СОДЕРЖАНИЕ

Том 499, номер 1, 2021 ГЕОЛОГИЯ Этапы формирования главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar-геохронологические данные М. В. Герцева, М. В. Лучицкая, И. В. Сысоев, С. Д. Соколов 5 ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Изотопный U-Pb-возраст циркона (метод LA-ICP-MS) из эльджуртинских гранитов и риолитов Мо-W-месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия) С. Г. Соловьев, С. Г. Кряжев, Д. В. Семенова, Ю. А. Калинин, Н. С. Бортников 11 ГЕОХИМИЯ Изотопный состав стронция в водах грязевых вулканов Керченско-Таманской области 19 А. С. Айдаркожина, В. Ю. Лаврушин, А. Б. Кузнецов, Э. В. Сокол, А. Ю. Крамчанинов Вариации изотопного состава кислорода в магмах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса В. В. Акинин, И. Н. Биндеман 26 ПЕТРОЛОГИЯ Возраст и состав Дугдинского массива щелочных пород (Восточный Саян): к оценке закономерностей проявления позднепалеозойского редкометального магматизма в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы В. В. Ярмолюк, А. М. Козловский, А. В. Никифоров, Е. А. Кудряшова, А. К. Хертек 33 **ВУЛКАНОЛОГИЯ** Кульпольнейский вулканический комплекс Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка): состав, возраст и палеотектонические интерпретации А. В. Моисеев, М. В. Маскаев, Д. К. Ульянов, С. Д. Соколов, Б. В. Беляцкий 42 ПАЛЕОНТОЛОГИЯ Новый хищный динозавр (Theropoda, Dromaeosauridae) из позднего мела Таджикистана А. О. Аверьянов, А. В. Лопатин 49 ГЕОФИЗИКА О построении аналитической модели магнитного поля Марса по спутниковым данным с помощью модифицированных S-аппроксимаций А. М. Сальников, И. Э. Степанова, Т. В. Гудкова, А. В. Батов 54

СЕЙСМОЛОГИЯ

| Новые данные о сильных землетрясениях в Арктической зоне Российской Федерации по результатам геолого-геофизических исследований на острове Белуха | |
|--|----|
| А. Н. Овсюченко, А. Л. Собисевич, М. В. Ляменков, Р. А. Жостков | 60 |
| Сейсмологические наблюдения во время оползня на отвале Колыванского месторождения антрацита (Новосибирская область) | |
| В. С. Селезнев, А. В. Лисейкин, А. Ф. Еманов, В. М. Соловьев | 65 |
| ОКЕАНОЛОГИЯ | |
| Пелагическая экосистема котловины Нансена в условиях изменчивости притока атлантической воды: механизм формирования диатомового цветения в прикромочной зоне | |
| Л. А. Паутова, В. А. Силкин, М. Д. Кравчишина, В. Г. Якубенко, Е. А. Кудрявцева, А. А. Клювиткин, Л. И. Лобковский | 71 |
| ГЕОФИЗИКА | |
| О корреляции температуры, слоистой облачности и напряженности электрического поля в атмосфере | |
| М. В. Шаталина, В. В. Клименко, Е. А. Мареев | 77 |
| ГЕОЭКОЛОГИЯ | |
| Редкоземельные элементы как причинный фактор геофагии среди растительноядных животных | |
| А. М. Паничев, Н. В. Барановская, И. Ю. Чекрыжов, И. В. Серёдкин, Е. А. Вах, А. Беляновская | 82 |

CONTENTS

| Vol. 499, no. 1, 2021 | |
|--|----|
| GEOLOGY | |
| The Stages of Formation of Main Batholith Belt, North-East Russia: U-TH-PB SIMS and AR-AR Geochronological Data | |
| M. V. Gertseva, M. V. Luchitskaya, and I. V. Sysoyev | 5 |
| GEOLOGY OF ORE DEPOSITS | |
| Isotopic Zircon U–Pb (LA–ICP–MS) Age of The Eldzhurty Granite and Rhyolite at the Tyrnyauz Mo-W Deposit (North Caucasus, Russia) | |
| S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, D. V. Semenova, Y. A. Kalinin, and N. S. Bortnikov | 11 |
| GEOCHEMISTRY | |
| SR Isotope Composition of Mud Volcanic Waters in the Kerch-Taman Province | |
| A. S. Aydarkozhina, V. Yu. Lavrushin, A. B. Kuznetsov, E. V. Sokol, and A. Yu. Kramchaninov | 19 |
| Variations of Oxygen Isotopic Composition in Magmas of Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt | |
| V. V. Akinin and I. N. Bindeman | 26 |
| PETROLOGY | |
| Age and Composition of the Alkaline Rocks Of Dugda Massif (Eastern Sayan): Patterns of Distribution of Late Paleozoic Rare-Metal Magmatism in the Southwestern Fold Frame of the Siberian Platform | |
| V. V. Yarmolyuk, A. M. Kozlovsky, A. V. Nikiforov, E. A. Kudryashova, and A. K. Hertek | 33 |
| VOLCANOLOGY | |
| Kulpolney Volcanic Complex of South-Anyui Suture (Western Chukotka): Composition, Age and Tectonic Setting | |
| A. V. Moiseev, M. V. Maskaev, D. K. Ulyanov, S. D. Sokolov, and B. V. Belyatsky | 42 |
| PALEONTOLOGY | |
| A New Theropod Dinosaur (Theropoda, Dromaeosauridae) from the Late Cretaceous of Tajikistan | |
| A. O. Averianov and A. V. Lopatin | 49 |
| GEOPHYSICS | |
| On the Construction of an Analytical Model of the Magnetic Field of Mars from Satellite Data Using Modified S-Approximations | |
| A. M. Salnikov, I. E. Stepanova, T. V. Gudkova, and A. V. Batov | 54 |

SEISMOLOGY

| New Evidence on Strong Paleoearthquakes in the Arctic Zone of the Russian Federation Obtained Through Geological and Geophysical Studies On the Belukha Island | |
|---|----|
| | 60 |
| A. N. Ovsyuchenko, A. L. Sobisevich, M. V. Lyamenkov, and R. A. Zhostkov | 00 |
| Seismological Observations During A Landslide on the Dump of the Kolyvan Anthracite Deposit (Novosibirsk Region) | |
| V. S. Seleznev, A. V. Liseikin, A. F. Emanov, and V. M. Soloviev | 65 |
| OCEANOLOGY | |
| Pelagic Ecosystem of the Nansen Basin under Variable Atlantic Water Influence: The Formation Mechanism of Diatom Bloom at the Marginal Ice Zone | |
| L. A. Pautova, V. A. Silkin, M. D. Kravchishina, V. G. Yakubenko, E. A. Kudryavtseva, A. A. Klyuvitkin, and L. I. Lobkovsky | 71 |
| PHYSICS OF ATMOSPHERE | |
| On Correlation of Temperature, Layered Cloud and Electric Field Strength in the Atmosphere | |
| M. V. Shatalina, V. V. Klimenko, and E. A. Mareev | 77 |
| GEOECOLOGY | |
| Rare Earth Elements as a Causal Factor of the Geophagy Among Herbivorous Animals | |
| A. M. Panichev, N. V. Baranovskaya, I. Ju. Chekryzhov, I. V. Seryodkin, | |
| E. A. Vakh, and A. Belyanovskaya | 82 |
| | |

———— ГЕОЛОГИЯ

УЛК 55.551.22

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАВНОГО БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: U—Th—Pb SIMS И Ar—Ar-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2021 г. М. В. Герцева¹, М. В. Лучицкая^{2,*}, И. В. Сысоев¹, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов²

Поступило 05.02.2021 г. После доработки 05.02.2021 г. Принято к публикации 05.02.2021 г.

Проведено обобщение оригинальных и опубликованных геохронологических данных и геологической позиции различных комплексов гранитоидов Главного (Колымского) батолитового пояса Северо-Востока Азии. Показано, что формирование пояса происходило в два этапа. Первый позднеюрский этап магмогенерации гранитоидов колымского комплекса был следствием коллизии островодужных и кратонных террейнов, завершившейся амальгамацией Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента), что отражают U-Pb-оценки возраста цирконов из гранитоидов (155—147 млн лет). Во время второго, основного, этапа коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента на рубеже юры и мела происходило становление интрузий колымского комплекса на более верхних горизонтах коры, что зафиксировано Ar-Ar-оценками возраста (146—133 млн лет). С этим же этапом связано выплавление гранитоидов нельканского, бакыдербекинского, саханьинского, омчикандинского комплексов Главного пояса с раннемеловыми U-Pb-оценками возраста по цирконам в интервале 145—130 млн лет.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Главный батолитовый пояс, Колымо-Омолонский микроконтинент (супертеррейн), гранитоиды, циркон, Уяндино-Ясачненский вулканический пояс, U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar-возрасты

DOI: 10.31857/S2686739721070057

Верхояно-Колымская складчатая область была сформирована в результате коллизии восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента (супертерейна) в позднеюрско-раннемеловое время [6, 7, 11, 18]. Внутреннюю часть складчатой области составляет коллизионный пояс Черского, вдоль которого в северо-западном направлении на ~1100 км прослеживается Главный (Колымский) пояс позднеюрско-раннемеловых гранитоидных плутонов и к северу-северо-востоку сменяется Северным поясом гранитоидов (рис. 1). Расположение гранитных тел подчеркивает дугообразный рисунок коллизионного пояса.

Ранее опубликованные данные Ar—Ar-датирования гранитоидов Главного пояса позволили выделить две группы возрастов: 160—140 и 143—

Т.Б. Русакова, И.Н. Котляр [10] на основании комплексного анализа изотопных данных (Rb—Sr, Ar—Ar, K—Ar, U—Th—Pb SIMS) и геологических материалов по ряду интрузивных комплексов Главного батолитового пояса считают, что возраст внедрения плутонов был среднеюрский (170—160 млн лет), а Ar—Ar- и K—Ar-оценки воз-

¹³⁸ млн лет [16]. В.В. Акинин и соавт. [1] показали, что главный импульс гранитоидного магматизма Главного пояса имел место около 150 ± ± 3 млн лет назад (киммеридж-титон), а два менее проявленных импульса соответствуют интервалам 160-155 и 146-143 млн лет. В работе [15] отмечено, что интервал возраста гранитоидов Главного пояса составляет 158-144 млн лет с максимумом в $150 \pm \pm 3$ млн лет. Кроме того, возраст главного импульса гранитного магматизма синхронен формированию вулканогенно-осадочных толщ Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, примыкающей к Главному поясу с востока (рис. 1). Возраст вулканитов по палеонтологическим данным оксфорд-титонский, а по U-Th-Pb (SIMS)-оценкам возраста цирконов составляет 152—153 млн лет [3, 15, 19].

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, Московский филиал, Москва, Россия

² Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

^{*}E-mail: luchitskaya@ginras.ru

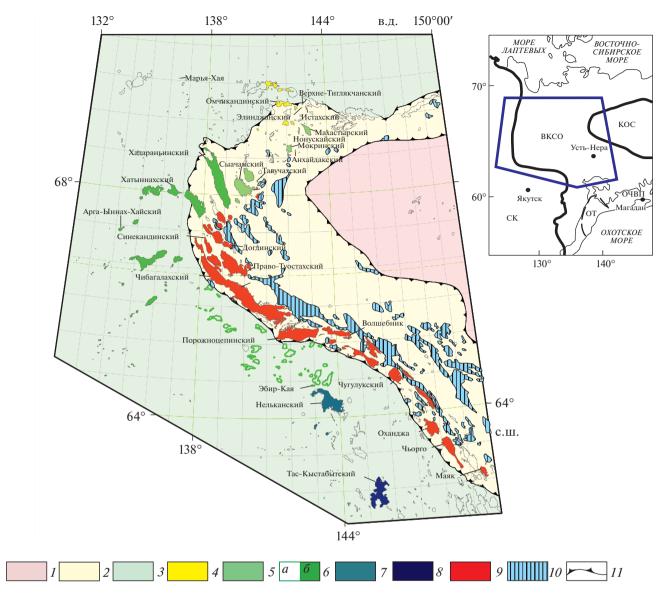


Рис. 1. Схема размещения гранитоидных комплексов Главного (Колымского) плутонического пояса на тектонической схеме Верхояно-Колымской складчатой области. I — коллаж островодужных террейнов; 2 — Колымо-Омолонский микроконтинент; 3 — Сибирский континент; 4 — 9 — комплексы гранитоидов: 4 — омчикандинский лейкогранитгранитовый, 5 — саханьинский гранит-гранодиоритовый; 6 — бакы-дербекинский диорит-гранодиорит-гранитовый: a — предположительно, δ — установленный; 7 — нельканский гранодиорит-гранитовый; δ — тас-кыстабытский гранодиорит-гранитовый; δ — колымский гранитовый; δ — образования Уяндино-Ясачненского вулканического пояса; δ — границы главных тектонических структур. На врезке: СК — Сибирский кратон, ВКСО — Верхояно-Колымская складчатая область, КОС — Колымо-Омолонский супертеррейн; ОТ — Охотский кратонный террейн; ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканический пояс.

раста фиксируют моменты нарушения их изотопных систем.

Геодинамическая природа гранитоидов Главного батолитового пояса ранее однозначно трактовалась как коллизионная [2, 7, 12, 13]. Однако отсутствие цирконов с ядрами, имеющими докембрийский возраст, унаследованными от метаосадочного протолита, для большинства гранитоидов, преобладание амфибол-биотитовых разностей над двуслюдяными и близкий возраст

основного импульса гранитоидного магматизма и вулканитов Уяндино-Ясачненской вулканической дуги позволили предполагать надсубдсукционную природу гранитоидов [1, 16]. По мнению [12], зарождение магматических очагов гранитоидов гранодиорит-гранитной формации Главного пояса имело место еще в надсубдукционных условиях, но основное их внедрение происходило в связи с коллизией. Становление гранитоидов гранит-лейкогранитной формации Главного пояса происходило на поздних этапах коллизии.

Полученные авторами новые U—Th—Pb SIMSоценки возраста для гранитоидов различных интрузивных комплексов Главного батолитового пояса в совокупности с опубликованными ранее позволяют сделать вывод о том, что формирование пояса происходило в несколько этапов, с каждым из которых было связано выплавление гранитоидных магм.

По данным геологической съемки масштаба 1:1000000 последнего поколения выделяется ряд гранитоидных комплексов, показанных на рис. 1. Преобладающая часть крупных массивов, а также значительная часть мелких массивов и штоков гранитоидов Главного пояса относится к колымскому комплексу в пределах Колымо-Омолонского микроконтинента (рис. 1). Гранитоиды прорывают смятые в складки триасовые и юрские осадочные отложения, в том числе верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Уяндино-Ясачненского вулканического пояса. Возраст комплекса различными исследователями трактуется как позднеюрский, так и раннемеловой [8, 14]. Образования комплекса относятся к гранодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной формациям [7, 11].

Гранитоиды раннемелового бакы-дербекинского диорит-гранодиорит-гранитового комплекса центральной части Главного пояса прорывают терригенные отложения средней—верхней юры [8] и распространены как в границах Колымо-Омолонского микроконтинента, так и за его пределами в сторону Сибирского континента.

Раннемеловые гранитоиды саханьинского гранит-гранодиоритового и омчикандинского лейкогранит-гранитового комплексов распространены в северной части Главного пояса. Первые прорывают палеозойские карбонатные отложения, триасовые и юрские осадочные и верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения, вторые — преимущественно юрские терригенные отложения [8]. Гранитоиды саханьинского комплекса развиты в пределах Колымо-Омолонского микроконтинента, а гранитоиды омчикандинского выходят за его пределы в сторону Сибирского континента (рис. 1).

Нельканский раннемеловой гранодиорит-гранитовый комплекс распространен в южной части Главного пояса в области Сибирского континента (рис. 1).

U—Pb-датирование цирконов из гранитоидов колымского, нельканского, бакы-дербекинского, саханьинского и омчикандинского комплексов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SIMS SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГУП ВСЕГЕИ по методике, описанной в [17].

При достаточно широком диапазоне U-Th-Рb SIMS-оценок возраста гранитоидов Главного пояса — от поздней юры до раннего мела, возраст каждого отдельного интрузивного комплекса по цирконам имеет более узкие временные интервалы (табл. 1). Так, возраст колымского комплекса ограничивается интервалом в 7 млн лет, от 155 ± 1 (Порожноцепинский массив) до 148 ± 1 млн лет (Догдинский массив) и соответствует только поздней юре (кимериджу-титону). Близкие U-Th-Pb SIMS-конкордантные значения возраста (155–144 млн лет) приведены для гранитов Главного пояса в целом в работах [5, 14]. Интервалы формирования бакы-дербекинского комплекса составляют 10 млн лет от 140 млн лет (Хатыннахский массив) до 130 млн лет (Арга-Ыннах-Хайский массив), что соответствует валанжину и началу готерива (табл. 1). Близкий возрастной диапазон имеет саханьиньинский комплекс — от 140 до 134 млн лет. Нельканский комплекс охарактеризован двумя датировками по Нельканскому массиву -144 ± 1 и 145 ± 2 млн лет (табл. 1). Омчикандинский комплекс имеет более молодые оценки возраста в диапазоне 133-129 млн лет, что соответствует готериву.

Как отмечено выше, все из традиционно относимых к колымскому комплексу массивов гранитоидов, для которых получены позднеюрские U—Th—Pb SIMS-оценки возраста по цирконам, распространены только в области развития вулканогенно-осадочных образований Уяндино-Ясачненской дуги, т.е. в пределах Колымо-Омолонского микроконтинента (рис. 1).

В юрско-меловое время по геологическим данным в рассматриваемом регионе можно выделить два этапа коллизии, зафиксированные угловыми несогласиями [11]. На первом этапе происходила коллизия островодужных (Алазейского, Хетачанского и Олойского) и кратонных (Приколымского и Омолонского) террейнов, которая завершилась их амальгамацией с образованием в конце средней юры Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента). На втором этапе имела место коллизия Колымо-Омолонского микроконтинента с Сибирским континентом (Северо-Азиатским кратоном) на границе юры и мела. С каждым этапом связаны образование утолщенной призмы континентальной коры и выплавление гранитов.

Следствием первого этапа коллизии (амальгамации) Колымо-Омолонского микроконтинента является позднеюрский этап магмогенерации гранитоидов колымского комплекса (147—155 млн лет, табл. 1). Позднеюрские U—Th—Pb SIMS-оценки возраста отражают время зарождения гранитных магм и кристаллизации цирконов. Используя принципиальную схему гранитообразования в континентальной коре коллизионных систем [9], можно предположить, что при этой коллизии в утолщенной призме континенталь-

Таблица 1. Абсолютный возраст гранитоидных комплексов Главного (Колымского) батолитового пояса

| Название массива | U–Th–Pb SIMS, циркон | 39 Ar/ 40 Ar*, биотит |
|----------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| | Колымский комплекс | |
| Догдинский | 148 ± 1** | 140 |
| Кюэх-Оттохский | _ | $146 \pm 1, 145 \pm 1$ |
| Право-Туостахский | 150 ± 2** | _ |
| Чибагалахский | $148 \pm 2^{**}, 150 \pm 1^{**}$ | 143 ± 1 |
| Порожноцепинский | 155 ± 2** | 143 ± 1 |
| Чугулукский | $151 \pm 1, 149 \pm 1**$ | _ |
| Оханджа | 149 ± 1 | _ |
| Синекандинский | _ | 141 ± 1 |
| Чъорго | 151 ± 1** | _ |
| Волшебник | _ | 141 ± 1 |
| Маяк | 154 ± 2 | 140 ± 1 |
| | Тас-Кыстабытский | |
| Тас-Кыстабытский | 149 ± 2 ; 151 ± 1 | _ |
| | Нельканский комплекс | |
| Нельканский | 144 ± 1 ; $148 \pm 1**$ | $145 \pm 1, 145, 141 \pm 1$ |
| Курдат | _ | 137, 141 |
| Якутский | _ | 143 ± 1 |
| Эргелях | 142 ± 2** | 143 |
| | Бакы-дербекинский комплекс | |
| Эбир-Хая | 137 | _ |
| Арга-Ыннах-Хайский | 131 | _ |
| Хатыннахский | 140 ± 2 | _ |
| Хатакчанский | _ | $131 \pm 1, 137 \pm 1$ |
| Хадараньинский | 146–131 | _ |
| Марья-Хая | 137 ± 1 | _ |
| Бургачанский | _ | 131 ± 1 |
| Кере-Юряхский | _ | 138 ± 1 |
| Безымянный | _ | 131 ± 1 |
| | Саханьиньинский комплекс | |
| Сыачанский | 138 ± 5 | 137 ± 1 |
| Тавучахский | 139 ± 1 | _ |
| Мокринский | 136 ± 1 | _ |
| Анхайдахский | 140 ± 2 | _ |
| Нонускайский | 137 ± 1 | _ |
| Махастырский | 136 ± 1 ; 134 ; 140 | _ |
| Саханьинский | _ | $140 \pm 1, 136 \pm 1$ |
| | Омчикандинский комплекс | |
| Омчикандинский | 131 ± 1 | 121 ± 1 |
| Элинджинский | 130 ± 1 | _ |
| Верхне-Тиглякчанский | 132 ± 1 | _ |
| Истахский | 129 ± 1 | _ |

Примечание. * — данные из базы данных к работе [15]; ** — данные из работ [1, 14].

ной коры на глубинном уровне (\sim 25-30 км) происходило выплавление гранитного расплава, а затем его перемещение на более высокий уровень коры (10-15 км), где он мог сохраняться определенное время в состоянии, близком к субсолидусному.

Во время следующего основного этапа коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента, сопровождавшегося активными тектоническими подвижками, вероятно, гранитная магма переместилась по ослабленным зонам на верхний уровень коры коллизионной системы, и произошло становление интрузий колымского комплекса. Этот процесс зафиксирован Ar-Arоценками возраста 146—133 млн лет по биотитам из гранитоидов колымского комплекса (табл. 1). Таким образом, для гранитоидов, имеющих U— Th-Pb SIMS-позднеюрский возраст по цирконам, Ar-Ar-оценки возраста по биотитам соответствуют раннему мелу, отражая время закрытия изотопной системы биотита и становления интрузий в более верхних горизонтах коры. При этом некоторые гранитоиды колымского комплекса прорывают образования Уяндино-Ясачненской вулканической дуги [4].

Надо отметить, что по данным [12] гранитоиды гранодиорит-гранитной формации Главного пояса в целом сформировались на среднем—нижнем уровнях коры (24—32 км), а гранит-лейкогранитной формации пояса — на верхнекоровом (14—18 км).

Коллизионные деформации основного этапа на рубеже юры-мела также привели к утолщению призмы континентальной коры и выплавлению новой порции гранитоидов нельканского, бакы-дербекинского, саханьинского, омчикандинского комплексов Главного пояса. Гранитоиды этих комплексов внедрялись на верхнекоровом уровне и прорывали складчато-надвиговые структуры как в пределах пассивной окраины Сибири, так и образования Колымо-Омолонского микроконтинента. Они представлены комплексами с меловыми оценками возраста по цирконам в интервале 145—130 млн лет (табл. 1). Возраст магматических комплексов этого этапа становится более молодым с юга на север. Эта же тенденция была ранее отмечена в работе [6] для гранитоидов Главного пояса в целом. Нельзя также исключать, что часть гранитов Главного батолитового пояса может иметь надсубдукционное происхождение и связана с формированием Уяндино-Ясачненской вулканической дуги во фронтальной части Колымо-Омолонского микроконтинента [15].

Таким образом, проведенные исследования позволили установить, что магмогенерация гранитоидных магм колымского комплекса Главного батолитового пояса в позднеюрское время была связана с первым этапом коллизии острово-

дужных и кратонных террейнов, приведшей к амальгамации Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента), а окончательное становление интрузий происходило в раннемеловое время во время основного этапа коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента.

Магмогенерация гранитоидов нельканского, бакы-дербекинского, саханьинского и омчикандинского комплексов того же пояса в раннемеловое время произошла на завершающем этапе коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и Сибирского континента. Массивы гранитоидов, располагающиеся к юго-западу от границы Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента, отнесенные по данным геологической съемки масштаба 1:1000000 последнего поколения к колымскому комплексу, по-видимому, принадлежат бакы-дербекинскому комплексу, что подтверждается раннемеловой U-Th-Pb SIMS-оценкой возраста по цирконам 137 млн лет из гранитоидов одного из массивов комплекса (табл. 1). Новые геохронологические данные и более детальная привязка гранитоидных комплексов к определенным этапам формирования структур позволят более точно прогнозировать их металлогеническую специализацию.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензентам за конструктивные замечания и рекомендации, которые помогли улучшить статью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-17-00197, базовое финансирование сотрудников ГИН РАН за счет субсидии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Рь SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216—221.
- 2. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии. Объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии. Масштаб 1:5000000. М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
- 3. Ганелин А.В., Лучицкая М.В., Маскаев М.В. U—Th— Pb (SIMS) датирование и условия формирования вулканитов Индигирского разреза Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток Азии) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 11—16.
- 4. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Яно-Индигирская. Листы Q-54-

- XXIII, XXIV. Объяснительная записка. Составил Ю.В. Кузнецов, редактор В.Г. Данилов. 1986 г.
- 5. Кузнецов В.М., Жигалов С.В., Ведерникова Т.А., Шпикерман В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 Сеймчан. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 426 с.+16 вкл.
- 6. *Оксман В.*С. Тектоника коллизионного пояса Черского. М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
- 7. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
- 8. Протопопов Г.Х., Трущелев А.М., Кузнецов Ю.В., Радулевич Я.А. и др. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Листы Q-54 Усть-Нера. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2020 г.
- 9. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН. Вып. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- 10. *Русакова Т.Б., Котляр И.Н.* Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 1. С. 3—27.
- 11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
- 12. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского

- микроконтинента). Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. 152 с.
- Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
- 14. Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васькин А.Ф., Петухов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист. Р-55 Сусуман. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 520 с.+5 вкл.
- Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gott-lieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A.
 Epidocity and the Dance of Late Mesozoic Magmatism and Deformation along the Northern Circum-Pacific Margin; North-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. P. 103272.
- 16. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic Setting of the Plutonic Belts of Yakutia, Northeast Russia, Based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology and Trace Element Geochemistry // Geology. 2001. V. 29. № 2. P. 167–170.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian Alkaline Igneous Suite of Northern Timan: Ion Microprobe U-Pb Zircon Ages of Gabbros and Syenite / Gee D.G., Pease V. L. (eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geological Society London. Memoirs. 2004. V. 30. P. 69-74.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fukita K. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circumnorth Pacific. / U.S. Geological Survey Open-File Report. 98-754. Reston, Viginia, 1998. 125 p.
- 19. *Prokopiev 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.

THE STAGES OF FORMATION OF MAIN BATHOLITH BELT, NORTH-EAST RUSSIA: U-Th-Pb SIMS AND Ar-Ar GEOCHRONOLOGICAL DATA

M. V. Gertseva^a, M. V. Luchitskaya^{b,#}, I. V. Sysoyev^a, and Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^b

^a All-Russian Scientific Research Geological Institute, Moscow branch, Moscow, Russian Federation
 ^b Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation
 [#]E-mail: luchitskaya@ginras.ru

The generalization of original and published geochronological data and geological position of different granitoid complexes of the Main batholith belt of North-East Asia is carried out. It is shown, that the belt formation occurred in two stages. The first Late Jurassic stage of melting of granitoids of kolymsky complex was a consequence of collision of island arc and cratonic terranes, terminated by amalgamation of Kolyma-Omolon superterrane (microcontinent). This event is reflected in the U-Pb ages of granitoids (155–147 Ma). During the second, main, stage of Siberian continent and Kolyma-Omolon microcontinent collision at the boundary of Jurassic and Cretaceous the emplacement of intrusions of kolymsky complex at the upper horizons of the crust occurred, fixed by Ar-Ar ages (146–133 Ma). The melting of granitoids of nel'kansky, bakyderbekinsky, sakhan'insky and omchikandinsky complexes of the Main belt with Early Cretaceous 145–130 Ma zircon ages is related to the same second stage.

