех палеоземлетрясений, три из которых произошли в последние 1.4 тыс. лет. Магнитуды палеоземлетрясений могли находиться в диапазоне от 6.7 до 7.6. Установлено, что структура зоны Кубадринского разлома определяется падающими навстречу друг другу взбросами. Смещения по двум системам взбросов приводят к надвиганию Курайского хребта на отложения впадины и росту форберга перед его фронтом.

Ключевые слова: активные разломы, сильные палеоземлетрясения, Кокоринская впадина, Кубадринский разлом, Горный Алтай

DOI: 10.31857/S2686739722600795

ВВЕДЕНИЕ

Горный Алтай – часть системы внутриконтинентальных кайнозойских орогенов в северной части Центральной Азии, возникшей как отдаленный эффект коллизии Евразии и Индостана. Сокращение земной коры в его пределах, особенно усилившееся в начале четвертичного периода, сопровождается многочисленными землетрясениями. Наибольшая концентрация очагов землетрясений наблюдается в юго-восточной части Горного Алтая [1]. Однако данные сейсмических сетей и исторические каталоги дают информацию о землетрясениях лишь за последние 150 лет. Этого явно недостаточно для выявления сейсмического режима и достоверной оценки сейсмической опасности территории Юго-Восточного Алтая, где ПАО "Газпром" планирует прокладку газопровода "Сила Сибири-2" в КНР. Естественно, что реализация такого крупного инфраструктурного проекта требует от сейсмологов данных о сильной сейсмической активности за последние 10000 лет. Такие данные могут быть получены только при изучении активных морфоструктур и ограничивающих их зон разломов структурно-геоморфологическими, палеосейсмологическими и археосейсмологическими методами. Наиболее перспективными в этом плане являются зоны сочленения внутригорных впадин и окружающих их хребтов, являющиеся основными генераторами землетрясений на юго-востоке Горного Алтая. В последнее время целенаправленно изучались зоны сочленения наиболее крупных впадин – Чуйской и Курайской – с окружающими положительными морфоструктурами (рис. 1). Наряду с Южно-Чуйским разломом, сгенерировавшим самое сильное за инструментальный и исторический периоды наблюдений Чуйское землетрясение (27.09.2003 г.; Ms = 7.3, Io = VIII–IX баллов), был доказан высокий сейсмический потенциал Курайской зоны разломов (КЗР) [2–5]. В качестве объектов представляемого исследования выбраны разломы, ограничивающие Кокоринскую впадину (рис. 1). Северный из них – Кубадрин-

[1] *Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*
[2] *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
[3] *Институт археологии и этнографии Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
[4] *Томский государственный университет, Томск, Россия*
[5] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия*
**E-mail: deevev@ngs.ru*

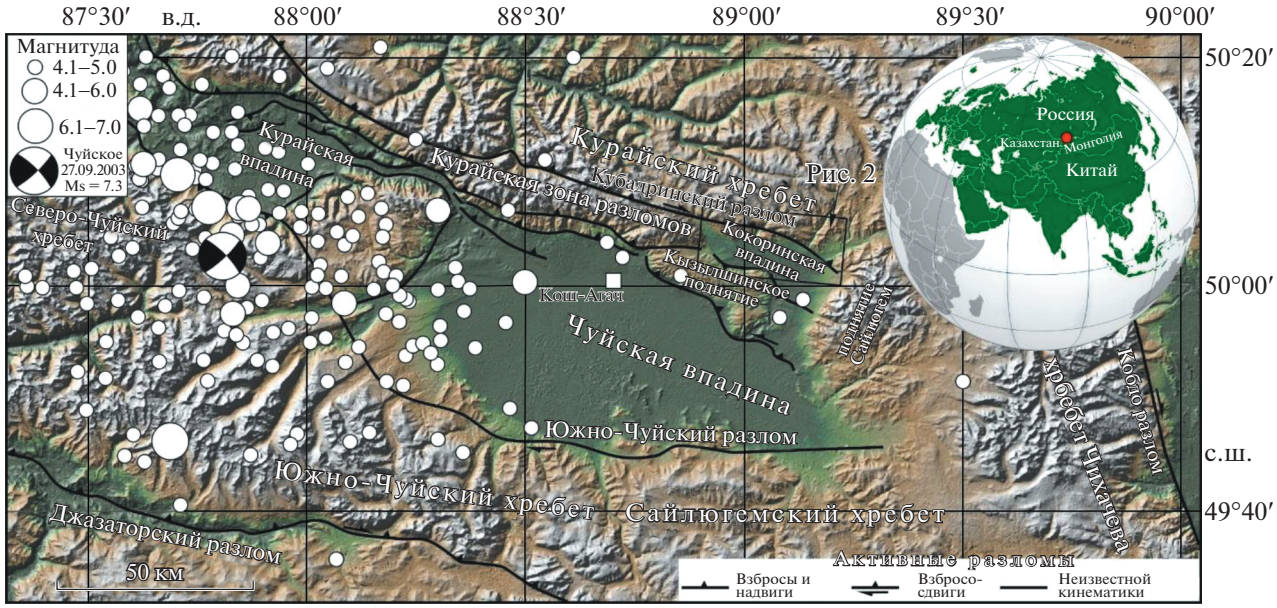

Рис. 1. Основные морфоструктуры, активные разломы и сейсмичность юго-востока Горного Алтая. Кружками показано положение эпицентров исторических и инструментальных землетрясений, для Чуйского землетрясения – механизм очага. Карта оттененного рельефа построена с использованием программы GeoMapApp (http://www.geomapapp.org).

ский – играет роль “master fault” в цветковой структуре КЗР. В работе рассмотрены новые данные о структуре и признаках активности разломов, результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований поверхностных разрывов палеоземлетрясений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Дистанционное выявление и картирование активных морфоструктур, разломов и поверхностных разрывов палеоземлетрясений выполнены на основе космоснимков QuickBird. При полевых структурно-геоморфологических исследованиях детализировались линейные параметры поверхностных разрывов, их сегментация, амплитуды смещения по ним форм денудационного и аккумулятивного рельефа. В этих целях выполнена аэрофотосъемка местности с использованием беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) квадракоптерного типа DJI Phantom 4 Pro и Geoscan Gemini. Автоматическая фотограмметрическая обработка массивов снимков произведена в Agisoft Metahsape 1.7. На ее основе выполнены интерполяции высот и созданы цифровые модели рельефа (ЦМР) в регулярно-сеточной форме. Итоговое разрешение ЦМР составило для разных участков от 10 до 40 см. Построенные ЦМР позволяют определять относительные высоты с точностью до 10–20 см. Помимо ЦМР, на каждый участок съемки была создана мозаика фотоснимков.

Проходка траншеи производилась экскаватором с последующей ручной зачисткой. Ее стенки картировались с использованием сетки 1 × 1 м. Определялись отложения, накопившихся до и после сейсмического события. Среди последних наиболее важны отложения коллювиальных клиньев, формирующиеся при эрозии поднятых крыльев разломов. У разломов и трещин были определены элементы залегания и амплитуды смещения. Наличие нескольких возрастных генераций трещин, разломов и коллювиальных клиньев позволило выделить дискретные сейсмические подвижки. Определение радиоуглеродных возрастов отложений выполнено в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН (Москва). Калибровка возрастов произведена с использованием программы OxCal (https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html).

Моментные магнитуды (*M*w) палеоземлетрясений рассчитаны с учетом смещений по разломам, выявленным при тренчинге и структурно-геоморфологических исследованиях, и эмпирических регрессионных зависимостей из [6]. Интенсивности палеоземлетрясений оценены на основе шкалы ESI 2007 [7].

Было произведено визуальное обследование двух древнетюркских оградок. Особое внимание было уделено направленным наклонам и разворотам составляющих их каменных плит. Из нор грызунов произведен сбор подъемного археологического материала. Датировка этих находок

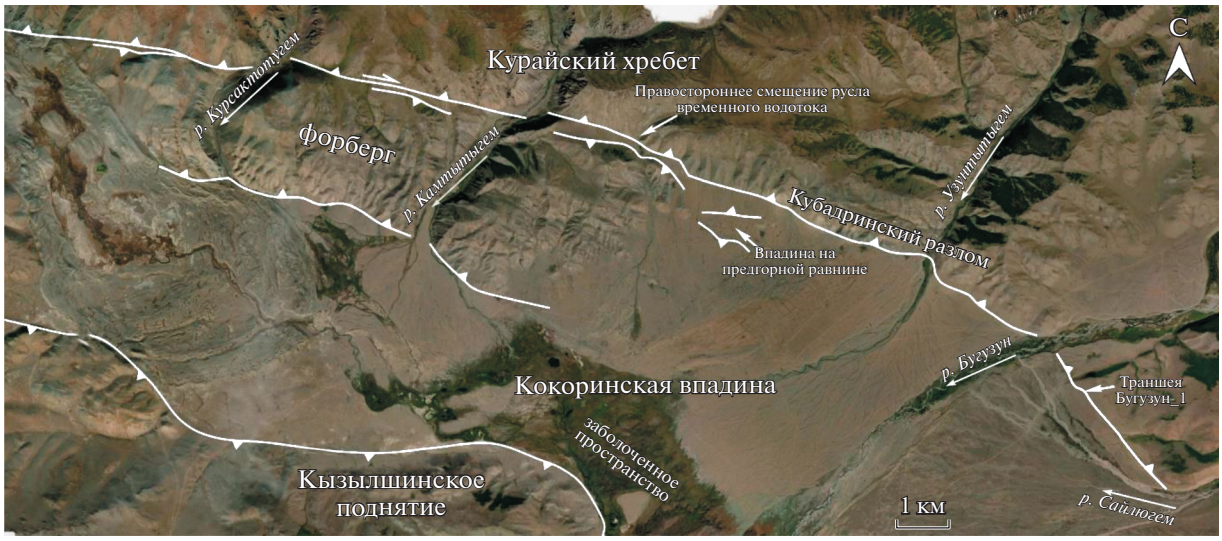

Рис. 2. Строение зоны Кубадринского разлома в северной части Кокоринской впадины. Условные обозначения см. на рис. 1. В качестве основы использован космоснимок QuickBird (http://earth.google.com).

позволила оценить максимальный нижний возрастной предел вызвавшего деформации палеоземлетрясения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Кокоринская впадина (23 × 9 км) ограничена с юга Кызылшинским поднятием (абсолютные отметки до 2560 м), с севера – Курайским хребтом (до 3180 м), с востока – поднятием Сайлюгем (до 3500 м) (рис. 1). По данным вертикальных электрических зондирований в структуре ее кайнозойских отложений мощностью до 1 км обособляется два геоэлектрических комплекса: верхний высокоомный (величины удельного электрического сопротивления 300–2000 Ом · м) мощностью до 600 м и нижний низкоомный (7–300 Ом · м) мощностью до 400 м [8]. По аналогии с геоэлектрической структурой Чуйской и Курайской впадин [9, 10] первый из комплексов может быть сопоставлен с четвертичными грубообломочными отложениями, накопившимися после начала основной фазы орогенеза, второй – с более тонкозернистым отложением палеогена–неогена.

Впадина ограничена активными разломами, с которыми связаны немногочисленные землетрясения с магнитудами до 3.0 [8, 11]. Наши морфоструктурные наблюдения указывают на активный рост Кызылшинского поднятия, приводящий к заболачиванию южной части котловины (рис. 2). Река Кызылшин прорезает поднятие, формируя антецедентный участок своей долины. Для одного из разломов, ограничивающих поднятие с юга, ранее нами установлена вертикальная амплитуда позднеплейстоцен-голоценовых смещений в 40 м и левосдвиговая – в 150 м [5].

Предполагалось, что Кубадринский разлом, разграничивающий Кокоринскую впадину и Курайский хребет, является правым взбросо-сдвигом с поднятым северным крылом [11], с которым связаны первичные палеосейсмодислокации в левобережье р. Кокоря [12]. Согласно нашим данным, основная плоскость Кубадринского разлома проходит вдоль южного склона Курайского хребта от р. Кокоря до р. Сайлюгем, а ее сегменты расположены в виде левой кулисы (рис. 2). В западной части Кокоринской впадины перед фронтом Курайского хребта находится форберг с абсолютными высотами 2360–2600 м. Он ограничен с севера и юга взбросами, плоскости которых падают навстречу друг другу. Между форбергом и хребтом находятся узкие впадины шириной до 250 м, выполненные четвертичными отложениями (рис. 2). Такая структура зоны Кубадринского разлома хорошо согласуется с аналогичной структурой КЗР в зоне сочленения Курайского хребта с Чуйской и Курайской впадинами [2, 4, 5]. Смещение речных долин Курсактотугема (амплитуда 900 м) и Камтытыгема (450 м) с присутствием в них запирающих хребтов подтверждает тезис о том, что зона Кубадринского разлома имеет выраженную правосдвиговую кинематику. Именно это сдвиговое смещение в условиях сжатия приводит к формированию цветковой структуры КЗР.

Детальные структурно-геоморфологические исследования впервые позволили закартировать систему поверхностных разрывов, которая протянулась вдоль всего изученного фрагмента Кубадринского разлома на 22 км. На западном фланге в рельефе предгорного склона хорошо выражен разломный уступ с южным поднятым крылом вы-

сотой до 0.5 м и протяженностью 1.26 км. Восточнее, до р. Курсактотугем, поверхностные разрывы прослеживаются вдоль разлома, ограничивающего северный склон форберга. Они образуют выраженную левую кулису, указывающую на правосдвиговую компоненту смещений. Вертикальная компонента смещений выражена в формировании разломного уступа высотой до 2.5 м с южным поднятым крылом.

На междуречье Курсактотугема и Камтытыгема сеймогенные разрывы прослеживаются вдоль основной плоскости Кубадринского разлома, у южного подножья Курайского хребта. Разрывы протяженностью от 40 до 500 м местами образуют левую кулису. Вертикальная компонента смещений выражена в поднятии северных крыльев разломных уступов на высоту от 0.5 до 3.5 м.

Между долинами Камтытыгема и Бугузуна вдоль подножья Курайского хребта фрагментарно прослеживаются разломные уступы высотой в первые метры, секущие пролювиальные конуса выноса, неглубокие овальные западины длиной 10–30 м и шириной 8–10 м, оползни. Здесь можно выделить два ключевых участка (рис. 2): 1) В месте пересечения разломным уступом высотой 5 м временного водотока зафиксировано старое (обезглавленное) русло этого водотока, смещенное по принципу правого сдвига на 21 м; 2) На наклонной предгорной равнине западнее р. Узунтытыгем в рельефе хорошо читается молодая узкая (до 600 м) впадина, ограниченная встречными взбросовыми разломными уступами с двух сторон; высота южного уступа достигает 2.5 м, северного – 10 м.

Вновь хорошо выражена система поверхностных разрывов на восточном фланге Кубадринского разлома. Ее протяженность по азимуту 140° между рр. Бугузун и Сайлюгем составляет 3.5 км. На первых северо-западных 0.8 км сегменты разломного уступа с поднятым на 0.5–2 м северо-восточным крылом и западины вдоль их оснований также образуют четко выраженную левую кулису (рис. 3 а). К юго-востоку высота разломного уступа увеличивается до 15–20 м, а его склон расщепляется на несколько более мелких уступов. Это говорит о том, что уступ сформировался в результате нескольких палеоземлетрясений.

В 0.7 км к ЮВ от р. Бугузун пройдена траншея Бугузун 1 протяженностью 11 м и глубиной до 2.2 м. В основании разреза ее юго-восточной стенки (рис. 3 б) залегает пролювиальный светло-серый гравийно-галечник с песчаным заполнителем (слой 1, видимая мощность более 1.4 м). Он нарушен разнонаправленно падающими взбросами F1 и F2, трещиной F3. Светло-серый массивный гравийно-галечник с песчаным заполнителем (слой 2, мощность 0.9 м) – коллювиальный клин палеоземлетрясения 1. При палеоземлетрясении 2 слой 2 был смещен по сбросу F4. Одновременно был подновлен разлом F1, в слои 1 и 2 внедрена дайка (3) серых массивных среднезернистых песков. Взбросы F1 и F4, трещина F3, слой 2 и дайка срезаются отложениями коллювиального клина. В его основании находятся коричневые слабогумусированные мелкозернистые пески мощностью около 10 см (слой 4). Калиброванный ^{14}C возраст образца песков составил 1420–1060 (IGAN 7794; вероятность 0.919) лет назад. Выше залегает светло-серый массивный гравийно-галечник с песчаным заполнителем мощностью до 1.5 м, в котором присутствуют щебни и валуны (слой 5). При палеоземлетрясении 3 слои 2–5 были смещены по взбросу F5 и одновременно произошло излияние светло-коричневых массивных среднезернистых песков с редкими включениями гравия (слой 6; мощность более 0.7 м). Этому сейсмическому событию также соответствует коллювиальный клин (слой 7) – палевые крупнозернистые пески с включениями более крупных обломков вплоть до мелких валунов (мощность 0.7 м). При палеоземлетрясении 4 подновился взброс F5. Соответствующий коллювиальный клин сложен темно-коричневыми слабогумусированными мелкозернистыми песками с включениями гравия (слой 8, мощность до 0.25 м). Калиброванный ^{14}C возраст образца песков составил 1420–1240 (IGAN 7641; вероятность 0.911) лет назад. Разрез завершает современная почва (слой 9, мощность до 0.25 м).

Таким образом, в разрезе траншеи Бугузун 1 установлены следы четырех палеоземлетрясений. Амплитуды сейсмогенных смещений по разломам F1, F4 и F5 при палеоземлетрясениях 1–3, судя по мощности соответствующих коллювиальных клиньев (слои 2, 5 и 7), а также излившихся песков (слой 6), составили не менее 1 м. Следовательно, *M*w этих палеоземлетрясений достигали 6.7–6.9, а интенсивности – VIII–IX баллов. Согласно полученным радиоуглеродным возрастам, последние три палеоземлетрясения произошли не древнее 1.4 тыс. лет назад. В то же время величина правосдвигового смещения русла временного водотока в 21 м, зафиксированная в центральной части системы поверхностных разрывов, говорит о том, что одно из этих достаточно молодых палеособытий имело существенно большую магнитуду – не менее 7.6, даже если такое смещение было результатом двух сближенных палеоземлетрясений. Следы сейсмических событий с такими магнитудами уже фиксировались нами при тренчинговых исследованиях в КЗР [2–4].

В 360 м перед фронтом разломного уступа нами впервые обнаружены две поминально-ритуальные древнетюркские оградки (памятник Бугузун XVII). Эти сооружения из плоских широких каменных плит, установленных на торец, имеют

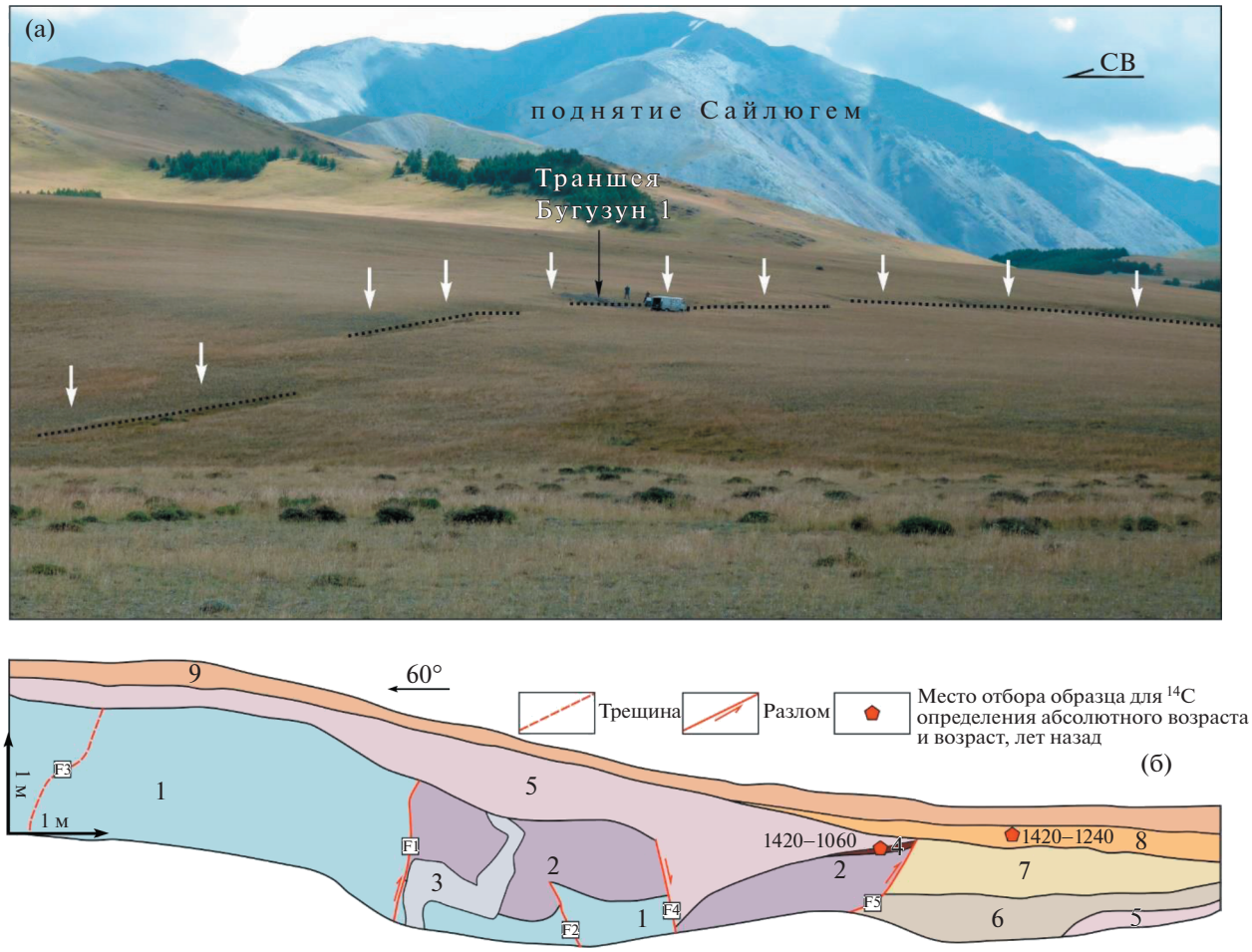

Рис. 3. Структура зоны поверхностных разрывов на восточном фланге Кубадринского разлома (а) и разрез юго-восточной стенки траншеи Бугузун 1 (б). Белые стрелки на фрагменте а – бровки разломных уступов, черные точечные линии – основания разломных уступов с локальными западинами. Цифрами на фрагменте б обозначены слои, описание которых приводится в тексте.

размеры 2 × 2 м и ориентированы своими незначительно заглубленными стенками по сторонам света. Плиты южной оградки наклонены от своего первоначального вертикального положения от 35° до 70°, северной – от 15° до 75°. Одна из северных плит этой оградки развернута вокруг вертикальной оси на 20°.

