

СОДЕРЖАНИЕ

Том 496, номер 1, 2021

ГЕОЛОГИЯ

Природа и возраст гранитов центральной части Западно-Сибирской платформы
(на примере Криволуцкого Батолита)

Ю. В. Ерохин, К. С. Иванов, В. А. Коротеев, М. В. Шалдыбин, В. В. Хиллер 5

U–Th–Pb (SIMS)-возраст и условия формирования вулканитов Индигирского разреза
Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток Азии)

А. В. Ганелин, М. В. Лучицкая, М. В. Маскаев 11

Раннеопротерозойские (~920 млн лет) гранито-гнейсы Джунгарского Алатау, Южный Казахстан:
обновление возраста по результатам U–Th–Pb (SIMS)-датирования

Д. В. Алексеев, К. Е. Дегтярев, А. А. Третьяков, Н. А. Каньгина 17

ЛИТОЛОГИЯ

Минералогические индикаторы изменений климата юга Западной Сибири
в голоценовых осадках озера Большие Тороки

Э. П. Солотчина, М. И. Кузьмин, П. А. Солотчин, А. Е. Мальцев, Г. А. Леонова, С. К. Кривоногов 22

ГЕОХИМИЯ

Эманации ртути Байкальского рифта по данным изучения годовых колец деревьев
(на примере Тункинской впадины)

Л. П. Рихванов, Е. Е. Ляпина, Д. В. Юсупов, Е. М. Турсуналиева, А. А. Павлова 30

Проявления неоген-четвертичного магматизма в Восточной Балкарии (Северный Кавказ, Россия):
изотопно-геохронологические данные

Е. Н. Кайгородова, В. А. Лебедев, И. В. Чернышев, А. И. Якушев 36

МИНЕРАЛОГИЯ

Распределение азотно-вакансионных центров NV⁻ в кубических кристаллах алмаза
из россыпей Анабара по данным ОДМР- и ФЛ-томографии

*С. В. Титков, В. В. Яковлева, И. Д. Бреев, А. Н. Анисимов, П. Г. Баранов,
А. И. Дорофеева, Н. С. Бортников* 45

ПЕТРОЛОГИЯ

Свидетельства многоэтапности и полихронности щелочно-ультраосновного
мезозойского магматизма в районе алмазоносных россыпей бассейна реки Эбелях
(восточный склон Анабарского щита)

*В. Г. Мальковец, В. С. Шацкий, А. И. Дак, А. А. Гибшер, И. В. Яковлев,
Е. А. Белоусова, Т. Тсуджимори, Н. В. Соболев* 49

ВУЛКАНОЛОГИЯ

Высококалиевый вулканизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы
(Бирюсинское Присянье)

*Е. Ф. Летникова, А. Э. Изох, Ю. А. Костицын, Ф. А. Летников, В. Б. Ершова, Е. Н. Федерягина,
А. В. Иванов, А. Д. Ножкин, С. И. Школьник, Е. А. Бродникова* 55

ГЕОФИЗИКА

Построение решения обратной задачи по ансамблю моделей на примере инверсии приемных функций <i>И. М. Алёшин</i>	63
Акустический шум в Москве в период карантина по COVID-19 в 2020 г. <i>А. А. Спивак, Д. Н. Локтев, Ю. С. Рыбнов, В. А. Харламов</i>	67
Связь протяженности антарктических и арктических морских льдов с температурными изменениями в 1979–2020 гг. <i>И. И. Мохов, М. Р. Парфенова</i>	71

СЕЙСМОЛОГИЯ

Двухзвенная клавишно-блоковая модель генерации сильнейших субдукционных землетрясений <i>Л. И. Лобковский, И. С. Владимирова, Д. А. Алексеев, Ю. В. Габсатаров</i>	78
Байкальский сейсмоакустический эксперимент <i>А. Л. Собисевич, Д. А. Преснов, Ц. А. Тубанов, А. В. Черемных, Д. Л. Загорский, А. Н. Котов, А. С. Нумалов</i>	82
О временных зависимостях концентрационного параметра разрушения, оцененного разными методами <i>Л. Р. Ботвина, А. Д. Завьялов, И. О. Синев</i>	87
Сейсмогеологическая характеристика и стратификация геологического разреза в арктических регионах Сибирской платформы и на шельфе моря Лаптевых <i>В. А. Конторович, А. Э. Конторович</i>	94

ОКЕАНОЛОГИЯ

Особенности циркуляции вод в центральной части пролива Брансфилда в январе 2020 г. <i>В. А. Кречик, Д. И. Фрей, Е. Г. Морозов</i>	101
--	-----

ГЕОХИМИЯ

Видоспецифичность трендов элементного состава в годовых кольцах деревьев <i>В. Л. Гавриков, А. И. Фертиков, Р. А. Шарафутдинов, Е. А. Ваганов</i>	106
--	-----

CONTENTS

Vol. 496, no. 1, 2021

GEOLOGY

Nature and Age of Granites in the Central Part of the Western Siberian Platform
(on The Example of the Krivolutsky Batholith)

Yu. V. Erokhin, K. S. Ivanov, V. A. Koroteev, M. V. Shaldybin, and V. V. Khiller 5

U–Th–Pb (SIMS) Dating and Conditions of Formation of Volcanites of the Uyandin-Yasachnen
Volcanic Belt (North-east Asia, Indigir Cross-section)

A. V. Ganelin, M. V. Luchitskaya, and M. V. Maskaev 11

Early Neoproterozoic (Ca. 920 Ma) Granite-Gneisses of the Junggar Alataw, South Kazakhstan:
Age Determination Based on Result of U–Th–Pb (Sims) Dating

D. V. Alexeiev, K. E. Degtyarev, A. A. Tretyakov, and N. A. Kanygina 17

LITHOLOGY

Mineralogical Indicators of Southern West Siberia Climate Changes in Holocene Sediments
of Lake Bolshye Toroki

E. P. Solotchina, M. I. Kuzmin, P. A. Solotchin, A. E. Maltsev, G. A. Leonova, and S. K. Krivonogov 22

GEOCHEMISTRY

Mercury Emanations from the Baikal Rift According to the Study of Annual Tree Rings
(on the Example of the Tunka Depression)

L. P. Rikhvanov, E. E. Lyapina, D. V. Yusupov, E. M. Tursunaliyeva, and A. A. Pavlova 30

Neogene-Quaternary Magmatism in the Eastern Balkaria (Northern Caucasus, Russia):
Evidence From Isotope-geochronological Data

E. N. Kaigorodova, V. A. Lebedev, I. V. Chernyshev, and A. I. Yakushev 36

MINERALOGY

Distribution of Nitrogen-Vacancy NV- Centers in Cubic Diamond Crystals from Anabar Placers
as Revealed By Odmr- and FI-tomography

S. V. Titkov, V. V. Yakovleva, I. D. Breev, A. N. Anisimov, P. G. Baranov, A. I. Dorofeeva, and N. S. Bortnikov 45

PETROLOGY

Evidences for Multistage and Polychronous Alkaline-Ultrabasic Mesozoic Magmatism in Area of Alluvial
Diamondiferous Placers of the Anabar River Basin (Eastern Slope of the Anabar Shield)

*V. G. Malkovets, V. S. Shatsky, A. I. Dak, A. A. Gibsher, I. V. Yakovlev,
E. A. Belousova, T. Tsujimori, and N. V. Sobolev* 49

VOLCANOLOGY

High Potassium Volcanism at the Turn of 640 Ma in the South-West
of the Siberian Platform (Biryusa Uplift)

*E. F. Letnikova, A. E. Izokh, Y.A. Kosticin, F. A. Letnikov, V. B. Ershova, E. N. Federyagina,
A. V. Ivanov, A. D. Nojkin, S. I. Shkolnik, and E. A. Brodnikova* 55

GEOFYSICS

The Inverse Problem Solution with an Ensemble of Models:
An Example for Receiver Function Inversion

I. M. Aleshin 63

Acoustic Noise of Moscow During Covid-19 Quarantine In 2020 <i>A. A. Spivak, D. N. Loctev, Yu. S. Rybnov, and V. A. Kharlamov</i>	67
Relationship of Antarctic and Arctic Sea Ice Extent with Temperature Changes in 1979–2020 <i>I. I. Mokhov and M. R. Parfenova</i>	71

SEISMOLOGY

Two-Element Keyboard Model of Strongest Subduction Earthquakes Generation <i>L. I. Lobkovsky, I. S. Vladimirova, D. A. Alekseev, and Y. V. Gabsatarov</i>	78
Baikal Ice-Based Seismoacoustic Experiment <i>A. L. Sobisevich, D. A. Presnov, Ts. A. Tubanov, A. V. Cheremnykh, D. L. Zagorskiy, A. N. Kotov, and A. S. Numalov</i>	82
On the Time Dependences of the Fractureconcentration Parameter Estimated by Different Methods <i>L. R. Botvina, A. D. Zavyalov, and I. O. Sinev</i>	87
Seismogeological Characteristic and Stratification of the Geological Section in the Arctic Regions of the Siberian Platform and the Laptev Sea Shelf <i>V. A. Kontorovich and A. E. Kontorovich</i>	94

OCEANOLOGY

Features of Circulation in the Central Part of the Bransfield Strait in January 2020 <i>V. A. Krechik, D. I. Frey, and E. G. Morozov</i>	101
---	-----

GEOCHEMISTRY

Species-Specific and Non-Species-Specific Elemental Trends in Tree Rings <i>V. L. Gavrikov, A. I. Fertikov, R. A. Sharafutdinov, and E. A. Vaganov</i>	106
---	-----

УДК 550.93(571.1)

ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ГРАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НА ПРИМЕРЕ КРИВОЛУЦКОГО БАТОЛИТА)

© 2021 г. Ю. В. Ерохин^{1,*}, К. С. Иванов¹, академик РАН В. А. Коротеев¹,
М. В. Шалдыбин², В. В. Хиллер¹

Поступило 24.08.2020 г.

После доработки 16.10.2020 г.

Принято к публикации 19.10.2020 г.

Изучение гранитов в фундаменте Западно-Сибирской платформы имеет важное значение. С ними связаны углеводородные залежи, которые располагаются не только над массивом кислых пород, но и в самих гранитах, метасоматически измененных в кровле. При этом граниты наиболее легко и достоверно датируются по цирконам, что облегчает рассмотрение геологического строения района, особенно в условиях перекрытия мощным осадочным чехлом. Изучен вещественный состав гранитоидов из фундамента Трайгородско-Кондаковского лицензионного участка Западно-Сибирского мегабассейна, который расположен на северо-западе Томской области, у границы с ХМАО, примерно в 40 км восточнее села Александровское. Этот участок расположен в пределах Александровского свода, который с юго-востока ограничен Усть-Тымской мегавпадиной, а с северо-запада — Колтогорским мезопрогибом. Сам Александровский свод имеет сложное строение, где в обрамлении карбон-девонских осадочных (преимущественно карбонатных) пород и ордовик-силурийских сланцев располагается крупный Криволуцкий гранитный батолит. Установлено, что породы батолита относятся к лейкогранитам и гранитам нормальной щелочности и подверглись метасоматическим изменениям в виде наложенной пропилитизации и аргиллизации. Граниты относятся к I типу и вероятно формировались по островодужному субстрату. Их возраст, по результатам U–Pb-датирования цирконов, составляет примерно 268 млн лет, т.е. генерация и внедрение гранитов происходили во время начала образования центрального рифта Западной Сибири — Колтогорско-Уренгойского (по данным Ag–Ag-датирования базальтов также формировался 268 млн лет назад).

Ключевые слова: граниты, цирконы, U–Pb-датирование, Александровский свод, Западная Сибирь

DOI: 10.31857/S2686739721010060

Нами исследовались граниты на Трайгородско-Кондаковском лицензионном участке, который расположен на северо-западе Томской области, у границы с ХМАО, примерно в 40 км восточнее села Александровское. Месторождения нефти здесь были открыты в 1966 г., но только с начала этого века стали разрабатываться. Ранее здесь выделялось три участка — Чебачий, Кондаковский и Трайгородский, а в настоящее время все они были объединены в Трайгородско-Кондаковский. Этот участок расположен в пределах Александровского свода, который с юго-востока ограничен Усть-Тымской мегавпадиной, а с северо-запада — Колтогорским мезопрогибом ([8, 9, 11] и др.). На палеозойские структуры здесь

наложены триасовые рифты, выполненные базальтами (детальнее — см. [6] и рис. 1). Сам Александровский свод имеет сложное строение, где в обрамлении карбон-девонских осадочных (преимущественно карбонатных) пород и ордовик-силурийских сланцев располагается крупный Криволуцкий гранитный батолит. Массив имеет неправильную вытянутую форму и ориентирован с севера на юг, приблизительный размер 10 × 30 км, так как с поверхности он перекрыт битуминозными аргиллитами баженовской свиты поздней юры ([7, 10] и др.).

Нами изучался керн одной из скважин, пробуренной по телу гранитного массива, по которому суммарно она прошла 75 м. Примечательно, что в районе массива разрез юры (от подошвы баженовской свиты до фундамента) сокращается до 25–30 м, а в районе Чебачьего участка баженовская свита непосредственно примыкает к гранитам. В интервале примыкания от контакта с осадками баженовской свиты (около 8 м) гранитоиды

¹ Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

² АО “ТомскНИПИнефть”, Томск, Россия

*E-mail: erokhin-yu@yandex.ru

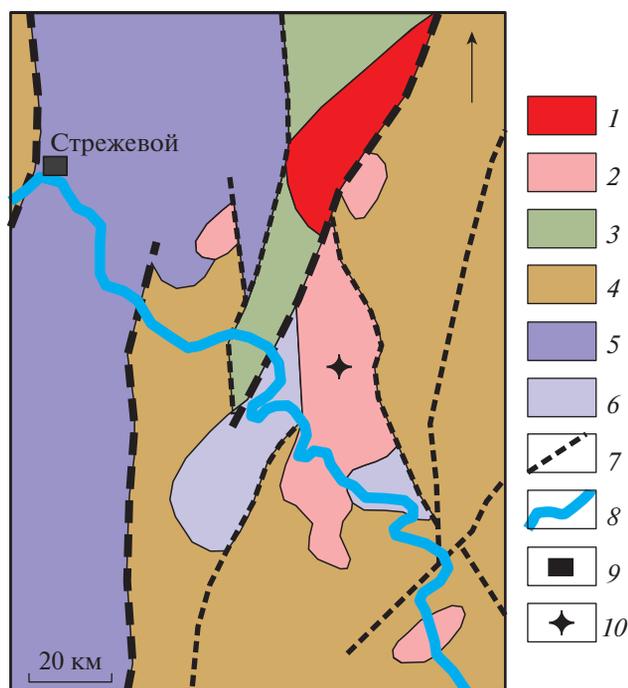


Рис. 1. Геологическая карта доюрского основания Александровского свода (дана по [7] с упрощениями). 1 – предположительно протерозойские и нижнепалеозойские метаморфические сланцы и гнейсы; 2 – гранитоиды Кривоульцкого массива; 3 – ордовикско-силурийские глинистые, метаморфические сланцы и мраморы; 4 – девонские и нижнекаменноугольные известняки, песчаники, сланцы, эффузивы и их туфы; 5 – триасовые базальты и диабазы Колтогорского рифта; 6 – триасовые риолиты и их туфы; 7 – разломы; 8 – река Обь; 9 – город Стрежевой; 10 – изученная скважина.

претерпели вторичные изменения в виде пропилитизации и аргиллизации. После интервалов метасоматитов вскрыты неизменные граниты, имеющие розоватую окраску и мелко-среднезернистую структуру.

Породы сложены агрегатом кварца, калиевого полевого шпата (ортоклаза), плагиоклаза (альбит) и биотита (аннит). Из вторичных минералов отмечаются карбонат (кальцит и сидерит), мусковит (по матрице полевых шпатов) и хлорит (по биотиту). Из акцессорных минералов присутствуют циркон, титанит и фторапатит. По петрохимическим данным породы относятся к обычным лейкогранитам и гранитам нормально-щелочного ряда (см. табл. 1) и, в целом, напоминают породы Приобского комплекса Колывань-Томской складчатой зоны [2]. На спектрах РЗЭ идет постепенное нарастание легких лантаноидов, и отсутствует европиевая аномалия (см. рис. 2а). На разных дискриминационных диаграммах исследуемые умеренно-глиноземистые граниты попадают в область гранитоидов активной континентальной окраины и океанических дуг, что позволяет относить их к гранитам I типа. На диаграммах Дж. Пирса [16] породы располагаются в полях составов гранитоидов, образовавшихся как в островодужной, так и в коллизионной обстановке (см. рис. 2б).

Датирование гранитов Александровского свода ранее не проводилось, предполагался их средне-позднепалеозойский возраст [11] или пермско-триасовый возраст по аналогии с породами Приобского комплекса Колывань-Томской складчатой зоны [2]. Нами для U–Pb-изотопного датирования были выделены акцессорные цирконы, размером от 100 до 150 мкм, редко до 300 мкм по

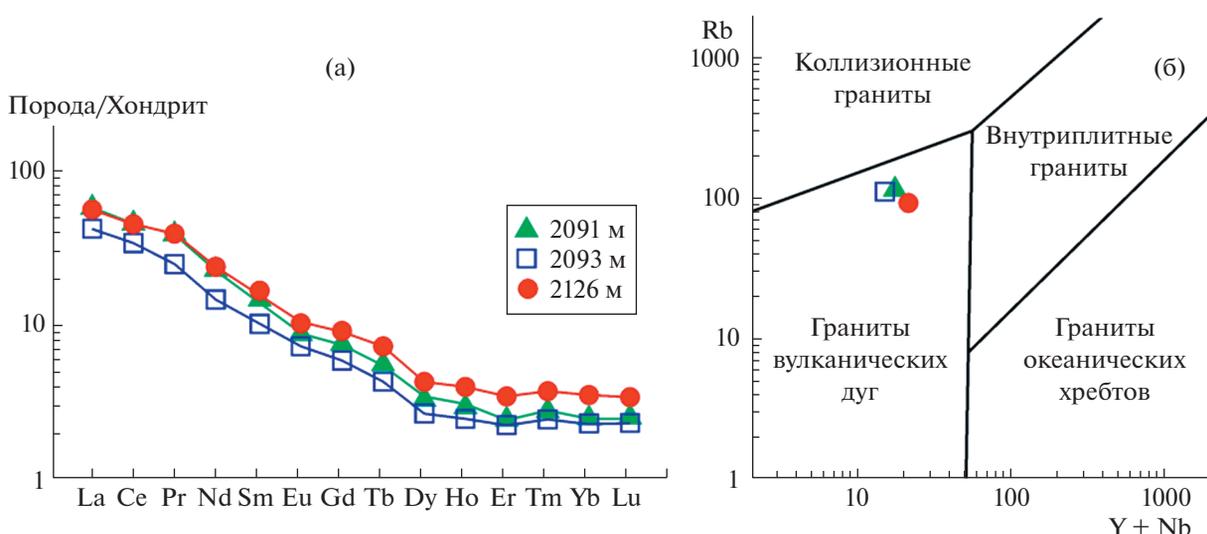


Рис. 2. Геохимическая характеристика гранитоидов Александровского свода: а – Распределение РЗЭ, нормированное по составу хондрита (значения для нормализации по [15]), б – Дискриминационная диаграмма Rb–Y+Nb, по [16].

Таблица 1. Содержание петрогенных (вес%) и редких (г/т) элементов в гранитоидах Александровского свода

Гл., м	2091	2093	2126	Гл., м	2091	2093	2126
SiO ₂	73.81	74.64	70.52	La	19.02	13.90	18.50
TiO ₂	0.07	0.21	0.36	Ce	39.46	29.53	39.06
Al ₂ O ₃	13.44	13.64	15.38	Pr	4.35	2.80	4.40
Fe ₂ O ₃	0.28	0.21	0.51	Nd	14.42	9.31	15.13
FeO	0.75	0.64	1.66	Sm	2.16	1.51	2.47
MnO	0.03	0.04	0.06	Eu	0.49	0.41	0.58
MgO	0.19	0.16	0.57	Gd	2.28	1.61	2.72
CaO	1.36	1.17	1.94	Tb	0.19	0.15	0.25
Na ₂ O	3.97	3.62	4.35	Dy	0.83	0.67	1.08
K ₂ O	4.08	4.18	2.97	Ho	0.15	0.13	0.20
П.п.п.	1.62	0.84	0.93	Er	0.40	0.37	0.57
Li	10.51	9.72	34.42	Tm	0.06	0.05	0.08
Be	2.46	2.13	2.76	Yb	0.40	0.37	0.57
Sc	1.32	1.30	1.81	Lu	0.06	0.06	0.09
Ti	1152	1104	1449	Hf	3.23	2.96	3.93
V	6.74	7.36	8.54	Ta	1.61	1.08	1.36
Cr	1.13	1.00	1.23	W	1.28	4.31	0.34
Mn	66.19	80.77	196	Tl	0.95	0.99	1.22
Co	1.11	4.07	1.17	Pb	18.14	17.88	21.07
Ni	0.82	3.48	0.87	Bi	0.21	0.38	0.03
Cu	4.15	6.36	2.75	Th	10.25	6.99	16.57
Zn	32.26	25.79	41.56	U	3.12	15.21	5.27
Ga	19.59	19.51	20.46	Rb	115	111	92.29
Ge	1.21	1.16	1.13	Sr	320	275	319
Y	3.67	3.47	5.21	Nb	13.60	11.34	15.91
Zr	118	118	140	Mo	0.02	0.09	0.06
Cs	2.26	2.03	2.76	Ag	0.43	0.39	0.55
Ba	871	909	852	Cd	0.09	0.09	0.11
Sn	0.87	1.08	1.52	Sb	0.38	0.33	0.27

Примечание. Анализы пород сделаны в лаборатории ФХМИ (ИГГ УрО РАН); керн с глубины 2091 и 2093 м – лейкограниты, а с глубины 2126 м – гранит.

удлинению. Кристаллы имеют белесую окраску, хорошо огранены, коротко- и длиннопризматического габитуса, обычно с развитием одной дипирамиды и редким присутствием базопинакоида (рис. 3). Определение U–Pb-возраста по цирконам было выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, по методике [17]. В табл. 2 приведены результаты изотопного анализа цирконов из гранитов Александровского свода. Полученные датировки легли на конкордию (рис. 4) в область 267–269 млн лет, что соответствует среднепермскому времени, нижней половине гваделупской (Guadalupian) эпохи Международной шкалы. Кроме того, в пробах отмечаются более молодые конкордатные значе-

ния возраста в области 250–240 млн лет и дискордантные – в области 230, 200, 180, 160 и 130 млн лет. Эти датировки в основном встречаются в краевых частях кристаллов циркона и, по всей видимости, являются результатом метасоматических преобразований гранитов. Отметим, что эти более молодые цифры (в пределах 250–130 млн лет) очень хорошо совпали с ранее выявленными (по омоложенным K–Ar-датировкам) этапами мезозойской тектонической активизации Западно-Сибирской платформы [13].

Получается, что граниты Александровского свода сформировались несколько ранее гранитоидов Приобского комплекса Колывань-Томской складчатой зоны, возраст которых оценивается от

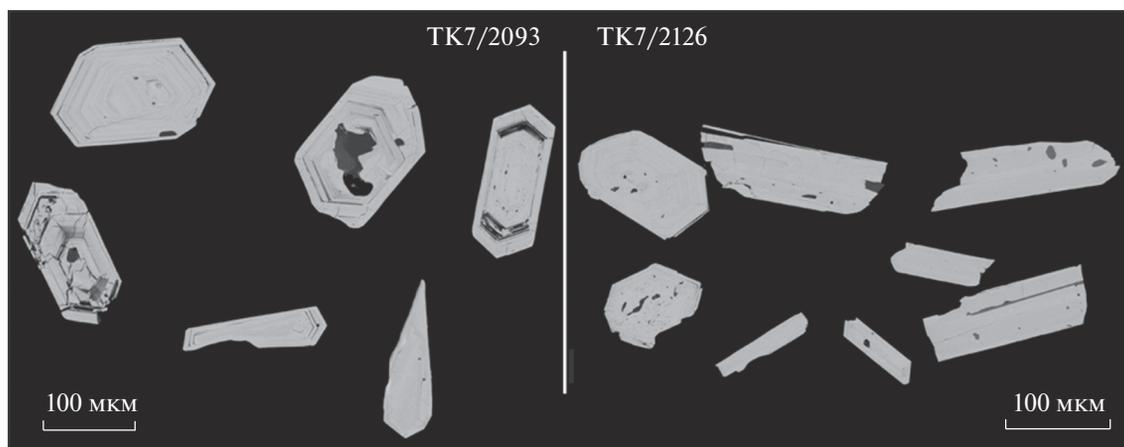


Рис. 3. Морфология зерен циркона в гранитоидах Александровского свода. BSE-фото.

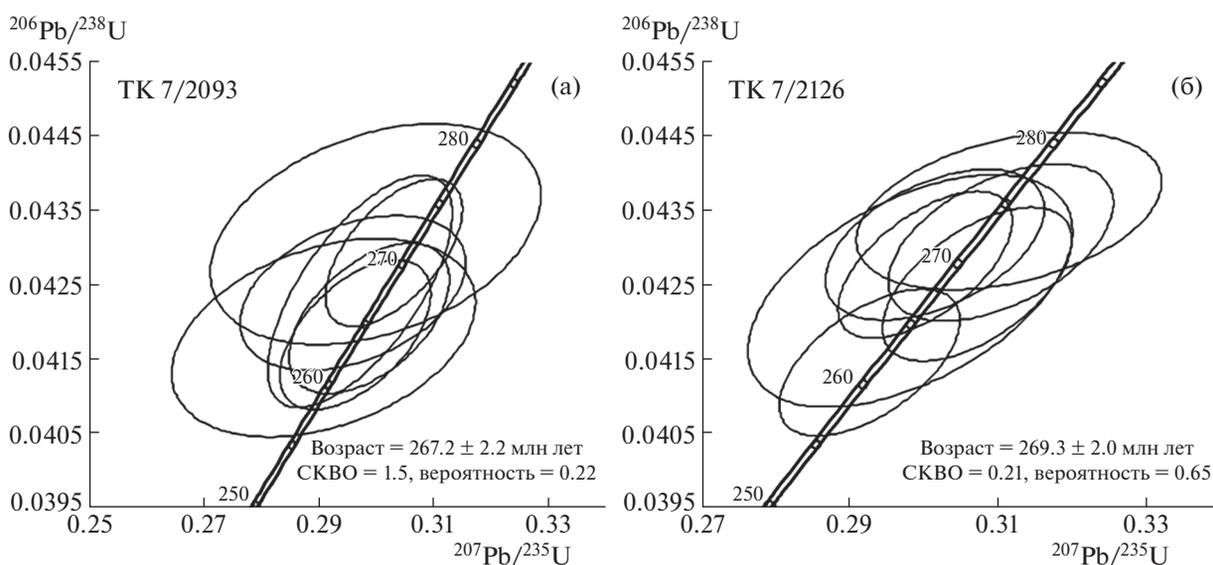


Рис. 4. U–Pb (SHRIMP-II)-данные для цирконов из гранитоидов Александровского свода.

261 до 249 млн лет [1]. Интересно, что полученные U–Pb-датировки гранитов Александровского свода совпали с Ag–Ag-возрастом неизмененных базальтов (268 млн лет) из расположенного рядом Колтогорского рифта [4]. Из этого следует, что изученные граниты были сформированы во время первого импульса растяжения, предшествовавшего формированию системы раннетриасовых грабенов Западной Сибири, и, по всей видимости, связанного с подъемом мантийного плюма, описанного в ([3, 14] и др.). При этом кремнекислые породы, сформированные под действием мантийного плюма, имеют геохимические черты гранитов А-типа ([5, 12] и др.), характерных для обстановок растяжения: внутриплитных, рифтогенных, постколлизонных. Но гра-

ниты Александровского свода относятся к I типу и не имеют геохимических меток внутриплитного магматизма. На наш взгляд, это может объясняться тем, что при становлении центрального рифта Западной Сибири – Уренгойско-Колтогорского, шириной до 50 км, при воздействии высокотемпературного плюма (температура базальтового расплава составляет как известно около 1200°C) и связанных с ним тепловых и флюидных потоков, произошло частичное плавление уже сформированной к тому времени континентальной земной коры Западно-Сибирской платформы. В составе этой коры преобладали островодужные образования ([6] и др.), очевидно, и явившиеся материалом для выплавления гранитов Александровского свода.

Таблица 2. U–Pb (SHRIMP-II)-изотопные данные для цирконов из гранитоидов Александровского свода

Зерно	Содержание				Возраст, млн лет	Изотопные отношения (1), ±%		
	%	г/г				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U
	²⁰⁶ Pb _c	²⁰⁶ Pb*	U	Th				
TK 7/2093								
1.1	0.19	19.0	521	101	267.9 ± 2.7	0.296 ± 2.7	0.0424 ± 1.0	23.59 ± 1.0
2.1	0.02	38.7	1049	252	271.1 ± 2.5	0.303 ± 1.6	0.0429 ± 0.9	23.30 ± 0.94
2.2	0.58	45.2	1857	424	178.8 ± 1.6	0.200 ± 2.2	0.0282 ± 0.9	3547 ± 0.92
3.1	0.00	5.7	159	33	264.2 ± 3.5	0.291 ± 3.7	0.0418 ± 1.3	2393 ± 1.3
3.2	0.00	5.34	144	33	272.9 ± 3.7	0.300 ± 3.9	0.0432 ± 1.4	23.16 ± 1.4
4.1	0.12	37.9	1038	246	268.0 ± 3.9	0.297 ± 2.2	0.0424 ± 1.5	23.58 ± 1.5
4.2	0.20	38.7	1181	207	240.8 ± 2.3	0.266 ± 2.2	0.0380 ± 0.9	26.29 ± 0.94
5.1	0.03	26.2	724	120	265.5 ± 2.6	0.299 ± 1.9	0.0421 ± 1.0	23.78 ± 0.98
6.1	0.44	41.6	1873	403	163.8 ± 1.5	0.194 ± 2.1	0.0257 ± 1.0	38.85 ± 0.95
7.1	0.09	39.5	1097	298	264.2 ± 2.6	0.296 ± 1.8	0.0418 ± 1.0	23.91 ± 0.98
TK 7/2126								
1.1	0.03	40.1	1127	324	261.8 ± 2.5	0.292 ± 1.7	0.0415 ± 1.0	24.13 ± 0.97
1.2	3.01	61.3	3273	1311	134.9 ± 1.2	0.172 ± 3.2	0.0211 ± 0.9	47.31 ± 0.93
2.1	0.00	36.0	986	338	268.3 ± 2.6	0.307 ± 1.7	0.0425 ± 1.0	23.53 ± 0.99
2.2	0.07	24.9	667	118	274.4 ± 2.7	0.312 ± 2.7	0.0435 ± 1.0	23.00 ± 0.99
3.1	0.95	73.2	2308	891	231.6 ± 2.1	0.268 ± 2.1	0.0366 ± 0.9	27.34 ± 0.91
4.1	0.27	18.3	500	93	267.7 ± 4.0	0.298 ± 3.0	0.0424 ± 1.5	23.58 ± 1.5
5.1	0.13	31.1	840	148	271.6 ± 2.6	0.302 ± 2.0	0.0430 ± 1.0	23.24 ± 0.96
6.1	0.00	22.4	605	144	271.8 ± 2.7	0.310 ± 2.0	0.0431 ± 1.0	23.22 ± 1.0
7.1	0.08	60.6	1648	330	269.9 ± 2.5	0.300 ± 1.6	0.0427 ± 0.9	23.38 ± 0.94
7.2	0.34	25.0	730	159	251.4 ± 2.5	0.274 ± 2.6	0.0398 ± 1.0	25.15 ± 1.0
8.1	1.59	94.3	2970	986	230.4 ± 2.1	0.284 ± 5.1	0.0364 ± 1.0	27.49 ± 0.95
9.1	0.86	57.4	2013	3677	208.7 ± 1.9	0.246 ± 2.5	0.0329 ± 1.0	30.39 ± 0.95

Примечание. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно; погрешности калибровки относительно стандартов 0.31%; (1) коррекция с использованием ²⁰⁴Pb.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят АО “Томскнефть” ВНК за предоставленный материал для исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Сотрудники Института геологии и геохимии работали над статьей в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (регистрационный № АААА-А18-118052590032-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабин Г.А., Черных А.И., Головина А.Г., Жигалов С.В., Долгушин С.С., Ветров Е.В., Кораблева Т.В., Бодина Н.А., Светлова Н.А., Федосеев Г.С., Хилько А.П., Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Лоскутов И.Ю., Михаревич М.В., Пихутин Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44. Новосибирск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 392 с.
2. Варзарова Э.Г., Гертнер И.Ф., Кравченко Г.Г. Особенности вещественного состава пород фундамента Западно-Сибирской плиты (Александровский свод) // Современные тенденции развития нефтегазовой и машиностроительной отраслей. Материалы I Международной конференции. Пермь: Изд-во ИП Т.М. Ситигова, 2016. С. 11–16.
3. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
4. Иванов К.С., Ерохин Ю.В. О времени заложения системы триасовых рифтов Западной Сибири // ДАН. 2019. Т. 486. № 1. С. 88–92.
5. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л., Хиллер В.В., Родионов Н.В., Лепихина О.П. Первые сведения о раннепротерозойском сиалическом фундаменте на востоке Западно-Сибирской платформы (результаты исследования Тынъярского риолит-гранита).

- нитного массива) // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 10. С. 1304–1321.
6. Иванов К.С., Костров Н.П., Вахрушева Н.В., Ерохин Ю.В., Берзин С.В., Погромская О.Э., Степанов А.Е. Геологическое фундамента центральной части Западно-Сибирской платформы (Юганско-Колтогорский регион). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. 325 с.
 7. Калинин А.Ю. Структурно-тектоническая характеристика, сейсмогеологическая модель и оценка перспектив нефтегазоносности верхней юры и неокома Александровского свода и Колтогорского мегапрогиба. Дисс... кандидата геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2015. 200 с.
 8. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Наука, 1975. 680 с.
 9. Конторович В.А., Калинина Л.М., Калинин А.Ю., Соловьев М.В., Локтионова О.А. Геологическое строение и сейсмогеологические критерии картирования нефтегазоперспективных объектов нижнеюрских отложений Усть-Тымской мегавадины // Геология нефти и газа. 2018. № 6. С. 81–96.
 10. Конторович В.А., Калинина Л.М., Лапковский В.В., Соловьев М.В., Бахарев А.Н. Тектоника и нефтегазоносность центральной части Александровского свода // Геология нефти и газа. 2011. № 5. С. 119–127.
 11. Лобова Г.А., Лунёва Т.Е., Исаева О.С. Нефтегазоносность коры выветривания и палеозоя Колтогорского мезопрогиба (северо-запад Томской области) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 9. 103–113.
 12. Туркина О.М., Сенников Н.В., Клец А.Г., Беляев С.Ю., Филиппов Ю.Ф., Руднев С.Н. Изотопный Sm-Nd состав гранитов Межовского устойчивого массива и вероятная оценка возраста сиалической коры центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы / Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Материалы II Всероссийской научной конференции. Новосибирск: “Гео”, 2010. С. 166–168.
 13. Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Калеганов Б.А. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным K-Ar метода датирования) // ДАН/ 2004. Т. 397. № 2. С. 239–242.
 14. Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny / Dobretsov N., Pirajno F., Borisenko A. (Eds.). Novosibirsk: SB RAS, 2009. 432 p.
 15. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. P. 757–775.
 16. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956–983.
 17. Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Inter. Journal of Geosciences. 2012. Vol. 3. № 2. P. 289–296.

NATURE AND AGE OF GRANITES IN THE CENTRAL PART OF THE WESTERN SIBERIAN PLATFORM (ON THE EXAMPLE OF THE KRIVOLUTSKY BATHOLITH)

Yu. V. Erokhin^{a, #}, K. S. Ivanov^a, Academician of the RAS V. A. Koroteev^a, M. V. Shaldybin^b, and V. V. Khiller^a

^a Institute geology and geochemistry, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation

^b TomskNIPIneft JSC, Tomsk, Russian Federation

[#]E-mail: erokhin-yu@yandex.ru

The study of granites in the basement of the Western Siberian platform is of great importance. They are associated with hydrocarbon deposits, which are located not only above the massif of felsic rocks, but also in the granites themselves, metasomatically altered at the top. At the same time, granites are most easily and reliably dated by zircons, which makes it easier to examine the geological structure of the area, especially in conditions of overlap by a thick sedimentary cover. The material composition of granitoids from the basement of the Traigorod-Kondakovsky license area of the Western Siberian megabasin, which is located in the northwest of the Tomsk region, near the border with the Khanty-Mansi Autonomous Okrug, about 40 km east of the Aleksandrovskoye village, has been studied. This license area is located within the Aleksandrovsky arch, which is bounded in the southeast by the Ust-Tymsk megadepression, and in the northwest by the Koltoгорский mesodepression. The Aleksandrovsky arch itself has a complex structure, where a large Krivolutsky granite batholith is located in the frame of the Carboniferous-Devonian sedimentary (mainly carbonate) rocks and Ordovician-Silurian shales. It has been established that batholith rocks belong to leucogranites and granites of normal alkalinity and have undergone metasomatic alterations in the form of superimposed prophyllitization and argillization. Granites belong to I-type and probably formed along the island arc substrate. Their age, according to the results of U-Pb dating of zircons, is approximately 268 Ma, i.e. generation and intrusion of granites took place during the beginning of the formation of the central rift of Western Siberia – the Koltogorsk-Urengoy (according to Ar-Ar dating of basalts also formed 268 million years ago).

Keywords: granites, zircons, U-Pb dating, Aleksandrovsky arch, Western Siberia

УДК 551.2:552.3

U–Th–Pb (SIMS)-ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ ИНДИГИРСКОГО РАЗРЕЗА УЯНДИНО-ЯСАЧНЕНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

© 2021 г. А. В. Ганелин^{1,*}, М. В. Лучицкая¹, М. В. Маскаев¹

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 03.09.2020 г.

Поступило 04.09.2020 г.

После доработки 02.11.2020 г.

Принято к публикации 03.11.2020 г.

Уяндино-Ясачненский вулcano-плутонический пояс (УЯВП) позднеюрского возраста перекрывает складчатые структуры хребта Черского и протягивается от верховьев р. Колыма в северо-западном направлении на 900 км, являясь одним из крупнейших вулканических поясов на Северо-Востоке Азии. Для пород пояса характерна сильная фациальная изменчивость, что свидетельствует о его гетерогенной природе. Представлены первые данные по U–Pb-датированию цирконов и геохимическим особенностям пород Индигирского разреза вулканитов Дарпирской зоны УЯВП. Конкордантный U–Pb-возраст вулканитов составляет 150 ± 2 – 152 ± 2 млн лет, что соответствует титонскому веку поздней юры. Сделан вывод о том, что условия формирования вулканитов изменяются вверх по разрезу от типичных для зрелых островных дуг до более характерных для активных континентальных окраин.

Ключевые слова: Северо-Восток Азии, геодинамика, зрелая островная дуга, континентальная окраина, кислый магматизм, геохронология, циркон

DOI: 10.31857/S2686739721010072

Уяндино-Ясачненский вулcano-плутонический пояс (УЯВП) относится к мезозойским структурам Верхояно-Колымской складчатой системы. Его образования перекрывают коллизионный пояс Черского, протягиваясь на расстояние около 900 км с юго-востока (от верховьев р. Колыма) на северо-запад (к верховьям рр. Селенях и Уяндина) и имеют ширину выходов более 100 км (рис. 1). Согласно существующим представлениям, отложения УЯВП были сформированы в результате развития позднеюрской зоны субдукции в бассейне располагавшемся к востоку от Верхоянской окраины и отделявшим структуры Сибири от Колымо-Омолонского супертеррейна [1–8]. Вопрос о вергентности зоны субдукции и позиции преддугового и задугового бассейнов является дискуссионным. По мнению одних исследователей субдукция была направлена на запад в сторону Сибири [1, 4]. В этом случае в качестве тылового бассейна рассматриваются юрские флишевые отложения Иньяли-Дебинского прогиба, расположенного к западу от УЯВП, а в каче-

стве преддугового бассейна – волжские отложения Илинью-Тасского антиклинория, расположенного к востоку от УЯВП [1, 4]. По мнению других исследователей, направление субдукции было северо-восточным под структуры Колымо-Омолонского субтеррейна. В этом случае отложения Иньяли-Дебинского прогиба рассматриваются в качестве преддугового бассейна, а Илинью-Тасского – в качестве тылового [2].

УЯВП сложен преимущественно верхнеюрскими вулcanoгенно-осадочными образованиями, для которых характерна сильная фациальная изменчивость. Вкрест простирания с северо-востока на юго-запад в строении пояса выделены две зоны: Илинью-Тасская и Дарпирская [1]. В Илинью-Тасской зоне преобладают базальтоиды, в Дарпирской – вулканиты кислого состава. Согласно биостратиграфическим данным, возраст пород пояса характеризуется широкими вариациями в пределах поздней юры, при этом наблюдается омоложение возраста вкрест простирания от Илинью-Тасской к Дарпирской зоне [1].

Несмотря на многочисленные исследования ([1, 3–8] и др.), геодинамическая природа УЯВП до конца не ясна. Большинство авторов, констатируя общий надсубдукционный характер вулканизма, расходятся во мнениях относительно конкрет-

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

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

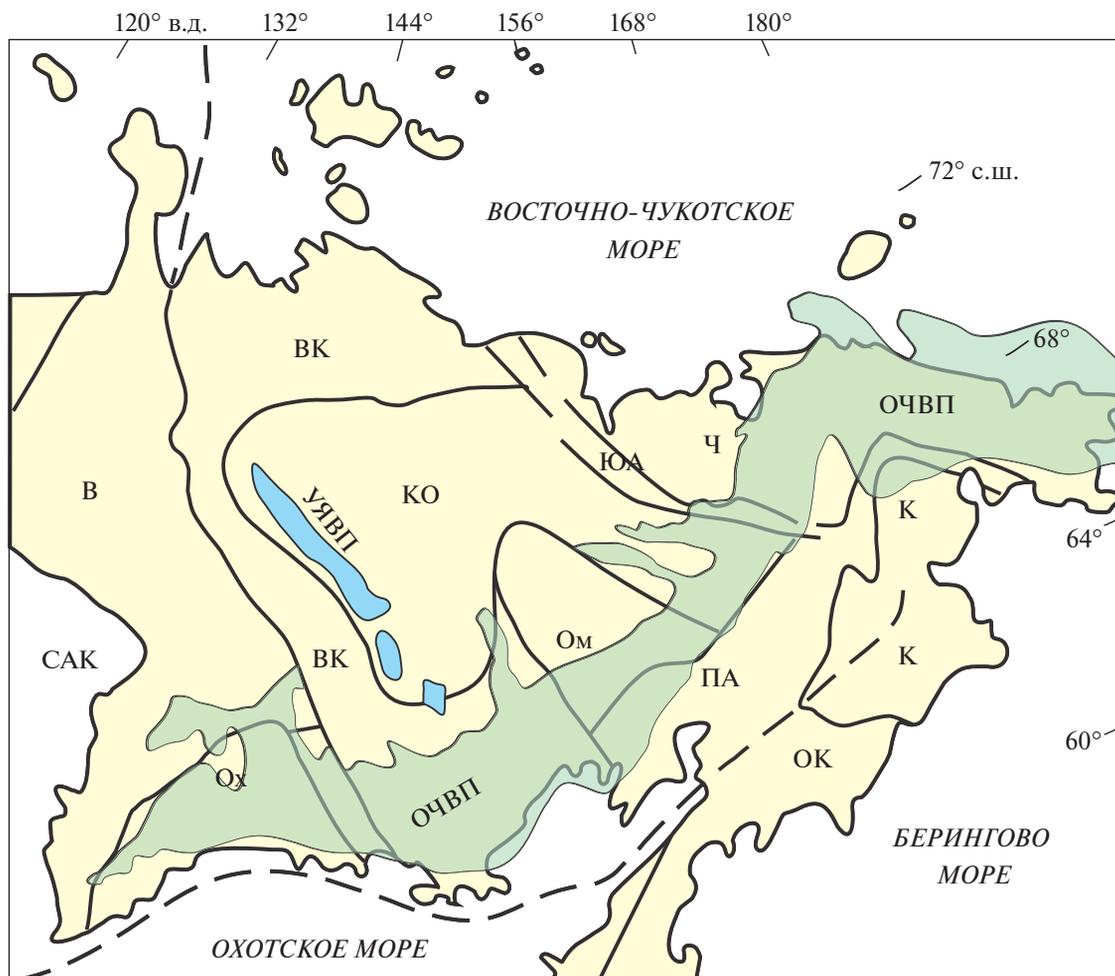


Рис. 1. Схема орогенных поясов Северо-Востока Азии по [2]. Орогенные пояса, кратоны и кратонные террейны: САК – Северо-Азиатский кратон, В – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, ВК – Верхояно-Колымский пояс, КО – Колымо-омолонский супертеррейн, ЮА – Южно-Аньюский пояс, Ч – Чукотский пояс, К – Корякский пояс, ПА – Пенжинско-Анадырский пояс, ОК – Олюторско-Камчатский пояс, Ох – Охотский террейн, Ом – Омолонский террейн. Вулканические пояса: УЯВП – Уяндино-Ясачненский пояс, ОЧВП – Охотско-Чукотский пояс.

ных геодинамических условий формирования комплексов УЯВП. Некоторые исследователи рассматривают комплексы пояса как позднеюрские рифтогенные образования [6]. Не исключается возможность формирования отдельных сегментов пояса в различных геодинамических обстановках [1]. В настоящее время достаточно детально изучена стратиграфия УЯВП [3], стали появляться современные геохронологические данные [7, 8]. Вещественный состав пород наиболее полно охарактеризован только для северного сегмента пояса [5].

Задачей настоящей работы является представление данных по вещественному составу и U–Th–Pb (SIMS)-датированию цирконов из кислых вулканитов ранее не изучавшегося Индигирского разреза Дарпирской зоны УЯВП.

В бассейне среднего течения р. Индигирка УЯВП представлен вулканогенно-осадочными

толщами преимущественно кислого состава. Фрагменты разреза вскрываются в береговых обрывах р. Индигирка на протяжении 50 км вверх по течению от устья р. Уструкта до устья р. Сары-Кыллах. В разрезе выделено две толщи, возраст которых по данным геолого-съёмочных работ определен по комплексам бухий как оксфорд–киммеридж и киммеридж–волга [9]. Следует отметить, что по данным [1], породы дарпирской зоны характеризуются преимущественно киммериджским возрастом.

Нижняя толща согласно перекрывает карбонатно-терригенные отложения келловейского яруса мощностью 700 м [9]. В ее основании залегают андезиты, сменяющиеся чередованием пачек дацитов и риолитов (мощность от 40 до 200 м) с пачками и горизонтами кислых туфов и лавобрекчий, среди которых присутствуют прослои (мощностью до 10 м) терригенных пород. Макси-

мальная мощность толщи в районе – 900 м [9]. Верхняя толща согласно перекрывает нижнюю толщу и сложена дацитами и риолитами (мощность пачек 60–120 м) с маломощными терригенными прослоями в нижней части. Видимая мощность около 1000 м.

U–Th–Pb (SIMS)-ДАТИРОВАНИЕ

U–Th–Pb (SIMS)-датирование акцессорных цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ ФГУП “ВСЕГЕИ”) по методике, изложенной в [10]. Впервые получены геохронологические данные по акцессорным цирконам из кислых вулканитов обеих толщ Индигирского разреза (рис. 2). Все зерна цирконов имеют удлиненную и призматическую форму с хорошо выраженной концентрической зональностью, свидетельствующей об их магматическом генезисе. Для вулканитов из различных частей нижней толщи оценки возраста составляют 151 ± 2 млн лет и 152 ± 2 млн лет (рис. 2а, 2б). Для эффузивов из верхней толщи получены совпадающие в пределах ошибки оценки возраста 151 ± 1 – 150 ± 2 млн лет (рис. 2в, 2г). Ранее на основании фаунистических данных возраст нижней толщи рассматривался как оксфорд-киммериджский, а верхней как киммеридж-волжский (титонский) [9]. Полученные нами датировки свидетельствуют о более молодом (раннетитонском) возрасте обеих толщ Индигирского разреза. Из этого следует, что между изученными вулканитами и подстилающими их отложениями келловейского возраста существует стратиграфический перерыв в объеме оксфорд-киммериджа. Следует отметить, что возраст отложений УЯВП в целом характеризуется оксфорд-волжским (титонским) временем ([1, 3, 4] и др.). Не исключено, что дальнейшее изучение УЯВП методом U–Pb-датирования приведет к существенной коррекции времени его формирования. Наличие стратиграфического перерыва может быть следствием смены островодужного режима на окраинно-континентальный, что нашло свое отражение в геохимических параметрах. Выяснение геодинамической природы УЯВП и палеотектонические реконструкции конвергентной границы во многом будут определяться седиментологическими особенностями отложений смежных Иньяли-Дебинского и Илин-Тасского бассейнов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ

По соотношению SiO_2 и K_2O (рис. 3) вулканиты изученного разреза образуют три серии. Андезибазальты, дациты, риолиты нижней толщи занимают пограничное положение между островодужной то-

леитовой и известково-щелочной сериями. Риолиты из основания верхней толщи соответствуют известково-щелочной серии; дациты и риолиты верхов разреза – высококальциевой известково-щелочной серии.

Андезибазальты из основания разреза характеризуются умеренной магнезиальностью ($\text{Mg}^\# = 0.4$ – 0.5). На дискриминантных диаграммах (Ti–V и Th–Hf–Ta) точки их составов ложатся в поля островодужных вулканитов, а на диаграмме Пирса [12] Nb/Yb–Th/Yb – в поле активных континентальных окраин.

Особенности распределения некоторых петрогенных элементов (Ti, K, Si, Ca) для вулканитов кислого состава показаны на диаграмме Пискунова [13], которая отражает отличие концентраций этих элементов в породах зрелых островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 4). На диаграмме хорошо видно, что точки составов дацитов и риолитов из нижней толщи, а также риолитов из низов верхней толщи попадают в поле пород островных дуг, а также в область перекрытия полей зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. Точки составов пород кислого состава из верхов разреза группируются вдоль границы пересечения полей, часть из них лежит в поле вулканитов активных окраин.

Особенности распределения РЗЭ соответствуют островодужному типу, при этом особенности фракционирования несколько отличаются для пород из разных пачек разреза. Наименьшие концентрации РЗЭ наблюдаются в андезибазальтах основания ($\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 13.6$ г/т) с преобладанием легких над средними и тяжелыми РЗЭ ($\text{La}/\text{Sm} = 2.5$; $\text{La}/\text{Yb} = 3.5$). Суммарные концентрации РЗЭ в риолитах колеблются в диапазоне ($\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 40.8$ – 58.4 г/т), причем максимальные значения характерны для риолитов из нижней пачки. Все риолиты обогащены легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых, при этом степень обогащения риолитов верхов разреза значительно больше ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2.2$ – 2.7 ; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3.5$ – в риолитах нижней пачки и основаниях верхней пачки, $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 3.3$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 6$ – 10.4 – в риолитах верхней части верхней пачки).

Мультиэлементные спектры однотипны для всех кислых пород с преобладанием крупноионных литофильных элементов над высокозарядными. Наблюдается глубокая отрицательная Ta–Nb-аномалия, в остальном спектры близки к спектру континентальной коры.

Следует отметить еще ряд важных особенностей состава вулканитов Индигирского разреза. Все изученные породы, включая андезибазальты, характеризуются отрицательными значениями ϵ_{Nd} (–2.4 до –6.4), что свидетельствует о значительном вкладе корового источника в их образование. По соотношению изотопов неодима и

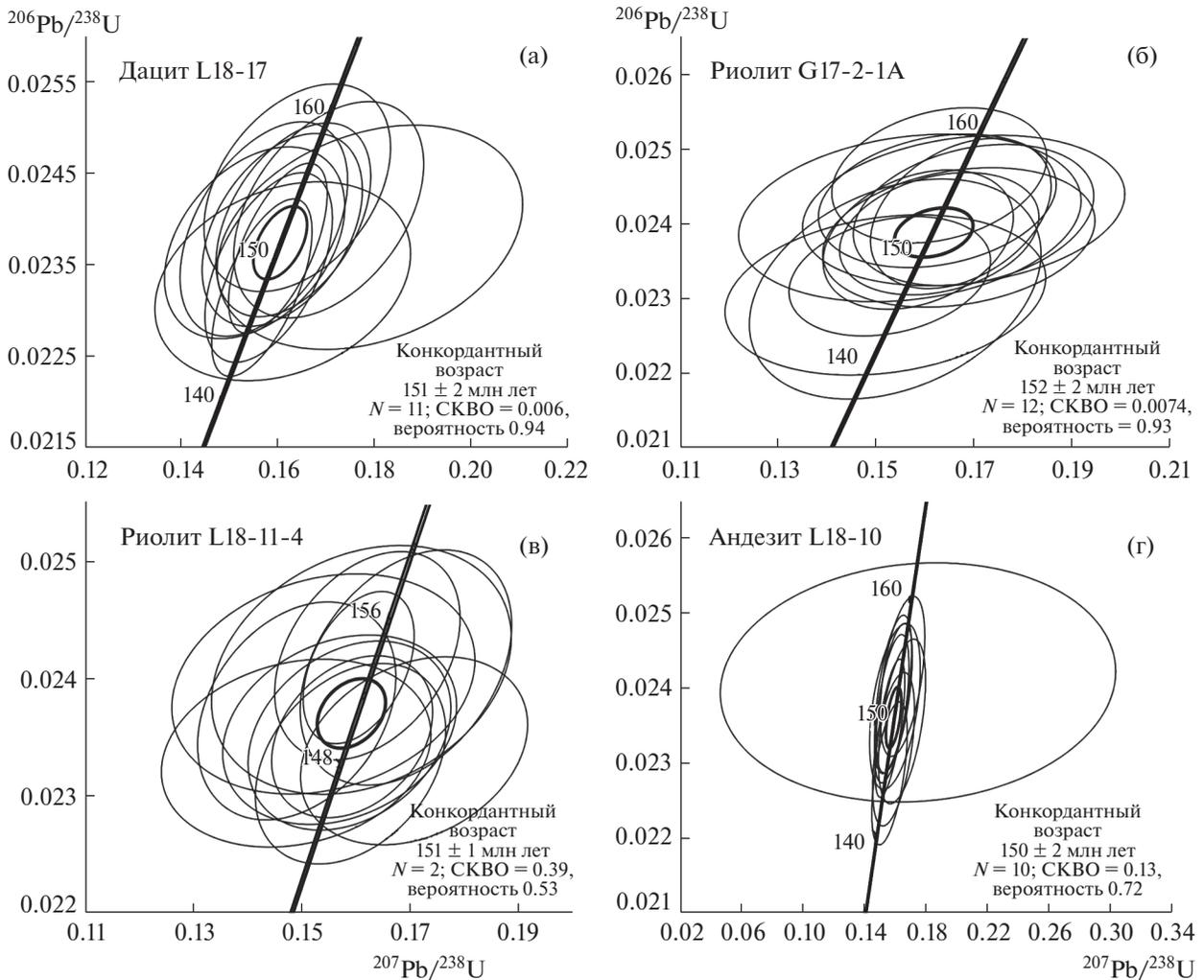


Рис. 2. Диаграммы с конкордиями для цирконов из вулканитов Индигирского разреза УЯВП.

стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708\text{--}0.715$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5122\text{--}0.5124$) исследуемые вулканиты сопоставимы с вулканитами центрального сегмента Анд [14]. Составы кислых вулканитов на диаграмме зависимости $(\text{Y} + \text{Nb})\text{--Rb}$ располагаются как в поле гранитоидов вулканических дуг, так и в поле внутриплитных гранитоидов. Такая особенность характерна для гранитоидов активных континентальных окраин [15].

Представленные данные позволяют сделать вывод, что вверх по разрезу происходит изменение условий формирования вулканитов. Это выражается в том, что составы пород известково-щелочных серий нижней толщи и основания верхней толщи характеризуют геодинамическую обстановку зрелой островной дуги. Состав вулканитов высококальциевой известково-щелочной серии верхов разреза может свидетельствовать о формировании пород в пределах как зрелой ост-

ровой дуги, так и активной континентальной окраины.

Полученные данные имеют важное значение как для межрегиональных корреляций тектономагматических событий на конвергентных окраинах Сибирского континента с окружающими океаническими бассейнами, так и для палеотектонических реконструкций Верхояно-Чукотских мезозойд в поздней юре.