Keywords: North-East Russia, Main batholith belt, Kolyma-Omolon microcontinent (superterrane), granitoids, zircon, U-Th-Pb SIMS and Ar-Ar ages

—— ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ——

УДК 553.46/552.32/550.93

ИЗОТОПНЫЙ U-Pb-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ЭЛЬДЖУРТИНСКИХ ГРАНИТОВ И РИОЛИТОВ Мо-W-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЫРНЫАУЗ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ)

© 2021 г. С. Г. Соловьев^{1, *}, С. Г. Кряжев², Д. В. Семенова³, Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 20.01.2021 г. После доработки 15.03.2021 г. Принято к публикации 16.03.2021 г.

Выполнены определения изотопного U—Pb-возраста (впервые — методом LA—ICP—MS) циркона из биотитовых (эльджуртинских) гранитов и впервые — из риолитов гигантского Мо—W-месторождения Тырныауз (Сев. Кавказ). Средневзвешенный изотопный U—Pb-возраст циркона из эльджуртинских гранитов составляет 2.10 ± 0.08 млн лет, с вариациями от 1.78 до 2.53 млн лет, а таковой циркона из риолитов — 2.05 ± 0.04 млн лет, с вариациями от 1.81 до 2.42 млн лет. Полученные данные подтверждают неогеновый (плейстоценовый) возраст кристаллизации этих пород, согласуются с наблюдаемой последовательностью их внедрения и подчеркивают короткий временной разрыв между ними (порядка 50 тыс. лет).

Ключевые слова: изотопные U-Pb-исследования, циркон, гранитоиды, Мо-W-месторождение Тырныауз, Северный Кавказ

DOI: 10.31857/S2686739721070100

Массив биотитовых (эльджуртинских) гранитов и сопровождающие их субвулканические некки и дайки риолитов (риолито-дацитов) [1, 2] в течение длительного времени были и остаются в фокусе изучения генезиса и эволюции магматогенно-гидротермальной системы месторождения Тырныауз, крупнейшего в России по ресурсам Мо-W- и Мо-руд в скарнах и послескарновых рудоносных метасоматитах (рис. 1). Имеются многочисленные изотопные датировки указанных магматических пород, выполненные K-Ar-, Rb-Sr- и 40 Ar/ 39 Ar-методами в разное время [3–7]. Было выполнено также определение изотопного U-Pb-возраста циркона эльджуртинских гранитов с использованием ионного микрозонда (SHRIMP) [8]. Однако определения возраста циркона указанных пород с использованием метода лазерной абляции с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с масс-спектрометрическом окончанием (LA-ICP-MS) ранее не выполнялись. Авторами впервые восполнен этот пробел. Это дает возможность верификации изотопных данных с помощью независимого метода, что важно, принимая во внимание известные ограничения различных изотопных методов, а также является ценным опытом использования изотопного U-Pb-анализа циркона для датирования весьма молодых (с возрастом менее 3 млн лет) геологических образований. Указанный метод наряду с анализом при помощи ионного микрозонда с масс-спектрометром вторичных ионов (например, SIMS SHRIMP) относится к локальным методам анализа. Несмотря на то что метод LA-ICP-MS уступает в точности SIMS, в последнее время он получил широкое распространение в силу наибольшей доступности, простоты пробоподготовки и высокой производительности, в том числе и для датирования молодых зерен циркона с возрастом вплоть до 0.1 млн лет (например, [9-11]). Циркон считается надежным геохронометром, так как он лишь с трудом подвергается преобразованиям при наложении последующих процессов, что важно при датировании магматических пород в зонах постмагматического рудообразования. Ниже приводятся результаты выполненных исследований.

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

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

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

^{*}E-mail: serguei07@mail.ru

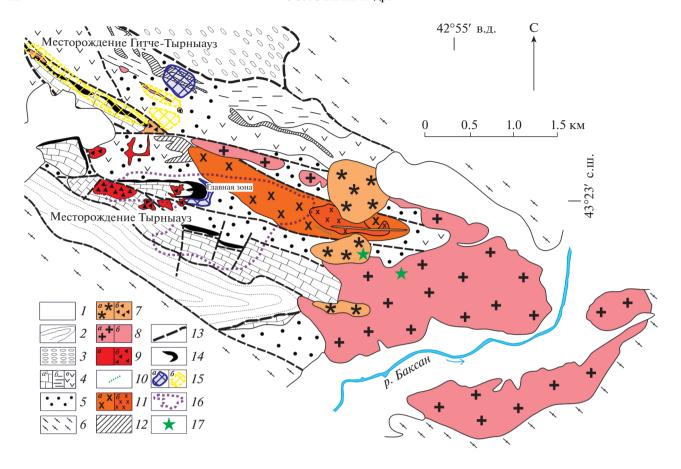


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Тырныауз (по [1, 2]). I — аллювиальные четвертичные отложения, 2 — нижнеюрские отложения (черные сланцы, конгломераты, песчаники), 3 — верхнекаменноугольные молассовые отложения (конгломераты и песчаники), 4 — девонские и нижнекаменноугольные отложения: известняки, мраморы (a), аргиллиты, филлиты (b), вулканогенные породы (лавы и туфы андезитов) (c), 5 — биотитовые роговики по девон-нижнекаменноугольным терригенным и вулканогенным породам, 6 — протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, 7 — штоки и дайки риолитов (a) и магматические брекчии с предположительно риолитовым цементом (b), 8 — биотитовые граниты Эльджуртинского массива ("эльджуртинские граниты") (a) и предположительно "постэльджуртинские" дайки и штоки аплитов (b), 9 — лейкократовые граниты (a) и их магматические брекчии (b), 10 — дайки основных пород, 11 — породы массива "трондьемитов": тоналиты-гранодиориты (a), плагиограниты (b), 12 — дайки и силлы ультраосновных пород (средний-поздний палеозой?), 13 — разломы, включая надвиги, 14 — скарново-рудные тела с Мо—W-оруденением, 15 — кварцевые штокверки с молибденитом (a) и золотой минерализацией (b), 16 — контуры карьера, 17 — места отбора проб.

За время изучения взгляды исследователей на место и роль эльджуртинских гранитов и риолитов в формировании месторождения существенно менялись — от отнесения всех метасоматитов и руд к "постэльджуртинским" через признание 'доэльджуртинского" возраста скарнов, апоскарновых рудоносных метасоматитов с Мо-W-оруденением и наиболее крупных Мо-штокверков, развитых вне скарнов, и отрицание какой-либо существенной роли эльджуртинских гранитов вообще, срезающих как Мо-W-рудные скарны, так и Мо-штокверки [1]. Затем был показан, напротив, "постэльджуртинский" (и "постриолитовый") возраст части вольфрамового оруденения, а также комплексной Мо-W-Ві-Те-Аи-минерализации [12]. Последняя слабо развита в крупных скарново-рудных телах месторождения Тырныауз, отмечена в самих эльджуртинских гранитах и играет преобладающую роль на удалении от ведущих Мо—W- и Мо-рудных тел — на крупном месторождении-сателлите Гитче-Тырныауз. Все это, очевидно, отражает интрарудный характер эльджуртинских гранитов и риолитов и показывает их важность как генетических реперов для понимания условий формирования месторождения.

Соответственно, разными авторами были выполнены определения изотопного возраста эльджуртинских гранитов и риолитов с использованием K—Ar и Rb—Sr-методов. В частности, был получен изотопный K—Ar-возраст эльджуртинских гранитов в диапазоне от 2.0 ± 0.2 млн лет до 1.9 ± 0.15 млн лет, а риолитов — от 1.80 ± 0.25 млн лет до 1.60 ± 0.25 млн лет [3]. По данным [4], изотопный Rb—Sr-возраст эльджуртинских гранитов

| | | | • | | | - | • | • | • | • | |
|------------------|-------|-------|-----------|------|------|-----------|------|------|-----------|------|------|
| | 1 | 2 | | 1 | 2 | | 1 | 2 | | 1 | 2 |
| мас. % | | | г/т (ррт) | | | г/т (ррт) | | | г/т (ррт) | | |
| SiO ₂ | 72.64 | 69.14 | Ba | 255 | 357 | Mo | 14.3 | 2.26 | Ce | 87.2 | 71.4 |
| TiO_2 | 0.36 | 0.52 | Sr | 132 | 150 | W | 89.7 | 20.7 | Pr | 9.75 | 7.84 |
| Al_2O_3 | 14.20 | 14.56 | Co | 4.49 | 3.92 | Sn | 6.05 | 8.46 | Nd | 33.3 | 25.6 |
| Fe_2O_3 | 0.59 | 1.67 | Ni | 6.13 | 5.60 | Cs | 13.4 | 15.8 | Sm | 6.52 | 4.82 |
| FeO | 1.55 | 1.82 | V | 31.4 | 62.3 | Hf | 6.93 | 4.67 | Eu | 0.57 | 0.77 |
| MnO | 0.04 | 0.03 | Cr | 21.4 | 19.0 | Ta | 2.72 | 1.86 | Gd | 5.43 | 4.04 |
| MgO | 0.71 | 1.14 | Rb | 233 | 276 | Ga | 20.0 | 20.7 | Tb | 0.85 | 0.56 |
| CaO | 1.63 | 1.99 | Li | 46.1 | 66.9 | Th | 38.9 | 26.6 | Dy | 4.91 | 3.37 |
| Na_2O | 3.21 | 2.85 | Be | 6.15 | 6.47 | U | 7.18 | 8.81 | Но | 0.99 | 0.66 |
| K_2O | 4.32 | 4.12 | Zr | 239 | 165 | Cu | 9.0 | 12.8 | Er | 2.74 | 1.83 |
| P_2O_5 | 0.11 | 0.28 | Nb | 16.0 | 14.2 | Zn | 50.1 | 77.4 | Tm | 0.42 | 0.28 |
| LOI | 0.54 | 1.43 | Y | 23.6 | 16.7 | Pb | 20.1 | 33.5 | Yb | 2.61 | 1.69 |
| Total | 99.90 | 99.55 | | | | La | 43.0 | 35.9 | Lu | 0.45 | 0.27 |

Таблица 1. Химический состав изученных проб эльджуртинских гранитов и риолитов Тырныауза

Примечание. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлюоресцентным методом, FeO — волюмометрическим методом, рассеянных и редкоземельных элементов — методом ICP—MS в лаборатории ЦНИГРИ. Пробы: 1 — эльджуртинский гранит, 2 — риолит.

составляет 1.982 ± 0.008 млн лет, а по данным [5], изотопный Rb—Sr-возраст, полученный по коллекции аплитов из вертикального разреза >3 км, составляет 2.12 ± 0.01 млн лет. Величины изотопного 40 Ar/ 39 Ar-возраста (по биотиту) гранитов Эльджуртинского массива изменяются по разрезу от 2.2-2.5 млн лет в его кровельной части до 1.8-2.0 млн лет на уровне современного среза р. Баксан, и 1.2-1.4 млн лет в скважине на глубине око-

ло 3800 м [6]. Для риолитов был дополнительно получен изотопный K—Ar-возраст порядка 2.0-1.85 млн лет [7]. С использованием ионного микрозонда (SHRIMP) был получен изотопный U—Pb-возраст циркона эльджуртинских гранитов, составляющий 2.04 ± 0.03 млн лет [8].

Для изотопного U—Pb-анализа циркона методом LA—ICP—MS были отобраны проба гранита из верхней части Эльджуртинского массива и

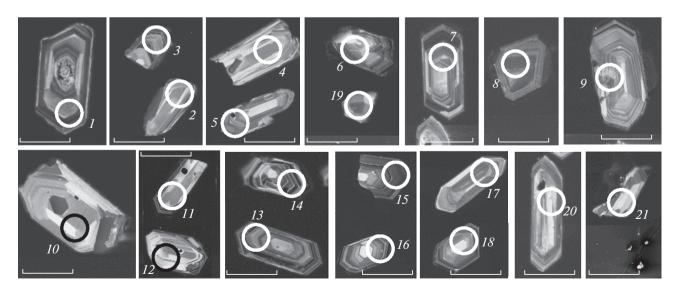


Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из эльджуртинских гранитов Тырныауза. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 1. Длина масштабной линейки — 100 мкм.

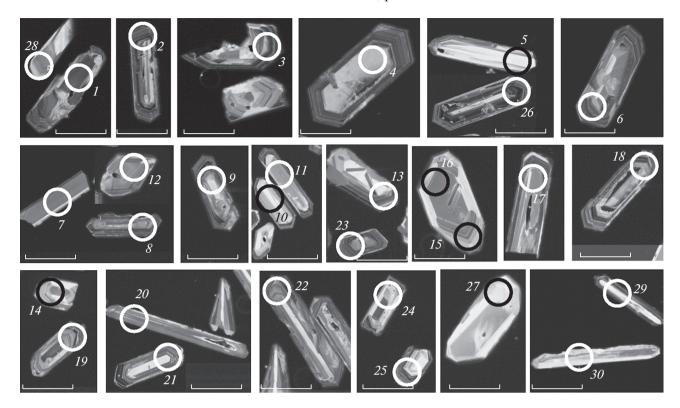


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из риолитов Тырныауза. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2. Длина масштабной линейки -100 мкм.

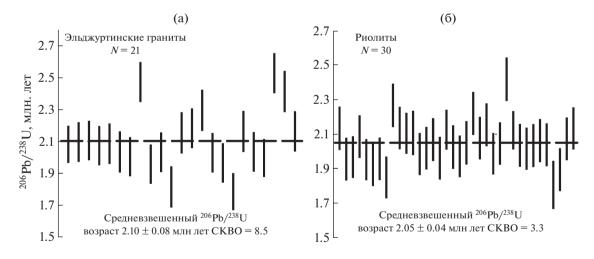


Рис. 4. Диаграммы значений средневзвешенного изотопного 206 Pb/ 238 U возраста для цирконов из эльджуртинских гранитов (а) и риолитов (б) Тырныауза.

проба риолита одного из некков (рис. 1). Отобранный эльджуртинский гранит содержит крупные фенокристаллы калиевого полевого шпата (ортоклаза до санидина), а также фенокристаллы кварца в среднезернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массе. Отобранный риолит (риолит-порфир) содержит фенокристаллы поле-

вых шпатов и кварца, а также их оскольчатые фрагменты в тонкозернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массе. Химический состав изученных пород приведен в табл. 1.

Изотопные U-Pb-исследования циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новоси-

Таблица 2. Результаты изотопных U/Pb-исследований цирконов из эльджуртинских гранитов Тырныауза

| № точки | Содержа | ание, г/т | Tri. /III | | Изотог | іные отнош | іения* | | Возраст**, | , млн лет |
|---------|-------------------|-----------|-----------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|------|-------------------------------------|-----------|
| анализа | ²⁰⁶ Pb | U | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 1 σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 1 σ | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 1 σ |
| 1 | 1.32 | 4918 | 0.25 | 0.00221 | 0.00008 | 0.00031 | 0.00001 | 0.89 | 2.097 | 0.062 |
| 2 | 0.22 | 766 | 0.30 | 0.00318 | 0.00021 | 0.00032 | 0.00001 | 0.47 | 2.106 | 0.062 |
| 3 | 0.69 | 2503 | 0.16 | 0.00268 | 0.0001 | 0.00031 | 0.00001 | 0.86 | 2.074 | 0.062 |
| 4 | 0.14 | 496 | 0.34 | 0.0024 | 0.00024 | 0.00031 | 0.00001 | 0.32 | 2.086 | 0.063 |
| 5 | 0.49 | 1889 | 0.30 | 0.00193 | 0.00009 | 0.0003 | 0.00001 | 0.71 | 2.034 | 0.065 |
| 6 | 0.43 | 1617 | 0.25 | 0.00265 | 0.00013 | 0.0003 | 0.00001 | 0.68 | 2.005 | 0.062 |
| 7 | 0.65 | 2010 | 0.29 | 0.00276 | 0.00015 | 0.00037 | 0.00001 | 0.50 | 2.473 | 0.063 |
| 8 | 0.72 | 2796 | 0.18 | 0.00233 | 0.00009 | 0.00029 | 0.00001 | 0.89 | 1.958 | 0.062 |
| 9 | 0.36 | 1322 | 0.24 | 0.00221 | 0.00012 | 0.0003 | 0.00001 | 0.61 | 2.032 | 0.062 |
| 10 | 0.07 | 285 | 0.52 | 0.00226 | 0.00034 | 0.00027 | 0.00001 | 0.25 | 1.815 | 0.064 |
| 11 | 0.09 | 325 | 0.62 | 0.00205 | 0.00031 | 0.00032 | 0.00001 | 0.21 | 2.154 | 0.065 |
| 12 | 0.18 | 614 | 0.32 | 0.00301 | 0.00021 | 0.00033 | 0.00001 | 0.43 | 2.183 | 0.062 |
| 13 | 0.55 | 1849 | 0.17 | 0.00236 | 0.00013 | 0.00034 | 0.00001 | 0.53 | 2.295 | 0.065 |
| 14 | 0.85 | 3215 | 0.25 | 0.00221 | 0.0001 | 0.0003 | 0.00001 | 0.74 | 2.029 | 0.062 |
| 15 | 1.35 | 5320 | 0.20 | 0.00215 | 0.00008 | 0.00029 | 0.00001 | 0.93 | 1.965 | 0.062 |
| 16 | 0.47 | 1871 | 0.20 | 0.00415 | 0.00016 | 0.00028 | 0.00001 | 0.93 | 1.784 | 0.058 |
| 17 | 0.31 | 1105 | 0.30 | 0.00208 | 0.00015 | 0.00032 | 0.00001 | 0.43 | 2.163 | 0.065 |
| 18 | 0.16 | 557 | 0.40 | 0.00506 | 0.00026 | 0.00032 | 0.00001 | 0.61 | 1.997 | 0.060 |
| 19 | 0.58 | 1733 | 0.38 | 0.00292 | 0.00017 | 0.00038 | 0.00001 | 0.45 | 2.528 | 0.063 |
| 20 | 0.25 | 755 | 0.57 | 0.00244 | 0.00027 | 0.00036 | 0.00001 | 0.25 | 2.413 | 0.065 |
| 21 | 0.42 | 1510 | 0.25 | 0.00223 | 0.00018 | 0.00032 | 0.00001 | 0.39 | 2.163 | 0.063 |

Примечание. Rho — коэффициент корреляции ошибок значений изотопных отношений 207 Pb/ 235 U и 206 Pb/ 238 U; * — без коррекции на нерадиогенный свинец и Th/U-неравновесность; ** — 206 Pb/ 238 U-возраст с коррекцией на нерадиогенный свинец и Th/U-неравновесность согласно [17, 18].

бирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR ("Thermo Fisher Scientifіс") с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite ("Teledyne Cetac"), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Данные о морфологии и внутреннем строении зерен циркона были получены по катодолюминесцентным изображениям и снимкам в отраженных электронах. Изображения в обратно рассеянных электронах и катодолюминесценции получены на сканируюшем электронном микроскопе LEO-1430 ("Zeiss"). Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ²⁰⁸Pb при минимальном значении 248 ThO $^+/^{232}$ Th $^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb + Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U. Диаметр лазерного луча составлял 50 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы "Glitter" [13]. 235 U рассчитывался из 238 U на основе отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.818$ [14]. Для учета элементного и изотопного фракционирования изотопные U-Pb-отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [15]. Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1 [16]. Для зерен циркона с возрастом менее 3 млн лет необходимо учитывать влияние на полученный U/Pb-возраст неравновесности изотопной системы (связанную с образованием промежуточных изотопов в цепочках радиоактивного распада 238 U, 235 U), а также влияние нерадиогенного свинца. Данная коррекция проведена по методу [17, 18]. Поскольку для "молодых" зерен циркона характерен низкий радиогенный прирост по ²⁰⁷Pb, возраст для них определятся по изотопному 206 Pb/ 238 U-отношению и представляется в виде средневзвешенного значения. Расчет средневзвешенного значения ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраста и построение диаграмм проведены с помощью программы Isoplot [19].

Таблица 3. Результаты изотопных U/Pb-исследований цирконов из риолитов Тырныауза

| № точки | Содержа | ание, г/т | T1 /II | | Изотог | іные отнош | ения* | | Возраст** | , млн лет |
|---------|-------------------|-----------|--------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|------|-------------------------------------|-----------|
| анализа | ²⁰⁶ Pb | U | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 1 σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 1 σ | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 1 σ |
| 1 | 0.75 | 2721 | 1.08 | 0.00233 | 0.00009 | 0.00032 | 0.00001 | 0.81 | 2.134 | 0.063 |
| 2 | 1.08 | 4201 | 0.27 | 0.00233 | 0.00013 | 0.00029 | 0.00001 | 0.62 | 1.956 | 0.062 |
| 3 | 0.62 | 2405 | 0.17 | 0.00327 | 0.00014 | 0.0003 | 0.00001 | 0.78 | 1.968 | 0.060 |
| 4 | 1.50 | 5610 | 0.10 | 0.00246 | 0.00008 | 0.00031 | 0.00001 | 0.99 | 2.086 | 0.062 |
| 5 | 0.13 | 507 | 0.32 | 0.00273 | 0.00031 | 0.00029 | 0.00001 | 0.30 | 1.927 | 0.064 |
| 6 | 0.75 | 3025 | 0.16 | 0.00302 | 0.00014 | 0.00028 | 0.00001 | 0.77 | 1.850 | 0.060 |
| 7 | 0.24 | 817 | 0.49 | 0.00267 | 0.00019 | 0.00034 | 0.00001 | 0.41 | 2.267 | 0.063 |
| 8 | 0.63 | 2265 | 0.21 | 0.00272 | 0.0001 | 0.00032 | 0.00001 | 0.85 | 2.135 | 0.062 |
| 9 | 0.57 | 1972 | 0.22 | 0.00437 | 0.00014 | 0.00033 | 0.00001 | 0.95 | 2.106 | 0.059 |
| 10 | 0.21 | 647 | 0.30 | 0.00883 | 0.00055 | 0.00037 | 0.00001 | 0.43 | 2.108 | 0.064 |
| 11 | 0.18 | 670 | 0.67 | 0.00391 | 0.00024 | 0.00031 | 0.00001 | 0.53 | 1.986 | 0.061 |
| 12 | 0.28 | 1008 | 0.25 | 0.00272 | 0.00016 | 0.00031 | 0.00001 | 0.55 | 2.069 | 0.062 |
| 13 | 0.74 | 2943 | 0.15 | 0.00216 | 0.00008 | 0.00029 | 0.00001 | 0.93 | 1.967 | 0.062 |
| 14 | 0.32 | 987 | 0.29 | 0.0075 | 0.00033 | 0.00036 | 0.00001 | 0.63 | 2.128 | 0.059 |
| 15 | 0.30 | 1147 | 0.21 | 0.00225 | 0.00014 | 0.0003 | 0.00001 | 0.54 | 2.027 | 0.062 |
| 16 | 0.25 | 912 | 0.31 | 0.00433 | 0.00025 | 0.00031 | 0.00001 | 0.56 | 1.972 | 0.060 |
| 17 | 0.19 | 674 | 0.95 | 0.00214 | 0.00019 | 0.00032 | 0.00001 | 0.35 | 2.050 | 0.063 |
| 18 | 1.19 | 4400 | 0.20 | 0.00191 | 0.00008 | 0.00028 | 0.00001 | 0.85 | 2.078 | 0.062 |
| 19 | 0.49 | 1724 | 0.21 | 0.00388 | 0.00017 | 0.00031 | 0.00001 | 0.74 | 2.155 | 0.062 |
| 20 | 0.30 | 1093 | 0.68 | 0.00308 | 0.00015 | 0.00031 | 0.00001 | 0.66 | 1.987 | 0.060 |
| 21 | 0.33 | 1222 | 0.26 | 0.00221 | 0.00017 | 0.00032 | 0.00001 | 0.41 | 2.046 | 0.061 |
| 22 | 0.36 | 1159 | 0.36 | 0.00857 | 0.00025 | 0.00037 | 0.00001 | 0.93 | 2.418 | 0.063 |
| 23 | 1.47 | 5531 | 0.14 | 0.00214 | 0.00016 | 0.00031 | 0.00001 | 0.43 | 2.036 | 0.062 |
| 24 | 0.15 | 485 | 0.19 | 0.00218 | 0.00009 | 0.0003 | 0.00001 | 0.81 | 2.016 | 0.060 |
| 25 | 0.81 | 3125 | 0.12 | 0.00844 | 0.0005 | 0.00036 | 0.00001 | 0.47 | 2.034 | 0.062 |
| 26 | 2.54 | 9753 | 0.11 | 0.00574 | 0.00068 | 0.0003 | 0.00001 | 0.28 | 2.039 | 0.062 |
| 27 | 0.04 | 152 | 0.66 | 0.00222 | 0.00016 | 0.00028 | 0.00001 | 0.50 | 1.807 | 0.070 |
| 28 | 0.48 | 1886 | 0.22 | 0.00199 | 0.00013 | 0.00028 | 0.00001 | 0.55 | 1.895 | 0.062 |
| 29 | 0.23 | 752 | 0.35 | 0.00388 | 0.00021 | 0.00033 | 0.00001 | 0.56 | 2.073 | 0.062 |
| 30 | 0.53 | 1794 | 0.37 | 0.71984 | 0.0135 | 0.08853 | 0.00162 | 0.98 | 2.134 | 0.061 |

Примечание. Rho — коэффициент корреляции ошибок значений изотопных отношений 207 Pb/ 235 U и 206 Pb/ 238 U; * — без коррекции на нерадиогенный свинец и Th/U-неравновесность; ** — 206 Pb/ 238 U-возраст с коррекцией на нерадиогенный свинец и Th/U-неравновесность согласно [17, 18].

Кристаллы циркона в изученной пробе эльджуртинского гранита представлены прозрачными розовыми, хорошо ограненными индивидуумами удлиненно-призматической формы длиной 100—150 мкм с коэффициентом удлинения порядка 3—4 (рис. 2). В СL-изображении в большинстве кристаллов наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка. Кристаллы циркона в изученной пробе риолита представлены прозрачными бесцветными, хорошо ограненными индивидуумами, большинство из которых,

однако, характеризуются резко удлиненной (иногда игольчатой) призматической формой, с длиной до 300 мкм и коэффициентом удлинения порядка 7—10, иногда более (рис. 3). Меньшая часть кристаллов циркона в риолите представлена более короткими призматическими кристаллами длиной 80—100 мкм и коэффициентом удлинения порядка 2 (рис. 3). В СL-изображении в большинстве кристаллов также наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка.

Изотопные U-Рb-анализы были выполнены для 21 зерна циркона эльджуртинских гранитов и для 30 зерен циркона риолитов (табл. 2, 3; рис. 2, 3). Поскольку для проанализированных "молодых" зерен (моложе 3 млн лет) циркона характерны низкие содержания ²⁰⁷Pb, а результаты датирования каждого отдельного зерна располагаются в области погрешности измерений, оценочный возраст определен по изотопному $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U-от-}$ ношению и представлен в виде средневзвешенного значения. Соответственно, для изученной выборки циркона из эльджуртинских гранитов средневзвешенный изотопный U-Pb-возраст составляет 2.10 ± 0.08 млн лет (СКВО = 8.5) (рис. 4a). Для изученной выборки циркона из риолитов средневзвешенный изотопный U-Pb-возраст составляет 2.05 ± 0.04 млн лет (СКВО = 3.3) (рис. 4б). Призматический облик и отчетливая осцилляторная зональность акцессорного циркона из эльджуртинских гранитов и риолитов Тырныауза, отвечающего, по-видимому, "автокристам" этого минерала [20], свидетельствуют о его магматическом происхождении. Это дает основания полагать, что полученные значения средневзвешенного изотопного U-Pb-возраста соответствуют времени кристаллизации указанных пород.

Для изученных кристаллов циркона отмечены некоторые вариации значений изотопного U-Pb-возраста, составляющие в целом 1.78-2.53 млн лет лля пиркона из эльлжуртинских гранитов и 1.81—2.42 млн лет для циркона из риолитов. При этом получены несколько более древние значения возраста в ядрах кристаллов (до 2.47 млн лет в эльджуртинских гранитах и обычно более 2 млн лет в риолитах). Однако, как более древние (до 2.3 млн лет в эльджуртинских гранитах до 2.42 млн лет в риолитах), так и молодые (до 1.82 млн лет в эльджуртинских гранитах, до 1.85 млн лет в риолитах) значения возраста отмечены и в периферических зонах кристаллов циркона. Устойчивой разницы датировок кристаллов циркона разной (от коротко-призматической до игольчатой) формы в риолитах не выявлено.