Такие разнонаправленные наклоны и локальные развороты каменных плит древнетюркских оградок вполне могли возникнуть при мерзлотных явлениях. Однако каких-либо ландшафтных признаков проявления мерзлотных процессов – полигональные грунты и бугры пучения – в районе памятника не обнаружены. Напротив, расположение оградок в непосредственной близости от разломного уступа убеждает нас в сейсмогенной природе наложенных деформаций. Находки предметов вооружения (железный черешковый наконечник стрелы) и декора одежды или упряжи (бронзовая бляшка – лунница) позволяют сделать вывод, что оградки относятся к рубежу I–II тыс. н.э. Это определяет максимальный нижний возрастной предел палеоземлетрясения, в результате которого изменилось положение каменных плит. Он хорошо согласуется с возрастами палеоземлетрясений, оцененными при радиоуглеродном датировании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что Кокоринская впадина с юга и севера ограничена активно растущими морфоструктурами и активными разломами. Структура зоны Кубадринского разлома, ограничивающего впадину с севера, определяется падающими на север взбросами и оперяющими их взбросами с южным падением. Смещения по двум системам взбросов приводят к надвиганию хребта на отложения впадины и росту форберга перед его фронтом. Впервые вдоль Кубадринского разлома, на протяжении 22 км, закартированы первичные палеосейсмодис-

локации. Морфоструктурные исследования показали, что как для самой зоны разломов, так и для системы поверхностных разрывов характерны вертикальная и правосдвиговая компоненты смещений. Траншейные исследования на восточном фланге зоны поверхностных разрывов позволили обосновать ее формирование в результате четырех палеоземлетрясений. *M*w первых трех из них оценены в 6.7–6.9. Значительные величины сдвиговых смещений в центральной части системы поверхностных разрывов указывают на то, что магнитуды палеособытий могли быть существенно выше – не менее 7.6. Эта величина определяет сейсмический потенциал Кубадринского разлома. Результаты радиоуглеродного датирования и археосейсмологических исследований согласованно указывают на то, что последние три палеоземлетрясения произошли не древнее 1400 лет назад.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда 21–17–00058. БПЛА Geoscan Gemini, программное обеспечение Agisoft Metahsape 1.7 и оборудование для обработки аэрофотоснимков предоставлены ЦКП “Геопортал МГУ”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В. и др.* Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г., Ms = 7.0 (Монгольский Алтай), афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области // Геология и геофизика. 2012. Т. 53 (10). С. 1417–1429.
2. *Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., et al.* Unknown Large Ancient Earthquakes along the Kurai Fault Zone (Gorny Altai): New Results of Paleoseismological and Archaeoseismological Studies // International Geology Review. 2017. V. 59. P. 293–310. https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1258675
3. *Деев Е.В.* Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли. 2019. № 3. С. 71–96. https://doi.org/10.31857/S0002-33372019371-96
4. *Turova I., Deev E., Pozdnyakova N., et al.* Surface-rupturing Paleoearthquakes in the Kurai Fault Zone (Gorny Altai, Russia): Trenching and Geophysical Evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 197. P. 104399. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104399
5. *Корженков А.М., Деев Е.В., Позднякова Н.И.* Молодые формы рельефа, созданные землетрясениями в предгорьях Курайского хребта (Горный Алтай) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49. № 1. С. 52–71. https://doi.org/10.21455/VIS2022.1-4
6. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New Emprical Relationship among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. V. 84. Is. 4. P. 974–1002.
7. Earthquake Environmental Effect for Seismic Hazard Assessment: the ESI Intensity Scale and the EEE Catalogue. Guerrieri L. (Ed.) // Memorie Descrittive Della Carta Geologica D’Italia. 2015. V. 97. 182 p.
8. *Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю. и др.* Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1399–1416.
9. *Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д. и др.* Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53 (1). С. 120–139.
10. *Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М.* Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 119–132.
11. *Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
12. *Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В.* Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.

ACTIVE FAULTS AND LATE HOLOCENE SURFACE RUPTURING EARTHQUAKES IN THE KOKORYA BASIN (GORNY ALTAI, RUSSIA)

E. V. Deev[a,b,#], V. E. Krzhivoblotskaya[a,b], A. P. Borodovskiy[a,c,d], and A. L. Entin[e]

[a] *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

[b] *A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[c] *Institute of Archaeology and Ethnography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[d] *National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation*

[e] *Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: deevev@ngs.ru*

Submitted by academician of the RAS V.A. Vernikovsky May 20, 2022

A system of 22 km long surface rupture produced by paleoearthquakes has been mapped for the first time along the Kubadru Fault which delineates the Kokorya Basin in the north. The ruptures morphology record reverse and right-lateral strike-slip geometry of the Kubadru Fault. The ruptures pattern represent a combined effect of four paleoearthquakes, including three events in the past 1.4 kyr. The magnitudes of the earthquakes could range from 6.7 to 7.6. The revealed structure of the Kubadru Fault Zone consists of counter-dipping reverse faults. Motions on two reverse fault systems maintained thrusting of the Kurai Range on the basin sediments and caused the growth of a foreberg between the basin and the range.

Keywords: active fault, large paleoearthquake, Kokorya Basin, Kubadru Fault, Gorny Altai

EDN: PDIJMA
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 86–91

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 543.37

ДИНАМИКА КАРБОНАТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОД КАРСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕОСЕННИЙ СЕЗОН 2021 г.

© 2022 г. И. И. Пипко[1,*], С. П. Пугач[1], член-корреспондент РАН И. П. Семилетов[1]

Поступило 26.04.2022 г.
После доработки 11.05.2022 г.
Принято к публикации 12.05.2022 г.

Представлены натурные данные, характеризующие динамику карбонатной системы, уровень коррозионности поверхностных вод по отношению к арагониту и потоки CO_2 в системе океан–атмосфера в Карском море в позднеосенний сезон. Исследование карбонатных характеристик вод выполнено на нис “Академик Мстислав Келдыш” в октябре 2021 г. В это время воды основной части исследованной акватории Карского моря интенсивно поглощали углекислый газ из атмосферы, в зоне инвазии средняя величина потока CO_2 составила 30.2 ± 35.5 ммоль м$^{-2}$ сут$^{-1}$. Показано, что среди арктических морей в исследуемый сезон открытая акватория Карского моря являлась одним из наиболее значимых стоков для атмосферного CO_2. Изменение направления потока происходило в узкой прибрежной зоне; пересыщение вод CO_2 было обнаружено в приустьевых районах, где вклад материковых вод превышал 50%. Установлено, что при небольшом вкладе речных вод (<10%) изменение температуры поверхностных вод определяло более 90% пространственной изменчивости pCO_2. В позднеосенний сезон поверхностные воды Карского моря были главным образом пересыщены карбонатом кальция; экстремально низкий уровень насыщения вод арагонитом обнаружен лишь в приустьевых зонах, областях максимального влияния речных вод.

Ключевые слова: карбонатная химия морской воды, потоки CO_2 в системе океан–атмосфера, асидификация, Арктика

DOI: 10.31857/S2686739722600606

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что в арктическом регионе наиболее заметно проявляются климатические изменения, при этом хрупкие арктические экосистемы очень уязвимы к подобным воздействиям [1]. Карское море – одно из окраинных морей Северного Ледовитого океана, шельф которого относится к категории так называемого “внутреннего” шельфа [2]. На акватории моря пресные воды великих сибирских рек Оби и Енисея взаимодействуют с баренцевоморскими водами и водами арктического бассейна [3], формируя его уникальный океанографический режим. Как неоднократно отмечалось ранее, речной сток является важнейшим фактором, определяющим гидрологические и гидрохимические условия Карского моря [3–7]. Его объем достигает 1330 км^3, что составляет 30% от общего речного стока в Северный Ледовитый океан и около 1.5% от объема моря; при этом сток великих сибирских рек в океан в последние декады возрастает [8]. Интенсивность распространения речных вод на шельфе Карского моря, как показано в [7, 9, 10], характеризуется значительной межгодовой динамикой и зависит как от объема поступающих пресных вод, так и ветрового воздействия.

В отличие от достаточно подробно изученной гидрологической структуры вод Карского моря, исследованию динамики параметров карбонатной системы, основной буферной системы океана и связанных с ней потоков CO_2 в системе океан–атмосфера до настоящего времени уделялось недостаточно внимания. Известен ряд работ российских ученых из ИО РАН ([5–7, 11, 12] и приведенные в них ссылки), ТОИ ДВО РАН [13–16], зарубежных авторов [17], но они имеют существенные как сезонные, так и пространственные ограничения. И лишь некоторые из перечисленных работ [11, 12, 14, 15] затрагивают вопросы обмена CO_2 между водой и атмосферой, а также так называемую “другую проблему CO_2” – асидификацию морских вод. Отметим, что растущее повышение кислотности морских вод многими исследователями рассматривается как современный экологический вызов, но воды Карского

[1] *Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
**E-mail: Irina@poi.dvo.ru*

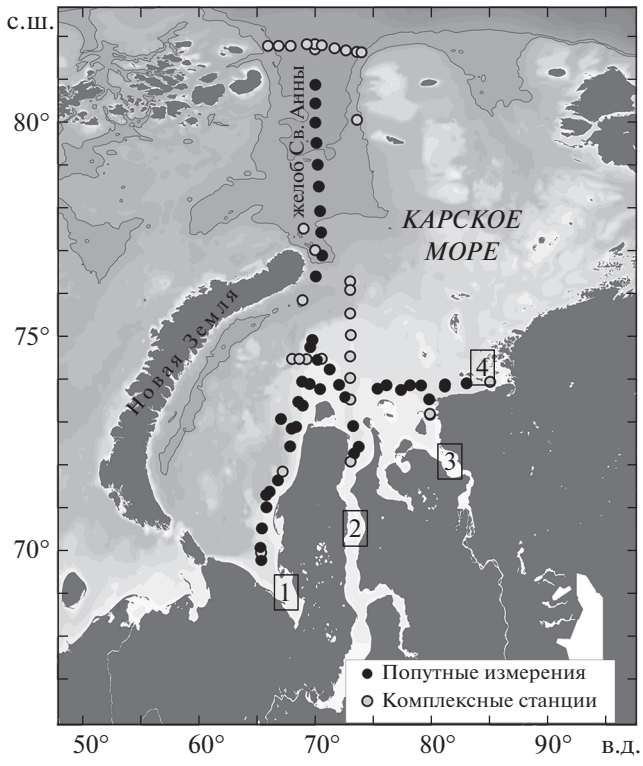

Рис. 1. Район работ (нис "Академик Мстислав Келдыш", октябрь 2021 г.). 1 – Байдарацкая губа, 2 – Обская губа, 3 – Енисейский залив, 4 – Пясинский залив.

моря по-прежнему во многом остаются "белым пятном" [1, 18].

Целью выполненной работы являлось исследование динамики параметров карбонатной системы, оценка коррозионного статуса вод и потоков CO_2 в системе океан–атмосфера на акватории Карского моря в позднеосенний сезон перед началом ледостава.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследование карбонатных характеристик вод Карского моря выполнено на нис "Академик Мстислав Келдыш" в октябре 2021 г. (86 рейс). Работы были проведены на значительной акватории моря от Обской губы и Енисейского залива до северной оконечности желоба Св. Анны и от Байдарацкой губы до Пясинского залива (рис. 1). На основе измеренных параметров карбонатной системы вод (pH и общей щелочности, A_T) были рассчитаны парциальное давление CO_2 (pCO_2), а также степень насыщения вод кальцитом и арагонитом. Для расчета потока CO_2 в системе океан–атмосфера были использованы квадратичная параметризация скорости газопереноса и среднечасовая скорость ветра. Определение содержания CO_2 в атмосфере выполнялось по ходу судна с использованием газоанализатора Picarro G-2301. Подробно методы измерения и расчетов приведены в [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

В результате выполненного исследования обнаружено неоднородное распределение гидрологических и карбонатных характеристик в поверхностном слое вод (рис. 2). На разрезе от приустьевой зоны рек к глубоководной части моря выявлено почти двукратное снижение поверхностных величин pCO_2, происходящее синхронно с уменьшением температуры (рис. 2), что свидетельствует о влиянии термического фактора на их пространственное распределение. Выполненные оценки показали, что при обнаруженном совокупном снижении pCO_2, равном 214 мкатм, вклад термического фактора составлял около 50% (110 мкатм), оставшаяся часть определялась иными причинами, в частности, влиянием речных вод. Расчет с использованием величин солености и общей щелочности фракции вод, участвующих в смешении (речных, талых и морских) [14], показал, что содержание речных вод, ожидаемо максимальное в приустьевых зонах (до 72%), снижалось до нулевых значений на севере района исследований (рис. 3 а). В зоне влияния речных вод поверхностный слой был пересыщен CO_2 относительно его среднего содержания в атмосфере (в среднем, 414 мкатм), величины pCO_2 достигали на этом участке 500 мкатм. В позднеосенний сезон пересыщение поверхностных вод CO_2 сохранялось при доле речных вод, превышающей 50%, при более низком их содержании воды были недосыщены CO_2, и происходило изменение направления потока CO_2 между морской водой и атмосферой. Следует отметить, что во время работ дисперсия на акватории моря вод с высоким вкладом речного стока была весьма ограниченной, что было связано как с сезонным сокращением объема поступающих на шельф материковых вод, так и характером атмосферной циркуляции. В предшествующий исследованиям период (июнь–сентябрь), а также во время работ над акваторией Карского моря доминировал циклон (рис. 4), что препятствовало интенсивному растеканию материковых вод в северном направлении и определяло их перенос на восток. Отметим, что важность термического фактора в пространственном распределении pCO_2 в позднеосенний сезон хорошо иллюстрирует связь динамики pCO_2 и температуры на разрезе от Байдарацкой губы к северной части желоба Святой Анны – при минимальном влиянии речных вод (на юге разреза их вклад не превышал 10%) термический фактор (падение поверхностной температуры на

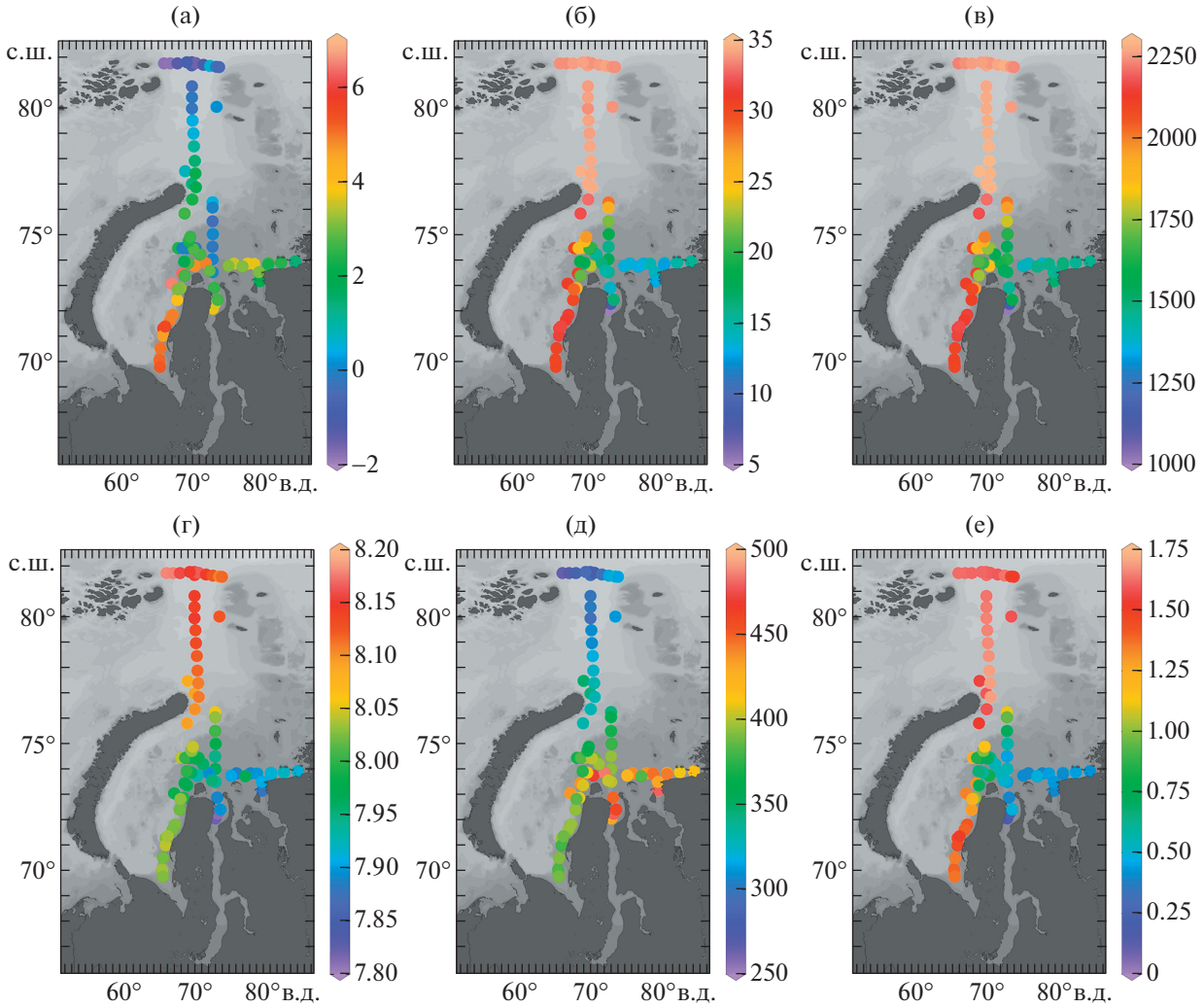

Рис. 2. Распределение величин температуры, °C (а), солености, ‰ (б), общей щелочности, μмоль кг$^{-1}$ (в), pH (г), парциального давления CO_2, мкатм (д) и степени насыщения вод арагонитом (е) в поверхностных водах Карского моря.

~7°C в северном направлении) более, чем на 90% определял обнаруженное снижение pCO_2 (~120 мкатм); при этом в прибрежной части Байдарацкой губы в отсутствие прямого влияния речных вод поверхностные величины pCO_2 не достигали равновесных с атмосферой значений.

Рассчитанные потоки CO_2 между водой и атмосферой показали, что исследуемая акватория в среднем была стоком для атмосферного CO_2 (рис. 3 б). Максимальная скорость инвазии CO_2 была обнаружена на севере района исследований и составляла 129.7 ммоль м$^{-2}$ сут$^{-1}$ при средней для области поглощения величине 30.2 ± ± 35.2 ммоль м$^{-2}$ сут$^{-1}$. Направление потока изменялось в узкой прибрежной зоне, где он был направлен в атмосферу, и максимальная скорость дегазации была равна 29.7 ммоль м$^{-2}$ сут$^{-1}$. Сравнение рассчитанных в северной части желоба Св. Анны потоков CO_2 с оценками, выполненными в сентябре 2009 г., показало существенные отличия полученных величин (табл. 1). Несмотря на уменьшение абсолютных значений разницы pCO_2 между водой и атмосферой (ΔpCO_2) в 2021 г. относительно 2009 г., определяемое интенсивным развитием осеннего конвективного и ветрового перемешивания в 2021 г., а также более значимым вкладом в поверхностные величины pCO_2 талых вод и процессов первичного продуцирования в 2009 г. [14], скорость поглощения CO_2 в 2021 г. была значительно выше (табл. 1).

Отметим, что термодинамический фактор обусловливал обратную зависимость и не был значим в межгодовой изменчивости величин ΔpCO_2. Среди основных факторов, определяющих обнаруженную временную динамику потоков CO_2 между океаном и атмосферой, можно выделить высокие скорости ветра, определяемые характером атмосферной циркуляции во время работ 2021 г.,

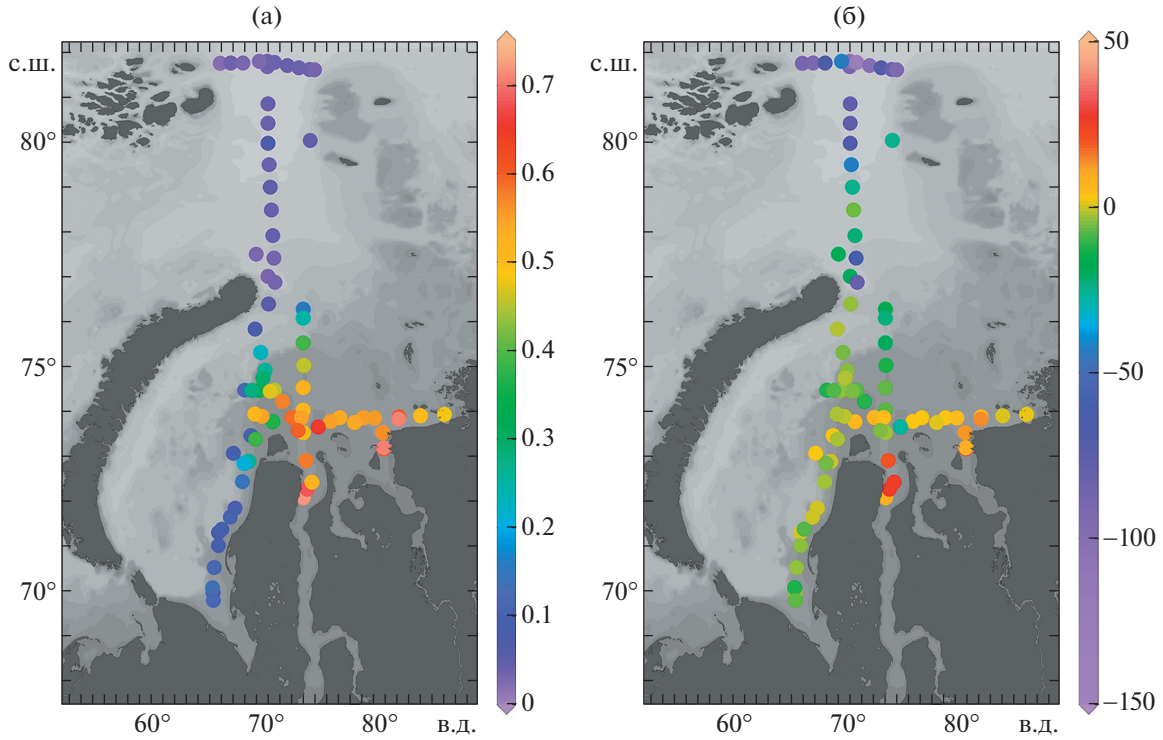

Рис. 3. Распределение величин фракций речных вод (а) и потоков CO_2 между морской водой и атмосферой, ммоль м$^{-2}$ сут$^{-1}$ (б) на исследуемой акватории.

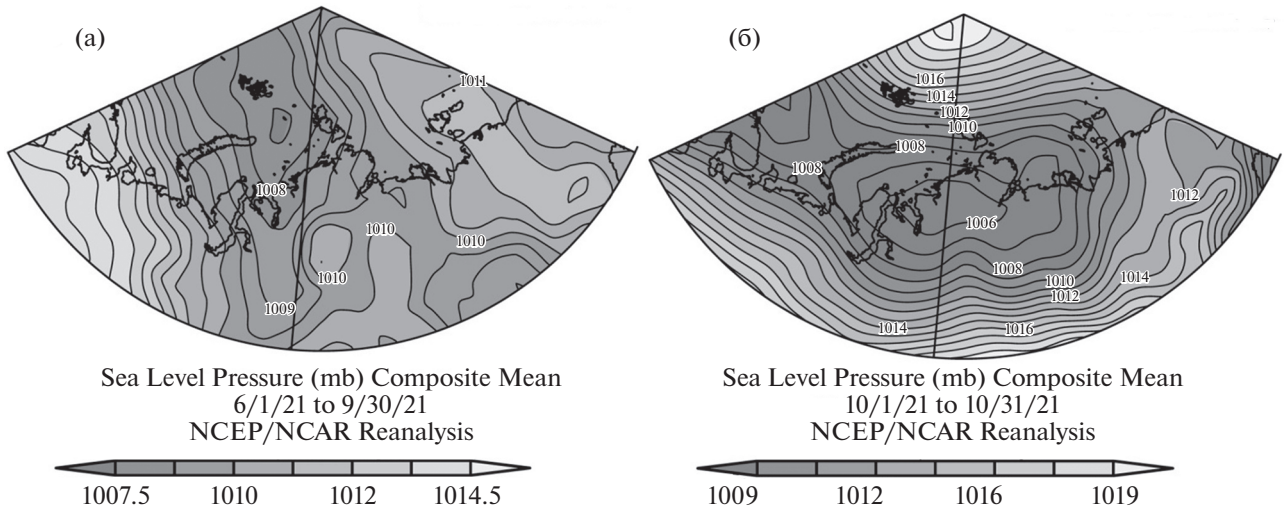

Рис. 4. Поля приземного давления, мбар, в июне–сентябре (а) и во время работ 2021 г. (б).

а также частичное блокирование ледовым покровом обменных процессов в 2009 г.

Важно отметить, что в исследуемый период, как показывает сравнение с выполненными ранее оценками скорости абсорбции CO_2 водами арктических морей [15, 19, 20], открытая акватория Карского моря являлась одним из наиболее значимых стоков для атмосферного CO_2, что в первую очередь определялось динамическим фактором – высокой скоростью ветра.