Раннетитонский возраст изученных вулканитов определяет время завершения субдукции, вызвавшей коллизию Колымо-Омолонского микроконтинента и Сибирского континента. Однако вдоль северо-восточной границы Колымо-Омолонского микроконтинента с Прото-Арктическим океаном субдукция продолжалась и в раннемеловое время, где образовался Олойский вулканический пояс [2, 16]. Корреляция УЯВП с Кульпольнейской и Нутесынской островными дугами также становится невозможной, так как в

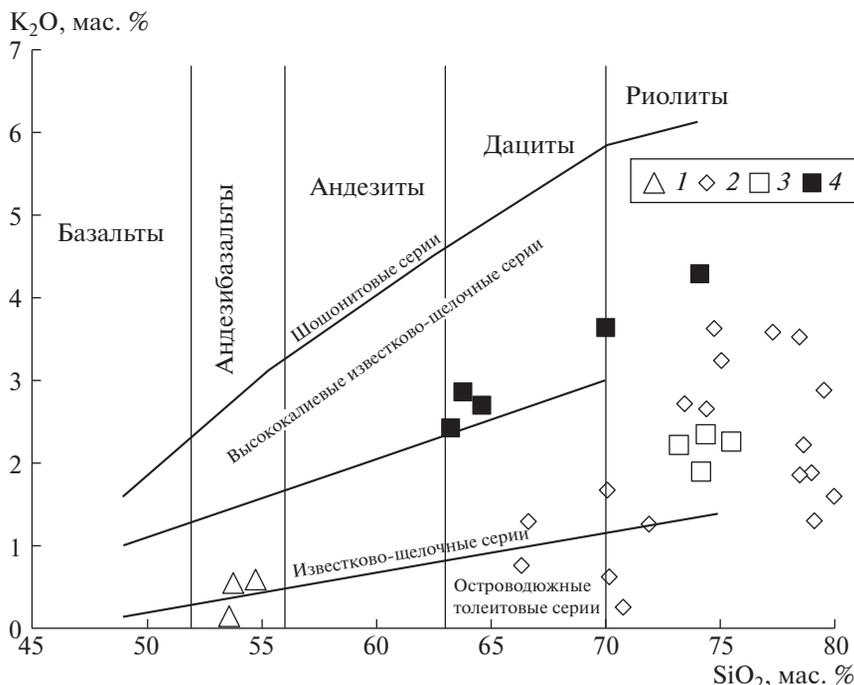


Рис. 3. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ [11] для вулканитов Индигирского разреза УЯВП. 1, 2 – нижняя толща: 1 – андезибазальты основания, 2 – вулканиты кислого состава средней и верхней части толщи; 3, 4 – верхняя толща: 3 – риолиты основания, 4 – вулканиты кислого состава из верхней части толщи.

первом случае дуга существовала в оксфорд-киммеридже, а в волжско (титон)-вланжинское время возникла новая Нутесынская дуга [17].

Следовательно, коллизия Колымо-Омолонского микроконтинента с Сибирью произошла

раньше, чем коллизия Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири, вызвавшая образование Южно-Анхойской сутуры [18]. Отсюда также следует вывод о различной тектоно-магматической истории и разных конвергентных границах Колымо-Омолонского микроконтинента с Сибирью и с Прото-Арктическим океаном.

Сделанные выше выводы о конвергентных границах безусловно носят предварительный характер, поскольку они сделаны на основании изучения Индигирского сегмента УЯВП. Для решения выдвинутой проблемы необходимо дальнейшее изучение островодужных комплексов верхней юры – нижнего мела Верхояно-Чукотских мезозойд.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность сотрудникам и директору Природного парка “Момский” М.Н. Иванову за оказанную помощь в организации полевых работ.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены за счет гранта РФФ 20-17-00197; базовое финансирование сотрудников за счет субсидии 0135-2019-0038.

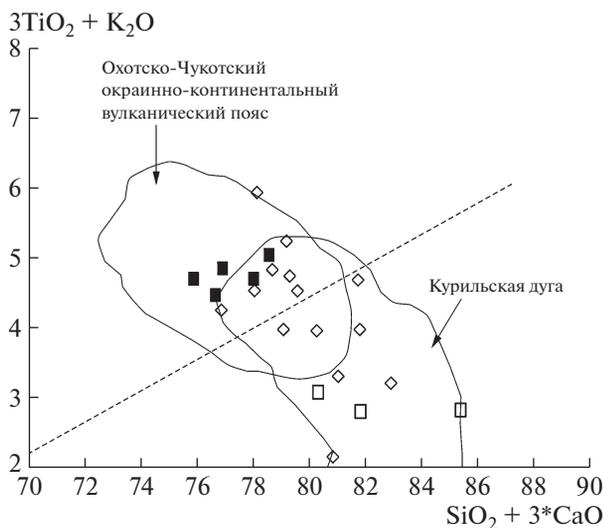


Рис. 4. Диаграмма Пискунова [13] для вулканитов Индигирского разреза УЯВП. Пунктирная линия разделяет области зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. Остальные условные обозначения см. рис. 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дылевский Е.Ф. Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 52–62.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 4–41.
3. Данилов В.Г., Ставский А.П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. № 1. С. 44–55.
4. Гедько М.А. Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88–100.
5. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса и его геодинамическая природа // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 53–56.
6. Сурнин А.А. Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива. Новосибирск: Наука, 1990. 160 с.
7. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., et al. Episodicity and the Dance of Late Mesozoic Magmatism and Deformation Along the Northern Circum-Pacific Margin: North-eastern Russia to the Cordillera // Earth Science Review. 2020. V. 208.
8. Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L., et al. Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Novosibirsk: Publ. House SB RAS, 2007. P. 51–54.
9. Объяснительная записка к листам Q-54-XXI, XXII, XXIII, XXIV Гос. геол. карты СССР. Ред. В.Г. Данилов. М. 1988.
10. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (eds.) Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
11. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B.A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford. 1989. P. 236.
12. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. № 19. P. 290–300.
13. Пискунов Б.М. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.
14. Hawkesworth C.J. Isotope Characteristics of Magmas Erupted along Destructive Plate Margins / Ed. by Thorpe R.S. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. New York: John Wiley and Sons, 1982. P. 549–571.
15. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
16. Горячев Н.А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов. Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 1. С. 2–16.
17. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Позднеюрский-раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 1–14.
18. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лэйер П. Тектоника Южно-Анойской суцтуры // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

U–Th–Pb (SIMS) DATING AND CONDITIONS OF FORMATION OF VOLCANITES OF THE UYANDIN-YASACHNEN VOLCANIC BELT (NORTH-EAST ASIA, INDIGIR CROSS-SECTION)

A. V. Ganelin^{a, #}, M. V. Luchitskaya^a, and M. V. Maskaev^a

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

[#] E-mail: al-gan@yandex.ru

Presented by Academician of the RAS K. E. Degtyariov September 3, 2020

The Uyangino-Yasachnen volcanic-plutonic belt (UYVB) is located in Northeast Asia. It is one of the largest volcanic belts in the region and extends for 900 km from the headwaters of the Kolyma River in a northwestern direction. UYVB are of late Jurassic age and overlap the folded structures of the Chersky collision belt. The rocks of the UYVB are characterized by strong variability of the composition of volcanics, which indicates its heterogeneity. UYVB was studied at the cross-section of the Indigirka River. The article presents the first data on U–Pb dating of zircons and geochemical features of rocks. The concordant U–Pb age of volcanics is 150 ± 2 – 152 ± 2 Ma (Kimmeridge – Volga of the Late Jurassic). It is concluded that to the top of a cross section the conditions of formation of volcanites change from those typical for Mature island arcs to those more typical for active continental margins.

Keywords: Northeast Asia, geodynamics, mature island arc, continental margin, magmatism, geochronology, zircon

УДК 551.1/4;551.2.03, 552.3

РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (~920 МЛН ЛЕТ) ГРАНИТО-ГНЕЙСЫ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ, ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН: ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U–Th–Pb (SIMS)-ДАТИРОВАНИЯ

© 2021 г. Д. В. Алексеев^{1,*}, академик РАН К. Е. Дегтярев¹, А. А. Третьяков¹, Н. А. Каныгина¹

Поступило 14.08.2020 г.

После доработки 16.10.2020 г.

Принято к публикации 03.11.2020 г.

По результатам U–Th–Pb (SIMS)-датирования установлен раннепротерозойский (924 ± 4 млн лет) возраст гранито-гнейсов сарычабынского комплекса — одного из древнейших в хр. Джунгарский Алатау. Полученная оценка определяет также минимальный возраст метасадочных толщ сарычабынской серии, вмещающей гранито-гнейсы. Наиболее вероятным представляется её поздне-мезопротерозойский—ранне-неопротерозойский возраст, соответствующий возрасту близких по составу толщ в сопредельных районах Казахстана и КНР. Возраст гнейсов сарычабынского комплекса совпадает с возрастными аналогами гранитоидов и кислых вулканитов в Актау-Моинтинском блоке Центрального Казахстана и с возрастными гранитоидов в комплексе Венчуань на территории КНР. Эпизод гранитоидного магматизма около 920 млн лет, широко проявленный в Актау-Джунгарском микроконтиненте, является характерной чертой, отличающей его от других докембрийских блоков Казахстана и Северного Тянь-Шаня.

Ключевые слова: граниты, датирование, неопротерозой, Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739721010035

Вопросы происхождения, эволюции и конфигурации докембрийских микроконтинентов, являющихся основными элементами в структуре западных областей Центрально-Азиатского складчатого пояса, остаются в целом слабо охарактеризованными, прежде всего, вследствие дефицита современных геохронологических данных по докембрийским комплексам. Задачей нашего исследования являлось определение возраста и тектонической позиции докембрийских метаморфических толщ, развитых в наименее изученной центральной части Актау-Джунгарского микроконтинента в хр. Джунгарский Алатау Южного Казахстана (рис. 1). Актау-Джунгарский микроконтинент протягивается из Центрального Казахстана в западный Синьцзян (КНР), достигая 1000 км в длину и 200 км в ширину [9]. В лучше изученных западных и восточных областях микроконтинента — в Актау-Моинтинском массиве западного Прибалхашья и в восточной части Джунгарского Алатау на территории КНР — развиты сходные геологические комплексы. В обоих регионах фундамент слагают мезо-

протерозойские и раннепротерозойские кварциты и сланцы (киикская серия и комплекс Венчуань), прорванные раннепротерозойскими гранитами. В Актау-Моинтинском массиве также присутствуют кислые вулканиты, комагматичные гранитоидам. Стратифицированные толщи и граниты метаморфизованы в обстановках зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Выше с несогласием лежат существенно карбонатные толщи неопротерозоя, которые с несогласием и разрывом перекрываются диамиктитами, карбонатами и терригенными отложениями эдиакария и раннего палеозоя [7, 9, 11, 13, 14]. В центральной части микроконтинента в Джунгарском Алатау на юго-востоке Казахстана (рис. 1) развиты литологически сходные комплексы, однако их возраст и структурная позиция остаются слабо обоснованными [1, 5, 6].

Сарычабынская серия, считающаяся наиболее древней стратиграфической единицей в Джунгарском Алатау на территории Казахстана, обнажается в ядерных частях Мынчукурского и Текелийского антиклинориев к востоку от городов Талды-Курган и Текели (рис. 1). Породы серии представлены слюдистыми, кварц-слюдяными и плагиоклаз-кварц-слюдяными сланцами и кварцитами с подчиненными горизонтами мраморов. Метаморфизм пород отвечает высокотемпера-

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: dvalexieiev@mail.ru

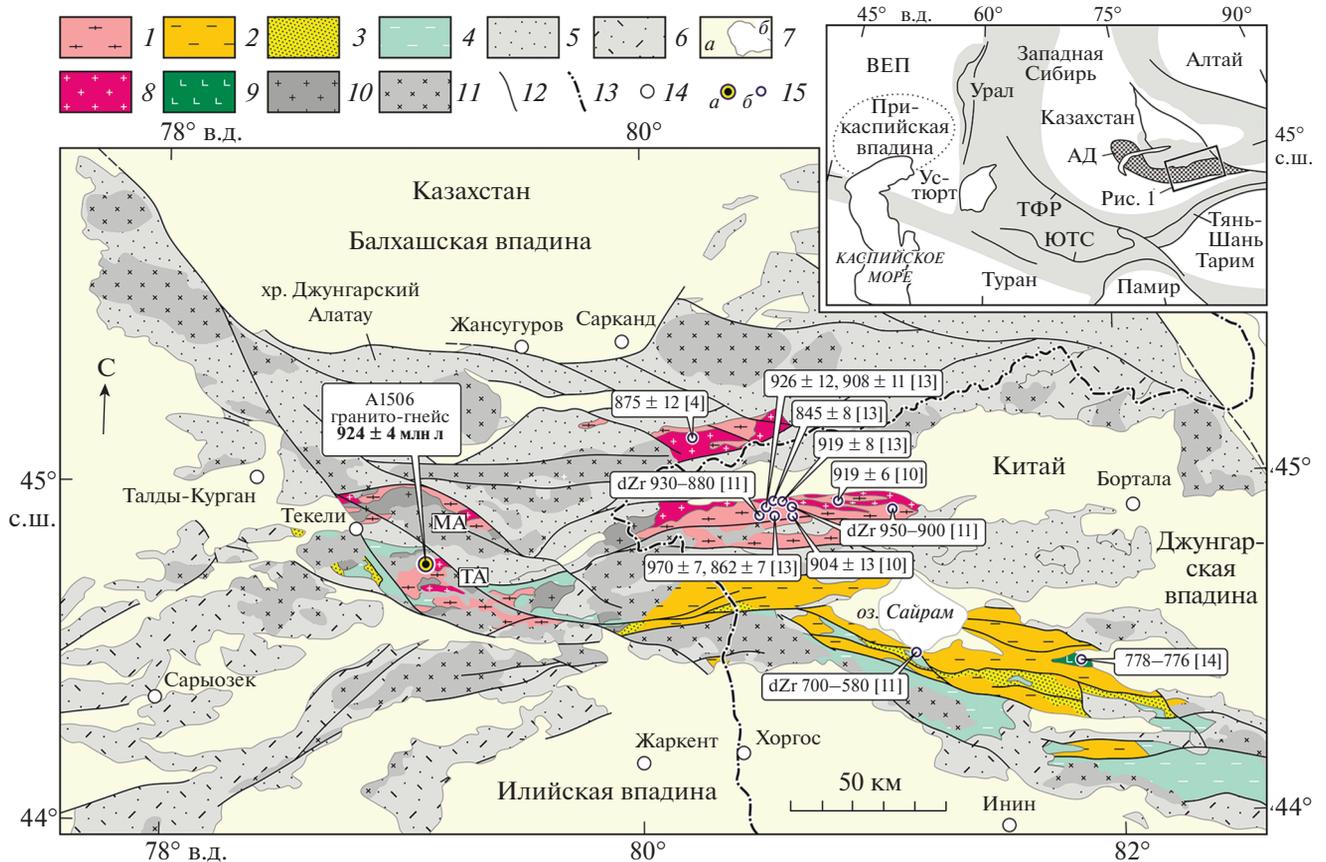


Рис. 1. Геологическая карта Джунгарского Алатау по [6, 8, 12] с изменениями. 1 – мезо- и неопротерозой: сланцы и кварциты сарычабынской серии и комплекса Венчуань; 2 – неопротерозой: карбонаты, сланцы, порфиroidы; 3 – поздний неопротерозой, сланцы и диамиктиты; 4 – нижний палеозой. 5–6 – девон, карбон и пермь; 5 – терригенные отложения, 6 – вулканиты; 7 – отложения мезозоя и кайнозоя (а) и озера (б); 8–11 – интрузивные породы; 8 – неопротерозойские гранитоиды, 9 – неопротерозойские габбро и долериты, 10 – позднеордовикские граниты, 11 – каменноугольные и пермские граниты; 12 – разломы; 13 – государственная граница; 14 – города; 15 – датированные образцы и возрасты пород в млн лет: а) эта статья, б) другие работы; dZr – возрасты наиболее молодых кластеров обломочных цирконов. Ссылки отвечают номерам в списке литературы. На врезке – положение Джунгарского Алатау в структуре Урало-Монгольского пояса. Сокращения: ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ЮТС – Южно-Тянь-Шаньская сутура, ТФР – Таласо-Ферганский разлом, АД – Актау-Джунгарский микроконтинент, МА – Мынчукурский антиклинорий, ТА – Текелийский антиклинорий.

турной субфации эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В разрезах серии широко развиты мигматиты, а также многочисленные жилы, малые тела и массивы гранито-гнейсов, относящихся к сарычабынскому, тентексайскому и басканскому комплексам [1, 2, 5, 6].

Проводившееся ранее U–Pb (TIMS)-датирование навесок цирконов из мигматитов сарычабынской серии и гранито-гнейсов сарычабынского и басканского комплексов позволило рассчитать дискордии с верхними пересечениями 1267 ± 20 и 860 ± 20 млн лет, которые были интерпретированы как вероятный возраст формирования мигматитов и гранито-гнейсов соответственно [1]. Также, по навескам цирконов для гранитоидов басканского комплекса к югу от города

Сарканд (рис. 1) была получена оценка возраста их кристаллизации 875 ± 12 млн лет [4].

С целью обоснования возраста древнейших толщ Джунгарского Алатау нами были изучены гранито-гнейсы сарычабынского комплекса. Образцы для геохронологического исследования были отобраны в Текелийском антиклинории на р. Коксу в 20 км к северо-востоку от пос. Рудничный ($44^{\circ}45'00''$ с.ш. $79^{\circ}06'40''$ в.д.), где гранито-гнейсы слагают изолированный массив размером 2×1 км [2]. В пределах массива развиты гранито-гнейсы розового и белого цвета, из которых были взяты пробы A1506 и A1507 соответственно. Протолитом гранито-гнейсов являются среднезернистые субщелочные граниты, сложенные на 75–80% кварцем и щелочным полевым шпатом с подчиненными количествами плагиоклаза (олиго-

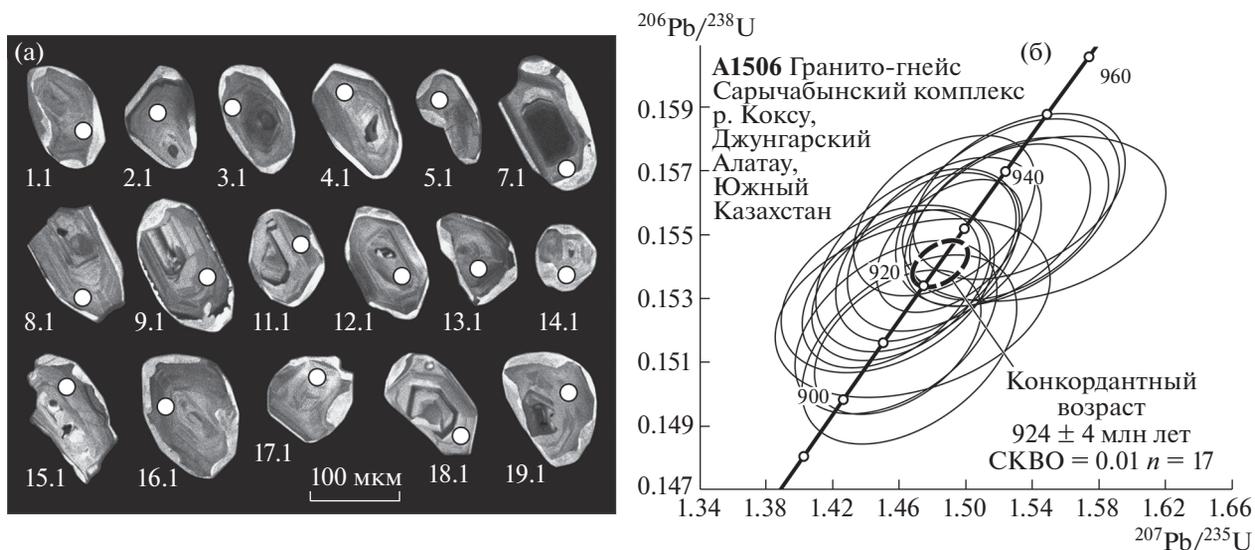


Рис. 2. а – Микрофотографии кристаллов циркона из гранито-гнейсов сарычабынского комплекса, проба А1506, выполненные в режиме катодолуминесценции. Номера зерен отвечают номерам анализов в табл. 1. Кругами обозначены датированные участки. б – Диаграмма с конкордией для цирконов из гранито-гнейсов сарычабынского комплекса, проба А1506. Конкордантный возраст рассчитан с ошибкой на уровне 2σ. Вероятность конкордантности = 0.92. Аналитические данные приведены в табл. 1.

глаз–альбит) и редкими зернами (до 5%) хлоритизированного биотита. По химическому составу обе разновидности пород отвечают лейкогранитам. Средние содержания породообразующих окислов в мас % в пробах А1506 (2 анализа) и А1507 (3 анализа) составляют соответственно: SiO₂ – 74.2 и 74.6; TiO₂ – 0.54 и 0.28; Al₂O₃ – 12.6 и 13.2; Fe₂O₃ – 1.22 и 0.59; FeO – 1.7 и 1.5; MnO – 0.05 и 0.03; MgO – 1.08 и 0.36; CaO – 0.75 и 0.82; Na₂O – 3.6 и 2.6; K₂O – 3.1 и 5.3; P₂O₅ – 0.11 и 0.09. Высокие содержания K₂O (3.1–5.3%) и РЗЭ (180–280 г/т) и высокая глиноземистость гранитоидов (ASI (Al/(Ca–1.67P + Na + K) = 1.14–1.22)), характерные для производных частичного плавления метаосадочного субстрата, предполагают, что в формировании родоначальных расплавов принимали участие породы докембрийской континентальной коры.

Выделение циркона из отобранных образцов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA и 91500, сошлифованы до половины их толщины и приполированы. Изучение цирконов на сканирующем электронном микроскопе Samscan MX 2500S в режиме катодолуминесценции показало, что во всех зернах отчетливо выражены внутренние области с контрастной тонкой полосчатостью, свидетельствующей о магматическом происхождении цирконов, и светлые каймы, сформировавшиеся в процессе последующего метаморфизма. Участки

для датирования были выбраны в пределах внутренних зон, отражающих процесс роста цирконов на стадии кристаллизации расплава (рис. 2а).

U–Th–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 [15]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 2.5–4 нА, диаметр пятна – около 15 × 10 мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID 1.00 и ISOPLOT 3.00.

В пробе А1506 изучено 20 зерен циркона. Результаты анализов представлены в табл. 1 и на диаграмме с конкордией рис. 2б. По 17 зернам рассчитан конкордантный возраст 924 ± 4 млн лет. Учитывая магматическое происхождение цирконов, мы считаем, что этот возраст отражает время кристаллизации гранитного расплава. Для трех зерен получены в различной степени дискордантные оценки возраста 964 ± 6, 1334 ± 10 и 2319 ± ± 20 млн лет (табл. 1). Два последних значения заметно древнее возраста основного кластера, и эти цирконы, по-видимому, представляют ксеногенные зерна, захваченные из вмещающих пород в процессе плавления и подъема гранитной магмы.

Полученная оценка возраста представляет важный хронологический репер для реконструкции докембрийской истории Актау-Джунгарского микроконтинента. Возраст 924 ± 4 млн лет

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из пробы A1506

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
A1506-1.1	0.00	31.9	239	75	0.32	0.071 ± 1.6	0.156 ± 0.8	1.525 ± 1.8	0.44	933 ± 7	958 ± 32
A1506-2.1	0.00	32.6	244	78	0.33	0.069 ± 1.3	0.156 ± 0.7	1.487 ± 1.5	0.44	933 ± 6	908 ± 27
A1506-3.1	0.00	47.5	358	135	0.39	0.070 ± 1.1	0.155 ± 0.6	1.49 ± 1.2	0.46	927 ± 5	925 ± 22
A1506-4.1	0.00	28.4	214	71	0.34	0.070 ± 1.5	0.155 ± 0.7	1.487 ± 1.6	0.44	927 ± 6	920 ± 30
A1506-5.1	0.00	33.3	253	86	0.35	0.069 ± 1.3	0.153 ± 0.7	1.455 ± 1.5	0.44	920 ± 6	893 ± 28
A1506-7.1	0.00	39.6	304	120	0.41	0.070 ± 1.2	0.152 ± 0.6	1.459 ± 1.4	0.44	910 ± 5	923 ± 25
A1506-8.1	0.00	29.4	222	90	0.42	0.069 ± 1.4	0.154 ± 0.7	1.476 ± 1.5	0.45	925 ± 6	911 ± 28
A1506-9.1	0.07	32.9	246	101	0.42	0.071 ± 1.4	0.156 ± 0.7	1.526 ± 1.6	0.42	932 ± 6	963 ± 30
A1506-11.1	0.16	28.9	219	90	0.42	0.069 ± 1.7	0.153 ± 0.7	1.453 ± 1.8	0.39	919 ± 6	891 ± 35
A1506-12.1	0.00	30.4	227	100	0.46	0.072 ± 2	0.156 ± 0.7	1.541 ± 2.1	0.32	932 ± 6	982 ± 41
A1506-13.1	0.08	35.9	272	93	0.35	0.069 ± 1.4	0.153 ± 0.6	1.461 ± 1.5	0.42	920 ± 5	901 ± 28
A1506-14.1	0.00	31.6	237	89	0.39	0.071 ± 1.3	0.155 ± 0.7	1.519 ± 1.5	0.45	930 ± 6	956 ± 27
A1506-15.1	0.00	27.3	209	74	0.37	0.070 ± 1.5	0.152 ± 0.7	1.458 ± 1.7	0.44	913 ± 6	915 ± 31
A1506-16.1	0.00	36.6	279	86	0.32	0.070 ± 2.2	0.153 ± 0.8	1.468 ± 2.3	0.33	916 ± 6	920 ± 45
A1506-17.1	0.00	23	177	67	0.39	0.070 ± 1.6	0.151 ± 0.8	1.466 ± 1.8	0.44	909 ± 7	936 ± 33
A1506-18.1	0.00	24.6	185	105	0.59	0.069 ± 1.5	0.154 ± 0.8	1.471 ± 1.7	0.44	925 ± 7	905 ± 32
A1506-19.1	0.00	32.7	243	75	0.32	0.071 ± 1.5	0.156 ± 0.7	1.532 ± 1.7	0.41	936 ± 6	962 ± 31
A1506-6.1	0.00	41.2	297	123	0.43	0.068 ± 1.2	0.161 ± 0.6	1.508 ± 1.4	0.45	964 ± 6	864 ± 25
A1506-10.1	0.10	34.8	93	55	0.60	0.162 ± 4.4	0.433 ± 1	9.6 ± 4.5	0.23	2319 ± 20	2464 ± 75
A1506-20.1	0.00	37.6	190	160	0.87	0.083 ± 1.2	0.23 ± 0.8	2.622 ± 1.4	0.58	1334 ± 10	1262 ± 23

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

определяет верхний предел времени накопления метаосадочных толщ сарычабынской серии, вмещающей гранито-гнейсы. Наиболее вероятным представляется позднемезопротерозойский–раннепротерозойский возраст пород серии, соответствующий возрасту близких по составу киикской серии в Актау-Моинтинском массиве [3], и комплекса Венчуань в восточной части Джунгарского Алатау в КНР [11]. Возраст гранито-гнейсов сарычабынского комплекса совпадает с возрастными анорогенными гранитоидов узунжальского комплекса и кислых вулканитов алтынсынганской свиты в Актау-Моинтинском массиве в западном Прибалхашье [7], а также с возрастными гранитоидов, развитых в комплексе Венчуань на территории КНР [10, 13] (рис. 1). Полученные данные показывают, что гранитоиды возрастом 900–920 млн лет образуют единый, крупный магматический пояс, протягивающийся более чем на 1000 км, и отражают важнейший этап эволюции Актау-Джунгарского микроконтинента. Граниты с аналогичными возрастными отсутствуют в других докембрийских блоках Казахстана и Северного Тянь-Шаня [9] и, вследствие этого, представляют

важный маркер при определении границ Актау-Джунгарского микроконтинента, в частности – в районах к югу и востоку от Илийской впадины в КНР, где границы микроконтинентов остаются невыясненными.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы и аналитические исследования были выполнены за счет средств Российского научно-фонда проект № 14-27-00058, а обработка данных и подготовка публикации – за счет гранта РФФИ 20-05-00252.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев А.В., Халилов В.А., Булина В.А., Злобин Г.А. О стратиграфии и возрасте древних толщ Джунгарии // Геология Казахстана. 1997. № 1. С. 56–64.
2. Барчан Г.Н., Дубровский А.Г., Керн К.В. и др. Геологическая карта Текелинского рудного района, масштаб 1:50000. Объяснительная записка. Москва: Мингео СССР, 1985. 180 с.

3. *Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е. и др.* Кварцито-сланцевые толщи Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, источники сноса, основные этапы формирования континентальной коры в докембрии // Геотектоника. 2020. № 2. С. 75–93.
4. *Козаков И.К.* (ред.) Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 270 с.
5. *Никитченко И.И.* Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 1–14.
6. *Попов Н.В., Добрецов Г.Л.* Петрология полихронных плутонов (на примере Джунгарского Алатау) Новосибирск: Наука, 1982. 133 с.
7. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н. и др.* Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулcano-плутоническая ассоциация Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 26–49.
8. *Чакабаев С.Е., Беспалов В.Ф., Никитченко И.И.* (ред.) Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Южно-Казахстанская серия. Москва: Аэрогеология, 1979.
9. *Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A., et al.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An Overview. *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 44–75.
10. *Hu A.Q., Wei G.J., Jahn B.M., et al.* Formation of the 0.9 Ga Neoproterozoic granitoids in the Tianshan Orogen, NW China: Constraints from the SHRIMP zircon age determination and its tectonic significance // *Geochimica.* 2010. V. 39. № 3. P. 197–212 (in Chinese with English abstract).
11. *Huang Z.Y., Long X.P., Yuan Ch., et al.* Detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks in the Yili Block: Constraints on the affinity of microcontinents in the southern Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2016. V. 37. P. 39–52.
12. *Li S.W., Xu D.K.* (eds.) Geological Map of Chinese Tianshan and Adjacent Areas, Scale 1 : 1000000. Beijing. Geology publishing house. 2007. 2 sheets (in Chinese).
13. *Wang B., Liu H., Shu L., et al.* Early Neoproterozoic crustal evolution in northern Yili Block: Insights from migmatite, orthogneiss and leucogranite of the Wenquan metamorphic complex in the NW Chinese Tianshan // *Precamb. Res.* 2014a. V. 242. P. 58–81.
14. *Wang B., Shu L., Liu H., et al.* First evidence for ca. 780 Ma Intra-plate magmatism and its implications for Neoproterozoic rifting of the North Yili Block and tectonic origin of the continental blocks in SW of Central Asia // *Precamb. Res.* 2014b. V. 254. P. 258–272.
15. *Williams I.S.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Reviews in Economic Geology.* 1998. V. 7. P. 1–35.

EARLY NEOPROTEROZOIC (ca. 920 Ma) GRANITE-GNEISSES OF THE JUNGGAR ALATAW, SOUTH KAZAKHSTAN: AGE DETERMINATION BASED ON RESULT OF U–Th–Pb (SIMS) DATING

D. V. Alexeiev^{a,*}, Academician of the RAS K. E. Degtyarev^a, A. A. Tretyakov^a, and N. A. Kanygina^a

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

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

Early Neoproterozoic (924 ± 4 Ma) age of granite-gneisses of the Sarychabyn Complex – one of the oldest in the Junggar Alataw Range – was established based on the results of U–Th–Pb (SIMS) dating. This age value also constrains the minimum age of the metasedimentary strata of the Sarychabyn Group, which hosts granite-gneisses. The most probable age of the metasediments is late Mesoproterozoic to early Neoproterozoic, and corresponds to the age of lithologically similar complexes in the adjacent regions of Kazakhstan and China. The age of the gneisses of the Sarychabyn complex coincides with the ages of anorogenic granitoids and felsic volcanic rocks in the Aktau-Mointyn massif of Central Kazakhstan and with the ages of granitoids in the Wenquan complex in the PRC. An episode of granitoid magmatism at ca. 920 Ma, widespread in the Aktau-Junggar microcontinent, is a characteristic feature that distinguishes it from other Precambrian crustal blocks of Kazakhstan and the North Tianshan.

Keywords: zircons dating, granites, Neoproterozoic, Kazakhstan

УДК 549.742.1: 548.3:551.312:551.583

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА БОЛЬШИЕ ТОРОКИ

© 2021 г. Э. П. Солотчина^{1,*}, академик РАН М. И. Кузьмин², П. А. Солотчин¹, А. Е. Мальцев¹,
Г. А. Леонова¹, С. К. Кривоногов^{1,3}

Поступило 08.10.2020 г.

После доработки 21.10.2020 г.

Принято к публикации 22.10.2020 г.

Представлены результаты исследования голоценовых осадков оз. Большие Торки — одного из малых минеральных озер с карбонатным типом седиментации и высокой биопродуктивностью, расположенных в Восточно-Барабинской низменности на юге Западной Сибири. Анализ минеральной составляющей донных отложений выполнен методами рентгеновской дифрактометрии (XRD), ИК-спектроскопии, лазерной гранулометрии, элементного анализа и рядом других. Математическим моделированием сложных XRD-профилей в ансамбле карбонатных минералов установлены Mg-кальциты разной степени магнезиальности и арагонит, определены их структурно-кристаллохимические особенности и количественные соотношения. Полученная карбонатная запись высокого разрешения сопоставлена с распределением в датированном разрезе зольности осадка, определяемой биопродуктивностью бассейна, и рядом геохимических индикаторов климатических изменений. Применение такого комплексного подхода позволило впервые выделить 4 стадии в развитии оз. Большие Торки, обусловленные циклами иссушения/увлажнения регионального климата и колебаниями уровня озера во второй половине голоцена. Стадия I (середина атлантика) — образование водоема, стадия II (вторая половина атлантика) — обмеление озера в условиях сухого и теплого климата, стадия III (большая часть суббореала) — мелководный бассейн в условиях сухого и прохладного климата, стадия IV (от конца суббореала до современности) — повышение уровня воды в озере, гумидизация климата.

Ключевые слова: минеральное озеро, донные отложения, карбонаты, XRD-анализ, геохимия, голоцен, палеоклимат, Западная Сибирь

DOI: 10.31857/S2686739721010229

Значительно возросшие в последние годы частота и интенсивность экстремальных климатических событий вызвали в научном сообществе активную дискуссию относительно возможных сценариев эволюции природной среды и климата планеты. Доступные исторические данные о климате даже недавнего прошлого весьма ограничены, еще меньший период охватывают инструментальные наблюдения. Однако в рамках господствующих представлений о циклическом характере глобальных климатических изменений можно с уверен-

ностью утверждать, что современный интергляциал не является чем-то уникальным и что его более или менее близкие аналоги уже имели место в прошлом, в том числе, в голоцене. Именно последние 11.7 тыс. лет характеризуются быстрыми и интенсивными климатическими флуктуациями. Одними из важнейших источников информации об изменении климата внутриконтинентальных областей являются разрезы донных отложений озер различной минерализации и трофности [1]. В этой связи перед исследователями стоит задача выявления в озерных осадках индикаторов природных обстановок, в числе которых температура, степень иссушения/увлажнения окружающей среды, для построения региональных палеоклиматических летописей.

На территории обширного Сибирского региона озерные бассейны встречаются повсеместно и в большом количестве, их размеры, соленость и преобладающие типы седиментации варьируют чрезвычайно широко. Вместе с тем нельзя не от-

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

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

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

метить, что разные районы Сибири отличаются по степени изученности как отдельных озер, так и их систем. В Байкальском регионе интенсивные исследования озерных осадков начались в 90-х годах в связи с выполнением международной программы “Байкал-бурение”, что послужило началом изучения палеоклимата Восточной Сибири [2]. На территории Западной Сибири подобные исследования начались несколько позже, и их результаты представлены в довольно ограниченном числе научных публикаций.

Целью настоящей работы является получение климатической записи голоцена на основании детальных минералого-кристаллохимических исследований донных осадков озера Большие Тороки — одного из малых озер юга Западно-Сибирской равнины.

Озеро Большие Тороки находится на территории Восточно-Барабинской низменности, представляющей собой аллювиально-озерную равнину в лесостепной ландшафтной зоне Новосибирской области. Отложения четвертичной системы сложены речными, озерными и субаэральными осадками, варьирующими от пелитовых до песчаных разновидностей. Среди верхних горизонтов четвертичного разреза значительную роль играют почвенно-лессовые последовательности [3], где лессы отвечают этапам оледенений, а почвы — межледниковьям. Грунтовые воды здесь залегают достаточно близко к поверхности, что нередко вызывает заболачивание низин. Климат региона континентальный, среднее количество осадков составляет 390–400 мм/год, средние температуры января: -19.8°C , июля: $+18.4^{\circ}\text{C}$.

Озеро солоноватоводное с общей минерализацией 1081 мг/л. Расположено оно в пологой котловине, длина водоема составляет 4.2 км, ширина — 2.9 км, глубина от 0.5 до 1.5 м, площадь водного зеркала — 9.5 км², площадь водосбора — 49.2 км². Воды озера относятся к гидрокарбонатным магниевым-натриевым и имеют следующий ионный состав (мг/л): HCO_3^- (646.6), Cl^- (164.6), SO_4^{2-} (26.8), Na^+ (147.4), Mg^{2+} (65.6), Ca^{2+} (15.2), K^+ (13.3); $\text{pH} = 9.5$ [4]. Сам озерный бассейн является бессточным, водное питание осуществляется за счет атмосферных осадков, подземных и паводковых вод.

В центральной части озера, в точке с координатами $55^{\circ}39'35''$ с.ш., $80^{\circ}61'86''$ в.д. был поднят керн длиной 180 см, из которых озерные осадки составили 160 см, а нижние 20 см отнесены к подстилающим лессовидным отложениям [5]. Интервал 160–180 см сложен голубовато-серыми опесчаненными глинами, представляющими собой так называемую “гривную толщу”, повсеместно развитую на территории Барабинской низменности (рис. 1). Озерные отложения представляют собой органоминеральные илы, в кото-

рых содержание минеральной составляющей может достигать ~65%.

В интервале 120–160 см залегают темно-серые до черных, массивные илы, в которых присутствуют раковины гастропод; содержание Corg составляет 15–16%, уменьшаясь до 6% к подошве разреза. В интервале 0–120 см осадки зеленовато-серые, массивные и горизонтально-слоистые с редкими раковинами двустворчатых моллюсков, остракод и растительными остатками, количество которых повышено на уровне 60–72 см (рис. 1). Содержание Corg в этой толще колеблется в пределах 10–15%. По данным радиоуглеродного датирования (получены 4 даты) возраст осадков на глубине 140–142 см составляет 5740 ± 95 лет ^{14}C (около 6500–6600 кал. лет), т.е. озерная седиментация в бассейне началась в среднем голоцене [6], в середине атлантической климатической фазы по шкале Блитта–Сернандера.

Литологическое и минералого-кристаллохимическое изучение образцов выполнено в “ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований” Института геологии и минералогии СО РАН комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, лазерную гранулометрию, рентгенофлуоресцентный анализ и др. Гранулометрический анализ терригенного компонента осадков проводился на лазерном микроанализаторе частиц ANALYSETTE 22 MicroTec с предварительным удалением карбонатов и органики. Рентгеновские исследования проведены на дифрактометре ARL X'TRA (излучение $\text{CuK}\alpha$). Для фазового анализа отложений образцы были отсканированы в интервале от 2° до 65° (2θ) с шагом 0.05° , время сканирования в точке 3 сек, для моделирования XRD-профилей карбонатной составляющей осадка — в интервале от 25° до 32° (2θ) с тем же шагом, но увеличенным временем сканирования в точке (15 сек). ИК-спектры были записаны на спектрометре VERTEX 70 FT I. Образцы готовились методом прессования таблеток с КВг. Химический состав образцов определялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP. Изучение микроморфологии и вещественного состава образцов проводилось в сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU. Датирование керна выполнено в радиоуглеродной лаборатории ЦКП “Геохронология кайнозоя” СО РАН с использованием прибора QUANTULUS-1220 (Liquid Scintillation Counters).

По данным XRD-анализа и ИК-спектроскопии минеральная часть отложений сложена преимущественно кальцитами разной степени магнезиальности, а также кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, слоистыми силикатами (слюдой и хлоритом), пиритом, родохрозитом MnCO_3 (рис. 2). На уровне 98–100 см выявлено су-

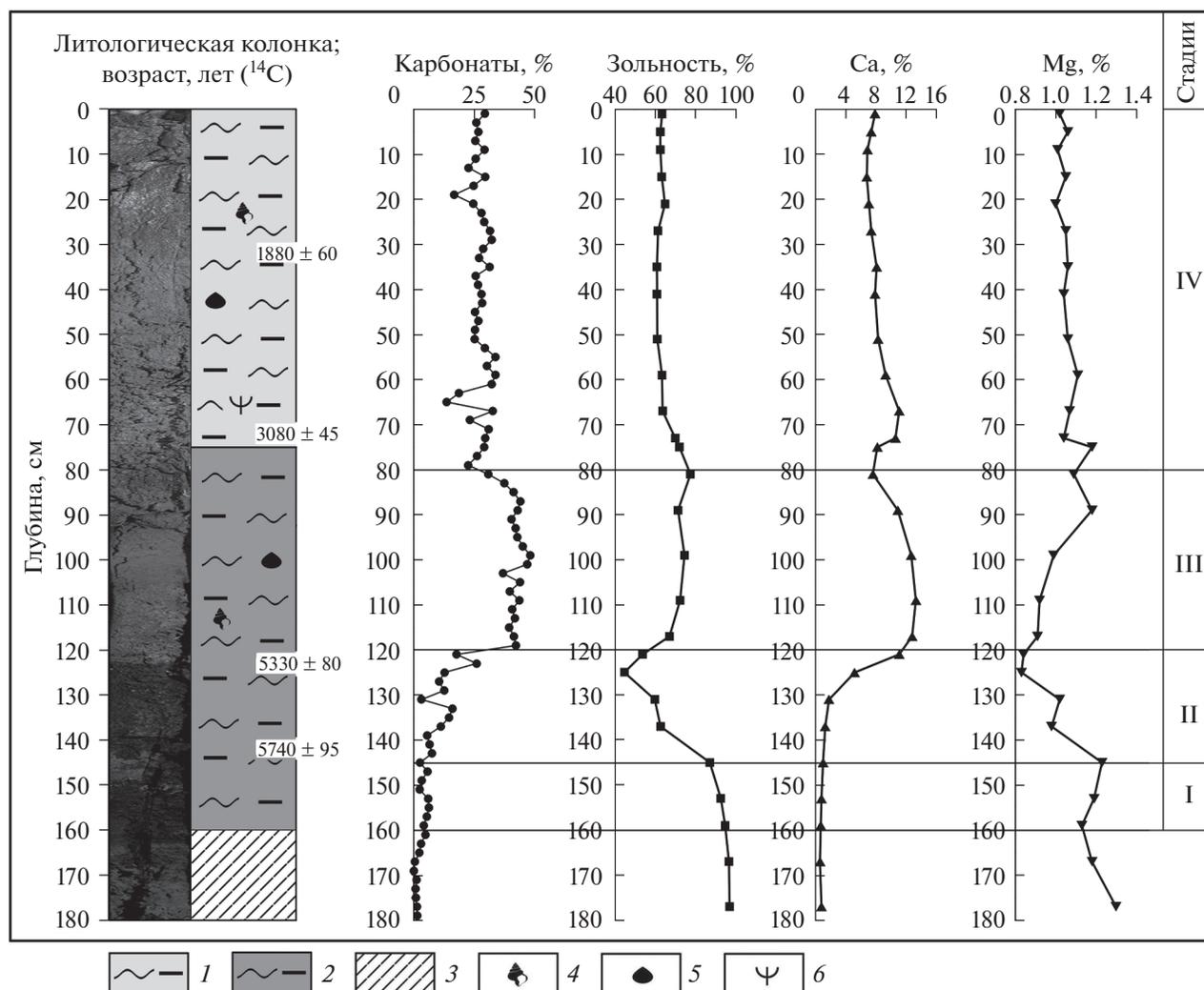


Рис. 1. Литологическая колонка голоценового разреза осадков оз. Большие Тороки, возрастная модель, распределение карбонатных минералов, зольности, геохимических индикаторов палеоклиматических изменений (Ca, Mg) и выделенные стадии эволюции озера. 1 – органоминеральные илы с преимущественно макрофитогенным ОБ, 2 – органоминеральные илы с преимущественно торфянистым ОБ, 3 – глины гривной толщи, 4 – раковины моллюсков, 5 – остракоды, 6 – растительный детрит. Стадия I – образование водоема; стадия II – сухой и теплый климат (включая событие Бонда 4); стадия III – сухой и прохладный климат; стадия IV – гумидизация климата.

шественное количество арагонита (ромбическая модификация CaCO_3), связанное с появлением в осадках раковин моллюсков. В верхнем интервале (0–75 см) содержание карбонатов составляет 27–30% от вещественного состава органоминерального осадка, а в среднем интервале (80–120 см) оно максимально (до 50%). Здесь же установлены и самые высокие содержания кальция. Интервал 120–160 см характеризуется низким содержанием карбонатов от 0 до 20%.

Магнезиальные кальциты донных осадков оз. Большие Тороки представлены мелкозернистыми агрегатами плохо окристаллизованных частиц низкой структурной упорядоченности и имеют в основной своей массе хемогенное происхождение. Приуроченность озера к лесостепной

зоне, его закрытость и минерализация вод способствуют тому, что водоем тяготеет к “семиаридному” или даже “аридному” типу седиментации, благоприятному для хемогенного осаждения карбонатов. В отложениях присутствует также биогенный карбонатный материал. Это остатки кальцифицированных погруженных растений и водорослей, а также раковины моллюсков и остракод. Вклад последних в суммарное содержание карбонатов невелик, за исключением прослоя 98–100 см с повышенным содержанием арагонита (рис. 2). Изучение элементного состава макрофитов и планктона озера показало, что содержание кальция в них незначительно и варьирует в пределах 0.15–2.9%. Роль обломочных карбонатов в данном случае также невелика, поскольку для по-

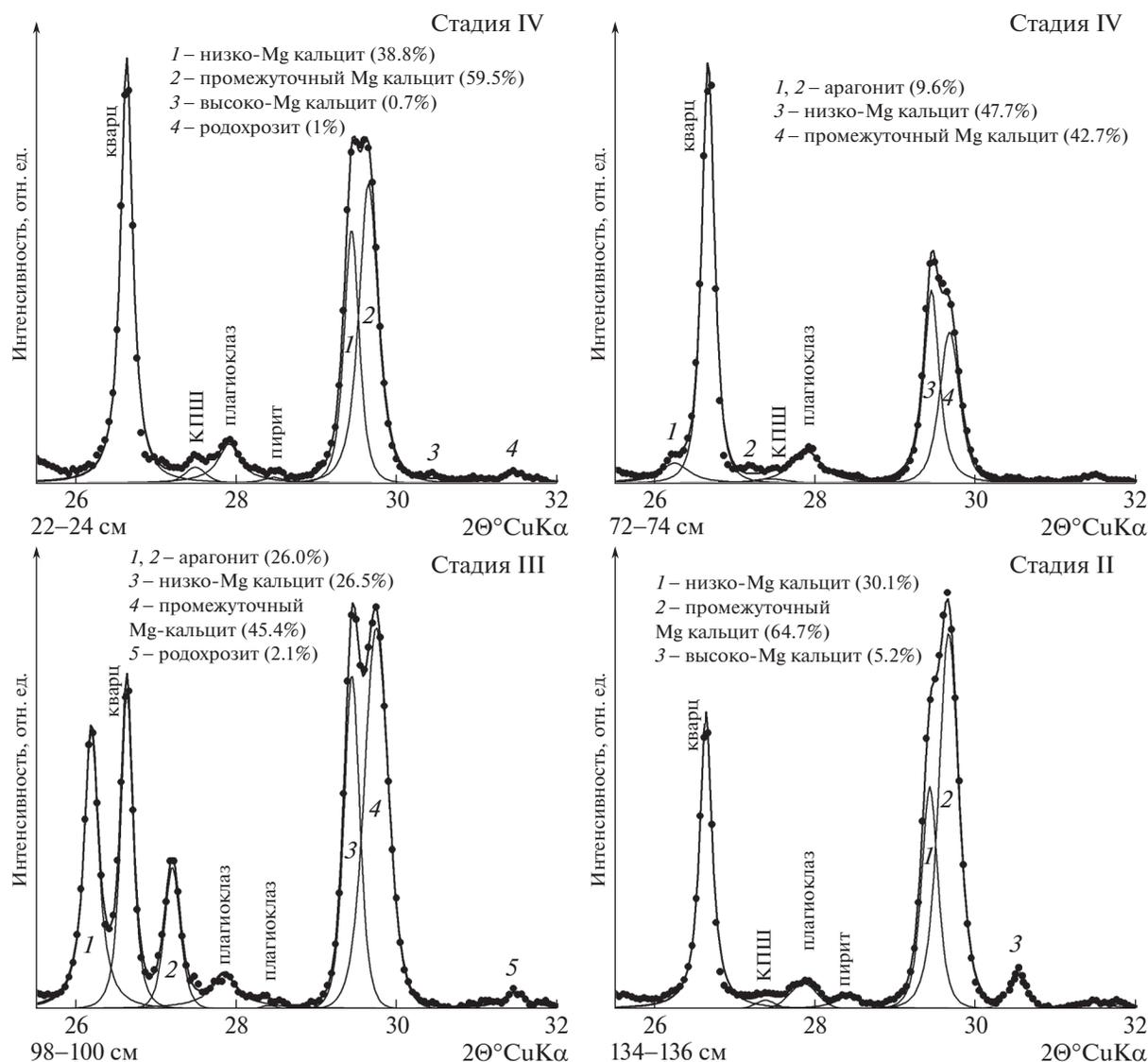


Рис. 3. Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей карбонатов осадков оз. Большие Тороки. Очевидно хорошее соответствие суммарных модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (точки). Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%.

Дифференциальная диагностика карбонатных минералов в осадках озера выполнена с помощью математического моделирования XRD-профилей, записанных с высоким разрешением (рис. 3). Разложением дифракционных максимумов в интервале углов $2\theta^\circ$ на индивидуальные пики с помощью функции Пирсона VII установлены положение, интегральная интенсивность и количественные соотношения карбонатов (табл. 1). Определение содержания $MgCO_3$ проводилось по калибровочным графикам зависимости величины d_{104} от содержания мол. % $MgCO_3$ [8, 12]. В осадках оз. Большие Тороки среди аутигенных карбонатов преобладают промежуточные и низкомагнезиальные кальциты (табл. 1, рис. 3). В не-

большом количестве эпизодически встречаются высоко-Mg-кальциты. Кроме Mg-кальцитов в ряде образцов установлен арагонит, содержание которого может достигать 26% от карбонатной составляющей осадка, а также иногда присутствует малая примесь родохрозита до 2%.

На основе минералого-кристаллохимического изучения карбонатов донных осадков озера выделено 4 стадии его эволюции (рис. 1). Стадия I (145–160 см) отвечает начальному этапу образования водоема, осадки которого залегают на гривной толще. Судя по имеющейся дате 5740 ± 95 л. н. (^{14}C) на уровне 140–142 см, озерная котловина начала наполняться водой в середине атлантической фазы. Проведенные нами ранее ис-

Таблица 1. Параметры модельных XRD-профилей карбонатов ряда образцов осадков оз. Большие Тороки, представленных на рис. 3

Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^{\circ}\text{CuK}\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
					фазы, %	MgCO_3 , мол. %
Стадия IV 22-24	Низко-Mg-кальцит	1	29.461	3.033	38.8	0.75
	Промежуточный Mg-кальцит	2	29.817	2.998	59.5	12.5
	Высоко-Mg-кальциты	3	30.389	2.942	0.7	31.2
	Родохрозит	4	31.456	2.845	1.0	—
Стадия IV 72-74	Арагонит	1	26.221	3.396	9.6	—
	Низко-Mg-кальцит	2	29.544	3.024	47.7	3.5
	Промежуточный Mg-кальцит	3	29.817	2.998	42.7	12.5
Стадия III 98-100	Арагонит	1	26.213	3.400	26.0	—
		2	27.224	2.273		
	Низко-Mg-кальцит	3	29.471	3.032	23.3	1.0
	Промежуточный Mg-кальцит	4	29.919	2.988	43.4	17.0
	Родохрозит	5	31.461	2.844	2.1	—
Стадия II 134-136	Низко-Mg-кальцит	1	29.515	3.028	30.1	2.5
	Промежуточный Mg-кальцит	2	29.768	3.003	64.7	10.0
	Высоко-Mg-кальцит	3	30.495	2.933	5.2	33.0

Примечания. Сумма карбонатных минералов в образце принята за 100%. При съемке XRD-профилей в качестве внутреннего стандарта использовался Si металлический.

следования донных осадков оз. Иткуль [13], расположенного в том же районе Восточно-Барабинской низменности, показали, что региональный климат в описываемый период был засушливым. Это позволяет предполагать существование интенсивного притока подземных вод в котловину оз. Большие Тороки, тогда как атмосферное поступление играло второстепенную роль. Стадия I характеризуется высокой (90–95%) зольностью осадков, указывающей на слабую органическую продуктивность бассейна. Воды озера, скорее всего, были пресными, поскольку содержание карбонатов очень невелико – до 5–6%.

Стадия II соответствует интервалу 120–145 см. Возраст осадков на уровне 122–125 см составляет 5330 ± 80 лет (^{14}C), что указывает на совпадение верхней границы стадии с переходом от атлантика к суббореалу. На протяжении стадии II происходит резкое падение зольности отложений до 40% от вещественной части осадка, что свидетельствует о значительном росте органической продуктивности в мелководном хорошо прогреваемом солнцем бассейне. Приток пресных вод сокращается, увеличивается минерализация озера. Содержание Ca возрастает вверх по разрезу, в то время как содержание Mg понижается (рис. 1). На протяжении всей стадии наблюдаются вариации в количестве карбонатов, что указывает на колебания уровня озера; вероятно, в конце атлантика оно имело плайевый характер вплоть до пол-

ного осушения котловины. Среди карбонатов доминируют промежуточные Mg-кальциты, отмечается также присутствие высоко-Mg-кальцита (табл. 1, рис. 3, гл. 134–136 см). Можно полагать, что данный период господства сухого и теплого климата на территории Восточно-Барабинской низменности являлся проявлением (с определенным временным лагом) глобального климатического события, известного как событие Бонда 4 [14]. Эта климатическая флуктуация сопровождалась установлением засушливых обстановок в различных частях земного шара.

Стадия III охватывает большую часть суббореала и соответствует интервалу 80–120 см. Эта стадия характеризуется высоким содержанием карбонатов в разрезе (до 50% от минеральной части осадка), и лишь в верхней части интервала наблюдается его плавное снижение (рис. 1). Судя по увеличению зольности отложений, климат стал более прохладным, однако влажность его не увеличилась, о чем свидетельствует достаточно интенсивное осаждение хемогенных карбонатов. Помимо Mg-кальцитов в осадках (гл. 98–100 см) обнаружено значительное количество фрагментов раковин остракод, сложенных арагонитом с примесью стронция в структуре (табл. 1, рис. 3).

Стадия IV является наиболее продолжительной и в соответствии с имеющейся датой 3080 ± 45 лет (^{14}C) на уровне 70–72 см охватывает временной интервал от конца суббореальной клима-

тической фазы до настоящего времени. Содержание карбонатов колеблется в районе 25–30% от минерального состава. Зольность осадков, в начале стадии составлявшая ~70%, снижается и держится на одном уровне. В нижней части стадии по данным XRD-моделирования возрастает количество низко-Mg-кальцита (табл. 1, рис. 3, гл. 72–74 см), что соответствует росту содержания Са и синхронному падению Mg в осадке (рис. 1). Выше по разрезу соотношение низко-Mg- и промежуточного кальцитов меняется на обратное, обнаруживаются следы высоко-Mg-кальцита (табл. 1, рис. 3, гл. 22–24 см). В целом падение содержания карбонатной составляющей в осадке по сравнению с предыдущей стадией указывает на повышение уровня воды в озере и некоторое уменьшение ее минерализации, а снижение зольности – на увеличение биопродуктивности бассейна. Все это позволяет утверждать, что стадия IV характеризуется большей гумидностью регионального климата, нежели стадии II и III. Однако некоторый рост содержания Са и карбонатов в последних сантиметрах осадка может свидетельствовать об увеличении аридности на современном этапе.