Небольшой разброс значений датировок разных зерен предполагает относительно быструю кристаллизацию циркона и соответствующих магматических пород-"хозяек". При этом рассчитанные средневзвешенные значения изотопных U—Pb-возрастов подчеркивают короткий временной разрыв между эпизодами кристаллизации эльджуртинских гранитов и пересекающих их риолитов, составлявший, по полученным новым изотопным U—Pb (LA—ICP—MS)-данным, около 50 тыс. лет.

Таким образом, полученные изотопные U- Рb-данные подтверждают неогеновый (плейстоценовый, около 2 млн лет) возраст становления эльджуртинских гранитов и прорывающих их

риолитов, ранее определенный для этих пород изотопными K-Ar-, Rb-Sr-, а для эльджуртинских гранитов — также изотопными 40 Ar/ 39 Ar- и U-Рb-методами [3-8]. Полученные данные согласуются с наблюдаемой возрастной последовательностью внедрения и кристаллизации эльджуртинских гранитов и риолитов, лишь с небольшим временным разрывом между ними. Вместе с этим большее разнообразие морфологических типов кристаллов циркона в риолитах предполагает более сложную историю кристаллизации этих пород, чем непосредственное фракционирование риолитов при дифференциации магмы эльджуртинских гранитов. Последнее, в том числе, могло быть связано с возможной большей автономностью питающих их магматических очагов, на что указывает и меньшая (по сравнению с эльджуртинскими гранитами) кремнекислотность риолитов, фактически отвечающих по составу риолито-дацитам. В целом изотопный U-Рь (LA-ICP-MS)-метод показал свою эффективность для определения возраста циркона из молодых (менее 3 млн лет) магматических пород.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России (проект № 075-15-2020-802).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Пэк А.В.* Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 168 с.
- 2. *Ляхович В.В.* Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука. 1976. 424 с.
- 3. Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового оруденения на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным // Известия АН СССР. Серия геол. 1972. № 2. С. 135—138.
- 4. *Журавлев Д.З.*, *Негрей Е.В.* Синхронность формирования Эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырныауза (Северный Кавказ) по данным Rb-Sr метода // ДАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 483—487.
- 5. *Костицын Ю.А., Кременецкий А.А.* Возраст заключительного магматического этапа эльджуртинского

- гранита: Rb-Sr-изотопное датирование аплитов // Геохимия. 1995. № 7. С. 925—931.
- Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I. The Cooling History of the Late Pliocene Eldzhurtinskiy Granite (Caucasus, Russia) and the Thermochronological Potential of Grain-size/Age Relationships // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117 (3–4). P. 393–406.
- 7. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Аракелянц М.М. Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырныаузском рудном поле, Северный Кавказ: новые К-Аг и Rb-Sr данные // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 244—248.
- 8. Grün R., Tani A., Gurbanov A., Koshchug D., Williams I., Braun J. A New Method for the Estimation of Cooling and Denudation Rates Using Paramagnetic Centers in Quartz: A Case Study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 17531–17549.
- Ito H., Tamura A., Morishita T., Arai S., Arai F., Kato O.
 Quaternary Plutonic Magma Activities in the Southern
 Hachimantai Geothermal Area (Japan) Inferred from
 Zircon LA-ICP-MS U-Th-Pb Dating Method. //
 J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 265. P. 1–8.
- Paquette J. L., Mergoil-Daniel J. Origin and U—Pb Dating of Zircon-bearing Nepheline Syenite Xenoliths
 Preserved in Basaltic Tephra Massif Central, France) //
 Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 158. P. 245–262.
- Sliwinski J.T., Guillong M., Liebske C., Dunkl I., von Quadt A., Bachmann O. Improved accuracy of LA-ICP-MS U-Pb Ages of Cenozoic Zircons by Alpha Dose Correction // Chemical Geology. 2017. V. 472. P. 8–21.
- 12. Докучаев А.Я., Носова А.А. Рудная минерализация в разрезе Тырныаузской глубокой скважины (Се-

- верный Кавказ) // Геология рудных месторождений. 1994. № 3. С. 218—229.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICP-MS // Sylvester, P. (ed.), Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series, 2008. V. 40. P. 307–311.
- 14. Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. ²³⁸U/²³⁵U Systematics in Terrestrial Uranium-bearing Minerals // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
- 15. *Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al.* Plesovice Zircon—a New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.
 The Application of Laser Ablation-inductively Coupled Plasma-mass Spectrometry to in situ U–Pb Zircon Geochronology. // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.
- 17. Sakata S., Hirakawa S., Iwano H., et al. A New Approach for Constraining the Magnitude of Initial Disequilibrium in Quaternary Zircons by Coupled Uranium and Thorium Decay Series Dating // Quaternary Geology. 2017. V. 38. P. 1–12.
- Sakata S. A Practical Method for Calculating the U-Pb Age of Quaternary Zircon: Correction for Common Pb and Initial Disequilibria // Geochemical Journal. 2018. V. 52. P. 281–286.
- 19. *Ludwig K.* User's Manual for Isoplot 3.00 // Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA. 2003. P. 1–70.
- 20. *Miller J.S.*, *Matzel J.E.*, *Miller C.F.*, *Burgess S.D.*, *Miller R.B.* Zircon Growth and Recycling during the Assembly of Large, Composite Arc Plutons // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.

ISOTOPIC ZIRCON U-Pb (LA-ICP-MS) AGE OF THE ELDZHURTY GRANITE AND RHYOLITE AT THE TYRNYAUZ Mo-W DEPOSIT (NORTH CAUCASUS, RUSSIA)

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

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

b Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation
c V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation

#E-mail: serguei07@mail.ru

The paper presents the new data of the isotopic zircon U–Pb study (LA–ICP–MS method) on the biotite ("Eldzhurty") granite and the first data – on rhyolite at the giant Tyrnyauz W–Mo deposit (North Caucasus). The mean isotopic U–Pb age of zircons form the Eldzhurty granite is 2.10 ± 0.08 Ma, with variations from 1.78 to 2.53, whereas that of zircons from the rhyolite is 2.05 ± 0.04 Ma, with variations from 1.81 ±0.04 Ma. The data supports the Neogene (Pleistocene) age of the rock crystallization, is in agreement with the rock emplacement sequence observed, and emphasizes a short time span (about 50 000 years) between the magma emplacement events.

Keywords: isotopic U-Pb study, zircon, granitoids, Tyrnyauz W-Mo skarn deposit, North Caucasus

_____ ГЕОХИМИЯ **____**

УЛК 550.93+550.42

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В ВОДАХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2021 г. А. С. Айдаркожина^{1, 2, *}, В. Ю. Лаврушин^{1, 2}, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов³, Э. В. Сокол², А. Ю. Крамчанинов³

Поступило 03.02.2021 г. После доработки 10.03.2021 г. Принято к публикации 24.03.2021 г.

Определен изотопный состав стронция в водах 17 грязевых вулканов Северо-Западного Предкавказья. Значения 87 Sr/ 86 Sr в водах варьируют от 0.70734 до 0.71076 и положительно коррелируют с величинами δ^{18} O и температурами флюидогенерации, определенными по Mg—Li-геотермометру. Полученные данные позволяют сделать вывод об изолированности грязевулканических систем Керченско-Таманской области от флюидных систем нижележащих мезозойских комплексов осадочного чехла Западно-Кубанского прогиба. Важная роль в водном балансе грязевулканических систем принадлежит дегидратационным водам, выделявшимся в ходе реакции иллитизации смектитов. Весь комплекс изотопных данных указывает как на локализацию геохимических процессов в толще отложений майкопской серии, так и на геохимическую неоднородность верхней части осадочного чехла Западно-Кубанского прогиба.

Ключевые слова: грязевые вулканы, изотопы стронция, Предкавказье, Керченско-Таманская провинция

10.31857/S2686739721070021

ВВЕДЕНИЕ

Определение геохимических характеристик грязевулканических эманаций позволяет получить представление о геохимических особенностях глубинных флюидных систем нефтегазоносных бассейнов. Однако до сих пор остаются дискуссионными вопросы оценки глубин формирования газовой и водной составляющих грязевулканических выбросов, а также механизмов обогащения вод микрокомпонентами и формирования на глубине больших объемов глинистой пульпы. Эти вопросы актуальны и в отношении грязевых вулканов Керченско-Таманской области, локализованных в южной части Западно-Кубанского прогиба, примыкающей к горным сооружениям Большого

Кавказа и Крыма. Верхний структурный этаж Западно-Кубанского бассейна сложен отложениями кайнозойского возраста, большая часть мощности которых (до 4-6 км) приходится на глинистые осадки майкопской серии олигоценраннемиоценового возраста. Их подстилают карбонатные и терригенные отложения мела и юры. В отношении глубин расположения "корней" грязевых вулканов этой территории имеются весьма противоречивые точки зрения. Е.Ф. Шнюков и соавт. [16] полагают, что питание этих грязевулканических систем обеспечивают мезозойские и даже более древние толщи, залегающие на глубинах более 5 км. Однако многочисленные оценки температур флюидогенерации, полученные по гидрохимическим геотермометрам, согласованно указывают на относительно небольшие температуры формирования грязевулканических вод в этом регионе – от 20–40 до 80–120°C [4–7]. Такие температуры флюидогенерации соответствуют интервалу глубин от 1 до ~4 км, где залегают майкопские толщи.

Исследование изотопного состава Sr в солевом составе вод позволяет определить природу геохимического резервуара [5] и таким образом независимо подтвердить или опровергнуть связь грязевулканических вод региона с карбонатными коллекторами мезозоя. Осадочные карбонаты

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

^{*}E-mail: altin.echo@mail.ru

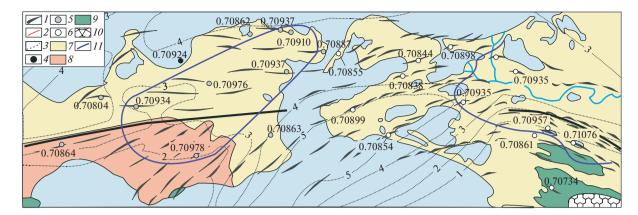


Рис. 1. Значения 87 Sr/ 86 Sr в водах Керченско-Таманской грязевулканической области. Информация о геологическом строении дана по [18]. Условные обозначения: I — антиклинальные складки; 2 — разрывные нарушения; 3 — изолинии мощностей отложений майкопской серии по [17]; 4—6 пункты опробования вод на 87 Sr/ 86 Sr: 4 — вода Азовского моря, 5 — вулканы Керченского полуострова (см. табл. 1, 2), 6 — вулканы Таманского полуострова по [10]; 7—9 — выходы отложений разного возраста: 7 — позднемиоцен-четвертичного, 8 — майкопской серии, 9 — мелового возраста; 10 — антиклинорий Большого Кавказа; цифрами на рисунке; 11 — границы области значений 87 Sr/ 86 Sr > 0.709 (цифры приведены на рисунке).

мелового возраста характеризуются пониженными значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (до 0.707) [18], что резко отличает их как от кайнозойских карбонатов, так и от алюмосиликатного материала разновозрастных глинистых пород (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr > 0.709) [10]. Ранее изотопный состав Sr был определен в водах 11 грязевых вулканов Таманского полуострова [12]. В 2015 и 2017 г. авторами было обследовано еще 17 объектов на Керченском полуострове (рис. 1). В результате было охарактеризовано 30 вулканов региона, что впервые позволило выявить общие закономерности изменения значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в водах всей Керченско-Таманской области развития грязевого вулканизма.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На вулканах отбирались образцы глинистой пульпы, которая после отстаивания в пластиковых бутылках в течение суток отфильтровывалась через фильтр 0.45 мкм. Проба консервировалась концентрированной НОО3. Определение изотопного состава Sr в пробах грязевулканических вод было выполнено в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Аликвота воды упаривалась досуха, после чего остаток растворялся в 8М HNO₃ и центрифугировался. Выделение Sr проводилось с использованием анионита SrResin. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (табл. 1). Среднее значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандарте SRM-987 составило 0.710250 ± 0.000009 (n = 12). В коллекции проб воды и газов, отобранных на этих же объектах, в ГИН РАН (Москва) был определен ряд изотопных характеристик: δ^{18} О и δ^{2} Н в H_{2} О, δ^{13} С в HCO_{3} , δ^{13} С в CH_{4}

и CO_2 . Для оценки температур флюидогенерации использовался Mg-Li-гидрохимический геотермометр [4—11].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Воды грязевых вулканов Керченско-Таманской области характеризуются довольно специфическим составом. Их рН варьирует от 7.0 до 8.9, а $\rm Eh-ot-220$ до $\rm -110$ мВ. Минерализация вод в большинстве вулканов меняется от 5 до 20 г/л (Мин_{средн.} = $\rm 12.6\pm3.5~r/n$; n=78). Большинство вод относится к $\rm Cl-HCO_3-Na$ -типу. Концентра-

ция ${\rm HCO_3^-}$ зачастую меняется от 1.4 до 9.2 г/л (${\rm HCO_{3\,cp.}^-}=4.5\pm1.8$ г/л; n=82). Характерной особенностью изученных вод является их обогащение бором, нередко достигающее ураганных величин (от 0.6 мг/л до 1.64 г/л, среднее — 310 мг/л) [4, 7, 15].

Содержание Sr в грязевулканических водах региона варьирует в широком интервале значений $(0.1-42~\mathrm{Mr/n})$. Самые высокие его концентрации характерны для минерализованных вод вулканов Гладковский, Королевский и Тобечик, принадлежащих к Cl-Na- и Cl-Na-Ca-типам. Для большинства объектов, воды которых относятся к Cl-HCO $_3-$ Na-типу, содержание Sr резко снижается с

ростом концентрации HCO_3^- и, вероятно, контролируется равновесием с $SrCO_3$. Следует отметить, что повышенные концентрации Sr помимо нескольких грязевых вулканов, изливающих воды Cl-Na-типа, также характерны и для объектов, расположенных в предгорьях Большого Кавказа (например, Семигорский и Шуго). Значения от-

 Таблица 1. Изотопный и химический состав грязевулканических вод Керченского полуострова

| № 06p. | Название | Мин., г/л | HCO_3^- , $M\Gamma/J$ | СІ [–] , мг/л | SO_4^{2-} , MI/JI | $\mathrm{Mg}^{2+},$ Mr/π | Na ⁺ , мг/л | $\mathrm{K}^{+},$ Mr/ $^{\pi}$ | Li, мкг/л | Sr, Mr/π | δ ¹⁸ Ο, %ο | δ^2 H, ‰ | $^{87}\mathrm{Sr/^{86}Sr}$ |
|-----------|--|--------------|-------------------------|---------------------------|---------------------|---------------------------------------|---------------------------|--------------------------------|--------------|-------------|-----------------------|-----------------|----------------------------|
| 2-15 | озеро Чокрак, сероводородный ист. | 23 | I | 1 | 6486 | 503 | 8360 | 148 | 1199 | 22 | 1 | 1 | 0.70862 |
| 5-15 | в. Булганакский, центр. сальза | 14 | 5246 | 3830 | 27 | 36 | 4336 | 85 | 3175 | 4 | 13.3 | -22 | 0.70910 |
| 9-2-15 | в. Еникльский | 12 | 6710 | 1433 | 3 | 26 | 2982 | 45 | 1242 | 2 | 12.8 | -30 | 0.70887 |
| 10-15 | Арма-Эли | 11 | 2440 | 9889 | 14 | 37 | 3914 | 29 | 1320 | 1 | 6.1 | -22 | 0.70864 |
| 11-15 | Насырский | 12 | 2562 | 7446 | 32 | 71 | 5057 | 32 | 958 | 2 | 8.0 | -25 | 0.70804 |
| 13-15 | Королевский | 15 | 2684 | 21205 | 23 | 188 | 10928 | 214 | 24437 | 27 | 13.8 | 4- | 0.70934 |
| 16-15 | Бурашский | I | 1708 | 5815 | 64 | 52 | 3216 | 34 | 764 | 2 | 3.6 | -19 | 0.70937 |
| 19-15 | Чонгеленский | I | 4270 | 6170 | 58 | 52 | 4348 | 29 | 881 | 2 | 0.1 | -29 | 0.70863 |
| 21-15 | Bopyx-O6a | 7 | 7808 | 1773 | 224 | 10 | 4184 | 14 | 1246 | П | 11.2 | -14.2 | 0.70978 |
| 23-15 | ист. Сеит-Эли | I | 4514 | 1872 | 141 | 77 | 2595 | 111 | 2612 | 2 | 9.2 | -38 | 0.70976 |
| 201-1-17 | 201-1-17 Булганакский, сальза № 2 | I | 7564 | 55141 | 49 | 26 | 6187 | 74 | 7244 | 3 | 11 | -14.6 | 0.70927 |
| 202-2-17 | Ольденбургского, сальза № 2 | 17 | 5856 | 3368 | 0 | 35 | 4097 | 99 | 2762 | 11 | 12.5 | -20.0 | 0.70869 |
| 202-3-17 | Ольденбургского, сальза № 3 | 13 | 9585 | 3191 | 0 | 36 | 3855 | 64 | 2619 | 10 | 11.8 | -22.5 | 0.70870 |
| 203-17 | Андрусова | 13 | 5978 | 3368 | 16 | 27 | 4112 | 32 | 2489 | 2 | 13.5 | -23.8 | 0.70870 |
| 204-17 | Большой Тарханский вулкан, сальза № 1 | I | 4270 | 4609 | 0 | 51 | 3937 | 110 | 3535 | 8 | 14 | -21.7 | 0.70870 |
| 204-2-17 | 204-2-17 Большой Тарханский, сальза № 3 | 16 | 4270 | 4255 | 0 | 57 | 3633 | 106 | 3333 | 4 | 14.5 | -22.4 | 0.70870 |
| 205-1-17 | Тобечик | 14 | 3660 | 35708 | 350 | 1669 | 22860 | 582 | 1451 | 15 | 0.7 | -29.0 | 0.70870 |
| 208-1-17 | 208-1-17 Еникальский | 11 | 3904 | 2659 | 501 | 110 | 2578 | 29 | 762 | 2 | -1.0 | -44.4 | 0.70870 |
| ss-17-1-6 | ss-17-1-6 Солдатско-Слободской | 25 | 3050 | 3900 | 0 | 13 | 3072 | 6 | 131 | 0 | 5.6 | -24.3 | 0.70870 |

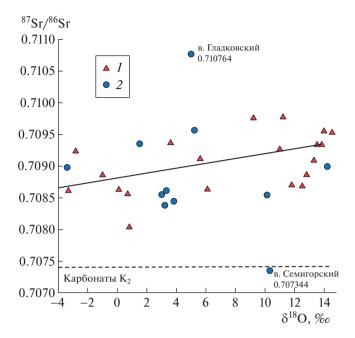


Рис. 2. Соотношение значений 87 Sr/ 86 Sr и δ^{18} O в водах грязевых вулканов Керченского (1) и Таманского (2) полуостровов. Пунктирной линией показаны максимальные значения 87 Sr/ 86 Sr для карбонатов верхнемелового возраста [7].

носительных коэфициентов K_{Sr} , характеризующих степень концентрирования стронция в грязевулканических водах относительно морской воды ($K = (Sr/Cl)_{oбp}/(Sr/Cl)_{mope}$), для большинства вулканов находятся в диапазоне от 0.1 до 2. Однако в водах отдельных вулканов (Гладковского, Шуго, Семигорского, Королевского, Ольденбургского) величины K_{Sr} возрастают до ~5–9.

Значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в большинстве проб воды варьируют в относительно узком интервале от 0.70804 до 0.70978 (табл. 1). На фоне этой достаточно однородной выборки выделяются два вулкана с аномально высокой (0.71076 в Гладковском) и аномально низкой (0.70734 в Семигорском) величинами ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Оба объекта расположены на Тамани в предгорьях Большого Кавказа. В целом в пределах Керченско-Таманской области выявлена зональность в распределении значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в водах грязевых вулканов. Более высокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (>0.709) характерны для объектов, расположенных в западной части Таманского полуострова и центральной части Керченского полуострова (рис. 1). Тогда как воды вулканов, тяготеющих к побережью Керченского пролива и горным сооружениям Большого Кавказа и Крыма, отличаются пониженными значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (<0.709).

Величины 87 Sr/ 86 Sr и δ^{18} O в водах связаны положительной зависимостью (рис. 2). Иными сло-

вами, обогащение грязевулканических вод радиогенным ⁸⁷Sr и тяжелым ¹⁸O происходит сопряженно. Воды с максимальными значениями δ^{18} О (от +11 до +14.5% VSMOW) и величинами 87 Sr/ 86 Sr > 0.709 также обладают и аномально высокими содержаниями бора (~330-1200 ррт). Это является отличительной особенностью объектов наиболее крупного на Керченском полуострове Булганакского очага, с глубинами заложения корней грязевых вулканов до 3.5 км. Доля изотопно-тяжелой воды в их составе достигает 52-74% [15]. Для сравнения, в водах грязевых вулканов Тамани этот показатель составляет около 30% [7]. Вышеназванные показатели выявляют высокую степень дигенетической зрелости толщ, питающих крупные грязевые вулканы Керченского полуострова, для которых характерны воды с величинами 87 Sr/ 86 Sr > 0.709. На этом основании можно предполагать, что обогащение грязевулканических вод радиогенным изотопом ⁸⁷Sr осуществляется в процессе их взаимодействия с вмещающими силикатными породами, обогащенными этим изотопом. Например, в процессе конгруэнтного растворения глинистого материала при перекристаллизации смектита в иллит количество мобильного Sr, переходящего в поровые воды, может достигать 10-40% [10].

В общем случае рост величин δ^{18} О в грязевулканических водах может быть следствием обменных процессов как с карбонатными, так и с силикатными (глинистыми) минералами [9-11]. Анализ потенциальных механизмов обогащения грязевулканических вод Таманского полуострова изотопом ¹⁸О показано в [11] и, вероятнее всего, наибольшее влияние на величину δ^{18} О оказывает процесс трансформации глинистых минералов. Переход смектита в иллит, осуществляющийся при диагенезе глинистых толщ, сопровождается выделением во флюидную фазу части структурно-связанной изотопно-тяжелой воды [2, 13]. Действительно, анализ взаимосвязи концентраций Cl-иона и значений δ^{18} O в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона показывает, что воды, максимально обогащенные тяжелым изотопом кислорода, характеризуются минимальными концентрациями хлоридов. Такое соотношение между концентрацией Cl и величинами δ^{18} О может быть следствием только процесса дегидратации смектитов. Следует заметить, что если бы обогащение вод тяжелым изотопом кислорода ¹⁸О было следствием только взаимодействия с карбонатными породами, то между концентрацией Cl^- иона и величиной $\delta^{18}O$ в воде связь бы отсутствовала.

Грязевулканические воды с самыми высокими значениями $\delta^{18}{\rm O}$ характеризуются более высокими температурами ($T_{\rm Mg-Li}$) флюидогенерации

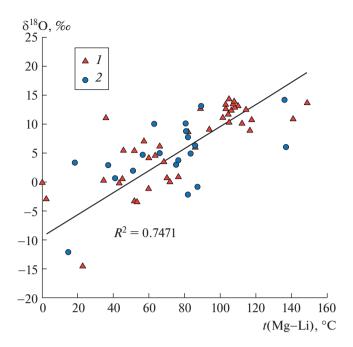


Рис. 3. Зависимость значений δ^{18} О от расчетных значений Mg—Li-температур в водах грязевых вулканов Керченского (*1*) и Таманского (*2*) полуостровов.

(рис. 3). Значения 87 Sr/ 86 Sr также чувствительны к изменению δ^{18} O (рис. 2) и демонстрируют положительную зависимость от величины ($T_{\rm Mg-Li}$) (рис. 4). С учетом локального геотермического градиента $30-35^{\circ}$ C/км [14] наиболее высоким

87Sr/86Sr $0.7110 \, \mathrm{f}$ 0.7105 $R^2 = 0.2233$ 0.7100 0.7095 0.7090 0.7085 0.7080 0.7075 0.7070_{0}^{L} 100 20 40 60 80 120 140 160 t(Mg-Li), °C

Рис. 4. Соотношение изотопного состава стронция и расчетных значений Mg—Li-температур в водах Керченско-Таманской грязевулканической области.

температурам флюидогенерации $(80-120^{\circ}\text{C})$ отвечают глубины 2.5-3.5 км, где расположены среднемайкопские толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для грязевых вулканов Керченско-Таманского региона установлено, что воды с пониженными значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, которые можно было бы генетически связать с процессами их взаимодействия с мезозойскими карбонатными породами, в действительности являются более "холодными" и, следовательно, малоглубинными. Таким образом, данные изотопно-геохимического анализа вступают в противоречие с гипотезой Е.Ф. Шнюкова и соавт. [18] об участии в составе грязевулканических вод Керченско-Таманской области флюидных систем подмайкопских отложений, контактирующих с мезозойскими карбонатными толщами.

Вместе с тем вопрос о природе пониженных значений 87 Sr/ 86 Sr в грязевулканических водах с более низкими величинами температур флюидогенерации ($T_{\rm Mg-Li}$) остается открытым. Мы предполагаем, что зависимости 87 Sr/ 86 Sr- 818 O- $T_{\rm Mg-Li}$, выявленные нами в грязевулканических водах (рис. 2, 3 и 4), отражают не только температурную эволюцию их состава, но и являются объективным отражением общей геохимической неоднородности верхней части осадочного чехла Западно-Кубанского прогиба. Его формирование происходило в тесной связи с развитием горных

систем Кавказа и Крыма. Считается [7], что активные процессы горообразования в пределах Большого Кавказа начались в миоцене. Вероятно, именно с этого времени массивы карбонатных комплексов юры и мела, слагающие горные сооружения Большого Кавказа и Крыма, начали подвергаться активной денудации. Поэтому верхняя часть осадочного чехла Западно-Кубанского прогиба должна содержать продукты их размыва. Необходимо также учитывать и покровно-надвиговую структуру северного склона Большого Кавказа [15]. В предгорных районах наличие пологих надвигов обеспечивает перекрытие майкопских отложений более древними мезозойскими комплексами (в том числе и карбонатными). Эти факты способны объяснить низкие значения $^{87}{
m Sr}/^{86}{
m Sr}$ в некоторых малоглубинных водах грязевых вулканов.

В целом проведенные исследования изотопного состава стронция в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона не выявили признаков поступления в них флюидов из мезозойских комплексов осадочного чехла Западно-Кубанского прогиба. Новые данные об изотопном составе стронция в грязевулканических водах хорошо согласуются с принятой нами моделью, согласно которой наряду с седиментационными водами важный вклад в водный баланс грязевулканических систем региона вносят изотопнотяжелые дегидратационные воды — продукты реакции иллитизации смектитов. Эти воды активно взаимодействуют с матриксом пород, извлекая из него радиогенный стронций ⁸⁷Sr.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01056П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Dählmann A., de Lange G.J. Fluid-sediment Interactions at Eastern Mediterranean Mud Volcanoes: A Stable Isotope Study from ODP Leg 160 // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 212 (3–4). P. 377–391.
- Giggenbach W.F. Variations in the Chemical and Isotopic Composition of Fluids Discharged from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1995. V. 68. P. 89–116.
- Veizer J., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebneth S., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H., Ala D., Azmy K., Godderis Y.
 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ¹³C and δ¹⁸O Evolution of Phanerozoic Seawater // Chemical Geology. 1999. V. 161. P. 59–88.
- 4. *Kikvadze O.E., Lavrushin V.Yu., Polyak B.G.* Chemical Geothermometry: Application to Mud Volcanic Waters of the Caucasus Region // Frontiers of Earth Sciences. 2020. № 6. P. 31–50.