Выполненное исследование также показало, что в позднеосенний период перед началом ледостава поверхностные воды исследованной акватории были пересыщены карбонатом кальция – как кальцитом, так и более растворимой формой – арагонитом (рис. 2). Коррозионные по отношению к карбонату кальция воды (степень насыщения вод карбонатом кальция $\Omega < 1$) были обнаружены лишь в прибрежной области – зоне максимального влияния материковых вод (рис. 2). Недо-

Таблица 1. Средние величины, стандартное отклонение и минимальные/максимальные значения поверхностной температуры (T), солености (S), разницы парциального давления CO_2 между морской водой и атмосферой (ΔpCO_2), среднечасовой скорости ветра (U) и потока CO_2 в системе океан–атмосфера (F_{CO_2}). Отрицательные величины соответствуют потоку CO_2 в воду

Параметр, год	T, °C	S, ‰	ΔpCO_2, μатм	U, м сек$^{-1}$	F_{CO_2}, ммоль м$^{-2}$ сут$^{-1}$
2009, $n = 14$	0.30 ± 1.28 (–1.55/2.22)	32.73 ± 0.43 (31.96/33.27)	–171 ± 38 (–221/–109)	7.3 ± 2.0 (2.5/9.9)	–23.5 ± 17.5 (–51.8/–1.1)
2021, $n = 12$	–0.95 ± 0.70 (–1.84/0.56)	33.81 ± 0.20 (33.55/34.14)	–121 ± 18 (–149/–91)	16.1 ± 2.2 (11.4/18.5)	–86.9 ± 21.5 (–129.7/–44.0)

сыщение вод арагонитом наблюдалось при вкладе речных вод выше 30%, а минимальные величины достигали 0.18 в зоне наибольшего влияния вод Оби (72%).

Сравнение данных по распределению величин pH и степени насыщения вод арагонитом, Ω_{Ar}, в поверхностных водах повторяющегося северного разреза показало снижение этих величин в 2021 г. по сравнению с 2009 г. – 8.26 и 8.15 для pH, 1.98 и 1.60 для Ω_{Ar} в 2009 и 2021 г. соответственно. Такая межгодовая динамика могла определяться как антропогенным фактором – увеличением содержания CO_2 в атмосфере (385 и 414 мкатм во время работ 2009 и 2021 г. соответственно), так и высочайшей внутрисезонной, межсезонной и межгодовой динамикой гидрохимического и гидрологического режимов арктических морей, в значительной степени обусловленной сезонным присутствием и изменчивостью ледового покрова. Таким образом, на данном этапе исследований на основе имеющегося ограниченного набора данных мы можем лишь констатировать межгодовой рост кислотности и коррозионности вод в поверхностных водах глубокой части Карского моря в осенний сезон.

ВЫВОДЫ

В позднеосенний сезон 2021 г. воды основной части исследованной акватории Карского моря интенсивно поглощали углекислый газ из атмосферы. Изменение направления потока происходило в узкой прибрежной зоне; пересыщение вод CO_2 было обнаружено в приустьевых районах, где вклад материковых вод превышал 50%. Установлено, что при низком вкладе речных вод изменение температуры поверхностных вод определяло более 90% пространственной изменчивости pCO_2. Сравнение полученных осенью 2021 г. потоков CO_2 на севере желоба Св. Анны с предшествующими оценками [14, 15] показало, что несмотря на обнаруженное уменьшение разницы pCO_2 между океаном и атмосферой в 2021 г. относительно 2009 г., в позднеосенний сезон 2021 г. были рассчитаны наибольшие скорости поглощения CO_2. В первую очередь это определялось высокими скоростями ветра в 2021 г., а также отсутствием на разрезе ледового покрова, ограничивающего обменные процессы. Установлено, что в позднеосенний сезон поверхностные воды Карского моря были главным образом пересыщены карбонатом кальция; экстремально низкий уровень насыщения вод арагонитом обнаружен лишь в приустьевых зонах. Представленные в работе материалы существенно дополнят имеющуюся информацию, характеризующую карбонатную химию вод Карского моря, однако ограниченность доступных данных указывает на острую необходимость продолжения комплексных всесезонных работ на всей акватории моря, имеющего сложный и очень динамичный океанографический режим.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Получение и обработка данных, а также анализ динамики карбонатных параметров вод и подготовка к публикации выполнены за счет гранта РНФ № 21-17-00027, получение и анализ гидрометеорологических данных - за счет гранта РНФ № 21-77-30001. Экспедиционные исследования были организованы при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (тема № 121021500057-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. AMAP, 2018. AMAP Assessment 2018: Artctic Ocean Acidification. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Tromsø, Norway. 187 p.
2. *Carmack E., Wassmann P.* Food Webs and Physical-biological Coupling on Pan-Arctic Shelves: Unifying Concepts and Comprehensive Perspectives // Progress in Oceanography. 2006. V. 71. P. 446–477.
3. *Завьялов П.О., Ижицкий А.А., 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.

4. *Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В.* Поверхностный опресненный слой вод в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 730–739.
5. *Маккавеев П.Н., Мельникова З.Г., Полухин А.А. и др.* Гидрохимическая характеристика вод западной части Карского моря (по материалам 59-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 540–551.
6. *Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Костылева А.В. и др.* Гидрохимические особенности акватории Карского моря летом 2015 г. // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 57–66.
7. *Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Щука С.А., Степанова С.В.* Перенос материковых вод через пролив Вилькицкого в сентябре 2017 и 2018 гг. // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 355–363.
8. *Shiklomanov A.I., Holmes R.M., McClelland J.W., Tank S.E., Spencer R.G.M.* Arctic Great Rivers Observatory. Discharge Dataset. 2021. Version 20211118. https://www.arcticrivers.org/data.
9. *Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Кубряков А.А. и др.* Распространение и трансформация вод поверхностного опресненного слоя в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 502–513.
10. *Osadchiev A.A., Frey D.I., Shchuka S.A., Tilinina N.D., Morozov E.G., Zavialov P.O.* Structure of the Freshened Surface Layer in the Kara Sea during Ice-free Periods // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2021. T. 126. № 1. C. e2020JC016486.
11. *Polukhin A.* The Role of River Runoff in the Kara Sea Surface Layer Acidification and Carbonate System Changes // Environmental Research Letters. 2019. V. 14. N 10. P. 105007.
12. *Полухин А.А., Флинт М.В., Беликов И.Б., Гусак Г.В. и др.* Поток углекислого газа на границе вода–атмосфера в районе континентального склона в Карском море // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 716–723.
13. *Недашковский А.П., Бондарева Е.П.* Аномалия концентрации CO_2 на поверхностном горизонте в арктическом бассейне летом 2007 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 4 (102). С. 45–49.
14. *Пипко И.И., Пугач С.П., Семилетов И.П., Салюк А.Н.* Карбонатные характеристики вод материкового склона Северного Ледовитого океана // ДАН. 2011. Т. 438. № 5. С. 699–704.
15. *Pipko I.I., Pugach S.P., Semiletov I.P., et al.* The Dynamics of the Carbon Dioxide System in the Outer Shelf and Slope of the Eurasian Arctic Ocean // Ocean Sciences. 2017. V. 13. P. 997–1016.
16. *Semiletov I.P., Pipko I.I., Repina I., Shakhova N.E.* Carbonate Chemistry Dynamics and Carbon Dioxide Fluxes Across the Atmosphere-ice-water Interfaces in the Arctic Ocean: Pacific Sector of the Arctic // Journal of Marine System. 2007. V. 66. P. 204–226.
17. *Fransson A., Chierici M., Anderson L.C., et al.* The Importance of Shelf Processes for the Modification of Chemical Constituents in the Waters of the Eurasian Arctic Ocean: Implications for Carbon Fluxes // Continental Shelf Research. 2001. V. 21. P. 225–242.
18. *Green H.L., Findlay H.S., Shutler J.D., Land P.E., Bellerby R.G.J.* Satellite Observations Are Needed to Understand Ocean Acidification and Multi-Stressor Impacts on Fish Stocks in a Changing Arctic Ocean // Frontiers in Marine Science. 2021. V. 8:635797.
19. *Pipko I.I., Pugach S.P., Repina I.A., Dudarev O.V., Charkin A.N., Semiletov I.P.* Distribution and Air-Sea Fluxes of Carbon Dioxide on the Chukchi Sea Shelf // Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 2015. V. 51. № 9. P. 1088–1102.
20. *Pipko I.I., Semiletov I.P., Pugach S.P., Wåhlström I., Anderson L.G.* Interannual Variability of Air-sea CO2 Fluxes and Carbon System in the East Siberian Sea // Biogeosciences. 1987–2007, 2011. 8. https://doi.org/10.5194/bg-8-2987-2011

DYNAMICS OF CARBONATE CHARACTERISTICS OF THE KARA SEA WATERS IN THE LATE AUTUMN SEASON 2021

I. I. Pipko[a,#], S. P. Pugach[a], and Corresponding Member of the RAS I. P. Semiletov[a]

[a] *V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

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

The dynamics of the carbonate system, the level of surface water corrosivity with respect to aragonite, and CO_2 fluxes in the ocean-atmosphere system in the Kara Sea was investigated in the late autumn season. The study of carbonate characteristics of waters was carried out on board the R/V Akademik Mstislav Keldysh in October 2021. At that time, the waters of the main part of the studied area of the Kara Sea intensively absorbed carbon dioxide from the atmosphere; in the invasion zone, the average CO_2 flux was 30.2 ± 35.5 mmol m^{-2} day^{-1}. It is shown that among the Arctic seas in the season under study, the open water area of the Kara Sea was one of the most significant sinks for atmospheric CO_2. The change in the flux direction occurred in a narrow coastal zone; waters supersaturated with respect to CO_2 were found in the estuarine areas, where the contribution of riverine waters exceeded 50%. It was found that with a small contribution of terrestrial waters (<10%), the change in surface water temperature determined more than 90% of the spatial variability of pCO_2. In the late autumn season, the surface waters of the Kara Sea were mainly supersaturated with respect to calcium carbonate; an extremely low aragonite saturation state was found only in the estuarine zones, areas of maximum influence of riverine waters.

Keywords: seawater carbonate chemistry, CO_2 fluxes in the ocean-atmosphere system, acidification, Arctic

EDN: WJTAPD
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 92–97

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.46 (268.1+262.24)

ПРИЗНАКИ СУБАЭРАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЗОВСКОГО МОРЯ

© 2022 г. Академик РАН Г. Г. Матишов[1,*], В. В. Польшин[1], В. В. Титов[1]

Поступило 05.05.2022 г.
После доработки 06.06.2022 г.
Принято к публикации 06.06.2022 г.

В голоцене уровень Азовского моря неоднократно менялся. В последние годы сотрудниками ЮНЦ РАН было отобрано более 200 грунтовых колонок на различных участках акватории и пробурено 24 скважины в береговой зоне, что позволило получить новые данные о донных отложениях голоценового возраста. Их гранулометрический состав по площади морского дна меняется от глинистых илов до песков и гравия. Одной из важных черт донных и береговых отложений является присутствие в изученных разрезах значительного количества органических остатков, включений гидротроилита и характерный запах сероводорода. В Азовском море такие отложения залегают как на поверхности дна, так и на нижележащих горизонтах. В береговой зоне они вскрываются в разрезах пробуренных скважин ниже современного уровня моря и имеют ново- и древнеазовский возраст. Наличие таких отложений интерпретируется как маркеры мелководных обстановок осадконакопления.

Ключевые слова: Азовское море, донные отложения, донная фауна, колебания уровня моря, условия осадконакопления, органическое вещество, датировки абсолютного возраста

DOI: 10.31857/S2686739722600989

ВВЕДЕНИЕ

Азовское море за последние 10 тыс. лет несколько раз в той или иной степени осушалось. В частности, в эпоху фанагорийской регрессии (3.1–2.2 тыс. л.н.) уровень моря был ниже современного на 6–7 м. Край дельты р. Дон также неоднократно смещался [1].

Важной отличительной чертой осадочной толщи Азовского моря является присутствие в разрезах голоценового возраста слоев с высоким содержанием органики [2–6]. Эти отложения фиксируются как в поверхностных осадках, так и в разрезах грунтовых колонок по всей площади моря – от прибрежных до центральных районов, с глубинами 12–14 м. Для них характерны различные оттенки темного цвета, до черного, включения органических веществ (остатки растительности и раковинный материал). Периодически отмечаются запах сероводорода (H_2S) и тонкие прослойки и примазки гидротроилита. В зависимости от районов моря, мощность и состав таких отложений может меняться. Как правило, среди них преобладают илы различного гранулометрического состава. Значительно реже встречаются илистые пески. Изученность таких отложений на сегодняшний день является фрагментарной и требует комплексного подхода. В Азовском море образование подобного рода слоев связано с рядом физико-географических трансформаций в голоцене. Для восстановления природной обстановки в период формирования грунтов анализируются литологические признаки, такие как текстура, консистенция, цвет, гранулометрический и вещественный состав, а также включения органических остатков (раковинный материал, растительность) и др.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

В Азовском море, в прибрежной зоне и протоках донской дельты отбор грунтовых колонок осуществлялся с борта нис “Денеб” при помощи гравитационной грунтовой трубки, укомплектованной пластиковым вкладышем и комплектом грузов. На мелководье грунтовые колонки отбирались с несамоходного понтона (ноу-хау ЮНЦ РАН) вибрационной трубкой. Всего по такой методике нами было проведено исследование на более чем 200 станциях.

В течение последних нескольких лет буровые работы проводились в береговой зоне Таганрог-

[1] *Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук, Ростов-на-Дону, Россия*
**E-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru*

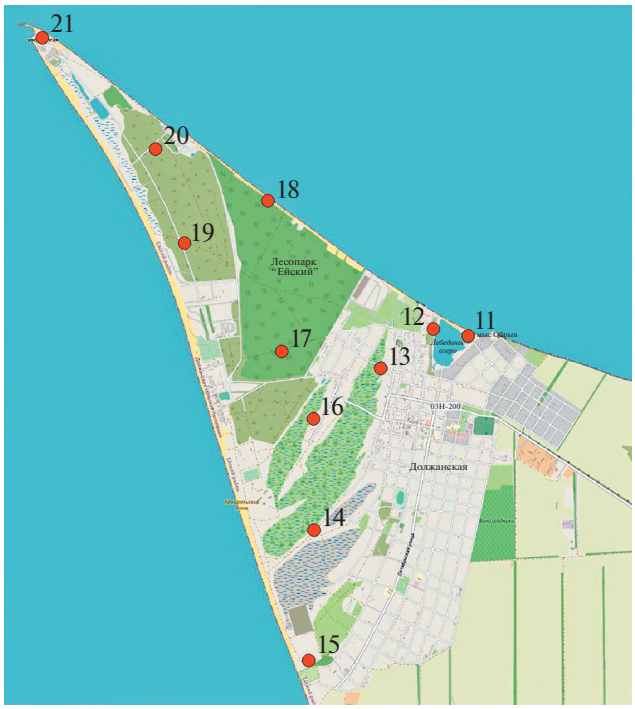

Рис. 1. Районы бурения скважин на косе Долгой в период 2019–2021 гг.

ского залива. География работ охватывала Беглицкую, Павло-Очаковскую, Чумбурскую и Долгую косы, а также устьевую зону р. Кагальник. В результате было пробурено 24 скважины глубиной от 5.2 до 26.5 м. Важная информация о палеогеографии Азовского моря получена в ходе бурения на косе Долгой, где в период с 2019–2021 гг. было пробурено 11 скважин (рис. 1). Для определения координат точек бурения и абсолютных отметок устьев скважин относительно уровня моря использовался GNSS приемник “EFT M4 GNSS”.

Абсолютный возраст отложений определялся радиоуглеродным методом по образцам раковин моллюсков в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кеплена (Санкт-Петербургский государственный университет, Россия; индекс образца – ЛУ).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Голоценовые отложения Азовского моря формировались в условиях нестабильного уровня моря. На площади морского дна выделяются устойчивые области распространения различных типов морских осадков. В результате повышения уровня моря и расширения морских границ широкое развитие в верхней части осадочной толщи получили отложения, сформировавшиеся в древне- и новоазовскую стадию развития водоема. Они залегают на слоях более раннего возраста и, за исключением локальных участков размыва дна, распространены повсеместно [7–10].

Полученные нами раннее результаты определения абсолютного возраста донных отложений мощностью до 2–3 м из центральной части Азовского моря свидетельствуют об их формировании в последние 3 тыс. лет (новоазовские слои). На участках донного размыва мощность новоазовских отложений может сокращаться до 1 м и менее. Под ними залегают древнеазовские и более древние отложения [4, 8–10].

Рельеф дна южной части Азовского моря характеризуется быстрым нарастанием глубин до 10 м. К северу угол наклона поверхности дна выполаживается. Сравнительно однородный характер строения донного рельефа с глубинами, понижающимися к центральной части моря, способствовал накоплению здесь глинистых илов. На участке Керченского пролива и прилегающей акватории широкое распространение получили глинисто-алевритовые илы и песчано-ракушечные отложения [12].

Центральную часть моря выстилают глинистые и алевритово-глинистые илы с ритмичным чередованием маломощных слоев, сложенных ракушечным материалом. Большинство отложений из этой части моря по гранулометрическому составу относится к глинистым (содержание фракции <0.01 мм 70%) или алевритово-глинистым илам (содержание фракции <0.01 мм 50%). Включения материала песчаной размерности в осадках данного района крайне незначительно и, в основном, представлено детритом биогенного происхождения (обломки створок раковин бентосных моллюсков). По мере приближения к побережью, а также в районах банок и гряд, содержание ракушечного материала, алеврита и песка в осадках увеличивается.

Отложения, залегающие на юго-западе Азовского моря на площади Арабатского залива, представлены глинистыми илами с примесью ракушечного материала. Содержание биогенного материала в осадках этой части моря значительно больше, чем в центральном районе и может достигать 50%. К берегу происходит постепенное замещение глинистых и алевритово-глинистых илов илистыми алевритами и песчано-ракушечными отложениями. Разрез донных отложений мощностью 2.34 м в районе м. Канзатип (глубина моря 8 м) сложен осадками новоазовского возраста (календарный возраст 1760 ± 110, ЛУ-8328), которые представлены средне- и тонкоилистыми прослоями текуче- и мягкопластичного глинистого ила от темно-серого до черного цвета, чередующихся с прослоями, сложенными ракушечным материалом мощностью от 2 до 50 см.

В восточной и северо-западной части акватории Азовского моря на морском дне расположены возвышенности – ракушечные банки. В восточной части моря это Железинская и Ахтарская банки, а на северо-западе – относительно мелкие изометричные в плане поднятия, расположенные южнее Бердянской и Обиточной кос. На вершинах банок и гряд отлагаются ракушечники и крупнозернистые органогенно-детритусовые пески желтого и желто-коричневого цвета, которые вниз по склону замещаются илистыми органогенно-детритусовыми песками и ниже к основанию банок – илистыми осадками с примесью ракушечного материала. Между поднятиями широкое развитие получили илистые осадки с включениями раковинного материала. В понижениях морского дна с глубинами 12–14 м, расположенных к западу от Железинской банки, также залегают глинистые илы (фракция <0.01 мм составляет 85%) черного цвета текучей консистенции. Донные осадки из этого района моря почти повсеместно имеют специфический запах сероводорода. Для отложений черного цвета с запахом сероводорода характерны маломощные прослои (в среднем 0.5–1 см), сложенные раковинами замороустойчивого моллюска *Hydrobia*. Этот морской вид выносит колебания температур от 0°С до 30°С, соленость от 5 до 35‰ и устойчив к дефициту кислорода.

В основном, донные отложения мощностью до 2–3 м в этом районе имеют новоазовский возраст. Только лишь на периферии Железинской банки мощность отложений новоазовского возраста сокращается до 0.5–1 м. Цвет осадков – от темно-серого до черного. Местами отмечается микрослоистость, обусловленная чередованием прослоев ила черного и серого цветов. Консистенция илистых отложений в верхней части – от текучей до текуче-пластичной, в нижней – до мягкопластичной. Нередко по всей мощности отобранных колонок через 20–30 см встречаются прослои мощностью 2–5 см, сложенные раковинами моллюсков (в основном, створками морского эвригалинного вида *Cerastoderma*).

В устьевой зоне Темрюкского залива в новоазовское время накапливались глинистые илы от темно-серого до черного цвета с примазками и прослойками гидротроилита и запахом сероводорода. Периодически в осадках из грунтовых колонок отмечаются включения углефицированной органики и микрослоистость (мощность слоев 1–2 мм). В кутовой области залива происходит постепенное замещение илистых осадков на отложения смешанного типа и далее к берегу – на пески, обогащенные ракушей и ракушечным детритом.

Таганрогский залив характеризуется сложным распределением осадков по площади дна. Существенное влияние на процесс седиментогенеза в приустьевой части залива оказывает река Дон. От восточной части залива к западной характер осадков закономерно изменяется. В восточной части широкое распространение получили алевритово-илистые мелкозернистые пески с включением обломков створок раковин. К западу с увеличением глубин гранулометрический состав отложений изменяется в сторону уменьшения размера частиц. Характерный узкий ареал глинистых илов наблюдается на дне осевой ложбины Таганрогского залива на глубине 5–10 м, которая в плане соответствует долине палео-Дона. Алевритовые илы и осадки смешанного типа по площади дна Таганрогского залива распространены локально и связаны постепенными латеральными переходами как с тонкодисперсными илами, так и с более крупнозернистыми песчаными отложениями. Площадь распространения этих отложений зависит от глубин, которые редко превышают четыре метра, и твердым стоком рек. Другим фактором, определяющим присутствие этого типа осадка, является близость берегов, сложенных лессовидными суглинками [7, 8]. Цвет илистых осадков Таганрогского залива – от серо-зеленого до черного. Консистенция – от текучей до текуче-мягкопластичной. Микрослоистая структура для илов не характерна ввиду периодического волнового воздействия. В кутовой части залива, а также протоках донской дельты в отложениях в виде включений отмечаются остатки углефицированной органики черного цвета (стеблей прибрежной растительности). Мощность новоазовских отложений в центральной части залива невелика. В пробах раковинного материала из грунтовых колонок, отобранных на акватории Таганрогского залива (датировка 2960 ± ± 80 л.н.), доминируют *Cerastoderma rhomboides* и *Abra segmentum*, а также отмечен *Mytilus galloprovincialis*. Так же в большом количестве присутствуют *Cerastoderma rhomboides* и *Abra segmenta* [12].

В составе осадков, отложившихся в западной и центральной частях Таганрогского залива, в хроноинтервале 5.5–4.5 тыс. л.н. (древнеазовские отложения), преобладают раковины и ракушечный детрит, переслаивающиеся с илистыми и песчаными отложениями. Севернее Чумбурской косы эти осадки залегают на мелко-среднезернистых кварц-полевошпатовых песках, содержащих тонкие прослойки (мощностью 5 мм) глинистого материала.

Анализ данных бурения и датирования береговых отложений косы Долгой (самое крупное аккумулятивное тело на южном побережье Таганрогского залива) позволяет сделать вывод, что ее основной рельеф сформировался в течение новоазовской стадии развития Азовского моря. Выделяется шесть стадий развития косы [13, 14]. Вскрытая скважинами верхняя часть отложений

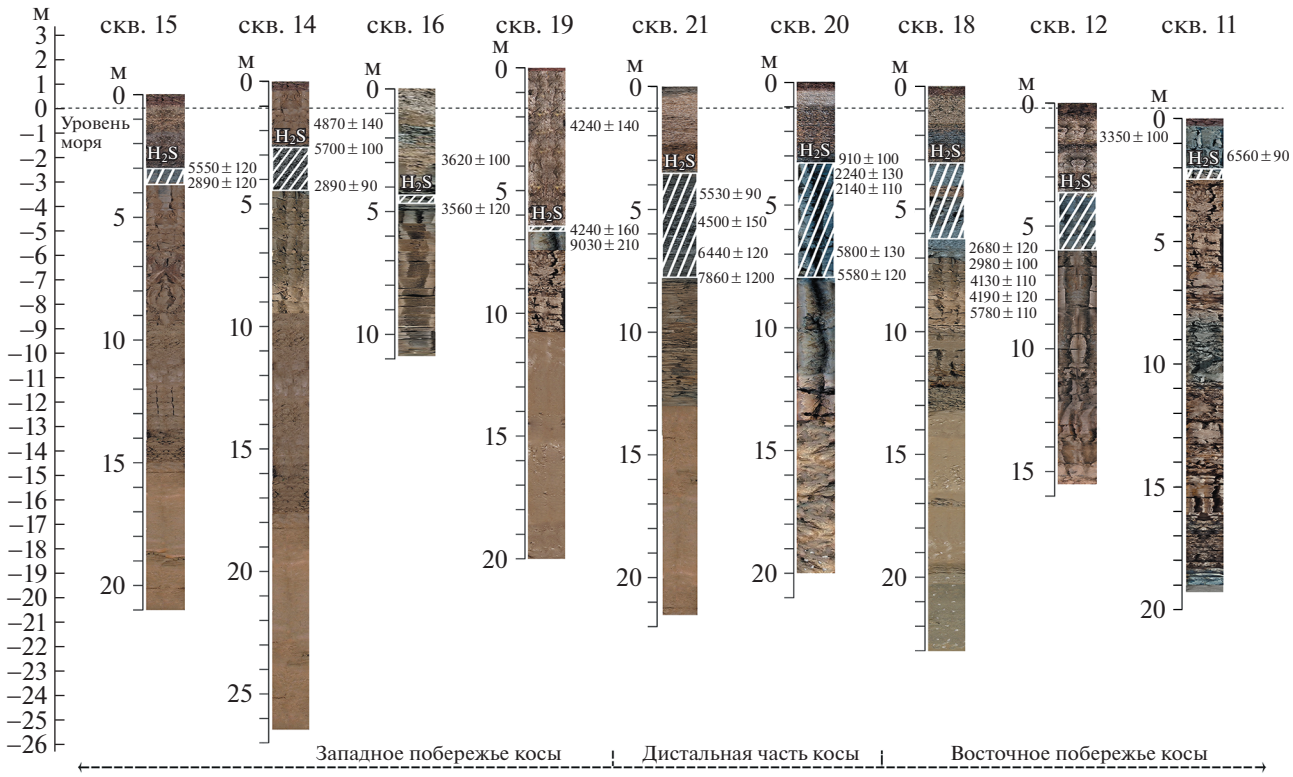

Рис. 2. Возраст отложений с включениями органики и прослоями гидротроилита в разрезах скважин, пробуренных на косе Долгой (Краснодарский край).