Таким образом, комплексные исследования карбонатсодержащих отложений оз. Большие Тороки показали, что во второй половине голоцена на территории Восточно-Барабинской низменности имели место значительные изменения природно-климатических обстановок. Они нашли свое отражение в литолого-минералогических и геохимических особенностях донных осадков озера, изучение которых позволило выделить 4 стадии его эволюции за последние примерно 7000 кал. лет, определяемые циклами аридизации/гумидизации регионального климата. Полученная в ходе исследований палеоклиматическая информация способствует более глубокому пониманию современных процессов изменения климата на территории Сибирского региона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке РФФИ (гранты № 18-05-00329, № 19-05-00219, № 19-05-00403).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Last W.M. Geolimnology of Salt Lakes // *Geosciences Journal*. 2002. V. 6. № 4. P. 347–369.
2. Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова В.Е., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Горегляд А.В., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сошина Н.М., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Э.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н. Глубокое бурение на Байкале – основные результаты // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 8–34.
3. Зыкина В.С., Волков И.И., Дергачева М.И. Верхне-четвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 204 с.
4. Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Меленевский В.Н., Лазарева Е.В., Кривоногов С.К. Диагенетическое преобразование органо-минеральных сапропелей озера Большие Тороки (Западная Сибирь) // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. 2014. № 3. С. 65–76.
5. Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кривоногов С.К. Геохимия сапропелей голоценовых разрезов из малых озер юга Западной Сибири и Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Академ. изд-во “ГЕО”, 2019. 443 с.
6. Roberts N. The Holocene. An Environmental History. Blackwell Publishers Inc., Malden, Massachusetts, USA. 1998. 316 p.
7. Navrotsky A., Capobianco C. Enthalpies of Formation of Dolomite and of Magnesian Calcites // *American Mineralogist*. 1987. V. 72 (7–8). P. 782–787.
8. Deelman J.C. Low-temperature Formation of Dolomite and Magnesite. Open-access e-book. 2011. 512 p. <http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html>.
9. Solotchina E.P., Sklyarov E.V., Solotchin P.A., Vologina E.G., Stolpovskaya V.N., Sklyarova O.A., Ukhova N.N. Reconstruction of the Holocene Climate Based on a Carbonate Sedimentary Record from Shallow Saline Lake Verkhnee Beloe (Western Transbaikalia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. V. 53. № 12. P. 1351–1365.
10. Solotchina E.P., Solotchin P.A. Composition and Structure of Low-temperature Natural Carbonates of the Calcite-dolomite Series // *Journal of Structural Chemistry*. 2014. V. 55. № 4. P. 779–785.
11. Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия образования морских карбонатов. М.: Наука, 1988. 133 с.
12. Goldsmith J.R., Graf D.L., Goldsmith J.R. Relation Between Lattice Constants and Composition of the Ca-Mg Carbonates // *American Mineralogist*. 1958. V. 43. P. 84–101.
13. Solotchina E.P., Kuzmin M.I., Solotchin P.A., Maltsev A.E., Leonova G.A., Danilenko I.V. Authigenic Carbonates from Holocene Sediments of Lake Itkul (South of West Siberia) as Indicators of Climate Changes // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 487. Part 1. P. 745–750.
14. Bond G.C., Shower S.W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A Pervasive Millennial-scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates // *Science*. 1997. V. 278. P. 1257–1266.

MINERALOGICAL INDICATORS OF SOUTHERN WEST SIBERIA CLIMATE CHANGES IN HOLOCENE SEDIMENTS OF LAKE BOLSHYE TOROKI

**E. P. Solotchina^{a,#}, Academician of the RAS M. I. Kuzmin^b, P. A. Solotchin^a, A. E. Maltsev^a,
G. A. Leonova^a, and S. K. Krivonogov^{a,c}**

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

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

^c *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

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

We present the results of the study of Holocene sediments of Lake Bolshye Toroki, one of the shallow brackish lakes with carbonate sedimentation and high bioproductivity located in the east part of Baraba lowland in the southern West Siberia. The mineral component of bottom sediments was studied by X-ray diffraction (XRD) analysis, IR spectroscopy, laser granulometry, elemental analysis and a number of other methods. By the mathematical modeling of complex XRD patterns Mg-calcites with different Mg contents and aragonite have been established in the assemblage of carbonate minerals. Their structural and crystallochemical features and quantitative ratios were determined. The obtained high-resolution carbonate record was compared in the dated section with the distribution of ash content which is determined by the basin's bioproductivity and with the number of geochemical indicators of climate changes. The use of such complex approach allowed for the first time to recognize 4 stages in the evolution of Lake Bolshoye Toroki caused by cycles of drying/wetting of the regional climate and fluctuations of the lake level in the second half of Holocene. Stage I (middle of the Atlantic) – formation of the lake, stage II (second half of the Atlantic) – shallowing of the lake in a dry and warm climate, stage III (most of the Subboreal) – shallow basin in a dry and cool climate, stage IV (from the end of the Subboreal to the present) – increasing the water level of the lake, climate humidization.

Keywords: brackish lake, bottom sediments, carbonates, XRD analysis, geochemistry, Holocene, paleoclimate, Western Siberia

УДК 551.243.12:550.47:546.49:630.551/.553(282.256.341)

ЭМАНАЦИИ РТУТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГОДОВЫХ КОЛЕЦ ДЕРЕВЬЕВ (НА ПРИМЕРЕ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ)

© 2021 г. **Л. П. Рихванов**¹, Е. Е. Ляпина^{2,*}, Д. В. Юсупов^{1,3,**},
Е. М. Турсуналиева¹, А. А. Павлова¹

Представлено академиком РАН В.Г. Моисеенко 01.10.2020 г.

Поступило 01.10.2020 г.

После доработки 28.10.2020 г.

Принято к публикации 28.10.2020 г.

Рассматривается феномен естественной дегазации ртути в Байкальской рифтовой зоне по данным изучения годовых колец тополя (*Populus suaveolens* Fisch.) и сосны (*Pinus sylvestris* L.). Пробы керна деревьев отобраны в Тункинской впадине в июле 2018 г. с помощью бурава. Выделение границ годовых колец выполняли на приборе LINTAB с программным обеспечением TSAP-Win и Lignovision. Анализ Hg проводили на ртутном анализаторе “РА-915М” методом пиролиза. Прослежена динамика изменения концентрации Hg по годовым кольцам тополя и сосны в Тункинской впадине с 1940 по 2018 г. Среднее содержание Hg во всех исследованных древесных кернах составило 7 нг/г, максимальное – 1089 нг/г. Повышенные содержания Hg приурочены к разрывным нарушениям как субширотного, так и северо-западного простирания. Максимальная концентрация Hg выявлена в кернах сосны и тополя на участке пересечения крупных тектонических разломов. Прослежена связь между пиками высоких концентраций Hg в древесине и периодами сильных землетрясений с магнитудой более 4.0. Полученные данные могут выступать палеоиндикаторами деформаций земной коры, фиксируя как отдельные процессы кратковременного сброса тектонических напряжений, так и сами землетрясения.

Ключевые слова: ртуть, Байкальская рифтовая зона, дендрогеохимия, тополь, сосна, землетрясение

DOI: 10.31857/S2686739721010199

ВВЕДЕНИЕ

Байкальская рифтовая зона (далее БРЗ) – внутриконтинентальная тектоническая структура глубинного заложения, которую трассирует система рифтовых впадин: Тункинская, Баргузинская, Байкальская, Чарская и др. [1], выполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями.

В пределах Тункинской структуры выделяются локальные впадины – Быстринская, Торская, Тункинская, Хойтогольская, Мондинская, разделенные внутривпадинными поднятиями, которые ограничены разрывными нарушениями различной ориентировки [1].

Образование БРЗ обусловлено существованием мантийных плюмов [2], а также положением древних структурных неоднородностей литосферы, согласно ориентированным по отношению к сжатию литосферы в результате коллизии Евразии и Индостана [3].

Эмиссии Hg в поровом воздухе в разломных зонах БРЗ повышены [6], вследствие чего концентрации Hg, а также Rn и Tn в почвах также выше вне зависимости от типа и генезиса по сравнению с почвами за пределами тектонически активных зон. Исследованиями [4, 5] в БРЗ также

¹ Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

² Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук, Томск, Россия

³ Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия

*E-mail: eeldv@mail.ru

**E-mail: yusupovd@mail.ru

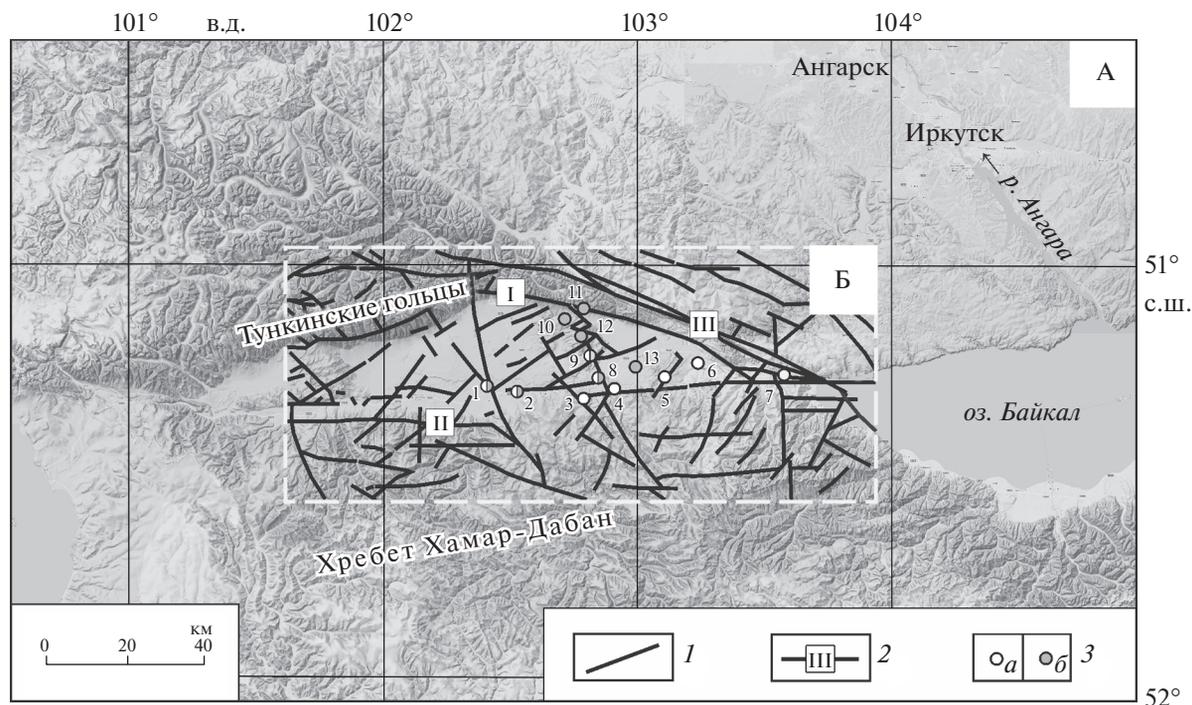


Рис. 1. Тункинская рифтовая впадина и ее горное обрамление на трехмерной модели рельефа (А) с разломно-блоковым строением земной коры [2] (Б): 1 – разрывные нарушения; 2 – главные разломы: I – Тункинский, II – Южно-Тункинский, III – Главный Саянский; 3 – точки отбора проб (а) – тополя, (б) – сосны; № проб: 1 – Шимки, 2 – Кырен, 3 – Жемчуг, 4 – Зактуй, 5 – Зун-Мурино, 6 – Торы, 7 – Быстрая, 8 – Тунка, 9 – Галбай, 10 – Аршан, 11 – Дацан, 12 – Хурай-Хобок, 13 – Еловка.

установлены тепловые и геохимические потоки As, Tl, Ge, Mo, Ag, Hg и Rn.

На исследованной территории фиксируется гидротермальная деятельность в виде источников различного состава: метановых, углекислых и др. с температурой на выходе от 30 до 74°C, сопровождающаяся образованием травертинов, с которыми связано формирование Au–Ag-, Se–Mo–U-минерализации [7].

Современная внутриконтинентальная рудообразующая система БРЗ – практически аналог рудообразующих систем дна Мирового океана. [8].

Сейсмичность Тункинской впадины связана с активностью Тункинского разлома (рис. 1). С середины XX века зарегистрировано 23 землетрясения с магнитудой более 4, в том числе в 1950 г. ($M_{\text{ЛН}} = 7.0$), 1958 г. ($M_s = 5$), 1973 г. ($M_s = 4.5$), 1981 г. ($M_s = 5$), 1995 г. ($M_s = 5.9$), 2008 г. ($M_s = 6.3$), а событий с меньшими энергиями насчитывается около 3000 в год [9].

Каждая “горячая” флюидогенная система сопровождается ореолом Hg [10], которая накапливается растительностью, в том числе в годовых кольцах деревьев. Метод дендрогеохимии, широко используемый в решении практических задач геохимии, радиоэкологии, экологии и др., позво-

ляет оценивать изменение геохимической обстановки по годовым кольцам деревьев за время их существования [11]. Несмотря на методические трудности, связанные с пониманием механизма поступления химических элементов в древесину, этот способ исследования все чаще реализуется. В настоящей статье предпринята попытка увязать уровни накопления Hg в годовых кольцах деревьев с проявлением землетрясений и крупными разрывными нарушениями.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор проб керна деревьев проводился в июле 2018 г. вблизи населенных пунктов, расположенных вдоль и вкостр простираения Тункинской впадины (рис. 1).

Древесный керн извлекали приростным буром с 3 рядом стоящих деревьев примерно одного возраста, высоты и диаметра ствола. С каждого дерева отбиралось 2 керна с восточной и западной стороны (36 кернов сосны и 54 керна тополя). Концентрацию Hg определяли в каждом годовом кольце на ртутном анализаторе “РА-915М” методом атомной абсорбции в лаборатории микроэле-

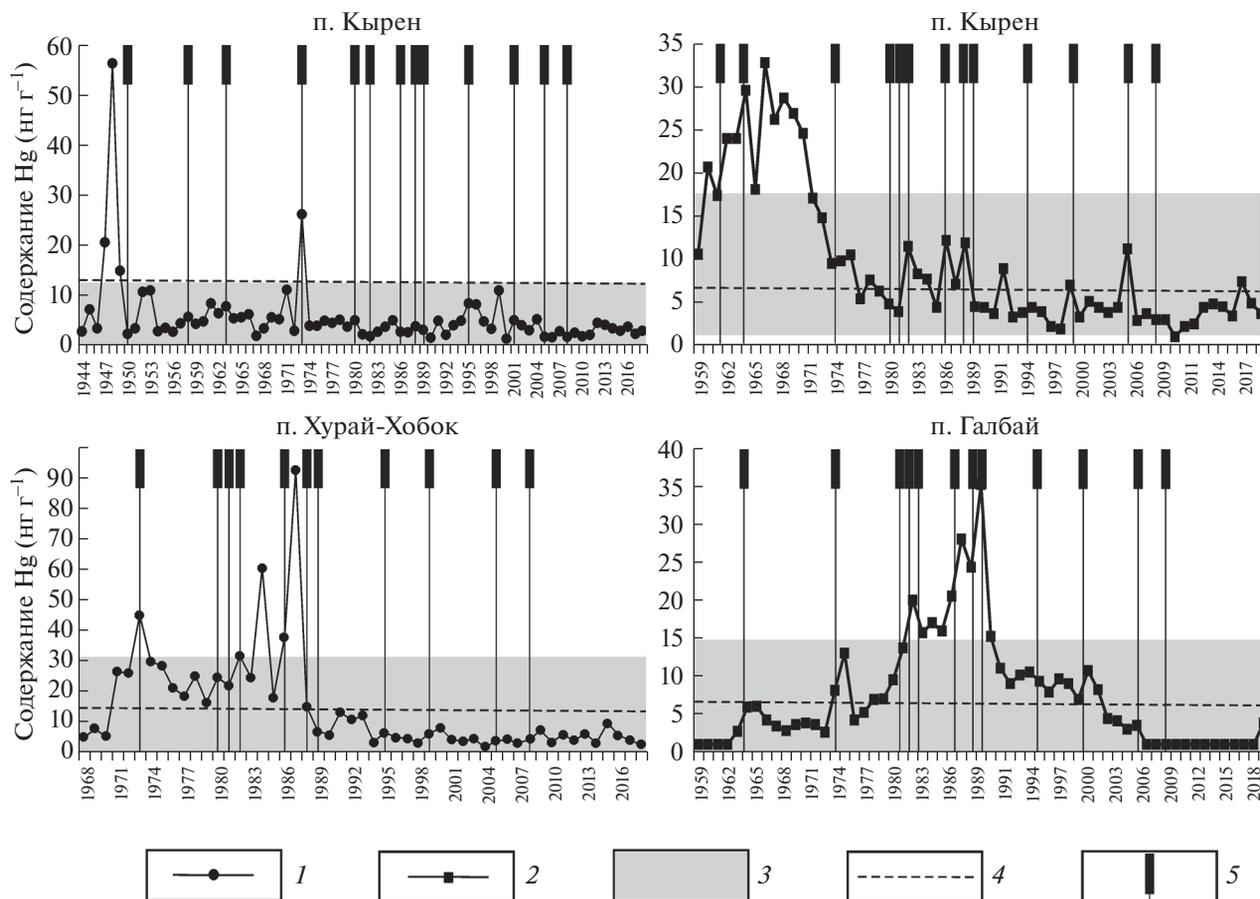


Рис. 2. Динамика содержания Hg в древесных ядрах на территории Тункинской впадины: 1 – сосна; 2 – тополь; 3 – среднее содержание Hg в годовых кольцах с одним стандартным отклонением; 4 – среднее содержание Hg в общей выборке проб; 5 – землетрясения в районе Тункинской впадины с магнитудой $M_s > 4.0$.

ментного анализа ТПУ (г. Томск). Градуировку выполняли по стандартному образцу “лист березы”. Предел обнаружения Hg – 1 нг/г, относительная погрешность 10–15%. Концентрации рассчитаны на 1 г сухого вещества.

При интерпретации полученных данных следует учитывать короткий временной интервал наблюдений (не более 70 лет) и 2 вида деревьев, отличающихся своей биологией произрастания: тополь душистый (*Populus suaveolens* Fisch.) (далее тополь) и сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.) (далее сосна).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По данным измерений наибольший разброс содержаний Hg зафиксирован в кольцах тополя вблизи поселков Кырен, Галбай и Зун-Мурино (рис. 2, линия 2), также характеризующихся наибольшими средними содержаниями по сравнению с остальными точками отбора кернов. Среднее

содержание Hg в ядрах тополя в общей выборке 7 нг/г, при максимальном – 35 нг/г (рис. 3а).

Распределение содержания Hg в ядрах тополя характеризуется периодами длительностью от 13 до 44 лет и кратностью от 2.6 до 7 раз. Вблизи пос. Кырен выделяются “отрезки” в ядрах тополя со средним содержанием Hg 22 нг/г в период с 1957 по 1973 г. и 5 нг/г – с 1974 по 2018 г.

Похожий характер распределения содержания Hg в ядрах отмечается и в ядре тополя вблизи пос. Галбай: повышенное, по сравнению со средним для данной точки, содержание Hg в период с 1959 по 1981 г. (16 нг/г), затем с 1982 по 2006 г. снижение до 5 нг/г, а после 2007 г. увеличение до 13 нг/г.

Содержание Hg в ядре тополя вблизи пос. Зун-Мурино отмечается пиком повышенного содержания Hg – 14 нг/г в период с 1978 по 2001 г., до 1977 и после 2001 г. среднее содержание 2–4 нг/г.

В исследованных ядрах тополя в некоторых случаях максимальная концентрация Hg наблюдается непосредственно в год землетрясения

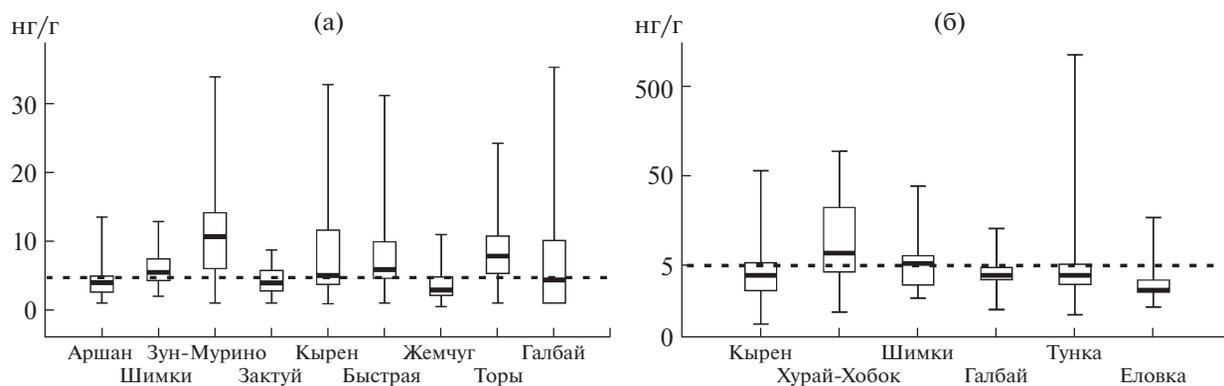


Рис. 3. Распределение содержания Hg (медиана, минимум-максимум, 25–75% квантили) в древесных ядрах на территории Тункинской впадины: а – тополь (порядка 450 анализов); б – сосна (порядка 300 анализов). Пунктирная линия – локальный фон Hg.

(Галбай, 1989, 2016; Зун-Мурино, 1975), но чаще – до и/или после землетрясения (Зун-Мурино, 1957, 2016). Подобное несовпадение максимумов содержания Hg и дат землетрясений объясняется неодинаковым характером развития сейсмического процесса в разных случаях, а также различным количеством афтершоков, которые часто сопровождают не только относительно слабые, но и сильные землетрясения в районе исследований [9].

Следует отметить, что поступление Hg в древесину сосны более контрастно по сравнению с древесиной тополя (рис. 2, линия 1) и, по-видимому, отражает особенности ее накопления [12] (рис. 3б).

Среднее содержание Hg в ядрах сосны в выборке составило 12.8 нг/г, максимальное – 1089 нг/г. Наибольший разброс содержаний Hg зафиксирован в годичных кольцах сосны вблизи пос. Тунка (1089 нг/г, 1991 г.). В данной местности фиксируются еще два пика эмиссии Hg (1996 и 1998 г.) и на этот интервал приходится три землетрясения с $M_s = 4$.

Изменение содержания Hg в ядре сосны вблизи пос. Кырен отличается наличием двух значимых пиков с концентрацией Hg 56 и 26 нг/г. Среднее содержание во временном ряду с 1944 по 2018 г. составляет 5 нг/г. Поздний пик предшествует сейсмическому событию в регионе с $M_s = 4.5$ (1973 г.), а ранний – событию с $M_s = 4$ (1948 г.). В местности Хурай-Хобок повышение концентраций элемента начинается с 1971 г., достигая максимума в 1984–1987 гг.

Анализируя средние содержания Hg в ядре тополя, выявили его увеличение в направлении с запада на восток от Тункинской котловины до Быстринской (от 6 до 9 нг/г). Увеличение содержания Hg в ядрах тополя совпадает с направлением полосы, содержащей наибольшее количество эпицентров землетрясений, в том числе и

наиболее сильных, а также близостью Главного Саянского разлома [9]. В ядре сосны концентрации Hg увеличиваются от периферии к центральной части Тункинской котловины (от 4 до 67 нг/г).

Точки с аномально высокими содержаниями Hg в древесине сосны (до 1089 нг/г) и тополя (до 50 нг/г) тяготеют к крупным разрывным нарушениям как субширотного, так и СЗ-простираения. Максимальные содержания Hg наблюдаются в районе пос. Тунка, расположенного вблизи пересечения разломов (рис. 16). Это свидетельствует о подновлении указанных разломов в результате землетрясений в современное время и создании вдоль них зон проницаемости для ртутоносных флюидов, так как БРЗ является флюидогенной системой [10].

Взаимосвязь содержания Hg в ядрах тополя и сосны отсутствует во всех деревьях как отдельно для ядер только сосны и только тополя, так и в точках их совместного опробования. Однако на отдельных временных отрезках прослеживается связь, которая носит как прямой, так и обратный характер, согласно данным корреляционного анализа.

Полученный материал показывает, что далеко не все землетрясения сопровождаются ртутными аномалиями в древесине тополя и сосны. По-видимому, при движениях блоков земной коры, вызывающих землетрясения, не всегда возникают сквозные структуры, благоприятные для эмиссии Hg и других флюидов в верхние горизонты земной коры. Можно предположить, что они чаще возникают при землетрясениях, эпицентры которых приурочены к крупным разломам и их пересечениям. Не исключена и определенная последовательная этапность продвижения Hg к дневной поверхности. Аномальные содержания Hg в древесине тополя и сосны в период 2008–2018 гг. чаще приурочены к отрезкам разломов СЗ-про-

стирания, а аномалии в древесине тополя в период 1957–1968 гг. – к субширотному разлому на отрезке Зун-Мурино–Зактуй.

ВЫВОДЫ

Анализ динамики изменений содержания Hg за последние 60 лет позволил проследить связь между мелкими и крупными землетрясениями и пиками содержания Hg в годовых кольцах сосны и тополя, соответствующих этому периоду времени. Поступление индикаторного элемента крайне неоднородно и отражает степень проницаемости тектонических структур, которая постоянно изменяется.

Содержания Hg в годовых кольцах деревьев могут выступать как палеоиндикаторы деформаций земной коры, фиксируя как отдельные событийные процессы кратковременного сброса тектонических напряжений во время землетрясений, так и длительные динамические нагрузки на отдельные блоки земной коры.

Повышенные содержания Hg, возникшие при землетрясениях, приурочены к разрывным нарушениям как субширотного, так и северо-западного простирания.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Н.А. Осиповой, заведующей лабораторией микроэлементного анализа Международного инновационного научно-образовательного центра “Урановая геология” ТПУ за метрологическое сопровождение аналитических работ.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств государственной темы ИМКЭС СО РАН и программы повышения конкурентоспособности Национального исследовательского Томского политехнического университета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2009. 316 с.
2. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Тектоника плит и мантийные плюмы – основа эндогенной тектонической активности земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика. 2016. № 1. С. 7–26. <https://doi.org/10.15372/GiG20160102>
3. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 685–699.
4. Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // ДАН. 2006. Т. 409. № 3. С. 389–393.
5. Вилор Н.В., Андрулайтис Л.Д., Зарубина О.В., Данилов Б.С. Геохимия сейсмоактивных региональных разломов (Байкальская рифтовая зона, Восточная Сибирь) // Геохимия. 2015. № 1. С. 64–82. <https://doi.org/10.7868/S00167525141101070>
6. Алехин Ю.В., Ковальская Н.В., Лапицкий С.А., Минубаева З.И., Пальяруло П. Экспериментальное изучение диффузионной и фильтрационной миграции подвижных форм ртути и потока холодной эндогенной эмиссии // Вестник Отделения наук о Земле РАН. Электрон. науч.-информ. журн. 2003. №1 (21). http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/informbul-1/hydroterm-15.pdf. Ссылка активна на 1 ноября 2019.
7. Трошин Ю.П., Ломоносов И.С., Брюханова Н.Н. Условия формирования рудно-геохимической специализации современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 3. С. 226–234.
8. Соктоев Б.Р., Рихванов Л.П., Ильенок С.С., Барановская Н.В., Тайсаев Т.Т. Минералого-геохимические особенности травертинов современных континентальных гидротерм (скважина Г1, Тункинская впадина, Байкальская рифтовая зона) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 370–388. <https://doi.org/10.7868/S0016777015040048>
9. Голенецкий С.И. Сейсмичность района тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальского рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 260–270.
10. Озерова Н.А. О ртутной дегазации Земли // Бюллетень Московского общества испытателей природы. 2005. Т. 80. Вып. 5. С. 63.
11. Clackett S.P., Porter T.J., Lehnher I. 400-Year Record of Atmospheric Mercury from Tree-Rings in Northwestern Canada // Environmental Science & Technology. 2018. V. 52 (17). P. 9625–9633. <https://doi.org/10.1021/acs.est.8b01824>
12. Фомин Б.Н., Николишин И.Я., Воронская Г.Н. Исследование миграции ртути и кадмия в системе атмосфера-растение-почва с использованием изотопно-трассерных экспериментов в многоотсековых экосистемах // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 1992. № 14. С. 103–118.

MERCURY EMANATIONS FROM THE BAIKAL RIFT ACCORDING TO THE STUDY OF ANNUAL TREE RINGS (ON THE EXAMPLE OF THE TUNKA DEPRESSION)

L. P. Rikhvanov^a, E. E. Lyapina^{b,#}, D. V. Yusupov^{a,c,##}, E. M. Tursunaliyeva^a, and A. A. Pavlova^a

^a*National research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russian Federation*

^b*Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russian Federation*

^c*Amur state University, Blagoveshchensk, Russian Federation*

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

^{##}*E-mail: yusupovd@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS V.G. Moiseenko October 10, 2020

The phenomenon of natural degassing of mercury in the Baikal rift zone according to the study of annual rings of poplar (*Populus suaveolens* Fisch.) and pine (*Pinus sylvestris* L.) is considered. Tree core samples were taken in the Tunka depression in July 2018 with the help of a drill. The boundaries of the annual rings were highlighted on a LINTAB instrument with TSAP-Win and Lignovision software. Analysis of Hg was performed on a mercury analyzer “RA-915M” by pyrolysis. The dynamics of changes in the concentration of Hg in the annual rings of poplar and pine in the Tunka depression from 1940 to 2018 was traced. The average Hg content in all examined wood cores was 7 ng/g, the maximum – 1089 ng/g. Increased Hg contents are confined to faults of both sublatitudinal and northwestern striking. The maximum concentration of Hg was found in pine and poplar cores at the intersection of large tectonic faults. The relationship between peaks of high concentrations of Hg in wood and periods of strong earthquakes with a magnitude of more than 4.0 was traced. The obtained data can act as paleoindicators of deformations of the earth’s crust, recording both individual processes of short-term relief of tectonic stresses and strong earthquakes.

Keywords: mercury, Baikal rift zone, dendrogeochemistry, poplar, pine, earthquake

УДК 550.93

ПРОЯВЛЕНИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОЙ БАЛКАРИИ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ): ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2021 г. Е. Н. Кайгородова^{1,*}, В. А. Лебедев¹, академик РАН И. В. Чернышев¹, А. И. Якушев¹

Поступило 20.10.2020 г.

После доработки 02.11.2020 г.

Принято к публикации 03.11.2020 г.

Проведено изотопно-геохронологическое изучение ряда проявлений молодого магматизма в пределах восточной части Балкарии (Северный Кавказ, Россия), которые предшествующими исследователями были отнесены к неоген-четвертичному этапу развития этого региона. Полученные результаты К–Аг-датирования впервые доказали, что на территории современной Восточной Балкарии в течение позднего кайнозоя была интенсивно проявлена вулканическая активность. Установлено, что максимальным распространением здесь пользуются разнообразие по составу (трахиандезибазальты, дациты, гранодиорит-порфиры) изверженные породы плиоценового (4.7–4.0 млн лет) цанского комплекса, для которого уточнен ареал распространения магматических образований в пределах северного склона Большого Кавказа на территории России. В связи с тем, что цанский комплекс является потенциально рудоносным, на основе новых изотопных данных локализована территория, перспективная на поиски Au–As–Sb–Sn–Mo-месторождений, иногда ассоциирующих с молодыми интрузивными телами. Выявлен новый очаг позднечетвертичного магматизма на Большом Кавказе (район горы Чегет-Джора), где 800–700 тыс. лет назад в палеодолине р. Удурсу сформировался лавовый поток андезитов.

Ключевые слова: неоген-четвертичный магматизм, Северный Кавказ, Кабардино-Балкария, изотопная геохронология, цанский комплекс, чегемский комплекс, плиоцен

DOI: 10.31857/S2686739721010096

ВВЕДЕНИЕ

Неовулканическая провинция Большого Кавказа, расположенная в пределах центральной части одноименной горной системы, характеризуется интенсивным развитием постколлизийного магматизма в течение последних 8.5 млн лет [1]. Ареал распространения молодых изверженных пород здесь ограничен долинами рек Кубань – на западе, Терек и Арагви – на востоке, Кума – на севере. В южной части он охватывает предгорья Главного Кавказского хребта на территории Грузии и Южной Осетии. Отметим, что в европейской части России Большой Кавказ является единственным регионом, где в четвертичное время была проявлена магматическая активность и сформировались крупные вулканические центры, такие как Эльбрусский и Казбекский.

Проявления неоген-четвертичного магматизма на Большом Кавказе локализованы в пределах трех неовулканических областей – Казбекской, Центрально-Грузинской и Эльбрусской [1]. Каждая из них отличается своими пространственно-временными закономерностями эволюции эндогенной активности и преобладающим составом изверженных пород. Эльбрусская область расположена преимущественно на северном склоне Главного Кавказского хребта и включает очаги молодого магматизма в бассейнах рек Кубань, Малка, Кума, Баксан, Чегем и Черек. Вулканическая активность развивалась здесь дискретно, в течение трех этапов: I – позднемиоценового (~8.5 млн лет назад), II – плиоцен-раннечетвертичного (4.7–1.9 млн лет назад) и III – позднечетвертичного (<1 млн лет назад) [1]. К наиболее ранним проявлениям магматизма Эльбрусской области относятся позднемиоценовые гипабиссальные интрузии гранитоидов района Кавказских Минеральных Вод. Магматические образования II этапа распространены преимущественно в центральной и юго-восточной части региона: гранитные интрузии и кислые вулканы Тырныаузского района (2.5–1.9 млн лет); риолит-да-

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

*E-mail: katmsu@mail.ru

цитовые игнимбриты, реже лавы и дайки в верховьях р. Чегем, а также пирокластические образования Нижнечегемского нагорья (чегемский комплекс, 3.7–2.7 млн лет [2, 3]; малые интрузии гранодиоритов и гранит-порфиоров в зоне Главного Кавказского хребта (цанский комплекс, 4.7–4.0 млн лет [4]). Согласно опубликованным к настоящему времени данным, очаги позднечетвертичной магматической активности на территории Эльбрусской области были известны только в ее юго-западной части в пределах одноименного вулканического центра.

Проявления неоген-четвертичного, в первую очередь, интрузивного магматизма в восточной части Балкарии (бассейн рек Черек Безенгийский и Черек Балкарский) на сегодняшний день остаются наименее изученными по сравнению с аналогичными объектами, известными в пределах других районов Эльбрусской области. При этом первые упоминания о наличии в этом регионе “неинтрузий” встречаются в работах, опубликованных еще в начале XX века [5, 6]. Отметим, что описания предположительно молодых магматических образований Восточной Балкарии (преимущественно даек и штоков различного состава, а также малых массивов), главным образом, представлены в отчетах геологоразведочных экспедиций, работавших здесь в разные годы на протяжении всего XX столетия [7–14]. Основными критериями отнесения плутонических и гипабиссальных тел к комплексу “неинтрузий” являлись их геоморфология и стратиграфическое положение (в том числе, соотношение с юрскими толщами).

Первая попытка обобщить материалы по предполагаемым проявлениям неоген-четвертичного магматизма в центральном секторе Большого Кавказа была предпринята в [15]. В последующем краткая сводка по “неинтрузиям” Восточной Балкарии была составлена Е.К. Станкевичем [16]. Однако до настоящего времени не было проведено изотопно-геохронологических исследований, подтверждающих их позднекайнозойский возраст. Вследствие этого разные исследователи часто относили одни и те же геологические объекты или к неоген-четвертичным, или к юрским магматическим комплексам.

Нами проведены полевые работы и отобраны образцы из 4 объектов на территории Восточной Балкарии, относимых большинством предшествующих исследователей к молодым магматическим образованиям (1 – лавовый поток в долине р. Уурсу, 2 – дайка основного состава в долине р. Кучмесу, 3 – дайки дацитов и гранодиорит-порфиоров ущелья р. Укюсу, 4 – дайка риолитов в районе горы Кель-Баш) (рис. 1). Целью настоящей работы являлось подтверждение на основе изотопно-геохронологических данных проявле-

ния позднекайнозойской магматической активности в этом регионе.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Территория Восточной Балкарии расположена в структурно-тектонической зоне Главного хребта (Балкаро-Дигорская подзона), основание которой сложено палеозойскими метаморфическими образованиями гондарайского (мигматиты, гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты), дуппукского (амфиболиты, гнейсы) и ктитебердинского (кристаллические сланцы) комплексов, а также гранитоидами белореченского и уллукамского комплексов [14]. В ряде мест метаморфические толщи прорваны интрузивными телами туялинского перидотит-габбрового комплекса (PZ). Кристаллический фундамент региона имеет сложное блоково-надвиговое строение; горстовые поднятия разделены продольными депрессиями общекавказского простириания (Штулу-Харесская, Думалинская, Северная Юрская), выполненными ранне-среднеюрскими преимущественно осадочными отложениями (песчаники, аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы). К средней юре относится образование магматических пород хуламского комплекса (лавовые покровы и интрузивные тела базальтов, трахитов и риолитов), а также даек диабазов казбекского комплекса [14]. Среди тектонических нарушений на территории региона наиболее поздними считаются разломы северо-восточного простириания.

Масштабные проявления молодого магматизма известны к западу от рассматриваемого региона, где в плиоцене в верховьях одноименной реки образовалась известная Чегемская кальдера (рис. 1) [3]. Как отмечено выше, на территории непосредственно Восточной Балкарии к проявлениям неоген-четвертичного магматизма была условно отнесена часть интрузивных тел (главным образом, даек) с различным составом слагающих их пород, секущих палеозойские и в некоторых случаях юрские толщи. Однако молодой возраст этих образований не был подтвержден изотопными методами.

МЕТОДЫ

Изотопно-геохронологическое изучение молодых изверженных пород Восточной Балкарии выполнено авторами в ИГЕМ РАН К–Аг-методом. Изотопный анализ радиогенного аргона проводился на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ (“СЕЛМИ”); характеристики использованной методики детально изложены в [17]. В качестве геохронометра использовалась основная масса вулканитов, валовые пробы и мономинеральные

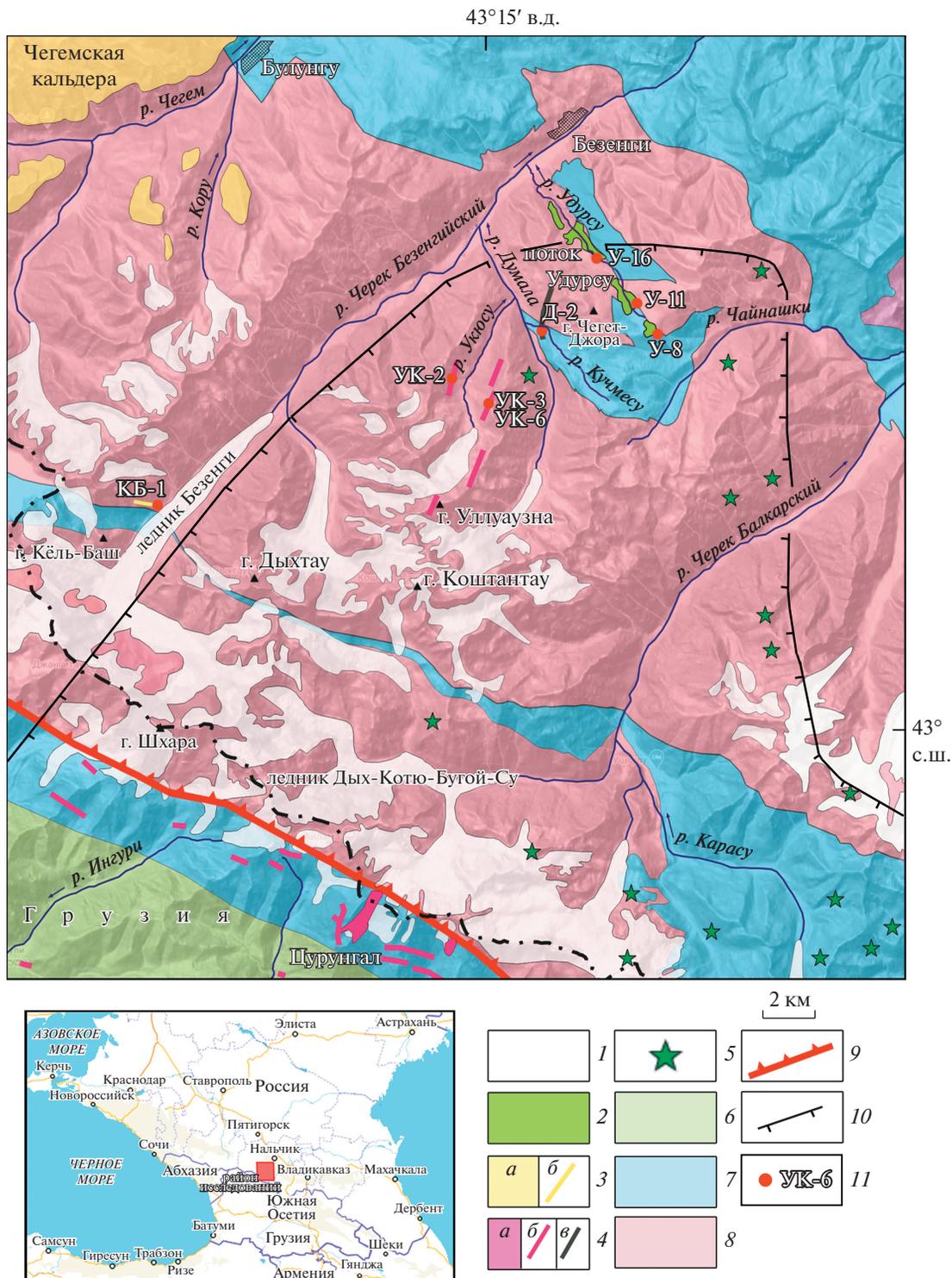


Рис 1. Схематическая геологическая карта Восточной Балкарии (Северный Кавказ, Россия). Составлена на основе данных из [14] с добавлениями авторов. 1 – ледники и фирновые поля, 2 – позднечетвертичные (800–700 тыс. лет) андезитовые лавы потока Удурсу, 3 – плиоценовые (3.0–2.7 млн. лет) магматические образования чегемского комплекса (а – пирокластические толщи риолит-дацитового состава, б – дайки риолитов), 4 – плиоценовые (4.7–4.0 млн. лет) магматические образования данского комплекса (а – малые интрузивные тела гранитов и гранодиоритов, б – дайки дацитов и гранодиоритов, в – дайки основного состава), 5 – предполагаемые выходы молодых магматических образований (согласно [5–16]), 6 – осадочные толщи мела, 7 – вулканогенно-осадочные толщи юры, 8 – палеозойские гранитно-метаморфические комплексы основания Большого Кавказа, 9 – Главный Кавказский разлом (взброс), 10 – предполагаемый ареал распространения магматических образований данского комплекса на территории Восточной Балкарии, 11 – места отбора образцов.

Таблица 1. Результаты датирования молодых магматических пород Восточной Балкарии

Образец	Материал	Координаты (WGS84), с.ш./в.д.	Калий, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}$, % (обр.)	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
Дайка риолитов в районе г. Кель-Баш						
КБ-1	основная масса	43°04'33.8"/ 43°04'40.2"	3.21	0.704 \pm 0.004	36.0	3.16 \pm 0.10
Андезитовый лавовый поток Удурсу						
У-8	то же	43°08'26.5"/ 43°19'35.8"	2.25	0.1180 \pm 0.0015	56.1	0.76 \pm 0.03
У-11	“	43°08'48.5"/ 43°18'57.4"	2.29	0.121 \pm 0.004	67.7	0.76 \pm 0.05
У-16	стекло	43°09'55.1"/ 43°18'08.9"	2.21	0.108 \pm 0.010	97.3	0.70 \pm 0.13
Дайка трахиандезибазальтов в долине р. Кучмесу						
Д-2	порода	43°08'21.7"/	1.00	0.339 \pm 0.004	69.0	4.89 \pm 0.23
	основная масса	43°16'31.2"	1.12	0.360 \pm 0.004	69.7	4.63 \pm 0.20
Дайка дацитов в левом борту долины р. Укюсу						
УК-2	порода	43°07'46.1"/ 43°14'06.0"	2.29	0.727 \pm 0.010	86.9	4.6 \pm 0.3
Дайка дацитов/гранодиорит-порфиров в правом борту долины р. Укюсу						
УК-3	то же	43°07'30.0"/ 43°14'31.1"	2.50	0.829 \pm 0.004	53.6	4.78 \pm 0.12
УК-6	порода	то же	2.58	0.810 \pm 0.008	78.5	4.52 \pm 0.14
	биотит		6.61	2.099 \pm 0.012	39.5	4.57 \pm 0.11

Примечание. Относительная погрешность определения содержания калия – 1% отн.

Таблица 2. Химический состав (породообразующие оксиды, мас. %) изученных молодых магматических пород восточной Балкарии

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
КБ-1	75.61	0.06	13.02	1.56	0.09	0.05	0.37	4.91	3.55	0.01	0.61	99.84
У-8	62.47	0.85	15.64	5.43	0.09	3.66	4.50	3.90	2.45	0.30	0.47	99.76
У-11	62.65	0.83	15.66	5.52	0.09	3.36	4.22	3.92	2.51	0.31	0.69	99.76
У-16	58.80	0.85	14.89	5.39	0.09	3.44	4.36	3.62	2.36	0.30	5.67	99.77
Д-2	50.51	1.45	15.92	9.43	0.18	4.61	7.41	4.11	1.15	0.22	4.81	99.80
УК-2	69.70	0.40	14.91	2.96	0.06	0.33	2.50	4.15	2.65	0.13	2.03	99.82
УК-3	68.16	0.42	15.59	3.53	0.06	0.27	2.62	3.99	2.71	0.13	2.34	99.82
УК-6	67.95	0.39	15.02	3.51	0.07	0.81	2.37	3.99	2.85	0.14	2.72	99.82

Примечание. Значения содержаний породообразующих оксидов в тексте статьи даны в пересчете на 100%.

фракции биотита – для плутонических образований. Результаты К–Аг-датирования представлены в табл. 1.

Данные о химическом составе пород (породообразующие оксиды) получены рентгенофлуоресцентным методом в ЦКП “ИГЕМ-аналитика” с использованием спектрометра Axios mAX (“PANalytical”). Результаты представлены в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные изотопные данные (табл. 1) показывают, что все изученные магматические образования Восточной Балкарии образовались в позднем кайнозое и относятся к разновозрастным магматическим комплексам. Рассмотрим результаты для каждого из датированных объектов подробнее.

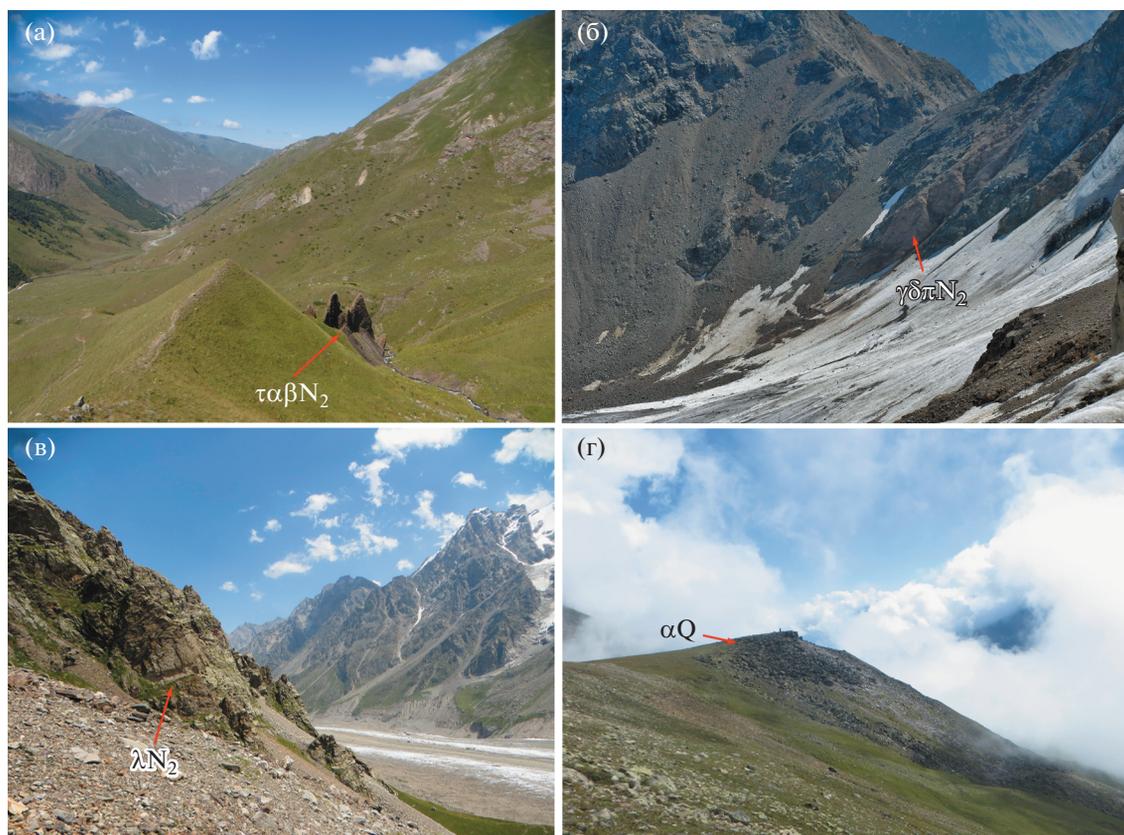


Рис. 2. Фотографии изученных молодых магматических образований Восточной Балкарии (автор – Е.Н. Кайгородова). а – дайка плиоценовых трахиандезибазальтов в долине р. Кучмесу, б – дайка плиоценовых гранодиорит-порфиоров в верховьях р. Укюсу, в – дайка плиоценовых риолитов в районе горы Кель-Баш, г – плейстоценовый лавовый поток андезитов на водоразделе р. Чайнашки и р. Удурсу.

Дайка трахиандезибазальтов в долине р. Кучмесу (ранний плиоцен)

В нижнем течении р. Кучмесу (правый приток р. Думала) на высоте 2400 м в [5, 6, 9] упоминается дайка основных пород (простираение – ССВ 20°, падение субвертикальное, мощность ~3 м), которая прорывает как метаморфические толщи палеозоя, так и юрские глинистые сланцы (рис. 1, 2а), пересекая при этом крупный региональный Саугамский разлом. Впервые она была описана в [5] как молодая “жила андезит-тефрита с р. Думалы”. Впоследствии многие исследователи предполагали юрский возраст дайки ([6] и др.); некоторые из них относили ее к хуламскому комплексу (J_{1-2}) [14]. Согласно полученным нами К–Аг данным (табл. 1), возраст дайки составляет ~4.7 млн лет, что позволяет отнести ее к ранним образованиям плиоценового цанского комплекса, широко распространенным в водораздельной зоне Главного Кавказского хребта на участке от верховьев р. Ингури до верховьев р. Урух [4, 18].

Состав дайки отвечает умеренно-щелочным, умеренно-калиевым, низкоглиноземистым трахиандезибазальтам (SiO_2 – 53.2 мас. %, Na_2O +

K_2O – 5.5, K_2O – 1.2 мас. %; $Mg\#$ – 0.49) (табл. 2, рис. 3). Вулканисты имеют зеленовато-коричневую окраску, массивную текстуру и порфиоровую структуру (фенокристы – *Pl*, *Ol*). Присутствуют оплавленные ксенокристы *Qz*. Основная масса – интерсертальная и сложена *Pl*, *Cpx*, *Ol*, вулканическим стеклом, акцессорными *Ilm*, *Ap* и *Zrn*. Отметим, что дайка в долине р. Кучмесу является самой основной по составу из всех известных на данный момент интрузивных тел цанского комплекса (рис. 3).

Дайки дацитов и гранодиорит-порфиоров в долине р. Укюсу (ранний плиоцен)

В ущелье р. Укюсу (левый приток р. Думала) на его обоих бортах на высоте 2900–3900 м граниты, кристаллические сланцы и гнейсы палеозоя секутся дайками умеренно-кислого состава (рис. 2б). Валуны “кварцевых дацитов” в морене ледника Уллу-ауз впервые упомянуты в [6]. Коренные выходы “неоинтрузий” (всего 7) в долине р. Укюсу были впоследствии детально описаны в [13]; по нашим наблюдениям, скорее всего, все они относятся к нескольким мощным и протяженным (до

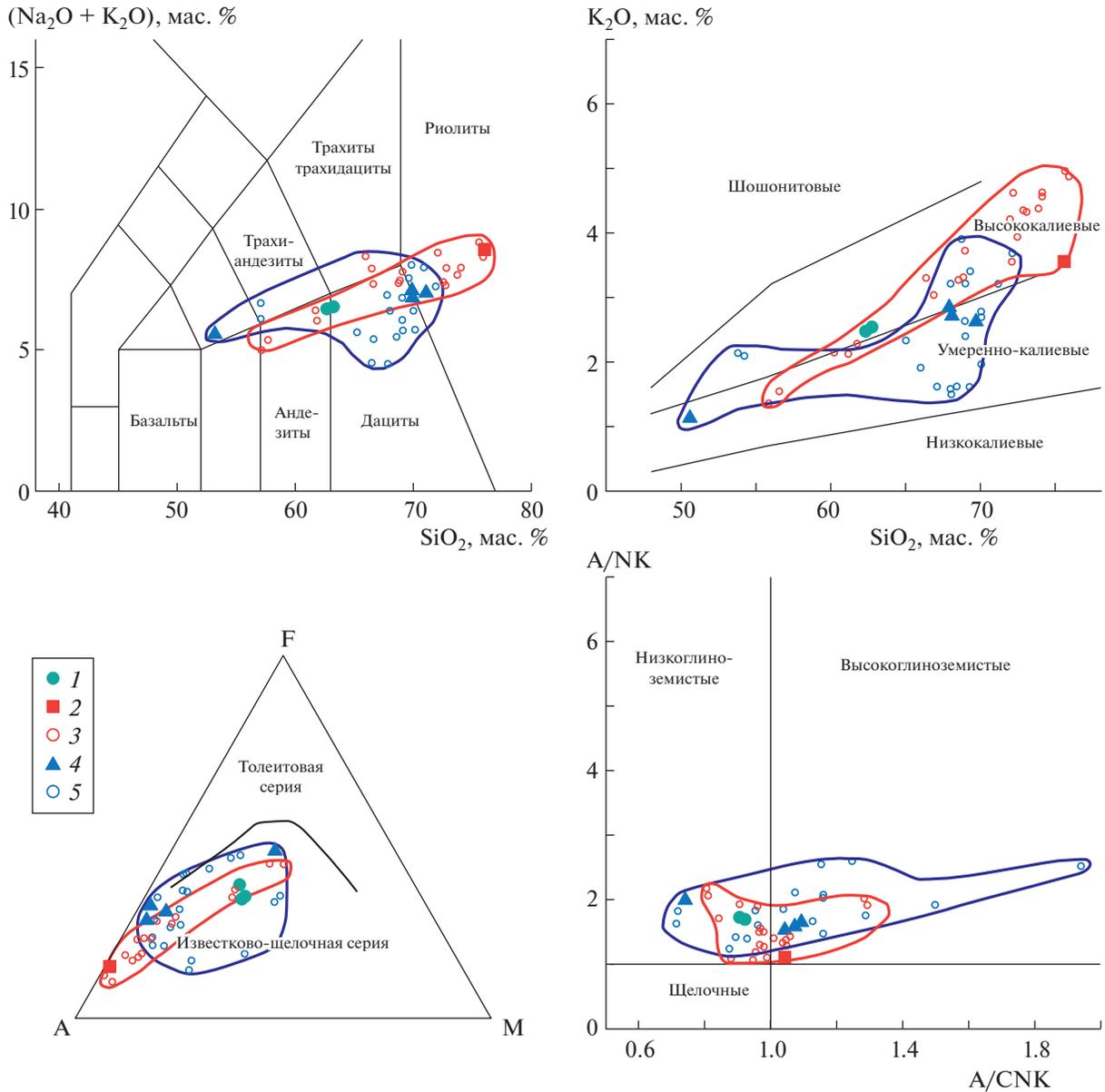


Рис. 3. Классификационные геохимические диаграммы для изученных молодых магматических пород [21–23]. Красный контур – поле пород чегемского комплекса [2, 20], синий контур – поле пород цанского комплекса [4]. 1 – четвертичные андезиты лавового потока Удурсу, 2 – плиоценовые риолиты дайки горы Кель-Баш, 3 – точки составов пород чегемского комплекса по литературным данным [2, 20], 4 – трахиандезибаазальты и дациты/гранодиорит-порфиры даек цанского комплекса в бассейне р. Думала, 5 – точки составов пород цанского комплекса по литературным данным [4].

3 км) дайкам с субмеридиональным простиранием (СВ 30°) (рис. 1). Дайки имеют зональное строение: их центральные части сложены полнокристаллическими гранодиорит-порфирами, а краевые – субвулканическими дацитами. Полученные значения изотопных датировок для образцов, отобранных на обоих бортах ущелья р. Укюсу, совпадают в пределах погрешности измерений и лежат в диапазоне 4.8–4.5 млн лет (табл. 1). Аналогично дайке трахиандезибаазальтов в долине р. Кучмесу, изученные породы, очевидно, так-

же относятся к ранним магматическим образованиям цанского комплекса [4, 18].