- Sokol E.V., Kokh S.N., Kozmenko O.A., Lavrushin V.Y., Belogub E.V., Khvorov P.V., Kikvadze O.E. Boron in an Onshore Mud Volcanic Environment: Case Study from the Kerch Peninsula, the Caucasus Continental Collision Zone // Chemical Geology. 2019. V. 525. P. 58–81.
- Sokol E., Kokh S., Kozmenko O., Novikova S., Khvorov P., Nigmatulina E., Belogub E., Kirillov M. Mineralogy and Geochemistry of Mud Volcanic Ejecta: A New Look at Old Issues (A Case Study from the Bulganak Field, Northern Black Sea) // Minerals. 2018. V. 8. P. 344.
- 7. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под. ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- 8. Буякайте М.И., Лаврушин В.Ю., Покровский Б.Г., Киквадзе О.Е., Поляк Б.Г. Изотопные системы стронция и кислорода в водах грязевых вулканов Таманского полуострова (Россия) // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 1. С. 52—59.
- 9. Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М. Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 3—30.
- 10. *Ершов В.В., Левин Б.В.* Новые данные о вещественном составе продуктов деятельности грязевых вулканов Керченского полуострова // ДАН. 2016. Т. 471. № 1. С. 82—86.
- 11. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3—23.
- 12. *Лаврушин В.Ю.* Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления / Тр. ГИН РАН. Вып. 599. Отв. ред. Б.Г. Поляк М.: ГЕОС, 2012. 348 с.
- 13. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопный состав кислорода и водорода вод грязевых вулканов Тамани (Россия) и Кахетии (Восточная Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 143—158.
- 14. Науменко А.Д., Науменко М.А. Основные закономерности распределения перспективных на нефть и газ объектов в северо-восточном секторе черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. № 4. С. 49—58.
- Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // ДАН. 2006. Т. 411. № 2. С. 223–226.
- 16. *Селецкий Ю.Б.* Дегидратация глин как возможный фактор формирования изотопного состава глубоких подземных вод // Водные ресурсы. 1978. № 3. С. 148—152.
- 17. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев В.И. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской Впадины. М: Недра, 1985. 215 с.
- 18. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас). Киев: Наукова Думка, 1986. 148 с.

Sr ISOTOPE COMPOSITION OF MUD VOLCANIC WATERS IN THE KERCH-TAMAN PROVINCE

A. S. Aydarkozhina^{a, b, #}, V. Yu. Lavrushin^{a, b}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^c, E. V. Sokol^b, and A. Yu. Kramchaninov^c

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

^c Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Sankt-Peterburg, Russian Federation [#]E-mail: altin.echo@mail.ru

Waters at seventeen mud volcanoes (MV) of the Kerch-Taman province in the Northwestern Fore-Caucasus region have been analyzed for Sr isotope composition. The 87 Sr/ 86 Sr ratios vary from 0.70734 to 0.71076 and show direct correlation with δ^{18} O, as well as with fluid generation temperatures estimated using the Mg–Li geothermometer. The results revealed that the MV system of the province was separated from the fluid systems of deeper Mesozoic sedimentary strata that fill the West Kuban basin. The MV water budget includes a major contribution from dehydration waters that release during illitization of smectite, which occurs within the Maykop shale sedimentary sequence. At the same time 87 Sr/ 86 Sr ratios reflect lithological and geochemical heterogeneity of shallow sedimentary strata of the West Kuban basin.

Keywords: mud volcanoes, Sr isotope composition, Fore-Caucasus region, Kerch-Taman mud volcanic province

_____ ГЕОХИМИЯ **____**

УЛК 550.4: 552.3

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА В МАГМАХ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

© 2021 г. Член-корреспондент РАН В. В. Акинин^{1, *}, И. Н. Биндеман^{2, 3}

Поступило 10.02.2021 г. После доработки 06.04.2021 г. Принято к публикации 12.04.2021 г.

Получены первые данные по изотопному составу кислорода в фенокристах вулканических пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Северо-Восток России), которые вместе с изотопными данными по Sr и Nd указывают на изотопно-тектоническую сегментацию пояса. Расчетный состав $\delta^{18}O_{melt}$ в известково-щелочных магмах пояса варьирует от преобладающих нормальных значений (от +5.2 до +6.9%), что согласуется с мантийными отношениями радиогенных изотопов. Для кислых магм Западно-Охотского сегмента найдены низкие значения $\delta^{18}O$ (от +4.7 до +4.8%), что может быть объяснено ассимиляцией гидротермально измененных пород ранних этапов развития докальдерных рифтогенных структур. Для магм Чукотского сегмента пояса характерны высокие значения, достигающие +10.8%, коррелируя с повышенными значениями 87 Sr/ 86 Sr, что обусловлено ассимиляцией достаточно зрелой высоко- $\delta^{18}O$ коры. Приведено сравнение с Камчатским вулканическим поясом.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, магматизм, вулканические пояса, континентальная окраина, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

DOI: 10.31857/S2686739721070033

ВВЕДЕНИЕ

Исследование мультиэлементного изотопного состава магматических пород позволяет реконструировать модели петрогенезиса и является сейчас неотъемлемым атрибутом исследований магматизма. Кроме таких важных вопросов, как источники магм, реконструкция процессов кристаллизации и контаминации, оценки роли флюидов (например, [1-4]), перспективными являются исследования изотопной неоднородности доменов мантии и блоков земной коры (террейнов), которые проливают свет на их геодинамическую природу и историю. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) – крупнейший на западе Пацифики окраинно-континентальный пояс андийского типа с оцененным объемом известково-шелочных магм более 1 млн км³ [5], из-

В нашем сообщении акцент сделан на магматическую стадию кристаллизации. Мы представляем первые данные по изотопному составу кислорода в фенокристах кварца, амфибола, клинопироксена, оливина, а также акцессорного циркона вулканических пород из семи вулкано-

верженных в течение от альба до кампана, в интервале от 106 до 78 млн лет [6, 7]. На континентальной окраине северо-востока Азии, на протяжении более 3000 км. ОЧВП перекрывает большое количество разнородных террейнов (от зрелых архейских микроконтинентов до океанических офиолитовых комплексов - рис. 1), это позволяет исследовать глубинное строение коры в перекрытых поясом фрагментах литосферы, а также процессы контаминации известково-щелочных магм через исследование радиогенных и стабильных изотопов. Однако горные породы пояса по латерали и в частных разрезах вулканоструктур все еще недостаточно исследованы по изотопному составу, а изотопный состав кислорода для магматической стадии не исследован вовсе. В работе [8] проведен анализ δ^{18} О в адулярах из некоторых эпитермальных золото-серебряных месторождений ОЧВП, а в работе [9] обстоятельно изучен изотопный состав S, C, O в карбонатах и сульфидах месторождения Дукат. Эти данные позволяют обсуждать гидротермальную стадию.

¹ Северо-Восточный комплексный научноисследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук, Магадан, Россия

² Департамент наук о Земле, Орегонский университет, Юджин, США

³ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук, Москва, Россия

^{*}E-mail: akinin@neisri.ru

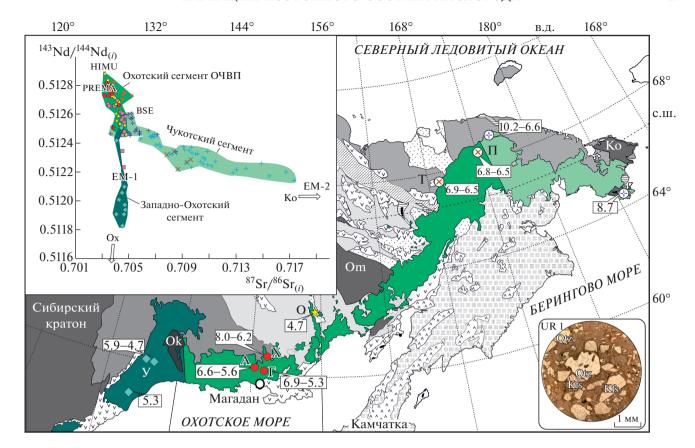


Рис. 1. Вариации изотопного состава Sr, Nd и O в известково-щелочных магмах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). На карте темно-серым показаны кратонные террейны с архейским и неопротерозойским фундаментом, серым и светло-серым — мезозойские складчатые пояса, горизонтальной штриховкой — палеозойские террейны, крапом и точками мезо-кайнозойские вулканические пояса и осадочные бассейны. Карта модифицирована, использована основа из [11]. Разными оттенками зеленого на карте и диаграмме показаны сегменты ОЧВП, выделенные по первичным изотопным отношениям 87 Sr/ 86 Sr и 143 Nd/ 144 Nd, врезка вверху слева (по [6, 7, 10, 12—15]). Местоположение исследованных образцов и вариации $^{+}$ 80 в магмах показаны на карте, буквы обозначают названия вулканоструктур и кальдер в табл. 1. Тип и окраска значков соответствуют изображенным на диаграмме (рис. 2). Справа внизу — фото шлифа риолита (обр. UR 1), в котором проанализированы фенокристы кварца (Оtz).

структур в трех выделенных сегментах ОЧВП (рис. 1).

КРАТКИЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ИЗОТОПНОЙ ГЕОХИМИИ

В.Ф. Белый первым отмечал, что пояс обладает сложной структурной и петрографической зональностью, выделял в нем внутреннюю и внешнюю продольные зоны, а также серию поперечных секторов и зон [5]. Продольная латеральная неоднородность лучше всего выражается в изменении доли кислых изверженных пород в том или ином сегменте пояса: выделяются Западно-Охотская и Восточно-Чукотская фланговые зоны, Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский сектора [5]. Выражены Западно-Охотская зона и Центрально-Чукотский сектор с далеко вдающимися в континент областями с большим объемом игнимбритов и малым андезитов, антидромной последовательностью

преимущественно турон-сантонского вулканизма (Куйдусунское поле в Приохотье, Пегтымельский прогиб на Чукотке). Во всех остальных секторах наблюдается гомодромная последовательность: лавы и туфы пропилитизированных андезитов, кислые туфы и лавы, затем снова андезиты, игнимбриты и туфы риолитов. Завершают разрезы субщелочные базальты и андезибазальты, формирующие локально развитые полого наклоненные плато.

Исследование отношений радиогенных изотопов Sr, Nd, Pb в магматических породах ОЧВП показало существенную латеральную неоднородность источников известково-щелочных магм и разный состав ассимилированного корового материала вдоль ОЧВП на протяжении более 3000 км (рис. 1), что соответствует крупным блокам разновозрастной континентальной коры в основании пояса [6, 7]. Первичные изотопные отношения Sr, Nd, Pb в андезибазальтах, дацитах и риолитах охотской ветви (Охотский и Анадырский сектора) относительно деплетированы и близки к линии смешения мантийных компонентов PREMA и BSE $((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70444 - 0.70332,$ $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.51286 - 0.51257$, eNd = от +6.5 до +0.8; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5 - 38.04))$ [6]. В Западно-Охотской фланговой зоне источник магм содержит существенную примесь обогащенного компонента EM-1 $((^{87}Sr)^{86}Sr)_0 = 0.70408 - 0.70475$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.51196 - 0.51258$, eNd = от +1.4 до -12.2; 208 Pb/ 204 Pb = 37.36-37.96)), что согласуется с особым строением фундамента ОЧВП в этой зоне – докембрийским Охотским массивом ("Ох" на рис. 1б). Это подтверждается и самыми древними модельными Nd-возрастами по вулканитам Ульинского прогиба от 1.3 до 1.8 млрд лет [6, 15]. В Центрально- и Восточно-Чукотском секторах магмы ОЧВП существенно отличаются по составу радиогенных изотопов. При значительно более узких вариациях 143 Nd/ 144 Nd в них наблюдаются высокие вариации 87 Sr/ 86 Sr с ясно выраженным трендом в сторону компонента ЕМ-2. вероятно демонстрирующим контаминацию магмами зрелого корового материала типа Кооленьского гранитно-метаморфического купола на Чукотке ("Ко" на рис. 1б). Учитывая разнонаправленную конфигурацию секторов, а также установленную разницу в Sr-Nd-изотопном составе магм, мы предлагаем выделять только три главных сегмента в поясе — западно-охотский, охотский и чукотский (рис. 1).

МЕТОДЫ

Изотопный состав кислорода исследован в мономинеральных фракциях, главным образом, фенокристов кварца (а также единичных зернах оливина, клинопироксена и циркона), которые в отличие от основной массы не изменены и, таким образом, надежно позволяют получить близкие к первичным значения для магм. Всего изучено 25 образцов вулканических пород (риолиты, дациты, андезиты, базальты) и один гранодиорит, которые характеризуют главные кальдерные и посткальдерные фазы магматизма в семи вулканоструктурах Западно-Охотского, Охотского и Чукотского секторов ОЧВП (табл. 1). В фундаменте этих структур залегают терригенные комплексы мезозоид, докембрийские комплексы Охотского кратонного блока ("Ох" на рис. 1) и протерозойские метаморфические комплексы, представительно наиболее обнаженные Кооленьском гранито-метаморфическом куполе ("Ко" на рис. 1). При площади исследованных альб-кампанских кальдер в 300-500 км² оцененный объем извергнутого вулканического материала достигает 450-500 км³ за интервал времени накопления не более 5-10 млн лет.

Для анализа выбраны образцы вулканических пород, где магматическая фенокристовая природа кварца и других минералов не вызывала сомнения, судя по наблюдениям в шлифах, а быстрая закалка обеспечивала низкую скорость диффузии кислорода в закристаллизованных вкрапленниках минералов (например, [16]). Для анализа из протолочек выбирались наиболее крупные кристаллы кварца (1-2 мм), нередко содержащие расплавные микровключения (рис. 1, врезка). Именно такие представляют фенокристы, характеризующие ликвидусную стадию кристаллизации кислых магм, что отличает их от микролитов в микрозернистом агрегате основной массы. Большинство исследованных пород – кислые вулканические лавы (риолиты и дациты, табл. 1). Важно заметить, что даже для разных пород значения дельты в конкретной кальдере сопоставимы. В одном из образцов (обр. VE6-1, табл. 1) изотопный состав кислорода был измерен в кварце и цирконе, и показал близкие расчетные значения для равновесного расплава (обр. VE6-1, табл. 1). Фенокристы минералов были выделены стандартными методами сепарации и перед анализом были протравлены НГ для очистки от вторичных изменений, а затем отмыты в дистиллированной воде. Анализ изотопного состав кислорода выполнен в Орегонском университете (США) методом фторирования (используя BrF₅) с лазерным нагревом. Точность индивидуальных измерений в аликвотах минералов весом около 1.5 мг составила $\pm 0.1\%$ и менее [3]. Калибровка в шкалу V-SMOW проведена с использованием оливина SCO и граната UWG-2 [17]. Расчет величины δ^{18} О в расплаве, равновесном фенокристам, проведен в соответствии с уравнениями из работы [3]. Для фенокристов пироксена и амфибола $\delta^{18}O_{(melt)}=\delta^{18}O_{(cpx-am)}+0.061*Si-2.72;$ для оливина $\delta^{18}O_{(melt)}=\delta^{18}O_{(ol)}+0.088*Si-3.57;$ для кварца $\delta^{18}O_{(melt)}=\delta^{18}O_{(qtz)}-0.45;$ для циркона $\delta^{18}O_{(melt)}=\delta^{18}O_{(melt)}$ $= \delta^{18}O_{(27)} + 2$. Где Si — содержание SiO₂ (мас. %) в вулканической породе.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

 $\delta^{18}O$ Вариации относительно стандарта VSMOW в исследованных фенокристах кварца, амфибола, клинопироксена, оливина и циркона составили от +4.7% до +10.4% (табл. 1). Рассчитанный изотопный состав кислорода в магме (~расплаве), равновесном с указанными фенокристами, варьирует от +4.5 до +10.7 (рис. 2, табл. 1). При этом большая часть данных, за исключением чукотских образцов, попадает в интервал от +5.2до +6.9‰, приближающийся к таковым в магмах с "нормальным" изотопным составом кислорода (рис. 2 а), произведенных за счет дифференциации мантийных базальтовых расплавов [3, 19, 20].

Таблица 1. Изотопный состав кислорода в магмах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

| | | | 1,110 | | 110110 | | | | | |
|--|-----------------|----------------------|----------------------|---------------------------------|---------------------------|---------------------------------------|--|--|--|--|
| № обр. | Порода | $\delta^{18}O$ | $\delta^{18}O(melt)$ | SiO ₂ | K ₂ O | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(i) | | | | |
| | Западно-Ох | сотская флангово | яя зона ОЧВП (У. | пьинский прогиб, | Уна рис. 1) | ı | | | | |
| UR107 cpx | АБ | 4.59 | 5.28 | 55.81 | 2.19 | 0.704442 | | | | |
| UR1 qz | P | 6.35 | 5.90 | 72.68 | 4.30 | 0.704488 | | | | |
| UR120 qz | P | 5.14 | 4.69 | 73.16 | 4.15 | 0.704449 | | | | |
| UR134 cpx | Б | 4.46 | 4.80 | 50.07 | 2.80 | 0.704037 | | | | |
| 7-3 qz | P | 5.73 | 5.28 | 72.44 | 4.06 | 0.7044* | | | | |
| | Охон | і пский сектор ОЧ | і ІВП (Гайчанская | кальдера, Гна р а | uc. 1) | I | | | | |
| 06-51 qz | ГД | 6.48 | 6.03 | 68.72 | 2.87 | | | | | |
| KA8-1 qz | Д | 7.33 | 6.88 | 70.78 | 3.53 | | | | | |
| KA 66 qz | P | 5.92 | 5.47 | 72.98 | 2.70 | 0.7065 | | | | |
| KA 66-9 qz | РД | 5.71 | 5.26 | 70.37 | 2.40 | 0.7058 | | | | |
| | Oxe | і этский сектор О | ЧВП (Аганская к | : сальдера, А на ри с | c. 1) | I | | | | |
| S3-1a amp | TA | 4.92 | 5.96 | 61.67 | 2.87 | 0.703597 | | | | |
| S3-6 amp | АБ | 5.18 | 5.80 | 54.75 | 1.51 | 0.703583 | | | | |
| J21-1 amp | АБ | 4.97 | 5.63 | 55.45 | 1.19 | 0.703736 | | | | |
| J51-1 qz | P | 7.07 | 6.62 | 72.08 | 3.44 | 0.7036* | | | | |
| J51-3 qz | P | 6.82 | 6.37 | 72.03 | 3.01 | 0.7036* | | | | |
| Охотский сектор ОЧВП (финальная стадия вулканизма, Хетинское и Ольское плато базальтов, X на рис. 1) | | | | | | | | | | |
| S18C qz | P | 8.44 | 7.99 | 73.70 | 8.02 | 0.703557 | | | | |
| B91 ol | Б | 6.02 | 7.07 | 52.57 | 1.99 | 0.704568 | | | | |
| S19-1 cpx | A | 5.23 | 6.15 | 59.77 | 2.43 | 0.70346 | | | | |
| | Охотский секто | р ОЧВП (Омсук | чанский прогиб, а | искольдинской сві | иты, О на рис. 1) |) | | | | |
| ASK-1 qz | P | 5.18 | 4.73 | 78.01 | 8.99 | 0.70366* | | | | |
| L | Гентрально-Чуко | тский сектор О | ЧВП (аптский Т | ытыльвеемский і | прогиб, Т на рис. | 1) | | | | |
| DV68-148 qz | P | 7.35 | 6.90 | 75.50 | 5.02 | 0.70448* | | | | |
| 412443 qz | P | 6.97 | 6.52 | 81.44 | 4.45 | 0.70421* | | | | |
| | ' Центрально- | Чукотский сект | ор ОЧВП (Пегт | ымельский прогис | б, П на рис. 1) | ' | | | | |
| VE6-1 qz | P | 10.70 | 10.25 | 71.65 | 4.93 | 0.70976 | | | | |
| VE6-1 zr | Д | 8.8 | 10.80 | 69.57 | 5.80 | 0.71031 | | | | |
| VE6-4 qz | Д | 7.04 | 6.59 | 62.49 | 3.50 | 0.71084 | | | | |
| 20-3 qz | P | 7.21 | 6.76 | 71.00 | 4.03 | 0.70387* | | | | |
| 20-15 qz | P | 6.90 | 6.45 | 77.60 | 5.05 | 0.70387* | | | | |
| | Восточно-Чуко | тская фланговая | а зона ОЧВП (Руд | милетская кальд | ера, Р на рис. 1) | 1 | | | | |
| g205-2 qz | P | 9.19 | 8.74 | 69.6 | 5.6 | 0.7086* | | | | |
| Примечание: Абб | певиатура пород | ГЛ — гранолиорит | Б – базальт А – | анлезит ТА — тра | уманлезит АБ — а | нлезибазальт Л — | | | | |

Примечание: Аббревиатура пород: Γ Д — гранодиорит, δ — базальт, A — андезит, TA — трахиандезит, $A\delta$ — андезибазальт, D — дацит, D — риолит игнимбрит, DД — риодацит игнимбрит. Аббревиатура минерала в номере образца: D0 — оливин, атр — амфибол, D0 — клинопироксен, D1 — пиркон (измерено SIMS). Измеренный изотопный состав кислорода в минералах (D10 приведен относительно V-SMOW, D10 приведен относительно V-SMOW, D10 пород из работы [6]. D10 и первичные изотопные отношения D10 гоставу пород в указанных структурах [6, 7, 13, 14].

Четкой корреляции от типа пород (по содержаниям SiO_2 и K_2O , табл. 1) не намечается, что видно из графика (рис. 2 а), но намечается корреляция с изотопно-тектонической сегментацией пояса, установленной по радиогенным изотопам. Вели-

чины $\delta^{18}O_{(melt)}$, рассчитанные по кварцу из гранодиорита (обр. 06-51) и риолитов-дацитов Гайчанской кальдеры (обр. KA-66, KA-66-9 в табл. 1), достаточно близки, что позволяет считать ретроградный обмен маловероятным.

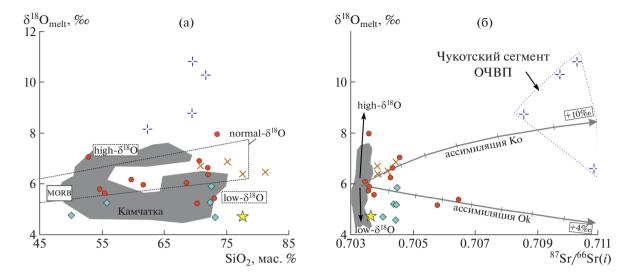


Рис. 2. Вариации SiO₂, 87 Sr/ 86 Sr (initial) против δ^{18} O в известково-щелочных магмах ОЧВП. Тип и окраска значков соответствуют местоположению проб, изображенных на карте рис. 1. Серое поле — составы магм Камчатки [18, 19]. Рис. 2а: очерчены поля магм с нормальными, низкими и высокими величинами δ^{18} O [3, 19]. Рис. 26: стрелками с засечками (через 10%) показаны расчетные кривые смешения исходных мантийных магм (δ^{18} O ~ 6‰) с высоко- и низко- δ^{18} O материалом коры в ортогнейсах Кооленьского купола (Ко) и Охотского массива (Ок), 87 Sr/ 86 Sr_(i) = 0.7413 и 0.7133: δ^{18} O = 10‰ и 4‰ соответственно.

Сопоставление полученных значений δ^{18} О в магме с первичным изотопным составом Sr пород позволяет наметить два слабо выраженных тренда на графике, связанных, как мы полагаем, с ассимиляцией высоко- и низко- δ^{18} О корового материала (Ко и Ок на рис. 2б). Разброс данных в области низких стронциевых отношений обусловлен, по-видимому, в разной степени проявленными процессами низко- и высокотемпературных изменений, характерных для слабо измененных пород. В целом вариации расчетных величин δ^{18} О для магм ОЧВП такие же, как и для Камчатки, однако отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (i) в магмах первого существенно выше (рис. 26). Это связано с тем, что ОЧВП заложился на более зрелой коре окраинно-континентального типа, его известково-щелочные магмы ассимилировали существенную долю разновозрастных коровых пород с высокими величинами δ^{18} О в зоне генерации. Особенно характерны в этом смысле риолиты и дациты Петгымельского прогиба Арктической Чукотки (обр. VE6-1 и VE6, табл. 1), в которых визуально присутствуют ксенолиты триасовых аргиллитов. Изотопный состав кислорода в кварце и цирконе из этих образцов показал самые высокие значения δ^{18} O от +10.7 до +8.8% (табл. 1), что может указывать на значительно более сильно проявленные процессы ассимиляции магмой древней и зрелой континентальной коры, вероятно, подстилающей Чукотский сегмент ОЧВП. Похожие высокие (+9.2‰) значения установлены и в

кварце из риолитов Румилетской кальдеры, расположенной на самом удаленном окончании Восточно-Чукотской фланговой зоны ("У" на рис. 1). Магмы финальных посткальдерных стадий базальтового вулканизма пояса во внешней краевой зоне Охотского сектора (Хетинско-Ольское плато, "Х" на рис. 1), ассимилировали породы с более высокими величинами $\delta^{18}O$ в сравнении с главными кальдерными комплексами в вулканоструктурах Аган и Гайчан (табл. 1). Примечательно, что величины δ^{18} О в магмах Ульинского прогиба Западно-Охотского сегмента пояса оказались достаточно низкие (от +5.9 до +4.7 ‰, табл. 1), хотя ожидались как раз более высокие значения, учитывая, что по существующим представлениям вулканиты перекрывают там древнейшие структуры Сибирского кратона и Охотского массива с архейской корой и низкими отношениями 143 Nd/ 144 Nd_(i) ("Ok" рис. 1, врезка). Контаминация меловыми известково-щелочными магмами такого материала должна была бы приводить к иным величинам δ^{18} О. Однако относительно низкие, близкие к мантийным, величины изотопных отношений стронция для магм этого сегмента согласуются с низкими величинами δ^{18} O. Это может быть связано с ассимиляцией гидротермально измененных пород ранних этапов развития докальдерных структур в этом регионе (фрагмент Удско-Мургальской энсиалической вулканической дуги, либо рифтогенная зона раскола Охотского кратонного массива). В подтверждение последнего предположения можно отметить, что наиболее низкие значения δ^{18} О установлены также в ультракалиевых риолитах аскольдинской свиты (+4.7‰, табл. 1, рис. 2 б), которые обнажаются в рифтогенном линейном Омсукчанском прогибе ("О" на рис. 1).