косы Долгой повсеместно сложена ракушечным материалом с примесью глины и суглинка. Нижняя часть разреза представлена суглинками и песками. Мощность ракушечных отложений увеличивается от корневой к дистальной части косы, при этом среди раковинного материала преобладают створки и детрит раковин моллюсков рода *Cerastoderma* (более 95%).

Строение геологических разрезов на косе Долгой отличается в зависимости от месторасположения скважин. На восточном берегу (со стороны Таганрогского залива) и на дистальной части косы в разрезах на глубине от 1.5 до 5.7 м отмечается увеличение мощности лиманно-лагунных отложений, представленных туго- и мягкопластичными иловатыми глинами темно-серого и голубовато-серого цвета с включениями раковинного материала, остатков растительности и линзами мелкозернистого илистого песка. Для них характерны включения гидротроилита и запах сероводорода. Мощность таких отложений на этих участках составляет от 1.2 до 5.3 м и увеличивается от основания к оконечности косы.

В береговых отложениях других кос Таганрогского залива и в протоках взморья Дона также периодически встречаются слои заиленных детритовых песков с ярко выраженным сероводородным запахом средней мощностью 20–30 см.

ОБСУЖДЕНИЕ

Для голоцена типична ритмичность седиментации. Сопоставляя региональную специфику колебания уровня моря в Азово-Черноморском бассейне, гляциоэвстатические изменения уровня Мирового океана, опираясь на анализ данных бурения и отбора грунтовых колонок, различают до 7–10 чередовавшихся трансгрессий и регрессий в голоцене. Формирование дельты Дона и кос Азовского моря происходило в период максимума новочерноморской (4–6 тыс. л.н.) и нимфейской (2.4–1.5 тыс. л.н.) трансгрессий [12].

Рассматривая новейшие отложения, можно обнаружить различия в их цветовой гамме, текстуре, физико-механических свойствах, видовом составе малакофауны, а также мощности и абсолютном возрасте. Все перечисленные черты указывают на смену субаэральных, мелководных или прибрежных обстановок осадконакопления. При бурении скважин и отборе грунтовых колонок на акватории и береговой зоне Азовского моря, в дельте Дона, в дельтах малых рек Приазовья (Кагальник и др.) нами были вскрыты слои и прослои осадочных отложений различной мощности характерного темного цвета (до черного) и запахом сероводорода. Эти прослои (10–20 см) и слои (1–2 м и более) характеризуются включениями

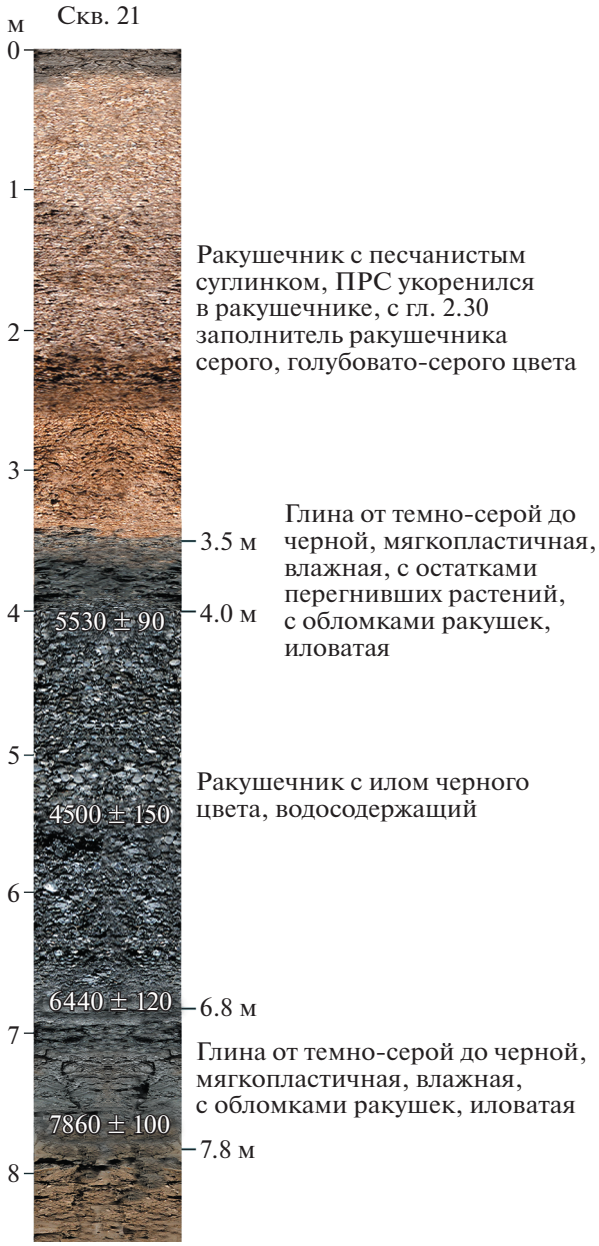

Рис. 3. Разрез скважины 21 (коса Долгая).

гидротроилита, растительных остатков и запахом сероводорода. Предположительно они формировались в условиях дефицита кислорода в условиях лагун, болот, плавней и неглубоких водотоков на осушенном дне в периоды регрессии моря (например, во время существования “Меотийского озера”). Их абсолютный возраст варьирует от 0.9 до 9.0 тыс. лет (рис. 2). На косе Долгой, а также во всех изученных разрезах слои, прослои, примазки гидротроилита лежат ниже современного уровня Азовского моря на 1.5–5.7 м (рис. 3). Известно, что гидротроилит ($FeS \cdot nH_2O$) возникает в осадках при взаимодействии гидроокислов железа со свободным сероводородом, являющимся продуктом метаболизма сульфатредуцирующих бактерий [15].

Известно, что регрессии на азовском шельфе происходили в корсунское (1.3–0.5 тыс. л.н.), фанагорийское – “Меотийское озеро” (3.1–2.5 тыс. л.н.) и новоэвскинское (12.5 тыс. л.н.) время [12]. Строение и состав древнеазовских и новоазовских отложений, сейсмоакустические исследования в Таганрогском заливе, несколько генераций древних береговых валов на косе Долгой, серия песчаных островов и мелководий на морском продолжении косы Долгой, артефакты античной цивилизации на азовском шельфе также подтверждают периодичность колебаний уровня моря в голоцене. При этом дельта Дона перемещалась к траверзу Мариуполь-коса Долгая [4, 8, 12, 16].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Акватория Азовского моря представляет информативный природный полигон для детального (углубленного) изучения процесса колебания (осциляций) уровня Мирового океана в голоцене и конкретно на этапе развития в последние 2–7 тыс. л. Здесь по разрезам донных и береговых отложений достаточно полно прослеживается изменение природных условий региона на протяжении последних нескольких тысяч лет.

Присутствие в разрезах органических остатков, раковин моллюсков, прослоев гидротроилита и характерного запаха сероводорода является важным маркирующим признаком, позволяющим определять периоды, когда на площади дна Азовского моря существовали мелководные либо субаэральные условия осадконакопления. Как показывают наши исследования колонок донных отложений и кренов с косы Долгой, совместно с радиоуглеродным определением возраста слоев, эти отложения с признаками субаэрального происхождения формировались асинхронно на разных участках дна моря в хроноинтервале от 0.9 до 9.0 тыс. лет. Такие осадки несут важную информацию об изменении природных условиях в Азовском море в голоцене.

Дальнейшие исследования предполагают комплексное изучение донных и береговых отложений Азовского моря с привлечением данных бурения и сейсмопрофилирования морского дна на акватории от Керченского пролива – Арабатской стрелки до кос Долгой, Белосарайской и далее на восток до авандельты Дона. Аналитические работы помимо литологических и малаколгических исследований должны включать определение абсолютного возраста морских осадков различными методами датирования (радиоуглеродное, OSL-датирование и датирования по короткоживущим изотопам свинца и цезия).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены при поддержке гранта РНФ № 20-17-00196.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В., Шевердяев И.В.* Голоценовая история азовского шельфа // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 1. С. 42–53. https://doi.org/10.7868/S25000640190105
2. *Хрусталев Ю.П., Александрова Э.В., Толоконникова Л.И.* Сульфатредукционные процессы в осадках Азовского моря // Географические аспекты изучения гидрологии и гидрохимии Азовского бассейна. Л.: ГО СССР, 1981. С. 115–125.
3. *Федоров Ю.А., Доценко И.В., Кузнецов А.Н., Белов А.А., Логинов Е.А.* Закономерности распределения $C_{орг.}$ в донных отложениях российской части Азовского моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 2. С. 229–236.
4. *Матишов Г.Г., Польшин В.В., Ковалёва Г.В., Титов В.В.* Литология и биостратиграфия голоценовых отложений Азовского моря: итоги 15-летних исследований // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 3. С. 24–34. https://doi.org/10.7868/S25000640190303
5. *Овсяный Е.И., Коновалов С.К., Митропольский А.Ю., Котельянц Е.А.* Органический углерод и карбонатность современных донных отложений Керченского пролива // Геохимия. 2015. № 12. С. 1120–1131. https://doi.org/10.7868/S0016752515120079
6. *Рязанцев Г.Б., Мнацаканян В.Г., Мысливец В.И., Шипилова Л.М.* Условия образования газов в донных илах Азовского моря //Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2015. № 1. С. 86–92.
7. *Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П.* и др. Геология Азовского моря. Киев: Наукова думка, 1974. 248 с.
8. *Матишов Г.Г.* Сейсмопрофилирование и картирование новейших отложений дна Азовского моря // Вестник Южного научного центра РАН. 2007. Т. 3. № 3. С. 32–40.
9. *Польшин В.В.* Донные отложения позднего голоцена Азовского моря // Геология, география и экология океана. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. 2009. С. 269–272.
10. *Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Арсланов Х.А., Дюжова К.В., Польшин В.В., Золотарева А.Е.* Результаты радиоуглеродного датирования голоценовых отложений Азовского моря // ДАН. 2018. Т. 479. № 6. С. 655–658. https://doi.org/10.7868/S0869565218120113
11. *Матишов Г.Г., Дюжова К.В., Ковалева Г.В., Польшин В.В.* Новые данные об осадконакоплении и биостратиграфии древнее и новоазовских отложений (Азовское море) // ДАН. 2016. Т. 467. № 4. С. 463–467. https://doi.org/10.7868/S0869565216100194
12. *Матишов Г.Г., Титов В.В., Ковалева Г.В. и др.* Палеогеография Приазовья в голоцене. Ростов-на-Дону: Изд- во ЮНЦ РАН, 2019. 224 с.
13. *Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В.* Исследования отложений кос Азовского моря (на примере косы Долгой) // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 158–161. https://doi.org/10.31857/S0030157420010165
14. *Матишов Г.Г., Польшин В.В., Коваленко Е.П., Григоренко К.С.* Палеоокеанология Азовского моря в голоцене (по данным бурения и изучения малакофауны на косе Долгой) // Океанология. 2021. Т. 61. № 4. С. 609–619. https://doi.org/10.31857/S0030157421030084
15. *Феронский В.И., Поляков В.А., Куприн П.Н., Власова Л.С.* Гидротроилит как биоиндикатор палеогидрологических и палеоклиматических процессов в бассейне Каспийского моря // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. С. 439–455. https://doi.org/10.7868/S0321059614040075
16. *Маев Е.Г., Мысливец В.И., Зверев А.С.* Строение верхнего слоя осадков и рельеф дна Таганрогского залива Азовского моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2009. № 5. С. 78–82.

FEATURES OF SUBAERAL SEDIMENTATION IN THE HOLOCENE SEDIMENTS OF THE SEA OF AZOV

Academician of the RAS G. G. Matishov[a,#], V. V. Polshin[a], and V. V. Titov[a]

[a] *Federal Research Centre the Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russian Federation*

[#] *E-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru*

The level of the Sea of Azov repeatedly changed during the Holocene. In last years, SSC RAS staff have selected more than 200 bottom cores in various parts of the water area and drilled 24 boreholes in the coastal zone, which made it possible to obtain new data on bottom sediments of the Holocene age. Their granulometric composition varies by seabed area from clayey silts to sands and gravels. One of the important features of bottom and coastal sediments is the presence of a significant amount of organic remains, inclusions of hydrotroilite and the characteristic smell of hydrogen sulfide in the studied sections. In the Sea of Azov, such deposits occur both on the bottom surface and on the underlying horizons. In the coastal zone, they are exposed in the sections of boreholes below the modern sea level and have a New- and Old Azovian age. The presence of such deposits is interpreted as markers of shallow water sedimentation environments.

Keywords: Sea of Azov, bottom sediments, bottom fauna, sea level fluctuations, sedimentation conditions, organic matter, absolute age dating

EDN: RJIUVD
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 98–103

ГЕОГРАФИЯ

УДК 631:4

ЛИПИДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОЧВ СУХОСТЕПНЫХ ЛАНДШАФТОВ СЕЛЕНГИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ

© 2022 г. Е. П. Никитина[1,*], Е. Ц. Пинтаева[1], Л. Д. Раднаева[1], Л. Б. Буянтуева[2], академик РАН А. К. Тулохонов[1]

Поступило 18.05.2022 г.
После доработки 30.05.2022 г.
Принято к публикации 02.06.2022 г.

Липидные компоненты представляют собой важную составляющую органических остатков, поступающих в почву, и часто используются в качестве биомаркеров для исследования происхождения и эволюции органического вещества почвы. Впервые методом газо-хромато-масс-спектрометрии определен состав основных липидных компонент (жирные кислоты, жирные спирты, гидроксикислоты и др.) в почвах сухостепных ландшафтов Селенгинского среднегорья. По количественному содержанию липидных маркеров определено общее микробное число прокариот. Показано, что верхние гумусовые горизонты почв характеризуются наибольшим содержанием липидных компонент (351.6–842.5 мкг/г) и численностью прокариот (7.1–35.6 × 10^6 кл/г) относительно нижних. Выявлены значимая прямая корреляция содержания липидных компонент и численности прокариот с содержанием органического углерода и обратная с глубиной залегания почвенных горизонтов. Полученные данные распределения маркеров растительного и бактериального источников органического вещества указывают на значимый вклад подземной и микробной биомассы в органический углерод почв, особенно в верхних горизонтах. Кроме того, достаточно высокие значения индекса четности углерода указывают на медленные темпы деструкции поступающих органических остатков в исследуемых почвах.

Ключевые слова: Селенгинское среднегорье, каштановые почвы, липидные компоненты
DOI: 10.31857/S268673972260076X

ВВЕДЕНИЕ

Селенгинское среднегорье расположено в пределах Западного Забайкалья и занимает среднюю часть бассейна р. Селенга. Внутриконтинентальное положение региона и расчлененный характер рельефа определяют резкую и частую пространственную изменчивость климата, который в целом характеризуется континентальностью и ярко выраженной засушливостью [1]. Здесь, на южных склонах межгорных понижений, подгорных шлейфах сопок, нижней части хребтов и террасовидных повышениях формируются сухостепные ландшафты с преобладанием каштановых почв [2]. Данные почвы имеют легкий гранулометрический состав и почти повсеместно подвержены дефляции [3]. Являясь самыми теплообеспеченными почвами региона, они характеризуются малой мощностью гумусового горизонта, щебнистостью, слабой водоудерживающей способностью и низкой влагоемкостью, что отличает их от типичных каштановых суглинистых почв Европейской части России [4]. Отношение надземной фитомассы к подземной в каштановых почвах Забайкалья гораздо ниже и на долю корневой системы приходится по оценкам разных авторов от 88 до 97% от общих запасов фитомассы, большая часть которой сконцентрирована в верхнем 0–20 см слое [5, 6]. Все вышеперечисленное влияет на биологическую активность почвы и скорость деструкционных процессов органического вещества [3].

Неспецифические органические вещества почв, в частности липидные компоненты, образуются при деструкции растительных и, в меньшей степени, животных остатков, микробной биомассы [9, 10]. В настоящее время они часто используются в качестве маркеров для исследования происхождения и путей трансформации органического вещества в почве [7, 8]. По сравнению с другими органическими соединениями они обладают относительно более высокой устойчивостью к внешним воздействиям, что обусловливает от-

[1] *Байкальский институт природопользования Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия*
[2] *Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова, Улан-Удэ, Россия*
**E-mail: lenauude@mail.ru*

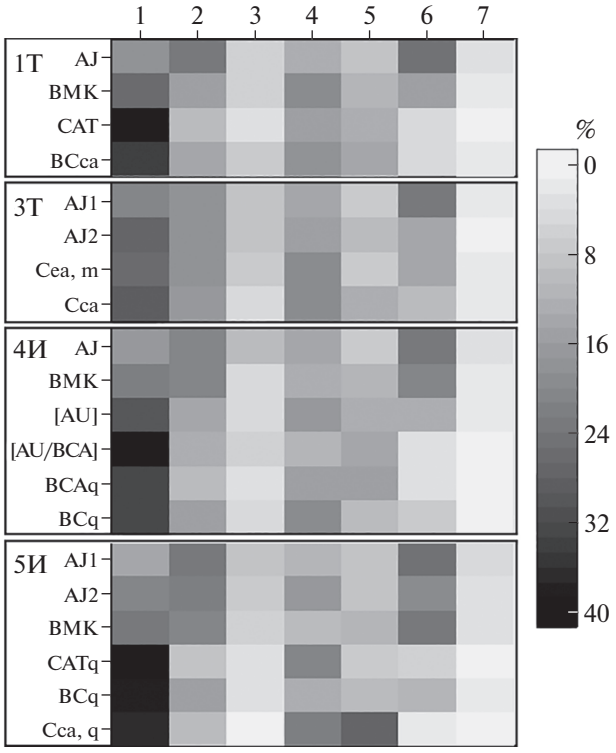

Рис. 1. Состав основных липидных компонент по профилям исследуемых почв (в %). 1 – КНЖК; 2 – ДНЖК; 3 – разветвленные ЖК; 4 – МНЖК; 5 – жирные спирты; 6 – гидроксикислоты; 7 – дикарбоновые кислоты.

носительную стабильность их содержания и надежную идентификацию в естественных почвах [11]. Кроме того, широкий спектр липидных молекул используется в качестве биомаркеров функционального разнообразия почвы и почвенной биоты [8, 12]. Таким образом, целью данной работы было исследование липидных компонентов как биомаркеров органического вещества в почвах сухостепных ландшафтов Селенгинского среднегорья.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования послужили образцы почв, формирующихся в пределах сухостепной зоны Селенгинского среднегорья. Исследования проводились методом ключевых участков. Первый ключевой участок располагался в западной части Тугнуйской котловины в основании южного склона хребта Цаган-Дабан, где были диагностированы каштановая типичная (1T; AJ–BMK–CAT–BCca) и светлогумусовая (3T; AJ1–AJ2–Cca,m–Cca) почвы. Второй ключевой участок был заложен в подножии юго-западного склона хребта Хамар-Дабан на контакте с Иволгинской котловиной, где были вскрыты каштановая с погребенным профилем чернозема гидрометаморфизированного (4И; AJ–BMK–[AU]–[AU/BCA]–BCAq–BCq) и каштановая квазиглеевая (5И; AJ1–AJ2–BMK–CATq–BCq–Cca,q) почвы. Исследуемые почвы формировались под ковыльно-разнотравными сообществами с довольно низким проективным покрытием (20–45%), в которых наибольшая фитоценотическая роль принадлежала многолетним дерновинным злакам *Stipa krylovii* Roshev, *Cleistogenes sguarrosa* (Trin.) Keng, *Agropyron cristatum* (L.), *Poa attenuate* Trin. Вторыми по фитоценотической значимости выступали растения, относящиеся к степному ксерофитному разнотравью – *Artemisia frigida* (Willd.), *Potentilla acaulis* L., *Potentilla bifurca* L.

Отбор почвенных образцов проводили согласно генетическим горизонтам в конце июля 2020 г. Содержание органического углерода было определено по методу Тюрина [13]. Липидные компоненты были проэкстрагированы методом кислого метанолиза в растворе HCl/метанол в течение одного часа при 80°C [14]. Процентный состав смеси вычисляли по площади газо-хроматографических пиков. Качественный и количественный анализ липидных компонент был основан на сравнении времен удерживания и полных масс-спектров соответствующих чистых соединений с использованием библиотеки данных NIST14 и стандартных смесей Bacterial Acid Methyl Esters (CP Mix, Supelco, Bellefonte, PA, USA) и Fatty Acid Methyl Esters (FAME Mix 10 мг/мл в CH_2Cl_2,

Supelko), а также по количеству введенного стандарта (дейтерометиловый эфир тридекановой кислоты). Расчет общей микробной численности (ОМЧ) проводили согласно Верховцевой, Осипову [15]. Индекс четности углерода рассчитывали согласно Wiesenberg et al. [16].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате работы было идентифицировано от 58 до 93 соединений в зависимости от глубины залегания горизонта. Основными компонентами липидной фракции были насыщенные и мононенасыщенные жирные кислоты, жирные спирты, гидроксикислоты (рис. 1). В небольших количествах в липидной фракции были также обнаружены дикарбоновые кислоты, альдегиды и стерины. Процентное содержание короткоцепочечных насыщенных (КНЖК) и мононенасыщенных (МНЖК) жирных кислот, а также жирных спиртов с глубиной имело тенденцию к увеличению. В то время как содержание длинноцепочечных (ДНЖК) и разветвленных жирных кислот, гидроксикислот уменьшалось.

Общее содержание липидов в исследуемых почвах имело регрессионный характер. Максимальные значения были отмечены в верхних гумусовых горизонтах (351.6–842.5 мкг/г), в подповерхностных горизонтах их количество уменьшалось в два–три раза (рис. 2). С помощью метода масс-спектрометрии микробных маркеров было рассчитано общее микробное число (ОМЧ). Наибольшие показатели численности прокариот были обнаружены в верхних почвенных горизонтах ($7.1–35.6 \times 10^6$ кл/г), резко снижаясь с глубиной. При сравнении результатов содержания липидных компонент и ОМЧ между разными почвенными профилями существенные различия отмечены только в поверхностных горизонтах исследуемых почв. Наибольшими значениями вышеуказанных показателей характеризовался AJ1-горизонт каштановой квазиглеевой почвы, что, вероятно, обусловлено более благоприятным водным режимом почвы и достаточно высоким содержанием Сорг. Наименьшее содержание липидов и ОМЧ отмечено в AJ1-горизонте неполнопрофильной светлогумусовой почвы. Была выявлена значимая прямая корреляция содержания липидных компонент и ОМЧ с содержанием органического углерода ($r = 0.78$ и $r = 0.86$ $p < 0.05$) и обратная с глубиной залегания почвенных горизонтов ($r = -0.74$ и $r = -0.80$, $p < 0.05$).