По химическому составу породы ущелья р. Укюсу могут быть отнесены к высокодифференцированным известково-щелочным, умеренно-калиевым, высокоглиноземистым дацитам/гранодиорит-порфирам (SiO_2 – 69.9–71.3; $Na_2O + K_2O$ – 6.9–7.0, K_2O – 2.7–2.9 мас. %; $Mg\#$ – 0.13–0.32; табл. 2). По своим геохимическим характеристикам они достаточно близки гранодиоритам

массивов Сурунгал и Кароби цанского комплекса [4] (рис. 3). Массивные дациты краевых зон даек имеют светло-розовую окраску и порфирированную структуру (фенокристы представлены *Pl*). Основная масса – фельзитовая и сложена *Pl*, вулканическим стеклом и рудным минералом. Аксессуарный минерал – *Zrn*. В светло-серых массивных гранодиорит-порфирах центральных частей даек вкрапленники представлены *Qz*, *Bt* и *Pl*; микрогранитная основная масса сложена *Pl*, *Bt*, *Qz* и рудным минералом.

Отметим, что многочисленные валуны аналогичных по петрографическому облику пород встречены в моренах ледников Мижирги-Чиран и Уллу-Ауз [12, 15]. Можно предположить, что описанные дайки являются апофизами интрузивного тела в основании массива горы Уллуаузна, к настоящему времени еще не вскрытого эрозией. Кроме того, согласно [6–15], в междуречье Черка Безенгийского и Черка Балкарского аналогичные магматические образования могут оказаться весьма распространенными (рис. 1). По аналогии с Каробской и Сурунгальской группами интрузий цанского комплекса [4], расположенными южнее, вслед за И.Г. Кузнецовым [12], имеет смысл рассмотреть вопрос об объединении плиоценовых даек в районе горы Уллуаузна в самостоятельную группу.

Дайка риолитов в районе горы Кель-Баш (поздний плиоцен)

В верховьях Безенгийского ущелья, на его левом склоне к СВ от вершины Кель-Баш, на высоте около 3000 м наблюдается дайка риолитов мощностью 4–5 м (простираение – 3–СЗ 280°, падение на север под углом 50°). Она приурочена к тектонической зоне и сечет сланцы и гнейсы палеозоя (рис. 2в). Впервые эта дайка была описана в [12]; впоследствии ее геологическое положение рассмотрено в [15] (“липариты урочища Сарыкол”) и в [7]. Изотопное датирование риолитов показало, что внедрение дайки произошло около 3 млн лет назад (табл. 1), одновременно с интенсивным развитием кислого вулканизма в соседнем Чегемском ущелье (Чегемская кальдера с возрастом ~2.8 млн лет [3] расположена в 8 км к северу; рис. 1). Мы полагаем, что данную дайку можно рассматривать как самое крайнее юго-восточное проявление магматизма чегемского комплекса в пределах ареала его развития.

По составу породы дайки Кель-Баш отвечают известково-щелочным, высококалийным, высокоглиноземистым риолитам ($\text{SiO}_2 - 76.2$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 8.5$, $\text{K}_2\text{O} - 3.6$ мас. %; $\text{Mg\#} - 0.06$; табл. 2) и являются одними из наиболее кислых и высокодифференцированных образований среди одновозрастных вулканитов чегемского ком-

плекса (рис. 3). Это светло-серые массивные порфирированные породы с фенокристами *Pl*, *Kfs* и *Qz*. Вкрапленники *Qz* иногда представлены обломками, часто оплавлены. Фельзитовая основная масса риолитов сложена *Qz* и полевыми шпатами.

Лавовый поток андезитов в долине р. Удурсу (плейстоцен)

Лавовый поток в долине р. Удурсу сохранился в виде серии разрозненных останцов (рис. 1, 2г), частично перекрытых четвертичными осадками; его исходная длина, вероятно, составляла до 7 км. Он начинается на водоразделе рек Чайнашки и Удурсу, на высоте 3030 м, где, скорее всего, ранее находился вулканический аппарат трещинного типа. Лавы потока имеют плитчатую отдельность с падением плоскостей на СВ под углом 15–20°, залегают на раннеюрских осадочных отложениях и кристаллических сланцах палеозоя. Поток в долине р. Удурсу впервые был описан в [6]; в дальнейшем его геологическое положение обсуждалось в отчетах геолого-съёмочных и поисковых экспедиций, связанных с изучением Ас-месторождения Чегет-Джора ([11] и др.). Определенный нами возраст андезитов составляет 800–700 тыс. лет (табл. 1), что соответствует середине плейстоцена. Таким образом, выявлен новый очаг позднечетвертичного вулканизма на северном склоне Большого Кавказа, пространственно изолированный от широко известных в регионе Эльбрусского и Казбекского неовулканических центров.

Лавы различных останцов потока Удурсу, вне зависимости от их положения в его вертикальном разрезе, имеют близкий химический состав и представлены известково-щелочными, высококалийными, низкоглиноземистыми андезитами ($\text{SiO}_2 - 62.5-63.4$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 6.4-6.5$, $\text{K}_2\text{O} - 2.5-2.6$ мас. %; $\text{Mg\#} - 0.50-0.57$) (табл. 2, рис. 3). Это массивные или пористые порфирированные (фенокристы – *Pl*, *Orx*, *Срх*) породы, основная масса которых имеет микролитовую или пилотаскитовую структуру и сложена *Pl*, *Срх* (в некоторых разностях – *Срх* + *Orx*), вулканическим стеклом и рудным минералом. Отметим, что в пределах Эльбрусской неовулканической области наиболее близкими по возрасту (750–700 тыс. лет) и составу ($\text{SiO}_2 - 62.2-65.3$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 7.1-8.2$; $\text{K}_2\text{O} - 3.2-3.9$ мас. %) к молодым лавам потока Удурсу являются андезиты вулкана Таш-Тебе и его Худесского потока в северном Приэльбрусье [19].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые современными инструментальными методами подтверждено, что на территории Восточной Балкарии был интенсивно проявлен

позднекайнозойский магматизм, причем как в плиоцене (дайки двух разновозрастных комплексов – цанского и чегемского), так и в четвертичное время (лавовый поток долины р. Удурсу).

Среди молодых изверженных пород в регионе преобладают образования раннеплиоценового цанского комплекса. В бассейне р. Думала выявлена обособленная группа малых интрузий этого комплекса (при этом дайка в долине р. Кучмесу – наиболее основная по составу среди всех известных образований цанского комплекса). Так как ранее было показано [4, 18], что цанский комплекс является потенциально рудоносным, и с его проявлениями часто ассоциирует Au–As–Sb–Sn–Mo-минерализация (Цанское и Танадонское Au–As-месторождения, Цурунгальское Sb–As-рудопроявление, Мо-месторождение Кароби и др.), то территория, где распространены раннеплиоценовые изверженные породы (рис. 1), может рассматриваться как перспективная на поиски аналогичных рудных объектов. Возможно, часть известных здесь рудопоявлений (Au: Дыхсу; Au–As: Чегет-Джора, Удурсу, Аман-Кая; Mo–As: Джилтын-су, Укю; Sb: Крумкол) генетически связана именно с магматизмом цанского комплекса. Несомненно, что для решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

Обнаружен новый очаг позднечетвертичного магматизма (для которого ранее большинством исследователей предполагался плиоценовый возраст, ([14] и др.) – лавовый поток андезитов в долине р. Удурсу. Вероятно, его образование – это слабый отголосок эндогенной активности в Приэльбрусье.

Отметим, что к настоящему времени получены изотопно-геохронологические данные только для крайне ограниченного количества проявлений молодого магматизма в пределах Восточной Балкарии. Нами предполагаются дальнейшие исследования, которые помогут уточнить историю развития и масштабы проявления неоген-четвертичной вулканической активности в данном регионе, восполнить пробелы в наших знаниях о пространственной миграции магматизма в пределах Эльбрусской области.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность директору АУСБ “Безенги” А.Х. Анаеву за помощь в организации и проведении полевых работ.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Госзадание ИГЕМ РАН № 0136-2019-0013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН. 2008. Т. 2. С. 206–234.
2. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В., Гольцман Ю.В. // ДАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 78–82.
3. Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P., et al. // Earth. Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 377–391.
4. Лебедев В.А., Дудаури О.З., Тогоидзе М.Г. и др. // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 339–362.
5. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. // Известия СПб Политех. ин-та. Отд. тех., ест. и матем. 1913. Т. 20. Вып. 1. С. 193–288.
6. Белянкин Д.С. // Известия СПб Политех. ин-та. Отд. тех., ест. и мат. 1915. Т. 23. Вып. 2. С. 340–405.
7. Андреев В.М., Гробман В.С., Москалев Е.Л., Назаров А.Г. Геологическая карта Кавказа, масштаб 1 : 50 000, листы К-38-27-В и К-38-39-А. Отчет Уллучиранской ГСП по работам 1960–1961 гг. Ессентуки, 1962. 278 с.
8. Бедоев Т.С., Тибилова А.Б., Квят Е.Х. и др. Отчет по геологопоисковым работам на участке Хуз-Хура-Мусук-су в КБАССР за 1973–1975 гг. Гизель, 1975. 91 с.
9. Выдрин В.Н. Отчет о проведении поисково-оценочных работ на вольфрам на участке Думала за 1991–1993 гг. М: Каббалгеолком, 1997. 138 с.
10. Гайтукиев А.М., Пигульский В.И. Отчет Безенгийской партии за 1955 год. Ессентуки, 1956. 96 с.
11. Качурин В.Ф., Платков В.А., Морозов В.В. и др. Результаты геолого-прогнозных и поисковых работ в Безенгийском рудном поле и на его обрамлении. Ессентуки: Кольцовгеология, 1991. 219 с.
12. Кузнецов И.Г. Проявления неointрузий в Центральной и Восточной Балкарии (Северный Кавказ). Л.: ЦНИГРИ, 1938. 42 с.
13. Швидченко Ф.К. Петрография неointрузивных пород северных склонов г. Каштан-тау и Дых-тау (КБАССР). Ессентуки: Северо-Кавказская геологическая контора. 1938. 53 с.
14. Энна Н.Л., Курбанов М.М., Пруцкий Н.И. Геологическая карта Кавказа масштаба 1:50000 (листы К-38-27-Г, К-38-28-В, К-38-39-Б-а,б, К-38-40-А-а,б,г). Отчет Урухской геологосъемочной партии по геологическому доизучению горной части Кабардино-Балкарии и Северной Осетии за 1989–1995 гг. Ессентуки, 2001.
15. Варданыц Л.А. Неointрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 2. С. 83–91.
16. Станкевич Е.К. Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 231 с.
17. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69–89.
18. Лебедев В.А., Чугаев А.В., Парфенов А.В. // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 371–391.
19. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Якушев А.И. // ДАН. 2011. Т. 436. № 1. С. 79–85.

20. *Lipman P.W., Bogatkov O.A., Tsvetkov A.A., et al.* // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1993. V. 57. P. 85–124.
21. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
22. *Maniar P.D., Piccoli P.M.* // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
23. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* // Canadian Journal of Earth Science. 1971. V. 8. P. 523–548.

NEOGENE-QUATERNARY MAGMATISM IN THE EASTERN BALKARIA (NORTHERN CAUCASUS, RUSSIA): EVIDENCE FROM ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL DATA

E. N. Kaigorodova^{a,#}, V. A. Lebedev^a, Academician of the RAS I. V. Chernyshev^a, and A. I. Yakushev^a

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

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

An isotope-geochronological study for a number of young volcanic manifestations in the eastern part of Balkaria (North Caucasus, Russia) referred by previous researchers to the Neogene-Quaternary stage of evolution of the Greater Caucasus was carried out. The obtained results of K–Ar dating have proved for the first time that volcanic activity within the territory of modern Eastern Balkaria was intensely developed in the Late Cenozoic. It has been established that the young igneous rocks of Pliocene (4.7–4.0 Ma) Tsana formation with various compositions (basaltic trachyandesite, dacite, granodiorite-porphyre) are the most common in the considered region. The limits of area where the rocks of Tsana formation are occurred have been specified within the Russian territory of the North Caucasus. On the base of new isotope data, the territory that is prospective for exploration of Au–As–Sb–Sn–Mo deposits associated often with young plutonic bodies of potentially ore-bearing Tsana formation has been localized. A new locus of Late Quaternary magmatism where the andesite lava flow was formed around 800–700 ka in the paleovalley of Udursu River (near the foot of Mt Cheget-Dzhora) has been identified within the Greater Caucasus.

Keywords: Neogene-Quaternary magmatism, North Caucasus, Kabardino-Balkaria, isotope geochronology, Tsana formation, Chegem formation, Pliocene

УДК 549.211 + 535.34

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЗОТНО-ВАКАНСИОННЫХ ЦЕНТРОВ NV⁻ В КУБИЧЕСКИХ КРИСТАЛЛАХ АЛМАЗА ИЗ РОССЫПЕЙ АНАБАРА ПО ДАННЫМ ОДМР- И ФЛ-ТОМОГРАФИИ

© 2021 г. С. В. Титков^{1,*}, В. В. Яковлева², И. Д. Бреев², А. Н. Анисимов², П. Г. Баранов², А. И. Дорофеева¹, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 19.10.2020 г.

После доработки 26.10.2020 г.

Принято к публикации 26.10.2020 г.

Азотно-вакансионные центры NV⁻, представляющие значительный интерес для квантовой электроники, получают в структуре алмаза искусственно путем радиационного облучения и последующего отжига. В настоящей работе эти центры зарегистрированы в природных алмазах кубического габитуса типа IaA + Ib по физической классификации из промышленных россыпей р. Анабар (северо-восток Сибирской платформы) с использованием метода оптически детектируемого магнитного резонанса (ОДМР). Путем сканирования сигналов ОДМР и фотolumинесценции (ФЛ) с субмикронным разрешением установлена локализация центров NV⁻ в плоскостях скольжения дислокаций {111}, разделенных расстояниями около 5 мкм. В разных кристаллах выявлены одна или две пересекающиеся системы таких плоскостей скольжения. В наибольших количествах эти дефекты образуются в периферических зонах кристаллов, содержащих повышенные количества одиночных изоморфных атомов азота в структуре. Полученные данные свидетельствуют об образовании центров NV⁻ в природных алмазах в процессе посткристаллизационной пластической деформации, т.е. по механизму, отличающемуся от широко используемого способа их искусственного получения.

Ключевые слова: природные алмазы, кубический габитус, тип IaA + Ib, центр NV⁻, ОДМР, ФЛ, пластическая деформация, спинтроника

DOI: 10.31857/S2686739721010242

Центр NV⁻ является одним из самых изученных дефектов в структуре алмаза с использованием современных спектроскопических методов [1–3]. Большой интерес к этому центру связан с возможностью управления его спиновыми состояниями, что позволяет использовать его в спинтронике для создания квантовых сенсоров магнитного, электрического и температурных полей, а также в качестве кубитов для квантового компьютера [3]. Центр NV⁻ в структуре алмаза образован атомом азота, замещающим углерод, и вакансии, расположенной в ближайшей структурной позиции (центр W15 согласно системе обозначений, принятых в ЭПР-спектроскопии алмазов). Он имеет отрицательный заряд. Центр проявляется в спектрах фотolumинесценции

(ФЛ) (бесфононная линия 637 нм, фононная полоса 690 нм) и в спектрах поглощения в видимой области [1]. При облучении светом с длиной волны 530–570 нм происходит оптически индуцированное выстраивание спиновых уровней с $S = 1$ с преимущественным заселением подуровня с $M_S = 0$, что позволяет изучать его с использованием метода оптически детектируемого магнитного резонанса (ОДМР) [2, 3]. Практически все исследования центра NV⁻ были проведены в кристаллах алмаза, которые были подвергнуты искусственному радиационному облучению для генерации вакансий и последующему отжигу при температурах более 600°C, приводящему к присоединению вакансий к одиночным атомам азота в структуре (С-центры). Позднее этот центр был установлен в спектрах ФЛ относительно редких природных кристаллов алмаза, содержащих повышенные количества С-центров (тип IaA + Ib по физической классификации алмазов) [4–6].

В настоящей работе зарегистрированы спектры ОДМР центров NV⁻ в природных алмазах и проведено исследование их распределения в кристаллах с использованием ФЛ- и ОДМР-томогра-

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

²Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: titkov.sergey1965@gmail.com

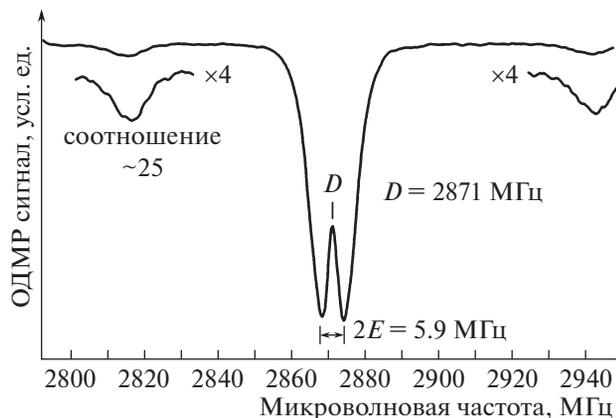


Рис. 1. Спектр ОДМР центров NV^- (W15) в природном пластически деформированном алмазе кубического габитуса при комнатной температуре.

фии, что позволило установить механизм образования данных центров. Изученные образцы ранее были детально охарактеризованы с использованием методов фотолуминесценции, оптической спектроскопии в УФ-видимой области, ЭПР-спектроскопии, ИК-микроспектроскопии и ионного микрозонда [4, 7–9]. Эти алмазы образованы кубическими секторами роста, имеют характерную желто-зеленую, желтую и оранжевую окраски и относятся к разновидности II по классификации Ю.Л. Орлова [10]. Они были добыты из богатейших активно разрабатываемых россыпей реки Анабар на северо-востоке Сибирской платформы, в которые они поступают из вулканогенно-осадочных пород [11].

Исследования были выполнены с использованием сконструированного в ФТИ им. А.Ф. Иоффе ОДМР-спектрометра, оснащенного конфокальной оптической схемой (НТМДТ СИ) и пьезосканером [12]. Данный спектрометр позволяет регистрировать сигналы ОДМР и ФЛ в области $\sim 1 \text{ мкм}^3$ при комнатной температуре и проводить исследования распределения в объеме образца центров ФЛ и ОДМР с субмикронным пространственным разрешением. При проведении настоящих исследований ФЛ возбуждалась лазером с длиной волны 532 нм. ОДМР регистрировался в области нуль-фононной линии 637 нм и полос фононных повторений центров NV^- . Были исследованы плоскопараллельные пластины, изготовленные из кристаллов алмаза массой 0.92–1.38 кар. Спектры ОДМР и ФЛ регистрировались вдоль профиля, проходящего через центр кристалла. Вдоль данного профиля в центральных и периферических участках кристалла было проведено сканирование сигналов ОДМР и ФЛ с записью карт распределения центров NV^- . Продольное сканирование было проведено на участках

площадью $50 \times 50 \text{ мкм}$, поперечное – на глубину 10 мкм.

В спектрах ОДМР природных алмазов центр NV^- (W15) проявляется в виде линии в области 2870 МГц (рис. 1), так же, как и в спектрах облученных и отожженных алмазов [2, 3].

Эта линия расщеплена на две компоненты, что обусловлено отклонением симметрии центра от аксиальной и воздействием локальных напряжений в кристалле. Спиновый гамильтониан, описывающий спектры ЭПР (ОДМР), имеет вид:

$$\hat{H} = g\mu_B \mathbf{B} \cdot \hat{S} + D[S_z^2 - 1/3S(S+1)] + E[S_x^2 - S_y^2],$$

где μ_B – это магнетон Бора, $S = 1$, D и E – константы, описывающие расщепление в нулевом поле, g – изотропный g -фактор [3]. Наличие параметра E , не равного нулю, приводит к разной степени удаленности боковых полос от центра спектра. Параметр E напрямую связан с напряжениями в кристалле, что позволяет получать карту распределения напряжений в образце.

Кроме того, в изученных кристаллах наряду с центральной линией наблюдаются дополнительные боковые линии, которые связаны с наличием взаимодействия между центром NV^- (W15) и центром P1 (парамагнитный аналог центра C). Положение этих линий обусловлено сравнительно сильным сверхтонким взаимодействием неспаренного электрона с ядром ^{14}N в центре P1. Отношения относительных интенсивностей центральных линий к боковым значительно отличаются в разных образцах.

Анализ распределения интенсивности сигналов ОДМР- и ФЛ-центров NV^- вдоль профиля, проходящего через центр пластины, показал, что они исключительно неравномерно распределены по объему кристалла. Их интенсивность значительно снижается в центре образца – примерно в 5 раз. Эти результаты хорошо согласуются с полученными ранее с использованием метода ИК-микроспектроскопии данными о распределении азотных центров А (два атома азота в соседних позициях структуры) и центров С (одиночные атомы азота) [8]. В центре кристалла наблюдается высокое содержание только А-центров (465 ppm), которое затем существенно снижается к периферии кристалла. При этом в периферической зоне появляются С-центры. Поэтому образование центров NV^- происходило преимущественно в периферической зоне кристалла с повышенным содержанием центров С.

Сканирование участков образцов площадью $50 \times 50 \text{ мкм}$ выявило в периферических областях кристалла систему параллельных ярких полос, на которых интенсивность спектров ОДМР- и ФЛ-центров NV^- была особенно сильной. Расстояние между этими полосами составляет менее

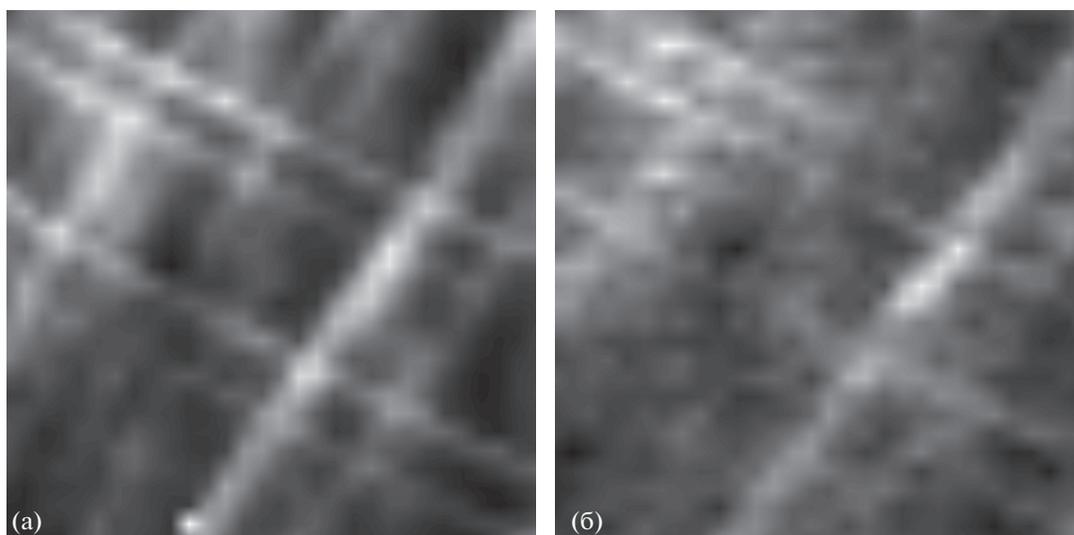


Рис. 2. Карты распределения интенсивности сигналов ФЛ (а) и ОДМР (б) центров NV⁻ в периферической зоне пластины, изготовленной из природного кубического алмаза. Размер изображений – 50 × 50 мкм.

5 мкм. В двух образцах наблюдались две пересекающиеся системы таких полос (рис. 2а, 2б), в одном – одна система. В центральных областях кристаллов такие полосы полностью отсутствуют. Эти полосы представляют собой плоскости скольжения дислокаций {111}, которые характерны для природных пластически деформированных алмазов [13]. В картинах аномального двупреломления изученных алмазов с этими полосами связаны размытые узоры типа татами (разрешение оптического микроскопа не позволяет выявить отдельные полосы).

Это отличает изученные алмазы от кристалла алмаза типа Ib-IaA из россыпей Зимими (Западно-Африканский кратон), в котором на основании анализа картин гиперспектральной ФЛ центры NV⁻ были выявлены в деформационных ламелях, наоборот, преимущественно в центральной области кристалла [6].

Как известно, при пластической деформации в структуре алмазов образуются самые различные точечные, линейные и объемные дефекты, в том числе вакансии, формирующиеся за счет неконсервативного движения деформационных дислокаций [14]. В результате присоединения вакансий к одиночным атомам азота, замещающим углерод, происходит образование центров NV⁻ в структуре природных алмазов.

Совсем другой тип пространственного распределения центров NV⁻ наблюдался ранее в кристаллах синтетических обработанных алмазов [15]. В них распределение этих центров отражает ростовую зональность в октаэдрических секторах роста.

Таким образом, можно заключить, что в природных алмазах образование центров NV⁻ происходит в результате естественной пластической деформации. Эти центры исключительно неравномерно распределены по объему кристаллов. С одной стороны, центры NV⁻ локализованы в деформационных плоскостях скольжения {111}, находящихся на расстоянии порядка 5 мкм друг от друга. С другой стороны, они сконцентрированы в зонах роста кристалла, для которых характерно повышенное содержание одиночных азотных дефектов С (N). Полученные данные могут быть использованы для разработки нового способа искусственной генерации центров NV⁻ в алмазах, представляющих практический интерес для создания квантового компьютера.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с госзаданием по теме 0136-2018-0011 ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Zaitsev A.M.* Optical Properties of Diamond: A Data Handbook. Berlin: Springer Verlag, 2001. 502 p.
2. *Gruber A., Dräbenstedt A., Tietz C., et al.* // Science. 1997. V. 276. P. 2012–2014.
3. *Baranov P.G., von Bargeleben H.J., Jelezko F., Wrachtrup J.* Magnetic Resonance of Semiconductors and Their Nanostructures. Wien: Springer-Verlag, 2017. 535 p.
4. *Зудина Н.Н., Тутков С.В., Сергеев А.М., Зудин Н.Г.* // Записки РМО. 2013. Ч. CXLII. № 4. С. 57–72.
5. *Hainschwang T., Fritsch E., Notari F., et al.* // Diamond Rel. Mat. 2013. V. 39. P. 27–40.

6. *Smit K.V., D'Haenens-Johansson U.F.S., Howell D., et al.* // *Mineral. Petrol.* 2018. V. 112. Iss. 1 Suppl. P. 243–257.
7. *Минеева Р.М., Зудина Н.Н., Титков С.В. и др.* // *ДАН.* 2013. Т. 448. № 6. С. 695–699.
8. *Титков С.В., Ширяев А.А., Зудина Н.Н. и др.* // *Геология и геофизика.* 2015. Т. 56. № 1–2. С. 455–466.
9. *Реутский В.Н., Ширяев А.А., Титков С.В. и др.* // *Геохимия.* 2017. № 11. С. 1–12.
10. *Орлов Ю.Л.* *Минералогия алмаза.* М.: Наука, 1984. 264 с.
11. *Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др.* *Россыпи алмазов России.* Новосибирск: “Гео”, 2007. 457 с.
12. *Бабунц Р.А., Музафарова М.В., Анисимов А.Н. и др.* // *Письма в ЖТФ.* 2015. Т. 41. Вып. 12. С. 40–47.
13. *Wilks J., Wilks E.M.* *Properties and Applications of Diamond.* Oxford: Butterworth-Heinemann, 1991. 525 p.
14. *Van Enckevort W.J.P., Visser E.P.* // *Philos. Mag.* B. 1990. V. 62. № 16. P. 597–614.
15. *Hull D., Bacon D.J.* *Introduction to Dislocations.* 5th Ed. Amsterdam et al.: Elsevier, 2011. 272 p.

DISTRIBUTION OF NITROGEN-VACANCY NV⁻ CENTERS IN CUBIC DIAMOND CRYSTALS FROM ANABAR PLACERS AS REVEALED BY ODMR- AND FL-TOMOGRAPHY

**S. V. Titkov^{a, #}, V. V. Yakovleva^b, I. D. Breev^b, A. N. Anisimov^b, P. G. Baranov^b,
A. I. Dorofeeva^b, and academician of the RAS N. S. Bortnikov^a**

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

^b *A.F. Ioffe Physico-Technical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Peterburg, Russian Federation*

[#] *E-mail: titkov.sergey1965@gmail.com*

Nitrogen-vacancy NV⁻ centers, which are of considerable interest for quantum electronics, are artificially produced in the diamond structure by irradiation and subsequent annealing. In this work, these centers were registered in natural diamonds of cubic habit of type IaA + Ib according to physical classification from industrial placers of the Anabar river (northeast of the Siberian platform) using the method of optically detected magnetic resonance (ODMR). By scanning the ODMR and PL signals with a submicron resolution, it was established the localization of the NV⁻ centers in the dislocations {111} slip planes separated by distances of about 5 μm. In different crystals, one or two intersecting systems of such slip planes have been revealed. The largest amounts of these defects were found in the peripheral zones of crystals containing increased amounts of single isomorphous nitrogen atoms in the structure. The data obtained indicate the formation of NV⁻ centers in natural diamonds under postcrystallization plastic deformation, i.e. by a mechanism that differs from the widely used method of their artificial production.

Keywords: natural diamonds, cubic habit, type IaA + Ib, NV⁻ center, ODMR, PL, plastic deformation, spintronics

УДК 553.81:550.93 (571.56)

СВИДЕТЕЛЬСТВА МНОГОЭТАПНОСТИ И ПОЛИХРОННОСТИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В РАЙОНЕ АЛМАЗОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ БАСЕЙНА РЕКИ ЭБЕЛЯХ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН АНАБАРСКОГО ЩИТА)

© 2021 г. В. Г. Мальковец^{1,2,3,*}, академик РАН В. С. Шацкий^{1,3}, А. И. Дак⁴, А. А. Гибшер^{1,2},
И. В. Яковлев¹, Е. А. Белоусова⁵, Т. Тсуджимори^{6,7}, академик РАН Н. В. Соболев^{1,3}

Поступило 04.06.2020 г.

После доработки 05.11.2020 г.

Принято к публикации 06.11.2020 г.

В работе приводятся новые данные минералогического и изотопно-геохимического исследований мегакристов цирконов ($n = 48$) из аллювия ручья Холомолох (приток реки Эбелях). С использованием геохимических классификационных схем было установлено наличие цирконов кимберлитового и карбонатитового генезиса. U–Pb-датирование цирконов показало наличие двух основных популяций: триасовой (258–221 млн лет; $n = 18$) и юрской (192–154 млн лет; $n = 30$). При анализе графиков средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов отчетливо выделяются следующие возрастные этапы: 155 ± 3 , 161 ± 2 , 177 ± 1.5 , 183 ± 1.5 , 190 ± 2 , 233 ± 2.5 и 252 ± 4 млн лет. Предполагается, что транспортером Эбеляхских алмазов с мантийных глубин могли быть не только кимберлиты, но и другие родственные кимберлитам породы – карбонатиты, лампрофиры, лампроиты, оливиновые мелилититы и т.п. Алмазы из россыпей Эбеляха, вероятнее всего, имеют полигенные коренные источники и могут быть связаны с полихронным и многоэтапным среднепалеозойским и мезозойским кимберлитовым и щелочно-ультраосновным магматизмом в восточном обрамлении Анабарского щита (бассейн рек Эбелях, Маят и Биллях).

Ключевые слова: Эбеляхские россыпи, Холомолох, алмаз, циркон, U–Pb-датирование, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S268673972101014X

Вдоль восточного склона Анабарского щита отмечается несколько полей кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма мезозой-

ского возраста – Лучаканское, Куранахское, Дюкенское, Биригиндинское, Ары-Мастахское, Старореченское, Орто-Ыаргинское и Эбеляхское. Все опробованные кимберлитовые тела либо не алмазоносны, либо имеют убогую алмазоносность. В то же время в пределах СВ-склона Анабарского щита находятся богатые россыпные месторождения алмазов в долинах рек Эбелях, Биллях и Маят [1]. Исследования минеральных включений в алмазах из ряда россыпей Анабарского района показали, что среди россыпных алмазов преобладают алмазы эклогитового парагенезиса, доля которых может достигать 85% [2–4]. Включения эклогитового парагенезиса обнаружены и в алмазах V-разновидности, не встречающихся в алмазоносных кимберлитовых трубках Якутии [5]. Помимо алмазов, для которых не установлен коренной источник (II-, V- и VII-разновидности по классификации Ю.Л. Орлова), в россыпях значительную долю составляют округлые алмазы “уральского” типа, ламинарные октаэдры и кристаллы переходной формы. Изучение включений в алмазах этих морфологических ти-

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

² Научно-исследовательское геологическое предприятие АК АЛРОСА (ПАО), Мирный, Республика Саха (Якутия), Россия

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴ АО “Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья”, Новосибирск, Россия

⁵ Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems/GEMOC, Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, Sydney, Australia

⁶ Center for Northeast Asian Studies, Tohoku University, Aoba, Japan

⁷ Department of Earth Science, Tohoku University, Aoba, Japan

*E-mail: Vladimir.malkovets@igm.nsc.ru

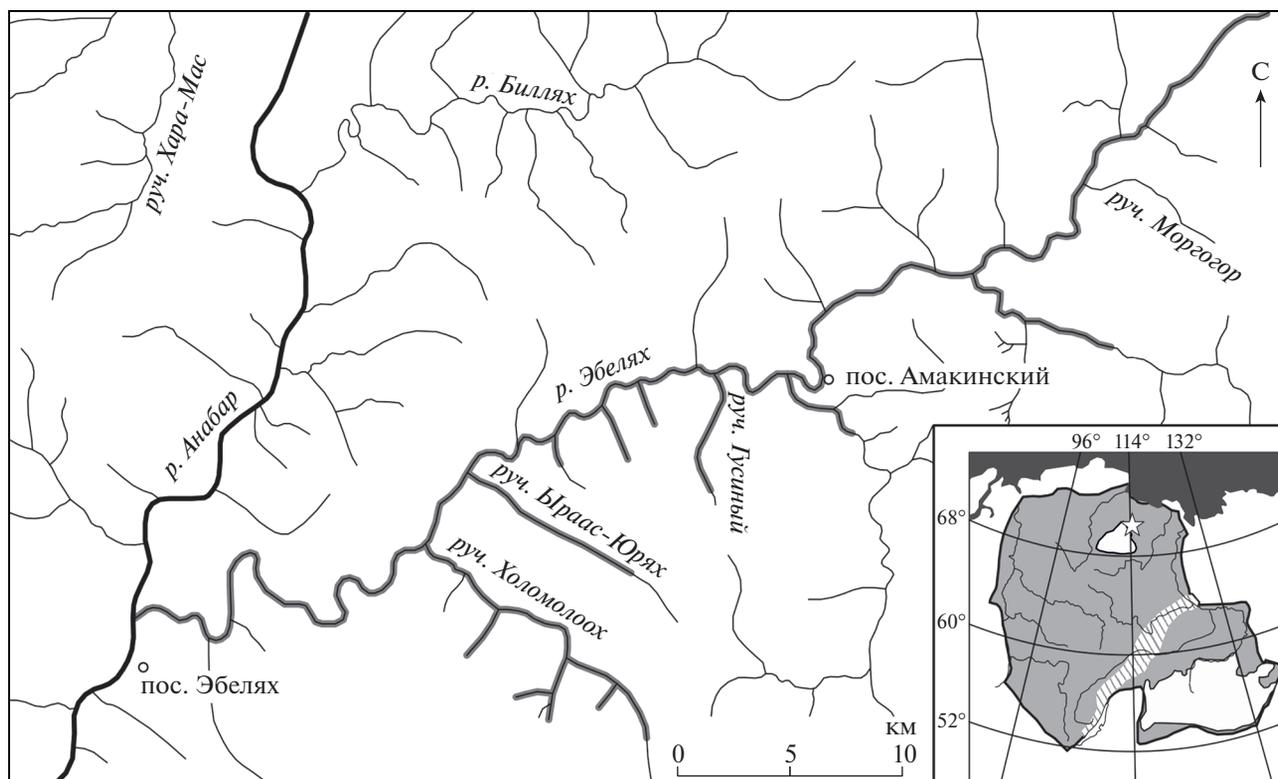


Рис. 1. Схема расположения алмазоносных россыпей бассейна реки Эбелях. На врезке показана схема Сибирского кратона с указанием расположения участка бассейна р. Эбелях.

пов и расположенных в этих районах кимберлитовых трубок мезозойского возраста показало, что они не могут быть источником россыпных алмазов [2].

Геохронологические данные по U–Pb-датированию цирконов из россыпи Эбелях показали их верхнетриасовый возраст 224 млн лет [6, 7]. В то же время Граханов и соавт. [8] показали, что в россыпных месторождениях алмазов бассейна реки Эбелях, помимо популяции цирконов триасового возраста (217–239 млн лет), также присутствует юрская популяция цирконов со значениями возраста 139–195 млн лет.

Для выяснения возможного возраста коренных источников алмазов бассейна ручья Холомолоох проведены минералого-геохимические и изотопные исследования цирконов, извлеченных из концентрата тяжелой фракции при промышленной добыче алмазов.

В данном сообщении приводятся новые данные минералогического и изотопно-геохимического исследований мегакристов цирконов ($n = 48$) из аллювия ручья Холомолоох (приток реки Эбелях) (рис. 1). Зерна имеют округлую форму, типичную для кимберлитовых мегакристов цирконов. Их размеры варьируют от 2 до 4 мм, зерна прозрачны и не содержат минеральных включений. Цвет цирконов варьирует от практически

бесцветных до слабо-желтых и желто-медовых. Цирконы имеют зонально-секториальное строение, типичное для мегакристов цирконов из кимберлитов.

Исследование минералогических и изотопно-геохимических характеристик цирконов проводилось в Центре GEMOC/CCFS, Университет Маккуори, Сидней. Химический состав цирконов определялся с использованием рентгеноспектрального микроанализатора CAMECA SX100 при стандартных условиях: ускоряющее напряжение 20 kV, сила тока 20 нА и диаметр пучка 2 мкм. Исследование геохимических характеристик и U–Pb–Th-изотопных систем проводилось с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (Agilent 7700cs) и лазерным пробоотборником (Photon Machines Excimer 193 nm). Диаметр пучка лазера составлял 80 мкм, частота лазера 5 Hz и энергия лазера 8 Дж/см².

Хондрит-нормализованные спектры редкоземельных элементов (REE) обнаруживают типичные для цирконов распределения с обеднением в области LREE и обогащением HREE и положительной Ce-аномалией. Для выяснения природы материнских магматических пород, из которых кристаллизовались цирконы, полученные данные были обработаны с использованием генети-

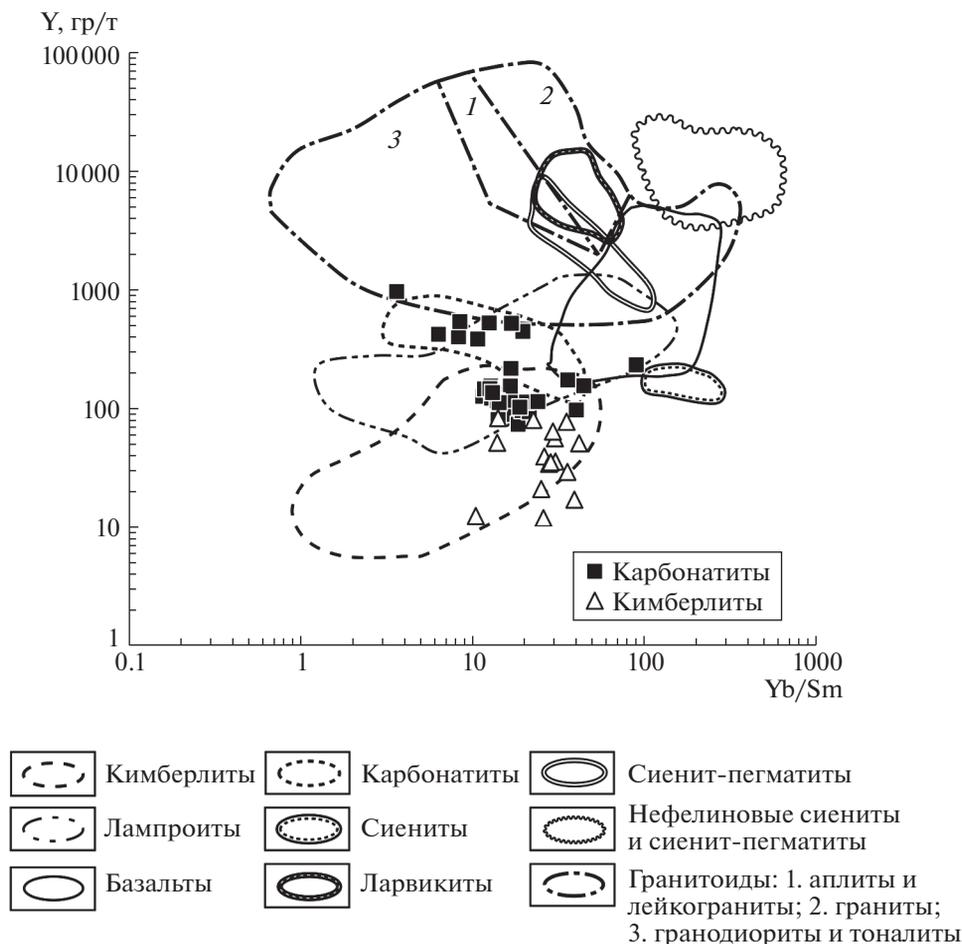


Рис. 2. Классификационная диаграмма Y–Yb/Sm для цирконов из разных типов магматических пород [9].

ческих классификационных схем, предложенных в работе [9]. Следуя диаграмме Y–Yb/Sm из этой классификации, 32 циркона генетически связаны с карбонатитами, а 16 цирконов – с кимберлитами (рис. 2). Наиболее заметное различие между карбонатитовыми и кимберлитовыми цирконами в содержаниях Th, U, Y и HREE. Содержания Th, U, Y и Yb в карбонатитовых цирконах варьируют в следующих пределах, г/г: Th 5–990 (среднее содержание $\bar{x} = 92$; медиана $m = 30$), U 0.1–329 ($\bar{x} = 59$, $m = 28$), Y 75–973 ($\bar{x} = 231$, $m = 143$) и Yb 19–119 ($\bar{x} = 46$, $m = 29$). Содержания Th, U, Y и Yb в кимберлитовых цирконах варьируют в следующих пределах, г/г: Th 1–21 ($\bar{x} = 6$, $m = 5$), U 5–44 ($\bar{x} = 14$, $m = 11$), Y 12–84 ($\bar{x} = 44$, $m = 38$) и Yb 2–16 ($\bar{x} = 9$, $m = 9$). Карбонатитовые цирконы по сравнению с кимберлитовыми в среднем имеют более высокие содержания Th (92 и 6 г/г), U (59 и 14 г/г), Y (231 и 44 г/г) и Yb (46 и 9 г/г) соответственно.

Результаты U–Pb-датирования цирконов представлены на диаграмме с конкордией (рис. 3а) и на диаграммах средневзвешенных значений

U–Pb-значений возрастов (рис. 3б–3г). Рассчитанные значения U–Pb-возраста образуют две основные популяции: триасовую (258–221 млн лет; $n = 18$) и юрскую (192–154 млн лет; $n = 30$). Для уточнения возрастных этапов для рассчитанных возрастов были построены графики средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -значений возрастов (рис. 3б–3е). При анализе этих графиков отчетливо выделяются следующие возрастные этапы: 155 ± 3 , 161 ± 2 , 177 ± 1.5 , 183 ± 1.5 , 190 ± 2 , 233 ± 2.5 и 252 ± 4 млн лет (рис. 3б–3е). При сопоставлении геохимических и возрастных данных обнаруживается, что цирконы двух самых молодых популяций (155 ± 3 и 161 ± 2 млн лет) имеют генетическую связь с карбонатитами, тогда как в остальных, более древних популяциях, встречаются как карбонатитовые ($n = 25$), так и кимберлитовые цирконы ($n = 14$).

В пределах Сибирского кратона, с использованием локальных высокоточных аналитических методов определения абсолютного возраста, к настоящему времени надежно установлены четыре основных эпизода кимберлитового и родственно-

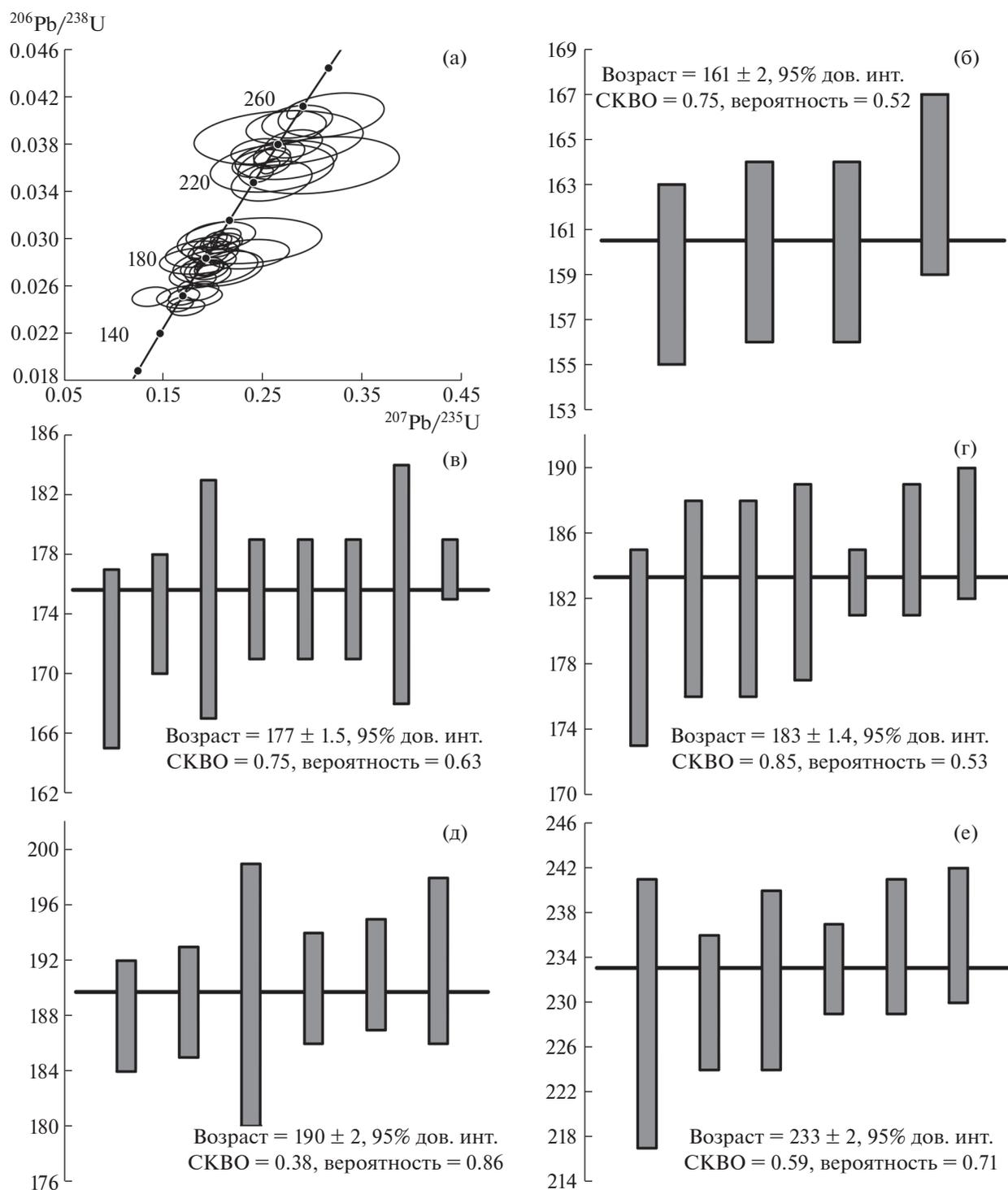


Рис. 3. Диаграмма с конкордией (а) и графики средневзвешенных значений U/Pb-возрастов (б–е) для изученных цирконов. Высота столбца соответствует 2σ .

го ему щелочно-ультраосновного магматизма: поздний силур-ранний девон (430–409 млн лет), поздний девон-ранний карбон (360–344 млн лет), поздний триас (235–218) и средняя-поздняя юра (161–144 млн лет) [6, 7, 10, 11]. Наиболее

древние силур-девонские кимберлиты установлены преимущественно в центральной части Сибирского кратона, тогда как триасовые и юрские кимберлиты обнаружены преимущественно в северной части кратона. В отличие от кимберлитов

вых полей центральной части ЯАП, поля магматитов восточного склона Анабарского щита представлены как собственно кимберлитами, так и разнообразными по составу щелочно-ультраосновными магматитами мезозойского возраста: карбонатитами, пикритами, оливиновыми мелилитами и другими разновидностями когерентных пород [1].

Наши новые геохронологические данные свидетельствуют о полихронности и многоэтапности мезозойского щелочно-ультраосновного магматизма источников алмазов россыпей бассейна реки Эбелях. Наряду с выявленными ранее триасовым (235 млн лет) и юрским (160–150 млн лет) возрастными этапами, надежно установлены этапы магматизма в 177 ± 1.5 , 183 ± 1.5 , 190 ± 2 и 252 ± 4 млн лет. В настоящее время предполагается, что образование кимберлитов связано с разогревом основания метасоматизированной кратонной литосферы либо поднимающимися мантийными плюмами, либо взаимодействием с поднимающейся астеносферой, вызванной крупномасштабными геологическими процессами. Образование триасовых кимберлитов в этап ~250 млн лет вызвано подъемом суперплюма, с которым связано внедрение колоссальных объемов Сибирских траппов – крупнейшей изверженной провинции на Земле. Внедрение кимберлитов в этап ~235 млн лет может быть связано с растеканием материала мантийного плюма под мощной кратонной литосферой Сибирского кратона и повторным разогревом основания литосферы.

Интересно, что внедрение кимберлитов и карбонатитов в юрский период происходило практически непрерывно со 190 до 155 млн лет. Одним из примеров подобного полихронного и многоэтапного, а также близкого по возрасту кимберлитового магматизма, являются кимберлиты восточно-Юрской провинции на Северо-Американском континенте [12]. СЗ–ЮВ-коридор кимберлитового магматизма прослеживается на более чем 2000 км с СЗ Ранкин Инлет (196 млн лет), через Аттавапискат (180 и 155 млн лет), озеро Киркланд (157–152 млн лет) и Тимискаминг (155–127 млн лет). Считается, что этот кимберлитовый коридор связан с движением горячей точки Большой Метеор под Северо-Американским континентом [12]. Мы считаем, что инициация полихронного и многоэтапного юрского щелочно-ультраосновного магматизма в бассейне реки Эбелях в этот период также может быть связана с прогревом кратонной литосферной мантии мантийным плюмом. Другим свидетельством наличия суперглубинного вещества в предполагаемых коренных источниках алмазоносных россыпей в бассейне реки Эбелях является наличие сублитосферных минеральных ассоциаций в виде включений в алмазах [2, 4]. В частности, среди

россыпных алмазов нами установлены алмазы с включениями мейджоритовых гранатов и ферропериклаза. Присутствие включений карбидов железа в алмазах из россыпей дало основание предположить их образование в процессе взаимодействия поднимающейся разогретой мантии с субдуцирующей океанической корой [13].

За более чем 50-летнюю историю поиски коренных источников Эбеляхских алмазов так и не увенчались успехом. Геохимическая классификация исследованных нами цирконов позволяет нам однозначно идентифицировать два типа их коренных источников – кимберлиты и карбонатиты. Однако необходимо отметить, что геохимические составы цирконов из родственных щелочно-ультраосновных пород в значительной степени перекрываются на дискриминационных диаграммах. Мы предполагаем, что транспортером Эбеляхских алмазов с мантийных глубин могли быть не только кимберлиты, но и другие родственные кимберлитам породы – карбонатиты, лампрофиры, лампроиты, оливиновые мелилиты и т.п. К примеру, алмазы были обнаружены в нетрадиционных породах, таких как известково-щелочные лампрофиры в районе Wawa (Канада), вулканокластические коматииты Французской Гвианы и др. [14]. Кроме того, предшествующими исследованиями было установлено, что в россыпях Эбеляха присутствуют разные морфологические популяции алмазов, как не встречающиеся в известных кимберлитовых телах, так и алмазы, типичные для кимберлитовых тел Сибирского кратона. U–Pb-датирование рутила в алмазе V–VII-разновидности из Эбеляхских россыпей дало среднепалеозойский возраст (334 ± 64 млн лет), что, с нашей точки зрения, однозначно свидетельствует о среднепалеозойском возрасте их коренного источника [15].

Таким образом алмазы из россыпей Эбеляха, вероятнее всего, имеют полигенные коренные источники и могут быть связаны с полихронным и многоэтапным среднепалеозойским и мезозойским кимберлитовым и щелочно-ультраосновным магматизмом в восточном обрамлении Анабарского щита (бассейн рек Эбелях, Маят и Биллях).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Минералогические и геохимические исследования выполнены при поддержке гранта РФФ № 18-17-00249. Геохронологические исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 18-05-70014.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Граханов С.А. и др.* Россыпи алмазов России. Новосибирск: СО РАН, филиал “Гео”, 2007. 457 с.
2. *Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I.* Mineral Inclusions in Diamonds in the Northeast of the Yakutian Di-

- amondiferous Province / In: Proc. of the VII Intern. Kimb. Conf. (eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson). Cape Town, Red Roof Design, 1999. V. 2. P. 816–822.
3. *Соболев Н.В. и др.* Перспективы поисков алмазодносных кимберлитов в северо-восточной части сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. №. 10. С. 1701–1719.
 4. *Shatsky V.S., et al.* Diamondiferous Subcontinental Lithospheric Mantle of the Northeastern Siberian Craton: Evidence from Mineral Inclusions in Alluvial Diamonds // Gondwana Research. 2015. V. 28. P. 106–120.
 5. *Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А.* Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН. 2009. Т. 425. №. 4. С. 527–531.
 6. *Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные U-Pb методом по цирконам // Доклады АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175–179.
 7. *Sun J., et al.* 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.
 8. *Граханов С.А., Зинчук Н.Н., Соболев Н.В.* Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на северо-востоке Сибирской платформы // ДАН. 2015. Т. 465. № 6. С. 715–719.
 9. *Belousova E.A., et al.* Igneous Zircon: Trace Element Compositions as Indicators of Source Rock Type // Contribs Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
 10. *Агашев А.М. и др.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазодносной провинции // ДАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 1142–1145.
 11. *Tretiakova I.G., et al.* Recurrent Magmatic Activity on a Lithosphere-scale Structure: Crystallization and Deformation in Kimberlitic Zircons // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 126–132.
 12. *Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A.* The Temporal Evolution of North American Kimberlites // Lithos. 2004. V. 76 (1–4). P. 377–397.
 13. *Shatsky V.S., et al.* Diamond Rich Placer Deposits from Iron-saturated Mantle beneath the Northeastern Margin of the Siberian Craton // Lithos. 2020. V. 365. P. 143–157.
 14. *Stachel T., et al.* Archean diamonds from Wawa (Canada): Samples from Deep Cratonic Roots Predating Cratonization of the Superior Province // Contribs Mineral. Petrol. 2006. V. 151(6). P. 737–750.
 15. *Афанасьев В.П. и др.* Палеозойский U-Pb возраст включения рутила в алмазе V-VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 228–232.

EVIDENCES FOR MULTISTAGE AND POLYCHRONOUS ALKALINE-ULTRABASIC MESOZOIC MAGMATISM IN AREA OF ALLUVIAL DIAMONDIFEROUS PLACERS OF THE ANABAR RIVER BASIN (EASTERN SLOPE OF THE ANABAR SHIELD)

**V. G. Malkovets^{a,b,c,#}, Academician of the RAS V. S. Shatsky^{a,c}, A. I. Dak^d, A. A. Gibsher^{a,b}, I. V. Yakovlev^a,
E. A. Belousova^e, T. Tsujimori^{f,g}, and Academician of the RAS N. V. Sobolev^{a,c}**

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

^b *Geo-Scientific Research Enterprise PJSC “ALROSA”, Mirny, Republic of Sakha (Yakutia), Russian Federation*

^c *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

^d *Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources – SNIIGiMS, Novosibirsk, Russian Federation*

^e *Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems / GEMOC, Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia*

^f *Center for Northeast Asian Studies, Tohoku University, Aoba, Sendai 980-8576, Japan*

^g *Department of Earth Science, Tohoku University, Aoba, Sendai 980-8578, Japan*

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

We present new mineralogical and isotope-geochemical data for zircon megacrysts ($n = 48$) from the alluvium of Kholomolokh Creek (a tributary of the Ebelyakh River). Trace-element compositions of the studied zircons are consistent with a kimberlitic and carbonatitic genesis. U-Pb dating of zircons revealed two main age populations: the Triassic (258–221 Ma; $n = 18$) and the Jurassic (192–154 Ma; $n = 30$). The weighted average approach clearly distinguished the following sub-populations: 155 ± 3 , 161 ± 2 , 177 ± 1.5 , 183 ± 1.5 , 190 ± 2 , 233 ± 2.5 , and 252 ± 4 Ma. The results of this study suggest that the Ebelyakh diamonds could be transported from the mantle depths not only by kimberlites, but also by other rocks related to kimberlites – carbonatites, lamprophyres, lamproites, olivine melilitites, etc. Diamonds from the Ebelyakh placers most likely have polygenic source rocks associated with multi-stage Middle Paleozoic and Mesozoic kimberlite- and alkaline-ultrabasic magmatism in the eastern margin of the Anabar shield (the Ebelyakh, Mayat and Billyakh River basins).