Таким образом, исследование изотопного состав кислорода в фенокристах известково-щелочных вулканитов Охотско-Чукоткого вулканогенного пояса показало, что магмы имеют главным образом близкие к мантийным изотопно-кислородные характеристики, что согласуется с данными по отношениям радиогенных изотопов. Пространственные вариации изотопного состава Sr и Nd в магмах ОЧВП демонстрируют различие источников в Охотском и Чукотском сегментах пояса. Для магм Западно-Охотского сегмента пояса установлены самые низкие расчетные величины $\delta^{18}O_{(melt)}$, по-видимому, связанные с ассимиляцией гидротермально измененных пород докальдерных комплексов. Для магм Чукотского сегмента установлены высокие значения величин δ^{18} O, обусловленные ассимиляцией достаточно зрелой высоко- δ^{18} О коры. Данные выводы справедливы при допущении примерно одинаковых температур кристаллизации кварца на ликвидусе для исследованных образцов, а также отсутствии существенного флюидного воздействия и ретроградного обмена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимному рецензенту за конструктивные замечания.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования поддержаны грантами РНФ 19-17-00241 и 20-17-00169; базовое финансирование В.В. Акинина за счет субсидии по теме НИР СВКНИИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Hofmann A.W.* Sampling Mantle Heterogeneity Through Oceanic Basalts: Isotopic and Trace Elements // Treatise on geochemistry. The mantle and core. 2005. P. 61–101.
- Valley J.W., Lackey J.S., Cavosie A.J., Clechenko C., Spicuzza M.J., Basei M.A.S., Bindeman I.N., Ferreira V.P., Sial A.N., King E.M., Peck W.H., Simha A.K., Wei C.S. 4.4 Billion Years of Crustal Maturation: Oxygen Isotope Ratios of Magmatic Zircon // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150, P. 561–580.
- Bindeman I. Oxygen Isotopes in Mantle and Crustal Magmas as Revealed by Single Crystal Analysis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 445–478.
- 4. Дубинина Е.О. Стабильные изотопы легких элементов в процессах контаминации и взаимодей-

- ствия флюид-порода / Автореф. дисс. докт. г.-м.н. Москва: ИГЕМ РАН. 2013. 50 с.
- 5. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- 6. *Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. № 3. С. 249—290.
- 7. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Na-kamura E. Late Mesozoic Silicic Magmatism of the North Chukotka Area (NE Russia): Age, Magma Sources, and Geodynamic Implications // Lithos. 2008. V. 105. P. 329–346.
- 8. Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 320 с.
- Дубинина Е.О., Фмилимонова Л.Г., Косова С.А. Изотопные (8³⁴S, 8¹⁸C) характеристики вкрапленной минерализации магматических пород Дукатского рудного поля (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 1. С. 39–51.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Nakamura E. Trace Element and Isotopic Geochemistry of Cretaceous Magmatism in NE Asia: Spatial Zonation, Temporal Evolution, and Tectonic Controls // Lithos. 2016. V. 264. P. 453–471.
- 11. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей масштаба 1:2500000. Магадан: ГУГК. Мин-во геологии СССР, 1979.
- 12. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Максимов С.О., Сандимиров И.В. Изотопно-геохимические характеристики и глубинные источники субщелочных и щелочных пород палеогеновой контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля ОЧВП // ДАН. 2009. Т. 429. № 2. С. 227—233.
- 13. *Сахно В.Г., Григорьев Н.В., Курашко В.В.* Геохронология и изотопно-геохимическая характеристика магматических комплексов золотосеребряных рудно-магматических структур Чукотского сектора Арктического побережья России // ДАН. 2016. Т. 468. № 3. С. 297—303.
- Pease V., Wyld S., Miller E.L., Sokolov S., Akinin V.V., Wright J.E. U-Pb Zircon Geochronology of Cretaceous Magmatism in Eastern Chukotka, Northeast Russia, and Implications for Pacific Subduction and the Opening of the Canada Basin // In: Pease V. and Coakley B. (eds.) Circum-Arctic Lithosphere Evolution. Geological Society, London, Special Publications. 2018. 460. P. 159–182.
- Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey, G.O., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A.
 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.
 https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272
- Freer R., Dennis P.F. Oxygen Diffusion Studies. I A Preliminary Ion Microprobe Investigation of Oxygen Diffusion in Some Rock-forming Minerals // Mineralogical magazine. 1982. V. 45. P. 179–192.

- Valley J.W., Kitchen N., Kohn M.J., Niendorf C.R., Spicuzza M.J. UWG-2, a Garnet Standard for Oxygen Isotope Ratio: Strategies for High Precision and Accuracy with Laser Heating // Geochem. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 5223–5231.
- Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Bailey J.C., Valley J.W. Volcanic Arc of Kamchatka: A Province with Highδ¹⁸O Magma Sources and Large-scale ¹⁸O/¹⁶O Deple-
- tion of the Upper Crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68 (4). P. 841–865.
- Troch J., Ellis B.S., Harris C., Bachmann O., Bindeman I.N. Low-δ¹⁸O Silicic Magmas on Earth: A Review // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. 103299.
- Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Valley J.W., Taylor Jr., O'Neil J.R. (eds.) 1986. V. 16.

VARIATIONS OF OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION IN MAGMAS OF OKHOTSK-CHUKOTKA VOLCANIC BELT

Corresponding Member of the RAS V. V. Akinin^{a, #} and I. N. Bindeman^{b, c}

^aNorth-East Interdisciplinary Scientific Research Institute Far East Branch of the Russian Academy of Science, Magadan, Russian Federation

^b Department of Earth Sciences, University of Oregon, Oregon, USA
^c A.E. Fersman Mineralogical museum, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: akinin@neisri.ru

First data on oxygen isotopic composition in phenocrysts of volcanic rocks from Okhotsk-Chukotka volcanic belt (North-Eastern Russia) together with Sr and Nd isotopic data gives additional evidence on belt segmentation. Calculated $\delta^{18}O_{melt}$ in calc-alkaline magmas of belt vary from normal- $\delta^{18}O$ (from +5.2 to +6.9%o) consistent w99ith mantle-like signatures of radiogenic isotopes. Low- $\delta^{18}O$ (from +4.7 to +4.8%o) silicic magmas were found in Western-Okhots segment of the belt interpreted as assimilation of hydrothermally altered rocks from pre-caldera rifted basement. The highest $\delta^{18}O$ values yielded for Chukotka segment of the belt reaching +10.8%o correlative with elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ due to assimilation of relatively mature high- $\delta^{18}O$ continental crust. Comparison with Kamchatka volcanic belt have conducted.

Keywords: oxygen isotope composition, magmatism, volcanic arc, continental margin, Okhotsk-Chukotka volcanic belt

2021

——— ПЕТРОЛОГИЯ ——

УЛК 552.11

ВОЗРАСТ И СОСТАВ ДУГДИНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): К ОЦЕНКЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОМ СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2021 г. Академик РАН В. В. Ярмолюк^{1, 2, *}, А. М. Козловский¹, А. В. Никифоров¹, Е. А. Кудряшова¹, А. К. Хертек²

Поступило 12.04.2021 г. После доработки 15.04.2021 г. Принято к публикации 15.04.2021 г.

Определены возрастные и геохимические характеристики щелочных пород Дугдинского массива (Восточная Тува), тяготеющего к Восточно-Саянской позднепалеозойской редкометальной магматической зоне. Массив сложен нефелиновыми сиенитами, которым подчинены щелочные кварцевые сиениты и шелочные граниты. Оценен возраст пород массива 40 Ar/39 Ar-методом по амфиболу и U-Pb SIMS-методом по циркону, который составил: для нефелиновых сиенитов -291 ± 5 млн лет, для щелочных кварцевых сиенитов -284 ± 2 млн лет, для щелочных гранитов -285 ± 4 млн лет и 287 ± 1 млн лет. Полученные оценки позволяют определить возраст массива средним значением ~287 млн лет. Разные по составу породы обладают близкими геохимическими характеристиками. По сравнению со средним составом земной коры они обогащены большинством несовместимых элементов и характеризуются мультиэлементными спектрами, сближающими их с гранитоидами А-типа. Вариации содержаний несовместимых элементов в породах массива превышают два порядка значений и достигают рудных концентраций (Zr до 2.5 мас. %, Nb до 0.2 мас. %, Та до 250 г/т, Y до 0.2 мас. %). Геологическое положение массива и особенности состава его порол позволили, во-первых, уточнить связь Восточно-Саянской позднепалеозойской редкометальной зоны с системой разломов, определяющей западную границу Тувино-Монгольского микроконтинента, во-вторых, ограничить время проявления щелочного магматизма в ее пределах интервалом 309-285 млн лет и, в-третьих, заключить, что спектр редкометальных магматических пород зоны не ограничивается щелочными гранитоидами, но также включает щелочные нефелиновые сиениты.

Ключевые слова: редкометальный магматизм, щелочные граниты и сиениты, изотопный возраст, дифференциация расплавов

DOI: 10.31857/S2686739721070112

Юго-западный край Сибирской платформы с обрамляющими его складчатыми структурами Алтае-Саянской области представляет одну из крупнейших полихронных редкометальных провинций мира. В ее пределах выявлены крупные, в том числе уникальные месторождения Li, Be, Ta, Nb, REE, Zr, формирование которых происходило в разные геологические эпохи: в конце па-

леопротерозоя (Вишняковское), неопротерозое (Белозиминское, Большетагнинское и др.), раннем палеозое (Арысканское, Радуга и др.), в среднем и позднем палеозое (Улуг-Танзек, Зашихинское и др.) [1]. Несмотря на разный возраст этих месторождений, их общей чертой стала связь со специфическим магматизмом, характеризующимся высокими содержаниями редких элементов. Каждая эпоха характеризовалась своими структурными и вещественными особенностями проявления редкометального магматизма. Так, неопротерозойские месторождения Nb, Ta, Zr, REE сопряжены с карбонатитами ультраосновных щелочных комплексов, контролируемых рифтогенными разломами краевой части платформы [2], раннепалеозойские месторождения редких металлов связаны со щелочными гранита-

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

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

^{*}e-mail: yarm@igem.ru

ми зоны Кандатского разлома, разделившим структуры Восточного и Западного Саяна [3]. Среднепалеозойские редкометальные магматические комплексы представлены преимущественно щелочно-сиенитовыми и нефелин-сиенитовыми ассоциациями. Они в основном связаны с обрамлением многочисленных впадин и грабенов, например Минусинских, возникших в результате среднепалеозойского рифтогенеза, который охватил восточную часть Алтае-Саянской области в раннем девоне [4, 5].

Менее точно определены параметры позднепалеозойского редкометального магматизма. В юго-восточной части Тувы и северо-западной Монголии раннепермские редкометальные месторождения связаны со щелочными и литийфтористыми гранитами с возрастом 301-296 млн лет [6], хотя здесь известны и другие проявления щелочного магматизма [7]. Другой район заведомо позднепалеозойского редкометального магматизма установлен в северо-восточной части Тувы в хребтах Восточного Саяна [1], где рудоносность в основном связана со щелочными гранитами [8]. Между этими двумя районами у восточной границы Тувы в междуречье верхнего течения р. Б. Енисей и р. Билин также известны проявления щелочного магматизма [9, 10]. Среди них преобладают нефелиновые и щелочные сиениты, менее характерны щелочные граниты. Возрастная позиция этих массивов определена на основе формационного сходства пород с типичными проявлениями среднепалеозойского магматизма, что нашло отражение на существующих геологических картах [9, 10]. В то же время структурно их выходы сопряжены с разломами С-СВ-простирания, к которым также приурочены упомянутые выше районы позднепалеозойского редкометального магматизма. Соответственно возникает вопрос о возможной связи этих проявлений с позднепалеозойским этапом магматизма. Его решение предполагает, прежде всего, выяснение возраста этих пород, а также получение данных, подтверждающих их редкометальность.

В сообщении приведены результаты геохронологических и геохимических исследований пород Дугдинского массива, наиболее крупного среди щелочных массивов Енисей-Билинского междуречья. На основе полученных данных сделаны выводы о характере позднепалеозойского редкометального магматизма и условиях его проявления в пределах Алтае-Саянской редкометальной металлогенической провинции.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И СОСТАВЕ ПОРОД ДУГДИНСКОГО МАССИВА

Краткие сведения о строении и составе пород Дугдинского массива представлены в [11, 12]. Дугдинский массив расположен на северном окончании узкой цепочки массивов щелочных сиенитов и гранитов, протянувшейся в С-СВнаправлении более чем на 80 км. Размещение этих массивов контролируется системой разломов сбросового типа, разделяющей структуры Тувино-Монгольского микроконтинента на востоке и Тувинского прогиба на западе (рис. 1). Массив имеет размеры 12 × 5 км, он расположен на левобережье р. Б. Енисей в зоне пересечения указанной системы разломов с поперечным разломом долины р. Дугда. Вмещающими для него служат неопротерозойские кристаллические сланцы и карбонаты, а также раннепалеозойские габброиды. Массив многофазный, в его строении участвуют разнообразные породы, варьирующие по составу от щелочных базальтоидов до нефелиновых и щелочных сиенитов и щелочных гранитов (рис. 1). Первая фаза массива представлена амфибол-биотитовыми сиенитами, которые, согласно [11], присутствуют только в восточной части массива в виде отдельных захваченных блоков размером до нескольких сотен квадратных метров. Вторая (главная) фаза — это трахитоидные амфиболовые и амфибол-биотитовые нефелиновые сиениты, слагающие западную, большую часть массива в виде лополитообразного тела [12]. Эти породы достаточно однообразные, тем не менее, вблизи контактов массива они меняют свой состав в зависимости от вмещающих пород. В области эндоконтакта со сланцами они представлены амфибол-биотитовыми пуласкитами и сиенитами, у контактов с габброидами нефелиновые сиениты обогащены пироксеном, плагиоклазом и нефелином.

Восточная часть массива характеризуется большим разнообразием пород. Здесь выделяются щелочно-полевошпатовые, в том числе кварцсодержащие, и фельдшпатоидные сиениты с изменчивой структурой и варьирующим количественно-минеральным составом, отличительной особенностью которых является насыщенность многочисленными пегматоидными шлирами и участками альбититов. Кроме того, в этой части массива широко распространены кварцсодержащие породы – кварцевые сиениты, диориты, нордмаркиты. В целом отмечаемое здесь разнообразие пород связывается с процессами контактового взаимодействия нефелиновых сиенитов с вмещающими породами [11, 12], чему не противоречат данные о широком развитии здесь крупных ксенолитов сланцев и карбонатных пород, а также выходов собственно нефелиновых сиенитов. Но наряду с этим здесь отмечаются многочисленные дайковые тела нефелиновых сиенитов, сиенитов, щелочных гранитов и щелочных базальтоидов, которые прорывают тело массива, при этом щелочные граниты являются более поздними.

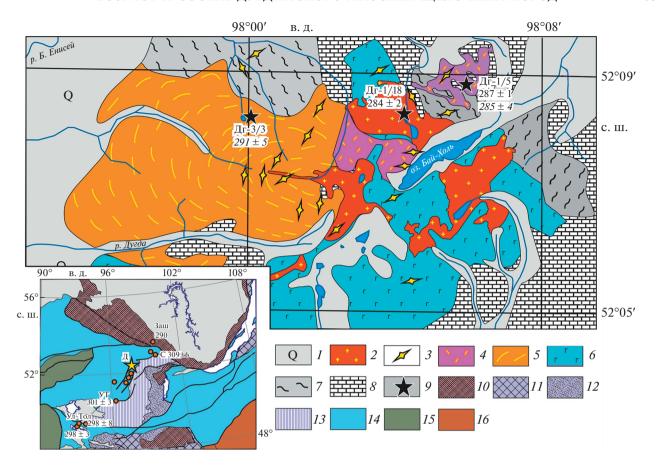


Рис. 1. Схема строения Дугдинского массива, составлена с использованием данных [12]. На врезке показано положение Дугдинского массива (★) в пределах Восточно-Саянской редкометальной магматической зоны. 1 — четвертичные отложения; 2—5 породы Дугдинского массива: 2 — кварцевые сиениты, нордмаркиты, щелочные граниты, 3 — пегматиты и дайки нефелиновых сиенитов, сиенитов и щелочных гранитов, 4 — шелочные, в том числе кварцсодержащие и фельдшпатоидные сиениты, 5 — нефелиновые сиениты, направление трахитоидности отмечено штрихами; 6 — оливиновое габбро раннего палеозоя; 7—8 — харальская свита неопротерозоя: 7 — филлитовидные сланцы, 8 — мраморизованные известняки; 9 — точки отбора проб для датирования и их возраст в млн лет (прямой шрифт — U—Pb SIMS по циркону, курсив — 4^{10} Ar/ 3^{10} Ar по амфиболу), 10—16 — обозначения на врезке: 10 — выступы архей-раннепалеозойского фундамента, 11 — блоки с довендским основанием нерасчлененные, 12—16 — складчатые области: 12 — неопротерозойские, 13 — поздненеопротерозойские, 14 — раннепалеозойские, 15 — ранне-среднепалеозойские, 16 — средне-позднепалеозойские. Показаны позднепалеозойские массивы щелочных гранитов и сиенитов и их возраст в млн лет, в том числе с редкометальной минерализацией: 1 — Дугдинский, 1 — Зашихинский, 1 — Улуг-Танзек, 1 — Улан-Тологой, 1 — Снежное.

С породами массива связана редкометальноредкоземельная минерализация — пирохлор, циркон, ринколит, лопарит, эвдиалит, бритолит и др. Она отмечается, главным образом, в жильных и дайковых телах альбитизированных нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов, а также в зонах альбитизации [12].

ВОЗРАСТ ПОРОД МАССИВА

Породы массива ранее сопоставлялись с породами бреньского комплекса, имеющего девонский возраст, что нашло отражение на существующих геологических картах [9, 10]. Первые геохронологические оценки для пород массива были получены Р.М. Яшиной К—Аг-методом и соста-

вили 278—254 млн лет [11]. Большой разброс значений был связан с омолаживающим эффектом воздействия многочисленных даек на породы массива, возможно, поэтому полученные оценки не были учтены при более поздней геологической съемке.

Для определения возраста пород массива нами были опробованы амфиболовые нефелиновые сиениты главной фазы (ДГ-3/3) в западной части массива, щелочные кварцевые сиениты (ДГ-1/18) из поля развития кварцевых сиенитов и нордмаркитов в восточной части массива, а также щелочные граниты (ДГ-1/5) из поля развития щелочных сиенитов. Из этих пород были выделены для датирования фракции амфибола и зерна цирко-

Таблица 1. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования амфиболов Дугдинского массива

| Таолиц | a I. I C | зультаты | AI/ A | п-датиј | ования | амфио | олов ду | тдинск | oro maco | ыва | | | | |
|--------|----------|-----------------------|-------------------------------------|---------|------------------------|--------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|-----------|------------------------------------|---------------------------|-------|
| T°C | t (мин) | ⁴⁰ Ar(STP) | $^{40}\mathrm{Ar}/^{39}\mathrm{Ar}$ | ±1σ | 38 Ar $/^{39}$ Ar | ±1σ | $^{37}\mathrm{Ar}/^{39}\mathrm{Ar}$ | ±1σ | $^{36}\mathrm{Ar}/^{39}\mathrm{Ar}$ | ±1σ | Ca/K | $\Sigma^{39}{ m Ar}\left(\% ight)$ | Возраст (млн лет) ± 1σ | ±1σ |
| | ДГ- | 1/5, навес | ка 63.2 | - | | | - | - | іьный в ′ ± 4.3 м | - | = 283.4 = | ± 4.5 мл | н лет; | |
| 550 | 10 | 8.1E-9 | 486.09 | 103.18 | 0.0346 | 0.1685 | 6.94 | 3.01 | 1.5814 | 0.3972 | 25.0 | 0.2 | 192.1 | 609.8 |
| 700 | 10 | 8.1E-9 | 113.75 | 2.83 | 0.0880 | 0.0702 | 1.40 | 1.02 | 0.2828 | 0.0258 | 5.1 | 0.9 | 299.5 | 67.7 |
| 875 | 10 | 12.7E-9 | 54.65 | 0.38 | 0.0175 | 0.0123 | 0.23 | 0.16 | 0.0963 | 0.0070 | 0.8 | 3.4 | 262.5 | 19.6 |
| 1000 | 10 | 51.7E-9 | 38.18 | 0.05 | 0.0216 | 0.0044 | 0.55 | 0.06 | 0.0300 | 0.0011 | 2.0 | 17.5 | 291.5 | 5.1 |
| 1050 | 10 | 51.1E-9 | 39.50 | 0.06 | 0.0173 | 0.0042 | 0.44 | 0.02 | 0.0377 | 0.0015 | 1.6 | 31.1 | 282.8 | 5.7 |
| 1100 | 10 | 132.6E-9 | 34.06 | 0.02 | 0.0165 | 0.0010 | 0.66 | 0.06 | 0.0195 | 0.0005 | 2.4 | 71.8 | 282.2 | 4.3 |
| 1140 | 10 | 13.7E-9 | 42.44 | 0.25 | 0.0394 | 0.0042 | 0.67 | 0.22 | 0.0458 | 0.0058 | 2.4 | 75.2 | 287.8 | 16.4 |
| 1200 | 10 | 82.5E-9 | 34.75 | 0.04 | 0.0185 | 0.0011 | 1.05 | 0.06 | 0.0217 | 0.0012 | 3.8 | 100.0 | 282.6 | 5.2 |
| | ДГ-3 | /3, навеск | a 127.85 | - | | | | _ | | - | = 290.3 | ± 4.8 m. | лн лет; | |
| | | | | | | | | | ± 5.3 м. | | | | | |
| 550 | 10 | 7.5E-9 | 87.59 | | | 0.0511 | 1.88 | 0.98 | | 0.0191 | 6.8 | 0.4 | 360.9 | 50.9 |
| 700 | 10 | 11.6E-9 | 44.72 | | 0.0365 | | 0.41 | 0.27 | | 0.0055 | 1.5 | 1.5 | 215.6 | 16.2 |
| 800 | 10 | 10.4E-9 | 41.96 | 0.29 | | | 0.59 | 0.31 | | 0.0069 | 2.1 | 2.6 | 214.4 | 20.1 |
| 925 | 10 | 13.2E-9 | 42.89 | 0.16 | | 0.0090 | 0.32 | 0.11 | 0.0358 | | 1.2 | 3.9 | 325.5 | 10.7 |
| 1030 | 10 | 58.7E-9 | 36.00 | 0.05 | | 0.0003 | 0.83 | 0.07 | | 0.0009 | 3.0 | 11.1 | 304.7 | 5.2 |
| 1080 | 10 | 189.7E-9 | 30.07 | 0.06 | | | 0.91 | 0.03 | | 0.0016 | 3.3 | 38.7 | 297.3 | 6.3 |
| 1120 | 10 | 327.8E-9 | 28.84 | | 0.0144 | | 0.91 | 0.02 | | 0.0012 | 3.3 | 88.4 | 285.8 | 5.4 |
| 1150 | 10 | 81.4E-9 | 30.62 | 0.06 | 0.0118 | 0.0018 | 0.73 | 0.04 | 0.0065 | 0.0011 | 2.6 | 100.0 | 292.1 | 5.3 |

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

на. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-исследования амфибола (табл. 1) выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике [13], U—Рb-датирование цирконов осуществлялось методом вторично-ионной массспектрометрии (SIMS) в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГУП ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике [14]. Результаты исследований отражены на рис. 2.

Нефелиновые сиениты главной фазы (проба $Д\Gamma$ -3/3) были изучены 40 Ar/ 39 Ar-методом по амфиболу. Возраст плато, установленный по высокотемпературным ступеням (1080—1150°С), составил 291 \pm 5 млн лет. Возраст щелочных кварцевых сиенитов (проба $Д\Gamma$ -1/18) был оценен по циркону и составил 284 \pm 2 млн лет. Геохронологическое изучение щелочных гранитов (проба $Д\Gamma$ -1/5) было проведено обоими методами, которые дали практически одинаковые результаты. 40 Ar/ 39 Ar-возраст по амфиболу составил 285 \pm 4 млн лет, а U—Pb-возраст по циркону отвечает 287 \pm 1 млн лет. Полученные оценки для разных пород массива близки между собой, они практически пересекаются в интервале ошибок измерений, что

позволяет определить возраст массива средним значением ~287, совпадающим с возрастом циркона щелочных гранитов. В то же время несколько более ранний возраст нефелиновых сиенитов согласуется с их геологическим положением в строении массива.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА

В строении массива участвуют породы, варьирующие по величине SiO_2 от 48 до 76 мас. % при высокой общей щелочности (преимущественно, $(Na_2O + K_2O) > 10$ мас. %). На диаграмме $((Na_2O + K_2O) - SiO_2$, рис. 3) составы пород массива распределились между полем фоидитовых сиенитов и щелочных лейкогранитов. В соответствии с их распределением на диаграмме щелочно-салические породы массива можно разделить на три группы: фоидитовые сиениты $(SiO_2 < 56\%)$, щелочные сиениты и сиениты $(56\% < SiO_2 < 65\%)$ и щелочные граниты $(SiO_2 > 65\%)$. Несмотря на значительные вариации кремнекислотности и

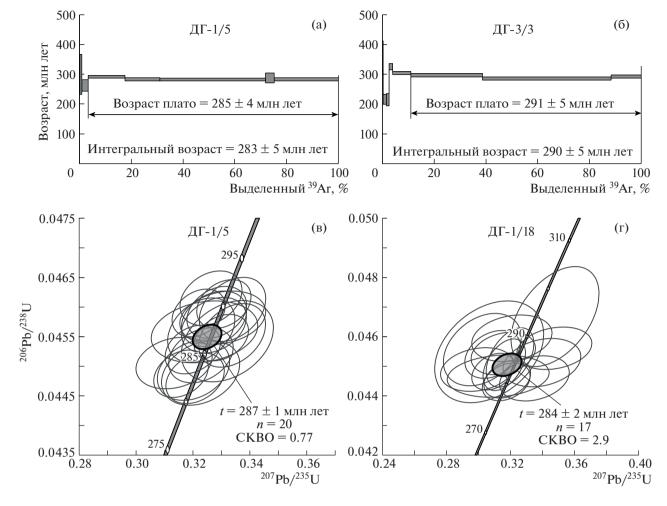


Рис. 2. Результаты геохронологических (40 Аг/ 39 Аг по амфиболу (а, б) и U—Pb SIMS по циркону (в, г)) исследований пород Дугдинского массива: нефелиновых сиенитов главной фазы (проба ДГ- 3 3), щелочных кварцевых сиенитов (проба ДГ- 1 18), щелочных гранитов (проба ДГ- 1 5).

щелочности в геохимическом отношении щелочно-салические породы этих групп в целом близки (рис. 4). Как следует из рисунка, они почти на порядок обогащены большинством несовместимых элементов по сравнению со средним составом земной коры [15]. Пониженные содержания в них Ва, Sr, P, Eu, Ті указывают, что их формирование протекало при фракционировании полевых шпатов, а также апатита и Ті-содержащих фаз. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в них фракционированное с достаточно резким обогащением легкими P39 (La/Yb)n = 6-20. В то же время средние и тяжелые РЗЭ-элементы слабо фракционированы (Gd/Yb)n <1.2, при этом для ряда составов отмечается преобладание тяжелых РЗЭ над средними (Gd/Yb)n <1. Такие характеристики в целом свойственны гранитоидам А-типа.

На графиках (рис. 5) показаны вариации ряда элементов относительно Nb и La, выбранных в качестве индексов дифференциации. Вариации

их содержаний в каждой группе пород близки по диапазону значений, при этом они достигают рудных концентраций (Zr до 2.5 мас. %, Nb до 0.2 мас. %, Та до 250 г/т, Y до 0.2 мас. %). Такие высокие содержания редких элементов лежат в общем тренде вариаций составов, что, скорее всего, указывает на их накопление в ходе магматической эволюции расплавов. Отмечается, что по мере усиления степени дифференциации возрастает относительная доля тяжелых РЗЭ (см. рис. 5), что типично для редкометальных магматических пород Восточно-Саянской зоны [1].

Приведенные характеристики указывают на редкометальный характер исходных расплавов, участвовавших в образовании пород разных фаз Дугдинского массива, и соответствующий для таких расплавов стиль их эволюции, приводящий, в частности, к появлению рудных концентраций редких элементов.

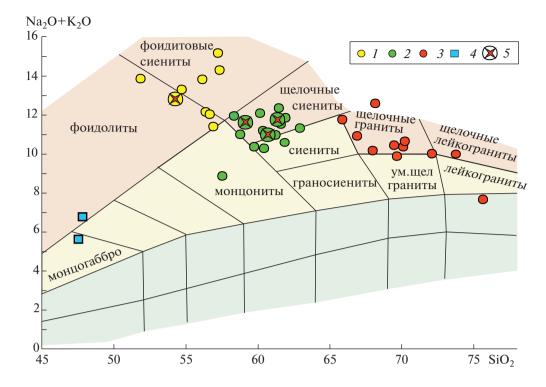


Рис. 3. Составы пород Дугдинского массива на классификационной диаграмме ($Na_2O + K_2O$)— SiO_2 , мас. % (по [19]). I — фоидитовые сиениты; 2 — щелочные сиениты, сиениты и монцониты; 3 — щелочные граниты и граниты; 4 — базиты даек; 5 — пробы с рудными содержаниями редких элементов.

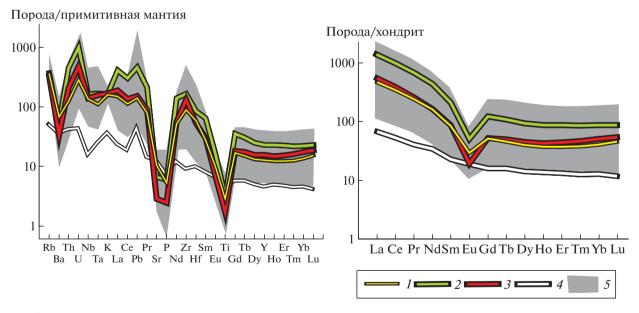


Рис. 4. Распределение нормированных концентраций редких элементов в породах Дугдинского массива. 1-3 — средние составы: 1 — фельдшпатоидных сиенитов, 2 — щелочных сиенитов и сиенитов, 3 — щелочных гранитов и гранитов; 4 — средний состав континентальной коры, по [15], 5 — поле составов пород Дугдинского массива без образцов с рудной минерализацией. Составы примитивной мантии и хондрита по [20].