Во всех образцах исследуемых почв обнаружено большое количество коротко- и длинноцепочечных насыщенных жирных кислот в диапазоне от C9 до C30, среди которых НЖК с четным числом атомов углерода сильно преобладали над НЖК с нечетным. Содержание ДНЖК в верхних горизонтах варьировало от 64.5 до 198.1 мкг/г, с преобладанием тетракозановой и докозановой кислот. Содержание КНЖК было несколько меньше и составляло 71.0–125.0 мкг/г. Поскольку ДНЖК имеют растительное происхождение [9, 10], в верхних горизонтах почв, куда поступает растительный опад и сконцентрирована основная масса корней, ДНЖК преобладали над КНЖК. С глубиной содержание обеих групп резко уменьшалось, а также изменялось их соотношение – уже в подповерхностных горизонтах начинали преобладать КНЖК с доминирующими гексадекановой и октадекановой кислотами. Скорее всего это связано с изменением основных источников поступления органических веществ – вероятно в более глубоких слоях почвы они представлены корневыми остатками и микробной биомассой, в которых преобладают КНЖК [7].

Для оценки степени деградации органического вещества используют индекс четности углерода ($CPI_{ЖК}$): значения, близкие к единице, указывают на сильно деградированные органические остатки, значения больше двух соответствуют свежей и/или хорошо сохранившейся биомассе [16]. Для исследуемых почв в целом отмечены высокие значения $CPI_{ЖК}$ (3.9–7.5), которые согласуются с ранее полученными выводами о медленных темпах деструкции органических остатков в каштановых почвах Забайкалья [3]. При этом, согласно полученным значениям $CPI_{ЖК}$, гумусовые горизонты исследуемых почв характеризуются более активными процессами деструкции органического вещества, по сравнению с остальным почвенным профилем.

Содержание разветвленных жирных кислот *изо-/антеизо*-C13:0 – C19:0 и 10-Me-C16:0 варьировало от 32.2 до 70.9 мкг/г в верхних горизонтах, резко уменьшаясь вниз по профилю исследуемых почв. Среди вышеперечисленных жирные кислоты *изо*-15:0, *антеизо*-15:0, *изо*-16:0, *изо*-17:0, *антеизо*-17:0 являются маркерами для грамположительных бактерий, 10-метилированные ЖК – специфическими для актиномицетов [11, 12]. Ненасыщенные жирные кислоты были представлены в основном изомерами гексадеценовой и октадеценовой кислот. Более высоким содержанием отличались 18:1ω9, которая является маркером высшей растительности [11] и 16:1ω7, 18:1ω7, являющиеся маркерами для грамотрицательных бактерий [12].

Обнаружены жирные спирты с углеродным числом в диапазоне от C12 до C28, с преобладанием 1-октадеканола, 1-докозанола и 1-тетракозанола. Длинноцепочечные жирные спирты (>C21) превосходили по содержанию короткоцепочечные (<C21), особенно в верхних горизонтах. Считается, что длинноцепочечные жирные спирты с четным числом углерода являются маркерами восков листьев наземных высших растений, а короткоцепочечные, вместе с нечетными алканола-

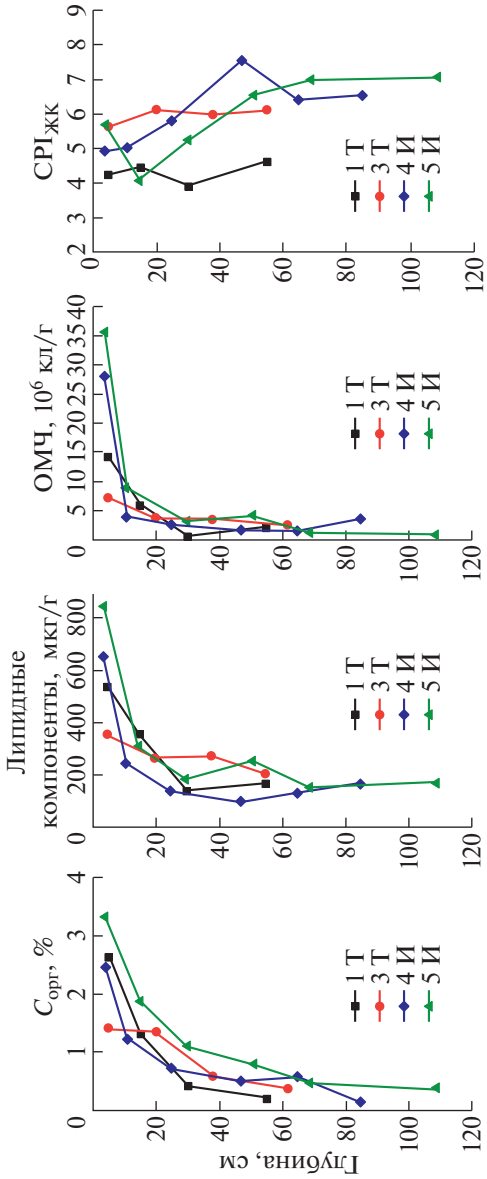

Рис. 2. Изменение содержания органического углерода, липидных компонент, общего микробного числа и индекса четности углерода вдоль профиля исследуемых почв.

ми 15:0 OH, C17:0 OH, C19:0 OH и C21:0 OH, могут указывать на бактериальный вклад [8].

Содержание гидроксикислот в верхних горизонтах варьировало от 81.2 до 203.3 мкг/г, резко снижаясь вниз по профилю почв. Среди них преобладали 2h24:0 (до 71.5 мкг/г), ω-h24:0 (до 25.2 мкг/г) и ω-h22:0 (до 20.6 мкг/г). В небольших количествах были обнаружены дикарбоновые кислоты с длиной цепи C16-C22 и четным числом атомов (0.4–30.6 мкг/г). Преобладание среди ω-гидроксикислот длинноцепочечных и наличие дикарбоновых кислот указывает на значительный вклад корневой биомассы в почвенное органическое вещество, т.к. они являются типичными биомаркерами суберина [10, 17, 18].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, исследование липидных компонент в почвах сухостепных ландшафтов Селенгинского среднегорья показало значительное отличие верхних горизонтов от остального почвенного профиля. Полученные данные распределения жирных кислот, жирных спиртов, гидроксикислот и дикарбоновых кислот указывают на то, что органическое вещество верхних горизонтов состоит из наземного опада и корней с достаточно высоким вкладом микробной биомассы. Вниз по профилю идет резкое уменьшение содержания органических веществ, источником которых являются преимущественно корневые остатки и микроорганизмы. Кроме того, достаточно высокие значения $CPI_{ЖК}$ указывают на медленные темпы деструкции поступающих органических веществ в данных почвах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность Ж.А. Тыхееву за помощь в проведении съемки образцов на газовом хроматографе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (грант № 075-15-2020-787 на реализацию крупного научного проекта “Основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической ситуации на Байкальской природной территории”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Батуев А.Р., Буянтуев А.Б., Снытко В.А.* Геосистемы и картографирование эколого-географических ситуаций приселенгинских котловин Байкальского региона. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 164 с.
2. *Убугунов Л.Л., Гынинова А.Б., Белозерцева И.А.* и др. Разнообразие и закономерности пространственной организации почв бассейна оз. Байкал // Успехи современного естествознания. 2018. № 5. С. 142–151.
3. *Чимитдоржиева Г.Д., Цыбикова Э.В.* Своеобразие каштановых почв южных котловин Сибири // Аридные экосистемы. 2018. Т. 24. № 4 (77). С. 29–35.
4. *Панкова Е.И., Черноусенко Г.И.* Сопоставление каштановых почв Центральной Азии с их аналогами в других почвенно-географических провинциях сухостепной зоны суббореального пояса Евразии // Аридные экосистемы. 2018. Т. 24. № 2 (75). С. 13–22.
5. *Меркушева М.Г., Аненхонов О.А., Бадмаева Н.К., Сосорова С.Б.* Степные сообщества на каштановых почвах Западного Забайкалья: разнообразие и биопродуктивность // Аридные экосистемы. 2014. Т. 20. № 3(60). С. 59–69.
6. *Лаврентьева И.Н., Меркушева М.Г., Убугунов Л.Л.* Оценка запасов органического углерода и потоков CO_2 в травяных экосистемах Западного Забайкалья // Почвоведение. 2017. № 4. С. 29–44.
7. *Angst G., John S., Mueller C.W., et al.* Tracing the Sources and Spatial Distribution of Organic Carbon in Subsoils Using a Multi-biomarker Approach // Scientific Reports. 2016a. 6:29478. P. 1–12.
8. *Atanassova I., Harizanova M., Banov M.* Free Lipid Biomarkers in Anthropogenic Soils // In: Soil Health Restoration and Management, Ed. R.S. Meena. Singapore: Springer, 2020. P. 321–355.
9. *Kögel-Knaber I.* The Macromolecular Organic Composition of Plant and Microbial Residues as Inputs to Soil Organic Matter // Soil Biology and Biochemistry. 2002. № 34. P. 139–162.
10. *Otto A., Shunthirasingham C., Simpson M.J.* A Comparison of Plant and Microbial Biomarkers in Grassland Soils from the Prairie Ecozone of Canada // Organic Geochemistry. 2005. V. 36. № 3. P. 425–448.
11. *Розенцвет О.А., Федосеева Е.В., Терехова В.А.* Липидные биомаркеры в экологической оценке почвенной биоты: анализ жирных кислот // Успехи современной биологии. 2019. Т. 139. № 2. С. 161–177.
12. *Fang J., Dasgupta S., Zhang L., Zhao W.* Lipid Biomarkers in Geomicrobiology: Analytical Techniques and Applications // In: Analytical Geomicrobiology. United Kingdom: Cambridge University Press, 2019. P. 341–359.
13. Практикум по агрохимии. Минеева В.Г. (ред.) М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 689 с.
14. *Pintaeva E.Ts.* Lipid Biomarkers in Paleoreconstruction of Lake Sedimentogenesis // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 320. № 1. URL: https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/320/1/012016
15. *Верховцева Н.В., Осипов Г.А.* Метод газовой хроматографии – масс-спектрометрии в изучении мик-

робных сообществ почв агроценоза // Проблемы агрохимии и экологии. 2008. № 1. С. 51–54.

16. *Wiesenberg G.L.B., Andreeva D.B., Chimitdorgieva G.D., et al.* Reconstruction of Environmental Changes during the Late Glacial and Holocene Reflected in a Soil-sedimentary Sequence from the Lower Selenga River Valley, Lake Baikal Region, Siberia, Assessed by Lipid Molecular Proxies // Quaternary International. 2015. 365. P. 190–202.
17. *Kolattukudy P.E., Espelie K.E.* Chemistry, Biochemistry, and Function of Suberin and Associated Waxes // In: Natural Products of Woody Plants. Berlin; Heidelberg: Springer, 1989. P. 304–367.
18. *Angst G., Heinrich L., Kögel-Knabner I., Müller C.W.* The Fate of Cutin and Suberin of Decaying Leaves, Needles, Roots – Inference of the Initial Decomposition of Bound Fatty Acids // Organic Geochemistry. 2016. V. 95. P. 81–92.

LIPID COMPONENTS OF THE SOILS IN DRY-STEPPE LANDSCAPES OF THE SELENGA MOUNTAINS

E. P. Nikitina[a,#], E. Ts. Pintaeva[a], L. D. Radnaeva[a], L. B. Buyantueva[b], and Academician of the RAS A. K. Tulokhonov[a]

[a] *Baikal Institute of Nature Management, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*

[b] *Banzarov Buryat State University, Ulan-Ude, Russian Federation*

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

Lipid components are an important component of organic residues entering the soil and are often used as biomarkers to investigate the origin and evolution of soil organic matter. The composition of the main lipid components (fatty acids, fatty alcohols, hydroxyacids, etc.) in the soils of dry-steppe landscapes of the Selenga Mountains was determined using gas chromatography–mass spectrometry. According to the quantitative content of lipid markers, the total microbial count of prokaryotes was determined. It is shown that the upper humus horizons of soils are characterized by the highest content of lipid components (351.6–842.5 μg/g) and total microbial count ($7.1–35.6 \times 10^6$ cell/g) relative to the lower. A significant direct correlation between the content of lipid components and the number of prokaryotes with soil organic carbon and the inverse correlation with the depth was revealed. The obtained data on the distribution of markers of terrestrial and bacterial sources of organic matter indicate a significant contribution of the underground and microbial biomass to total microbial count, especially in the upper horizons. In addition, rather high carbon preference index values indicate the slow rate of decomposition of organic residues in these soils.

Keywords: Selenga Mountains, chestnut soils, lipid components

EDN: ACTSJD
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 104–110

ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.89

ПЕРВЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОКИНСКОГО ПЛАТО (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

© 2022 г. Е. В. Безрукова[1,*], С. А. Решетова[1], Е. В. Волчатова[1], академик РАН М. И. Кузьмин[1]

Поступило 16.05.2022 г.
После доработки 01.06.2022 г.
Принято к публикации 02.06.2022 г.

Центральная часть Окинского плато в горах Восточного Саяна остается одним из самых слабо изученных в палеогеографическом отношении районов Южной Сибири. Цель исследований заключалась в реконструкции истории природной среды центральной части Окинского плато в среднем-позднем голоцене и сравнении региональных изменений природной среды с их глобальными вариациями. На основе результатов палинологического анализа донных отложений оз. Саган-Нур проведены качественная реконструкция состава растительности в бассейне озера и количественная реконструкция доминирующих типов растительности с помощью метода биомизации. Реконструкция предполагает преобладание в бассейне оз. Саган-Нур тундровой растительности из кустарниковой березки, ольховника, ивы с участками лесной растительности из ели и лиственницы ок. 8120–7000 калиброванных лет назад (кал. л.н.). Климат был резко континентальным с высоким почвенным увлажнением из-за таяния летом многолетней мерзлоты. Расширение лесного биома с сосной обыкновенной в центральной части Окинского плато началось ок. 7000 кал. л.н. в условиях потепления климата и перестройки гидросети. Начиная с ~3200 кал. л.н. в бассейне озера преобладали лиственничные леса с участием сосны сибирской, что позволяет сделать вывод о более холодном, чем ранее, климате последних 3200 лет в бассейне оз. Саган-Нур. Реконструированная история природной среды центральной части плато будет способствовать определению наиболее перспективных озер и их бассейнов в горах Восточного Саяна для обеспечения их устойчивого развития с помощью специальных проектов (образовательных, туристических, геоохранных).

Ключевые слова: Восточная Сибирь, палинологический анализ, донные отложения, динамика растительности и биомов, изменения климата

DOI: 10.31857/S2686739722600722

Исследования пространственных и временных закономерностей палеоклиматических изменений в голоцене необходимы для понимания механизмов воздействия на природную среду и изучения возможных изменений в будущем. Однако непрерывные, детальные и хорошо датированные записи изменения природной среды голоцена в горах юга Восточной Сибири очень редки. Особенно ценную палеогеографическую информацию хранят донные отложения озер, которые содержат, в том числе и различные палиноморфы, наиболее часто используемые для реконструкции региональной растительности, ландшафтов и климата прошлого. Поэтому целью настоящего исследования стали реконструкция истории природной среды центральной части Окинского плато на основе палинологической записи из отложений оз. Саган-Нур и выявление особенностей региональных изменений природной среды в контексте их глобальных вариаций.

Ультрапресное оз. Саган-Нур является одним из самых живописных, но очень слабо изученных географических объектов Окинского плато. Озеро расположено в междуречье р. Оки и р. Сорок, в межгорной котловине, в окружении гор высотой до 1824 м над у.м. Площадь водосборного бассейна оз. Саган-Нур составляет 8.5 км^2, максимальная глубина – 23 м, с севера на юг озеро простирается на 3.2 км, площадь водной поверхности около 1 км^2 [1] (рис. 1). Сток воды происходит в р. Ока. Питание озера обеспечивается атмосферными осадками, небольшой вклад вносят и грунтовые воды [1].

Климат Окинского плато умеренный, резко континентальный, с коротким и относительно теплым летом. Зимой в регионе доминирует Си-

[1] *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия*
**E-mail: bezrukova@igc.irk.ru*

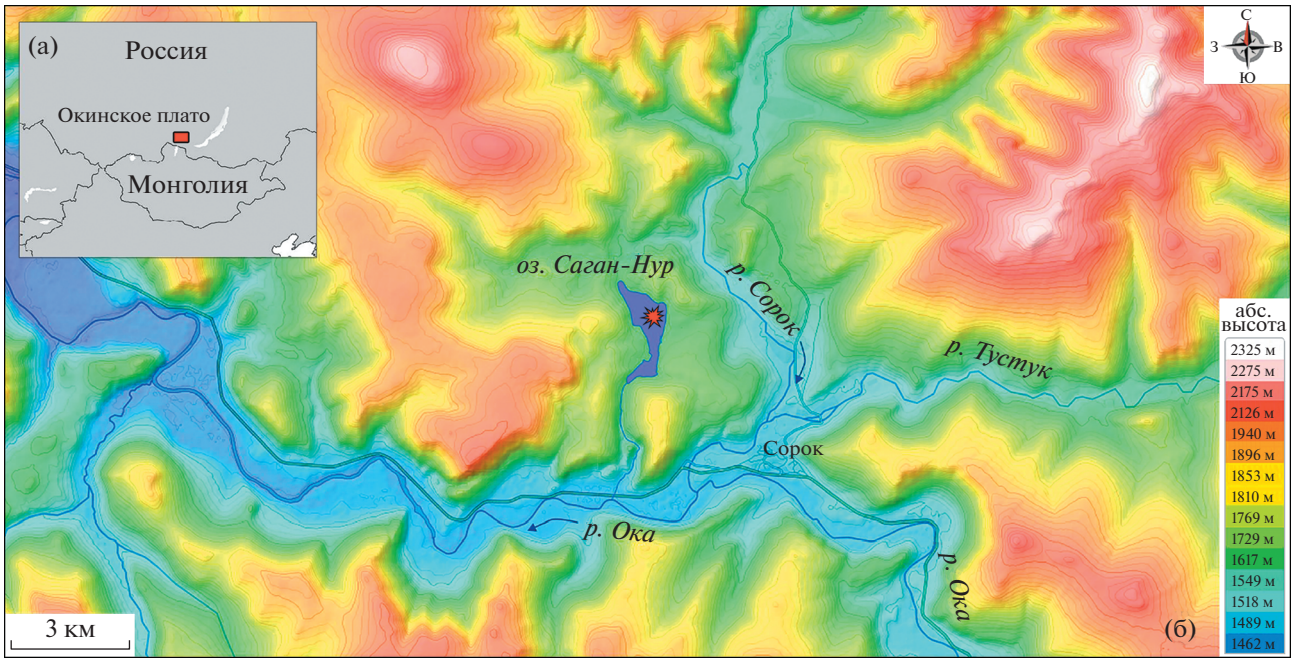

Рис. 1. Положение Окинского плато на юге Восточной Сибири (а). Гипсометрическая схема центральной части плато и местонахождение оз. Саган-Нур (б). Красной звездочкой показана точка бурения донных отложений озера.

бирский антициклон, летом погоду контролирует западный атмосферный перенос. Средняя температура воздуха июля, января и года составляет +13.1°C, –24.4°C и –5.1°C соответственно. Средняя годовая сумма атмосферных осадков не превышает 325 мм, 95% которых выпадает с мая по сентябрь [1].

В растительности Окинского плато доминируют лиственничные из *Larix sibirica* леса и редколесья, характерные для горно-таежного пояса континентального и резко-континентального климатических секторов Алтае-Саянской горной области [2]. Степная растительность занимает хорошо прогреваемые южные склоны, луговая – речные долины. Уникальное сочетание остепненных участков и лиственничной тайги придают геосистемам региона высокое значение для природопользования. Это один из немногих регионов России, где разводят яков. В водосборном бассейне и на берегах оз. Саган-Нур преобладают лиственничные кустарниковые леса, долинная лугово-болотная растительность, иногда с елью (*Picea obovata)* и лиственницей, лиственничные с березой (*Betula pendula*) и иногда с сосной сибирской (*Pinus sibirica*) леса и редколесья [1].

Донные отложения оз. Саган-Нур были опробованы в 2020 г. Длина керна составила 187 см. В его литологическом составе преобладают биогенно-терригенные илы с доминированием в них глинистой фракции до 50–80%. Возраст отложений определен радиоуглеродным методом по валовому органическому веществу пяти образцов. Датирование проведено в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Значения радиоуглеродного возраста откалиброваны в программе OxCal с использованием калибровочной кривой Int Cal20 [3]. Результаты датирования представлены в табл. 1.

Результаты радиометрического датирования верхних 10 см керна с использованием неравновесного свинца ^{210}Pb в Институте геологии и минералогии СО РАН показали, что значение резервуарного эффекта для отложений оз. Саган-Нур составляет 470 лет. Это значение затем было вычтено из всех значений радиоуглеродных датировок, и расчет возраста каждого сантиметра в керне из оз. Саган-Нур проведен методом интерполяции между двумя соседними датами с учетом средней скорости осадконакопления между ними.

Плотность сухого осадка (ПСО), рассматриваемая как показатель повышенного поступления в озерные отложения минеральной составляющей, рассчитана для каждого сантиметра по известной методике [4]. Палинологический анализ выполнен для каждого второго сантиметра в керне, что позволило получить среднее временное разрешение записи в 100 лет. Расчет процентного содержания таксонов, построение спорово-пыльцевой диаграммы и выделение трех локальных пыльцевых зон ЛПЗ (СГН-1-3, рис. 2) проведены в про-

Таблица 1. Результаты *УМС^{14}С-датирования отложений оз. Саган-Нур и калиброванные значения радиоуглеродного возраста

Лабораторный номер	Глубина (см)	^{14}С значение, лет назад (л.н.)	Калиброванный возраст калиброванных лет назад (кал. л.н.), 95% доверительный интервал	Среднее значение калиброванного возраста (кал. л.н.) с учетом резервуарного эффекта
9370-IGAN$_{AMS}$	10–11	545 ± 20	520–635	78
9371-IGAN$_{AMS}$	43–44	2465 ± 25	2387–2709	1990
9373-IGAN$_{AMS}$	110–111	6320 ± 30	6994–7310	6670
9374-IGAN$_{AMS}$	160–161	7420 ± 30	8073–8328	7770
9375-IGAN$_{AMS}$	184–185	7730 ± 30	8449–8909	8120

* Ускорительная масс-спектрометрия.

грамме TILIA 1.7.16 [5]. Расчет процентного содержания индивидуальных пыльцевых таксонов основан на сумме пыльцы древесных и недревесных растений. Процентное содержание спор рассчитано на основе общей суммы наземной пыльцы и спор, принятой за 100%. Метод реконструкции биомов применен нами для количественной реконструкции растительности. Биомы – крупная региональная биосистема, в которой преобладает определенный тип растительности (напр,, тундра, тайга, степь, пустыня). Биом состоит из единиц более низкого ранга – функциональных типов растительности [6]. Для реконструкции биомов согласно методу, предложенному в работе [6], все пыльцевые таксоны из палинологической записи оз. Саган-Нур (рис. 2) были отнесены к соответствующим биомам с использованием таксон-функционального типа растительности–биом матрицы, уже применявшейся для юга Восточной Сибири [7]. На рис. 3 показаны биомы, набравшие наивысший балл хотя бы для одного анализируемого спектра.