Keywords: Ebelyakh placers, Kholomolokh, diamond, zircon, U–Pb dating, Siberian craton

УДК 552.333

ВЫСОКОКАЛИЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ НА РУБЕЖЕ 640 МЛН ЛЕТ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ)

© 2021 г. Е. Ф. Летникова^{1,*}, А. Э. Изох¹, академик РАН Ю. А. Костицын²,
академик РАН Ф. А. Летников³, В. Б. Ершова^{4,5}, Е. Н. Федерягина⁶, А. В. Иванов¹,
А. Д. Ножкин¹, С. И. Школьник^{1,3}, Е. А. Бродникова¹

Поступило 05.10.2020 г.

После доработки 28.10.2020 г.

Принято к публикации 28.10.2020 г.

В осадочной последовательности позднего докембрия юго-запада Сибирской платформы на основе петрографических и минералогических исследований выявлены обломочные породы с резким преобладанием среди породообразующих обломков калиевого полевого шпата. Установлено два типа минерального проявления КПШ – крупные зональные кристаллокласты с повышенными концентрациями Ва в центральной части зерен и основная минеральная фаза в раскристаллизованной стекловатой массе. В обоих случаях в них отмечены низкие содержания Na, менее 0.1 вес. %. В КПШ второго типа отмечено прорастание идиоморфного ромбического доломита с высокой анкеритовой составляющей. В этих доломитах часто встречаются включения калиевого полевого шпата. Среди аксессуарных минералов преобладают фторапатит с повышенными содержаниями РЗЭ, циркон с высокими концентрациями Th, магнетит, рутил, монацит, синхизит. Установлены фульгарные минералы с идиоморфной формой, где в центре находятся КПШ, средняя оболочка – апатит с высоким содержанием РЗЭ и внешняя оболочка – нередкоземельный апатит. Эти породы являются продуктами высококалиевого вулканизма. Возраст этого события определен на основе U–Pb-датирования цирконов – 640 млн лет. Lu–Hf-систематика цирконов из этих пород указывает на связь этого вулканизма с магматическими событиями мантийного генезиса в ее пределах. Продукты его эксплозивного извержения широко проявлены в Бирюсинском Присянье и ранее ошибочно были отнесены к осадочным породам рифея карагасской серии.

Ключевые слова: высококалиевый вулканизм, поздний рифей, Сибирская платформа, минералогия, U–Pb- и Lu–Hf-датирование

DOI: 10.31857/S2686739721010126

Традиционно источниками поступления обломочного материала в осадочные бассейны Сибирской платформы считаются породы ее ранне-

докембрийского фундамента, а так же магматические и вулканические образования, связанные с различными этапами ее тектоно-магматической активизации. В результате их разрушения происходило накопление осадков, где, как правило, обломки кварца значительно преобладали над другими. При этом встречаются обломочные породы, где господствующее место среди обломков занимают калиевые полевые шпаты при подчиненном количестве кварца и других компонентов. Эта особенность их минерального состава остается без должного внимания. При этом, как известно, обломочные породы, обогащенные калиевым полевым шпатом, образуются при эксплозивном трахитовом вулканизме и/или при разрушении высококалиевых вулканических пород и маркируют в осадочной летописи импульсы вулканизма во внутриплитных обстановках.

В рамках решения проблемы диагностики продуктов высококалиевого вулканизма в оса-

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

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

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

⁶ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

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

дочных разрезах нами начаты работы по изучению минерального состава, в том числе с помощью сканирующего электронного микроскопа, геохимических характеристик высококалийевых пород в осадочных комплексах Сибирской платформы и U–Pb-датирования цирконов в них. Так, ранее нами диагностированы продукты трахитового вулканизма, включая лавы лампроитовой серии, в триасовых (235 млн лет) отложениях осипайской свиты Оленекского поднятия [1].

В данной работе мы остановим свое внимание на позднекембрийских красноцветных обломочных породах, относимых к карагасской серии Бирюсинского выступа Сибирской платформы (рис. 1), которые характеризуются высокими содержаниями K_2O (5–14%) и низкими Na_2O (табл. 1). Высококалийевые породы ни в одном из изученных нами коренных обнажений не находятся в контакте с осадочными породами карагасской серии, а представляют собой отдельные, часто протяженные, обособленные фрагменты красноцветных последовательностей. В них наблюдается переслаивание обломочных пород от мелко- до грубозернистых, с текстурами от массивных до слоистых. Повсеместно встречаются конглобрекции гравелитовой размерности, где среди обломков при петрографических исследованиях определены измененные обломки вулканических пород. Высококалийевые породы резко отличаются по минеральному составу от кварцевых и кварц-двуполевошпатовых терригенных отложений карагасской серии. По данным рентгенофазового анализа в высококалийевых породах отмечено преобладание калиевых полевых шпатов (45–65%) над кварцем (10–35%). Плаггиоклаза в этих породах среди обломков не обнаружено. В осадочных породах карагасской серии кварц является доминирующим среди обломков, наряду с калиевым полевым шпатом в большом количестве присутствует плаггиоклаз. При этом количество обломков полевых шпатов не превышает 25% от общей массы обломков. Источниками сноса для терригенных пород карагасской серии Бирюсинского выступа предполагаются породы фундамента Сибирской платформы – палеопротерозойские метаморфические породы сублукской серии и прорывающие их граниты саянского комплекса (рис. 1). Однако отмечаются значительные различия в минеральном (рис. 2) составе пород сублукской серии, гранитов саянского комплекса и высококалийевых обломочных пород карагасской серии. Если разделение полевых шпатов и слюд в результате разрушения и транспортировки пород предполагаемых источников сноса до бассейна осадконакопления возможно объяснить активной гидродинамикой среды седиментации, то отделение плаггиоклазов от калиевых полевых шпатов во время их транспортировки от места разрушения до их аккумуляции невоз-

можно. Поэтому очевидно, что ни граниты, ни кристаллические сланцы не могли быть поставщиками обломочного материала при образовании высококалийевых пород Бирюсинского Присаянья.

Возможными источниками обломочного материала для высококалийевых пород могли являться позднерифейские щелочные и высококалийевые магматические и вулканические породы Бирюсинского Присаянья (рис. 1). Они имеют существенные различия в петрохимических характеристиках с породами фундамента Сибирской платформы; отмечено сходство в их составе с позднерифейскими трахитами Присаянья и шонкинитами Большетагнинского массива (рис. 3, табл. 1). Их характерными особенностями являются повышенные концентрации TiO_2 , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 и крайне низкими содержаниями Na_2O относительно пород фундамента Сибирской платформы и осадочных пород карагасской серии (табл. 1). С силикатными щелочными породами Белозиминского массива основное различие заключается в существенном преобладании натрия в них, который входит в состав клинопироксенов и щелочных амфиболов; полевые шпаты представлены только калиевым полевым шпатом, а плаггиоклазы отсутствуют [2]. Таким образом, потенциальными источниками поступления обломочного материала при образовании высококалийевых пород могли послужить щелочные и высококалийевые магматические и вулканические породы Бирюсинского Присаянья. Остановимся более детально на минеральном составе изучаемых пород и на особенностях их строения.

При минералогических исследованиях с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA (ЦКП МИИ СО РАН) были изучены красноцветные породы, ранее традиционно относимые к базальным слоям карагасской серии (левый приток р. Уват), средней части этой серии в среднем течении р. Туманшет и верхней части разреза в районе р. Мара (рис. 1). Для всех изученных пород характерны неокатанные формы лито- и кристаллокластов; последние часто сохранили свой кристаллографический облик, что однозначно указывает на отсутствие транспортировки обломочного материала в бассейн седиментации. В кварц-полевошпатовых песчаниках карагасской серии все обломки хорошо окатаны и сортированы.

Установлено два типа минерального проявления КППШ в высококалийевых породах – крупные зональные кристаллокласты с повышенными концентрациями Ва в центральной части зерен и основная минеральная фаза в раскристаллизованной стекловатой массе. В обоих случаях в них отмечены низкие содержания Na, менее 0.1 вес. %. В КППШ второго типа отмечено прораствание иди-

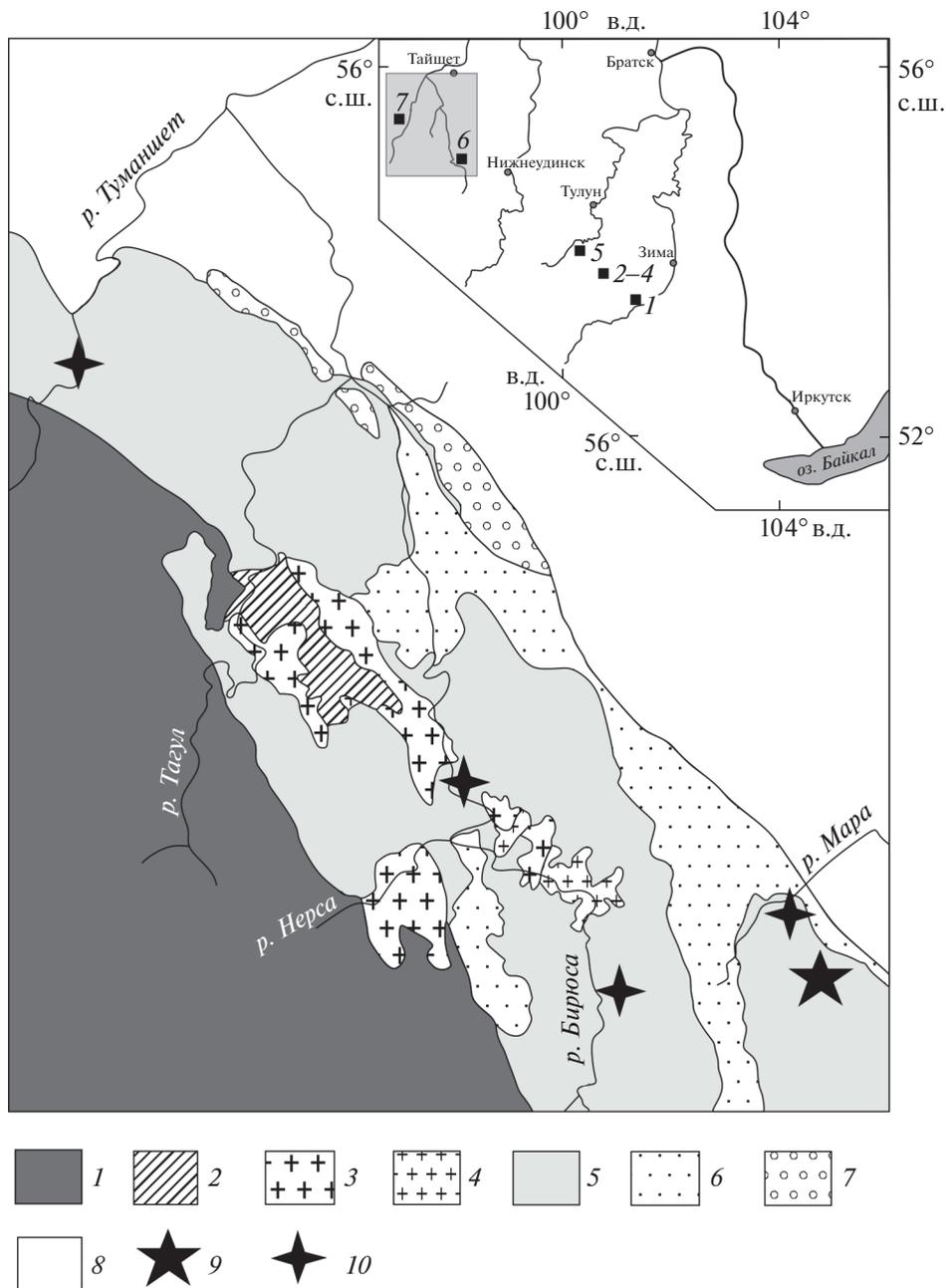


Рис. 1. Схема геологического строения Бирюсинского Присяянья. 1 – бирюсинская свита, PR₁; 2 – сублукская свита, PR₂; 3 – Саянский интрузивный комплекс, PR₂; 4 – Бирюсинский интрузивный комплекс, PR₂; 6 – карагасская серия, R₃; 5 – оселковая серия, V; 7 – усть-тагульская свита, Є₁; 8 – палеозойские породы Сибирской платформы; 9 – место отбора пробы высококалийных пород на U–Pb-датирование цирконов и минералогических исследований; 10 – места отбора проб высококалийных пород для проведения минералогических исследований. На врезке серый квадрат – район проведения исследований. Черные квадраты – выходы позднедокембрийских щелочных и высококалийных пород юго-западной части Сибирской платформы: 1 – лампроиты, 2–4 – щелочные породы Белозиминского, Жидойского, Большетагинского массивов, 5–6 – ультракалийные трахиты, 7 – слюдяные пикриты [10].

оморфного ромбического доломита с высокой анкеритовой составляющей. В этих доломитах часто встречаются включения калиевого полевого шпата. Среди аксессуарных минералов преобладают фторапатит с повышенными содержания-

ми РЗЭ, циркон с высокими концентрациями Th, магнетит, ниобий-содержащий рутил, монацит, синхизит. Установлены футлярные минералы с идиоморфной формой, где в центре находится КПШ, средняя оболочка представлена апатитом

Таблица 1. Содержания породообразующих окислов (мас. %), малых и редкоземельных элементов (ppm) в высококальциевых породах Бирюсинского Присяянья и в породах возможных источников поступления обломочного материала

Пробы	M41/07*	C8/07*	A-542-81*	K75/09*	K13/14*	01097	C1-131-137	2	B3-575*
SiO ₂	53.97	56.65	51.97	81.1	67.37	71.97	54.40	63.42	36.47
TiO ₂	0.58	0.63	0.61	0.22	0.76	0.24	0.30	0.75	0.43
Al ₂ O ₃	10.35	16.4	14.00	8.65	14.7	14.15	18.00	14.96	13.68
Fe ₂ O ₃ *	1.82	2.21	5.58	1.4	6.3	2.81	3.23	4.41	5.95
MnO	0.08	0.04	0.07	0.03	1.94	0.01	0.12	0.04	0.16
MgO	5.18	2.27	3.04	0.13	0.33	0.69	1.17	2.85	2.99
CaO	7.88	3.0	4.72	0.35	0.95	0.26	3.63	1.35	16.53
Na ₂ O	0.02	0.08	0.15	1.83	4.66	3.22	5.87	0.56	0.29
K ₂ O	8.24	13.3	12.01	3.38	0.09	4.83	8.97	9.42	8.89
P ₂ O ₅	0.1	0.22	0.21	0.05	0.1	0.08	0.10	0.16	0.22
H ₂ O ⁻	0.04	0.09		0.17	0.03	0.25		0.10	
ППП	0.09	0.24		0.52	2.36	1.41	3.83		13.71
CO ₂	11.69	0.06		0.06		<0.06	1.54		
Rb	87.92		146.84			290	157		
Sr	43.29		19.33			60	354	100	0.192
Y	12.94		26.22			17	4.2		<10
Zr	241.6					150	381	200	69
Nb	10.5					24	223		31
Ba	306		355.66			300	1631	660	0.301
La	24.57		43.53			59.15	12.9		
Ce	53.97		83.59			134.28	26.2		
Pr	5.475		10.02			15.26	2.7		
Nd	20.69		34.54			49.48	9.9		
Sm	3.626		6.06			8.6	1.6		
Eu	0.72		1.20			0.51	0.72		
Gd	2.27		5.64			6.1	1.8		
Tb	0.37		0.83			0.7	0.2		
Dy	2.14		4.85			4.12	0.77		
Ho	0.47		0.91			0.72	0.14		
Er	1.238		2.64			2.03	0.36		
Tm	0.18		0.40			0.29	0.05		
Yb	1.282		2.50			2.09	0.45		
Lu	0.22		0.34			0.29	0.08		
Th	5.24					41.41	2.7		1.5
U	1.78		2.72			5.15	19.4		1.3

Примечание. Пробы: M41/07, C8/07, A-542-81 – высококальциевые породы, K75/09 – кварц-полевошпатовый песчаник карагасской серии, K13/14 – кристаллические сланцы сублукской свиты, 01097 – двуслюдяной гранит Бирюсинского массива [11], C1-131-137 – нефелиновые сиениты Белозиминского массива [2], 2 – трахиты Присяянья [12], B3-575 – шонкинит Большетагининского массива. * – аналитические данные, полученные авторами данной работы.

с высоким содержанием РЗЭ и внешняя оболочка – нередкземельный апатит. Таким образом, особенности химического и минерального состава изученных пород и минералов позволяют счи-

тать, что источниками обломочного материала для них послужили продукты высококальциевого вулканизма. Как таковыми эти отложения осадочными не являются, а представляют собой вул-

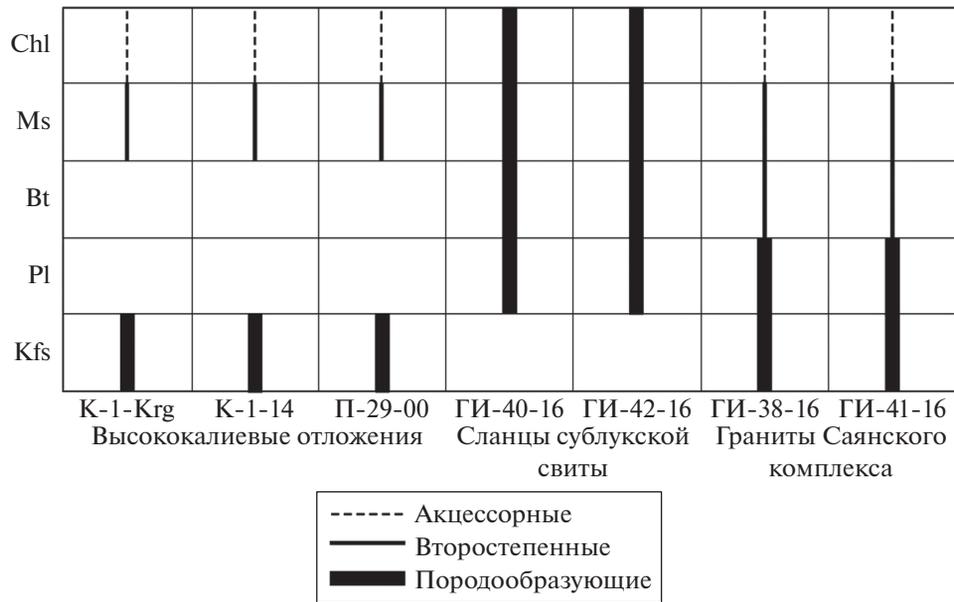


Рис. 2. Составы породообразующих минералов высококалийных пород Бириусинского Присяянья и пород возможных источников поступления обломочного материала на основе данных сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA (ЦКП МИИ СО РАН).

каномиктовые породы, образовавшиеся в результате эксплозивного вулканизма, где крупные лито- и кристаллокласты находятся в стекловатой раскристаллизованной калиевополевошпатовой массе.

На основе U–Pb-датирования цирконов из вулканомиктовых высококалийных пород в районе реки Уват (54°50'48" с.ш., 98°44'31" в.д.) оценен их возраст. Определение U–Pb-возраста цирконов проводилось методом LA–ICP–MS в ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре Element XR

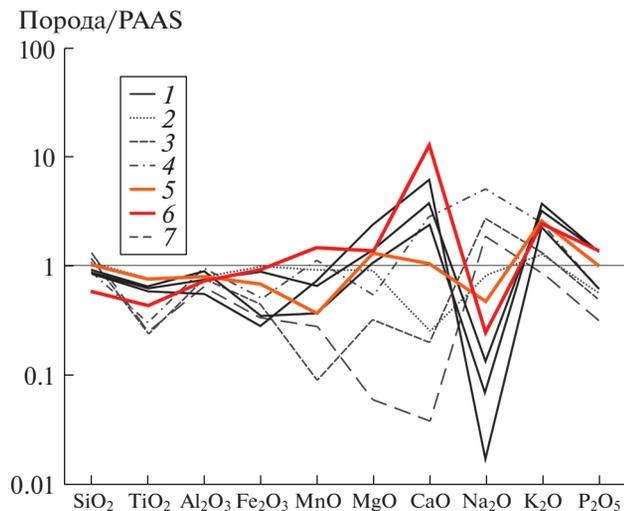


Рис. 3. Сопоставление петрохимических характеристик высококалийных пород и возможных источников поступления обломочного материала. 1 – изучаемые высококалийные породы Бириусинского Присяянья, 2 – кристаллические сланцы sublucanской свиты, 3 – двуслюдяной гранит Бириусинского массива [11], 4 – нефелиновые сиениты Белозиминского массива [2], 5 – трахиты Присяянья [12], 6 – шонкинит Большетагинского массива, 7 – кварц-полевошпатовый песчаник карагасской серии.

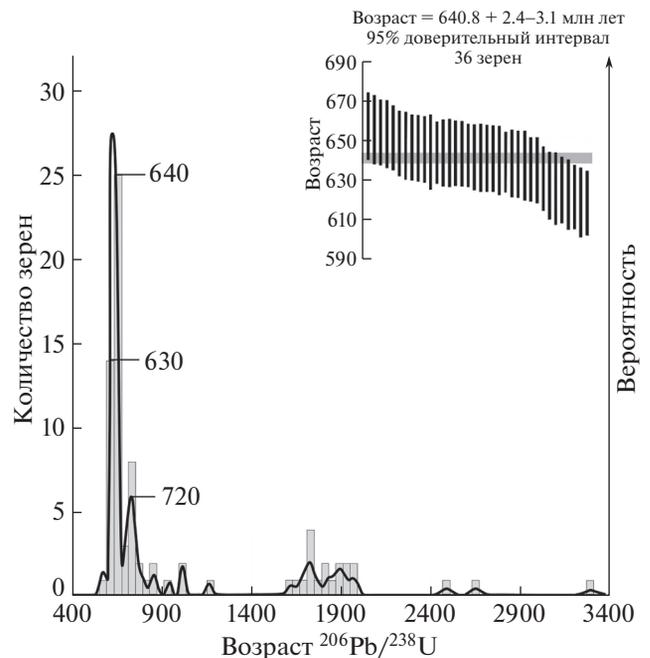


Рис. 4. Результаты U–Pb-изотопного датирования цирконов высококалийных пород Бириусинского Присяянья.

Таблица 2. Lu–Hf-изотопные данные для цирконов молодой популяции из высококалийевых пород Бирюсинского Присяянья

Пробы	U–Pb-возраст цирконов ± 2σ, млн лет	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf измеренные	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf измеренные	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(t)	εHf(t)
K18-53	647.9 ± 16.5	0.282944	0.004987	0.282883	18.0
K18-60	620.7 ± 16.2	0.282836	0.002235	0.28281	14.8
K18-28	669.5 ± 18.5	0.282793	0.00085	0.282782	14.9
K18-71	640.2 ± 16.7	0.282816	0.003297	0.282776	14.0
K18-61	622.0 ± 17.7	0.282772	0.000568	0.282765	13.2
K18-11	641.9 ± 16.0	0.282775	0.001002	0.282763	13.6
K18-57	603.7 ± 15.6	0.282778	0.00137	0.282762	12.7
K18-81	626.3 ± 17.1	0.282775	0.001219	0.282761	13.1
K18-26	640.3 ± 16.8	0.282769	0.001166	0.282755	13.2
K18-24	671.4 ± 18.3	0.282761	0.000693	0.282752	13.9
K18-70	624.9 ± 18.2	0.28276	0.000829	0.28275	12.7
K18-36	656.6 ± 17.0	0.282772	0.001801	0.28275	13.4
K18-32	654.8 ± 17.5	0.282756	0.00135	0.282739	13.0
K18-03	638.3 ± 15.3	0.282749	0.000806	0.282739	12.6
K18-10	650.8 ± 16.5	0.282749	0.00086	0.282738	12.9
K18-84	634.2 ± 16.6	0.282752	0.001603	0.282733	12.3
K18-29	634.7 ± 16.2	0.282738	0.000583	0.282731	12.3
K18-47	640.6 ± 17.1	0.282742	0.001005	0.28273	12.4
K18-19	661.6 ± 17.3	0.282741	0.000933	0.282729	12.8
K18-04	663.0 ± 19.5	0.282736	0.000651	0.282728	12.8
K18-22	681.9 ± 18.3	0.282729	0.000612	0.282721	13.0
K18-27	766.6 ± 20.6	0.282729	0.000552	0.282721	14.9
K18-78	644.8 ± 16.8	0.282727	0.000659	0.282719	12.1
K18-30	646.8 ± 17.0	0.282728	0.001058	0.282715	12.0
K18-41	642.9 ± 16.5	0.282758	0.003583	0.282715	11.9
K18-38	662.8 ± 17.1	0.282734	0.00166	0.282713	12.3
K18-25	739.9 ± 20.4	0.282712	0.000821	0.282701	13.6
K18-65	643.2 ± 16.9	0.282705	0.000773	0.282696	11.2
K18-73	652.7 ± 17.0	0.282703	0.000756	0.282694	11.3
K18-54	643.5 ± 19.0	0.282698	0.000738	0.282689	11.0
K18-85	643.1 ± 17.1	0.282688	0.0007	0.28268	10.6
K18-46	636.7 ± 17.5	0.282681	0.000707	0.282673	10.2
K18-59	645.9 ± 16.5	0.282678	0.000766	0.282669	10.3
K18-07	643.2 ± 15.7	0.282676	0.000846	0.282666	10.2
K18-62	642.8 ± 16.5	0.282659	0.001022	0.282647	9.5
K18-44	637.7 ± 17.1	0.282647	0.000697	0.282639	9.1
K18-69	637.4 ± 16.9	0.282648	0.001153	0.282634	8.9
K18-13	653.2 ± 16.5	0.282631	0.000846	0.282621	8.8
K18-58	617.6 ± 16.4	0.282604	0.000473	0.282599	7.2
K18-37	630.1 ± 16.2	0.282615	0.001524	0.282597	7.4
K18-45	639.3 ± 17.5	0.282591	0.000408	0.282586	7.2
K18-14	641.0 ± 16.7	0.282593	0.00075	0.282584	7.2
K18-63	618.1 ± 17.6	0.282472	0.000918	0.282461	2.3
K18-88	624.3 ± 16.7	0.282467	0.00002	0.282457	2.7

Примечание. Первичное отношение изотопов гафния рассчитано на возраст, определенный в этих пробах в цирконах U–Pb-методом.

(“ThermoFinnigan”) с системой лазерной абляции UP-213 (“NewWaveResearch”). В качестве стандарта использовался стандарт GJ-1, а незави-

симая проверка корректности измерений проводилась по стандарту 91500. Было изучено 95 зерен цирконов, из них 5 имели дискордантность выше

5% и были исключены из дальнейшего рассмотрения. Наиболее древние цирконы имеют архейские и палеопротерозойские возрасты (рис. 4). Небольшая популяция представлена цирконами неопротерозоя (около 720 млн лет). Возраст основной популяции цирконов (более 40 зерен) оценен в интервале 630–650 млн лет, средневзвешенное значение возраста составляет 640 млн лет (рис. 4). Зерна этой популяции имеют кристаллографический облик и четкую осцилляторную зональность. Таким образом, можно считать, что время проявления высококалиевого вулканизма в пределах Бирюсинского выступа Сибирской платформы происходило на рубеже 640 млн лет. Этот вывод согласуется с данными по возрасту проявления щелочного магматизма в пределах этого древнего выступа. Породы Белозиминского карбонатитового массива имеют возраст кристаллизации на основе U–Pb-датирования цирконов из сиенитов – 643 ± 4 млн лет [3], U–Pb-датирования гранатов из ийолитов – 645 ± 6 млн лет [4], Ag–Ag-методом по флогопиту из карбонатитов – 645 ± 6 млн лет [5]; и Жидойский комплекс на основе U–Pb-датирования цирконов – 632 ± 2 млн лет [3]. На интенсивное проявление в позднем рифее высококалиевого и щелочного магматизма и вулканизма на этой территории также указывали в своих работах К.Н. Егоров и соавт. [6]. Следует отметить, что в пострифейских песчаниках Бирюсинского Присяянья на основе U–Pb-датирования цирконов так же выявлен пик, отражающий значительное присутствие среди источников сноса пород с возрастом 600–650 млн лет [7, 8]. Столь широкое проявление такого магматизма и вулканизма на юге и юго-западе Сибирского кратона связывают с распадом суперконтинента Родинии в позднем докембрии в интервале 700–600 млн лет [3]. В это время (630–725 млн лет) вдоль края отделяющегося Сибирского континента формировались рудоносные карбонатитовые и ультрамафит-мафитовые магматические комплексы, которые рассматриваются как производные мантийных плюмов [9].

О связи высококалиевых пород Бирюсинского Присяянья с производными мантийных расплавов указывают Lu–Hf-изотопные данные для популяции позднерифейских цирконов (44 зерна). Исследование Lu–Hf-изотопного состава цирконов из высококалиевых пород Бирюсинского Присяянья было проведено на масс-спектрометре NuPlasma HR multi-collector с системой лазерной абляции NewWave LUV 213, в изотопной лаборатории Университета г. Осло (Норвегия). Первичное отношение изотопов гафния в наиболее молодой популяции цирконов высококалиевых пород Бирюсинского Присяянья варьирует в диапазоне от 0.282883 до 0.282591 при ϵ_{Hf} от +18 до +2.3, указывая на участие различных источников вещества – корового и мантийного – в их об-

разовании (табл. 2). Основная группа (38 зерен) представлена цирконами с отношением $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282621\text{--}0.282883$, $\epsilon_{\text{Hf}} = +8.8\text{...}+18.0$. Первичные изотопные составы гафния в этих цирконах близки к параметрам умеренно деплезированной литосферной мантии.

Незначительная часть цирконов (6 зерен) имеет более низкие значения отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282457\text{--}0.282591$ при $\epsilon_{\text{Hf}} = +2.3\text{...}+7.2$, указывая на их связь с породами нижнекорового происхождения. При этом строго разграничить близкие по возрасту цирконы с различными изотопными данными не представляется возможным. В данном случае можно судить об изотопно-гетерогенной природе источника поступления материала при формировании высококалиевой пирокластики, в результате ассимиляции мантийных расплавов с коровым веществом при проявлении эксплозивного вулканизма. Это заключение хорошо согласуется с результатами исследования отношения изотопов гафния и ϵ_{Hf} для цирконов и бадделейтов мантийного происхождения из Якутской алмазоносной кимберлитовой провинции Сибирской платформы [10].

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить обширное проявление высококалиевого вулканизма в интервале 630–650 млн лет, связанного с магматическими событиями мантийного генезиса на юге Сибирской платформы. Происхождение и время образования этих пород не позволяют соотносить их с нормально-осадочными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми позднерифейскими песчаниками карагаской серии, которые накапливались древнее в осадочном бассейне при пассивном тектоническом режиме в пределах Бирюсинского Присяянья.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны академику РАН В.В. Ярмолюку за ценные советы при проведении данного исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, проект № 19-17-00099.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Николенко Е.И., Похиленко Н.П., Шелестов В.О., Джен Н., Лобанов С.С. Позднетриасовый этап магматической активности высококалиевого трахитового вулканизма северо-востока Сибирской платформы: свидетельства в осадочной летописи // ДАН. 2014. Т. 45. № 3. С. 327–331.
2. Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Геохимическая и Sr–Nd–Pb изотопная характеристика

- ка щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геосферные исследования. 2020. № 1. С. 33–55.
3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
 4. Salnikova E.B., Stifeeva M.V., Kotov A.B., Chakhtouradian A.R., Reguir E.P., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V. Calcic Garnets as a Geochronological and Petrogenetic Tool Applicable to a Wide Variety of Rocks // Lithos. 2019. V. 338–339. P. 141–154.
 5. Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Veksler I.V., Travin A.V., Vladyskin N.V. Stable Isotope Composition of Minerals in the Belaya Zima Plutonic Complex, Russia: Implications for the Sources of the Parental Magma and Metasomatizing Fluids // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 116. P. 81–96.
 6. Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А. Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники алмазности // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 791–797.
 7. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Safonova I.Yu. Detrital zircon Provenance of Early Palaeozoic Sediments at the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Insights from U–Pb Geochronology // Journal of Asian Earth Sciences 2014. V. 82. P. 115–123.
 8. Васюкова Е.А., Метелкин Д.В., Летников Ф.А., Летникова Е.Ф. Новые изотопные ограничения на время формирования долеритов нерсинского комплекса Бирюсинского Присаянья // ДАН. 2019. Т. 485. № 5. С. 594–598.
 9. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
 10. Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Liu C., Skuzovatov S.Y., Wu F. 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.
 11. Донская Т.В., Гладкоуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1028–1043.
 12. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенко В.А. Генезис высококальциевых (вулканических) пород Присаянья // Изв. АН СССР. Серия геол. 1990. № 5. С. 133–135.

HIGH POTASSIUM VOLCANISM AT THE TURN OF 640 Ma IN THE SOUTH-WEST OF THE SIBERIAN PLATFORM (BIRYUSA UPLIFT)

E. F. Letnikova^{a, #}, A. E. Izokh^a, Academician of the RAS Y. A. Kosticyn^b, Academician of the RAS F. A. Letnikov^c, V. B. Ershova^{d, e}, E. N. Federyagina^f, A. V. Ivanov^a, A. D. Nojkin^a, S. I. Shkolnik^{a, c}, and E. A. Brodnikova^a

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

^b Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

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

^d Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation

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

^f Irkutsk State University, Irkutsk, Russian Federation

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

Within the Late Precambrian sedimentary sequence in the southwest of the Siberian Platform we have established the presence of clastic rocks with a strong predominance of potassium feldspar among the rock-forming fragments on the basis of petrographic and mineralogical studies. Two types of mineralogical occurrence of feldspars have been determined: huge zonal crystal clasts with increased Ba concentrations in the central part of the grains and main mineral phase in the form of decrystallized glass wool mass. In both cases, low concentrations of Na, lower than 0.1 weight % have been detected. Feldspars of the second type contain intergrowths of idiomorphic rhombic dolomite with a high ankerite component. These dolomites contain inclusions of potassium feldspar. F-apatite with high concentrations of REE, zircon with high concentrations of Th, magnetite, rutile, monacite and sinchizite prevail among the accessory minerals. Encasement minerals with an idiomorphic shape have been identified, where potassium feldspar is located in the center, the middle shell is formed with apatite with a high REE content, and the outer shell is formed with apatite without rare earth elements. These rocks are products of high potassium volcanism activity. The age of this event has been established on the basis of U–Pb zircon dating – 640 Ma. Lu–Hf zircon systematics for these rocks indicate the connection of this volcanism with igneous events of mantle genesis within its range. The products of its explosive eruption are widespread within the Biryusa uplift of Siberian Platform and were by error earlier considered as Riphean sedimentary rocks of Karagas Formation.

Keywords: high potassium volcanism, late Riphean, Siberian Platform, mineralogy, U–Pb and Lu–Hf dating

УДК 550.3

ПОСТРОЕНИЕ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ПО АНСАМБЛЮ МОДЕЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ИНВЕРСИИ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ

© 2021 г. И. М. Алёшин^{1,*}

Представлено академиком РАН А.Д. Гвишиани 15.09.2020 г.

Поступило 16.09.2020 г.

После доработки 19.10.2020 г.

Принято к публикации 19.10.2020 г.

Предложен новый метод определения зависимости сейсмических параметров среды под станцией по волновым формам обменных волн. Среда под станцией представлена плоскостной моделью. Главное отличие метода состоит в отказе от поиска значений всех упругих параметров каждого из слоев. Вместо этого предлагается использовать комбинацию параметров, имеющих непосредственное значение для изучаемого объекта. В нашем случае ищутся зависимости сейсмических скоростей и плотности от глубины. Для оценки качества решения используется среднеквадратичное расстояние между сейсмограммами, рассчитанными по усредненным глубинным зависимостям сейсмических параметров, и наблюдаемыми волновыми формами. Предлагаемый подход применим для широкого круга обратных задач геофизики.

Ключевые слова: обратная задача, приемная функция

DOI: 10.31857/S2686739721010047

Метод приемных функций широко применяется для изучения свойств коры и верхней мантии [1]. Неотъемлемой частью метода является процедура инверсии. Она состоит в подборе таких значений сейсмических скоростей и плотности среды под станцией, которые позволят достаточно хорошо описать наблюдения. Обычно предполагают, что в окрестности станции среда однородна по латерали, и ее параметры зависят только от глубины. Тогда инверсию наблюдаемой волновой формы $S_0(t)$ можно выполнить в рамках слоистой модели: пачки упругих, однородных слоев на упругом, однородном полупространстве. В этом случае для расчета синтетической волновой формы $S(L; t)$ применимы эффективные матричные методы. Здесь символом $L = \{l_i\}$ обозначена совокупность параметров слоистой модели; l_i означает характеристики i -го слоя: v_{Pi} , v_{Si} , ρ_i , h_i – скорости продольных и поперечных волн, плотность и толщина соответственно. Обратная задача может быть сформулирована как поиск модели L , которая минимизирует расстояние

$$W(L) = \|S_0(t), S(L, t)\|. \quad (1)$$

В качестве метрики обычно выбирают среднеквадратичное отклонение, однако возможен и другой выбор [3]. При вероятностном подходе решением задачи минимизации функционала (1) служит не одна модель, а функциональная зависимость $f = f(L; S_0(t))$. Последняя имеет смысл распределения вероятности того, что для имеющихся измерений $S_0(t)$ модель L имеет заданные параметры. Суть таких методов сводится к следующему. На основе датчика случайных чисел по тем или иным правилам генерируется ансамбль из N моделей L_N . На его основе строится плотность распределения вероятности $f(L; S_0(t))$. Оптимальная модель обычно определяется как совокупность модельных параметров, вычисленных по распределению f . Это может быть математическое ожидание, медиана или мода распределения $f(L; S_0(t))$.

Отличия разных вероятностных методов обусловлены способом создания ансамбля моделей, на основе которых строится искомое распределение. Для этого используют случайное однородное распределение моделей, правило Гиббса, цепи Маркова и др. [1–3]. Любая из этих процедур требует большого объема вычислений, экспоненциально растущего с увеличением числа слоев в составе модели. Поэтому при моделировании коры и даже коры и верхней мантии приходится ограничиваться небольшим (порядка 10) количеством слоев [1–3]. Это может оказаться недостаточным

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

*E-mail: ima@ifz.ru

для адекватного описания среды, например, привести к появлению в модели фиктивных скачков сейсмических скоростей, обусловленных на самом деле выбором параметризации. Кроме того, малое количество слоев приводит к трудностям интерпретации результатов инверсии и при последующем использовании модели.

Описанный ниже метод позволяет избежать этих недостатков и вообще существенно снизить зависимость решения задачи от параметризации. Мы исходим из того, что в геофизических приложениях интерес представляют не сами параметры слоев, а некоторые их комбинации. В нашем случае речь идет о зависимости сейсмических скоростей среды и плотности от глубины D : $v_S = v_S(D)$, $v_P = v_P(D)$ и т.п. Поэтому вместо расчета плотности $f(L; S_0(t))$ нужно строить плотность вероятности непосредственно для этих величин. Ниже для таких распределений мы будем использовать обозначение $q = q_n(D)$, где q означает одну из величин v_P , v_S , v_P/v_S и т.п.

Искомое распределение представляет собой полевую величину $\Phi_q(Q, D)$, зависящую от двух переменных. Зависимость $q = q_n(D)$, составленная для n -й модели ансамбля L_N , является однозначной функцией аргумента и представляет собой линию на плоскости (Q, D) . Чтобы перейти к полевым величинам, введем сингулярное распределение

$$\varphi_q(Q, D) = (1/N) \sum_{n=1}^N \delta(Q - q_n(D)),$$

где $\delta(x)$ — дельта-функция Дирака. Искомый результат получается после усреднения $\varphi_q(Q, D)$ по интервалу ΔQ по формуле:

$$\Phi_q(Q, D) = (1/\Delta Q) \int_{\Delta Q} \varphi_q(Q + \xi, D) d\xi.$$

Отметим, что определенная таким образом величина действительно имеет смысл плотности вероятности. В частности, интеграл по всем допустимым значениям переменной Q равен 1:

$$\int \Phi(Q, D) dQ = 1, \quad \forall D.$$

Как следует из определения $q_n(D)$, эта нормировка имеет место при любом значении глубины. Распределение $\Phi_q(Q, D)$ позволяет непосредственно рассчитать усредненную зависимость от глубины интересующих нас параметров среды. Например, для математического ожидания имеем:

$$\langle q \rangle(D) = \int Q \Phi_q(Q, D) dQ.$$

Плотность $\Phi_q(Q, D)$ позволяют вычислить зависимость от глубины всех статистических моментов соответствующей величины. Поэтому со-

вокупность плотностей $\Phi_q(Q, D)$, например, для $q = \{v_P, v_S, r\}$ полностью определяет решение обратной задачи минимизации функционала (1).

Существенным моментом предлагаемого метода является метод оценки качества решения. В качестве критерия мы использовали усредненную модель $\langle L \rangle$: совокупность зависимостей $v_P(D)$, $v_S(D)$ и $\rho(D)$, полученных в результате усреднения по соответствующим распределениям. Качество подбора можно оценить по среднеквадратичному отклонению от наблюдений синтетических сейсмограмм, рассчитанных по усредненной модели. Фактически, мы возвращаемся к задаче минимизации функционала (1), где под L теперь следует понимать усредненную модель $\langle L \rangle$.

Для иллюстрации в качестве исходных данных мы взяли приемные функции P - и S -волн, рассчитанные по модели, изображенной на рис. 1 пунктиром. Для ее построения в стандартную модель IASP91 [4] были добавлены два слоя с пониженными значениями скорости поперечных волн v_S и высокими значениями параметра v_P/v_S . Первый слой мощностью приблизительно 3 км расположен непосредственно у поверхности. Второй, 50-километровый слой находится в верхней мантии, на глубине около 100 км. Отметим, что согласованное изменение v_S и v_P/v_S приводят к существенно меньшей модификации скоростей продольных волн в обоих слоях, так что в мантийном слое снижение значений v_P с глубиной и вовсе отсутствует. Наконец, преобразованная модель была сглажена гауссовым фильтром шириной 5 км.

Ансамбль моделей был составлен на основе модели из 15 слоев переменной толщины, аналогично технике из статьи [3]. Мощность каждого слоя и скорости v_P , v_S в нем выбирались случайно, на основе равномерного распределения. Полученная модель служила начальным приближением при локальной квазилинейной минимизации функционала (1). Затем процедура многократно повторялась. После 20 000 испытаний было отобрано около 1000 моделей, которым соответствуют меньшие значения целевого функционала (1). На их основе были получены плотности распределения вероятности для v_P , v_S и v_P/v_S .

На рис. 1 видно, что выполненная инверсия позволила восстановить основные геофизически значимые особенности модели: слой пониженной скорости у поверхности и повышенное значение отношения v_P/v_S в этом слое, плавное возрастание v_S в коре, глубину границы Мохо и, наконец, слой пониженной скорости в мантии на глубине 100–130 км.

Убедимся, что усредненная модель $\langle L \rangle$ является приближенным решением задачи (1). Для это-

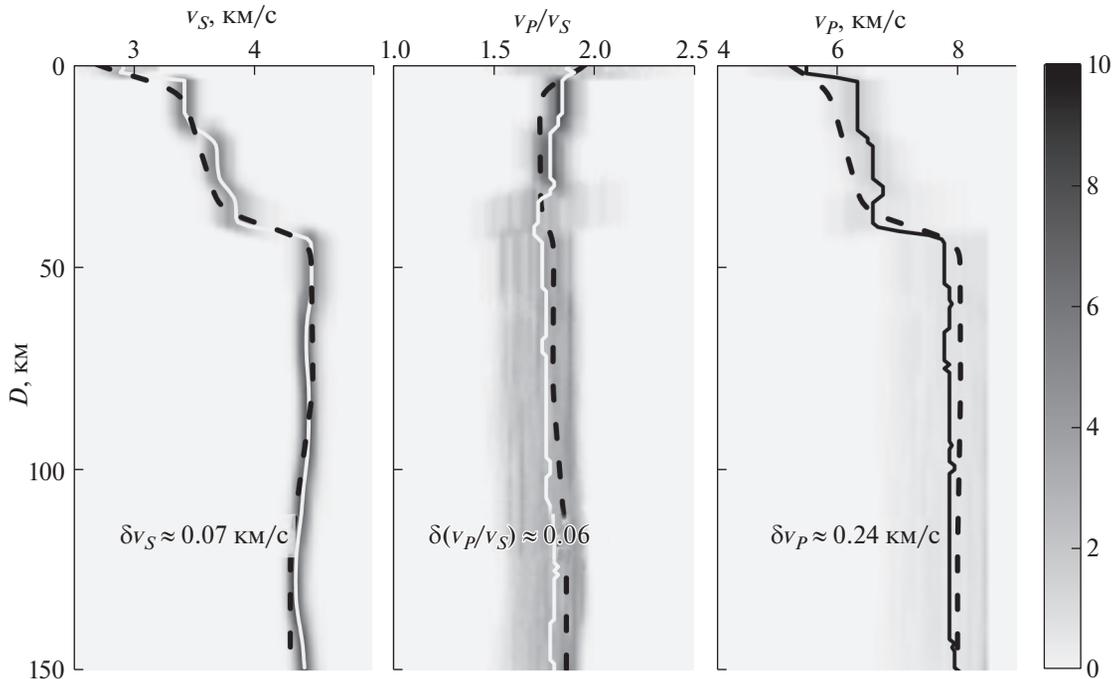


Рис. 1. Плотности распределения сейсмических параметров среды в зависимости от глубины. Средние значения распределений изображены сплошной линией. Цвет линий — черный или белый — определяется фоном рисунка. В нижней части панелей приведены среднеквадратичные отклонения δv_S , $\delta(v_P/v_S)$ и δv_P усредненной модели от исходной. “Истинная” модель изображена пунктиром.

го следует рассчитать для этой модели синтетические приемные функции и сравнить их с наблюдениями. Отметим прежде, что усредненные сейсмические параметры среды непрерывно зависят от глубины. Поэтому для вычисления приемных функций мы аппроксимировали усредненную модель слоистой, толщина слоев равна 1 км. Результат расчета представлен на рис. 2. Видно хорошее соответствие результатов инверсии и исходных данных. Среднеквадратичное от-

клонение между ними составило 0.008 для обоих типов волн.

Как и следовало ожидать, надежнее всего определяется v_S , значения v_P восстанавливаются хуже. Можно надеяться, что качество подбора улучшится, если включить в инверсию дополнительные данные — невязки времен пробега телесеismicических фаз (см. [1, 5]), дисперсию поверхностных волн (см. [2, 3, 5] и пр.).

В качестве заключения отметим, что представленный метод позволяет по волновым формам приемных функций построить зависимости от глубины сейсмических скоростей и плотности коры и верхней мантии под сейсмической станцией, оценить доверительный интервал полученных зависимостей. При этом формальные параметры модели (значение скоростей в конкретном слое, его толщина, количество слоев и пр.), существенно меньше влияют на решение.

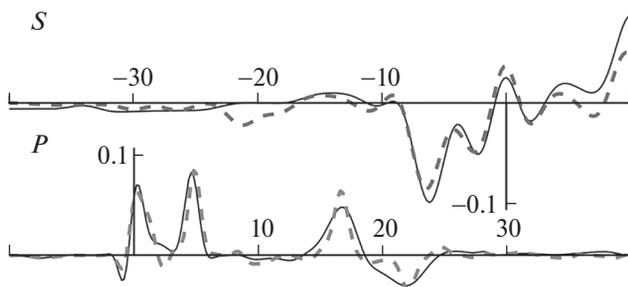


Рис. 2. Зависимость приемных функций S волны (вверху) и P волны (внизу) от времени. Пунктиром изображены сейсмограммы, соответствующие “истинной” модели. Сплошные линии — волновые формы, рассчитанные по усредненной модели. Отсчет времени и амплитуд ведется по соответствующим значениям основной фазы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит проф. Л.П. Винника (ИФЗ РАН) за постановку задачи, внимание к работе и конструктивную критику. Большое влияние на это исследование оказал мой коллега Г.Л. Косарев, к сожалению, недавно ушедший из жизни.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Винник Л.П. Сейсмология приемных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С. 16–27.
2. Bodin T., Sambridge M., Tkalčić H., Arroucau P., Gallagher K., Rawlinson N. Transdimensional Inversion of Receiver Functions and Surface Wave Dispersion // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2012. V. 117. № B2. P. 1978–2012.
3. Hedjazian N., Bodin T., Métivier L. An Optimal Transport Approach to Linearized Inversion of Receiver Functions // Geophys. J. Int. 2019. V. 216. C. 130–147.
4. Kennett B.L., Engdahl E.R. Traveltimes for Global Earthquake Location and Phase Identification // Geophysical J. Int. 1991. №. 2. V. 105. P. 429–465.
5. Kozlovskaya E., Kosarev G.L., Aleshin I.M., Riznichenko O.Yu., Sanina I.A. Structure and Composition of the Crust and Upper Mantle of the Archean-Proterozoic Boundary in the Fennoscandian Shield Obtained by Joint Inversion of Receiver Function and Surface Wave Phase Velocity of Recording of the SVEKA-LAPKO Array // Geophys. J. Int. 2008. V. 175. P. 135–152.

THE INVERSE PROBLEM SOLUTION WITH AN ENSEMBLE OF MODELS: AN EXAMPLE FOR RECEIVER FUNCTION INVERSION

I. M. Aleshin^{a, #}

^a Shmidt Institute of Physics of the Earth Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#] E-mail: ima@ifz.ru

Presented by Academician of the RAS A.D. Gvishiani September 15, 2020

New technique is described to retrieve seismic velocities in crust and upper mantle by converted phase waveforms. To describe media beneath seismic station layered elastic model are adopted. Instead of determination of elastic properties of all in layers, we are searching for a combination of the model parameters. Namely, we consider dependence of seismic velocities and density versus depth. To control a quality of the solution we used distance between observed and synthetic waveforms. The approach can be applied to wide range of inverse problems in geophysics.

Keywords: inverse problem, receiver function

УДК 550.348; 577.3.534

АКУСТИЧЕСКИЙ ШУМ В МОСКВЕ В ПЕРИОД КАРАНТИНА ПО COVID-19 В 2020 г.

© 2021 г. А. А. Спивак^{1,*}, Д. Н. Локтев¹, Ю. С. Рыбнов¹, В. А. Харламов¹

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 13.07. 2020 г.

Поступило 25.09.2020 г.

После доработки 19.10.2020 г.

Принято к публикации 19.10.2020 г.

Приведены результаты инструментальных наблюдений за акустическими колебаниями в атмосфере г. Москва в период карантина по COVID-19. Результаты инструментальных наблюдений, выполненных в Центре геофизического мониторинга г. Москва Института динамики геосфер РАН, показали, что снижение производственной активности во время карантинных мероприятий привело к существенному изменению амплитудных и спектральных характеристик акустического шума в мегаполисе по сравнению со средними данными, полученными в результате многолетних наблюдений. В период карантина амплитуда основных спектральных составляющих, как и средняя амплитуда акустического шума, снизилась более, чем в 2 раза. В заметно меньшей степени проявился суточный ход амплитуды шума, обусловленный производственной деятельностью в дневное время. Приведенные данные могут быть полезны при определении характеристик и оценке вклада источников техногенного происхождения в общий акустический шум мегаполиса.

Ключевые слова: COVID-19, производственная активность, акустический шум

DOI: 10.31857/S2686739721010230

Возмущенное состояние среды обитания в крупных городских агломерациях наряду с природными явлениями и процессами определяется также антропогенной деятельностью [1]. Установление карантина по COVID-19 весной 2020 г. предоставляет уникальную возможность для оценки вклада техногенной составляющей в общее негативное воздействие природы и человека на характеристики геофизической среды в условиях мегаполиса. В частности, имеющиеся публикации свидетельствуют о заметном снижении уровня сейсмического шума в период COVID-19 [2–4].

Среди основных факторов, отрицательно сказывающихся на организме человека, является акустический шум [5–8]. Существенный вклад в акустическую нагрузку на среду обитания в условиях мегаполисов вносят многочисленные источники антропогенного типа, связанные с работой производственных, строительных и транспортных предприятий [9]. С целью определения характеристик и оценки вклада источников техногенного происхождения в общий акустический шум, а также формирования базы данных для ре-

шения прикладных и фундаментальных задач требуется проведение исследований характеристик акустического шума в условиях мегаполиса. Москва, как один из крупнейших мегаполисов, характеризуется высоким уровнем зашумленности. В период карантина по COVID-19 в Москве была приостановлена деятельность большинства промышленных предприятий, не связанных с обеспечением жизнедеятельности города. Одновременно это привело к значительному снижению автотранспортной нагрузки на город и железнодорожных перевозок.

В настоящей работе рассматриваются параметры акустического шума в условиях г. Москва в период карантина в сравнении с предшествующим ему периодом.

В качестве исходных данных использовались ряды инструментальных наблюдений за микропульсациями атмосферного давления, которые выполняются в Центре геофизического мониторинга г. Москва ИДГ РАН (ЦГМ)¹ с 2014 г. по настоящее время [10]. Микропульсации атмосферного давления P (акустические колебания) регистрируются в разных частотных диапазонах с помощью микробарометров МБ-02 в диапазоне частот 0.05–30 Гц и МБ-03 в диапазоне частот

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

*E-mail: aaspivak100@gmail.com

¹ Центр с координатами 55.70°с.ш.; 37.57°в.д. расположен на Ленинском проспекте г. Москва.

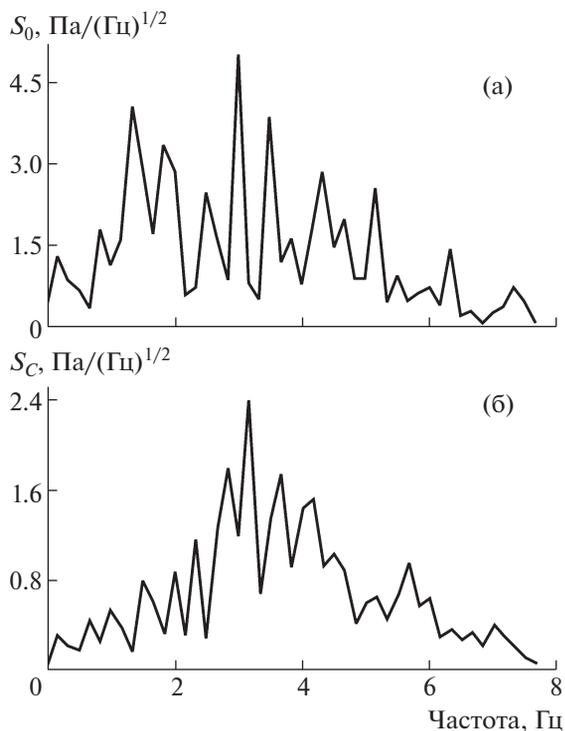


Рис. 1. Спектры акустических колебаний в г. Москва по данным ЦГМ за период 20–24 марта 2020 г. (а) и в период карантина 20–24 мая 2020 г. (б).

0.001–10 Гц [11]. Одновременно с помощью цифровой автоматической метеостанции Davis Vantage Pro2 регистрируются метеорологические параметры: скорость ветра, температура и влажность воздуха, атмосферное давление и другие метеопараметры, характеристики которых служат в качестве дополнительной информации о состоянии приземной атмосферы.

Результаты регистрации в виде привязанных ко времени t цифровых рядов $P(t)$ накапливаются на жестких носителях и выкладываются на сайте ИДГ РАН (www.idg-corm.chph.ras.ru) в графическом и цифровом видах. Для анализа выбирались данные за февраль–май 2020 г., полученные в периоды, характеризующиеся сходными ветровыми характеристиками (скорость ветра составляла 3–

Таблица 1. Спектральные характеристики акустического шума в г. Москва (Ленинский проспект) во время карантина по COVID-19 и в предшествующий период

Дата	Параметры										
20–24 марта 2020 г.	f_0 , Гц	1.3	1.8	2.5	3.0	3.5	4.3	5.1	6.3		
	S_0 , Па/(Гц) ^{1/2}	4.1	3.4	2.5	5.0	3.8	2.8	2.5	1.4		
20–24 мая 2020 г.	f_C , Гц	–	–	2.8	3.1	3.6	4.1	5.6	–		
	S_C , Па/(Гц) ^{1/2}	–	–	1.8	2.4	1.7	1.5	1.0	–		

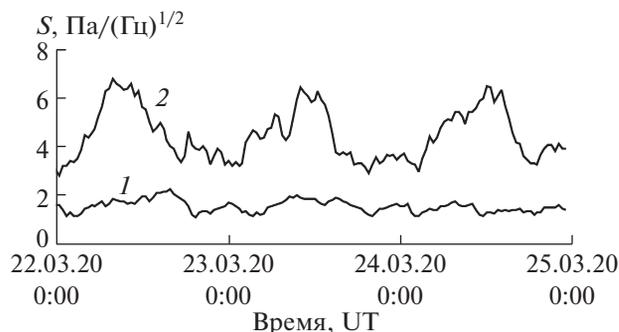


Рис. 2. Суточный ход амплитуды спектральной плотности на частоте 3 Гц в период карантина 22–24 мая 2020 г. (1) и в предшествующий ему период 22–24 марта 2020 г. (2).