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные, во-первых, определяют раннепермский возраст пород массива Дугда и, во-вторых, свидетельствуют об их несомненной

редкометальной специализации. Магматизм этого возраста не характерен для Алтае-Саянской складчатой области, так как конвергентные процессы вблизи ее границ к началу перми были за-

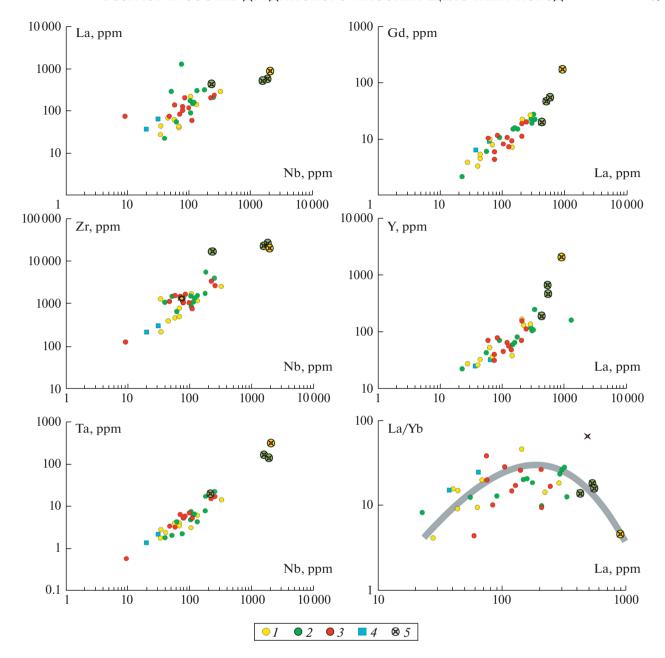


Рис. 5. Распределение редких элементов относительно Nb и La в породах Дугдинского массива. Условные обозначения на рис. 3.

вершены как со стороны Обь-Зайсанского, так и Южно-Монгольского океанических бассейнов [5, 16]. И, тем не менее, в восточной части Тувы в это время возник ряд проявлений щелочных магматических пород. Их геологическое положение и геохимические характеристики свидетельствуют об анорогенном/внутриплитном образовании. Как уже отмечалось, они установлены в юго-восточной Туве и в прилегающих к ней районах северо-западной Монголии, а также в Восточном Саяне. Дугдинский массив и ассоциирующие с ним щелочные граниты соединяют эти районы в

единую цепь. Геологическое положение этой системы массивов определяется западным обрамлением Тувино-Монгольского микроконтинента (рис. 1). В ее пределах сосредоточены выходы щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов, сформировавшихся в конце карбона — самом начале ранней перми. Эта вспышка внутриплитного магматизма связывается нами [17] с образованием Баргузинского зонального магматического ареала, в строении которого участвуют центральный Ангаро-Витимский батолит и периферические зоны, трассируемые про-

явлениями щелочного, преимущественно щелочно-гранитоидного, в том числе редкометального магматизма. Ранее проявления позднепалеозойского магматизма в юго-западном обрамлении Баргузинского ареала были объединены нами в Восточно-Саянскую щелочно-гранитную магматическую зону [17]. Полученные данные по Дугдинскому массиву стали важным дополнением для обоснования границ зоны и закономерностей проявления шелочного магматизма в ее пределах. Прежде всего, они продемонстрировали связь магматизма этой зоны с системой разломов транслитосферного заложения, каковыми являются границы Тувино-Монгольского микроконтинента, указав тем самым на подлитосферный источник магматизма. Кроме того, геохронологические данные для пород массива наряду с ранее полученными сведениями для других массивов зоны позволяют расширить время проявления щелочного магматизма в ее пределах до интервала 309-285 млн лет. Этот интервал практически полностью совпадает с возрастными оценками, полученными ранее для Ангаро-Витимского батолита, определяющего время магматической активности в пределах Баргузинского зонального ареала [18]. Наконец, результаты изучения Дугдинского массива показали, что спектр редкометальных магматических пород в пределах редкометальной зоны не ограничивается щелочными гранитоидами, как это мы полагали ранее [1], но также включает ассоциацию преобладающих нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и подчиненных им редкометальных гранитоидов. Массивы нефелиновых сиенитов позднепалеозойского возраста наблюдались нами и ранее на рассматриваемой территории, однако их связь со щелочными редкометальными гранитами не прослеживалась [7]. Пример Дугдинского массива показывает, что в строении зоны наряду со щелочными гранитами редкометальным потенциалом обладают также нефелиновые сиениты. При этом редкометальная минерализация в них также формируется в связи с процессами кристаллизационной дифференциации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 438—449.

- 2. Ярмолюк В.В., 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.
- 3. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Возраст, состав и источники пород и руд Окуневского флюорит-лейкофанового месторождения (Западный Саян): К оценке вклада магматизма в формирование рудной минерализации // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 37—61.
- 4. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 386—409.
- Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and Geochemical Evidence for Diverse Plume-lithosphere Interactions // Gondwana Research. V. 89. 2021. P. 193–219.
- 6. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин В.А., Козловский А.М., Котов А.Б., Шури-га Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометальные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 248—253.
- 7. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометальных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515—536.
- Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568.
- 9. Государственная геологическая карта СССР, Лист N-47-XXXIII. Мингео, ВСЕГЕИ, 1961.
- 10. Геологическая карта Тувинской АССР. Масштаб 1:500000. Мингео СССР. 1983.
- 11. Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы). М.: Наука. 1982. 276 с.
- Капустин Ю.Л. Дугдинский щелочной массив корневая часть многофазного палеозойского вулкана // Геология и геофизика. 1976. № 6. С. 35—45.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181—1199.
- 14. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian Alkaline Igneous Suite of Northern Timan: Ion Microprobe U-Pb Zircon Ages of Gabbros and Syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Bal-

- tica. Eds. Gee D.G., Pease V.L. Geological Society, London, Memoirs, 2004. V. 30. P. 69–74.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Evolution and Composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- 16. Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Саватенков В.М., Коваленко В.И. Возраст бимодального и щелочно-гранитного магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, хребет Тост, Южная Монголия // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С. 218—224.
- 17. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский—раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115—142.
- 18. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Рb-исследований // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184—189.
- Шарпенок Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TASдиаграмма сумма щелочей — кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Регион. геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
- 20. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts; Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society of London Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.

AGE AND COMPOSITION OF THE ALKALINE ROCKS OF DUGDA MASSIF (EASTERN SAYAN): PATTERNS OF DISTRIBUTION OF LATE PALEOZOIC RARE-METAL MAGMATISM IN THE SOUTHWESTERN FOLD FRAME OF THE SIBERIAN PLATFORM

Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk^{a,#}, A. M. Kozlovsky^a, A. V. Nikiforov^a, E. A. Kudryashova^a, and A. K. Khertek^b

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

b Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Kyzyl, Russian Federation #e-mail: yarm@igem.ru

The age and geochemical characteristics of alkaline rocks of the Dugdinsky massif (Eastern Tuva), located in the East Sayan Late Paleozoic rare-metal magmatic zone, have been determined. The massif is composed of nepheline syenites, which are dominated by alkaline quartz syenites and alkaline granites. The age of the rocks of the 40 Ar/ 39 Ar massif was estimated by the amphibole and U–Pb SIMS method by the zircon method, which was: for nepheline syenites – 291 ± 5 Ma, for alkaline quartz syenites – 284 ± 2 Ma, for alkaline granites – 285 ± 4 Ma and 287 ± 1 Ma. The estimates obtained make it possible to determine the age of the massif with an average value of ~287 Ma. Rocks of different composition have similar geochemical characteristics. Compared with the average composition of the earth's crust, they are enriched in the majority of incompatible elements and are characterized by multi-element spectra, similar to the A-type granitoids. Variations in the contents of incompatible elements in the rocks of the massif exceed two orders of magnitude and reach ore concentrations (Zr up to 2.5 wt %, Nb up to 0.2 wt %, Ta up to 250 ppm, Y up to 0.2 wt %). The geological position of the massif and the peculiarities of the composition of its rocks made it possible, firstly, to clarify the relationship of the East Sayan Late Paleozoic rare-metal zone with the fault system that defines the western boundary of the Tuva-Mongolian microcontinent, and secondly, to limit the time of occurrence of alkaline magmatism within its limits to an interval of 309–285 Ma and, thirdly, to conclude that the spectrum of rare-metal igneous rocks of the zone is not limited to alkaline granitoids, but also includes alkaline nepheline syenites.

Keywords: rare-metal magmatism, alkaline granites and syenites, isotopic age, differentiation of melts

——— ВУЛКАНОЛОГИЯ **———**

УЛК 551.24:552.3

КУЛЬПОЛЬНЕЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА): СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

© 2021 г. А. В. Моисеев^{1, *}, М. В. Маскаев¹, Д. К. Ульянов¹, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹, Б. В. Беляцкий²

Поступило 08.02.2021 г. После доработки 13.04.2021 г. Принято к публикации 13.04.2021 г.

Представлены новые данные по геохимии и изотопии Sr, Nd вулканических пород Кульпольнейского комплекса и прорывающих его даек, расположенных в северо-западной части Южно-Анюйской сутуры. Установлено, что вулканиты были сформированы в пределах внутриокеанической зоны субдукции (островная дуга и/или задуговый бассейн). Вулканиты Кульпольнейского комплекса (оксфорд-кимеридж) прорваны дайками диоритов и плагиогранитов, которые деформированы совместно с вмещающими породами. Конкордантные U—Th—Pb (SIMS)-возрасты цирконов из даек составляют $143 \pm 1 - 140 \pm 1$ млн лет. Сходство вулканитов и даек по геохимии позволяет предполагать их формирование в единой геодинамической обстановке. В случае справедливости данного предположения верхний возрастной предел образования Кульпольнейской внутриокеанической зоны субдукции становится более молодым, вплоть до берриасского века.

Ключевые слова: Арктика, базальты, диориты, U—Th—Pb-возраст, циркон, геохимия, островная дуга, палеореконструкции поздняя юра—ранний мел

DOI: 10.31857/S2686739721070069

Южно-Анюйская сутура (ЮАС) образована в результате коллизии Чукотского микроконтинента с Азиатским континентом. Вдоль северной и южной границ ЮАС выделяются позднеюрскораннемеловые вулканогенно-осадочные комплексы. Их формирование связывают с процессами субдукции. Вдоль южного обрамления данные комплексы относят к Олойскому окраинно-континентальному поясу, заложенному на Азиатском континенте [3—5].

Вулканогенно-осадочные комплексы северной части ЮАС остаются плохо изученными, и относительно их тектонической позиции и происхождения существуют различные точки зрения [1, 2, 4, 5, 7-10].

В основании вулканогенно-осадочных пород северной части ЮАС залегает толща, сложенная базальтами, андезитами, туфами основного—кислого состава и тонкообломочными терригенными породами. Возраст толщи определен как окс-

По мнению [4, 6], вулканогенно-осадочные породы оксфорда-позднего мела образуют непрерывный стратиграфический разрез, который был включен в состав позднеюрской-раннемеловой Нутесынской дуги, сформированной на краю Чукотского микроконтинента [4–6, 10, 16]. Позже в работах [1, 7–9] вулканогенно-осадочные породы оксфорд-кимериджа были выделены в отдельный комплекс (Кульпольнейский [8] /Кораньвеемская толща [9]), сформировавшийся в пределах Кульпольнейской энсиматической дуги с погружением зоны субдукции от Чукотского микроконтинента. Апт-раннемеловые вулканические породы основного—кислого состава были исклю-

форд-кимериджский по единичным находкам бухий [9]. Выше залегают титон-раннемеловые вулканогенно-терригенные, терригенные и вулканические (базальты-дациты и их туфы) породы. Все породы прорваны многочисленными интрузивными телами нескольких генераций. Аптпозднемеловые интрузивные тела неплохо изучены, поскольку связаны с промышленной золотоносностью. Помимо меловых даек, в работе [9] выделяется позднеюрский габбро-плагиогранитовый плутонический комплекс, возраст которого определяется приуроченностью к позднеюрским вулканитам, данные о составе отсутствуют.

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

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

^{*}E-mail: moartem@yandex.ru

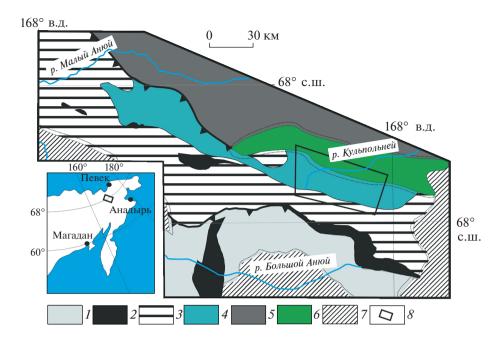


Рис. 1. Схема основных структурных элементов Южно-Анюйской сутуры и ее обрамления по [7] с изменениями. 1- палеозой-мезозойские вулканогенно-осадочные отложения Алазейско-Олойской складчатой системы; 2- габброперидотиты; 3-4- Южно-Анюйская сутура: 3- осадочные, вулканогенно-осадочные комплексы, палеозой-мезозой; 4- вулканогенно-осадочные породы, оксфорд-кимеридж (Кульпольнейский комплекс); 5- триасовые турбидиты пассивной окраины Чукотского микроконтинента, входят в состав Анюйско-Чукотской складчатой системы; 6-7- апт-раннемеловые пост-коллизионные впадины: 6- Нутесынская впадина; 7- другие впадины; 8- район работ.

чены из островодужного разреза и отнесены к наложенной Нутесынской депрессии. При этом отмечалось, что возраст верхней части разреза Кульпольнейского комплекса не был установлен. В работе [2] была предложена модель, согласно которой оксфорд-кимериджская энсиматическая Кульпольнейская дуга была аккретирована к краю Чукотского микроконтинента, где с титона по берриас с несогласием развивалась окраинно-континентальная Нутесынская дуга.

Главной задачей настоящего исследования является изучение вулканических пород Кульпольнейского комплекса и связанных с ним даек с целью определения геодинамических обстановок их формирования и возраста. Полученные данные позволят опровергнуть или подтвердить существующие модели тектонического развития северной части ЮАС в юрско-меловое время.

Исследования проводились в междуречье Кульпольней-Нутесын (рис. 2). В восточной части (бассейн р. Кораньвеем) преобладают туфы основного и среднего состава, потоки гиалокластитов, подчиненное положение занимают потоки (мощностью 5—25 м) базальтов и андезитов. Встречаются редкие прослои (до 4 м) тонкозернистых черных и серых аргиллитов. В туффитах обнаружены бухии кимеридж-титонского возраста [9]. Вулканиты обладают массивной, миндалекаменной текстурами и подушечной отдельностью. В межподушечном пространстве часто отмечаются бордовые кремнистые породы. К западу

(междуречье Прав. и Лев. Кульпольней) увеличиваются частота и мошность (до 40-50 м) покровов подушечных базальтов. По оценкам [9] общая мощность толщи 850-1100 м. В породах отмечаются зоны дробления южного падения, вероятно, соответствующие плоскостям надвигов. В пределах пород Кульпольнейского комплекса замков складок отмечено не было, слоистые пачки круго падают на юг. Вышележащие титонские вулканогенно-обломочные породы смяты в наклонные складки, осевые поверхности падают на юго-запад под углами $40^{\circ}-80^{\circ}$, шарниры погружены на северо-запад под углами до 20°. Вулканогенные толщи апт-раннего мела со структурным несогласием залегают на позднеюрских вулканогенноосадочных и осадочных породах.

Вулканические породы оксфорд-кимериджа прорваны дайками, которые секут подушечную отдельность и подчеркнуты эндоконтактовыми зонами мощностью до 5 м. Были выделены две фазы. Дайки первой фазы катаклазированы и деформированы вместе с вмещающими вулканитами. Дайки падают на юго-запад под углами 50°—65°, их мощность 3—7 м по простиранию прослеживается до 40 м. Породы представлены долеритами, диоритпорфирами, плагиогранит-порфирами. Возраст и состав даек первой фазы рассмотрены в статье. Ко второй фазе отнесены дайки кислого состава. Они не катаклазированы, предположительно относятся к апт-позднемеловым интрузиям.

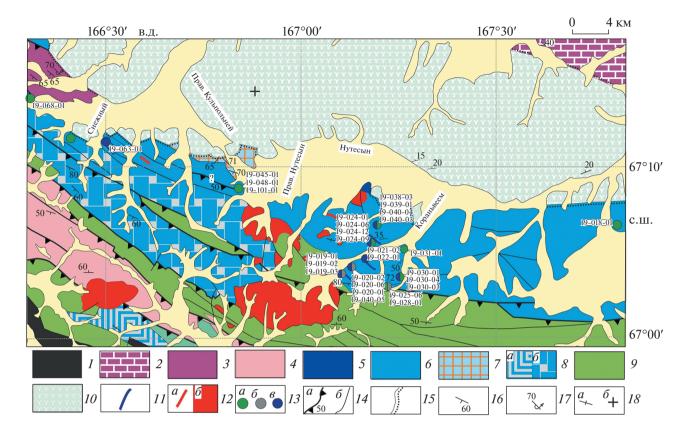


Рис. 2. Схема геологического строения Стадухинского сегмента Южно-Анюйской сутуры [7,8]. 1- палеозой-мезозойские породы Яракваамского террейна Алазейско-Олойской складчатой системы; 2- триасовые породы Анюйско-Чукотской складчатой системы; 3-9- Южно-Анюйская сутура: 3- терригенные породы, верхний триас; 4- терригенные породы, нерасчлененные, верхний триас и ранний мел; 5- терригенные породы, ранняя юра; 6- вулканогенно-осадочные породы, оксфорд-кимеридж (Кульпольнейский комплекс); 7- вулканогенно-обломочные породы, титон; 8- микститы, вулканогенно-терригенные и терригенные породы: a- поздняя юра—ранний мел, 6- титон; 9- терригенные породы, ранний мел (левотеньвельвеемская толща); 10- вулканогенно-осадочные породы, апт-поздний мел; 11-12- интрузивные породы: 11- дайки диоритов, плагиогранитов, берриас; 12- гранитоиды, апт-поздний мел: a- дайки; 6- штоки; 13- точки опробования изученных пород и их номера: a- эффузивные породы, 6- туфы, 6- дайки; 14- разрывные нарушения: 16- надвиги, 16- разломы; 16- несогласные взаимоотношения пород; 16- нементы залегания слоистости и вулканических потоков: 16- наклонное; 17- опрокинутое; 18- вертикальное; 19- горизонтальное.

Составы изученных пород приведены в приложении 1.

Вулканические породы Кульпольнейского комплекса представлены базальтами, андезибазальтами и андезитами. Текстура пород миндалекаменная, массивная. Структура порфировая, редко афировая. Структура основной массы – микролитовая, гиалопилитовая. Вкрапленники (15-35%) представлены плагиоклазом (70-100%) от всего объема вкрапленников) и пироксеном (0-30%). Иногда вкрапленники замещены эпидотом и хлоритом. Основная масса представлена микролитами плагиоклаза, клинопироксена и девитрифицированным вулканическим стеклом. Содержание рудного минерала доходит до 10%. По составу обломков выделяются лито-витрокластические, лито-кластические и кристаллокластические туфы. Кристаллокласты чаще всего представлены плагиоклазом, реже обломками

пироксена. Литокласты представлены фрагментами базальтов и андезитов размеров от 0.3 до 15—20 см. Матрикс (около 10—15%) вулканогенный, часто замещен вторичными минералами (эпидот, кальцит, хлорит).

По соотношению SiO₂ и K₂O большинство эффузивов и туфов соответствуют низкокалиевой островодужной толеитовой серии. По содержанию SiO₂ вулканиты отвечают базальтам (n=7/13), андезибазальтам (n=5/13) и андезитам. Составы туфов отвечают в основном андезибазальтам (n=3/5), а две точки их составов попадают в поля андезитов и дацитов. Все вулканические породы характеризуются низкой и умеренной магнезиальностью (Mg* = 29–69). На диаграмме AFM [12] составы пород отвечают толеитовому тренду. Породы умеренно глиноземистые (Al₂O₃ = 13.5–17.8 мас. %). Со-

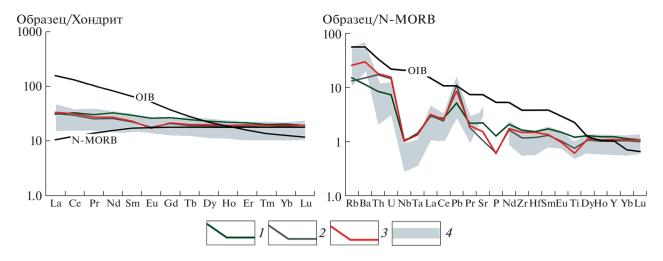


Рис. 3. Хондрит-нормализованные распределения РЗ Θ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав N-MORB (б). Значения для нормирования [18]. 1-2 — усредненные составы вулканических пород Кульпольнейского комплекса: 1 — вулканиты (n = 15), 2 — туфы (n = 5); 3 — доаптские дайки (n = 7); 4 — область составов Марианской дуги по [11].

держание TiO_2 колеблется от 0.8 до 2.6 мас. %, при среднем (n=22) значении 1.4 мас. %.

Особенности распределения РЗЭ соответствуют островодужному типу с преобладанием легких над средними и тяжелыми РЗЭ (La/Yb = 1.5-3.1; La/Sm = 1.2-2.6), при умеренной концентрации РЗЭ (La + Sm + Yb = 8.7-22.4 г/т) (рис. 3a).

Мультиэлементные спектры однотипны и сходны со спектрами вулканитов Марианской дуги, отмечаются преобладание крупноионных литофильных элементов над высокозарядными, Nb—Та- и Р-отрицательные аномалии и Рb-положительная аномалия (см. рис. 3б). На диаграмме зависимости Th/Yb—Ta/Y [17] фигуративные точки составов вулканитов широко разбросаны вдоль оси значений Th/Yb и попадают в поля вулканитов рифтогенных и спрединговых зон задуговых бассейнов и вулканитов энсиматических дуг. Для туфов отмечаются более высокие значения Th/Yb, что сближает их с составами вулканитов энсиматической дуги (рис. 4).

Вулканические породы характеризуются положительными значениями ε Nd (+7.4...+10.0), отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd практически не меняется (0.513008—0.513133), содержание радиогенного Sr 0.702730—0.703908. Изотопные отношения Nd и Sr близки к конечному компоненту HIMU.

Доаптские дайки представлены долеритами, диорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами и плагиогранит-порфирами. Породы обладают массивной текстурой. Структура разнообразна: преобладает гипидиоморфнозернистая структура, реже наблюдаются порфировая, порфировидная, гломеропорфировая и катакластическая структуры. Долериты, диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры сложены плагиокла-

зом (50–70%), пироксеном (30–50%), амфиболом (0–7%) и кварцем (0–10%). Плагиогранит-порфир состоит из вкрапленников плагиоклаза (40–60%) и кварца (30–40%). Также присутствует калиевый полевой шпат (до 5%). Основная масса состоит преимущественно из зерен кварца неправильной формы (80%) и микролитов плагиоклаза (10%), интерстиции заполнены ксеноморфными выделениями роговой обманки (10%).

По соотношению SiO_2 и K_2O породы занимают промежуточное положение между толеитовой и известково-щелочной сериями. Они характеризуются низкой и умеренной магнезиальностью (Mg* = 30–59). Содержания TiO_2 изменяются от 0.3 до 1.1 мас. %, Al_2O_3 от 14 до 20.4 мас. %.

Содержания рассеянных и редкоземельных элементов сходны с ранее описанными вулканитами. Отмечается более высокая степень обогащения крупноионными литофилами относительно высокозарядных элементов. На диаграмме Th/Yb—Ta/Yb (Pearce, et al., 2005) фигуративные точки составов даек находятся в поле вулканитов энсиматических островных дуг (см. рис. 4).

Дайки обладают сходными с вулканитами оксфорд-кимериджа изотопными характеристиками радиогенного Nd (ϵ Nd = +7.2...+7.4; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = = 0.512975–0.512988).

U—Th—Pb-датирование акцессорных цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по стандартной методике [14]. Обработка полученных данных и построение графиков осуществлялись с использованием программ SQUID и ISOPLOT/Ex [15]. Цирконы не удалось выделить из вулканических пород, и они были выделены из кварцевого диорит-порфира и

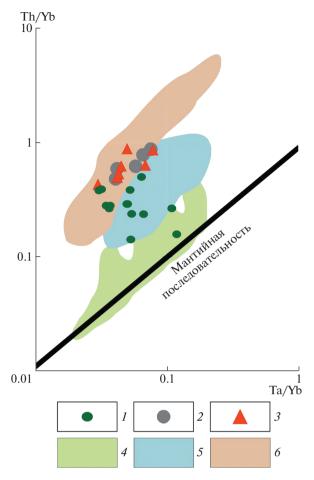


Рис. 4. Th/Yb—Та/Yb диаграмма по [17]. 1-2 — составы вулканических пород Кульпольнейского комплекса: 1 — вулканиты (n=15), 2 — туфы (n=5); 3 — доаптские дайки (n=7); 4-6 — составы Марианской островодужной системы [17]: 4 — спрединговый центр задугового бассейна; 5 — рифтовые зоны задугового бассейна; 6 — островная дуга.

плагиогранит-порфира (табл. 2). Все зерна цирконов имеют призматическую форму и осцилляторную зональность. Конкордантные значения возраста составляют 140 ± 1 и 143 ± 1 млн лет (приложение 2) (рис. 5).

Представленные данные указывают, что вулканические породы оксфорд-кимериджа были сформированы в надсубдукционной обстановке из обедненного мантийного источника и сходны с вулканитами Марианской островодужной системы (рис. 4). С вулканитами задугового спрединга изученные породы сближает высокое содержание TiO_2 (0.8–2.6 мас. %), что не характерно для вулканитов островных дуг (например, [19]). Геологическое строение вулканогенно-осадочных порол Кульпольнейского комплекса скорее указывают на их образование в пределах островной дуги: 1) в современной структуре породы образуют линейно вытянутые выходы; 2) отсутствуют осадочные породы достаточной мощности, характерные для задуговых бассейнов; 3) широко распространены пирокластические, крупнообломочные разности.

Сделанные выводы противоречат модели, где в поздней юре—раннем мелу на краю Чукотского микроконтинента реконструируется континентальная окраина [4, 10, 16], и подтверждают, что, по крайней мере, до кимериджа существовала внутриокеаническая островодужная система. Структурное положение и внутриокеаническая природа надсубдукционного вулканизма подтверждают принадлежность пород Кульпольнейского комплекса к структурам ЮАС.

Возрасты даек диоритов и плагиогранитов первой фазы указывают на их раннемеловой, берриасский возраст. Для ЮАС неизвестны магма-

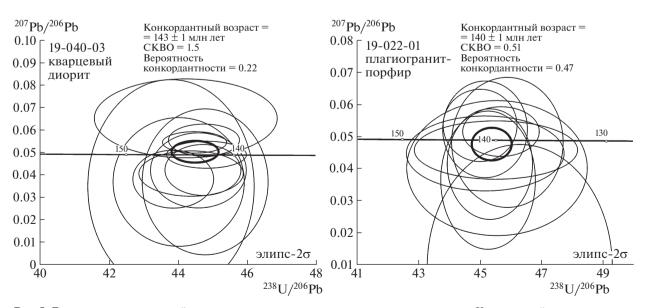


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для цирконов из даек, рвущих вулканические породы Кульпольнейского комплекса.