Состав спорово-пыльцевых спектров (СПС) зоны СГН-3 и реконструкция биомов предполагают мозаичный растительный покров из кустарниковых тундр с березкой (*Betula nana*), ольховником

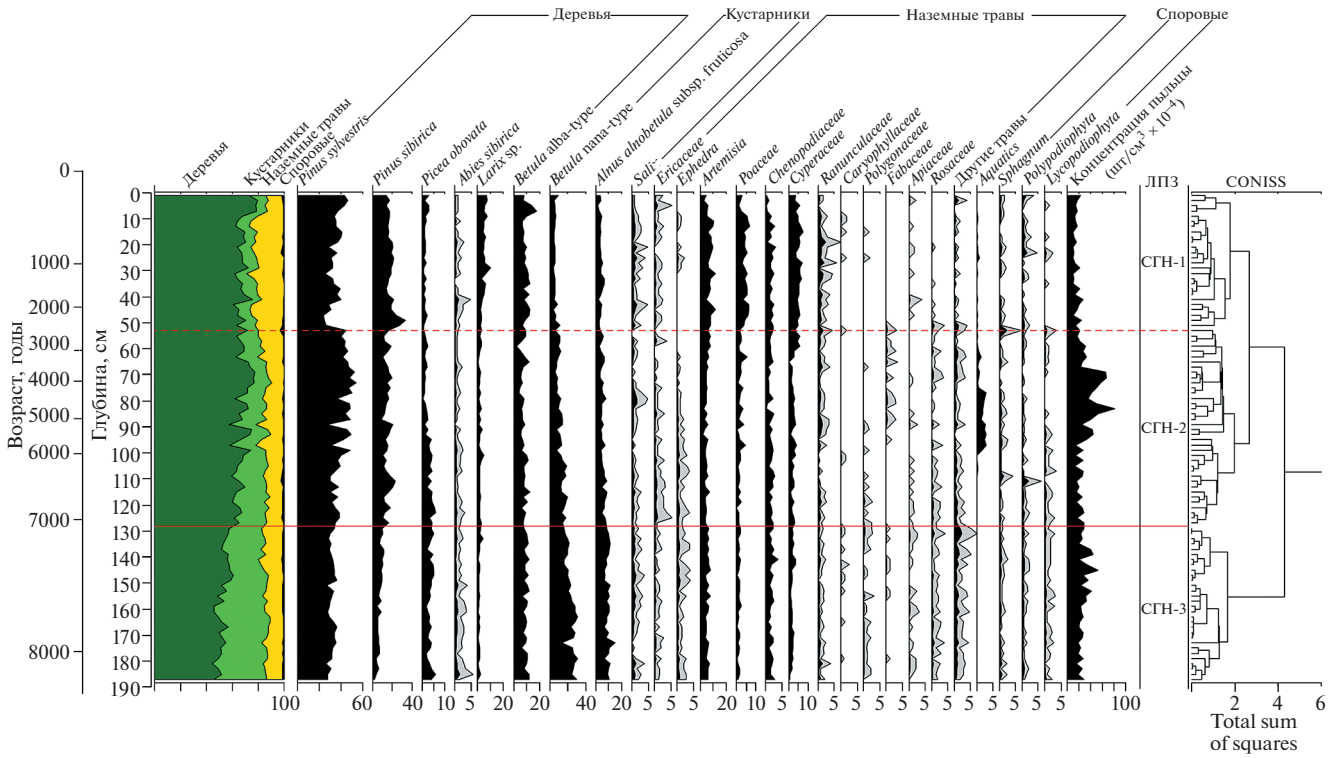

Рис. 2. Палинологическая диаграмма донных отложений оз. Саган-Нур.

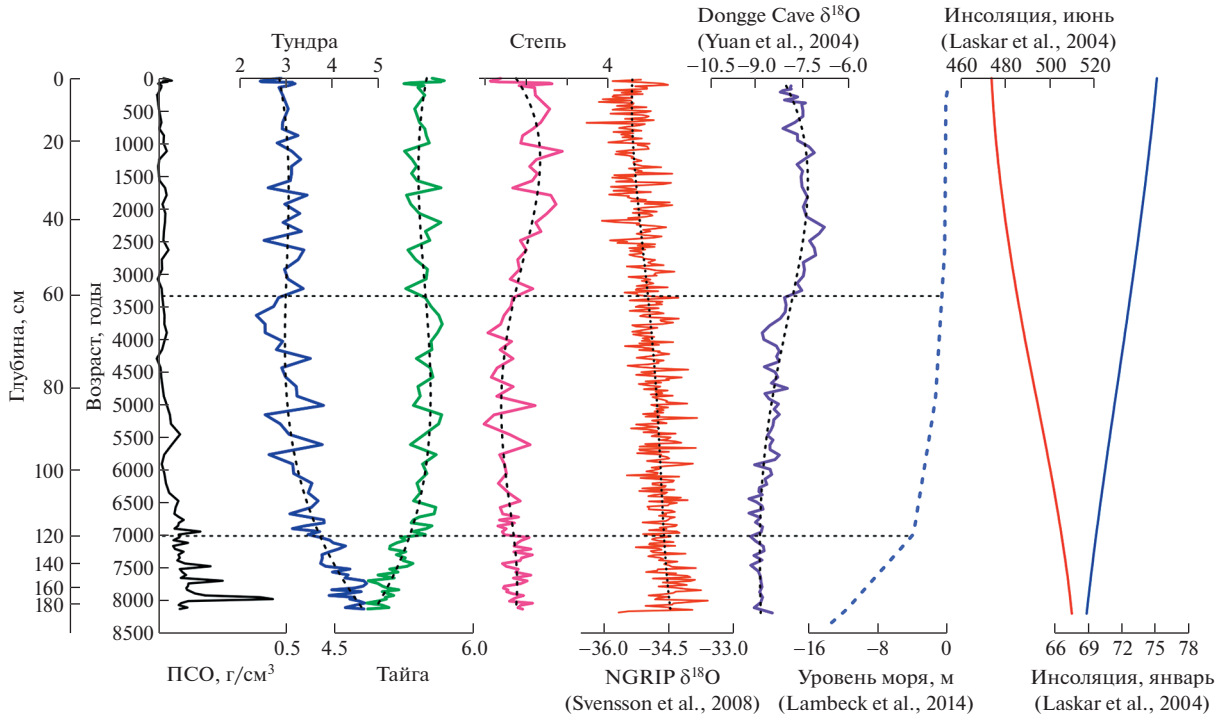

Рис. 3. Сравнение плотности сухого вещества в керне из отложений оз. Саган-Нур как показателя интенсивности поступления терригенного вещества, численных оценок (баллов) биомов тундры, тайги и степи с показателями изменения глобального климата: зимней и летней инсоляции на 55° с.ш. [9], NGRIP δ18O из Гренландии как индикатора температуры воздуха в Северном полушарии [19], Dongge Cave δ18O из китайских сталагмитов [20] как показателя активности восточно-азиатского летнего муссона и реконструированной разницей глобального уровня моря от его современных значений [8]. Пунктирные линии – линии трендов, выраженные полиномом третьего порядка и наложенные на кривые изменения биомов и изотопно-кислородные кривые.

(*Alnus alnobetula* subsp. *Fruticosa*), ивой (*Salix*) ок. 8120–7000 кал. л.н. Однако в растительности водосборного бассейна оз. Саган-Нур существовала и лесная растительность из *Picea obovata* и *Larix* (рис. 2), подразумевая хорошо увлажненные, холодные почвы. С другой стороны, относительно высокий процент пыльцы полыней (*Artemisia*), маревых (Chenopodiaceae) и повышенные значения степного биома указывают на неустойчивый и периодически или сезонно засушливый климат. Это могло быть результатом более высокой, чем в настоящее время, степени континентальности климата из-за еще низкого глобального уровня моря [8], высокой летней и низкой зимней [9] инсоляции (рис. 3). Низкое обилие пыльцы сосны обыкновенной *Pinus sylvestris* (27–35%) и *Pinus sibirica* (2–10%) позволяет рассматривать ее как заносный компонент, поскольку пыльца *Pinus* может разноситься ветром на значительные расстояния (>80 км) от мест произрастания [10]. Пыльца же *Larix* и *Picea obovata*, наоборот, оседает вблизи продуцирующих ее деревьев [11, 12].

Состав реконструированной растительности и высокие значения тундрового биома предполагают континентальный климат с высоким почвенным увлажнением из-за таяния многолетней мерзлоты летом. Резкие изменения плотности донных отложений (рис. 3) свидетельствуют о ритмичном поступлении в оз. Саган-Нур терригенного материала, вероятно, из-за частых паводков. Паводки могли быть следствием активного таяния снега, ледников и многолетней мерзлоты, что могло быть обусловлено еще высокой летней инсоляцией (рис. 3) и связанными с ней теплыми летними сезонами. Это время соотносится с интервалом самых высоких положительных региональных и глобальных аномалий температуры воздуха за последние 11 300 лет во внетропической области северного полушария [13].

Повышение обилия пыльцы древесных наряду с пыльцой *Pinus sylvestris* ок. 7000 кал. л.н., реконструкция биомов (СГН-2, рис. 3) свидетельствуют о расширении с этого времени лесной растительности с сосной обыкновенной и предполагают дальнейшее потепление климата и деградацию вечной мерзлоты, поскольку именно мерзлота является важным фактором, ограничивающим рост этого вида в Сибири [14]. Прогрессирующий подъем верхней границы леса с участием сосны в Восточном Саяне с ~7000 кал. л.н. происходил синхронно с ее экспансией в горах юга Сибири и многих районах Северной Азии [15]. Однако в со-

ставе местной растительности котловины оз. Саган-Нур преобладали лиственничные леса с участием сосны сибирской и тундры из березок, ольховника, ивы. При этом снижение относительного обилия пыльцы полыней, маревых и пониженные значения степного биома могут указывать на большую, чем ранее, сомкнутость лесной растительности в бассейне оз. Саган-Нур ок 7000–3200 кал. л.н. (рис. 3).

Сокращение еловых группировок ~7000–3200 кал. л.н. могло быть обусловлено наступлением более сухого климата. Низкие значения плотности отложений в это время (рис. 3) свидетельствуют о снижении потока терригенного вещества в воды озера. Однако следует рассматривать еще одну не менее важную причину сокращения площадей ели. Этой причиной могла стать перестройка гидрографической сети в центрально части Окинского плато и в бассейне оз. Саган-Нур. Известно, что в дополнение к атмосферным осадкам поступление талых вод от таяния мерзлоты и ледников также могло играть ключевую роль в колебаниях уровня озер в раннем голоцене при высокой летней инсоляции, особенно в случае ледниковых озерных бассейнов на горных плато [16]. Предполагается, что позднеплейстоценовые ледники в горах юга Восточной Сибири кардинально сократились или полностью исчезли как раз в среднем голоцене [17]. Снижение объема поступавших в оз. Саган-Нур талых вод приводило к меньшей водности рек, исчезновению временных водотоков, и, в итоге, к сокращению влажных долинных мест обитания для ели.

Начиная с ~3200 кал. л.н. (СГН-1) повысившееся обилие пыльцы полыней, злаковых Poaceae, маревых, осоковых Cyperaceae свидетельствует о том, что лесная растительность стала более открытой. Реконструкция биомов поддерживает такую интерпретацию, показывая расширение степного биома (рис. 3). Повышение относительного обилия пыльцы *Pinus sibirica*, *Larix* предполагает появление в бассейне озера сосны сибирской и региональное преобладание лиственничных лесов. Леса такого состава связаны с холодными мерзлотными почвами [18], и широкое развитие лиственничных лесов позволяет сделать вывод о более холодном, чем ранее, климате последних 3200 лет в бассейне оз. Саган-Нур. Повышенное содержание пыльцы *Salix*, Cyperaceae могло быть результатом заболачивания берегов озера из-за постепенного снижения его уровня. Минимальные значения плотности отложений в последние ~ 3200 лет означают слабый поток терригенного материала с береговым стоком.

Сравнение реконструированной динамики региональных биомов с изменением глобального климата из различных природных архивов умеренных широт Евразии (рис. 3) показывает, что самое высокое поступление терригенного вещества в озеро, максимальное развитие тундрового биома в бассейне оз. Саган-Нур в среднем позднем голоцене имели место около 8120–7000 кал. л.н. одновременно с гораздо более низким, чем сегодня, уровнем мирового океана [8], пониженной зимней и повышенной летней [9] инсоляцией (рис. 3). Усиление позиций таежного биома произошло позднее 7000 кал. л.н. одновременно с резким повышением уровня мирового океана, похолодания [19] в Северном полушарии (NGRIP $\delta^{18}O$, рис. 3). Повышение значений степного биома, начиная с ~3200 кал. л.н., может быть соотнесено с неоплейстоценовым похолоданием, снижением летней инсоляции, активности азиатского летнего муссона [20], что хорошо выражено в климатических сигналах из ледников Гренландии и сталагмитов Китая (рис. 3).

В результате проведенных исследований получена первая непрерывная, детальная реконструкция растительности и биомов центральной части Окинского плато за последние 8120 лет. Основные изменения состава СПС в отложениях оз. Саган-Нур происходили параллельно изменениям глобального климата (рис. 3), что указывает на высокую чувствительность региональной растительности к изменениям глобального/регионального климата и пригодность полученных данных для реконструкции динамики растительности и изменений климата. Отсутствие в СПС из отложений оз. Саган-Нур пыльцы растений-индикаторов сельскохозяйственных культур или выпаса животных предполагает незначительную активность человека в бассейне озера вплоть до настоящего времени.

Полученные реконструкции будут способствовать определению наиболее перспективных озер и их бассейнов в горах Восточного Саяна для потенциального устойчивого развития с помощью специальных проектов: образовательных, туристических, геоохранных, сельскохозяйственных.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.А. Щетникову, И.А. Филинову, М.А. Крайнову за помощь в оформлении части рисунков и проведение полевых работ, Э.П. Зазовской за датирование отложений.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ-Лондонское Королевское общество № 21-55-10001 и в соответствии с государственным заданием Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (проект № 0284-2021-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Vladimirov I.N., Vyrkin V.B., Ilyicheva E.A., Kobylkin D.V., Pavlov M.V., Zehong Li.* Natural Conditions and Ecological Potential of Geosystems in the Central Part of the Oka Plateau (Eastern Sayan) // Geography and Natural Resources. 2019. V. 40. № 3. P. 264–274.
2. *Телятников М.Ю.* Растительность восточной части Восточного Саяна (высокогорный и горнолесной пояса). Новосибирск: Академиздат. 2016. 103 p.
3. *Heaton T.J., Blaauw M., Blackwell P.J., Bronk Ramsey Ch., Reimer P.J., Marian Scot E.* The IntCal20 Approach to Radiocarbon Calibration Curve Construction: A New Methodology Using Bayesian Splines and Errors-in-variables // Radiocarbon. 2020. № 62 (4). P. 821–863.
4. *Janssens J.A.* A Quantitative Method for Stratigraphic Analysis of Bryophytes in Holocene Peat // J. Ecol. 1983. V. 71. P. 189–196.
5. *Grimm E.C.* Tilia 1.7.16 Software. Springfield, IL: Illinois State Museum. Research and Collection Center. 2011.
6. *Prentice I.C., Guiot J., Huntley B., Jolly D., Cheddadi R.* Reconstructing Biomes from Palaeoecological Data: A General Method and its Application to European Pollen Data at 0 and 6 ka // Clim. Dynam. 1996. V. 12. P. 185–194.
7. *Kobe F., Bezrukova E.V., Leipe C., Shchetnikov A.A., Goslar T., Wagner M., Kostrova S.S. and Tarasov P.E.* Holocene Vegetation and Climate History in Baikal Siberia Reconstructed from Pollen Records and its Implications for Archaeology // Archaeological Research in Asia. 2020. V. 23. 100209.
8. *Lambeck K., Rouby H., Purcell A., Sun Y., Sambridge M.* Sea Level and Global Ice Volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene // PNAS. 2014. V. 111. P. 15296–15303.
9. *Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M. Levrard B.* A Long-term Numerical Solution for the Insolation Quantities of the Earth // Astron. Astrophys. 2004. V. 428. P. 261–285.
10. *Ma Y.Z., Liu K.-B., Feng Z.D., Sang Y.L., Wang W., Sun A.Z.* A Survey of Modern Pollen and Vegetation along a Southenorth Transect in Mongolia // Journal of Biogeography. 2008. V. 35. P. 1512–1532.
11. *Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orplova L.A., Danko L.V.* Post-glacial History of Siberian Spruce (Picea obovata) in the Lake Baikal Area and the Significance of this Species as Paleo-environmental Indicator // Quat. Int. 2005. V. 136. P. 18–32.
12. *Niemeyer B., Klemm J., Pestryakova L.A., Herzschuh U.* Relative Pollen Productivity 818 Estimates for Common Taxa of the Northern Siberian Arctic // Review of Palaeobotany and Palynology. 2015. V. 221. P. 71–82.
13. *Marcott Sh.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C.* Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years // Science. 2013. V. 339. P. 1198–1201.
14. *Шумилова Л.В.* Основные черты коренного растительного покрова Сибири и закономерности его географического распределения // Труды Томского государственного университета. 1960. Т. 148. С. 171–182.
15. *Zhang D., Feng Z.* Holocene Climate Variations in the Altai Mountains and the Surrounding Areas: A Synthesis of Pollen Records // Earth-Science Reviews. 2018. V. 185. P. 847–869.
16. *Hou Y., Long Ha., Shen J., Gao L.* Holocene Lake-level Fluctuations of Selin Co on the Central Tibetan Plateau: Regulated by Monsoonal Precipitation or Meltwater? // Quatern. Sci. Rev. 2021. V. 261. 106919.
17. *Stepanova O.G., Trunova V.A., Osipov E.Yu., Kononov E.E., Vorobyeva S.S., Parkhomchuk E.V., Kalinkin P.N., Vorobyeva E.E., Vershinin K.E., Rastigeev S.A., Fedotov A.P.* Glacier Dynamics in the Southern Part of East Siberia (Russia) from the Final Part of the LGM to the Present Based on Biogeochemical Proxies from Bottom Sediments of Proglacial Lakes // Quat. Int. 2019. V. 524. P. 4–12.
18. *Огуреева Г.Н., Бочарников М.В.* География разнообразия бореальных лесов у южной границы распространения и их картографирование (горы Южной Сибири и Монголии) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2014. № 5. С. 53–61.
19. *Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M.* A 60000 year Greenland Stratigraphic Ice Core Chronology // Clim. Past. 2008. V. 4. P. 47–57.
20. *Yuan D.X., Cheng H., Edwards R.L., Dykoski C.A., Kelly M.J., Zhang M.L., Qing J.M., Lin Y.S., Wang Y.J., Wu J.Y., Dorale J.A., An Z.S., Cai Y.J.* Timing, Duration, and Transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon // Science. 2004. V. 304. P. 575–578.

FIRST RECONSTRUCTIONS OF VEGETATION AND CLIMATE CHANGES IN THE CENTRAL PART OF THE OKA PLATEAU (EAST SAYAN MOUNTAINS) IN THE MIDDLE-LATE HOLOCENE

E. V. Bezrukova[a,#], S. A. Reshetova[a], E. V. Volchatova[a], and Academician of the RAS M. I. Kuzmin[a]

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

[#] *E-mail: bezrukova@igc.irk.ru*

As regards paleogeography, the Central part of the Oka Plateau lying in the East Sayan Mountains is still a poorly studied area of the South Siberia. This gap can be partially replenished by the results of the present study. The study focuses on the reconstruction of the environment of the central part of the Oka Plateau in

the Middle-Late Holocene. The pollen analysis of bottom sediments from Sagan-Nur Lake was used to provide the qualitative reconstruction of the vegetation in the lake's catchment combined with the quantitative reconstruction of dominant vegetation types obtained via the biomization method. The composition of the reconstructed vegetation combined with high scores for the tundra biome suggests the dominance of the tundra vegetation consisting of dwarf birch, alder and willow interrupted by patches of spruce and larch stands, between ca. 8120 and 7000 cal. yr BP. The climate was sharp continental with high soil moisture resulting from summer permafrost thaw. In the Central part of the Oka Plateau, the expansion of the forest biome began at ca. 7000 cal. yr BP due to climate warming, hydrological network reconstruction resulting from complete thaw of regional glaciers and degradation of permafrost rocks. Around ca. 3200 cal. yr BP, the larch forests with the participation of Siberian pine started to spread across Lake Sagan-Nur catchment, thus suggesting colder conditions than before. The obtained reconstructions can help in identifying the promising lakes and their catchment areas in the East Syan Mountains for potential sustainable development through special projects (e.g. educational, tourist, environmentally-protected).

Keywords: East Siberia, palynological record, lacustrine sediments, vegetation and biome dynamics, climate change

EDN: RDNUAX
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 111–116

ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.89

СОЕДИНЕНИЕ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА С БАЛТИЙСКИМ МОРЕМ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ – НОВЫЕ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2022 г. Д. Д. Кузнецов[1,*], Д. А. Субетто[2], А. В. Лудикова[1]

Представлено академиком РАН А.А. Тишковым 16.05.2022 г.
Поступило 16.05.2022 г.
После доработки 30.05.2022 г.
Принято к публикации 02.06.2022 г.

Представлены результаты хроно- и литостратиграфического изучения донных отложений пяти малых озер, расположенных в северной части Карельского перешейка на трассе гипотетического палеосоединения между Ладожским озером и Балтийским морем до образования р. Невы во второй половине голоцена. Литостратиграфическая последовательность в изученных озерах свидетельствует о смене активных гидродинамических условий обстановками озерного осадконакопления около 3000–3500 кал. л.н., что указывает на прекращение существования балтийско-ладожского соединения в результате гляциоизостатических движений и формирования нового стока из Ладожского озера через р. Неву.

Ключевые слова: Карельский перешеек, Ладожское озеро, Балтийское море, Гейниокский пролив, озерные отложения, голоцен

DOI: 10.31857/S2686739722600746

ВВЕДЕНИЕ

В течение послеледниковой истории Ладожского озера его морфометрические и гидрологические характеристики существенно менялись вследствие изменения уровня и конфигурации балтийских палеобассейнов и гляциотектонических движений. Более чем столетняя история палеогеографических работ здесь до сих пор не привела к детальной и однозначной реконструкции голоценового палеостока из Ладожского озера (см., напр., [1, 2] и литературу там). В данной работе приводятся новые сведения о лито- и хроностратиграфии донных отложений озер, расположенных в северной низменной части Карельского перешейка. Здесь, по мнению многих исследователей, существовало соединение между Ладожским озером и Балтийским морем, т.н. Гейниокский пролив, по которому происходил сток из озера вплоть до образования р. Невы около 3500 кал. л.н. (см., напр., [3–5]). В то же время рядом авторов и прорыв Невы, и существование Гейниокского пролива ставится под сомнение (см., напр., [6]). Одной из причин подобных противоречивых взглядов следует назвать недостаточно проработанный из-за малого количества датировок, хронологический каркас. Данная работа вводит в научный оборот данные по лито- и хроностратиграфии озерных отложений, позволяющие подтвердить существование в этой части Карельского перешейка обстановок осадконакопления с активными гидродинамическими условиями вплоть до 3000–4000 кал. л.н.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе использован метод изоляционных бассейнов, широко применяемый в палеогеографических реконструкциях положения береговых линий морей. Изменения в литологическом и микрофлористическом составе донных отложений серии разновысотных озер фиксируют изоляцию от морского бассейна, а датирование переходных горизонтов дает возможность построить хронологию перемещения береговой линии моря. Данный метод применяется также для изучения трансгрессивно-регрессивных этапов развития крупных пресноводных водоемов, испытавших на протяжении своей геологической истории

[1] *Институт озероведения Российской академии наук – Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия*
**E-mail: dd_kuznetsov@mail.ru*

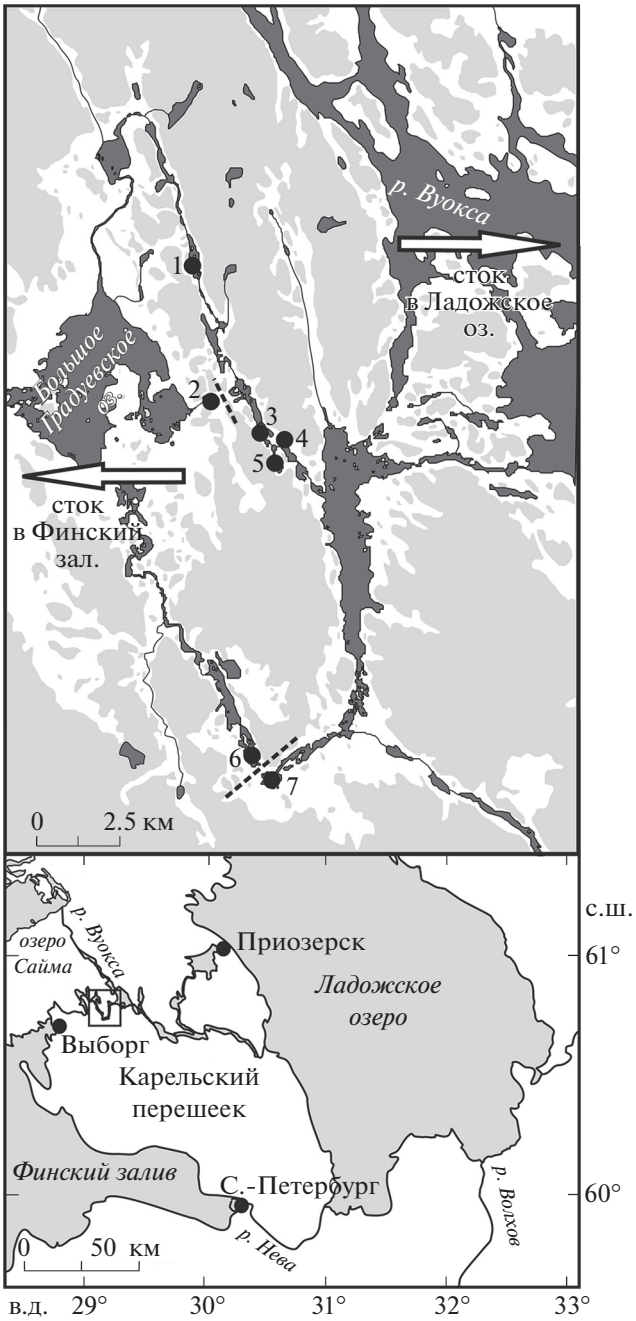

Рис. 1. Местоположение изученных и упоминаемых в тексте озерных разрезов. 1 – Воробьиное; 2 – Лунное; 3 – Малое Макаровское; 4 – Без названия; 5 – Хамеенлампи; 6 – Ламское; 7 – Макаровское. Пунктирной линией – положение современного балтийско-ладожского водораздела. Серым цветом – территория, расположенная выше двадцатиметровой изогипсы.