6 м/с), а также спокойной метеобстановкой: отсутствием сильных атмосферных возмущений в виде ураганов, шквалов и атмосферных фронтов.

Анализ данных инструментальных наблюдений в ЦГМ свидетельствует о том, что снижение интенсивности транспортных потоков и приостановка деятельности значительного количества производственных предприятий и организаций в г. Москва на время карантина привели к заметному изменению амплитудных и спектральных характеристик городского акустического шума. В частности, на рис. 1 приведены совместно спектры акустического шума в наиболее важном для человека частотном диапазоне, оцененные по результатам инструментальных наблюдений в ЦГМ в период карантина (S_C) и в предшествующий ему период (S_0).

Представленные на рис. 1 данные показывают, что максимальные значения спектральной плотности акустических колебаний наблюдаются и в том и другом случае в диапазоне частот 1–6.5 Гц. Однако в отличие предшествующего карантину периода, когда наблюдается несколько спектральных максимумов с частотами f_0 в диапазоне 1.3–6.3 Гц и спектральной амплитудой S_0 от 1.4 до 5 Па/(Гц)^{1/2} (табл. 1), спектр акустического шума во время карантина характеризуется меньшим количеством спектральных пиков с частотами f_C , близкими к f_0 , но в более узком диапазоне 2.5–5.1 Гц, и со спектральными амплитудами S_C , существенно меньшими по сравнению с S_0 .

Одновременно с изменением спектральных характеристик карантин привел к изменению суточного хода амплитуд разных спектральных максимумов S . В качестве примера на рис. 2 и 3 приведены зависимости $S(t)$ соответственно для частот 3 и 5 Гц совместно для периода карантина и предшествующего ему периода.

Из данных, приведенных на рис. 2 и 3, следует, что в отличие от периода, предшествующего ка-

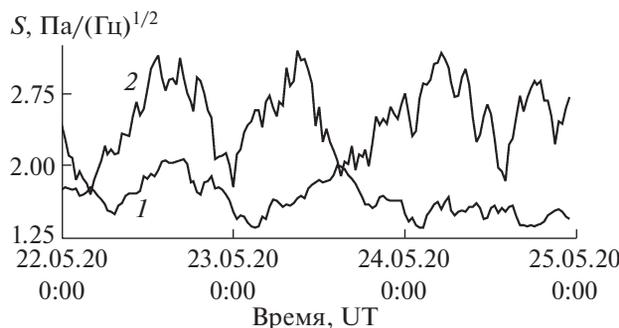


Рис. 3. Суточный ход амплитуды спектральной плотности на частоте 5 Гц в период карантина 22–24 мая 2020 г. (1) и в предшествующий ему период 22–24 марта 2020 г. (2).

рантину, в период самого карантина спектральные амплитуды на 3 и 5 Гц примерно в 2 раза ниже, а суточная периодичность проявляется в гораздо меньшей степени.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что введенный карантин существенно снизил акустическую нагрузку техногенного происхождения на г. Москва: на период карантина уменьшилась амплитуда акустических колебаний, сузился их частотный диапазон. Характерно, что суточный ход амплитудных характеристик акустического шума в период карантина является существенно более равномерным (практически постоянным в области частоты 3 Гц) в отличие от периодов, характеризующихся интенсивной хозяйственной деятельностью в мегаполисе, когда в указанном суточном ходе более отчетливо проявляются суточные периодичности, связанные с интенсификацией транспортных потоков в городе и функционирования большинства промышленных предприятий, работающих в одну дневную смену. Авторы полагают, что полученные данные могут быть полезны при оценке количественного вклада техногенных источников мегаполиса в общую картину на основе сравнения амплитудно-частотных характеристик акустического шума в период карантина с аналогичными характеристиками в предшествующий ему период.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по государственному заданию (тема АААА-А-19-119021890067-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Спивак А.А. Мегаполис: проблема геофизических полей // Наука в России. 1995. № 5. С. 65–69.
2. Lecocq T., Hicks S.P., Noten K.V., et al. Global Quietening of High-frequency Seismic Noise due to COVID-19 Pandemic Lockdown Measures // Science. 2020. 23 July. Abd 2438.
3. Poil P., Boaga J., Molinari I., Cascone V., Boschi L. The 2020 Coronavirus Lockdown and Seismic Monitoring of Anthropogenic Activities in Northern Italy // Scientific reports. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-66368-0>
4. Somala S.N. Seismic Noise Changes during COVID-19 Pandemic: A Case Study of Shillong, India // Natural Hazards. 2020. 14 May. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04045-1>
5. Рыбнов Ю.С., Харламов В.А. Об источниках сильных инфразвуковых возмущений в мегаполисе // Динамические процессы во внутренних и внешних оболочках Земли (геофизика сильных возмущений). ИДГ РАН. Москва, 1995. С. 236–244.
6. Колесник А.Г., Побаченко С.В., Соловьев А.В. Оценка сопряженности показателей ЭЭГ мозга человека с параметрами фоновых инфразвуковых колебаний давления по данным мониторинговых исследований // Геофизические процессы и биосфера. 2013. Т. 12. № 1. С. 70–82.
7. Damijan Z.M., Wiciak J. The Influence of Infrasonic on the Changes of EEG Signal Morphology // Molecular and Quantum Acoustics. 2005. V. 26. P. 61–74.
8. Leventhal G., Pelmear P., Benton S. A Review of Published Research on Low Frequency Noise and Its Effects // Rep. for Defra. 2003. 88 p.
9. Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Харламов В.А. Некоторые характеристики акустического шума в г. Москва // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 1. С. 118–124.
10. Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А. Аппаратура и методики для мониторинга геофизических полей мегаполиса и их применение в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 65–78.
11. Рыбнов Ю.С., Харламов В.А., Евменов В.Ф. Инфразвуковая система регистрации акустико-гравитационных волн // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих волн. М. ГЕОС, 2005. С. 29–33.

ACOUSTIC NOISE OF MOSCOW DURING COVID-19 QUARANTINE IN 2020

A. A. Spivak^{a,#}, D. N. Loctev^a, Yu. S. Rybnov^a, and V. A. Kharlamov^a

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

[#] *E-mail: aaspivak100@gmail.com*

Presented by Academician of the RAS July 13, 2020

The results of instrumental observations of acoustic fluctuations in the atmosphere of Moscow during the quarantine period for COVID-9 are presented. The results of instrumental observations carried out at the Center for Geophysical Monitoring in Moscow of the Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Sciences showed that a decrease in production activity during quarantine measures led to a significant change in the amplitude and spectral characteristics of acoustic noise in the metropolis in comparison with the average data obtained as a result of long-term observations. During the quarantine period, the amplitude of the main spectral components, as well as the average amplitude of acoustic noise, decreased by more than 2 times. The diurnal variation of the noise amplitude caused by production activities in the daytime was manifested to a much lesser extent. The data presented can be useful in determining the characteristics and assessing the contribution of man-made sources to the total acoustic noise of a metropolis.

Keywords: COVID-19, production activity, acoustic noise

УДК 551.583: 551.326.7

СВЯЗЬ ПРОТЯЖЕННОСТИ АНТАРКТИЧЕСКИХ И АРКТИЧЕСКИХ МОРСКИХ ЛЬДОВ С ТЕМПЕРАТУРНЫМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ В 1979–2020 гг.

© 2021 г. Академик РАН И. И. Мохов^{1,2,*}, М. Р. Парфенова¹

Поступило 22.08.2020 г.

После доработки 02.11.2020 г.

Принято к публикации 03.11.2020 г.

Получены количественные оценки связи межгодовой изменчивости антарктических и арктических морских льдов с изменениями приповерхностной температуры в Северном и Южном полушариях по спутниковым и наземным данным и данным реанализа для последних четырех десятилетий (1980–2019 гг.). Показано, что отмеченное ранее общее увеличение протяженности антарктических морских льдов до последних лет по спутниковым данным, доступным только с конца 1970-х годов, на фоне глобального потепления и быстрого уменьшения протяженности морских льдов в Арктике связано с общим понижением температуры у поверхности в приантарктических широтах с конца 1970-х годов. Это результат регионального проявления естественных колебаний климата с периодами до нескольких десятилетий на фоне глобального векового потепления с относительно слабым температурным трендом над океаном в Южном полушарии. С 2016 г. отмечено резкое уменьшение площади морских льдов в Южном океане. Результаты корреляционного и кросс-вейвлетного анализа свидетельствуют о значимой когерентности и отрицательной корреляции с приповерхностной температурой протяженности морских льдов в последние десятилетия не только в Арктике, но и в Антарктике.

Ключевые слова: Антарктика, Арктика, протяженность морских льдов, приповерхностная температура, спутниковый и наземный мониторинг, данные реанализа, аномалии и тренды, естественные и антропогенные факторы

DOI: 10.31857/S2686739721010151

ВВЕДЕНИЕ

Последние десятилетия характеризуются значительными изменениями климата, наиболее сильными в высоких широтах [1–3]. В Арктике в первые два десятилетия XXI века скорость уменьшения протяженности морских льдов была настолько быстрой, что до последнего времени только немногие климатические модели в мире были способны адекватно воспроизводить отмеченные по спутниковым данным с конца 1970-х годов изменения [1, 4]. Исследованию этой одной из современных климатических проблем посвящено много исследований (см., напр., [1, 5–11]). В данной работе анализируются особенности связи межгодовой изменчивости антарктических и арктических морских льдов с изменениями

приповерхностной температуры в Арктике и Антарктике, а также в Северном (СП) и Южном (ЮП) полушариях в целом по данным для последних десятилетий.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Для анализа использовались среднемесячные спутниковые данные NSIDC (<http://nsidc.org>) для протяженности (площади) и сплоченности (концентрации) морских льдов в Арктике и Антарктике для последних десятилетий – с января 1979 г. по июнь 2020 г. [12]. Спутниковые данные NSIDC включают как площадь морских льдов, так и общую их протяженность, которая больше – это связано, в частности, с проблемой детектирования по спутниковым измерениям ледового покрова под разводьями.

Для оценки связи режимов морских льдов с температурным режимом использовались соответствующие среднемесячные данные реанализа ERA5 (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>) для приповерхност-

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

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

*E-mail: mokhov@ifaran.ru

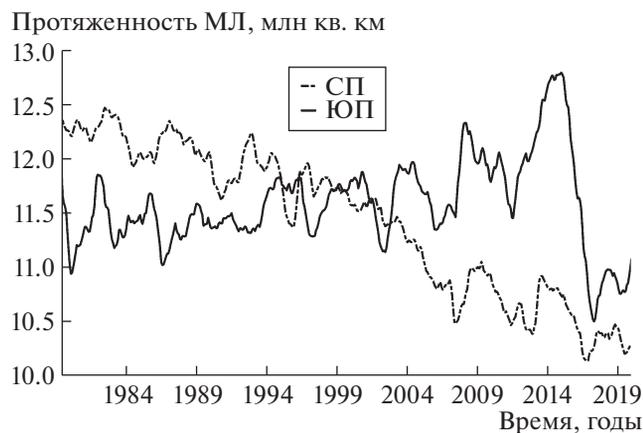


Рис. 1. Изменения протяженности морских льдов (МЛ) в Арктике (пунктир) и Антарктике (сплошная линия) по среднемесячным спутниковым данным с января 1979 г. по июнь 2020 г. со скользящим годовым осреднением.

ной температуры (см. [13]), а также данные GISS (<https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>) на основе данных наблюдений [14].

Для оценки параметров чувствительности площади и общей протяженности морских льдов к изменениям температуры у поверхности использовались соответствующие линейные регрессии с оценкой статистической значимости оценок. Особенности изменчивости морских льдов и температурного режима анализировались с использованием вейвлетного анализа. Для оценки связи режимов морских льдов в полярных широтах с вариациями температурного режима наряду с корреляционным анализом использовался кросс-вейвлетный анализ.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

На фоне быстрого уменьшения общей протяженности арктических морских льдов в связи с сильным арктическим потеплением в последние десятилетия и общего увеличения протяженности морских льдов в Антарктике с 2016 г. отмечено резкое уменьшение ледовитости в Южном океане (рис. 1). Изменения протяженности антарктических и арктических морских льдов в последние десятилетия естественно связаны с изменениями температурного режима.

Отмеченное до 2016 г. общее увеличение площади морских льдов в Антарктике связано с тем, что спутниковые данные для протяженности морских льдов доступны только с конца 1970-х годов — для периода с общим понижением, хотя и относительно слабым, температуры океана в антарктических акваториях (рис. 2). Согласно рис. 2а для последних 4 десятилетий отмечалось общее понижение температуры у поверхности в океани-

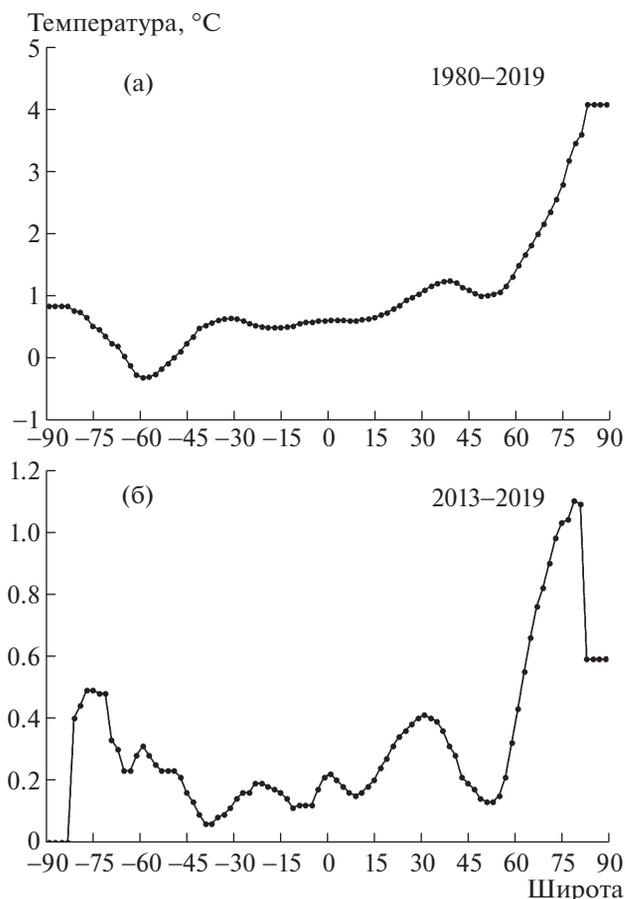


Рис. 2. Изменения среднегодовой температуры у поверхности для периодов 1980–2019 гг. (а) и 2013–2019 гг. (б) по данным GISS для разных широт.

ческих субантарктических широтах на фоне сильного потепления в арктических широтах (так называемое Арктическое усиление). При этом в последние годы отмечается увеличение температуры у поверхности для всех широтных зон, включая субантарктические океанические широты (рис. 2б).

Отмеченное региональное понижение температуры поверхности океана для последних четырех десятилетий на фоне общего потепления ЮП можно объяснить значимым влиянием естественных климатических квазициклических процессов типа Эль-Ниньо, Антарктической осцилляции и междесятилетней тихоокеанской осцилляции. Для более длительных периодов, в частности для последних шести десятков лет (с конца 1950-х годов), проявляется уже общий рост температуры поверхности океана в субантарктических и антарктических широтах. При продлении ряда спутниковых данных для морских льдов в ближайшие годы на фоне общего потепления соответственно следует ожидать более значимое проявление общей тенденции уменьшения протяженности антарктических морских льдов. Явные

признаки этого проявляются с 2016 г. [11]. Следует также отметить существенные различия процессов прогрева и охлаждения океана в годовом ходе в СП и ЮП, в том числе в арктических и антарктических широтах с изменяющейся протяженностью (площадью) морских льдов [15].

В табл. 1 представлены количественные оценки чувствительности общей протяженности арктических и антарктических морских льдов S (в млн км²) по спутниковым данным к изменению приповерхностной температуры T (в градусах К) в Арктике и в Антарктике по данным реанализа ERA5 для разных месяцев в межгодовой изменчивости для периода 1980–2019 гг. Выделены оцениваемые коэффициентами соответствующих линейных регрессий параметры чувствительности, значимые на уровне двух стандартных (отклонений), а также соответствующие коэффициенты [корреляции]. Для Арктики оценки статистически значимы для всех месяцев. Для Антарктики отрицательная корреляция общей протяженности морских льдов и приповерхностной температуры получена для всех месяцев, кроме сентября, для которого отмечена статистически незначимая положительная корреляция. При этом для большинства (8) месяцев в году получены значимые оценки (на уровне двух стандартных отклонений). Наибольшие значения (по абсолютной величине) параметров чувствительности dS/dT для арктических морских льдов оценены для летних месяцев (до -1.6 млн км² при потеплении на 1 К в Арктике). Наименьшие значения (по абсолютной величине) параметров чувствительности dS/dT для арктических морских льдов оценены для конца зимы (около -0.3 млн км² при потеплении на 1 К в Арктике). Наибольшие значения (по абсолютной величине) параметров чувствительности dS/dT для антарктических морских льдов оценены для летних и осенних месяцев (до -0.8 млн км² при потеплении на 1 К в Антарктике).

Получены также соответствующие оценки чувствительности протяженности морских льдов к изменению полушарной приповерхностной температуры. Получено, что отрицательная корреляция общей протяженности арктических морских льдов для большинства месяцев более значимо проявляется с приповерхностной температурой для Северного полушария в целом, а не с приповерхностной температурой только в Арктике. При этом отрицательная корреляция общей протяженности антарктических морских льдов с приповерхностной температурой Южного полушария в целом для большинства месяцев менее значима, чем с приповерхностной температурой только для Антарктики.

Более детально оценить особенности связи общей протяженности морских льдов и температур

Таблица 1. Количественные оценки чувствительности общей протяженности арктических и антарктических морских льдов S по спутниковым данным к изменению приповерхностной температуры T в Арктике и в Антарктике по данным реанализа ERA5 для разных месяцев в межгодовой изменчивости для периода 1980–2019 гг.

Месяцы	dS/dT , млн км ² /К 1980–2019 гг.			
	Арктика		Антарктика	
январь	-0.28(±0.05)	[-0.69]	-0.54(±0.27)	[-0.28]
февраль	-0.25(±0.06)	[-0.58]	-0.19(±0.14)	[-0.21]
март	-0.28(±0.06)	[-0.61]	-0.69(±0.12)	[-0.68]
апрель	-0.31(±0.05)	[-0.71]	-0.57(±0.12)	[-0.63]
май	-0.47(±0.08)	[-0.68]	-0.34(±0.10)	[-0.49]
июнь	-0.90(±0.09)	[-0.83]	-0.34(±0.11)	[-0.44]
июль	-1.58(±0.22)	[-0.76]	-0.23(±0.06)	[-0.52]
август	-1.63(±0.17)	[-0.84]	-0.03(±0.08)	[-0.06]
сентябрь	-1.17(±0.11)	[-0.87]	0.08(±0.10)	[0.14]
октябрь	-0.77(±0.05)	[-0.93]	-0.08(±0.12)	[-0.10]
ноябрь	-0.41(±0.04)	[-0.84]	-0.45(±0.14)	[-0.47]
декабрь	-0.37(±0.05)	[-0.79]	-0.80(±0.24)	[-0.48]

ного режима можно с использованием кросс-вейвлетного анализа. На рис. 3 представлена локальная когерентность протяженности арктических (а) и антарктических (б) морских льдов по среднемесячным спутниковым данным NSIDC с вариациями приповерхностной температуры в Арктике (а) и Антарктике (б) по среднемесячным данным реанализа ERA5 с января 1980 г. по июнь 2020 г. Рисунок 3а свидетельствует о значимой когерентности вариаций протяженности арктических морских льдов с соответствующими вариациями приповерхностной температуры в Арктике не только в годовом ходе, но и для наиболее долгопериодных – междесятилетних – вариаций. Согласно рис. 3б значимая когерентность междесятилетних вариаций протяженности антарктических морских льдов с соответствующими вариациями приповерхностной температуры в Антарктике проявляется, в отличие от годового хода, только в последние полтора десятилетия.

Аналогично кросс-вейвлетный анализ был проведен для протяженности арктических и антарктических морских льдов по среднемесячным спутниковым данным NSIDC с вариациями приповерхностной температуры СП и ЮП в целом по среднемесячным данным реанализа ERA5 с января 1980 г. по июнь 2020 г. Существенно, что когерентность долгопериодных вариаций протяженности антарктических морских льдов с вариациями приповерхностной температуры ЮП значимо проявляется для всего анализируемого периода. При этом когерентность вариаций протя-

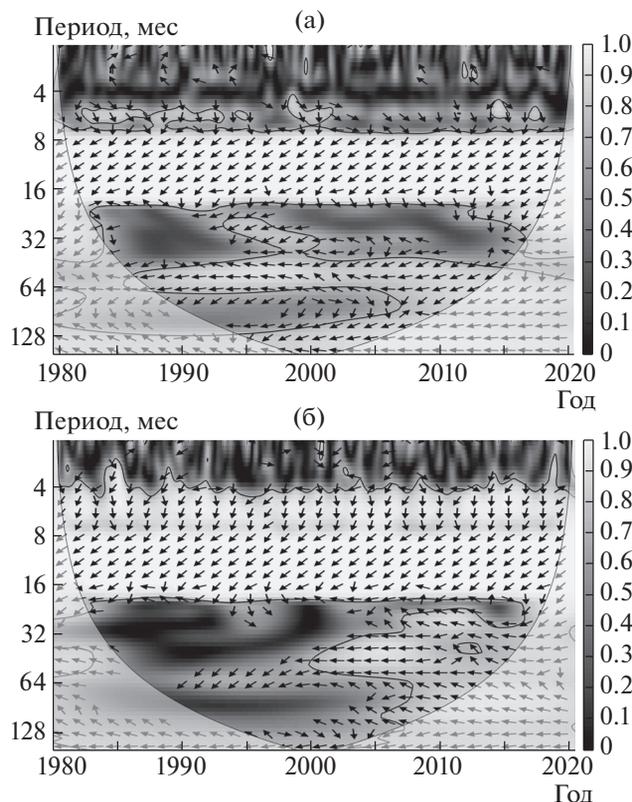


Рис. 3. Локальная когерентность протяженности арктических (а) и антарктических (б) морских льдов по среднемесячным спутниковым данным с вариациями приповерхностной температуры в Арктике (а) и Антарктике (б) по среднемесячным данным реанализа с января 1980 г. по июнь 2020 г. Выделены области со значимой когерентностью (на уровне 95%), стрелки характеризуют фазовый сдвиг (стрелка вправо – синфазность, влево – противофазность), отмечены также области краевых эффектов.

женности антарктических морских льдов с вариациями приповерхностной температуры СП значительно усилилась в последние годы и проявляется для широкого диапазона вариаций – от вариаций в годовом цикле до междесятилетних вариаций.

На рис. 4 представлены зависимости протяженности морских льдов в Арктике (а) и Антарктике (б) от приповерхностной температуры СП (а) и ЮП (б) по среднегодовым данным реанализа ERA5 для периода 1980–2019 гг. Связь протяженности морских льдов S в Арктике с приповерхностной температурой $T_{СП}$ для всего анализируемого 40-летнего периода характеризуется высоким коэффициентом их корреляции ($r = -0.93$). Значениями коэффициентов линейных регрессий S на T (прямые линии на рис. 4) можно оценить соответствующие параметры чувствительности dS/dT . Параметр чувствительности dS/dT протяженности арктических морских льдов к изменению приповерхностной температуры СП по среднегодовым данным для все-

го 40-летнего периода оценен равным $-1.8 (\pm 0.1)$ млн $\text{км}^2/\text{K}$ (рис. 4а).

Параметр чувствительности протяженности антарктических морских льдов к изменению приповерхностной температуры ЮП по среднегодовым данным для всего 40-летнего периода оценен равным $-0.4 (\pm 0.4)$ млн $\text{км}^2/\text{K}$ (рис. 4б). Полученная оценка статистически незначима ($r = -0.16$). Это связано с различными температурными тенденциями в разных регионах ЮП (с понижением приповерхностной температуры в субантарктической широтной зоне) в 1980–2019 гг. на фоне полушарного потепления. Отмеченные региональные особенности температурных и ледовых изменений связаны с естественными квазициклическими процессами, в том числе с явлениями Эль-Ниньо, Антарктической осцилляцией (Антарктической циркумполярной модой). Аналогичные оценки получены для более коротких периодов в пределах двух последних 10-летий: $dS/dT = -2.7 (\pm 0.9)$ млн $\text{км}^2/\text{K}$ ($r = -0.62$) для периода 2003–2019 гг. и $dS/dT = -7.0 (\pm 1.2)$ млн $\text{км}^2/\text{K}$ ($r = -0.94$) для периода 2013–2019 гг. (рис. 4б).

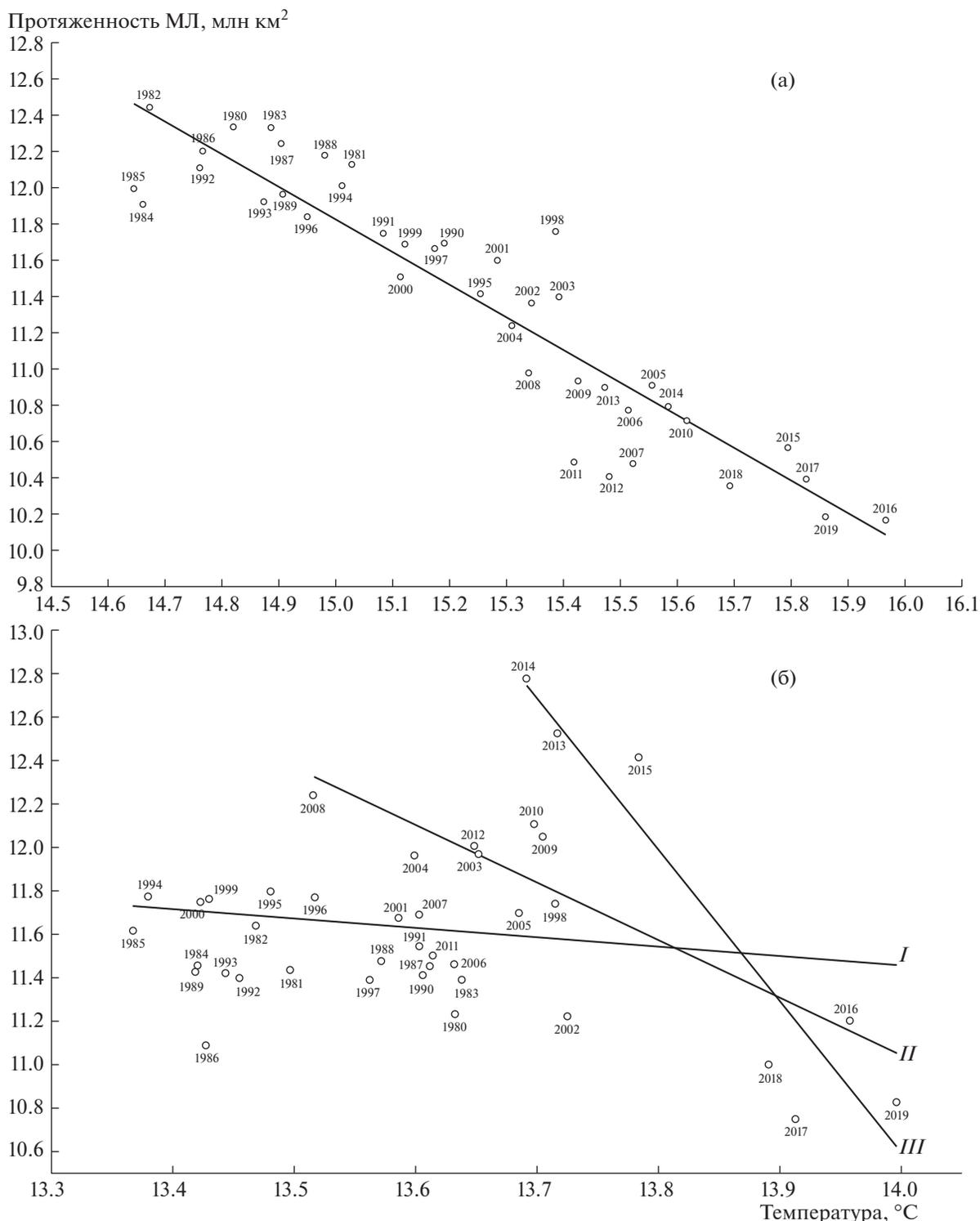


Рис. 4. Среднегодовая протяженность морских льдов в Арктике (а) и Антарктике (б) по спутниковым данным NSIDC для периода 1980–2019 гг. в зависимости от среднегодовой приповерхностной температуры СП (а) и ЮП (б) по данным реанализа ERA5. Прямые линии характеризуют соответствующие линейные регрессии для всего анализируемого периода для СП и ЮП (I), а также для двух подпериодов для ЮП (II – 2003–2019 гг., III – 2013–2019 гг.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты анализа свидетельствуют о существовании естественных вариаций климата с временным масштабом до нескольких десятиле-

тий (связанных с ключевыми климатическими модами, в том числе явлениями Эль-Ниньо и Антарктическим колебанием) для антарктических и субантарктических широт с морскими льдами.

Отмеченные температурные особенности с общим понижением приповерхностной температуры в океанических антарктических широтах в последние десятилетия на фоне полушарного потепления проясняют проблему разнонаправленных тенденций межгодовых вариаций протяженности (площади) морских льдов в Арктике и Антарктике по спутниковым данным. Спутниковые данные доступны только с конца 1970-х годов — именно в этот период проявилось связанное с ключевыми климатическими модами понижение температуры у поверхности океана в антарктических широтах.

Стоит отметить, что в целом для последних десятилетий общая корреляция протяженности антарктических морских льдов с приповерхностной температурой в антарктических широтах выше, чем с приповерхностной температурой ЮП в целом. При этом корреляция протяженности арктических морских льдов с приповерхностной температурой СП в целом выше, чем с приповерхностной температурой только в Арктических широтах. Отмеченные особенности указывают на различия сравнительной роли региональных и глобальных климатических процессов в формировании морских льдов и их изменениях в Антарктике и Арктике в последние десятилетия.

Результаты кросс-вейвлетного анализа свидетельствуют, что в течение последних двух десятилетий проявляется все более значимая отрицательная корреляция долгопериодных вариаций общей протяженности антарктических морских льдов с температурным режимом в соответствии с прогностическими модельными оценками. При этом параметр, характеризующий чувствительность среднегодовой протяженности антарктических морских льдов к изменению полушарной приповерхностной температуры, для последних двух десятилетий даже больше, чем для среднегодовой протяженности арктических льдов (см. также [16]). Результаты кросс-вейвлетного анализа подтверждают значимую антикорреляцию междесятилетних изменений протяженности арктических морских льдов с приповерхностной температурой в Арктике и для СП в целом для последних четырех десятилетий. Отмечена также значимая антикорреляция междесятилетних изменений протяженности антарктических морских льдов для последних четырех десятилетий с приповерхностной температурой для ЮП в целом. С приповерхностной температурой в Антарктике значимая антикорреляция междесятилетних изменений протяженности антарктических морских льдов начала проявляться только в последние годы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Анализ спутниковых данных для протяженности морских льдов проводился при поддержке Минобрна-

уки России в рамках соглашения о предоставлении гранта № 075-15-2020-776. Анализ особенностей региональной климатической изменчивости в полярных широтах проводился в рамках проектов РФФИ (18-05-60111, 19-35-90118 Аспиранты). Анализ связи протяженности антарктических и арктических морских льдов с температурным режимом проводился в рамках проекта РНФ (19-17-00240).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IPCC 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. T.F. Stocker, D. Qin, G.K. Plattner (eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge. N.Y., 2013.
2. Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лед и снег. 2014. № 2 (126). С. 53–68.
3. Мохов И.И. Современные изменения климата Арктики // Вест. РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
4. Мохов И.И. Оценка способности современных климатических моделей адекватно оценивать риск возможных региональных аномалий и тенденций изменения // ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 452–455.
5. Turner J., Phillips T., Marshall G.J., Hosking J.S., Pope J.O., Bracegirdle T.J., Deb P. Unprecedented Springtime Retreat of Antarctic Sea Ice in 2016 // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. P. 6868–6875.
6. Screen J.A., Bracegirdle T.J., Simmonds I. Polar Climate Change as Manifest in Atmospheric Circulation // Curr. Clim. Change Rep. 2018. V. 4. P. 383–395.
7. Алексеев Г.В., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е., Смирнов А.В. Влияние температуры поверхности океана в тропиках на антарктический морской лед в период глобального потепления // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 213–221.
8. Meehl G.A., Arblaster J.M., Chung C.T.Y., Holland M.M., DuVivier A., Thompson L.A., Yang D., Bitz C.M. Sustained Ocean Changes Contributed to Sudden Antarctic Sea Ice Retreat in Late 2016 // Nature Comm. 2019. V. 10. Article Number. 14.
9. Parkinson C.L. A 40-y Record Reveals Gradual Antarctic Sea Ice Increases Followed by Decreases at Rates Far Exceeding the Rates Seen in the Arctic // PNAS. 2019. V. 116. № 29. P. 14414–14423.
10. Wang Z., Turner J., Wu Y., Liu C. Rapid Decline of Total Antarctic Sea Ice Extent during 2014–16 Controlled by Wind-driven Sea Ice Drift // J. Clim. 2019. V. 32. P. 5381–5395.
11. Мохов И.И., Парфенова М.Р. Особенности изменчивости антарктических и арктических морских льдов в последние десятилетия на фоне глобальных и региональных климатических изменений // Вопросы географии. 2020. Сб. 150. С. 304–319.
12. Мохов И.И. Температурная чувствительность площади криосферы Северного полушария // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1984. Т. 20. № 2. С. 136–143.
13. Fetterer F., Knowles K., Meier W.N., Savoie M., Windnagel A.K. Sea Ice Index, Version 3. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center.

- 2017 (updated daily).
<https://doi.org/10.7265/N5K072F8>
14. Copernicus Climate Change Service (C3S) ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). 2017. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>
15. *Lenssen N., Schmidt G., Hansen J., Menne M., Persin A., Ruedy R., Zyss D.* 2019: Improvements in the GIS-TEMP Uncertainty Model // *J. Geophys. Res. Atmos.* V. 124. № 12. P. 6307–6326.
16. *Мохов И.И.* Диагностика динамики температурно-го режима океана в годовом ходе методом амплитудно-фазовых характеристик // *Океанология.* 1987. Т. 27. Вып. 3. С. 369–376.

RELATIONSHIP OF ANTARCTIC AND ARCTIC SEA ICE EXTENT WITH TEMPERATURE CHANGES IN 1979-2020

Academician of the RAS **I. I. Mokhov^{a,b,#}** and **M. R. Parfenova^a**

^a *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

[#] *E-mail: mokhov@ifaran.ru*

Quantitative estimates of the relationship between interannual variations in the Antarctic and Arctic sea ice extent and changes in the surface air temperature in the Northern and Southern Hemispheres were obtained using satellite, ground-based and reanalysis data for the last four decades (1980–2019). It is shown that the previously noted general increase in the Antarctic sea ice extent until recent years based on satellite data (available only since the late 1970s) under global warming and a rapid decrease in the Arctic sea ice extent is associated with a regional decrease in surface temperature in Antarctic latitudes from the end 1970s. This is the result of a regional manifestation of natural climate variations with periods of up to several decades against the background of global secular warming with a relatively weak temperature trend over the ocean in the Southern Hemisphere. Since 2016, a sharp decrease in the Antarctic sea ice extent in the Southern Ocean has been noted. The results of the correlation and cross-wavelet analysis indicate significant coherence and negative correlation with the surface temperature of the sea ice extent in the last decades, not only in the Arctic, but also in the Antarctic.

Keywords: Antarctic, Arctic, sea ice extent, surface temperature, satellite and ground-based monitoring, reanalysis data, anomalies and trends, natural and anthropogenic factors

УДК 550.3 + 551.24

ДВУХЗВЕННАЯ КЛАВИШНО-БЛОКОВАЯ МОДЕЛЬ ГЕНЕРАЦИИ СИЛЬНЕЙШИХ СУБДУКЦИОННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2021 г. Академик РАН Л. И. Лобковский^{1,2,*}, И. С. Владимирова^{2,3,**},
Д. А. Алексеев^{1,2}, Ю. В. Габсатаров^{2,3}

Поступило 26.10.2020 г.

После доработки 03.11.2020 г.

Принято к публикации 05.11.2020 г.

В работе рассматривается модель генерации сильнейших землетрясений в субдукционных регионах в условиях блокового строения среды. Данная схема представляет собой существенное развитие тематической клавишно-блоковой модели Л.И. Лобковского, связанное с учетом нарушения сплошности не только фронтальной, но и тыловой части островной дуги. Показано, что введение в исходную модель дополнительного структурного элемента приводит к уточнению оценок ряда характеристик сейсмического процесса, поскольку предложенный подход позволяет учесть более широкий спектр геодинамических процессов, реализующихся в зонах субдукции на разных стадиях сейсмического цикла, с возможностью прямого сопоставления теоретических расчетов с данными спутниковых наблюдений.

Ключевые слова: сейсмический цикл, зона субдукции, блоковое строение среды, модель генерации землетрясений

DOI: 10.31857/S2686739721010138

Сильнейшие субдукционные землетрясения ($M \geq 8$) приводят к высвобождению колоссальных упругих напряжений, накопленных за сотни или даже за тысячу лет. Прогноз подобных землетрясений, наносящих значительный социально-экономический и экологический ущерб, является одной из важнейших и актуальнейших задач геофизики [1]. Примером решения задачи долгосрочного прогноза является концепция сейсмических брешей и сейсмических циклов, предложенная С.А. Федотовым для Курило-Камчатской островной дуги и северо-восточного сегмента Японского архипелага [2].

К настоящему времени значимые успехи в области прогноза землетрясений были достигнуты в таких направлениях, как изучение процесса деформирования, происходящего в области буду-

щего очага землетрясения [3–5], поиск геофизических предвестников [6, 7] и статистический анализ закономерности сейсмического режима [8–10].

Большинство моделей, воспроизводящих сейсмический процесс, основаны на представлениях о сплошной геофизической среде, разрушаемой плоским разрывом в момент землетрясения. Континуальные представления о среде способствовали успешному решению ряда задач сейсмологии и сейсморазведки. В то же время для решения таких задач, как моделирование процессов, сопровождающих подготовку землетрясения, снятие накопленных упругих напряжений, а также релаксацию напряжений в окрестности очага после сейсмического события, концепция сплошной среды оказывается недостаточной. Более перспективным направлением представляется рассмотрение блоковой модели геофизической среды [11], что позволит разработать и реализовать методику количественного описания реального сейсмического процесса.

Одной из моделей генерации сильнейших субдукционных землетрясений, учитывающей разломно-блоковое строение континентальной окраины, является клавишная модель возникновения сильнейших землетрясений в современных зонах субдукции [12]. Эта модель объединила идеи возможного синхронного разрушения нескольких

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

² Московский физико-технический институт
(национальный исследовательский университет),
Долгопрудный, Россия

³ Федеральный исследовательский центр “Единая
геофизическая служба Российской академии наук”,
Обнинск, Россия

*E-mail: llobkovsky@ocean.ru

**E-mail: vladis@gsras.ru

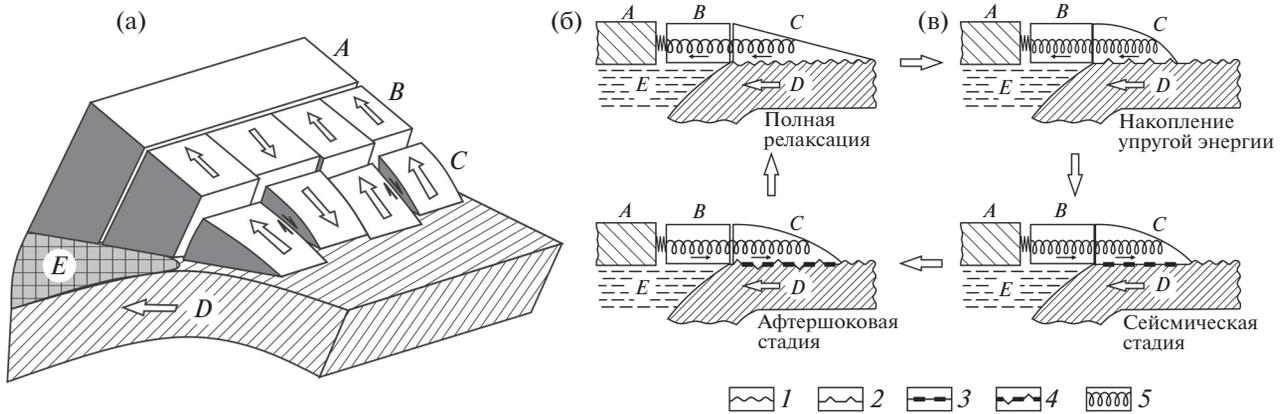


Рис. 1. Клавишная модель фронтальной части островной дуги (а) и схема последовательных этапов деформирования (нагрузки и разгрузки) блоков и соответствующих стадий сейсмического цикла (б). А – недеформированная часть литосферной плиты; В – тыловой блок; С – фронтальный блок; D – поддвигаемая плита; E – астеносфера. 1 – нарушенная “шероховатая” структура контактной зоны (СКЗ) (стабильная стадия цикла); 2 – пластически “выровненная” СКЗ (предсейсмическая стадия цикла); 3 – сильно раздробленная и неоднородная СКЗ (стадия сейсмического вспарывания); 4 – частично восстановленная СКЗ (афтершоковая стадия цикла); 5 – пружина, имитирующая упругое взаимодействие блоков и недеформированной части континентальной плиты.

смежных шероховатостей, взаимного скольжения вдоль плоскости с переменным по скорости коэффициентом трения и последующего залечивания дефектов среды в условиях высокого давления.

В работе [12] предложена численная схема для моделирования перемещений фронтальных сейсмогенных блоков на разных стадиях сейсмического цикла. Однако тыловой массив островной дуги здесь рассматривается как единый структурный элемент, не разделенный на отдельные блоки и не испытывающий собственных горизонтальных перемещений. В то же время данные натурных наблюдений в сочетании с результатами геологических и сейсмологических изысканий явно свидетельствуют в пользу того, что тыловая часть дуги также имеет сложную структуру и разделена на отдельные сегменты крупными разломами, уходящими корнями в зону контакта взаимодействующих литосферных плит [13, 14]. В силу относительно слабого взаимодействия между соседними блоками каждый из них может деформироваться независимо от смежных структурных сегментов, при этом их деформирование носит весьма сложный характер. Так, тыловые блоки, также, как и фронтальные, испытывают практически мгновенные скачкообразные смещения во время сейсмических событий. В постсейсмический период происходит медленное распрямление тыловых блоков, осложненное сопротивлением подстилающего астеносферного слоя в условиях вязкого трения на подошве блока.

Данные предпосылки определяют необходимость модернизации исходной модели [12] с целью учета нарушения сплошности не только

фронтальной, но и тыловой части островной дуги (рис. 1).

Вычислительная схема, которая была использована для построения модернизированной модели, описывается системой уравнений равновесия, связывающих напряжения в рассматриваемом сейсмогенном блоке (длиной l) и соответствующем блоке тылового массива (длиной r), а также соседних с ними блоках, выражаемые через скорости смещений и вязкости материала контактного слоя, астеносферы под тыловым блоком и зон дробления, разделяющих блоки. Для каждого из блоков (любого из звеньев) имеет место уравнение равновесия:

$$\frac{\partial(H\sigma_i)}{\partial x} = \left[\tau_0^{(i)} + \frac{H}{d_i}(\tau_{i-1} + \tau_{i+1}) \right],$$

где $\tau_0^{(i)}$ – тангенциальное напряжение, действующее на основание i -го блока со стороны вязкого контактного слоя, τ_{i-1} и τ_{i+1} – латеральные напряжения трения поверхностей блока с соседними блоками, а d_i – протяженность блока вдоль протирания желоба.

Напряжения на нижней и боковых границах блоков каждого из звеньев могут быть записаны в виде:

$$\tau_0^{(i)} = -\eta(\dot{\gamma}_i)\dot{\gamma}_i = \begin{cases} -\eta(\dot{\gamma}_i)\left(\frac{\partial w_i}{\partial t} - V_i^1\right)\frac{1}{h} & 0 \leq x \leq l \\ -\eta(\dot{\gamma}_i)\left(\frac{\partial w_i}{\partial t}\right)\frac{1}{h_0} & l \leq x \leq l+r \end{cases}$$

и

$$\begin{cases} \tau_{i-1} = \frac{\mu_{i-1}^{1,2}}{h_g} \left(\frac{\partial w_{i-1}}{\partial t} - \frac{\partial w_i}{\partial t} \right) \\ \tau_{i+1} = \frac{\mu_i^{1,2}}{h_g} \left(\frac{\partial w_{i+1}}{\partial t} - \frac{\partial w_i}{\partial t} \right). \end{cases}$$

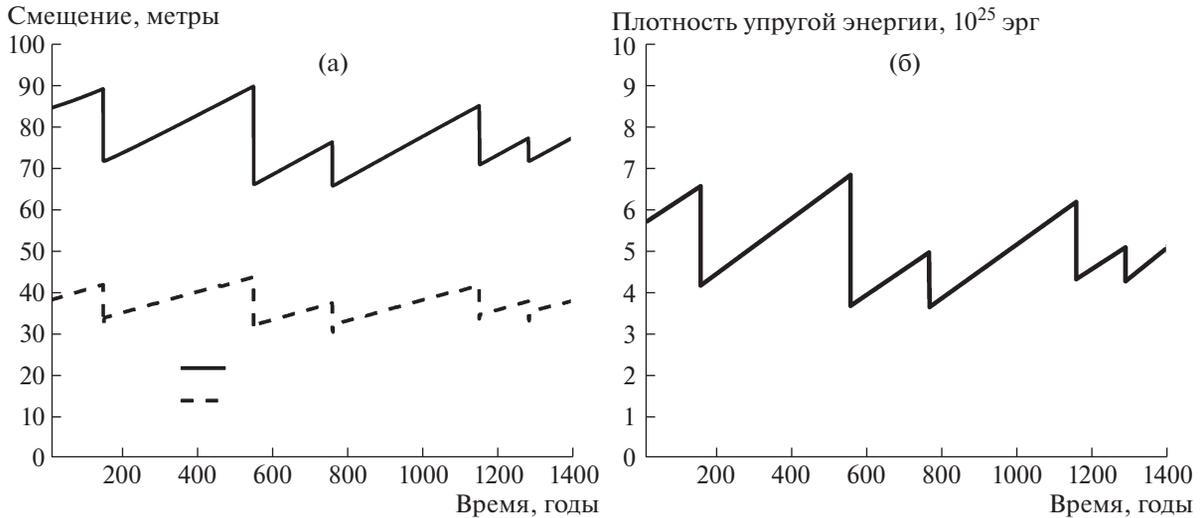


Рис. 2. Циклические смещения внешней кромки фронтального и тылового блоков (а) и вариации полной упругой энергии (б) в процессе сеймотектонической эволюции системы с неоднородными условиями сброса напряжений.

Здесь $\dot{\gamma}_i = \left(\frac{\partial w_i}{\partial t} - V_i^0 \right) \frac{1}{h}$ — средняя скорость де-

формации в контактном слое толщиной h , V_i^1 — скорость субдукции под блоками первого звена, h_0 — толщина слоя астеносферы, $\eta(\dot{\gamma}_i, x)$ — эффективная вязкость контактного слоя, h_g — толщина межблоковой разломной зоны, $\mu_{i-1}^{1,2}$ и $\mu_i^{1,2}$ — вязкости материала между блоками i и $i-1$, либо i и $i+1$ в первом и втором звеньях.

При этом внешние края блоков со стороны жерлоба являются свободными, $\left. \frac{\partial w_i}{\partial x} \right|_{x=0} = 0$, а тыловые части блоков второго звена упруго взаимодействуют с неподвижной континентальной окраиной, $\left(\frac{\partial w_i}{\partial x} + k_i^r w_i \right) \Big|_{x=l+r} = 0$. Дополнительные условия включают скачкообразное изменение (сброс) напряжений в момент землетрясения, что приводит к синхронным смещениям точек сейсмогенного и тылового блоков в момент землетрясения: $\sigma_i^1(x, t_{eq}^i + 0) = q^1 \sigma_i^1(x, t_{eq}^i - 0)$. Пересчет моделируемых смещений в плотность упругой энергии и ее сравнение с критическим значением позволяют получить условие запуска сейсмического события:

$$\epsilon_i = \frac{E}{2lH_m} \int_0^l H(x) \left(\frac{\partial w_i}{\partial x} \right)^2 dx = \epsilon_{cr} \quad (H_m = (H_0 + H_l)/2 - \text{средняя мощность системы блоков}).$$

Построенная вышеописанным образом система уравнений характеризуется существенной нелинейностью, и используемый для ее решения алгоритм реализован в виде явной конечно-разностной схемы, позволяющей получить инкре-

мент смещения узловых (с учетом расположения станций наблюдения) точек внутри каждого блока для набора времен, задаваемых с определенным шагом.

В численном эксперименте, проведенном для проверки модели, были использованы геометрические и реологические параметры, характерные для островодужных систем западной окраины Тихого океана ($E_1 = 29$ ГПа, $E_2 = 80$ ГПа, $\eta = 10^{18} - 10^{19}$ Па с, $\mu = 0.5 \times 10^{19}$ Па с, $V_i^1 = 6$ см/год, $h = 1$ км, $h_0 = 20$ км, $h_g = 0.5$ км, $H_0 = 10$ км, $H_l = H_r = 50$ км, $d_i = 200$ км, $l = 100$ км, $r = 200$ км) [12–15]. Построенная модель сейсмического цикла (рис. 2) хорошо воспроизводит основные характеристики сейсмического процесса в субдукционных зонах, при этом полученная средняя продолжительность сейсмического цикла составила около 200 лет, что соответствует полученным ранее значениям для Курило-Камчатской и Японской субдукционных зон [2].

Полученные оценки косейсмических смещений фронтальных и тыловых блоков, а также продолжительность афтершоковой стадии сейсмического цикла хорошо согласуются с доступными данными спутниковых геодезических измерений и результатами независимого моделирования [13, 14]. Сопоставление построенной модели с данными спутниковых геодезических измерений позволит не только уточнить определяющие механические свойства среды, но и получить критически важные оценки времен перехода структурных элементов субдукционной системы из одного состояния в другое. В частности, реалистичные оценки момента окончания стадии консолидации контактного слоя (т.е. момента восстано-

ния сцепления островодужного блока с плитой), а также момента контакта фронтального блока с тыловым (т.е. начала стадии упругого сжатия системы, сопровождающегося накоплением напряжений) имеют большое значение в решении задач долгосрочного и среднесрочного прогноза.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-17-00140.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Шебалин Н.В.* Избранные труды. Сильные землетрясения. М.: Издательство Академии горных наук, 1997. 542 с.
2. *Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. Гл. 8. С. 121–150.
3. *Ruff L.J.* Asperity Distributions and Large Earthquake Occurrence in Subduction Zones // *Tectonophysics*. 1992. V. 211. P. 61–83.
4. *Kaneko Y., Avouac J.P., Lapusta N.* Towards Inferring Earthquake Patterns from 513 Geodetic Observations of Interseismic Coupling // *Nature Geoscience*. 2010. V. 3. №. 5. P. 363–369.
5. *Rosenau M., Horenko I., Corbi F., Rudolf M., Kornhuber R., Oncken O.* Synchronization of Great Subduction Megathrust Earthquakes: Insights from Scale Model Analysis // *J. Geophys. Res.* 2019. V. 124. №. 4. P. 3646–3661.
6. *Бондур В.Г., Зверев А.Т.* Метод прогнозирования землетрясений на основе линеamentного анализа

космических изображений // *ДАН*. 2005. Т. 402. № 1. С. 98–105.

7. *Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 242 с.
8. *Соловьев А.А., Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Добровольский М.Н., Новикова О.В.* Распознавание мест возможного возникновения землетрясений: методология и анализ результатов // *Физика Земли*. 2014. № 2. С. 3–20.
9. *Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I., Smith S.W.* Localization of Intermediate-term Earthquake Prediction // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. №. 12. P. 12763–12772.
10. *Sykes L.R., Menke W.* Repeat Times of Large Earthquakes: Implications for Earthquake Mechanics and Long-term Prediction // *BSSA*. 2016. V. 96. № 5. P. 1569–1596.
11. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
12. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
13. *Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Гарагаи И.А., Баранов Б.В., Стеблов Г.М.* Постсейсмические движения после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. на различных стадиях сейсмического цикла // *ДАН*. 2017. Т. 473. № 3. С. 359–364.
14. *Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Стеблов Г.М.* Сеймотектонические деформации, связанные с землетрясением Тохоку 2011 г., на разных стадиях сейсмического цикла по данным спутниковых геодезических наблюдений // *ДАН*. 2018. Т. 481. № 5. С. 548–552.
15. *Ozawa S., Nishimura T., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T.* Coseismic and Postseismic Slip of the 2011 Magnitude-9 Tohoku-Oki Earthquake // *Nature*. 2011. V. 475. P. 373–377.

TWO-ELEMENT KEYBOARD MODEL OF STRONGEST SUBDUCTION EARTHQUAKES GENERATION

Academician of the RAS L. I. Lobkovsky^{a,b,#}, I. S. Vladimirova^{b,c,##}, D. A. Alekseev^{a,b}, and Y. V. Gabsatarov^{b,c}

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

^b Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny, Moscow Region, Russian Federation

^c Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Obninsk, Kaluga Region, Russian Federation

[#]E-mail: llobkovsky@ocean.ru

^{##}E-mail: vladis@gsras.ru

The paper considers a model for the generation of the strongest earthquakes in subduction regions taking into account the block structure of the medium. The model is a significant development of the mathematical keyboard model of L.I. Lobkovsky by taking into account the discontinuities of not only the frontal blocks, but also the rear massif of the island arc. It is shown that the attachment of an additional structural element into the initial model leads to a more accurate assessment of a number of characteristics of the seismic process. The proposed approach allows one to take into account a wider range of geodynamic processes occurring in subduction zones at different stages of the seismic cycle, with the possibility of direct comparison of theoretical calculations with satellite geodetic data.

Keywords: seismic cycle, subduction zone, block structure of medium, earthquake generation model

УДК 550.344.56

БАЙКАЛЬСКИЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН А. Л. Собисевич¹, Д. А. Преснов^{1,*}, Ц. А. Тубанов²,
А. В. Черемных³, Д. Л. Загорский¹, А. Н. Котов¹, А. С. Нумалов¹

Поступило 21.08.2020 г.

После доработки 12.10.2020 г.

Принято к публикации 03.11.2020 г.

Представлены результаты полевого геофизического эксперимента в ледовых условиях озера Байкал, проведенного в интересах совершенствования представлений о процессах формирования и распространения гео-гидроакустических волновых процессов в системе “литосфера–гидросфера–ледовый покров”. Впервые продемонстрирована устойчивая регистрация сигналов удаленного виброрейсмического источника отдельными элементами вмороженной в лед сейсмогидроакустической антенной системы.

Ключевые слова: слоистая геофизическая среда, ледовый покров, озеро Байкал, вмороженная сейсмогидроакустическая антенна, виброрейсмический источник

DOI: 10.31857/S2686739721010217

ВВЕДЕНИЕ

Исследования сейсмогидроакустических волновых процессов в слоистой геофизической среде покрытого льдом водоема представляются важными и актуальными в связи с необходимостью экономического освоения шельфовой зоны Северного Ледовитого океана, развития транспортной и промышленной инфраструктуры Северного морского пути, а также решения ряда смежных задач, включая: мониторинг региональной сейсмичности, месторождений полезных ископаемых, изучение глубинного строения литосферы, контроль состояния ледового покрова в свете глобальных климатических изменений.

Основной задачей настоящей работы является обоснование возможности применения группы вмораживаемых в лед сейсмогидроакустических приемников для регистрации низкочастотных сигналов, несущих информацию о неоднородных структурах слоистой геофизической среды [7].