тические породы данного интервала. Составы петрогенных и рассеянных элементов берриасских даек и оксфорд-кимериджских вулканитов сходны между собой, что указывает на их общий источник и позволяет предполагать формирование в единой геодинамической обстановке. Если данное утверждение верно, то возрастной предел Кульпольнейской внутриокеанической зоны субдукции становится существенно более молодым [1, 7–9]. Это противоречит модели [2], где выделяются оксфорд-кимериджский внутриокеанический и титон-берриасский окраинно-континентальный надсубдукционный вулканизм. Данный вывод носит предварительный характер и требует дополнительных подтверждений.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Химический и изотопный (Sr, Nd) составы образцов вулканических пород Кульпольнейского комплекса и даек берриасского возраста.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Результаты U—Th—Pb (SIMS) датирования акцессорных цирконов из даек, рвущих вулканические породы Кульпольнейского комплекса.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ 18-77-10073; базовое финансирование сотрудников за счет субсидии 0135-2019-0038.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 46 с.
- Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д.
 Позднеюрский-раннемеловой надсубдукционный
 вулканизм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6, С. 1—14.
- 3. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 119 с.
- 4. *Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления // М.: Наука. 1984. 136 с.
- Парфёнов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
- Радзивилл А.Я., Радзивил В.Я. Позднеюрские магматические образования Южно-Анюйского прогиба / Магматизм северо-востока Азии. Магадан, 1975. С. 71—80.
- 7. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анюйской су-

- туры (северо-восток Азии) // Геотектоника. 2015. \mathbb{N}_2 1, C. 5–30.
- 8. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е. Тектоническая модель Южно-Анюйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 204—227.
- 9. Шеховцов В.А., Глотов С.П. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Олойская. Лист Q-58-XI, XII. Объяснительная записка/ред. Соколов С.Д. 2001. 106 с.
- Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova M.I. Tectonic Evolution of the Mesozoic South Anyui Suture Zone, Eastern Russia: A critical Component of Paleogeographic Reconstructions of the Arctic Region // Geosphere. 2015. V. 11. № 5. P. 1530–1564. https://doi.org/10.1130/GES01165.1
- 11. Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. Element Transport Form Slab Volcanic Front at the Mariana Arc // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. № B7. P. 14991–15019.
- 12. *Gribble R.F., Stern R.J., Newman S., Bloomer S.H., O'Hearn T.* Chemical and Isotopic Composition of Lavas from the Northern Mariana Trough: Implications for Magmagenesis in Back-arc Basins // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 1 P. 125–154.
- 13. *Irvine T.N.*, *Baragar W.R.A*. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks // Canadian Journal of Earth Science. 1971. V. 8. P. 523–548.
- 14. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian Alkaline Igneous Suite of Northern Timan: Ion Microprobe U-Pb Zircon Ages of Gabbros and Syenite. In: Gee D. G., Pease V. L. (eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geological Society, 2004. London, Memoirs., V. 30, P. 69-74. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07
- 15. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2012. № 5. 75 p. http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot/Isoplot3_75—4 15manual.pdf
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum—North Pacific: U.S. Geological Survey Professional Paper 1626. 2000. 122 p.
- 17. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical Mapping of the Mariana Arc-basin System: Implications for the Nature and Distribution of Subduction Components // Geochem. Geophys. Geosyst. 2005. V. 6. P. 1–27. https://doi.org/10.1029/2004GC000895
- 18. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implication for Mantle Composition and Processes. (Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry) // Magmatism in the oceanic basins, Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313—345.
- 19. *Winter J.D.* An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. 2010. 702 p.

KULPOLNEY VOLCANIC COMPLEX OF SOUTH-ANYUI SUTURE (WESTERN CHUKOTKA): COMPOSITION, AGE AND TECTONIC SETTING

A. V. Moiseev^{a, #}, M. V. Maskaev^a, D. K. Ulyanov^a, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^a, and B. V. Belyatsky^b

^a Federal State Institution of Science Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

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

[#] E-mail: moartem@vandex.ru

New result from the study of geochemical and Sr, Nd isotopic compositions of effusive and explosive rocks of the Oxford-Kimmeridgian Kulpolney complex and its intruding dikes of the South Anyui suture are considered. It has been proven that effusive, explosive rocks were formed within the intraoceanic convergent boundary (back-arc basin and / or island arc). Among the volcanics of the Kul'polei complex, diorite and plagiogranite dikes are described, which are deformed together with the host rocks. The concordate U-Pb ages of zircons from dikes are $143 \pm 1-140 \pm 1$ Ma. The similarity of the geochemical composition of volcanics and dikes suggests their formation in a one geodynamic setting. If this assumption is correct, It makes the upper age limit of suprasubduction volcanism significantly younger, until the Berriasian age.

Keywords: Arctic, basalts, diorites, U-Pb age, zircon, geochemistry, Island Arc, tectonics, Late Jurassic-Early Cretaceous

——— ПАЛЕОНТОЛОГИЯ ——

УДК 568.191:551.763.3(575.3)

НОВЫЙ ХИЩНЫЙ ДИНОЗАВР (THEROPODA, DROMAEOSAURIDAE) ИЗ ПОЗДНЕГО МЕЛА ТАДЖИКИСТАНА

© 2021 г. А. О. Аверьянов^{1, *}, академик РАН А. В. Лопатин^{2, 3}

Поступило 30.03.2021 г. После доработки 31.03.2021 г. Принято к публикации 01.04.2021 г.

Новый таксон хищных динозавров семейства Dromaeosauridae, *Kansaignathus sogdianus* gen. et sp. nov., описан по зубной кости из яловачской свиты (сантон) местонахождения Кансай на севере Ферганской долины (Таджикистан) из сборов Палеонтологического института АН СССР 1963—1964 гг. На зубной кости 12 зубных альвеол, ее передний край не отогнут вентрально. Имеется подбородочный выступ. Дорсальный край вогнутый, вентральный — выпуклый. На лабиальной стороне два ряда васкулярных отверстий и нерегулярные промежуточные отверстия в передней части. Межзубные пластинки неразличимы. Кансайгнат — один из наиболее базальных представителей подсемейства Velociraptorinae. Он заполняет пробел в палеонтологической летописи подсемейства между раннемеловым *Deinonychus* и более продвинутыми велоцирапторинами кампана—маастрихта Азии и Северной Америки.

Ключевые слова: динозавры, дромеозавриды, поздний мел, Таджикистан

DOI: 10.31857/S2686739721070045

Дромеозавриды – группа хищных динозавров, наиболее близкая к предкам птиц. В меловом периоде дромеозавриды имели почти всесветное распространение, однако большинство таксонов известно по очень неполным материалам [1, 2]. Среди дромеозаврид сравнительно целые черепа и скелеты известны для Sinornithosaurus millenii Xu, Wang et Wu, 1999, Tianyuraptor ostromi Zheng et al., 2009 и Zhenyuanlong suni Lü et Brusatte, 2015 из баррема Китая, Deinonychus antirrhopus Ostrom, 1969 из апта-альба США, Achillobator giganticus Perle et al., 1999 из сеномана-сантона Монголии, Bambiraptor feinbergorum Burnham et al., 2000 из кампана США, Velociraptor mongoliensis Osborn, 1924 и Halszkaraptor escuilliei Cau et al., 2017 из кампана Монголии, Linheraptor exquisitus Xu et al., 2010 из кампана Китая, Adasaurus mongoliensis Barsbold, 1983 из маастрихта Монголии, а также для нескольких видов группы Microraptorinae из баррема Китая.

Dinosauria Owen, 1842

Saurischia Seeley, 1888

Theropoda Marsh, 1881

Семейство Dromaeosauridae Matthew et Brown, 1922

Подсемейство Velociraptorinae Barsbold, 1983

Эволюция дромеозаврид в первой половине позднего мела (сеноман-сантон) практически не изучена, поскольку основная часть находок происходит либо из нижнего мела, либо из отложений верхней части верхнего мела (кампан-маастрихт). В этой связи уникальным является местонахождение динозавров Кансай на севере Ферганской долины в Таджикистане, которое датируется сантоном [3]. Местонахождение было открыто в 1940-х годах О.С. Вяловым. В 1963-1964 гг. на местонахождении проводились масштабные раскопки Палеонтологического института АН СССР [4]. В настоящее время из динозавров местонахождения Кансай описаны орнитомимиды и гадрозавроиды [5, 6]. Остатки неопределимых дромеозаврид из Кансая указывались Л. А. Несовым [3]. В данной статье описывается новый таксон дромеозаврид из местонахождения Кансай по сборам А.К. Рождественского 1963—1964 гг. Описанный материал хранится в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка РАН (ПИН, г. Москва).

 $^{^{1}}$ Зоологический институт Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

² Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

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

Род Kansaignathus Averianov et Lopatin, gen. nov.

Название рода от местонахождения Кансай в Таджикистане и греч. γνάθος, челюсть.

Типовой вид — Kansaignathus sogdianus sp. nov.

Диагноз и сравнение. Новый род характеризуется сочетанием следующих признаков, свойственных Dromaeosauridae [1, 2, 7]: зубная кость высокая и тонкая лабиолингвально, ее дорсальный и вентральные края почти параллельны, на задневентральном отростке зубной кости имеется фасетка для пластинчатой кости, на лабиальной стороне зубной кости два ряда васкулярных отверстий, один под альвеолярным краем (несколько дорсальнее средней части), другой — близ вентрального края кости, межзубные пластинки неразличимы, полностью срастаются с зубной костью. Отличается от Unenlagiinae отсутствием на лабиальной поверхности глубокой борозды, в которой помещаются васкулярные отверстия, и параллельными дорсальным и вентральным краями зубной кости. Отличается от Itemirus Kurzanov, 1976 из турона Узбекистана почти прямой при виде сверху зубной кости и отсутствием борозд между межзубными пластинками. Отличается от Dromaeosaurus Matthew et Brown, 1922 из кампана Канады выпуклым вентральным краем зубной кости и выраженным подбородочным выступом. Отличается от Saurornitholestes Sues, 1978 из кампана Канады меньшим числом зубов в нижней челюсти (12 против 15–16) и отсутствием вентрального изгиба переднего конца зубной кости. Отличается от Bambiraptor Burnham et al., 2000 из кампана США наличием вентрального ряда васкулярных отверстий в средней части зубной кости и меньшей разницей в высоте между передней и задней частями зубной кости. Отличается от *Atrociraptor* Currie et Varricchio, 2004 из позднего кампана-раннего маастрихта Канады вогнутым дорсальным краем зубной кости и полностью сросшимися межзубными пластинками. Отличается от Deinonychus Ostrom, 1969 из аптаальба США отчетливым подбородочным выступом на зубной кости, вогнутым дорсальным краем зубной кости и меньшим числом нижнечелюстных зубов (12 против 16). Отличается от Velociraptor Osborn, 1924 из кампана Монголии немного более высокой зубной костью (отношение максимальной высоты зубной кости к ее длине около 18%, у *Velociraptor* -13% [8]), отсутствием вентрального изгиба переднего конца зубной кости, отсутствием борозды на лингвальной стороне близ альвеолярного края, дорсальным рядом васкулярных отверстий на лабиальной стороне, который ближе расположен к альвеолярному краю, и меньшим числом нижнечелюстных зубов (12 против 14-15). Отличается от Acheroraptor Evans et al., 2013 из маастрихта США меньшим

развитием промежуточных васкулярных отверстий на лабиальной стороне зубной кости и меньшим числом нижнечелюстных зубов (12 против 15). Отличается от *Tsaagan* Norell et al., 2006 из кампана Монголии отсутствием общей борозды для дорсального ряда васкулярных отверстий на лабиальной стороне зубной кости и меньшим числом нижнечелюстных зубов (12 против 14—15). Отличается от *Linheraptor* Xu et al., 2010 из кампана Китая отсутствием вентрального изгиба переднего конца зубной кости и меньшим числом нижнечелюстных зубов (12 против 15).

Состав. Типовой вид.

Распространение. Центральная Азия, верхний мел (сантон).

Kansaignathus sogdianus Averianov et Lopatin, sp. nov.

Название вида от Согдианы — древней исторической области в Центральной Азии.

Голотип — ПИН, № 2398/15, правая зубная кость; местонахождение Кансай, около 22 км на север от г. Худжанд, Согдийская область, Таджикистан; яловачская свита, верхний мел (сантон).

Описание (рис. 1). Зубная кость практически целая, с 12 альвеолами для зубов. Замещающие зубы расположены в глубине шестой и двенадцатой альвеол. При виде сбоку зубная кость выпуклая вентрально, с параллельными дорсальным и вентральным краями. Высота кости между первым и вторым зубом лишь немного меньше высоты кости в задней части. Подбородочный выступ в области симфиза небольшой, но отчетливый. Задний вентральный отросток зубной кости отогнут вентрально. На дорсальном крае данного отростка частично сохранилась поверхность, образующая вентральный край наружного мандибулярного окна. На лингвальной стороне данного отростка имеется фасетка для пластинчатой кости. При виде сверху зубная кость практически прямая, лишь ее самый передний конец на уровне первого и второго зуба немного отогнут лингвально. Следовательно, правая и левая зубные кости были соединены под острым углом, что характерно для дромеозаврид. На лабиальной стороне кости имеется два параллельных ряда крупных васкулярных отверстий. В дорсальном ряду больше отверстий и он занимает практически всю длину кости. В передней части отверстия округлые, в задней – длинные, щелевидные. Вентральный ряд васкулярных отверстий занимает примерно треть длины зубной кости и расположен близко к ее вентральному краю. Отверстия здесь меньше по размерам, чем в дорсальном ряду, и почти все щелевидные. Также имеется несколько питательных отверстий, расположенных между двумя основными рядами в передней части зубной кости. В этой области поверхность кости

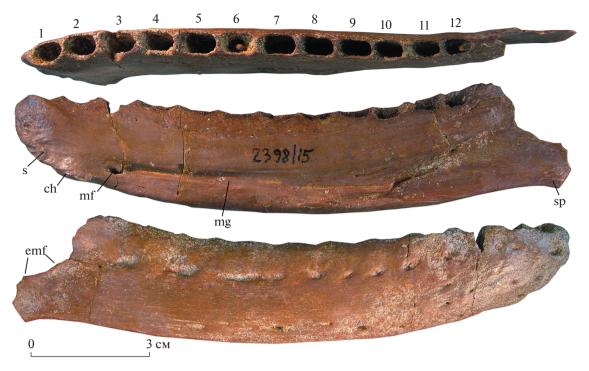


Рис. 1. *Kansaignathus sogdianus* gen. et sp. nov., голотип ПИН, экз. № 2398/15, правая зубная кость, вид сверху, с лингвальной стороны и с лабиальной стороны (сверху вниз). Местонахождение Кансай, Таджикистан; яловачская свита, верхний мел (сантон). Обозначения: ch, подбородочный выступ; emf, наружное мандибулярное окно; mf, меккелево отверстие; mg, меккелева борозда; s, симфиз; sp, фасетка для пластинчатой кости; цифрами 1—12 обозначены зубные альвеолы спереди назад.

морщинистая. На лингвальной стороне меккелева борозда расположена ближе к вентральному краю кости, примерно на уровне одной трети ее высоты, и ориентирована параллельно этому краю. На переднем конце меккелевой борозды имеется крупное меккелево отверстие, расположенное на уровне третьего зуба. В заднем направлении ширина меккелевой борозды увеличивается, а ее глубина уменьшается. По краям меккелевой борозды в задней части имеется уплощенная поверхность контакта с пластинчатой костью. особенно широкая с вентральной стороны. Симфизная площадка расположена вдоль переднего и передневентрального краев кости, до начала меккелевой борозды. Симфизная площадка более широкая в дорсальной части. Альвеолы первоготретьего зубов овальной формы. Альвеолы более задних зубов субпрямоугольной формы, их длина заметно превышает ширину. Альвеолы пятоговосьмого зубов наиболее крупные. Более задние альвеолы постепенно уменьшаются в размерах, и альвеола двенадцатого зуба примерно вдвое меньше альвеолы пятого зуба.

P а з м е p ы . Длина зубной кости — 140 мм.

Замечания. В материалах ПИН из Кансая имеются другие кости дромеозаврид (Dromaeosauridae indet.), которые могут принадлежать описываемому новому таксону: зуб с сильно смещенной лингвально передней кариной

(экз. ПИН, № 3041/45), передний грудной позвонок с сильно развитым гипапофизом (экз. ПИН, № 3041/11) и когтевая фаланга II пальца кисти (экз. ПИН, № 2398/4).

Материал. Голотип.

ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для филогенетического анализа была использована последняя таксон-признаковая матрица, составленная для выяснения филогенетических связей Dromaeosauridae [9]. Матрица включает, с добавлением нового таксона из Таджикистана, 38 таксонов и 180 морфологических признаков. Kansaignathus sogdianus gen. et sp. nov. закодирован 12 из этих признаков (6.7%; 66 (1), 67 (0), 68 (1), 69 (1), 70 (1), 71 (1), 72 (0), 73 (1), 76 (1), 89 (0), 93 (0) и 94 (0)). Матрица анализировалась с помощью программы TNT v. 1.5. Алгоритм "новая технология поиска" с опциями "секториальный поиск", "дрейф" и "слияние деревьев" с пятикратной стабилизацией консенсуса произвел 284 дерева длиной 432 шага. Эти деревья были затем проанализированы с помощью традиционной технологии поиска, включающей метод разделения и соединения ветвей (TBR). В результате получены 2700 наиболее парсимоничных деревьев длиной 432 шага с индексом консистентности 0.44 и ин-

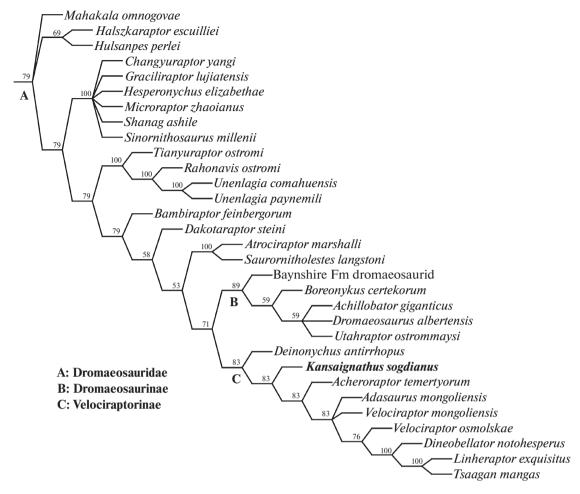


Рис. 2. Фрагмент 50% консенсусного дерева, показывающего родственные связи дромеозаврид и филогенетическое положение *Kansaignathus sogdianus* gen. et sp. nov. Цифры в узлах показывают в процентах относительную долю из 2700 деревьев, на которых представлена данная клада.

дексом сохранения 0.62. На строгом консенсусном дереве филогенетические связи для большего числа таксонов Dromaeosauridae не разрешимы. На 50% консесусном дереве (рис. 2) Kansaignathus sogdianus gen. et sp. nov. является одним из наиболее базальных таксонов клады Velociraptorinae, расположенным между раннемеловым североамериканским Deinonychus antirrhopus и более продвинутыми преимущественно азиатскими велоцирапторинами. Такое филогенетическое положение кансайгната получено на 83% из 2700 наиболее парсимоничных деревьев.

Каnsaignathus sogdianus gen. et sp. nov. является древнейшим азиатским представителем Velociraptorinae. Он заполняет огромный временной пробел в 20 млн лет в эволюции велоцирапторин между раннемеловым Deinonychus antirrhopus (апт-альб) и кампан-маастрихтскими велоцирапторинами. Последние известны преимущественно из кампана Азии (Монголия и Китай). Два таксона велоцирапторин из маастрихта Северной Америки (Acheroraptor temertyorum Evans et al., 2013

и Dineobellator notohesperus Jasinski et al., 2020) являются, скорее всего, потомками иммигрантов из Азии [9, 10]. Boreonykus certekorum Bell et Currie, 2015 из кампана Канады, отнесенный при первоописании к Velociraptorinae [11], по результатам нашего анализа относится к Dromaeosaurinae (рис. 2). Среди дромеозаврид, географически и стратиграфически к новому таксону из Таджикистана наиболее близок Itemirus medullaris Kurzanov, 1976 из турона Узбекистана [12], который на основании филогенетического анализа отнесен к кладе Dromaeosaurinae [13]. В богатых местонахождениях динозавров сеномана и турона Узбекистана нет материалов, которые можно было бы достоверно отнести к Velociraptorinae. Однако в близкой по возрасту бостобинской свите (сантонранний кампан) Западного Казахстана отмечены изолированные зубы велоцирапторин [14]. Видимо, велоцирапторины проникли на западную окраину мелового Азиатского континента из Центральной Азии в сантоне. Новый таксон из Таджикистана близок по размерам Velociraptor mongoliensis, и его длина составляла, видимо, около 2 м.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Российским научным фондом (проект 19-14-00020). Работа АОА выполнена в рамках государственного задания Зоологического института РАН (проект АААА-А19-119032590102-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Norell M.A., Makovicky P.J.* Dromaeosauridae // The Dinosauria. 2nd ed. Berkeley, Los Angeles, London: Univ. California Press, 2004. P. 196–209.
- Turner A.H., Makovicky P.J., Norell M.A. // Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. 2012. V. 371. P. 1–206.
- 3. *Несов Л.А.* Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. СПб: Изд. Санкт-Петербургского ун-та; 1995. 156 с.

- 4. *Рождественский А.К.* // Ежегодн. Всесоюзн. палеонтол. о-ва. 1977. Т. 30. С. 235—247.
- Аверьянов А.О., Алифанов В.Р. // Палеонтол. журн. 2012. № 5. С. 67—73.
- 6. *Алифанов В.Р.*, *Аверьянов А.О.* // Палеонтол. журн. 2006. № 1. С. 98–102.
- Currie P.J. // J. Vertebr. Paleontol. 1995. V. 15. № 3. P. 576–591.
- 8. *Barsbold R., Osmólska H.* // Acta Palaeontol. Pol. 1999. V. 44. № 2. P. 189–219.
- Jasinski S.E., Sullivan R.M., Dodson P. // Sci. Rep. 2020. V. 10. P. 5105.
- 10. *Evans D.C.*, *Larson D.W.*, *Currie P.J.* // Naturwissenschaften. 2013. V. 100. № 11. P. 1041–1049.
- 11. *Bell P.R.*, *Currie P.J.* // J. Vertebr. Paleontol. 2015. V. 36. № 1. P. e1034359.
- 12. *Курзанов С.М.* // Палеонтол. журн. 1976. № 3. С. 127—137.
- Sues H.-D., Averianov A.O. // Cret. Res. 2014. V. 51. P. 225–240.
- 14. Averianov A.O. // Cret. Res. 2007. V. 28. № 3. P. 532–544

A NEW THEROPOD DINOSAUR (THEROPODA, DROMAEOSAURIDAE) FROM THE LATE CRETACEOUS OF TAJIKISTAN

A. O. Averianov^{a, #} and Academician of the RAS A. V. Lopatin^{b, c}

^a Zoological Institute, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation
 ^b Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation
 ^c Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation
 [#]E-mail: dzharakuduk@mail.ru

A new dromaeosaurid theropod dinosaur, *Kansaignathus sogdianus* gen. et sp. nov., is described based on a dentary from the Yalovach Formation (Santonian) at Kansai locality in northern Fergana Valley (Tajikistan) collected by Paleontological Institute of the Academy of Sciences of the USSR in 1963–1964. Dentary has 12 tooth alveoli and not downturned anterior end. There is a chin prominence. Dorsal margin is concave and ventral margin is convex. There are two rows of vascular foramina on the labial side and irregular intermediate foramina in the anterior part of dentary. The interdental plates are not discernable. *Kansaignathus* is one of the most basal members of the subfamily Velociraptorinae. It fills the gap in the fossil record of the Velociraptorinae between the Early Cretaceous *Deinonychus* and more derived Campanian—Maastrichtian velociraptorines of Asia and North America.

Keywords: dinosaurs, dromaeosaurids, Late Cretaceous, Tajikistan

_____ ГЕОФИЗИКА **____**

УЛК 550.8. 523.43

О ПОСТРОЕНИИ АНАЛИТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ МАРСА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ С ПОМОЩЬЮ МОДИФИЦИРОВАННЫХ S-АППРОКСИМАЦИЙ

© 2021 г. А. М. Сальников^{1, 2, *}, И. Э. Степанова^{1,3}, Т. В. Гудкова¹, А. В. Батов^{1,2}

Представлено академиком РАН А.О. Глико 30.03.2021 г. Поступило 30.03.2021 г. После доработки 31.03.2021 г. Принято к публикации 31.03.2021 г.

Построена аналитическая модель магнитного поля над участком поверхности Марса в юго-западной части равнины Элизий по спутниковым данным с помощью модифицированных S-аппроксимаций в рамках структурно-параметрического подхода. Представлены аналитические продолжения магнитного поля Марса вниз на различные расстояния, в том числе на поверхность планеты.

Ключевые слова: метод регуляризации, магнитное поле, топография, Марс

DOI: 10.31857/S2686739721070094

Метод S-аппроксимаций [1, 2] успешно применялся при решении задач земной магнитометрии интерпретационного характера, при этом полученные результаты контролировались по сейсмическим данным и данным гравитационного поля.

Эксперимент MAG/ER миссии Mars Global Surveyer (MGS) показал, что в отличие от Земли на Марсе нет современного глобального магнитного поля [3]. В то же время была обнаружена сильная остаточная намагниченность пород Марса. Измерения магнитометра MGS получены для орбит, в основном, на высотах 370—430 км, и ряд измерений — на 90—170 км. Современные модели намагниченности коры [4, 5] включают данные магнитометра MAVEN на высоте 135 км [6].

Величина магнитного поля, измеренного на поверхности Марса в миссии InSight, оказалась в 10 раз больше, чем значение, прогнозируемое моделями на основе орбитальных измерений (>2000 нТл) [7]. Магнитометр установлен в юго-западной части равнины Элизий (4.5024° N, 135.6234° E) [7]. Пред-

положительно, источники намагниченности находятся на глубине 200 м—10 км. Пространственное разрешение моделей обусловлено высотой орбитальных измерений и составляет около 135 км.

Для повышения точности моделей требуется получение данных на низких высотах до 100 км [8]. В отсутствие таких измерений единственной возможностью уточнения карт намагниченности и выявления распределения магнитных носителей в коре (или мантии) является решение задачи аналитического продолжения поля на поверхность Марса.

Аналитическое продолжение приближенной заданной функции является, как известно, некорректно поставленной задачей, и решение такой задачи требует построения регуляризирующего алгоритма [9]. В данной работе мы получили продолжение поля вниз на различные расстояния, используя только априорную информацию о поле: спутниковые данные на высоте 150 км.

МЕТОЛ

Карта намагниченности поверхности, полученная в работе [5], основана на методе эквивалентных источников диполей (Equivalent Source Dipole, ESD), который был предложен для представления данных измерений магнитного поля со спутников [10]. В методе ESD магнитное поле,

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

² Институт проблем управления им. В.А. Трапезникова Российской академии наук, Москва, Россия

³ Научно-технологический университет "Сириус", Сочи, Россия

^{*}E-mail: salnikov@ipu.ru

измеренное в точке наблюдения, является результатом отдельных вкладов дипольных источников, расположенных на некоторой глубине. Используя в качестве входных данных нерегулярные и рассеянные в пространстве измерения магнитного поля, полученные в локальном или глобальном масштабе, можно использовать эквивалентные диполи для предсказания измерений магнитного поля, аппроксимированных методом наименьших квадратов.

Наш метод опирается на априорную информацию о поле: на спутниковые данные и на данные о предполагаемых глубинах залегания источников намагниченности. И по этой информации строится аппроксимация, которая может уточняться впоследствии. Наши источники — это фактически точки наблюдения, опущенные на поверхность и под поверхность.