значительные изменения уровня, таких, например, как Ладожское озеро [7, 8].

Изучены донные отложения 5 озер (рис. 1), расположенных в северной части Карельского перешейка на гипотетической трассе северной протоки Гейниокского палеопролива между Макаровским (11.5 м над у.м., бассейн Ладожского озера) и Большим Градуевским (9.5 м над у.м., бассейн Балтийского моря) озерами [9]. Колонки отложений отбирались русским торфяным буром из глубоководных частей озера с катамарана (озера Воробьиное и Хамеенлампи) или со сплавины (озера Малое Макаровское, Лунное и Без названия). Урез воды Воробьиного озера 16 м над у.м., Малого Макаровского 15 м над у.м., остальных 14 м над у.м. (данные топографической карты первой половины XX в., где они даются с округлением до 1 м, соответственно погрешность составляет не меньше 0.5 м). Озера соединены протоками, некоторые из которых имеют признаки антропогенного происхождения. Течение в протоках не отмечено, некоторые из них сухие (август 2020 г.).

Литостратиграфическое описание сделано в поле. Анализ потерь при прокаливании (ППП) проведен в Институте озероведения РАН по стандартной методике (550°С в течение 6 ч). Диатомовый анализ выполнен для донных отложений озера Лунного. Радиоуглеродное датирование образцов с нижней границы гиттии проведено с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS) в университете Джорджии (University of Georgia) и в Институте географии РАН. Анализировался общий органический углерод (TOC). Калибровка дат осуществлена в программе OxCal 4.4 с использованием калибровочной кривой IntCal 20 [10].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Вскрытые во всех пяти озерах отложения имеют сходную литостратиграфическую последовательность (рис. 2). В основании разрезов вскрыты минерогенные отложения, преимущественно глины, иногда ленточные. Выше во всех разрезах встречен прослой разнозернистого песка с гравием, его мощность лежит в диапазоне 1–40 см. Верхняя часть разрезов сложена гиттией мощностью до 2–3 м. В разрезах, отобранных со сплавины, гиттия сменяется торфянистыми отложениями.

Динамика содержания органического вещества соответствует выделенным литостратиграфическим горизонтам (рис. 2). В минерогенной нижней части разреза ППП составляют 0.4–3%. Выше начинается резкий рост содержания органики, заканчивающийся в нижних сантиметрах гиттии. Далее вверх по разрезу содержание органического вещества в осадках стабильно высокое и в среднем составляет 30–45%; его резкий рост до 78% отмечен в одном из разрезов в верхних горизонтах гиттии непосредственно под сплавиной.

Возраст начала органонакопления, под которым понимается формирование гиттии, лежит в интервале 2500–4500 кал. л.н. (табл. 1). Основной

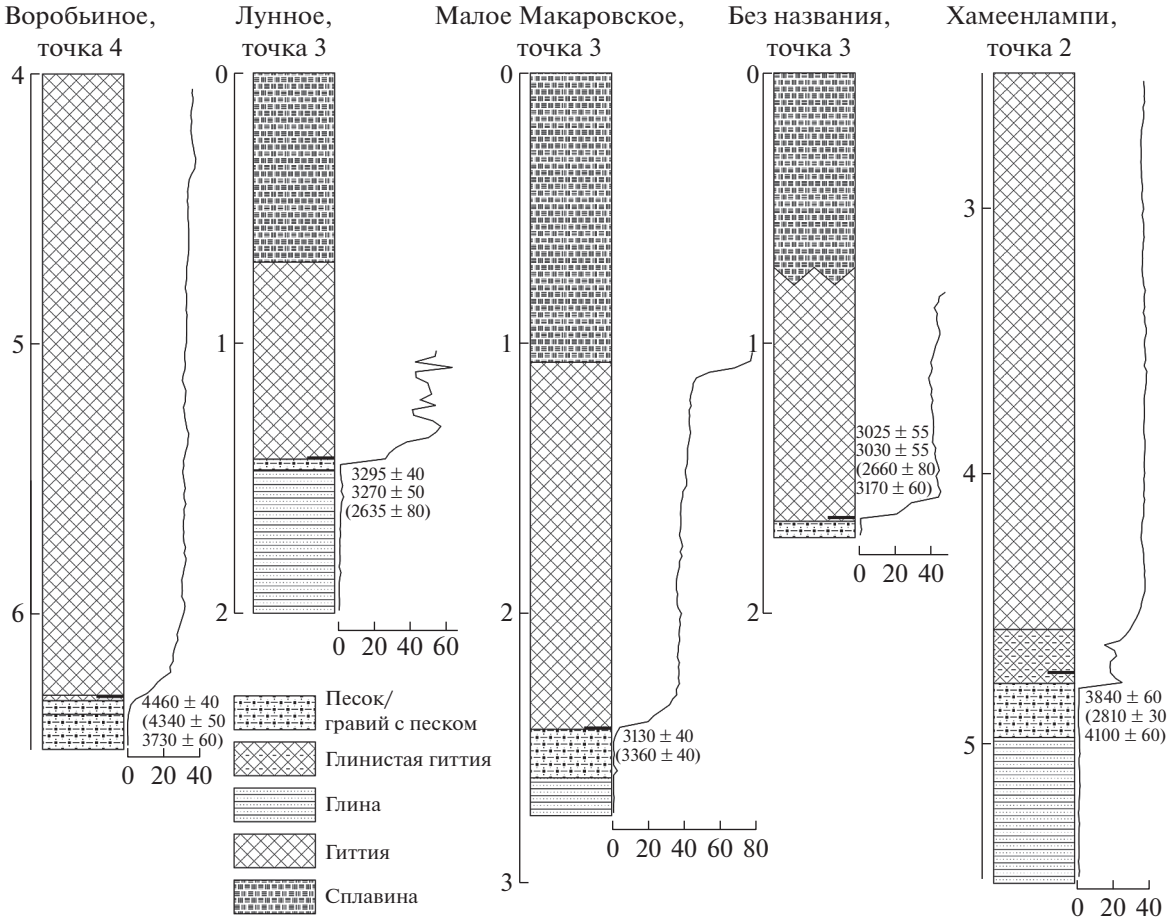

Рис. 2. Литостратиграфия и результаты анализа ППП. По оси ординат – глубина от поверхности воды/сплавины, м; по оси абсцисс – ППП, %. Черные прямоугольники – положение датированных образцов, указан калиброванный возраст, в скобках приведены даты, полученные с аналогичных стратиграфических границ в других точках пробоотбора в данном водоеме.

массив дат укладывается в диапазон 3000–3500 кал. л.н. (рис. 3).

Диатомовый анализ донных отложений озера Лунного позволил выделить 3 основных этапа его развития. Ранний этап, отложения которого представлены плотными серыми глинами, характеризовался наименее благоприятными условиями для развития диатомовых водорослей. Об этом свидетельствуют их крайне низкие концентрации (<42 тыс. в 1 г сухого осадка). Отмечаются морские диатомеи, переотложенные из осадков микулинского межледниковья. На следующем этапе переход к накоплению песчано-гравийных отложений отмечен ростом содержания створок диатомей, увеличением их видового разнообразия. Появляется характерный для голоценовых отложений Ладожского озера комплекс видов: *Aulacoseira islandica*, *Cymbella sinuata*, *Ellerbeckia arenaria*, *Navicula jaernefeltii*, *N. jentzschii*, *Stephanodiscus neoastraea* и др. Органогенные отложения следующего этапа характеризуются дальнейшим увеличением концентраций диатомей (>100 млн створок в 1 г сухого осадка) и доминированием видов-обитателей малых озер со слабокислой реакцией среды. Представители “ладожских” видов диатомей в небольших количествах отмечаются в начале данного этапа, но затем исчезают из состава диатомовых комплексов.

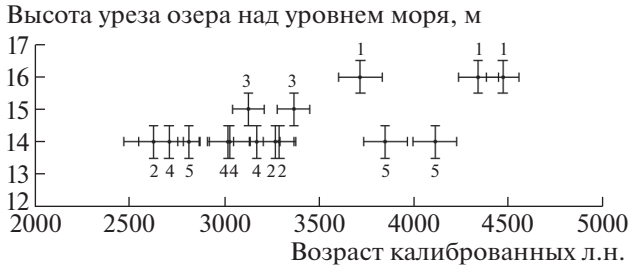

Рис. 3. Возраст начала органонакопления в изученных озерах. Названия озер соответствуют номерам на рис. 1.

Таблица 1. Список радиоуглеродных дат

№ $IGAN_{AMS}$	Озеро, точка, керн	Глубина от поверхности воды, м	^{14}C дата, л.н.	Калиброванный возраст, среднее ±σ, (диапазон с вероятностью 95.4%)
8924	Воробьиное 2 керн 1	7.93–7.94	3905 ± 30	4340 ± 50 (4420–4250)
8925	Воробьиное 4, керн 5	6.30–6.31	3985 ± 30	4460 ± 40 (4530–4360)
8929	Воробьиное 7, керн 13	6.03–6.04	3455 ± 25	3730 ± 60 (3830–3640)
8931	Лунное 1, керн 1	1.38–1.40	2540 ± 25	2635 ± 80 (2740–2500)
8933	Лунное 3, керн 3	1.46–1.47	3085 ± 30	3295 ± 40 (3370–3220)
8935	Лунное 3, керн 4	1.42–1.43	3055 ± 30	3270 ± 50 (3360–3180)
8937	Без названия 1, керн 1	1.48–1.49	2550 ± 25	2660 ± 80 (2750–2520)
8939	Без названия 3, керн 3	1.65–1.66	2890 ± 30	3025 ± 55 (3150–2890)
8940	Без названия 3, керн 3	1.64–1.65	2895 ± 30	3030 ± 55 (3160–2940)
8941	Без названия 4, керн 4	1.60–1.61	2990 ± 30	3170 ± 60 (3330–3070)
8942	Хамеенлампи 1, керн 1	3.42–3.43	2720 ± 25	2810 ± 30 (2870–2760)
8943	Хамеенлампи 2, керн 2	4.705–4.715	3555 ± 30	3840 ± 60 (3960–3720)
8948	Хамеенлампи 3, керн 8	5.75–5.76	3750 ± 25	4100 ± 60 (4230–3990)
8950	Малое Макаровское 2, керн 2	2.90–2.91	3140 ± 25	3360 ± 40 (3450–3260)
8952	Малое Макаровское 3, керн 3	2.42–2.43	2965 ± 20	3130 ± 40 (3210–3070)

ОБСУЖДЕНИЕ

Смена минерогенного осадконакопления органогенным и накопление гиттии с высоким содержанием органического вещества являются характерной особенностью голоценового озерного седиментогенеза на северо-западе Европейской части России [1]. В водоемах Карельского перешейка, развивавшихся изолированно с позднеледниковья, радиоуглеродные даты подошвы гиттии соответствуют началу голоцена. В ходе раннеголоценовой трансгрессии Анцилового озера (пресноводного водоема, существовавшего в современной балтийской котловине) и среднеголоценовой ладожской трансгрессии значительная часть территории Карельского перешейка была затоплена. В расположенных здесь малых озерах начало органонакопления соответствует времени их изоляции от указанных бассейнов, что, в свою очередь, зависит от их гипсометрического и пространственного положения.

Во всех изученных разрезах лежащие в основании глинистые осадки формировались в условиях крупных глубоководных низкопродуктивных водоемов. Содержание органического вещества в них не превышает 3.0%. Ленточные глины, вскрытые в разрезе Воробьиного озера, типичны для отложений Балтийского ледникового озера (БЛО), существовавшего здесь в позднеледниковье. Осадки БЛО многократно описаны в основании разрезов донных отложений озер низменной части Карельского перешейка (напр., [1, 2]).

После спуска БЛО около 11 700 кал. л.н. в озерах Карельского перешейка, расположенных на более высоких отметках, начинает накапливаться гиттия. В изученных же нами озерных отложениях наблюдается другая стратиграфическая последовательность. Здесь разнозернистые пески с дресвой и гравием, перекрывающие глины БЛО, свидетельствуют о существовании активных гидродинамических условий. Эти условия прекращаются, начиная с 4000–4500 кал. л.н., и только после этого начинает формироваться гиттия.

Такое позднее начало органонакопления может быть объяснено существованием на трассе изученных озеер пролива с сильным течением, скорость которого не позволяла накапливаться тонкому органогенному материалу. Также возможно, что некие осадки здесь формировались, но были размыты в ходе экстремально сильного эрозионного события, после которого и началось озерное осадконакопление. Известно несколько гидрологических событий катастрофического масштаба на данной территории – спуск БЛО около 11 700 кал. л.н., прорыв р. Вуоксы, которая изменила направление своего стока и стала впадать в Ладожское озеро около 5700–5900 кал. л.н., прорыв р. Невы около 3700 кал. л.н. [11]. Но вне зависимости от времени формирования песчано-гравийных отложений, присутствие в них створок из характерного комплекса “ладожских” видов диатомей указывает на то, что в период перед изоляцией котловины изученных озер имели связь с Ладожским озером.

Результаты палеолимнологических исследований, выполненных на Макаровском и Ламском озерах, расположенных в 8 км южнее, на т.н. юж-

ной протоке Гейниокского пролива, в общем, согласуются с полученной нами реконструкцией. Там начало накопления гиттии, залегающей на песчано-алевритовых отложениях определено в 3000–4000 кал. л.н. [12–14]. Расчетные параметры палеостока через Гейниокский палеопролив в общем сопоставимы с современными гидрологическими характеристиками р. Невы [15].

Таким образом, синхронное начало около 3000–4000 кал. л.н. формирования гиттии на песчано-гравийных отложениях в котловинах озер с современными отметками 14–16 м над у.м., расположенных в северной части современного балтийско-ладожского водораздела, позволяют подтвердить существование до этого времени здесь соединения между Ладожским озером и Балтийским морем с активными гидродинамическими условиями, неблагоприятными для формирования гиттии. Прекращение этого соединения ввиду его осушения, как следствия изостатического поднятия территории, привело к началу озерного осадконакопления в изолировавшихся многочисленных котловинах, расположенных на трассе палеопролива.

Мощность вскрытых органогенных осадков, отобранных из открытых частей водоемов, меняется по площади, но не превышает 2–3 м. Скорость накопления гиттии составила около 0.2–0.8 мм/год, что сопоставимо со скоростями голоценового осадконакопления в озерах севера Русской равнины и прилегающих территорий.

Процесс изоляции был значительно растянут по времени. Даже в пределах одной озерной котловины органонакопление не начиналось одновременно, временной разрыв мог достигать тысячи лет. Это свидетельствует о постепенном ходе изоляции, когда при сохранении течения в основном створе в удаленных от него частях озерной котловины уже начинали устанавливаться гидродинамические условия, благоприятные для накопления гиттии. Наибольшая часть полученных дат из подошвы гиттии лежит в диапазоне 3000–3500 кал. л.н., что позволяет определить время прекращения функционирования Гейниокского палеопролива данным интервалом. Однако окончательное установление условий, благоприятных для органонакопления, по всей площади озерной котловины могло произойти позднее. Наиболее молодые даты подошвы гиттии (2500–2750 кал. л.н.) получены в двух точках в озерах Лунном и Без названия.

Несмотря на незначительное отличие изученных озер по высоте (14–16 м над у.м.), прослеживается зависимость времени начала органонакопления от абсолютной отметки уреза – наиболее ранние даты подошвы (4250–4530 кал. л.н.) гиттии получены для отложений Воробьиного озера, расположенного выше всех остальных.

Полученные данные предполагают постепенное поднятие территории в качестве основной причины прекращения стока по Гейниокскому проливу. Прорыв р. Невы около 3700 кал. л.н. и последовавшее за ним падение уровня Ладожского озера наложились на идущий процесс и ускорили его.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характер поздненеоплейстоценовой и голоценовой седиментации в озерных отложениях современного водораздела между Балтийским морем и Ладожским озером в северной низменной части Карельского перешейка позволяет выделить несколько этапов развития водных бассейнов: 1 – этап большого олиготрофного бассейна (ленточные и гомогенные глины/ППП – 0.4–3.0%/БЛО, Анциловое (?) озеро); 2 – этап активных гидродинамических условий (разнозернистые пески, иногда с гравием/ППП – 0.3–2.5%/канал стока из Ладожского озера); 3 – этап малого озера (гиттии/ППП – 9–78% (средние значения 30–45%)/малые озера с замедленным водообменом).

Мощность гиттий незначительна и не превышает 2–3 м, скорость ее накопления составила около 0.2–0.8 мм/год.

Время прекращения существования Гейниокского соединения между Ладожским озером и Балтийским морем определено в 3000–3500 кал. л.н., притом что первые признаки уменьшения стока через него отмечены уже 4500–4000 кал. л.н., а окончательное установление озерных обстановок осадконакопления в котловинах озер, расположенных на трассе палеопролива на современных отметках 14–16 м над у.м., произошло не позднее 2700–2500 кал. л.н.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают огромную признательность А.В. Орлову, Е.С. Дудоркину и всем участникам полевых и лабораторных работ за неоценимую помощь.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование проведено в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0001 (Д.Д. Кузнецов, А.В. Лудикова) и при поддержке министерства просвещения РФ по программе № FSZN-2020-0016 (Д.А. Субетто).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Субетто Д.А.* Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 343 с.
2. *Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А.* Стратиграфия донных отложений озер Карельского перешейка. М.: ГЕОС, 2019. 120 с.
3. История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. 280 с.
4. *Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н., Козырева М.Г.* Новые данные по голоценовой истории Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб: Изд-во РГО, 1993. С. 61–73.
5. *Кошечкин Б.И., Экман И.М.* Голоценовые трансгрессии Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб: Изд-во РГО, 1993. С. 49–60.
6. *Верзилин Н.Н.* Новые данные о голоценовой истории Ладожского озера и Невы // ДАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 251–253.
7. *Лудикова А.В.* Свидетельства среднеголоценовой трансгрессии Ладожского озера по данным диатомового анализа // Известия РГО. 2015. Т. 147. Вып. 4. С. 38–51.
8. *Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Сапелко Т.В.* Использование метода “изоляционных бассейнов” при реконструкции изменений уровня Ладожского озера // Всероссийская конференция по крупным внутренним водоемам (V Ладожский симпозиум). Сб. научных трудов конф. СПб.: Лемма, 2016. С. 247–253.
9. *Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Лудикова А.В., Орлов А.В., Шаталова А.Е., Дудоркин Е.С., Тумская В.В.* Новые сведения об отложениях Гейниокского пролива (Карельский перешеек) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-запада России. 2020. № 7. С. 318–321. https://doi.org/10.24411/2687-1092-2020-10751
10. *Bronk Ramsey C.* Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. Radiocarbon. 2009. V. 51(1). P. 337–360.
11. *Alenius T., Gerasimov D., Sapelko T., Ludikova A., Kuznetsov D., Golyeva A., Nordqvist K.* Human-environment Interaction during the Holocene along the Shoreline of the Ancient Lake Ladoga: A Case Study Based on Palaeoecological and Archaeological Material from the Karelian Isthmus, Russia // The Holocene. 2020. V. 30. № 11. P. 1622–1636.
12. *Dolukhanov P.M, Subetto D.A., Arslanov Kh.A., Davydova N.N., Zaitseva G.I., Djinoridze E.N., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Savelieva L.A.* The Baltic Sea and Ladoga Lake Transgressions and Early Human Migrations in North-western Russia // Quaternary International. 2009. V. 203. P. 33–51.
13. *Subetto D.A., Kuznetsov D.D., Minina M.V., Druzhinina O.A.* Palaeorunoff from Lake Ladoga to the Baltic Sea during the Holocene // Hydrosphere. Hazard processes and phenomena. 2020. V. 2. Iss. 2. P. 148–157. https://doi.org/10.34753/HS.2020.2.2.148
14. *Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Сапелко Т.В., Лудикова А.В.* Гидрографическая сеть северной части Карельского перешейка в голоцене по данным о строении отложений малых озер // Геоморфология. 2015. № 1. С. 54–69.
15. *Субетто Д.А., Аверичкин О.Б., Кузнецов Д.Д.* Расчеты палеостока по Балтийско-Ладожскому соединению в северной части Карельского перешейка // Известия РГО. 2009. Вып. 5. С. 37–51.

THE CONNECTION BETWEEN LAKE LADOGA AND THE BALTIC SEA IN THE LATE HOLOCENE – NEW PALAEOLIMNOLOGICAL DATA

D. D. Kuznetsov[a,#], D. A. Subetto[b], and A. V. Ludikova[a]

[a] *Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences – St.-Petersburg Federal Research Center, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russian Federation*

[b] *Herzen State Pedagogical University of Russia, St.-Petersburg, Russian Federation*

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

The paper presents the results of chronological and lithostratigraphic studies of five small lakes located in the northern part of the Karelian Isthmus, where the hypothetical connection between Lake Ladoga and the Baltic existed until the River Neva breakthrough in the south, at the 2nd half of the Holocene. Stratigraphic sequences of the study lakes demonstrate the transition from turbulent environments to low-energetic lacustrine sedimentation ca. 3000–3500 cal. BP. This indicates the termination of the northern Ladoga-Baltic connection as a result of isostatic uplift and the formation of the new Lake Ladoga outlet, the River Neva.

Keywords: Karelian Isthmus, Lake Ladoga, Baltic Sea, Hejnjoki Straight, lake sediments, the Holocene

EDN: XCWTCG
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2022, том 506, № 1, с. 117–122

ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.46

ПОЛЕ СКОРОСТИ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ТЕЧЕНИЯ ЛОМОНОСОВА ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ 2021 И 2022 г.

© 2022 г. О. А. Зуев[1], Е. Г. Морозов[1,*], член-корреспондент РАН В. Г. Нейман[1]

Поступило 05.05.2022 г.
После доработки 02.06.2022 г.
Принято к публикации 06.06.2022 г.

Рассмотрены две серии измерений экваториальных течений Атлантики с помощью бортового акустического допплеровского измерителя скорости течений SADCP на меридиональном разрезе через экватор по 26° з.д. в декабре 2021 г. и в марте 2022 г. По результатам профилирования представлена детальная структура разреза поля скорости высокого разрешения. Новизной работы является выявление тонкой структуры течений по широте и глубине за счет измерений течения бортовым профилографом с высоким пространственным (500 м) и вертикальным (16 м) разрешением. Это оригинальный результат нашего исследования. Параметры течения на разрезе в марте 2022 г. свидетельствуют о высокой вероятности выхода экваториального подповерхностного течения Ломоносова на поверхность океана.