На сегодняшний день по сейсмическим данным построены крупномасштабные томографические модели мантии арктического региона [9]. С использованием поверхностных волн проведе-

на томография Арктики в целом [6]. Кроме того, отметим результаты моделирования [10], свидетельствующие в пользу перспективности размещения станций на льду для решения задач сейсмологического мониторинга. Есть все основания полагать, что дальнейшее развитие современных сейсмотомографических методов позволит успешно применять их на покрытых льдом водоемах, в том числе и в локальных исследованиях [5].

СХЕМА ЭКСПЕРИМЕНТА И ОБОРУДОВАНИЕ

Полевые работы проводились в марте 2020 г. на льду озера Байкал вблизи поселка Бугульдейка Иркутской области (рис. 1). На протяжении всего эксперимента температура воздуха оставалась в пределах от 0 до 5°C, толщина льда составляла около 1 м, а его поверхность слегка подтаивала в дневные часы.

В качестве основного геофизического инструмента использовалась вмораживаемая антенная система, состоящая из нескольких автономных геогидроакустических модулей [11], включающих в себя и вертикальные велосиметры, созданные на основе молекулярно-электронных первичных преобразователей типа СМЕ4211 производства отечественной компании “Р-сенсорс”, обеспечивающих регистрацию сигнала с амплитудой до ±5.0 мм/с в диапазоне частот 0.033–50 Гц. Дополнительно на поверхности льда в центре малоапертурной группы был установлен аналогичный, но трехкомпонентный сейсмометр с цифровым регистратором Reftek-130, а подо льдом находились

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

² Геологический институт Сибирского отделения
Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

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

*E-mail: presnov@physics.msu.ru

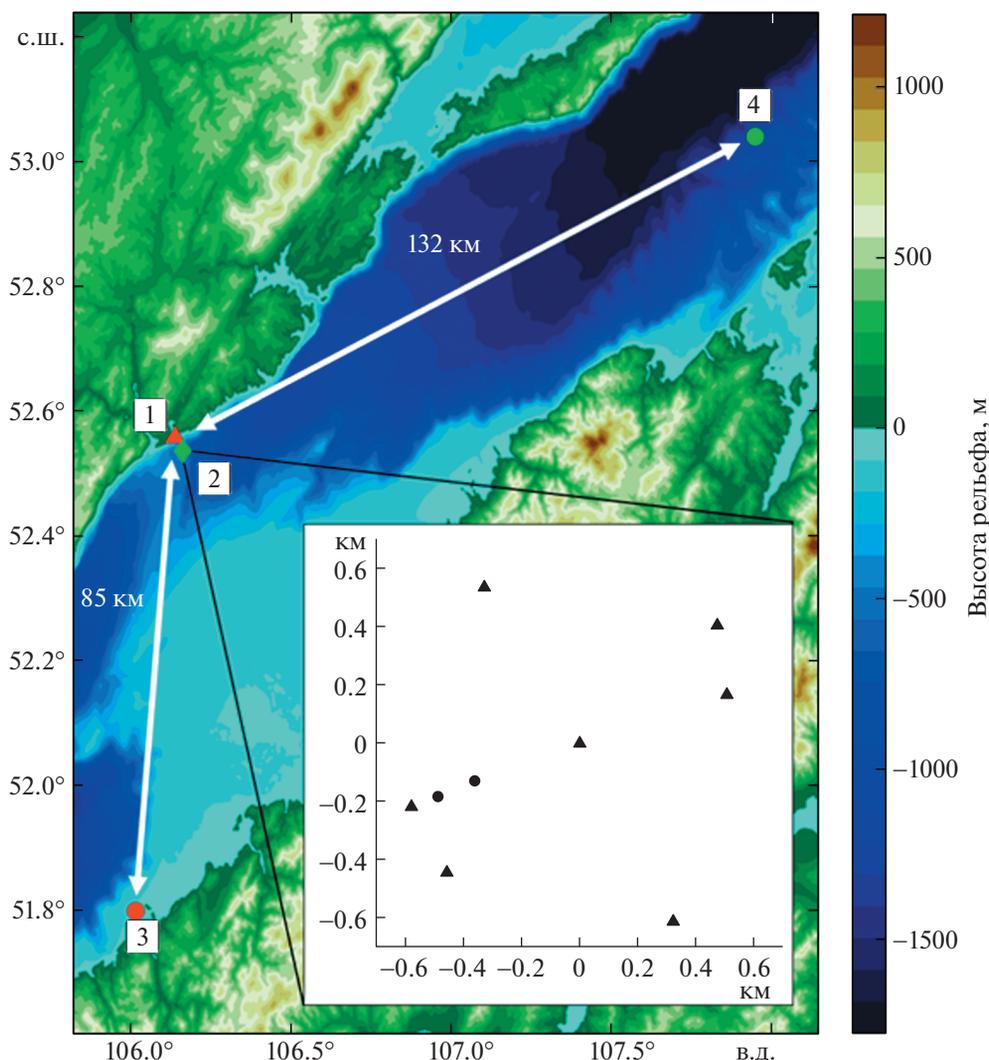


Рис. 1. Район работ и схема эксперимента на ледовом полигоне близ поселка Бугульдейка Иркутской области: 1 – опорная сейсмостанция на берегу, 2 – группа сейсмометров, установленных на поверхности льда (на врезке – схема расстановки приборов, где треугольники – сейсмометры, установленные на поверхности льда, в центре группы – трехкомпонентный сейсмоприемник; кружки – гидрофоны, размещенные в толще воды на глубине 20 м от поверхности льда; в наиболее восточной точке одновременно были установлены гидрофон и сейсмометр), 3 – сейсмический виброисточник, 4 – эпицентр местного землетрясения.

пьезокерамические гидрофоны для гидроакустических измерений в полосе частот 0.5–2500 Гц.

Геогидроакустическая антенная система с апертурой ~1.2 км на поверхности льда состояла из шести автономных модулей и одного трехкомпонентного сейсмометра (рис. 1). Глубина озера под ледовой антенной была около 400 м. Установка измерительной аппаратуры производилась с учетом опыта предшествующих исследований [4]. В толще льда оборудовалась лунка, позволяющая полностью погрузить в нее информационно-измерительный модуль, тем самым обеспечивая защиту от ветровой помехи.

В конструкции модулей предусмотрена возможность организации взаимодействия посред-

ством беспроводного интерфейса (wi-fi) для дистанционно управления и доступа к регистрируемым данным. Отметим, что подобные решения успешно применяются сегодня для решения целого ряда практически значимых задач [12]. В ходе эксперимента с 13 по 15 марта были зарегистрированы сигналы удаленного вибросейсмического источника, а также местные землетрясения.

РЕГИСТРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ ЛЬДА

Успешный опыт регистрации близких землетрясений на ледовом покрове озера Байкал [8] позволяет ставить задачу количественной интер-

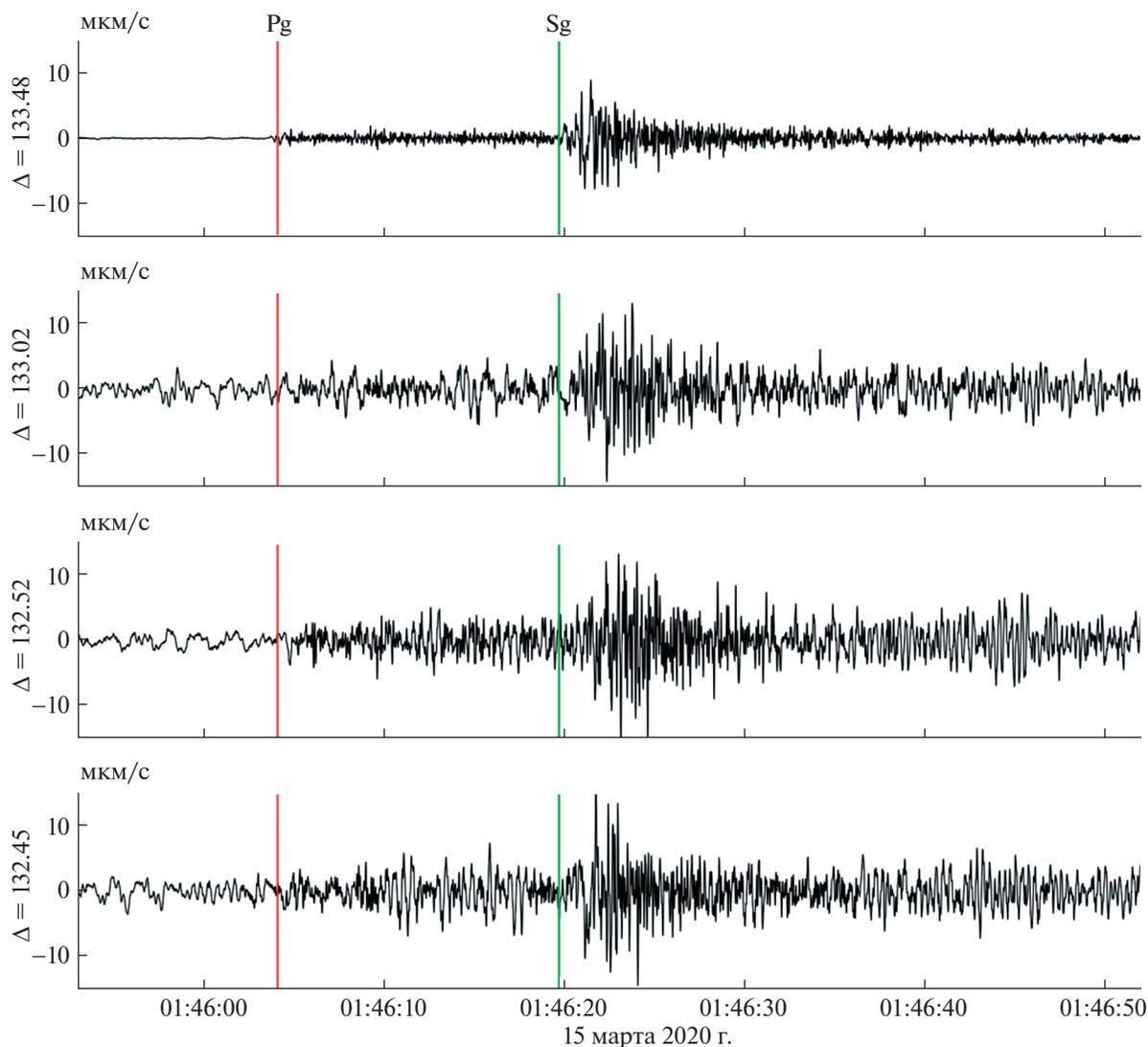


Рис. 2. Сейсмограммы землетрясения, зарегистрированные станциями на берегу (верхний график) и на поверхности льда. Слева от графиков указано эпицентральное расстояние для каждого сейсмоприемника в км. Вертикальными линиями отмечены соответственно времена вступления фаз прямых волн -Pg и -Sg согласно региональному годографу для глубины гипоцентра, равной 10 км.

претации результатов сейсмологических наблюдений – определения эпицентра, магнитуды и решения механизма очага по данным вмороженных малоапертурных групп. В качестве примера рассмотрим землетрясение 15 марта 2020 г. (см. рис. 1), магнитуда которого по данным Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН не превысила величину 3.2 (энергетический класс 9.8).

На рис. 2 приведены сейсмограммы, зарегистрированные береговой и тремя юго-восточными ледовыми станциями, данные профильтрованы в полосе частот 0.4–15 Гц. Вертикальными линиями отмечены соответственно времена вступления фаз прямых волн -Pg и -Sg согласно региональному годографу для глубины 10 км. При этом амплитуды вертикальной компоненты колебательной скорости на берегу и на поверхности льда сопоставимы.

Таким образом, наиболее интенсивная часть колебаний на льду вызвана обменной волной SgP на границе дна. Дальнейший анализ ледовых сейсмограмм обнаруживает присутствие квазипериодического сигнала на частоте 2.7 Гц, который может быть объяснен критической частотой второй нормальной моды гидроакустического волновода. И другие высокочастотные сигналы, называемые T-фазой [3], скорость распространения которых близка к скорости звука в воде.

РЕГИСТРАЦИЯ СИГНАЛОВ УДАЛЕННОГО ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ИСТОЧНИКА

Основной эксперимент был проведен с использованием мощного вибросейсмического источника ЦВО-100 [2], установленного на полигоне Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН в

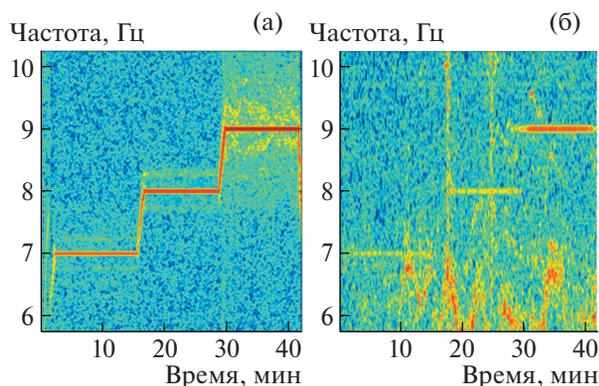


Рис. 3. Спектрограммы, полученные непосредственно вблизи мощного вибросейсмического источника (а) и на удаленном ледовом полигоне одним из геоакустических модулей вмороженной антенной системы (б).

окрестностях населенного пункта Бабушкин, на расстоянии 85 км от места расположения вмороженной антенной системы. В ходе эксперимента источник работал сеансами в монохроматическом режиме с последовательным изменением частоты. На рис. 3 приведены первые результаты удаленной регистрации работы виброисточника одним из модулей сейсмогидроакустической антенной системы (гидрофоном, размещенным в толще воды на глубине 20 м).

Таким образом, амплитуда акустического давления на частоте 9 Гц составила 0.2 мПа, при этом грубая оценка значений колебательной скорости составляет 0.13 нм/с, что сопоставимо с уровнями собственных шумов применявшихся сейсмометров. В то время, как сейсмоакустические сигналы уверенно принимаются в водной толще [1], для их непосредственной регистрации на льду целесообразно использование более чувствительных первичных преобразователей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В натурном эксперименте получены новые экспериментальные данные, позволяющие более глубоко изучить особенности распространения сейсмо- и гидроакустических волновых полей естественного и антропогенного происхождения в условиях покрытой льдом акватории. Полученные результаты свидетельствуют в пользу возможности регистрации низкочастотных сейсмоакустических сигналов на поверхности ледового покрова вмороженными антенными системами, а также применения в арктических условиях известных методов изучения глубинного строения Земли.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность директору ИЗК СО РАН, члену-корреспонденту РАН Д.П. Гладкочубу за содействие в организации и проведении натурного эксперимента, а также Л.Е. Собисевичу за конструктивную критику и плодотворные дискуссии.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-70034 и 19-35-90036).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Христофоров Б.Д. Подводные и прибрежные взрывы / Под общ. ред. В.П. Дмитриченко. СПб. Типография Премиум Пресс. 2019. 256 с.
2. Алексеев А.С., Цибульчик Г.М. (ред.) Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками. Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН. 2004. 387 с.
3. Носов М.А., Колесов С.В., Остроухова А.В., Алексеев А.Б., Левин Б.В. Упругие колебания водного слоя в очаге цунами // ДАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 255–258.
4. Преснов Д.А., Собисевич А.Л., Груздев П.Д., Игнатьев В.И., Коньков А.И., Мореев А.Ю., Тарасов А.В., Шувалов А.А., Шуруп А.С. Томографическая оценка параметров водоема при наличии ледового покрова с использованием сейсмоакустических излучателей // Акустический журнал. 2019. Т. 65. № 5. С. 688–698.
5. Преснов Д.А., Собисевич А.Л., Шуруп А.С. Исследование возможностей пассивной томографической реконструкции параметров мелкого моря по данным натурных измерений на поверхности льда // Известия РАН. Серия физическая. 2020. Т. 84. № 6. С. 815–818.
6. Середкина А.И. Поверхностно-волновая томография Арктики по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Физика Земли. 2019. № 3. С. 58–70.
7. Собисевич А.Л., Преснов Д.А., Собисевич Л.Е., Шуруп А.С. О локализации геологических отдельных арктического шельфа на основе анализа модовой структуры сейсмоакустических полей // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 80–83.
8. Черных Е.Н., Ключевский А.В., Ружич В.В. Сравнительное исследование записей близких землетрясений на скальном грунте и ледовом покрове озера Байкал // Сейсмические приборы. 2012. Т. 48. № 4. С. 55–66.
9. Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии арктического региона по данным региональной сейсмической томографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272.
10. Serdyukov A., Koulakov I., Yablokov A. Numerical Modelling of Seismic Waves from Earthquakes Record-

- ed by a Network on Ice Floes // *Geophysical Journal International*. 2019. V. 218. № 1. P. 77–87.
11. *Sobisevich A.L., Presnov D.A., Agafonov V.M., Sobisevich L.E.* New-Generation Autonomous Geohydroacoustic Ice Buoy // *Seismic Instruments*. 2018. V. 54. № 6. P. 677–681.
12. *Picozzi M., Milkereit C., Parolai S., Jaeckel K., Veit I., Fischer J., Zschau J.* GFZ Wireless Seismic Array (GFZ-WISE), a Wireless Mesh Network of Seismic Sensors: New Perspectives for Seismic Noise Array Investigations and Site Monitoring // *Sensors*. 2010. № 10. P. 3280–3304.

BAIKAL ICE-BASED SEISMOACOUSTIC EXPERIMENT

Corresponding Member of the RAS **A. L. Sobisevich^a, D. A. Presnov^{a,#}, Ts. A. Tubanov^b,
A. V. Cheremnykh^c, D. L. Zagorskiy^a, A. N. Kotov^a, and A. S. Numalov^a**

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

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

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

[#] *E-mail: presnov@physics.msu.ru*

The results of a geophysical field experiment on the ice sheet of the Lake Baikal, carried out in order to deeper understand the origin and development of geo-hydroacoustic wave processes in the “lithosphere-hydro-sphere-ice cover” layered structure are presented. For the first time, the steady recording of signals from a distant vibroseismic source by means of sole elements of an ice-based seismo-hydroacoustic array has been demonstrated.

Keywords: layered geophysical medium, Lake Baikal, ice cover, ice-based seismo-hydroacoustic array, powerful vibroseismic source

УДК 550.343

О ВРЕМЕННЫХ ЗАВИСИМОСТЯХ КОНЦЕНТРАЦИОННОГО ПАРАМЕТРА РАЗРУШЕНИЯ, ОЦЕНЕННОГО РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ

© 2021 г. Л. Р. Ботвина^{1,*}, А. Д. Завьялов², И. О. Синев^{1,3}

Представлено академиком РАН О.А. Банных 01.10.2020 г.

Поступило 02.10.2020 г.

После доработки 06.11.2020 г.

Принято к публикации 06.11.2020 г.

Получены временные зависимости концентрационного параметра разрушения, характеризующего процесс накопления дефектов, образующихся в нагружаемых объектах — образцах сталей в лабораторных экспериментах и в очаговой зоне сильного землетрясения. При растяжении образцов из конструкционных сталей концентрационный параметр разрушения оценивали по количеству и длине микротрещин (k_c) и по числу и энергии сигналов акустической эмиссии (k_{ae}). При анализе сейсмичности параметр k_{sf} определяли по потоку сейсмических событий, зарегистрированных в процессе многолетнего мониторинга сейсмичности в очаговой зоне одного из сильных землетрясений Камчатки. Установлено, что временные зависимости концентрационных параметров, полученных в условиях лабораторных экспериментов на металлических образцах и в условиях реального сейсмоактивного региона, отвечают степенным соотношениям.

Ключевые слова: концентрационный параметр разрушения, сейсмичность, поврежденность, акустическая эмиссия

DOI: 10.31857/S2686739721010059

ВВЕДЕНИЕ

Анализ закономерностей разрушения, происходящих на разных масштабных уровнях и в материалах различного генезиса, показывает возможность развития единого подхода к прогнозированию разрушения, основанного на кинетическом подобии эволюции поврежденности в деформируемом твердом теле, выраженном в определенной стадийности развития процесса разрушения [1].

Поскольку эта стадийность приводит к изменениям физических свойств, механические и физические характеристики используются в качестве диагностических параметров, определяющих стадии процесса разрушения.

Исследования по применению акустической эмиссии для диагностики разрушения металлических образцов и бетонов общеизвестны [2, 3], а из многих работ прошлого столетия [4, 5] следует также полезность использования характеристик акустической эмиссии, оцененных в процессе испытания образцов из горных пород при моделировании сейсмических процессов. В продолжение этих исследований в работах [6, 7] впервые проведено сравнение структуры сейсмического процесса со структурой акустического режима образцов горных пород в процессе сжатия и предложен способ оценки параметра концентрации акустических импульсов по данным об их числе и энергии.

При испытании металлических образцов в [8, 9] продемонстрирована возможность использования в качестве аналога магнитуды землетрясения “магнитуды разрушения”, оцениваемой по известному в сейсмологии соотношению и работе разрушения, определяемой по площади под кривой нагружения лабораторного образца. Установлена зависимость этого параметра от длительности акустического затишья, наблюдаемого перед разрушением металлических образцов из разных сталей [8], а также от радиуса корреляции (пла-

¹ Институт металлургии и материаловедения им. А.А. Байкова Российской академии наук, Москва, Россия

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

³ Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, Москва, Россия

*E-mail: lbotvina@imet.ac.ru



Рис. 1. Картины микротрещин в образце из стали 20 на разных этапах нагружения, соответствующие относительной деформации ε^* 0.35 (а), 0.78 (б) и 0.95 (в) и деформационные зависимости напряжения (пунктирная кривая), площади пор и микротрещин на поверхности образца S^* и значений k_c -параметра (г) (по данным [13]).

стической зоны) процесса развития разрушения [9]. Соотношения, описывающие эти зависимости для металлических образцов, оказались подобными соотношениям, известным в сейсмологии и связывающим продолжительность сейсмического затишья и радиус корреляции землетрясения с его магнитудой.

Отмеченные выше аналогии привели к идее оценки в процессе растяжения металлических образцов акустического параметра k_{ae} , предложенного авторами [6, 7] и полученного ими для образцов горных пород с использованием энергии акустической эмиссии и соотношения для концентрационного параметра разрушения, характеризующего процесс накопления микротрещин, полученного в [10] для полимеров, а в дальнейшем и для образцов из других материалов, включая горные породы [11].

В процессе работы мы сравнили временные зависимости k_{ae} с временными зависимостями аналогичного параметра k_{sf} [12], оцененного по данным о сейсмических событиях в области очага Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г. — одного из сильных землетрясений Камчатки, и параметра k_c , определенного по данным о накоплении механических дефектов в металлических образцах [1].

ПАРАМЕТР РАЗРУШЕНИЯ k_c , ОЦЕНИВАЕМЫЙ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЯ ДЛИНЫ И ПЛОТНОСТИ МИКРОТРЕЩИН В ОБРАЗЦЕ

Параметр концентрации дефектов k_c , характеризующий процессы образования и накопления микротрещин, предложенный в [10] при изучении полимеров и использованный в дальнейшем для анализа процесса поврежденности в кон-

струкционных металлических материалах [1, 13, 14], оценивается по соотношению:

$$k_c = \frac{1}{L_{cp} \sqrt[3]{n}}, \quad (1)$$

где L_{cp} — средняя длина микротрещин по ансамблю, n — их объемная плотность.

Этот параметр был определен на разных этапах растяжения плоских образцов из конструкционных сталей 20 [13] и 15Х2ГМФ [14] путем анализа картин микротрещин, полученных методом оптической микроскопии во время остановок лабораторного эксперимента. Пример таких картин, полученных для образцов из малоуглеродистой стали 20 на различных стадиях нагружения, представлен на рис. 1а–1в, а на рис. 1г приведены зависимости k_c и поврежденности материала S^* от относительной деформации ε^* . Видно, что при напряжении, близком к пределу прочности, начинаются интенсивный рост поврежденности и уменьшение k_c -параметра до значений ниже 2 на финальной стадии разрушения. Точнее, его значения, оцененные по картинам микротрещин, меняются от 7.7 (рис. 1а) до 1.2 (рис. 1в), и подтверждают модель, предложенную в [15], согласно которой при снижении параметра k_c ниже трех, существенно возрастает вероятность слияния микротрещин перед формированием макротрещины. В образцах из стали 20 процесс слияния микротрещин отчетливо наблюдается при деформации $\varepsilon^* = 0.78$ (рис. 1б), а при $\varepsilon^* = 0.95$ (рис. 1в) его интенсивность резко увеличивается.

Аналогичный параметр k_c был оценен по пространственному распределению активных разломов Северного Тянь-Шаня (рис. 2) [16], фактически представляющему собой временной срез процесса разрушения в рассматриваемом сейсмоактивном районе. В этом случае полученное значение $k_c = 1.1$ свидетельствует, согласно

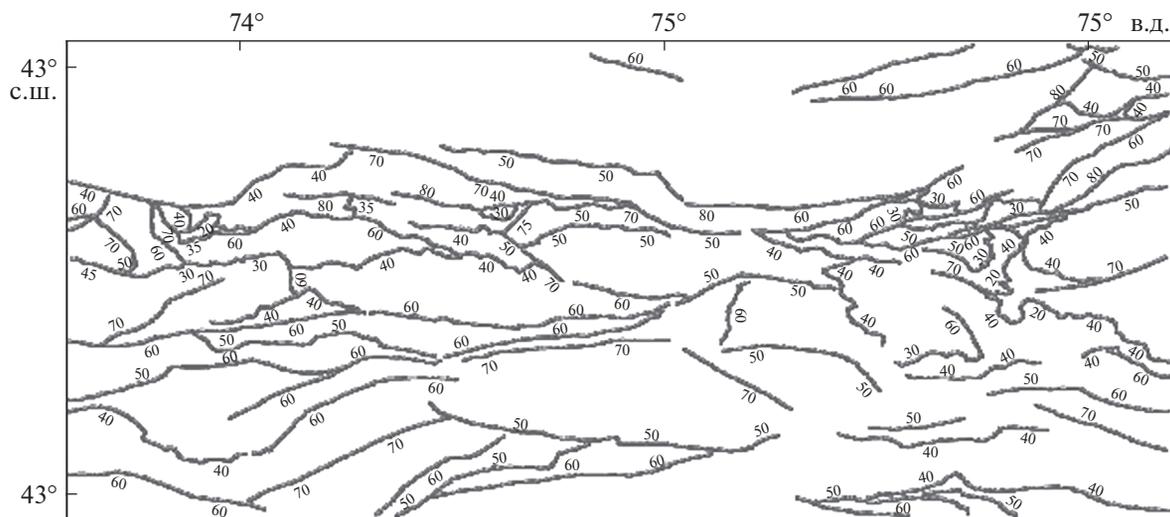


Рис. 2. Карта разломов Северного Тянь-Шаня с указанием углов погружения разломов от горизонта (по [16]).

модели [15], об активном развитии процесса взаимодействия и слияния сейсмогенерирующих разрывов, представленных на этой карте, что, собственно, и подтверждается достаточно высокой сейсмической активностью этого района.

ПАРАМЕТР РАЗРУШЕНИЯ k_{sf} , ОЦЕНИВАЕМЫЙ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАНЫМ

Аналогичный параметр k_{sf} , названный параметром концентрации сейсмогенных разрывов и оцениваемый по данным о количестве и энергии сейсмических событий, произошедших в объеме горных пород, используется в сейсмологии для прогноза сильных землетрясений [10].

При этом длина разрыва земной коры (L_j), образовавшегося в результате землетрясения, вычисляется с использованием соотношения Ю.В. Ризниченко [17], связывающего длину разрыва с энергетическим классом землетрясения (K_j), равным логарифму значений выделившейся энергии (E , Дж):

$$\lg L_j \text{ (км)} = aK_j + c, \quad (2)$$

$$K_j = \lg E, \quad (3)$$

где $a = 0.244$; $c = -2.266$ (коэффициенты a и c получены автором [17] по данным анализа большого числа сейсмических событий).

Далее, с использованием значений L_j и соответствующего кумулятивного числа сейсмических событий $\sum n_j$ по соотношению (1) производился расчет параметра плотности сейсмогенных разрывов k_{sf} .

В нашем случае мы рассчитывали параметр k_{sf} в очаговой области одного из сильнейших Камчатских землетрясений с магнитудой $M = 7.9$ (энергетический класс по региональному каталогу землетрясений Камчатки $K = 15.5$). Размер области был выбран 100×100 км по площади и 100 км в глубину. Заметим, что гипоцентр этого землетрясения находился на глубине 10 км. В расчетах использованы землетрясения с энергетическим классом $K \geq 9.5$, являющиеся представительными (регистрируемыми без пропусков) для всей Камчатки на протяжении всего периода наблюдений.

В [12] отмечено, что за несколько лет до момента будущего землетрясения в области его гипоцентра формируется зона пониженных значений k_{sf} , что подобно снижению k_c -параметра при слиянии микротрещин в металлическом образце при приближении к моменту его макроразрушения.

ПАРАМЕТР РАЗРУШЕНИЯ k_{ae} , ОЦЕНИВАЕМЫЙ ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

По аналогии с оценкой k_{sf} , по количеству и энергии сигналов акустической эмиссии, регистрируемых в процессе деформирования образцов из конструкционных материалов, и с использованием соотношений (1, 2, 3), оценены значения параметров концентрации акустических событий k_{ae} при растяжении образцов из стали 15Х2ГМФ и стали 20:

$$k_{ae} = \frac{1}{L_{ae} \sqrt[3]{n_{ae}}}, \quad (4)$$

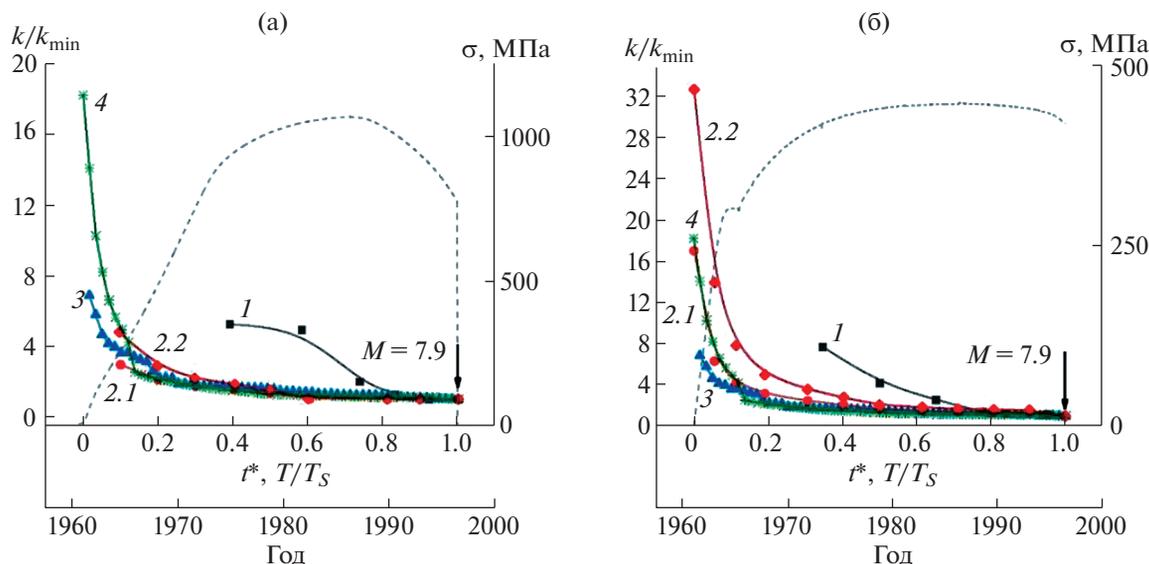


Рис. 3. Кривые нагружения (отмеченные пунктиром) образцов из стали 15X2ГМФ (а) [14] и стали 20 (б) [13], отношения k/k_{\min} текущих значений параметров k_c , k_{ae} и k_{sf} в функции относительного времени до разрушения образцов (t^*) и в функции относительного T/T_S и абсолютного времени до землетрясения (годы): k_c , оцененные по картинам микротрещин в сталях (кривые 1); k_{ae} , оцененные для тех же сталей с использованием соотношений (6, 7) (кривые 2.1) и соотношения (8) (кривые 2.2); k_{ae} для образцов из гранита Вестерли (кривые 4) [6, 7]; k_{sf} (кривые 3) [12].

$$n_{ae} = \frac{\sum N_{ae}}{V_0}, \quad (5)$$

где n_{ae} — плотность сигналов акустической эмиссии в объеме образца V_0 , $\sum N_{ae}$ — суммарное кумулятивное число сигналов акустической эмиссии на j -м этапе нагружения; L_{ae} — средняя кумулятивная длина микротрещин по ансамблю на j -м этапе нагружения, пропорциональная энергии акустической эмиссии E_{ae} и оцененная по соотношениям (6) и (7)

$$\lg L_{ae} = aK_{ae} + c, \quad (6)$$

$$K_{ae} = \lg E_{ae}. \quad (7)$$

При выборе значений коэффициентов a и c мы исходили из следующих соображений. В своей работе Ю.В. Ризниченко [17] допускает использование соотношения (2) в широком интервале энергетических классов (от 0 до 20). Энергетические классы акустических импульсов, равные логарифму значений выделившейся энергии акустической эмиссии, при испытании металлических образцов близки к нулю в сравнении со значениями K при образовании сейсмогенных разрывов, т.е. они попадают в указанный интервал. Однако, при длине микротрещин в металлических образцах ~ 5 мкм, $\lg L_{ae} = \lg(5 \times 10^{-9}) = -8.301$, т.е. коэффициент в формуле Ризниченко принимает $c = -8.3$. Угловой коэффициент a , равный показателю степенной зависимости Ризниченко ($L_{ae} \sim E^a$), оставляем прежним, допуская, что на

масштабном уровне, соответствующем разрушению металлических образцов, этот показатель сохраняется.

Поэтому для оценки значений k_{ae} для металлических образцов по соотношению Ризниченко мы выбрали следующие значения коэффициентов в уравнении (6): $a = 0.244$ и $c = -8.301$. Результаты оценки k_{ae} с учетом этих коэффициентов представлены на рис. 3 (кривые 2.1).

При испытании гранита авторы [7] оценивали параметр k_{ae} по другому соотношению, исходя из соображения, что акустическая энергия E_j , выделившаяся при образовании трещины длиной l_j , пропорциональна l_j^3 . Принимая E_j , равной квадрату амплитуды акустического сигнала U_j^2 , и $l_j = \eta U_j^{2/3}$, где η — постоянный коэффициент, с использованием соотношения (1) они получили:

$$k_{ae} = P_k = v n^{2/3} / \sum U_j^{2/3}, \quad (8)$$

где $v = 1/\eta V^{1/3}$, а V — объем нагруженного объекта. Результаты оценки k_{ae} по соотношению (8) для образцов из гранита представлены на рис. 3 (кривые 4).

Подобное соотношение было использовано нами и для оценки параметра k_{ae} по данным измерения акустической эмиссии при растяжении металлических образцов, результаты представлены на рис. 3 (кривые 2.2).

Таблица 1. Значения показателей m в соотношении (9) по данным оценки k_c , k_{ae} , k_{sf} -параметров

Материал	$k_c(R^2)$	$k_{ae}(R^2)$, оцененный с использованием соотношений (6, 7)	$k_{ae}(R^2)$, оцененный по соотношению (8)	$k_{sf}(R^2)$ – Кронцокое землетрясение
15Х2ГМФ	2.0 (0.88)	0.5 (0.93)	0.7 (0.97)	0.5 (0.97)
Сталь 20	2.0 (0.98)	0.5 (0.98)	0.5 (0.89)	
Гранит Вестерли (по [6, 7])	–	–	0.6 (0.95)	

Примечание. В скобках указаны значения коэффициента достоверности аппроксимации R^2 .

Рассмотрим временные зависимости оцененных концентрационных параметров разрушения, которые важны с позиции возможного прогнозирования с их использованием критического события.

ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ k_c , k_{sf} И k_{ae} ВО ВРЕМЕНИ

На рис. 3 приведены временные зависимости отношений текущих значений оцененных параметров к минимальным значениям, определенным для каждого из них. По оси абсцисс отложено относительное время t^* до разрушения металлических образцов (кривые 1 и 2) и образцов из гранита (кривые 4), и относительное время до землетрясения T/T_S с магнитудой $M = 7.9$ ($K = 15.5$), момент которого отмечен стрелкой (кривые 3). Приведена также и текущая временная шкала развития сейсмического процесса (годы).

Использование шкалы относительного времени дает нам возможность совместить на одном графике все временные зависимости оцененных параметров, характеризующих процессы разрушения на различных масштабных уровнях. Важно отметить, что правые концы всех графиков совмещены и соответствуют времени разрушения образцов и моменту землетрясения.

Как видно из рис. 3, значения всех параметров снижаются перед основным событием (разрушением образца или землетрясением), причем временные зависимости акустических параметров (кривые 2.1, 2.2 и 4) близки зависимости от времени сейсмического параметра (кривая 3). Однако кривые 1, отвечающие временным зависимостям параметра поврежденности k_c для сталей, смещены вправо относительно других кривых по временной оси в сторону финального разрушения.

Это объясняется тем, что кривые 1 характеризуют процесс накопления и слияния микротрещин непосредственно перед разрушением (интервал относительного времени от 0.4 до 1.0), тогда как кривые 2.1, 2.2 и 4 описывают процесс

разрушения на ранней стадии появления меньших по размеру дефектов, в основном, дефектов другого масштабного уровня (дислокаций в металле или микросдвигов в образцах горных пород), вызывающих, тем не менее, изменение акустических свойств материалов. Другими словами, временные зависимости оцененных параметров разрушения характеризуют разные стадии развития несплошностей. Отметим также, что временные графики всех трех параметров, полученные по независимым данным, ведут себя аналогичным образом перед возникновением макроразрушения (землетрясения), а их относительные величины практически совпадают.

Установлено, что все полученные временные зависимости отвечают степенным соотношениям вида:

$$k = At^{-m}, \quad (9)$$

с показателями m , представленными в табл. 1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ временных зависимостей параметров k_{ae} , оцененных методом акустической эмиссии в сталях, показывает, что их значения выше значений k_c и отвечают ранней стадии развития поврежденности по сравнению с зависимостями параметра k_c , характеризующего реальную поврежденность S^* . Причина состоит в том, что уже на стадии упругой деформации в отдельных объемах образца появляется микротекучесть, обусловленная движением дислокаций, которые вносят вклад в увеличение числа акустических событий на начальной и последующих стадиях накопления повреждений. По этой причине, а также в силу того, что акустическая эмиссия регистрируется при движении любого дефекта, а не только при развитии микротрещин, трудно ожидать, что критическое значение k_{ae} будет обязательно удовлетворять модели [15], предполагающей соответствие средней длины микротрещин расстоянию между ними и $k_{ae} \leq 3$.

Временные зависимости k_{sf} и параметра k_{ac} , полученного при сжатии образцов гранита, также располагаются в области начальной стадии развития повреждений. Поэтому, хотя все три параметра оцениваются по подобным соотношениям, их вряд ли можно считать равнозначными.

Но, с другой стороны, все они снижаются со временем, подобно уменьшению величины наклона графика повторяемости (b -параметра) перед главным толчком [12], которому предшествует период затишья. Можно, вероятно, утверждать, что причина затишья и снижения k - и b -параметров одна и та же — локализация разрушения и связанное с ней уменьшение числа событий и увеличение размера дефекта. Более чувствительные, акустические характеристики реагируют на процесс локализации разрушения раньше.

Взаимосвязь оцененных по картинам микротрещин k_c - и b_c -параметра (углового коэффициента кривых, построенных в координатах кумулятивное число—длина микротрещин [1, 18]), а также снижение b_c -параметра в начале периода затишья перед разрушением [1, 14], подтверждают данные, полученные при испытании металлических образцов.

Результаты исследования, по нашему мнению, свидетельствуют об общей природе кинетических закономерностей процессов разрушения, происходящих на разных масштабных уровнях, и об информативности концентрационных параметров разрушения, в том числе акустического параметра k_{ac} . Временные зависимости этого параметра могут быть использованы для анализа и моделирования процесса разрушения на ранней стадии развития поврежденности, а также для прогнозирования критического события — разрушения образца или землетрясения. Действительно, хотя полученные временные зависимости параметров представлены в относительных координатах, установленные степенные соотношения, а главное, показатели в этих соотношениях не изменятся при построении кривых в ненормированных координатах, что позволит по начальным данным оценивать время основного события.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты № 16-58-48008 ИНД_ом и № 18-05-00096-а, а также программ государственных заданий ИМЕТ РАН (№ 075-00947-20-00) и ИФЗ РАН (№ 0144-2019-0010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ботвина Л.Р. Разрушение: кинетика, механизмы, общие закономерности. М.: Наука. 2008. 334 с.

- Middleton C.A., et al. Detecting and Monitoring Cracks in Aerospace Materials Using Post-Processing of TSA and AE Data // Met. 2019. V. 9. № 7. P. 748.
- Shiotani T., et al. Application of AE Improved b-value to Quantitative Evaluation of Fracture Process in Concrete Materials // J. Acoust. Emiss. 2001. V. 19. P. 118–133.
- Scholz C.H. Microfractures, Aftershocks, and Seismicity // Bull. Seismol. Soc. Am. 1968. V. 58. №3. P. 1117–1130.
- Mogi K. Study of Elastic Shocks Caused by the Fracture of Heterogeneous Materials and Its Relations to Earthquake Phenomena // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1962. V. 40. P. 125–173.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Завьялов А.Д. Особенности формирования и эволюции акустического режима в образцах горных пород // ДАН. 1995. Т. 343. № 6. С. 818–823.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Завьялов А.Д. Структура акустического режима в образцах горных пород и сейсмический процесс // Физика Земли. 1995. № 1. С. 38–58.
- Ботвина Л.Р., Шебалин П.Н., Опарина И.Б. Механизм временных вариаций сейсмичности и акустической эмиссии перед макроразрушением // ДАН. 2001. Т. 376. № 4. С. 480–484.
- Ботвина Л.Р., Тютин М.Р. Фрактальные свойства картин множественного разрушения // ДАН. 2007. Т. 417. № 3. С. 385–388.
- Журков С.Н., Куксенко В.С., Слуцкер А.И. Образование субмикроскопических трещин в полимерах под нагрузкой // ФТТ. 1969. Т. 11. № 2. С. 296–307.
- Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А., Савельев В.Н., Султанов У.С. О прогнозировании разрушения горных пород // Изв. АН СССР. Физика земли. 1977. № 6. С. 11–18.
- Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. Основы. Методика. Реализация. М.: Наука. 2006. 243 с.
- Ботвина Л.Р., Болотников А.И., Синева И.О. Иерархия микротрещин при циклическом и статическом нагружении // Физическая мезомеханика. 2019. Т. 22. № 6. С. 24–36.
- Ботвина Л.Р. и др. Механические и физические свойства, механизмы разрушения и остаточная прочность стали 15Х2ГМФ, используемой для изготовления нефтяных штанг // Деформация и разрушение материалов. 2020. № 9. С. 22–34.
- Панасюк В.В., Лозовий Б.Л. О распространении двух трещин неравной длины // ДАН УССР. 1962. Т. 11. С. 1444–1447.
- Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1225–1250.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9–27.
- Ботвина Л.Р., Ротвайн И.М., Кейлис-Борок В.И., Опарина И.Б. О характере зависимости Гутенберга-Рихтера на различных стадиях накопления повреждений и подготовки землетрясений // ДАН. 1995. Т. 345. С. 809–812.

**ON THE TIME DEPENDENCES OF THE FRACTURE CONCENTRATION
PARAMETER ESTIMATED BY DIFFERENT METHODS****L. R. Botvina^{a,#}, A. D. Zavyalov^b, and I. O. Sinev^{a,c}**^a *Baikov Institute of Metallurgy and Materials Science of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*^b *Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*^c *Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russian Federation*[#] *E-mail: lbotvina@imet.ac.ru*

Presented by Academician of the RAS O.A. Bannykh October 1, 2020

The time dependences of the fracture concentration parameter characterizing the process of accumulation of defects formed in loaded objects – steel samples in laboratory experiments and in the source zone of a strong earthquake were obtained. At tension of steel specimens, the concentration parameter was evaluated using the number and length of microcracks (k_c) and the number and energy of acoustic emission signals (k_{ac}). At analyzing seismicity, the k_{sf} parameter was determined from the seismic events flow recorded during long-term monitoring of seismicity in the source zone of one of the strong Kamchatka earthquakes. It has been established that the time dependences of the concentration parameters obtained in laboratory experiments on metal samples and in conditions of a real seismically active region correspond to power-law relationships.

Keywords: concentration parameter of fracture, seismicity, damage, acoustic emission

УДК 550.834.5; 553.98

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРАТИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА В АРКТИЧЕСКИХ РЕГИОНАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН В. А. Конторович^{1,2,*}, академик РАН А. Э. Конторович^{1,2}

Поступило 05.11.2020 г.

После доработки 05.11.2020 г.

Принято к публикации 06.11.2020 г.

Анализ новейших сейсмических материалов показал, что в западной части моря Лаптевых и на континентальной окраине Сибирской платформы развиты мощные осадочные бассейны. Они разделены крупным выступом фундамента, наличие которого затрудняет сопоставление осадочных комплексов на континенте и в акватории. Выполнен комплексный анализ геолого-геофизических материалов по континентальной окраине Сибирской платформы, акватории моря Лаптевых и сопредельным складчатым сооружениям, построены и сопоставлены сейсмогеологических модели осадочных комплексов на территории и в акватории, проанализированы потенциальные поля, построена структурная карта по кровле фундамента. Сравнительный анализ геолого-геофизических материалов показал, что западная часть моря Лаптевых в геологическом плане представляет собой северное продолжение Сибирской платформы и перспективы нефтегазоносности этой части акватории будут связаны преимущественно с верхнепротерозойско-палеозойскими отложениями.

Ключевые слова. Сибирская платформа, Лено-Анабарская и Анабаро-Хатангская нефтегазоносные области, море Лаптевых, Лаптевоморский бассейн, сейсмический разрез, сейсмокомплекс, отражающий горизонт, фундамент, осадочный бассейн

DOI: 10.31857/S2686739721010102

ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена построению сейсмогеологических моделей осадочных комплексов северной континентальной окраины Сибирской платформы и западной части акватории моря Лаптевых. В плане нефтегазогеологического районирования исследуемая территория охватывает Анабаро-Хатангскую и Лено-Анабарскую нефтегазоносные области (НГО) Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП) [1, 2] и Западно-Лаптевоморскую перспективную нефтегазоносную провинцию (ПНГП). В административном отношении континентальная часть исследуемой территории расположена на северо-востоке Красноярского края и северо-западе Республики Саха (Якутия).

Лено-Анабарская и Анабаро-Хатангская НГО являлись объектами систематических целенаправленных нефтепоисковых исследований в 30–

80-х годах прошлого столетия. В те 70–80-е годы на этой территории была отработана сеть сейсмических профилей, выполнены грави-магниторазведочные работы, пробурены глубокие скважины, выполнены многочисленные научные и аналитические исследования.

Сейсморазведка МОГТ. В 1983–1991 гг. на побережье моря Лаптевых на территории республики Саха (Якутия) и северо-западе Красноярского края была отработана сеть региональных сейсмических профилей и проведены площадные сейсморазведочные работы, которые выполнялись по традиционной для того периода методике МОГТ с 12-кратным перекрытием. В 90-х годах прошлого столетия морская сейсмика МОГТ с 6-кратным перекрытием была также отработана в Хатангском заливе.

Новейший этап изучения северных районов Сибирской платформы и западной части моря Лаптевых начался в XXI веке, когда в рамках Федеральной программы на этой территории были проведены современные геофизические исследования и пробурена серия глубоких колонковых скважин.

Несмотря на многолетние геолого-геофизические работы, проводившиеся на рассматриваемой

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

Таблица 1. Стратиграфическая приуроченность отражающих горизонтов

Стратиграфическая приуроченность	Индекс отражающего горизонта (Сибирская платформа)	Возможный аналог (море Лаптевых)
Подошва мезозоя/кровля перми	T_0	S_7
Подошва перми/граница регионального эрозионного среза	P_0	S_5
Подошва палеозоя/кровля венда	PZ_0	S_4
Кровля рифея	RR	S_3
Внутри рифея	R_1-R_4	S_1-R_3
Подошва платформенного рифея/кровля архея	R_0	F

мой территории, ее изученность остается крайне низкой: на исследуемой территории отработано 19000 км сейсмических профилей МОГТ; плотность сейсмических наблюдений в Анабаро-Хатангской и Лено-Анабарской НГО составляет 0.095 км/км²; в западной части моря Лаптевых, в пределах обеспеченного сейсмикой полигона площадью 104000 км²—0.05 км/км².

Глубоким бурением Лаптевоморская ПНГП бурением не изучена. В Анабаро-Хатангской НГО пробурено 54 поисково-оценочных скважины на 15 площадях.

1. СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Анализ временных сейсмических разрезов и данных глубокого бурения позволяет выделить в осадочном чехле исследуемого региона 5 регионально-развитых сейсмогеологических мегакомплексов: рифейский, вендский, ниже-среднепалеозойский, верхнепалеозойский (пермский) и мезозойский, которые в кровле и подошве контролируются сейсмическими реперами (табл. 1, рис. 1).

Анализ сейсмических разрезов свидетельствует о том, что в западной части моря Лаптевых также получила развитие мощная толща осадочных платформенных отложений, в пределах которой можно выделить серию сейсмогеологических мегакомплексов.

К кровлям мегакомплексов приурочены энергетически-выраженные отражающие сейсмические горизонты, которые при отсутствии данных бурения условно проиндексированы (снизу-вверх) S_1-S_7 . Основание платформенных отложений контролируется отражающим горизонтом F , формирующимся на кровле фундамента, который характеризуется слабоамплитудным хаотическим рисунком сейсмической записи (см. рис. 1).

В акватории моря Лаптевых не пробурено ни одной глубокой скважины и вопросы, касающиеся

стратификации отражающих горизонтов, возрастных датировок фундамента и платформенных осадочных комплексов, являются дискуссионными.

Взгляды исследователей на геологическое строение западной части моря Лаптевых отличаются кардинально.

В 70–80-х годах прошлого столетия доминировали взгляды школы академика И.С. Грамберга, в рамках которых предполагалось, что западная часть шельфа моря Лаптевых является продолжением древней Сибирской платформы, и на этой территории развиты как древние, так и молодые осадочные комплексы от рифея до кайнозоя, залегающие на архейско-протерозойском фундаменте [6–8].

С конца 90-х годов XX века и по настоящее время в большинстве публикаций делается вывод о том, что осадочные платформенные толщи Сибирской платформы не уходят на шельф моря Лаптевых, и в акватории фундамент имеет позднекеммерийский возраст, а весь осадочный чехол сложен верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями [9–12].

Выполненный в ИНГГ СО РАН анализ геолого-геофизических материалов показал, что на сейсмических разрезах Северо-Сибирский и Лаптевоморский бассейны разделены крупным выступом фундамента. Наличие этого выступа не позволяет однозначно сопоставить сейсмокомплексы, выделяемые на континентальной окраине Сибирской платформы и в акватории (рис. 2).

В ситуации неоднозначности стратификации сейсмокомплексов на континенте и в акватории, единственной сквозной границей является кровля фундамента (подошва чехла). На сейсмических разрезах формирующийся на этой поверхности горизонт R_0 (F) отделяет высокоамплитудные субпараллельные волновые поля, подчеркивающие платформенный облик отложений, от фундамента, характеризующегося слабоамплитудным хао-

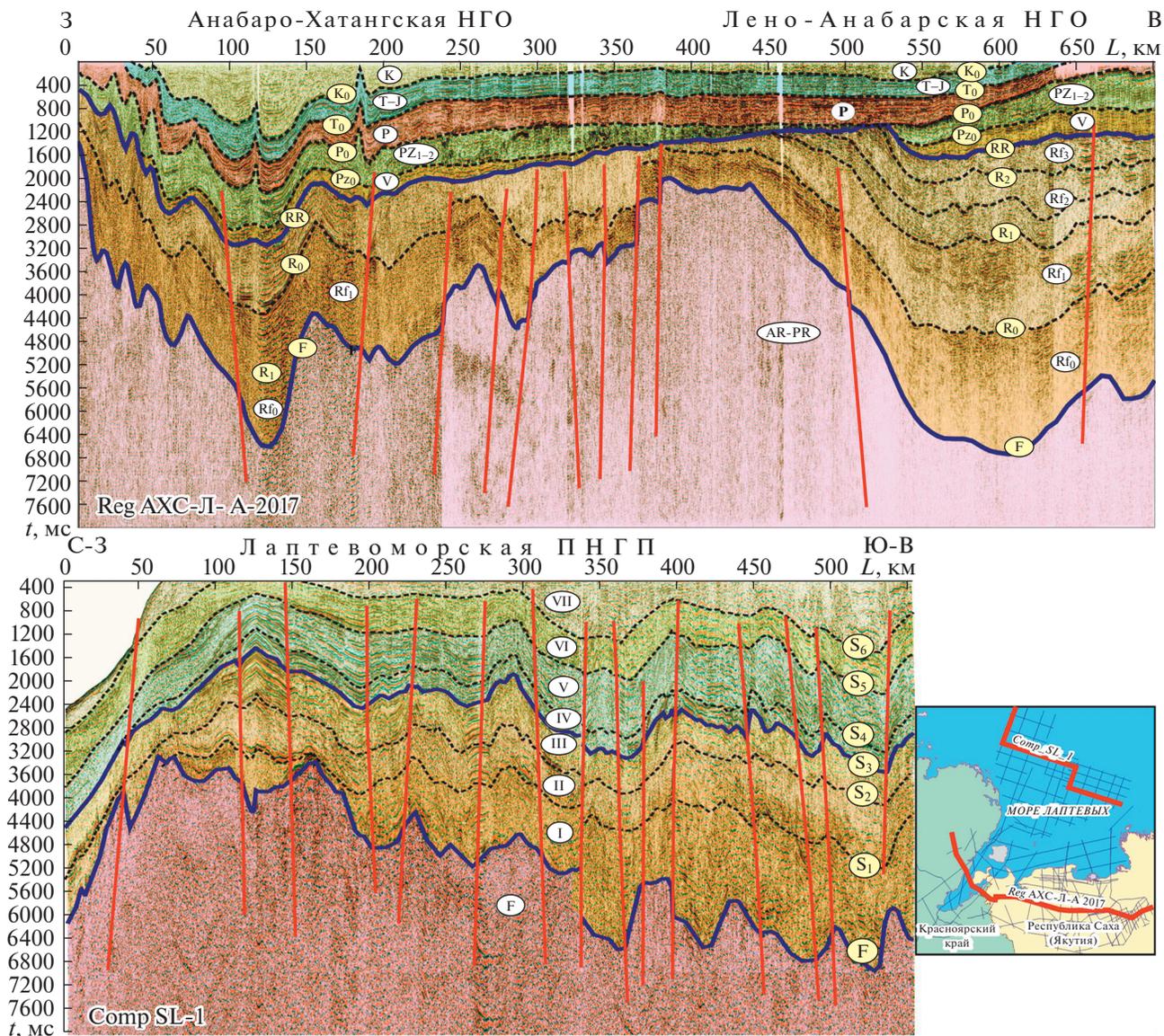


Рис. 1. Сейсмогеологическая характеристика разрезов континентальной окраины Сибирской платформы и акватории моря Лаптевых.

тическим рисунком сейсмической записи (см. рис. 1, 2).

Для арктических регионов Сибирской платформы и западной части акватории моря Лаптевых была построена структурная карта по кровле фундамента (рис. 3). Анализ этих материалов показал, что на северо-востоке рассматриваемой территории в акватории моря Лаптевых расположена Лаптевоморская мегасинеклиза, отделенная от континентальной части крупным выступом фундамента – Береговой грядой, которая протягивается от восточной границы п-ва Таймыр вдоль побережья моря Лаптевых до дельты Лены. На крайнем севере Сибирской платформы в рельефе фундамента выделяются разделенные сед-

ловиной Анабаро-Хатангская и Лено-Анабарская, в южной части – северное окончание Анабарской антеклизы. В наиболее погруженных частях надпорядковых депрессий, расположенных на континенте и в море, мощность осадочного чехла составляет 16–20 км; в пределах Береговой гряды и Анабарской антеклизы уменьшается до 2–4 км.

2. К ВОПРОСУ СТРАТИФИКАЦИИ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

В настоящее время в ИНГГ СО РАН проанализированы геолого-геофизические материалы

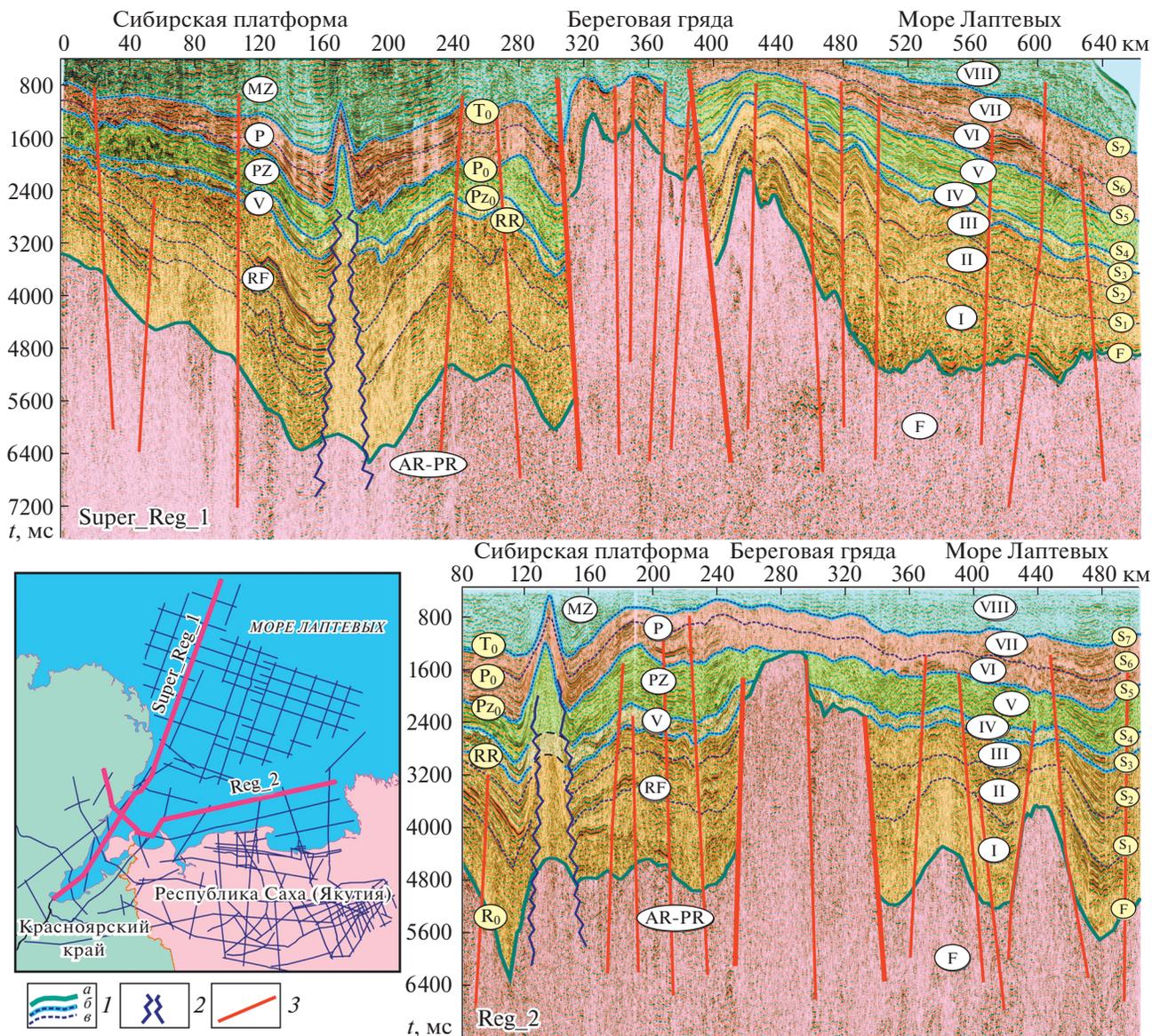


Рис. 2. Сопоставление волновых полей в Арктических регионах Сибирской платформы и акватории моря Лаптевых. 1 – сейсмические горизонты: а – кровля фундамента, б – опорные, в – дополнительные; 2 – соляные купола, 3 – разломы.

по континентальной окраине Сибирской платформы, морю Лаптевых, п-ву Таймыр и островам, в том числе выполнена интерпретация всей отработанной в этом регионе сейсмике по Анабаро-Хатангской, Лено-Анабарской НГО и Лаптевоморской ПНГП.

Выполненные исследования позволили сделать вывод о том, что, несмотря на недостаточность данных, более вероятной является модель продолжения Сибирской платформы в западную часть моря Лаптевых.

В качестве аргументов этой точки зрения отметим следующее:

1. В случае, если весь осадочный чехол сложен позднемиоценовыми и кайнозойскими осадками, то большие мощности платформенных отложений (до 20 км) предполагают и чрезвычайно высокие темпы осадконакопления – 150–200 м/млн л (в 3–4 раза выше, чем в неокое Западной Сибири, где формирование осадков происходило в условиях “лавинной седиментации”). При этом непонятно, какие области могли служить источниками сноса терригенного материала при формировании такой мощной толщи позднемиоценовых и кайнозойских осадков.

2. В качестве обоснования причины формирования мощных толщ верхнемиоценовых и кайнозой-

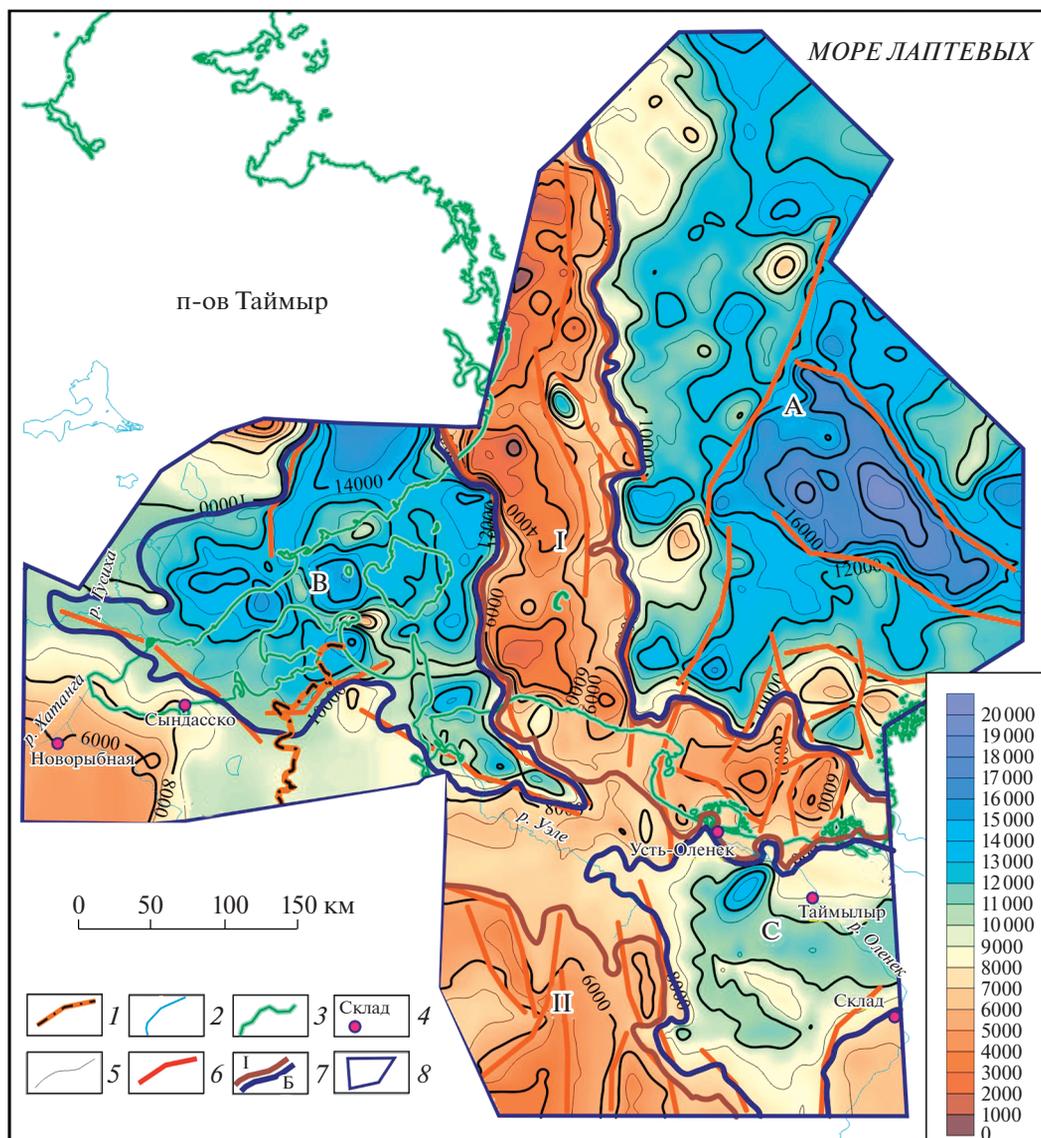


Рис. 3. Структурная карта кровли фундамента/подшвы платформенных отложений. 1 – административная граница; 2 – реки; 3 – береговая линия, острова; 4 – населенные пункты; 5 – изогипсы кровли фундамента; 6 – разрывные нарушения; 7 – границы положительных и отрицательных надпорядковых структур: I – Береговая гряда, II – Анабарская антеклиза; А – Лаптевоморская, В – Анабаро-Хатангская, С – Лено-Анабарская мегасинеклизы/синеклизы; 8 – регион исследований.

ских осадков в западной части моря Лаптевых чаще всего приводится кайнозойский рифтогенез.

2а). Формирование рифтовых систем, как правило, сопровождается образованием протяженных глубинных разломов, которые находят отражение в потенциальных полях в виде линейных аномалий повышенных значений гравитационного и, особенно, магнитного полей. Ничего подобного в море Лаптевых не наблюдается.

2б). В случае резкого кайнозойского раздвига, формирования контрастного грабена и его интенсивного заполнения, вероятно, можно ожидать очень высокие темпы формирования осад-

ков. Однако в этом случае процесс заполнения депрессии должен носить “свальный” характер, который на сейсмических разрезах, как правило, отображается косослоистым рисунком сейсмической записи; при этом сейсмofации верхнемеловых комплексов, сформировавшихся до процессов рифтогенеза, должны существенно отличаться от кайнозойских волновых полей. В западной части моря Лаптевых на временных разрезах все сейсмокомплексы залегают субпараллельно и характеризуются однотипным рисунком сейсмической записи. При этом характер выклинивания сейсмокомплексов на Таймырский дислоциро-

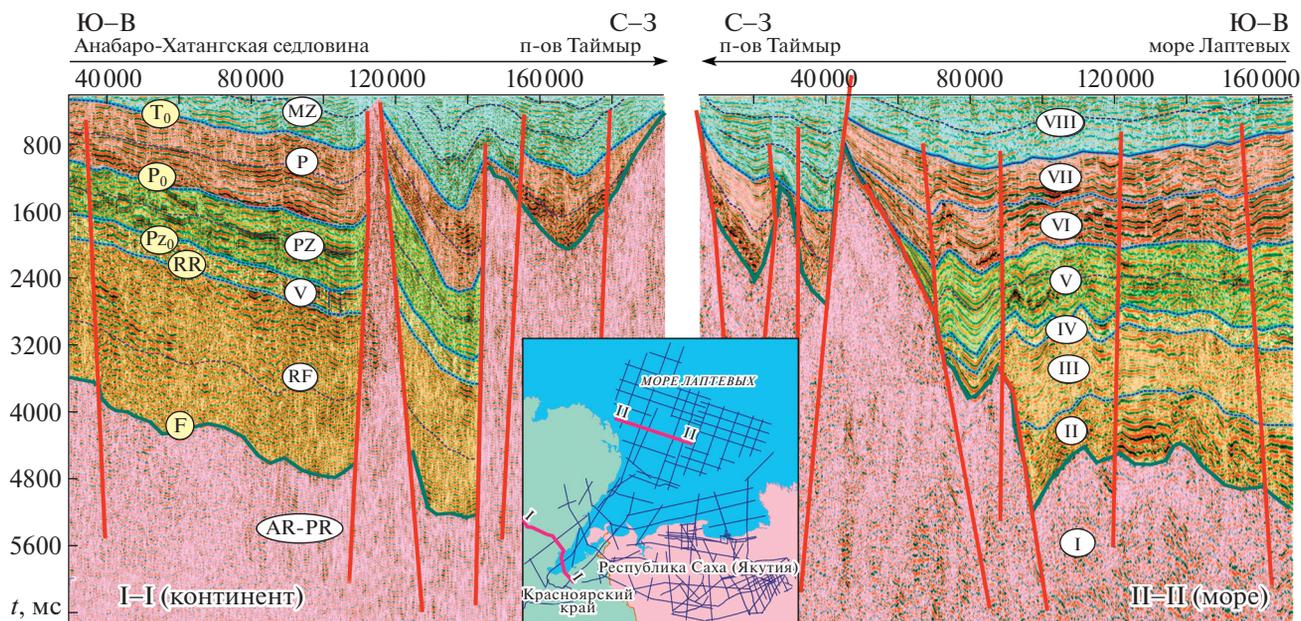


Рис. 4. Характер выклинивания сейсмокомплексов на складчатые сооружения Таймыра на континенте и в акватории.

ванный блок в море и на континенте абсолютно идентичен (рис. 4).

3. Анализ волновых полей на сейсмических разрезах по континентальной окраине Сибирской платформы и акватории моря Лаптевых позволяет констатировать их существенное сходство.

Учитывая физическую природу сейсморазведки, волновые поля в разновозрастных бассейнах, имеющих разное геологическое строение, могут быть похожи. В то же время практически одинаковые мощности платформенных отложений на континенте и в море, и совпадение рисунков сейсмической записи, в том числе высокоамплитудных цугов сейсмических колебаний на границах и внутри отдельных сейсмокомплексов, сложно отнести к случайным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный в ИНГГ анализ геолого-геофизических материалов по континентальной окраине Сибирской платформы, акватории моря Лаптевых и сопредельным складчатым сооружениям позволил сделать вывод о том, что западная часть моря Лаптевых в геологическом плане представляет собой северное продолжение Сибирской платформы, и перспективы нефтегазоносности западной части моря Лаптевых будут связаны преимущественно с верхнепротерозойско-палеозойскими мезозойскими отложениями.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках проектов НИР ИНГГ СО РАН при финансовой поддержке РФФИ Ресурсы Арктики, проект 18-05-70105.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Старосельцев В.С. Тектоническое и нефтегазогеологическое районирование южного побережья и прилегающего шельфа моря Лаптевых // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 3(11). С. 32–37.
2. Ступакова А.В., Бордунов С.И., Сауткин Р.С., Сулова А.А., Перетолчин К.А., Сидоренко С.А. Нефтегазоносные бассейны Российской Арктики // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 30–47.
3. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковичина Е.В. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.
4. Конторович В.А., Конторович А.Э., Губин И.А., Зотеев А.М., Лапковский В.В., Мальшев Н.А., Соловьев М.В., Фрадкин Г.С. Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геология и геофизика. — 2013. Т. 54. № 8. С. 1253–1274.
5. Конторович В.А., Калинина Л.М., Калинин А.Ю., Соловьев М.В. Структурно-тектоническая характеристика и перспективы нефтегазоносности Анабаро-Хатангской седловины (Хатангский залив моря Лаптевых и прилегающие территории) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 3. С. 1–18. http://www.ngtp.ru/rub/2019/24_2019.html.

6. *Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Грамберг И.С., Шимараев В.Н.* Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири // Сов. геология. 1976. № 9. С. 23–38.
7. *Виноградов В.А.* Море Лаптевых // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9: Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 51–60.
8. *Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. 29. Вып. 5. С. 789–795.
9. *Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E.* Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357.
10. *Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суцов Ю.И., Рукавишников Д.Д.* Новый взгляд на геологическое строение осадочного чехла моря Лаптевых // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 5–16.
11. *Hinz K., Block M., Delisle G., Franke D., Kos'ko M.K., Neben S., Reichert C., Roeser H.A., Drachev S.* Deformation of Continental Lithosphere on the Laptev Sea Shelf, Russian Arctic // Abstracts of III International Conference on Arctic Margins (ICAM III). Celle, Germany, 12–16 October, 1998. P. 85.
12. *Roeser H.A., Block M., Hinz K., Reichert C.* Marine Geophysical Investigations in the Laptev Sea and the Western part of the East Siberian Sea // Reports on Polar Research. Bremerhaven, FRG: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. 1995. V. 176. P. 367–377.

SEISMOGEOLOGICAL CHARACTERISTIC AND STRATIFICATION OF THE GEOLOGICAL SECTION IN THE ARCTIC REGIONS OF THE SIBERIAN PLATFORM AND THE LAPTEV SEA SHELF

Corresponding-member of the RAS V. A. Kontorovich^{a,b,#} and Academician of the RAS A. E. Kontorovich^{a,b}

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

^b *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

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

Analysis of the latest seismic data has shown that thick sedimentary basins are developed in the western part of the Laptev Sea and on the continental margin of the Siberian Platform. They are separated by a large basement high, the presence of which makes it difficult to compare sedimentary complexes on the continent and in the water area. A complex analysis of geological and geophysical materials on the continental margin of the Siberian platform, the Laptev Sea and adjacent folded structures was carried out, seismogeological models of sedimentary complexes on the continent and in the water area were built and compared, potential fields were analyzed, and a structural map was built along the top of the basement. A comparative analysis of geological and geophysical materials showed that the western part of the Laptev Sea in geological terms is a northern continuation of the Siberian Platform and the prospects for the oil and gas potential of this part of the water area will be associated mainly with the Upper Proterozoic-Paleozoic sediments.

Keywords: Siberian Platform, Lena-Anabar and Anabar-Khatanga oil-and-gas areas, seismic section, seismic complex, basement

УДК 551.465

ОСОБЕННОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРОЛИВА БРАНСФИЛДА В ЯНВАРЕ 2020 г.

© 2021 г. В. А. Кречик^{1,*}, Д. И. Фрей¹, Е. Г. Морозов^{1,**}

Представлено академиком РАН М.В. Флинтом 06.08.2020 г.

Поступило 07.08.2020 г.

После доработки 13.10.2020 г.

Принято к публикации 15.10.2020 г.

Представлены результаты измерения термохалинных параметров воды и течений в проливе Брансфилда в Антарктике во время экспедиции Института океанологии РАН в 2020 г. Анализируются поперечный разрез из 9 станций, расположенный в центральной части пролива, и вертикальное распределение температуры и солёности. Найдена интрузия глубинной воды южной ветви АЦТ. Дана оценка скоростей течений и переноса вод. Суммарный перенос на северо-восток составил 5.03 Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$).

Ключевые слова: пролив Брансфилда, термохалинная структура, циркуляция, течения, Антарктика

DOI: 10.31857/S2686739721010114

Воды вокруг Антарктики являются важнейшим климатообразующим фактором планетарного масштаба. Они играют ключевую роль в распределении тепла и в вентиляции придонных и промежуточных вод Мирового океана [1]. Вблизи антарктического шельфа сосредоточены высокопродуктивные районы, часто ассоциирующиеся с фронтальными зонами [2]. Одной из таких зон является пролив Брансфилда (рис. 1).

Выполненные ранее исследования [3–6] показывают, что распределения температуры и солёности здесь отражают процессы распространения вод из морей Уэдделла и Беллинсгаузена, а также их перемешивания между собой и с водой шельфовых районов Южных Шетландских островов и Антарктического полуострова. В результате в проливе происходит формирование двух основных водных масс: теплой и относительно пресной ($0.5\text{--}3.0^\circ\text{C}$ и $33.1\text{--}33.9$ епс в летний период) Транзитной Воды моря Беллинсгаузена (ТВБ), а также холодной и солёной (обычно с отрицательными температурами и солёностью $34.1\text{--}34.6$ епс в летний период) Транзитной Воды моря Уэдделла (ТВУ) [5]. Глубинная Вода пролива Брансфилда (ГВБ) — результат изопикнического смещения глубинных вод моря Уэдделла, а также зимней и летней воды из шельфовых областей, является

еще одной водной массой, обычно залегающей под ТВУ [3]. Верхней границей ее распространения считаются значения потенциальной температуры -1.0°C и солёности 34.5 епс [5]. В проливе Брансфилда отмечаются периодические затопы Глубинной воды АЦТ через пролив Бойда, что приводит к появлению воды с $\Theta > 0^\circ\text{C}$ и $S > 34.5$ епс в диапазоне глубин 200–500 м [3–5].

В проливе наблюдаются два относительно стационарных фронта: фронт пролива Брансфилда и фронт на бровке шельфа Антарктического полуострова [2, 4]. Первый ассоциируется с течением пролива Брансфилда и разделяет ТВБ и ТВУ в диапазоне глубин 100–500 м. Само течение Брансфилда образует узкую (до 20 км) струю ТВБ, распространяющуюся на северо-восток вдоль северной границы пролива [4, 7]. Второй фронт занимает водную толщу от поверхности до глубины около 100 м. Он отделяет ТВУ, огибающую остров Жуэнвилль и втекающую в пролив с востока, а также через пролив Антарктика. Дальнейшее распространение этих вод происходит вдоль Антарктического полуострова на юго-запад. Летом южного полушария фронтальный раздел на поверхности хорошо маркирует изотерма 1.0°C [5].

В январе 2020 г. в 79 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” через пролив Брансфилда был выполнен поперечный разрез из 9 станций, расстояние между которыми варьировалось от 1.5 до 12 миль (рис. 1). На станциях выполнялись STD-зондирования зондом SBE 911 и измерения течений профилографом (LADCP) Teledyne RDI Workhorse Monitor 300 кГц от поверхности до дна.

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

*E-mail: myemail.gav@gmail.com

**E-mail: egmorozov@mail.ru

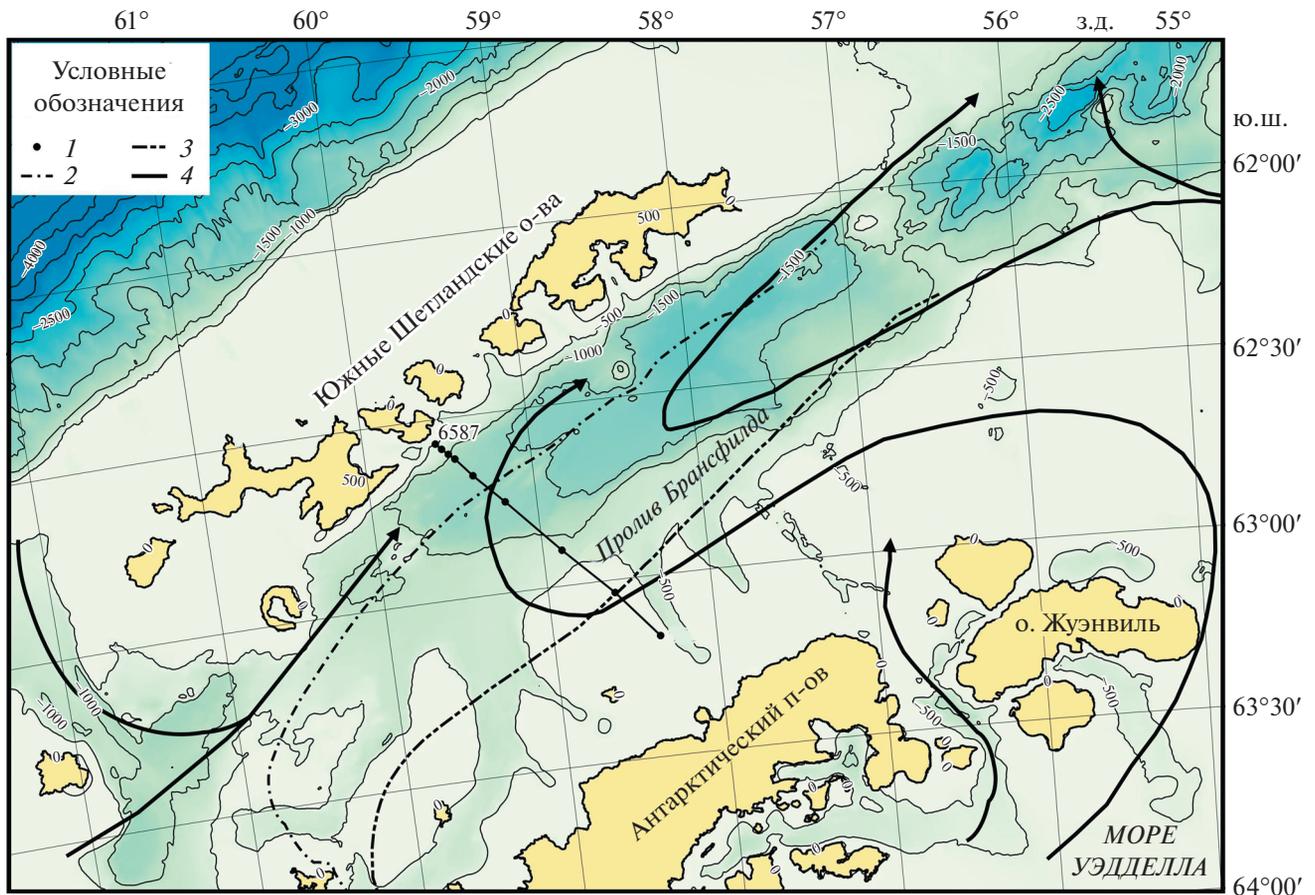


Рис. 1. Район работ в проливе Брансфила. 1 – станции 2020 г; 2 – Фронт пролива Брансфила; 3 – Фронт шельфа Антарктического полуострова; 4 – Схема поверхностных течений в проливе. Схемы течений и фронтов в проливе даны по данным [3, 4].

При обработке были удалены приливные течения по модели ТРХО 9 [8].

В распределении температуры в верхней части водной толщи до глубин 30–40 м выделяется слой теплой (1.5–1.9°C) воды, внутри которого находится линза с максимальными измеренными на разрезе значениями температуры (2.77°C). Изотермы имеют наклон, заглубляясь в северо-западном направлении. Вблизи континентального склона они расположены почти вертикально, обозначая фронт пролива Брансфила. Здесь в диапазоне глубин 250–450 м залегает глубинная вода южной ветви АЦТ с температурой 0.00–0.26°C и соленостью 34.50–34.54 епс. В центральной части разреза на склоне Антарктического полуострова присутствует масса воды с температурой от –0.76 до –0.90°C и максимальными значениями солености, наблюдаемыми в данном районе (34.55–34.56 епс). Эту воду можно классифицировать как воду, источником которой является восточная часть пролива Брансфила в диапазоне глубин 700–1000 м [3]. Стратификация в проливе осложняется также наличием вихревой

структуры в глубоководной его части на расстоянии 20–40 км от начала разреза (рис. 2а и 2б).

В вертикальной динамической структуре пролива, представленной на рис. 3, четко прослеживается течение пролива Брансфила, охватывающее водную толщу вблизи склона Южных Шетландских островов до глубин около 650 м. Скорости в его ядре составляют от 0.2 до 0.5 м/с. Максимальное значение зафиксировано около поверхности и составило 0.57 м/с. Над бровкой шельфа Антарктического полуострова отмечается течение, направленное на юго-восток и переносящее воду моря Уэдделла со скоростью до 0.13 м/с в ядре. При этом течение непосредственно над шельфом имеет северо-восточное направление, а его скорости составляют 0.05–0.19 м/с. На склоне полуострова в диапазоне глубин 350–630 м наблюдается еще одна струя юго-восточного направления, однако скорость течения здесь меньше и составляет от 0.01 до 0.04 м/с.

Общий расход течения, направленного на северо-восток, по данным натуральных наблюдений составляет 5.03 Св. Расход считался от станции

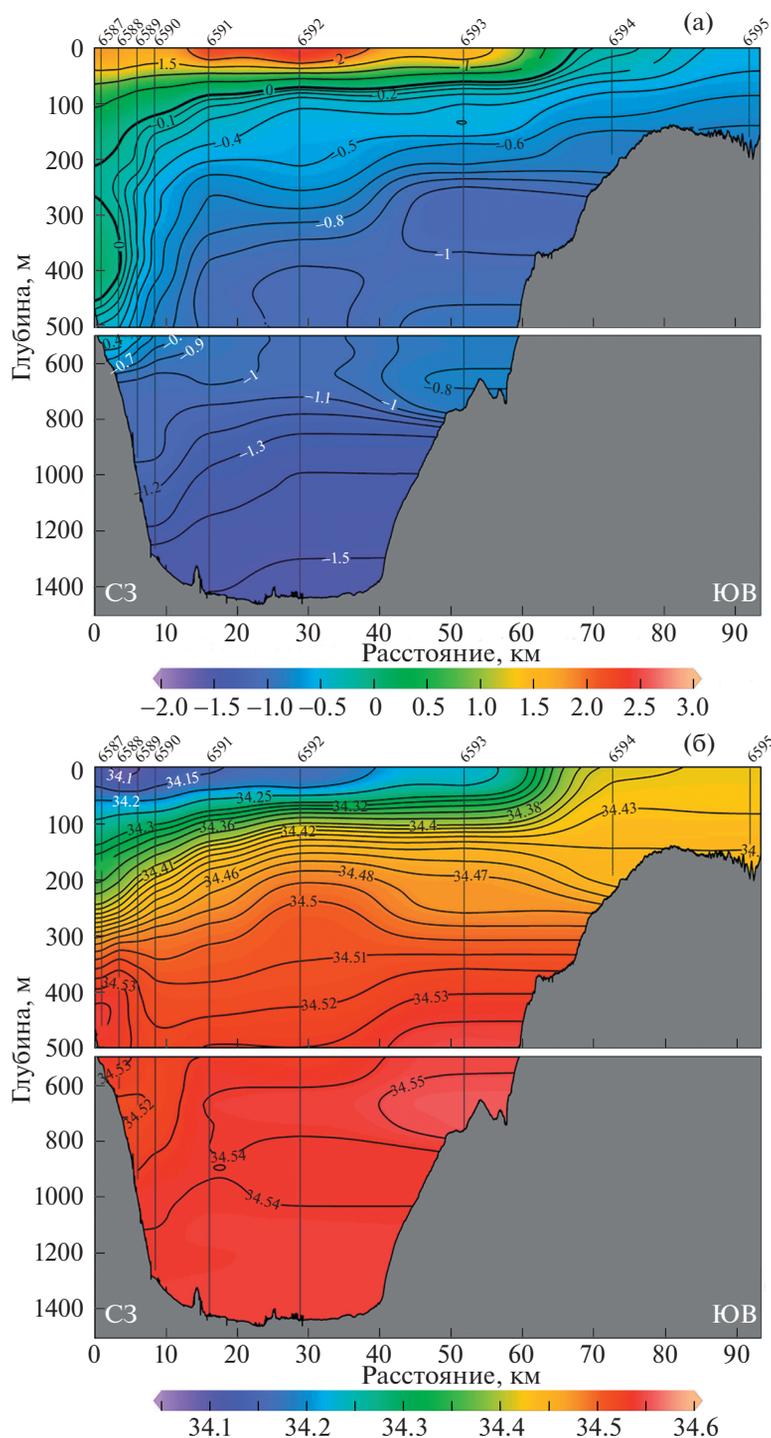


Рис. 2. Распределение потенциальной температуры ($^{\circ}\text{C}$), (а) и солёности (пс), (б) на разрезе (рис. 1) в проливе Брансфилда. Здесь и на рис. 3 данные показаны в различном масштабе для верхнего 500-метрового слоя и для глубоководной части (500–1500 м).

6587 до станции 6595. Нижней границей служили данные батиметрии, полученные судовым эхолотом при выполнении разреза. Общая расчетная площадь составила 78.9 км^2 . Расход течения пролива Брансфилда равен 1.27 Св . Границу течения

Брансфилда мы определяем по резкому наклону изолиний скорости течений между станциями 6590–6591 (около $62^{\circ}39' \text{ ю.ш.}, 59^{\circ}25' \text{ з.д.}$). Течение на юго-запад сконцентрировано в двух узких струях над бровкой шельфа (-0.31 Св) и у склона

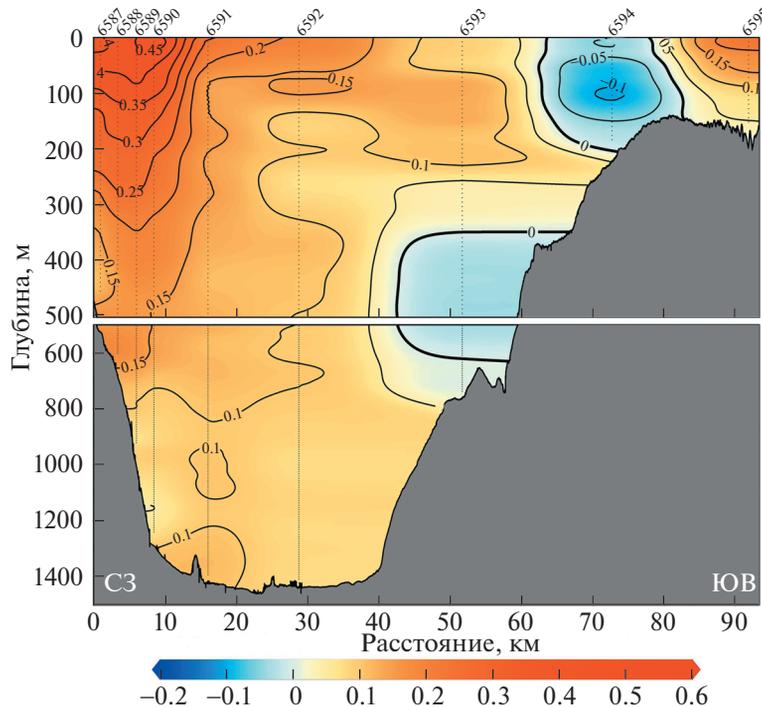


Рис. 3. Распределение скорости течения (м/с) поперек разреза (рис. 1). Направление на северо-восток имеет положительные значения.

(-0.18 Св) Антарктического полуострова. Значение суммарного расхода через разрез значительно превышает результаты, полученные в [7] погружным профилографом течений (0.8 Св) и динамическим методом (0.7 Св) в данном районе. Расход течения Брансфилда также превышает значения, полученные авторами [9] в западной части пролива (0.5 Св), но хорошо согласуется с оценкой 1 Св в центральной и восточной частях пролива [10]. Различия в расходах в 2005 и в 2020 г. объясняются сильной изменчивостью течения между измерениями, выполненными в разное время. В ноябре 2005 г. изолиния скорости течения 0.1 м/с находилась на глубине 250 м. Изолиния нулевой скорости фиксировалась на горизонте 800 м. В январе 2020 г. изолиния скорости 0.1 м достигала глубин 800 м. Глубже 800 м находились ядра течения со скоростями около 0.1 м/с. Ядро течения в 2020 г. залегало глубже и стало шире. Таким образом, обнаруживается изменчивость потока в разные годы и месяцы измерений и его усиление в январе 2020 г.

В целом результаты наблюдений в центральной части пролива Брансфилда в 2020 г. показали, что значительная часть водной толщи двигалась в северо-восточном направлении. Течение на юго-запад было на порядок менее интенсивно (-0.49 Св). Расход течения Брансфилда — одного из основных компонентов динамической системы пролива — составил 25% от общего расхода. Остальной пере-

нос (около 75%) осуществляется с небольшими скоростями между струей течения Брансфилда и двумя струями, направленными на юго-запад. Измерения также не выявили наличия антициклонических вихрей на поверхности в области оси канала, описанных в [4].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0128-2019-0008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Orsi A., Johnson G., Bullister J. Circulation, Mixing, and Production of Antarctic Bottom Water // *Progress in Oceanography*. 1999. V. 43. № 1. P. 55–109.
2. Anadón R., Estrada M. The FRUELA Cruises.: A Carbon Flux Study in Productive Areas of the Antarctic Peninsula (December 1995–February 1996) // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2002. V. 49. № 4–5. P. 567–583.
3. Gordon A., Mensch M., Dong Z., et al. Deep and Bottom Water of the Bransfield Strait Eastern and Central Basins // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2000. V. 105. № C5. P. 11337–11346.
4. Sangrà P., Gordo C., Hernández-Arencibia M., et al. The Bransfield Current System // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2011. V. 58. № 4. P. 390–402.

5. *Garcia M., Castro C., Rios A., et al.* Water Masses and Distribution of Physico-chemical Properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral Summer 1995/96 // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2002. V. 49. № 4–5. P. 585–602.
6. *Whitworth III T., Nowlin Jr W., Orsi, A., et al.* Weddell Sea Shelf Water in the Bransfield Strait and Weddell-Scotia Confluence // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1994. V. 41. № 4. P. 629–641.
7. *Морозов Е.Г.* Течения в проливе Брансфилд // *ДАН*. 2007. Т. 415. № 6. С. 823–825.
8. *Egbert G., Erofeeva S.* Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides // *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*. 2002. V. 19. № 2. P. 183–204.
9. *Gomis D., Garcia M., Lopez O., et al.* Quasi-geostrophic 3D Circulation and Mass Transport in the Western Bransfield Strait during Austral Summer 1995/96 // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2002. V. 49. № 4–5. P. 603–621.
10. *Lopez O., Garcia M., Gomis D., et al.* Hydrographic and Hydrodynamic Characteristics of the Eastern Basin of the Bransfield Strait (Antarctica) // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1999. V. 46. № 10. P. 1755–1778.

FEATURES OF CIRCULATION IN THE CENTRAL PART OF THE BRANSFIELD STRAIT IN JANUARY 2020

V. A. Krechik^{a,#}, D. I. Frey^a, and E. G. Morozov^{a,##}

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

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

^{##} *E-mail: egmorozov@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS August 6, 2020

The results of measurements of water structure and currents in the Bransfield Strait in Antarctica during the expedition of the Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences in 2020 are presented. A cross-section of 9 stations located in the central part of the strait is analyzed. The temperature and salinity vertical distributions are given. The intrusion of the ACC southern branch deep water has been found. An assessment of the currents velocities and water transport is given. The total transport to the northeast was 5.03 Sv (1 Sv. = 10⁶ m³/s).

Keywords: Bransfield Strait, thermohaline structure, circulation, currents, Antarctica

УДК 57.044

ВИДОСПЕЦИФИЧНОСТЬ ТРЕНДОВ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА В ГОДИЧНЫХ КОЛЬЦАХ ДЕРЕВЬЕВ

© 2021 г. В. Л. Гавриков^{1,*}, А. И. Фертиков¹, Р. А. Шарафутдинов¹, академик РАН Е. А. Ваганов^{1,2}

Поступило 02.09.2020 г.

После доработки 16.10.2020 г.

Принято к публикации 19.10.2020 г.

В исследовании ставилась цель установить, какие химические элементы демонстрируют устойчивый характер распределения в стволах ряда хвойных пород: ель обыкновенная (*Picea abies* (L.) H. Karst.), сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.), лиственница сибирская (*Larix sibirica* Ledeb.) и сосна сибирская (*Pinus sibirica* Du Tour). Данные для анализа были получены на многолетнем опыте по лесовыращиванию Института леса СО РАН в окрестностях г. Красноярск. Относительные величины содержания (отсчеты) были получены методом рентгенофлуоресценции на мультисканере Itrax Multiscanner (COX Analytical Systems). Для трех элементов (Ca, Co, P) продемонстрировано отсутствие видоспецифичности, т.е. высокие значения устойчивости параметров распределения независимо от породы дерева. Ряд других элементов (Mn, Pb, Cl, Cr, Ni, Sr, W), напротив, устойчиво группируются в зависимости от породы, т.е. демонстрируют видоспецифичное поведение. Результаты исследования позволяют сконцентрироваться на изучении элементов, демонстрирующих устойчивость распределения в стволах хвойных.

Ключевые слова: кластерный анализ, дендрохимия, сибирские хвойные, годовые кольца, древесина

DOI: 10.31857/S2686739721010084

Древесина многолетних деревьев является естественным архивом, где отражены и сохранены следы процессов, протекавших на протяжении многих лет. В то время как дендрохронология из серий годовых колец выделяет климатический сигнал, дендрохимия анализирует особенности содержания химических элементов в древесине годовых колец. При этом дендрохимическое направление исследований может преследовать ряд различных целей.

С развитием эффективных методов химического анализа в 1970–80-х годах большое внимание стало уделяться изучению аномалий содержания тех или иных химических элементов в ряду годовых колец. Эти аномалии связывались с индустриальным развитием и эмиссией различных поллютантов, изменениями химии почв вследствие их фертилизации, извержением древних вулканов, стрессовыми состояниями [1–7]. Кроме того, существенный интерес представляет

связь между содержанием различных элементов в древесине и возрастом деревьев [8, 9].

Установление надежных фактов того, как те или иные элементы распределены в стволах деревьев, имеет большое значение для выводов о следах антропогенного загрязнения экологической среды. Падилла и Андерсон [10], например, установили, что в стволах *Pinus ponderosa* Douglas ex C. Lawson ряд тяжелых металлов (Sr, Ba, Zn и Cd) демонстрируют восходящий тренд в период с начала 1800-х годов. Вместе с тем для района их исследований никакие сведения об антропогенных кислотных осадках не известны, и таким образом маловероятно, чтобы тренды содержаний элементов в древесине могли быть результатом данного вида воздействий. Аналогичное наблюдение приводится в [8] для Ni, для которого был зафиксирован пик концентрации в период 1890–1909 гг., хотя никакой промышленности с использованием Ni в то время не было.

В ряде работ [8, 11–13] использовался инструментальный кластерного анализа для того, чтобы выделить группы элементов, демонстрирующих сходный характер динамики в стволах деревьев. Кластерный анализ является классическим разведочным методом статистической обработки многомерных данных.

¹ Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

² Институт леса им. В.Н. Сукачева Сибирского отделения Российской академии наук, Красноярск, Россия

*E-mail: vgavrikov@sfu-kras.ru

Как следует из литературных данных и практического опыта, содержание химических элементов в сериях годовых колец, т.е. во времени, демонстрирует те или иные тренды. Целью данной работы было установить, насколько видоспецифичными являются тренды распространенных химических элементов в годовых кольцах основных лесообразующих пород Сибири.

Для ответа на указанный вопрос были использованы данные многолетнего опыта по лесовыращиванию на базе Института леса СО РАН им. В.Н. Сукачева. В 1971–1972 гг. группа лесных почвоведов института [14, 15] заложила многолетний эксперимент, состоящий из участков посадки нескольких широко распространенных древесных пород.

В исследование были включены данные по четырем древесным видам: ель обыкновенная (*Picea abies* (L.) H. Karst.), сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.), лиственница сибирская (*Larix sibirica* Ledeb.) и сосна сибирская (*Pinus sibirica* Du Tour). В 2017 г. после окончания сезонного роста по три внешне здоровых дерева указанных видов были отобраны для взятия образцов. Образцы представляли собой керны диаметром 12 мм.

Сканирование фрагментов кернов проводилось на рентгенфлюориметре Itrax Multiscanner (COX Analytical Systems). Отсчеты производились с шагом 100 мкм. Список элементов включал P, S, Cl, K, Ca, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, W, Pb.

Содержание элементов в кернах, определяемое с помощью мультисканера, выражается в относительных единицах, так называемых отсчетах (в англоязычной литературе – counts). Каждому годовому кольцу сопоставлялась сумма отсчетов каждого элемента. Далее, на основе полученных сумм вычислялись две переменные – концентрация элемента в полосе сканирования и количество элемента в кольце.

Полоса сканирования между двумя последовательными годовыми слоями приблизительно представляет собой прямоугольник с вычисляемой площадью. Концентрация элемента – это количество отсчетов, приходящееся на 1 мм² этого прямоугольника или, иными словами, данный показатель представляет собой плотность отсчетов на 1 мм². Количество элемента в кольце – это оценка общего количества отсчетов в годовом кольце, как если бы кольца были ограничены правильными кругами с центром в сердцевине ствола.

Для временных рядов концентраций и количества отсчетов для всех элементов вычислялись показатели линейного наклона (как характеристики временного тренда) и среднеквадратического отклонения (как характеристики вариабельности). Таким образом, каждый элемент в каждом керне описывался четырьмя параметра-

ми, которые формировали четырехмерное пространство для проведения кластерного анализа: 1) среднеквадратическое отклонение количества отсчетов; 2) линейный наклон графика количества отсчетов; 3) среднеквадратическое отклонение концентрации отсчетов; 4) линейный наклон графика концентрации отсчетов.

Поскольку абсолютные величины отсчетов для разных элементов сильно отличаются между собой, вычисление этих параметров осуществлялось на нормированных данных, результаты вычислений подвергались процедуре статистической стандартизации. Всего в анализе использовалось 192 наблюдения (16 элементов в 12 деревьях), т.е. каждый элемент в каждом дереве рассматривался как единичное наблюдение. При анализе использовался метод Уорда с оценкой расстояния между кластерами как $1-g$, где g – коэффициент корреляции Пирсона [13].

В табл. 1 показаны результаты кластерного анализа по описанному методу. Все наблюдения кодируются таким образом, чтобы показать элемент, вид дерева и индивидуальный номер дерева. Например, Ca-sp3 означает элемент кальций в ели (sp) номер 3.

Как видно из представленных данных, несколько элементов демонстрируют сильное межвидовое группирование. Так, 10 из 12 наблюдений по Ca отнесены анализом к одному и тому же кластеру (№ 1). К этому же кластеру относятся 11 из 12 наблюдений по Co. К кластеру № 3 отнесены 11 из 12 наблюдений по P. Это означает, что независимо от вида и индивидуального дерева Ca, Co и P распределены в стволе некоторым сходным образом. А именно, кластер № 1 характеризуется тем, что и количество, и концентрация отсчетов уменьшаются в направлении от сердцевины к периферии ствола. В то же время в кластере № 3 группируются элементы, у которых и количество, и концентрация отсчетов возрастают в направлении от сердцевины к периферии ствола. Для почти всех наблюдений по фосфору количество и концентрация этого элемента возрастают в периферической части ствола с увеличением возраста деревьев.

С другой стороны, ряд элементов устойчиво группируются в пределах видов. Это означает, что все наблюдения какого-либо элемента во всех использованных в анализе деревьях принадлежат к одному и тому же кластеру. Такими свойствами обладают Mn, Pb и Cl в сосне обыкновенной, Pb, Cr, Mn, Ni, Sr, V, W и Cl в ели сибирской, Pb в лиственнице сибирской, Pb в сосне сибирской.

Как свидетельствует ряд публикаций [7, 10–13], существенный интерес к вопросам распределения химических элементов в стволах деревьев сохраняется на протяжении последних десятилетий. Однако ключевой вопрос – о механизмах,

Таблица 1. Распределение элементов по четырем кластерам

Номер кластера	Элементы, отнесенные к кластерам*
№ 1	Ca-sc1 Ca-sc3 Ca-sp1 Ca-sp2 Ca-sp3 Ca-l1 Ca-l2 Ca-l3 Ca-ps1 Ca-ps2 Co-sc1 Co-sc2 Co-sc3 Co-sp1 Co-sp2 Co-sp3 Co-l1 Co-l2 Co-l3 Co-ps1 Co-ps2 Cl-l3 Cl-ps1; K-l1 K-l3 <u>Mn-sc1 Mn-sc2 Mn-sc3</u> Mn-l1 Mn-l2 <u>Pb-sc1 Pb-sc2 Pb-sc3 Pb-sp1 Pb-sp2 Pb-sp3</u> Zn-sp3 Zn-ps2
№ 2	Cl-l1 Cl-ps2 Cr-sc1 <i>Cr-sp1 Cr-sp2 Cr-sp3</i> Cr-l1 Cr-ps2 Cu-sc1 Cu-sp1 Cu-sp3 Cu-l1 Cu-ps1 Cu-ps2 Fe-sc1 Fe-sp3 Fe-l1 Fe-ps2; K-sc1 K-sp2 K-sp3 K-ps2 <u>Mn-sp1 Mn-sp2 Mn-sp3</u> Mn-ps2 Ni-sc1 <i>Ni-sp1 Ni-sp2 Ni-sp3</i> Ni-l1 Ni-ps2 S-sc1 S-sp1 S-sp3 S-l1 S-ps2 Sr-sc1 <i>Sr-sp1 Sr-sp2 Sr-sp3</i> Sr-l1 Sr-ps2 V-sc1 <i>V-sp1 V-sp2 V-sp3</i> V-l1 V-ps2 W-sc1 <i>W-sp1 W-sp2 W-sp3</i> W-l1 W-ps2 Zn-sc1 Zn-sp1 Zn-sp2 Zn-l1
№ 3	<i>Cl-sc1 Cl-sc2 Cl-sc3 Cl-sp1 Cl-sp2 Cl-sp3</i> Cl-ps3 Co-ps3; Cr-l2; Fe-sc3 Fe-sp2 Fe-l2 Fe-ps3 K-l2 K-ps1 K-ps3 <i>Pb-l1 Pb-l2 Pb-l3 Pb-ps1 Pb-ps2 Pb-ps3</i> P-sc1 P-sc2 P-sc3 P-sp1 P-sp2 P-sp3 P-l1 P-l2 P-l3 P-ps2 P-ps3 S-ps3; Sr-sc2 Sr-l2 Sr-ps3; Zn-ps3
№ 4	Ca-sc2 Ca-ps3; Cl-l2 Cr-sc2 Cr-sc3 Cr-l3 Cr-ps1 Cr-ps3 Cu-sc2 Cu-sc3 Cu-sp2 Cu-l2 Cu-l3 Cu-ps3 Fe-sc2 Fe-sp1 Fe-l3 Fe-ps1; K-sc2 K-sc3 K-sp1 Mn-l3 Mn-ps1 Mn-ps3 Ni-sc2 Ni-sc3 Ni-l2 Ni-l3 Ni-ps1 Ni-ps3; P-ps1 S-sc2 S-sc3 S-sp2 S-l2 S-l3 S-ps1 Sr-sc3 Sr-l3 Sr-ps1 V-sc2 V-sc3 V-l2 V-l3 V-ps1 V-ps3 W-sc2 W-sc3 W-l2 W-l3 W-ps1 W-ps3 Zn-sc2 Zn-sc3 Zn-l2 Zn-l3 Zn-ps1

Примечание. Элементы, демонстрирующие высокую кросс-видовую кластеризацию, выделены жирным шрифтом. Элементы с устойчивой внутривидовой кластеризацией выделены жирным курсивом и подчеркиванием. * условные обозначения: sc = сосна обыкновенная (*P. sylvestris*), sp = ель сибирская (*Picea abies*), l = лиственница сибирская (*L. sibirica*), ps = сосна сибирская (*P. sibirica*).

определяющих это распределение, — остается пока не выясненным. Для поиска ответов на этот вопрос полезным является установление более или менее устойчивых фактов относительно распределения элементов, что позволит также сузить область анализа.

Так, обращает на себя внимание особая роль свинца, который для всех видов группируется всегда в одном и том же (не обязательно единственном для всех) кластере. Случай свинца показывает, что проведенный анализ может позволить избежать неверных интерпретаций. Из дан-

ных табл. 1 следует, что в стволах лиственницы сибирской и сосны сибирской количество и концентрация отсчетов свинца растут (табл. 1, кластер № 1). Однако это не может быть объяснено влиянием роста уровня эмиссии, так как эти показатели в стволах сосны обыкновенной и ели сибирской падают (табл. 1, кластер № 3), при этом древостои находятся в тесном соседстве друг с другом.

На основании анализа, проведенного над четырьмя распространенными хвойными, можно заключить, что распределение Са, Со и Р, по-видимому, не является видоспецифичным. В то же время ряд элементов демонстрируют разброс по кластерам, но всегда группируются относительно вида деревьев. Иными словами, их распределение, вероятно, видоспецифично, хотя причины такого поведения пока не известны. К таким элементам относятся Mn, Pb и Cl в сосне обыкновенной, Pb, Cr, Mn, Ni, Sr, W и Cl в ели сибирской, Cl и Pb в сосне сибирской, а также Pb в лиственнице сибирской.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование было поддержано РФФИ, Правительством Красноярского края, Красноярским краевым фондом науки по проекту “Прогноз регионально-специфичных откликов бореальных лесов горных районов Сибири на глобальные изменения природной среды и траекторий эволюции ландшафтов для снижения экологических рисков и эффективного долгосрочного планирования деятельности различных отраслей экономики”, номер гранта 18-45-240001, и РФФИ по проекту: “Позднеголоценовая динамика бореальных лесов Азии на фоне меняющихся геохимических и климатических условий”, номер гранта 19-05-00091.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Baes C.F., McLaughlin S.B.* Trace Elements in Tree Rings: Evidence of Recent and Historical Air Pollution // *Science*. 1984. V. 224. P. 494–497.
2. *Четвериков А.Ф.* Химический состав годичных слоев прироста деревьев и условия природной среды / *Дендрохронология и дендроклиматология*. Новосибирск: Наука, 1986. С. 126–130.
3. *Bondiotti E.A., Baes III C.F., McLaughlin S.B.* Radial Trends in Cation Ratios in Tree Rings as Indicators of the Impact of Atmospheric Deposition on Forests // *Can. J. Forest. Res.* 1989. V. 19. P. 586–594.
4. *Хантемуров Р.М.* Биоиндикация загрязнения среды в прошлом на основе анализа содержания химических элементов в годичных слоях древесины / *Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем*. 1996. Т. 16. С. 153–164.
5. *Prohaska T., Stadlbauer C., Wimmer R., Stingeder G., Latkoczy C., Hoffmann E., Stephanowitz H.* Investigation of Element Variability in Tree Rings of Young Norway Spruce by Laser-ablation-ICPMS // *Sci. Total Environ.* 1998. V. 219. P. 29–39.
6. *Liu Y., Ta W., Bao T., Yang Z., Song H., Liu N., Wang W., Zhang H., Zhang W., An Z.* Trace Elements in Tree Rings and Their Environmental Effects: A Case Study in Xi'an City // *Sci. China Ser. D*. 2009. V. 52. P. 504–510.
7. *Selin E., Standzenieks P., Boman J., Teeyasoontranont V.* Multi-element Analysis of Tree Rings by EDXRF Spectrometry // *X-Ray Spectrom.* 1993. V. 22. P. 281–285.
8. *Демаков Ю.П., Швецов С.М., Таланцев В.И., Калинин К.К.* Динамика содержания зольных элементов в годичных слоях старовозрастных сосен, произрастающих в пойменных биотопах // *Вестник Поволжского государственного технологического университета*. Серия: Лес. Экология. Природопользование. 2011. № 3. С. 25–35.
9. *Медведев И.Ф., Деревягин С.С., Козаченко М.А., Гусакова Н.Н.* Оценка содержания химических элементов в древесине различных пород деревьев // *Аграрный научный журнал*. 2015. № 3. С. 12–14.
10. *Padilla K.L., Anderson K.A.* Trace Element Concentration in Tree-rings Biomonitoring Centuries of Environmental Change // *Chemosphere*. 2002. V. 49. P. 575–585.
11. *Goldberg E.L., Zolotarev K.B., Maksimovskaya V.V., Kondratyev V.I., Ovchinnikov D.V., Naurzbaev M.M.* Correlations and Fixation of Some Elements in Tree Rings // *Nucl. Instrum. Meth. A*. 2007. V. 575. P. 196–198.
12. *Vaganov E.A., Grachev A.M., Shishov V.V., Panyushkina I.P., Leavitt S.W., Knorre A.A., Chebykin E.P., Menyailo O.V.* Elemental Composition of Tree Rings: A New Perspective in Biogeochemistry // *Doklady Biological Sciences*. 2013. V. 453. P. 375–379.
13. *Panyushkina I.P., Shishov V.V., Grachev A.M., Knorre A.A., Kiryanov A.V., Leavitt S.W., Vaganov E.A., Chebykin E.P., Zhuchenko E.A., Hughe M.K.* Trends in Elemental Concentrations of Tree Rings from the Siberian Arctic // *Tree-Ring Res.* 2016. V. 72. P. 67–77.
14. *Menyailo O.V., Hungate B.A., Zech W.* Tree Species Mediated Soil Chemical Changes in a Siberian Artificial Afforestation Experiment // *Plant Soil*. 2002. V. 242. P. 171–182.
15. *Schugalei L.S.* The Siberian Afforestation Experiment: History, Methodology, and Problems / In: *Binkley D, Menyailo O* (eds). *Tree Species Effects on Soils: Implications for Global Change*. 2005. Springer, Dordrecht. P. 257–268.

SPECIES-SPECIFIC AND NON-SPECIES-SPECIFIC ELEMENTAL TRENDS IN TREE RINGS

V. L. Gavrikov^{a,#}, A. I. Fertikov^a, R. A. Sharafutdinov^a, and Academician of the RAS E. A. Vaganov^{a,b}

^a *Siberian federal university, Krasnoyarsk, Russian Federation*

^b *V.N. Sukachev Institute of Forest, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: vgavrikov@sfu-kras.ru*

The goal was to find out how consistent the elemental distributions in tree rings are. The dataset was received for a long-term afforestation experiment that included even soil conditions and a variety of conifers (Scots pine, Norway spruce, Siberian pine, and Siberian larch) growing in pure stands. Relative contents of elements (counts) were received through the scanning facility of Itrax Multiscanner (COX Analytical Systems). Every element was attributed with two variables: concentration of counts and quantity of counts. A cluster analysis was performed in a four-dimensional space of standard deviations and linear slopes of the variables. The elements studied non-randomly distribute over the clusters. Three elements (Ca, Co, and P) display a high consistency of distribution parameters in tree rings as they cluster largely irrespective of species. A few elements (Mn, Pb, Cl, Cr, Ni, Sr, and W) cluster consistently within species. The results may help to concentrate research on such elements.

Keywords: cluster analysis, dendrochemistry, Siberian conifers, tree rings, wood