Ключевые слова: скорость течения, течение Ломоносова, измерения бортовым профилографом скорости, экватор

DOI: 10.31857/S2686739722600667

ВВЕДЕНИЕ

В 1959 г. в советской морской экспедиции на научно-исследовательском судне “Михаил Ломоносов” на экваторе в Атлантическом океане был впервые обнаружен подповерхностный поток, названный по имени этого судна течением Ломоносова [6, 10]. Впоследствии стало ясно, что течение Ломоносова [1, 3, 5] имеет аналогичную физическую природу с течением Кромвелла в Тихом океане [2, 13] и течением Тареева в Индийском океане [7, 8]. Не задаваясь здесь целью детального рассмотрения теоретических основ течения Ломоносова, мы полагаем, что к числу исходных причин его происхождения относится крупномасштабное взаимодействие океана с атмосферой. Вследствие этого взаимодействия в экваториальной области океана возникает зона восточных ветров, которые переносят теплую поверхностную воду на запад, где за счет испарения вода становится более соленой и опускается на глубину около 100 м. В результате образуется мощное возвратное подповерхностное течение, которое ориентировано почти строго вдоль экватора на восток, так как при отклонении от экватора сила Кориолиса удерживает это течение в узкой экваториальной зоне. Отметим, что эти конкретные признаки течения Ломоносова в Атлантическом океане, которое переносит вдоль экватора воды высокой солености от побережья Бразилии на восток до Гвинейского залива, описываются в качестве основных его черт во многих ключевых работах, посвященных этому крупномасштабному потоку. В работах [1, 2] даны обзоры экспериментальных измерений в экваториальной зоне, а в работах [5, 11] изложены теоретические основы динамики вод вблизи экватора. В работе [3] изложены результаты наших первых измерений профилографом скорости при пересечении экватора в 2014–2017 гг.

Поскольку экваториальные подповерхностные противотечения являются важной составной частью глобальной структуры общей циркуляции вод Мирового океана, определенный научный интерес представляет получение статистически обеспеченных данных об их пространственно-временной устойчивости. Сохраняя и укрепляя свой приоритет в открытии и исследовании течения Ломоносова, российские океанологи используют каждую представившуюся возможность для выполнения очередной серии измерения его скорости на более совершенном техническом уровне.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Данные измерений течений, обсуждаемые в работе, получены авторами в 2021–2022 гг. при помощи бортового профилографа течений

[1] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: egmorozov@mail.ru*

SADCP Ocean Surveyor-75 фирмы TRDI 75 кГц. Во время 87-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” при переходе через экватор было выполнено два профилирования течения Ломоносова (иначе называемого экваториальным подповерхностным противотечением, ЭПП) судовым SADCP. Оба разреза проходили по 26° з.д., с 16-метровым послойным осреднением и общей эффективной глубиной профилирования 700 м, глубина центра верхнего слоя измерений приходится на 22 м. Первый разрез выполнен с 28 по 31 декабря 2021 г., второй – с 13 по 15 марта 2022 г. Все скорости приведены для двухминутного осреднения, что соответствует разрешению по горизонтали около 500 м. Как показано в работе [4], такое осреднение по времени данных измерений бортовым профилографом позволяет корректно выявить реальную тонкую структуру исследуемых течений.

СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЯ ЛОМОНОСОВА

На приведенных рисунках показано построенное по данным измерений распределение широтной компоненты скорости течений на обоих разрезах. На первом разрезе (рис. 1 а) отчетливо прослеживается несколько разнонаправленных потоков. На поверхности – направленное на запад Южное Пассатное течение (ЮПТ), нижняя его граница соответствует верхней границе ЭПП. ЮПТ распространено в широтной полосе от 4° ю.ш. до 3° с.ш., при этом отмечены два максимума западной компоненты скорости на 3.8° ю.ш. на глубине 48 м, где она составляла 67 см/с, и на 1.8° с.ш. на 32 м, где скорость достигала 91 см/с. В северной и южных частях разреза ЮПТ распространено до глубин 100–110 м, тогда как в средней части его нижняя граница расположена значительно выше в связи с влиянием ЭПП и наблюдается на 30 м.

Как показано на рис. 1 а, направленное на восток ЭПП располагалось между 1.5° ю.ш. и 1.5° с.ш. в слое от 30 до 230 м, при этом его следы прослеживались до 360 м в центральной части разреза. Скорость в стрежне течения Ломоносова достигала 111 см/с на 0.4° с.ш. на глубине 78 м. Стрежень течения был незначительно смещен к северу от экватора и находился на глубине от 50 до 100 м. Расход в струе течения Ломоносова по границам внутри изотахи 0.1 м/с составлял 21.1 Св.

Ниже ЭПП, на глубинах 400–700 м, выделяется Экваториальное Промежуточное течение (ЭПТ), западная компонента скорости в котором не превышала 20 см/с. Кроме того, были отмечены направленный на восток перенос в районе 4° ю.ш. в слое 150–250 м со скоростями до 40 см/с, и два западных потока со скоростями до 20 см/с, граничащих с ЭПП с флангов на глубинах 100–300 м.

На втором разрезе (рис. 1 б) структура экваториальных течений значительно отличается. В крупномасштабной системе экваториальных течений явно вырисовывается признак главного изменения – выхода течения Ломоносова на поверхность океана. Некоторые признаки эпизодического существования такого “редкого поведения” этого экваториального потока были отмечены в некоторых упомянутых выше работах. Из-за ослабления пассатов практически исчезает экваториальное поверхностное течение на запад, остаются только незначительные западные потоки в крайних южной и северной частях разреза.

Скорости в их ядрах немногим превышают 35 см/с, составляя на основной части западного переноса 10–20 см/с. На этом фоне основной поток ЭПП, сохраняя свою привязанность к экватору, несколько увеличивается в поперечнике и перемещается вверх, по-видимому, выходя в северной части на поверхность океана. Границами течения являются широты 2° ю.ш. до 2° с.ш. Глубина распространения течения варьируется от поверхности до 250 м. Условное ядро течения Ломоносова со скоростями более 80 см/с растянуто от 0.6° ю.ш. на глубине 100 м до 1.5° с.ш. на глубине 40 м. Максимум скорости 114 см/с наблюдается на глубине 45 м на 0.82° с.ш. Расход течения Ломоносова внутри изотахи 0.1 м/с увеличился до 23.3 Св.

При этом ЭПТ становится более мощным – скорости в ядре, расположенным на 400 м на экваторе, превышают 30 см/с, верхняя граница потока смещается на 270 м. Потоки на запад, окружающие подповерхностное течение Ломоносова, смещаются по глубине и соединяются с ЭПТ, образуя объемный, но медленный перенос на запад. Поток в районе 4° ю.ш. на глубинах 150–250 м незначительно смещается к югу и развивает скорости до 50 см/с. Одновременно, по данным того же разреза, скорости западных компонент течений, окружающих течение Ломоносова с флангов на поверхности, существенно ослабевают.

Мы полагаем, что различия в структуре двух разрезов связаны с внутригодовой изменчивостью экваториальной циркуляции и хорошо согласуются с предыдущими наблюдениями, описанными в научной литературе [12, 14]. Первый разрез приходится на конец декабря, который является переходным периодом между максимумами заглубления ядра подповерхностного течения бореальной осенью и его подъема к поверхности весной. Выше было сказано, что ядро течения расположено на глубине 78 м, максимальная скорость 111 см/с. Влияние восточных ветров значительно, наблюдается широкое поверхностное течение на запад, средние скорости около 50 см/с. Второй разрез выполнен в середине марта, бореальной весной, когда зональная составляющая

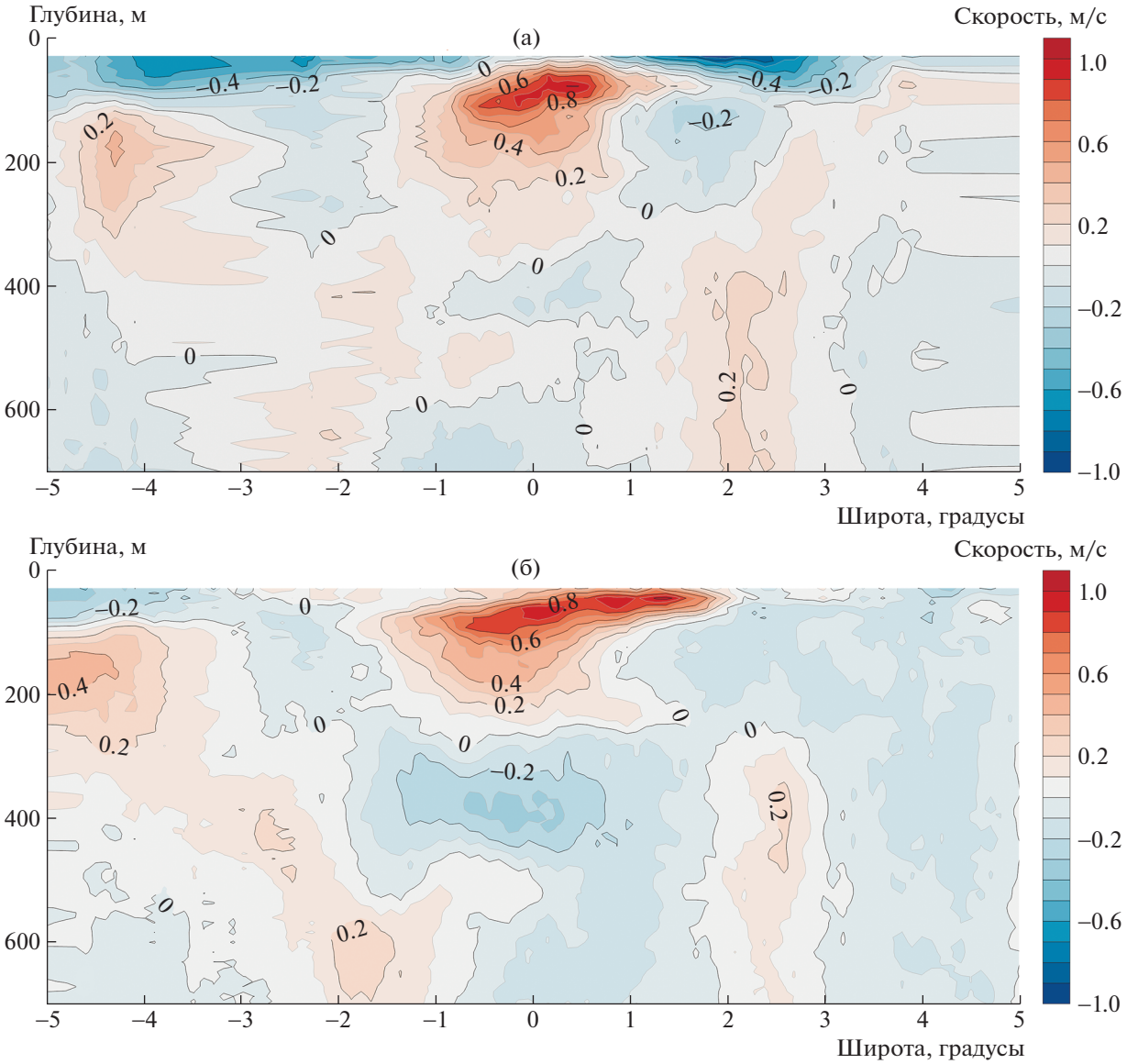

Рис. 1. Разрезы зональной компоненты скорости течений на 26° з.д. Разрез выполнен с севера на юг с 28 по 31 декабря 2021 г. (а); разрез выполнен с юга на север с 13 по 15 марта 2022 г. (б). Положительное направление (в чертеж) на восток. Глубина центра верхнего слоя измерений 22 м; вертикальный размер измерительной ячейки 16 м; осреднение по времени 2 мин эквивалентно пространственному осреднению по горизонтали 0.5 км.

скорости ветра в экваториальной Атлантике изменяет свое направление на противоположное: компонента, направленная на запад, сменяется компонентой, направленной на восток. Соответственно перестраивается и структура экваториального течения: поверхностный западный поток, развитый значительную часть года, замедляется и временами полностью исчезает, а течение Ломоносова смещается ближе к поверхности, иногда выходя на нее и образуя обратный восточный перенос. Максимальная скорость в ядре составляет 114 см/с и находится на 45 м, что значительно выше расположения ядра течения в конце декабря (рис. 2).

Из литературных источников известно, что изменчивость структуры экваториальных течений безусловно связана с ветром [14]. В последнее десятилетие (2008–2018) отмечается интенсификация ЭПП [18], вызванная усилением пассатных ветров в северо-западной тропической Атлантике. На рис. 3 приведена зональная компонента скорости ветра над районом измерений. Данные получены из базы JMR55. В декабре 2021 г. скорость ветра была максимальна и направлена на запад (отрицательные скорости). К марту 2022 г. скорость восточного ветра стала уменьшаться и в середине марта его направление сменилось на западное.

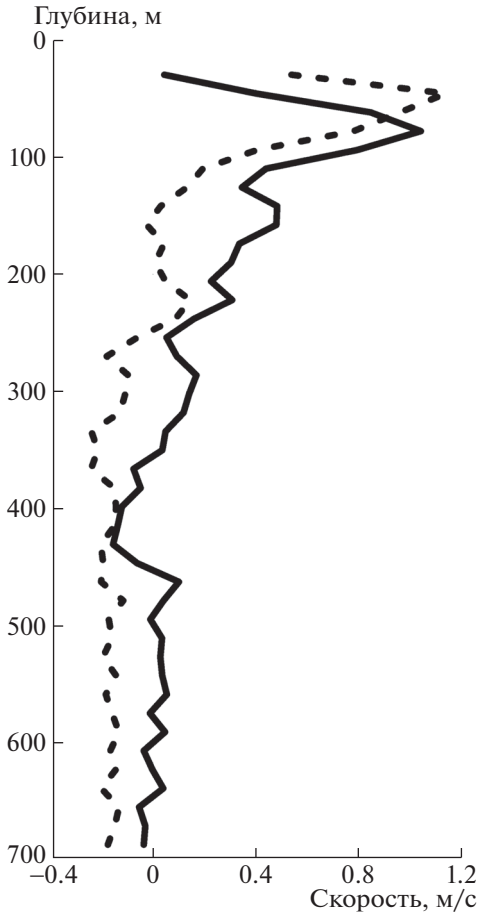

Рис. 2. Профили скорости восточной компоненты: 29 декабря 2021 г. на 0.4° с.ш. (сплошная линия), 14 марта 2022 г. на 0.81° с.ш. (штриховая линия).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление полученных нами результатов с данными предшествующих натурных исследований в том же регионе [4, 17] позволяет предположить, что отмеченные в настоящей работе различия в гидрофизической структуре двух разрезов в экваториальной Атлантике связаны с внутригодовой изменчивостью циркуляционных процессов в атмосфере [12]. В нашем случае первый разрез приходился на конец декабря. В данном регионе в это время наблюдается окончание периода восточных ветров, под воздействием которых на поверхности океана в экваториальной зоне формируется и поддерживается западное Пассатное течение со средней скоростью около 50 см/с [9, 16]. Далее, если продолжить сопоставление полученных в настоящей работе результатов с соответствующими материалами других исследований [1, 14], то нетрудно убедиться, что выполненный в середине марта 2022 г. второй наш разрез приходится на бореальную весну, когда зональная составляющая ветра в экваториальной Атлантике изменяет свое направление на противоположное. Соответственно перестраивается и структура экваториальных течений в верхнем слое океана. Западный поток, развитый здесь значительную часть года, ослабевает, вследствие чего течение Ломоносова иногда смещается ближе к поверхности, как показали наши измерения в 2022 г. и, в случае выхода на поверхность, образует обратный восточный перенос.

В работе рассмотрены результаты анализа данных профилирования зональных экваториальных течений Атлантики во время 87-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Наблюдения вы-

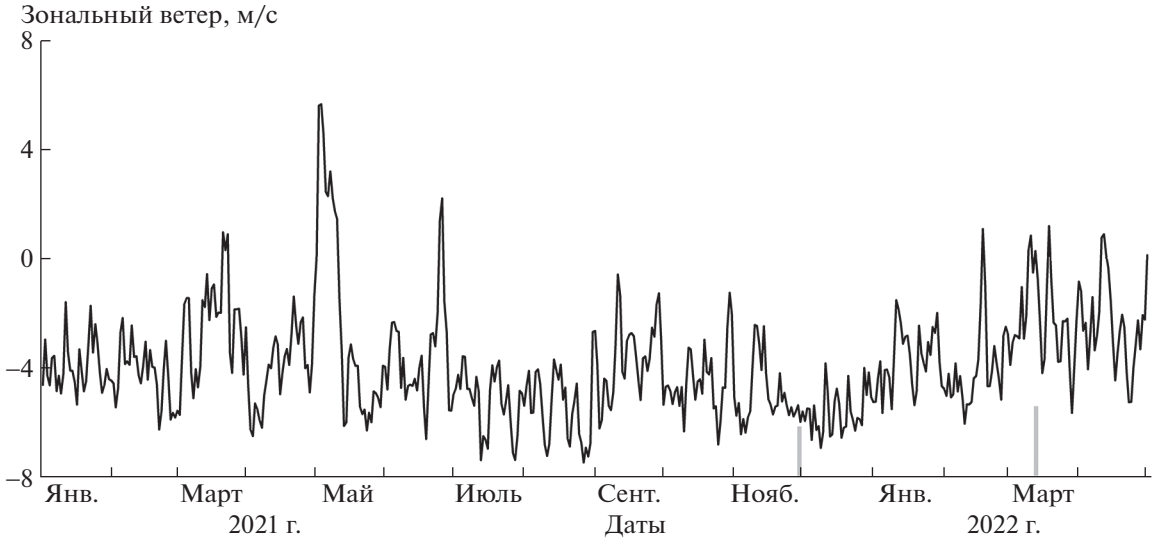

Рис. 3. Изменчивость зонального ветра над районом измерений на экваторе (26° з.д.). Отрицательные значения соответствуют восточному ветру. Серые столбики показывают время выполнения разрезов в конце декабря 2021 г. и в марте 2022 г.

полнялось дважды – на повторном разрезе по 26° з.д. через экватор в декабре 2021 г. и в марте 2022 г. Измерения с высокой степенью детализации проводились на ходу судна бортовым профилографом скорости SADCP при интервале осреднения данных 2 мин, что соответствует пространственному разрешению 500 м.

Измеренные течения характеризуются значительной фрагментарной расслоенностью с суб- и мезомасштабными размерами элементов динамической структуры поля скорости (рис. 1). В марте 2022 г. инструментально зафиксирован признак выхода на поверхность экваториального подповерхностного течения Ломоносова.

Изменения интенсификации течения Ломоносова связаны со временем года, т.е. с сезонной изменчивостью циркуляции атмосферы, и сопровождается вертикальной миграцией стрежня по глубине с одновременным изменением скорости потока. Наши измерения тонкой структуры течений подтвердили это. Максимальные скорости в ядре зарегистрированы в марте в период ослабления восточных ветров. Полученные вариации находятся в хорошем согласии с временной средней изменчивостью параметров течения Ломоносова, известной по литературным данным [2, 12].

Полноценное изучение эволюции основной бароклинной структуры океана, а также крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в высоких и средних широтах, требует непрерывных многолетних рядов наблюдений. В спектре же колебаний скорости экваториальных течений существует статистически достоверный энергонесущий всплеск на периоде порядка недели [2]. Следовательно, экваториальный район предоставляет уникальную возможность реального изучения быстрой бароклинной динамической реакции океана на возмущения атмосферы и позволяет исследовать механизм энергопередачи в системе океан–атмосфера в соответствующем диапазоне пространственно-временных масштабов. Немаловажно, что для такого рода исследований требуются относительно короткие ряды наблюдений, что значительно упрощает и удешевляет экспериментальную часть работы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзадания № FMWE-2021-0002. Анализ данных выполнен при поддержке гранта РНФ 21-77-20004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бубнов В.А.* Циркуляция вод экваториальной зоны Мирового океана. Л. Гидрометеоиздат. 1990. 280 с.
2. *Бурков В.А., Монин А.С.*, Изменчивость течений и сопутствующих океанологических полей на Атлантическом экваториальном полигоне / В кн.: Изменчивость океана и атмосферы в экваториальной Атлантике, М., Наука. 1982. С. 8–35.
3. *Демидова Т.А., Морозов Е.Г., Нейман В.Г.*, Экваториальное подповерхностное течение Ломоносова по данным измерений бортовым профилографом в 2014–2017 гг. // ДАН. 2018. Т. 482. № 3. С. 325–328.
4. *Демидова Т.А., Нейман В.Г., Морозов Е.Г.,* Структура поля скорости экваториального течения Ломоносова по данным измерений весной 2014 и осенью 2015 гг. // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 2. С. 108–138. https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(2).8
5. *Коротаев Г.К., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Теория экваториальных противотечений в Мировом океане. Киев: Наукова думка, 1986. 208 с.
6. *Колесников А.Г., Богуславский С.Г., Григорьев Г.Н., Пономаренко Г.П., Саркисян А.С., Фельзенбаум А.И., Хлыстов Н.З.* Открытие, экспериментальное исследование и разработка теории течения Ломоносова. 1968. Севастополь. МГИ. 243 с.
7. *Нейман В.Г., Бурков В.А., Щербинин А.Д.* Динамика вод Индийского океана. М.: Научный мир, 1995. 223 с. ISBN 5-89176-023-1.
8. *Нейман В.Г., Фрей Д.И., Амбросимов А.К., Каплуненко Д.Д., Морозов Е.Г., Шаповалов С.М.* Экваториальные течения в Индийском океане по измерениям в феврале 2017 г. // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 84–87.
9. *Овчинников И.М., Кривошея В.Г., Осадчий А.С.* Некоторые особенности структуры и динамики гидрофизических полей в зоне течении Ломоносова на меридиане 18°35'. Изменчивость океана и атмосферы в экваториальной Атлантике, М.: Наука. 1982. С. 50–60.
10. *Пономаренко Г.П.* 10-й рейс НИС "Михаил Ломоносов" в Атлантический океан // Океанология. 1962. № 2. С. 164–172.
11. *Фельзенбаум А.И., Шапиро Н.Б.* Некоторые вопросы теории течений на экваторе / Течение Ломоносова. Севастополь. МГИ АН УССР. Отв. ред. А.Г. Колесников. Т. 34. Киев.: Наукова думка, 1966. С. 81–93.
12. *Brandt P., Funk A., Tantet A., Johns W.E., Fischer J.* The Equatorial Undercurrent in the Central Atlantic and its Relation to Tropical Atlantic Variability // Climate Dynamics. 2014. V. 43. P. 2985–2997. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2061-4
13. *Hayes S.P.* Vertical Fine Structure Observations in the Eastern Equatorial Pacific // J. Geophys. Res. 1981. V. 86 (C11). P. 10983–10999. https://doi.org/10.1029/JC086iC11p10983
14. *Leetmaa A., McCreary J.P. Jr., Moore D.W.* Equatorial Currents: Observations and Theory / In; Evolution of Physical Oceanography, B.A. Warren and C. Wunsch (Eds.). MIT Press. 1981. P. 184–197.
15. *Philander S.G.H.* Equatorial Undercurrent: Measurements and Theories // Rev. Geophys. Space Phys. 1973. V. 11. P. 513–570.

16. *Philander S.G.H.* The Equatorial Undercurrent Revisited // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1980. V. 8. P. 191–204.
17. *Stramma L., Schott F.* The Mean Flow Field of the Tropical Atlantic Ocean // Deep-Sea Res. II. 1999. V. 46. P. 279–303.
18. *Brandt P., Hahn J., Schmidtko S., Tuchen F.P., Kopte R., Kiko R., Bourlès B., Czeschel R., Dengler M.* Atlantic Equatorial Undercurrent Intensification Counteracts Warming-induced Deoxygenation // Nat. Geosci. 2021. V. 14. P. 278–282. https://doi.org/10.1038/s41561-021-00716-1

VELOCITY FIELD OF THE EQUATORIAL LOMONOSOV CURRENT BASED ON THE MEASUREMENTS IN 2021–2022

O. A. Zuev[a], E. G. Morozov[a,#], and Corresponding Member of the RAS V. G. Neiman[a]

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

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

Two series of measurements of the equatorial currents in the Atlantic based on the shipborne acoustic Doppler current velocity profiler SADCP over a meridional section through the equator at 26° W are considered. The measurements were carried out in December 2021 and March 2022. Based on the profiling results, a detailed structure of the high-resolution velocity field section is presented. The novelty of the work is the measurement of the fine structure of currents by latitude and depth by measuring the current using a shipborne profiler with high spatial (500 m) and vertical (16 m) resolutions. This is the original result of our study. The flow parameters in the section in March 2022 indicate a high probability that the equatorial Lomonosov Undercurrent outcrops to the ocean surface.

Keywords: current velocity, Lomonosov Current, measurements with shipborne velocity profiler, equator