Аппроксимация компонент магнитного поля Марса находится с помощью регионального варианта метода линейных интегральных представлений [13]. Региональный вариант метода линейных интегральных представлений основан на идеализированном представлении Марса в виде шара радиуса R. Реальная планета трактуется как область, расположенная внутри указанного выше шара и имеющая кусочно-непрерывную границу, незначительно отличающуюся от сферы радиуса R_0 . Предполагается, что на поверхности сферы заданы приближенные значения функции V(x), гармонической вне этой сферы, на произвольном множестве $x^{(i)}$, $i=\overline{1,N}$:

$$f_{i,\delta} = f_i + \delta f_i,$$

$$f_i = V(x^{(i)}),$$

$$i = \overline{1.N}.$$
(1)

Потенциал V(x) в формуле (1) — это произвольная скалярная гармоническая функция. Если считать производные магнитного потенциала по сферическим координатам пределом гармонических вне сферы, ограничивающей планету, функций, то для трех компонент магнитного поля представления (2) также справедливы. Поскольку функция V(x) гармонична при $r > R_0$, имеет место следующее интегральное представление:

$$V(x) = \frac{R_0^2}{4\pi} \int_0^{2\pi\pi} \frac{\sigma(\vartheta, \varphi) \sin \vartheta d\vartheta d\varphi}{R_{\xi-x}} + \frac{R_0^2}{4\pi} \int_0^{2\pi\pi} \frac{w(\vartheta, \varphi) (R_0 - r \cos \vartheta') \sin \vartheta d\vartheta d\varphi}{R_{\xi-x}^3},$$

$$R_{\xi-x} = \sqrt{R_0^2 - 2R_0 r \cos \vartheta' + r^2},$$

$$\xi = R_0 (\cos \varphi \sin \vartheta, \sin \varphi \sin \vartheta, \cos \vartheta),$$
(2)

$$x = r(\cos\tilde{\varphi}\sin\tilde{\vartheta}, \sin\tilde{\varphi}\sin\tilde{\vartheta}, \cos\tilde{\vartheta}),$$
$$\cos\vartheta' = \sin\vartheta\sin\tilde{\vartheta}\cos(\varphi - \tilde{\varphi}) + \cos\vartheta\cos\tilde{\vartheta}.$$

Функция $\sigma(\vartheta, \phi)$ в (2) называется плотностью простого слоя, распределенного на поверхности сферы радиуса R_0 , а функция $w(\vartheta, \phi)$ — плотностью двойного слоя на той же поверхности. Через $R_{\xi-x}$ обозначено расстояние между переменной точкой ξ на сфере и точкой наблюдения x.

Для определения функций σ и w [11, 12] ставится условно-вариационная задача с дополнительным, по сравнению с описанным в [13], функционалом качества решения. Искомые функции будут иметь вид

$$\sigma(\hat{\xi}) = \sum_{i=1}^{N} \lambda_{i} Q_{i}^{(1)}(\xi), \quad w(\hat{\xi}) = \sum_{i=1}^{N} \lambda_{i} Q_{i}^{(2)}(\xi),$$

$$\hat{\xi} = (\vartheta, \varphi), \qquad (3)$$

$$Q_{i}^{(1)}(\xi) = \frac{1}{R_{\xi-x^{(i)}}}, \quad Q_{i}^{(2)}(\xi) = \frac{R_{0} - r_{i} \cos \vartheta_{i}^{'}}{R_{\xi-x^{(i)}}^{3}}.$$

Для определения компонент N-вектора λ_i необходимо решить систему линейных алгебраических уравнений

$$A\lambda = f_{\delta} = f + \delta f, \tag{4}$$

где, вообще говоря, под A понимается прямоугольная $M \times N$ матрица с действительными элементами a_{ij} , $i=\overline{1,M}$, $j=\overline{1,N}$, λ — это N-вектор, подлежащий определению; f-M-вектор, описывающий полезный сигнал, символ f_δ означает, что поле содержит помеху, δf характеризует M-вектор случайного шума.

Основная вычислительная проблема заключается в нахождении устойчивых приближенных решений системы (4). Мы разработали ряд высокоэффективных методик построения аппроксимаций потенциальных полей Земли и ее топографии [14] в рамках структурно-параметрического подхода, когда система (4) является недоопределенной, а число данных очень велико (десятки и сотни тысяч неизвестных).

В случае симметрической положительно полуопределенной матрицы $A = A^T > 0$ ее элементы имеют вид

$$a_{ij} = a_{ji} =$$

$$= \int_{0}^{2\pi\pi} \left(Q_i^{(1)}(\xi) Q_j^{(1)}(\xi) + Q_i^{(2)}(\xi) Q_j^{(2)}(\xi) \right) \sin \vartheta d\vartheta d\varphi =$$

$$= \frac{2\pi}{r_i r_j \sqrt{h_i h_j}} \left(1 + \frac{1}{4r_i r_j h_i h_j} \right) \times$$
(5)

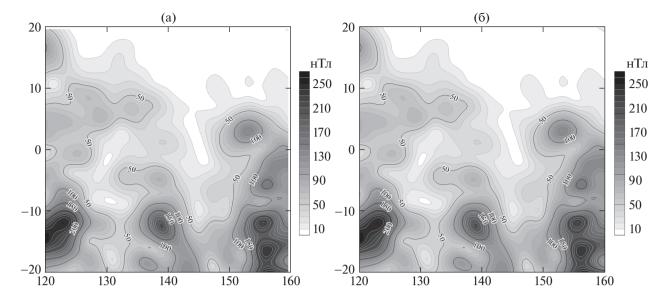


Рис. 1. Карты изолиний интенсивности магнитного поля *В* на высоте 150 км по данным модели [5], полученные (а) преобразованием методом сферических гармоник и (б) в результате решения обратной задачи методом модифицированных S-аппроксимаций.

$$\times \operatorname{F}\left(2\operatorname{arctg}\left(\sqrt{h_{i}h_{j}}\right), \sqrt{\frac{1+\cos\left(\alpha_{ij}\right)}{2}}\right) - \frac{\pi\left(3h_{i}^{2}h_{j}^{2} - 4h_{i}h_{j}\cos\left(\alpha_{ij}\right) + 1\right)}{r_{i}^{2}r_{j}^{2}h_{i}h_{j}\left(\sqrt{1-2h_{i}h_{j}\cos\left(\alpha_{ij}\right) + h_{i}^{2}h_{j}^{2}}\right)^{3}}.$$

Здесь $h_i=R_0/r_i,\ i=\overline{1,N},\ h_j=R_0/r_j,\ j=\overline{1,N},$ α_{ij} — угол между векторами x_i и x_j . Функция $F\left(\phi,k\right)$ — это эллиптический интеграл первого рода [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рассмотрено несколько модельных примеров. Аномальное поле аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных на двух сферах. Первоначально глубина залегания сфер варьировалась нами в пределах от 500 м до 30 км ниже минимальной отметки рельефа в рассматриваемом регионе. Число точек, по которым строилась аппроксимация магнитного поля, было равно 20000 (общедоступные данные на сайте NASA, https://pds.nasa.gov/). При решении системы (4) с помощью усовершенствованного метода блочного контрастирования в рамках структурно-параметрического подхода точность аппроксимации магнитного поля Марса на высоте 200 км

составила
$$\Delta = \frac{\left\|Ax - f_\delta\right\|_E}{\left\|f_\delta\right\|_E} = 10^{-6}.$$

Затем мы рассмотрели участок 20° S -20° N, 120° E -180° E над юго-западной частью равнины

Элизий, в районе посадки миссии InSight (4.5024° N, 135.6234° E). Исходные значения взяты из глобальной модели магнитного поля Марса [5], изначально полученной методом эквивалентных источников диполей (ESD) по выборочным данным спутниковых измерений на разных высотах и представленной на высоте 150 км в виде сферических гармоник 134 степени и порядка, что соответствует пространственному разрешению на поверхности ~160 км. Количество компонент векторов индукции магнитного поля над рассматриваемым участком — 5043, что соответствует 1681 выбранной точке и пространственному разрешению 1°. За референсную поверхность принималась сфера радиусом 3393.5 км.

Аномальное магнитное поле аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных на двух симметричных сферах. Глубины залегания сфер под поверхностью идеализированной планеты в различных экспериментах варьировалась в пределах от 0.1 до 50 км, поскольку глубины залегания эквивалентных по внешнему магнитному полю источников являются параметрами метода. Варьирование этих параметров при аналитическом продолжении поля в сторону источников не привело к существенному изменению результата, поэтому глубины подбирались в соответствии с априорной информацией о возможных природных источниках остаточной намагниченности на Марсе. В настоящее время такой информации мало, поэтому мы пользовались лишь предположениями о толщине марсианской коры [7]. Во всех случаях отношение эвклидовой нормы разницы левой и правой частей к эвклидо-

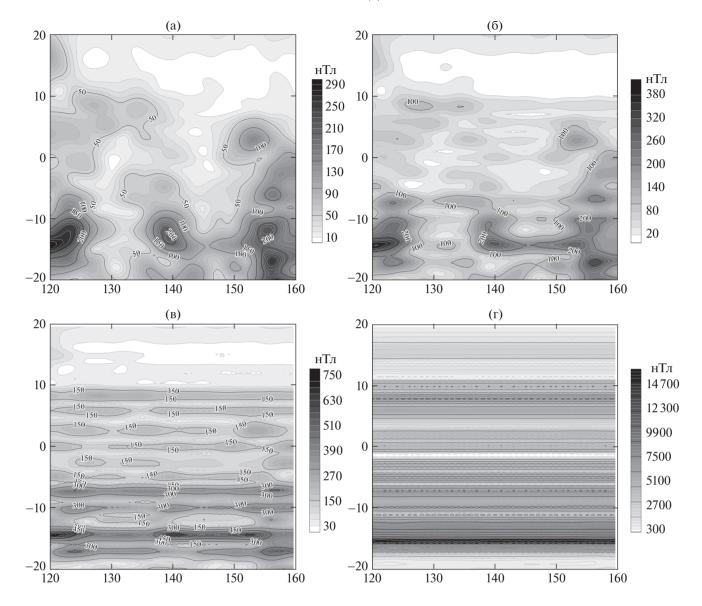


Рис. 2. Карты изолиний аналитических продолжений интенсивности магнитного поля B, полученные методом модифицированных S-аппроксимаций на высотах (а) 120 км, (б) 90 км, (в) 60 км, (г) на поверхности.

вой норме правой части не превышало 10^{-9} при различном выборе глубин залегания носителей эквивалентных магнитных масс, что говорит о достаточной высокой точности аппроксимации. Также во всех экспериментах продолженное поле сохраняло свою структуру и связь с исходными значениями при удалении до 60 км и более от исходных значений, но при удалении на 90 км и далее поле "распадалось", значения компонент вектора магнитной индукции сильно возрастали по абсолютной величине и часто меняли свой знак. По этой причине аналитическое продолжение исходного поля на поверхность планеты с учетом сложной топографии и сравнение результатов с данными магнитометра InSight пока представляются недостаточно обоснованными. Тем не

менее прогнозируемая интенсивность магнитного поля B в месте посадки InSight по данным аналитического продолжения составила 2680 нТл, в то время как среднее значение B, измеренное магнитометром InSight, составляет 2013 \pm 53 нТл [7].

Выбранные для демонстрации в настоящей работе эквивалентные по внешнему магнитному полю носители масс распределены на двух концентрических сферах, залегающих на глубинах 1 и 10 км ниже дневной поверхности, что соответствует предполагаемым границам залегания магнитных масс в марсианской коре $\approx 1-10$ км [7].

В результате решения обратной задачи методом модифицированных S-аппроксимаций были получены компоненты векторного поля $B_{\theta}, B_{\phi}, B_{r}$

на высоте 150 км. Аналитические продолжения магнитного поля над рассматриваемым участком построены вниз на расстояния 30, 60, 90 км и на поверхность планеты с учетом рельефа. Карты изолиний интенсивности *В* вектора индукции исходного модельного магнитного поля, результатов аппроксимации и аналитических продолжений вниз представлены на рис. 1, 2.

ОБСУЖЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Поставленный авторами статьи математический эксперимент по аналитическому продолжению вниз магнитного поля Марса, измеренного орбитальными аппаратами при их движении вокруг планеты, равно как и поля, смоделированного по уже известному методу на той же высоте. показал применимость модифицированных S-аппроксимаций в региональном варианте (когда учитывается сферичность планеты и появляется возможность изучения элементов потенциальных полей на значительных расстояниях от поверхности) при решении задач нахождения линейных трансформант физических полей. Продолженное поле сохраняет свою структуру при удалении от области задания более чем на 60 км. При удалении на 90 км и больше поле сильно возрастает по абсолютной величине и "теряет" связь с оригиналом. Проявляется некорректность задачи аналитического продолжения сигнала в сторону источников.

Для выяснения природы носителей требуется сопоставление с данными топографии, гравитационного поля и геологическими данными [16, 17].

Впоследствии планируется провести сравнительный анализ данных, полученных для исследуемого участка с использованием различных методов аппроксимации магнитного поля на различных высотах по спутниковым измерениям, а также измеренных средних значений вектора магнитной индукции в месте посадки InSight и продолженных значений магнитного поля.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено по госзаданию ИФЗ РАН, а также при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-35-51014).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. М.: ИФЗ РАН. 2009. 254 с.
- 2. Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. Комбинированный метод F-, S- и R-аппроксимаций при решении задач геофизики и

- геоморфологии // Физика Земли. 2018. № 1. С. 96— 113.
- Acuña M.H., et al. Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER experiment // Science. 1999. V. 284. P. 790–793.
- Mittelholz A., Johnson C.L., Morschhauser A. A New Magnetic Field Activity Proxy for Mars from MAVEN Data // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. P. 5899–5907.
- 5. Langlais B., Thébault E., Houliez A., Purucker M.E. A New Model of the Crustal Magnetic Field of Mars Using MGS and MAVEN // J. Geophys. Res. Planet. 2019. V. 124. P. 1542–1569.
- Connerney J.E.P., Espley J., Lawton P., et al. The MAVEN Magnetic Field Investigation // Space Science Reviews 2015. V. 195. P. 257–291.
- 7. Johnson C.L., Mittelholz A., Langlais B., et al. Crustal and Time-varying Magnetic Fields at the InSight Landing Site on Mars // Nat. Geosci. 2020. V. 13. P. 199–204.
- 8. Mittelholz A., Connerney J., Espley J., Fu R., et al. // Preprint, Planetary Science Decadal Survey. 2021.
- 9. *Тихонов А.Н., Гончарский А.В., Степанов В.В., Ягола А.Г.* Численные методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1990. 230 с.
- 10. *Mayhew M.A.* Inversion of Satellite Magnetic Anomaly Data // J. Geophys. 1979. V. 45. P. 119–128.
- 11. *Раевский Д.Н., Степанова И.Э.* Модифицированный метод S-аппроксимаций. Региональный вариант // Физика Земли. 2015. № 2. С. 44.
- 12. *Раевский Д.Н., Степанова И.Э.* О решении обратных задач гравиметрии с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций // Физика Земли. 2015. № 2. С. 44.
- 13. *Strakhov V.N.*, *Stepanova I.E.* Solution of Gravity Problems by the S-approximation Method (Regional Version) // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 2002. V. 38. № 7. P. 535–544.
- 14. Степанова И.Э., Щепетилов А.В., Погорелов В.В., Михайлов П.С. Структурно-параметрический подход при построении цифровых моделей рельефа и гравитационного поля Земли с использованием аналитических S-аппроксимаций // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19. № 2. С. 107—116.
- 15. *Carlson B.C.* Computing Elliptic Integrals by Duplication // Numerische Mathematik. 1979. V. 33. P. 1–16.
- 16. *Гудкова Т.В., Степанова И.Э., Батов А.В.* // Астрон. Вестник. 2020. Т. 54. № 1. С.18—23.
- 17. Pan L., Quantin C., Tauzin B., et al. Crust Stratigraphy and Heterogeneities of the First Kilometers at the Dichotomy Boundary in Western Elysium Planitia and Implications for InSight Lander // Icarus. 2020. V. 338. 113511.

ON THE CONSTRUCTION OF AN ANALYTICAL MODEL OF THE MAGNETIC FIELD OF MARS FROM SATELLITE DATA USING MODIFIED S-APPROXIMATIONS

A. M. Salnikov^{a, b, #}, I. E. Stepanova^{a, c}, T. V. Gudkova^a, and A. V. Batov^{a, b}

^a Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ^b Trapeznikov Institute of Control Sciences of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ^c Sirius University of Science and Technology, Sochi, Russia
 [#]E-mail: salnikov@ipu.ru
 Presented by Academician of the RAS A.O. Gliko March 30, 2021

We construct an analytical model of the magnetic field over a region of the Martian surface in the southwestern part of the Elysium Planitia using satellite data and modified S-approximations within the structuralparametric approach framework. Analytic downward continuations of the magnetic field of Mars at various distances are presented, including the planet's surface.

Keywords: regularization method, magnetic field, topography, Mars

2021

———— СЕЙСМОЛОГИЯ **——**

УЛК 551: 550.34

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОСТРОВЕ БЕЛУХА

© 2021 г. А. Н. Овсюченко^{1, *}, член-корреспондент РАН А. Л. Собисевич^{1, **}, М. В. Ляменков^{2, ***}, Р. А. Жостков^{1, ***}

Поступило 10.03.2021 г. После доработки 13.04.2021 г. Принято к публикации 13.04.2021 г.

В рамках экспедиции Северного флота и Русского географического общества проведены комплексные геолого-геофизические исследования следов сильных землетрясений на Таймыре и впервые выявлены ранее неизвестные сейсмические очаги. У северо-западного побережья Таймыра, в районе острова Белуха выявлен фрагмент сейсмотектонического разрыва правосдвиговой морфологии, который по космическим снимкам прослежен и на соседних островах. Полученные оценки параметров разрыва дают основания полагать, что здесь расположен очаг неоднократных сильных землетрясений прошлого интенсивностью $I_0 = 9{-}10$ баллов и магнитудами $7.0{-}7.5$.

Ключевые слова: сейсмическая опасность, палеосейсмология, очаг землетрясения, активная тектоника, Таймыр, Арктическая зона Российской Федерации

DOI: 10.31857/S2686739721070070

Определенная в Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации необходимость всестороннего освоения Арктических регионов нашей страны требует оперативного устранения оставшихся "белых пятен" в части разномасштабной геотектонической изученности. Из-за естественной труднодоступности, сурового климата и слабой заселенности Арктическая зона Российской Федерации (АЗРФ) недостаточно глубоко изучена и в плане оценки сейсмической опасности [1, 2]. В этой связи новые результаты, полученные в натурных исследованиях методами сейсмотектоники, среди которых особое место занимает палеосейсмогеологический [6], последовательно способствуют совершенствованию наших представлений о закономерностях регионального сейсмического процесса [5, 7]. В первую очередь для этого используются конкретные морфологические параметры сейсмотектонических нарушений – длина, величина и кинематика смещений, которые можно определить непосредственными измерениями деформаций молодых отложений и форм рельефа.

Участие в работе Комплексной экспедиции Северного флота и Русского географического общества на арктические архипелаги в 2020 г. предоставило уникальную возможность реализации плана геолого-геофизических исследований на северном побережье Таймыра и прилегающих островах. Выполнены пионерские исследования следов сильных землетрясений на Таймыре, включая полевые работы, анализ данных дистанционного зондирования, структурно-геоморфологическое и палеосейсмологическое картирование; впервые выявлены сейсмические очаги, которые ранее здесь были неизвестны.

В настоящем сообщении приведены результаты, полученные на о. Белуха в Карском море у северо-западных берегов п-ова Таймыр (рис. 1). По имеющимся сейсмологическим данным Таймыр и его окрестности характеризуются весьма умеренной сейсмичностью, сконцентрированной в основном на северо-востоке полуострова, где было зарегистрировано несколько событий с магнитудами mb = 3.9—4.9 [2].

Остров Белуха представляет собой небольшую возвышенность с полого изогнутой площадкой (террасой) на вершине, высотой около 30 м. Такая морфология резко выделяет его среди основ-

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

² Научно-исследовательский центр "Лаборатория альтернативной истории", Королев, Россия

^{*}E-mail: ovs@ifz.ru

^{**}E-mail: alex@ifz.ru

^{***}E-mail: lyamenkov@gmail.com

^{****}E-mail: shageraxcom@yandex.ru

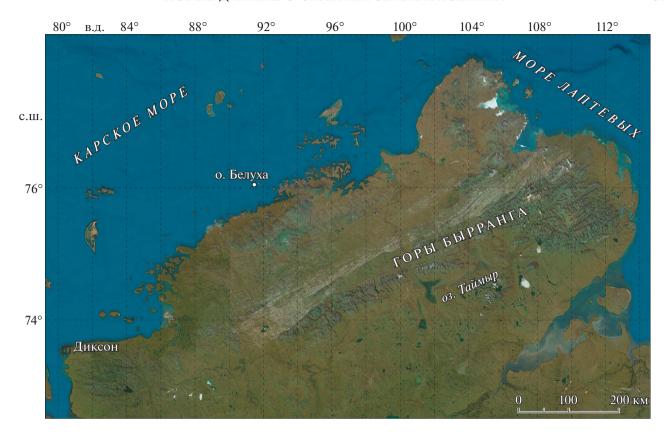


Рис. 1. Общая карта района п-ова Таймыр с положением о. Белуха.

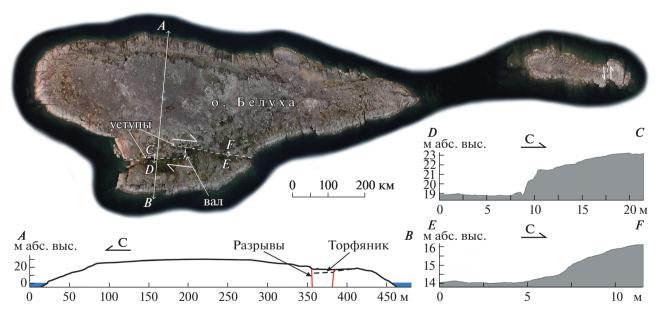


Рис. 2. Фотоплан о. Белуха с профилями острова и тектонических уступов по данным аэрофотосъемки.

ной массы мелких островов притаймырского участка Карского моря, которые, как правило, имеют плоский рельеф и высоту не более 20 м. Породы, слагающие о. Белуха, достаточно одно-

образны по составу и представлены в основном крупнозернистыми плагиогранитами, относимыми к Еремеевско-Бирулинскому гранитоидному комплексу каменноугольного возраста [3].



Рис. 3. Молодые сейсмотектонические разрывы на о. Белуха. а — разновозрастные поверхности смещения на западном выходе разрыва к морю, вид на северо-запад. б — смещение бенча на восточном выходе разрыва к морю, цифрами обозначены отмершие береговые линии и суммарная величина правого сдвига, вид на север. в — сейсмотектонический уступ с горизонтальным смещением крупных глыб, косо по отношению к простиранию уступа (направление смещения показано стрелкой), вид на северо-восток в районе профиля С—D. г — горизонтальное смещение плиты, сползшей с новообразованного уступа в результате последней подвижки, вид на север в районе профиля Е—F. д — сейсмический выброс крупных глыб в горизонтальном направлении, вид на север в районе профиля Е—F.

В южной части острова выявлен молодой тектонический разрыв, представленный выразительными сейсмотектоническими рвами шириной от 3 до 15 м и уступами с вертикальным смещением бенча. Уступ прослеживается в виде двух основных сегментов, смыкающихся валом высотой 1-1.3 м, образуя правосдвиговый структурный ансамбль (рис. 2).

На западном фланге уступ имеет две генерации, в разной степени сглаженные выветриванием (рис. 3а). Очевидно, что две разновозрастные плоскости уступа отражают моменты его импульсного подрастания на 1.8 и 2.3 м. Вероятнее всего, эти подрастания произошли в результате

сейсмотектонических подвижек на соответствующие величины.

На восточном фланге разрыва суммарное смещение бенча в горизонтальной плоскости составляет 12—13 м (рис. 3б). По всей видимости, поднятие трех террасовидных площадок и отмирание соответствующих береговых линий произошло в результате резких подрастаний северного крыла разрыва. Можно предположить, что суммарное смещение накопилось в результате трех импульсных сейсмотектонических подвижек величиной примерно по 4 м. Основная компонента смещений — в горизонтальной плоскости (правый

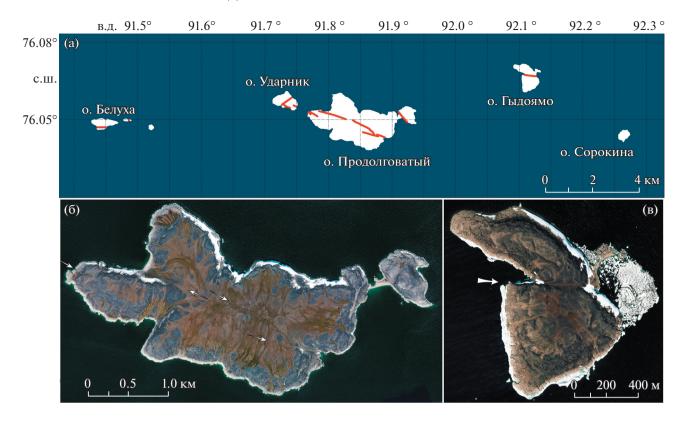


Рис. 4. а — схема молодых тектонических разрывов в районе о. Белуха (красные линии). б — молодые тектонические разрывы (показаны стрелками) на о. Продолговатый, космоснимок. в — молодой тектонический разрыв (правый сдвиг) на о. Гыдоямо, космоснимок. Снимки сделаны аппаратом WorldView-2, изображения получены посредством Esri ArcGIS Desktop.

сдвиг); подчиненная — вертикальная с поднятием северного крыла.

Горизонтальное смещение, дающее минимальную величину последней подвижки в горизонтальной плоскости, обнаруживается в случае правого сдвига плиты, сползшей с новообразованного уступа (рис. 3г). Основание плиты сдвинуто вправо относительно бровки уступа на 1.7—1.8 м. Кроме того, в пределах островной суши на уступе наблюдаются смещения крупных глыб в горизонтальном направлении, косо по отношению к простиранию уступа (рис. 3в), что также указывает на правосдвиговые смещения.

О том, что смещения сопровождались сильным землетрясением, свидетельствуют деформации выброса, которые отражают редкие случаи импульсного выбрасывания скальных блоков, глыб и грунтовых масс, возникающие в случае мгновенного превышения локальными пиковыми ускорениями грунта ускорения силы тяжести [4]. Один из наиболее ярких случаев — выброс крупной (размером 4 × 6 м при толщине до 1.3 м) плиты в восточном направлении, расколовшейся в результате удара на две части (рис. 3д). Суммарное перемещение на 3—3.5 м произошло на горизонтальной поверхности в восточном направле-

нии. Эта аномальная деформация расположена в 70 м к северу от разрыва. Вероятнее всего, выброс глыб произошел при резком возвратно-поступательном смещении земной поверхности в результате правосдвиговой сейсмотектонической подвижки по разрыву.

Таким образом, полученные данные дают основание полагать, что о. Белуха пересечен активным разломом — очагом неоднократных сильных землетрясений прошлого интенсивностью Іо = = 9-10 баллов (M = 7.0-7.5). Без абсолютного датирования остается лишь предполагать возраст событий – первые сотни-тысячи лет. При этом на острове выявлен лишь небольшой фрагмент крупной сейсмогенерирующей структуры, размеры которой, судя по параметрам смещений, могут достигать десятков километров и более. По космическим снимкам аналогичные молодые тектонические разрывы прослежены и на соседних островах, расположенных на удалении около 20 км (рис. 4). Отметим, что подобные исследования в районе п-ова Таймыр ранее не проводились, а их результаты представляют фундаментальный научный интерес для решения практически значимых задач по оценке сейсмической опасности, а также при разработке разномасштабных геодинамических моделей Арктической зоны Российской Федерации.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность директору экспедиционного департамента Русского географического общества С.А. Чечулину, научному руководителю экспедиции от Северного флота полковнику С.Б. Чуркину, а также капитану ледокола "Илья Муромец" В.А. Осипову и всей дружной команде.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Научная программа выполнена в рамках работ по Государственному заданию ИФЗ РАН и при поддержке РФФИ (проект 18-05-70034).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИокеанологии, 1996. 185 с.

- 2. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельникова В.И., Середкина А.И., Маккей К.Д., Ашурков С.В., Смекалин О.П., Овсюченко А.Н., Чипизубов А.В., Сясько А.А. Сейсмотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики. Новосибирск: Издво СО РАН, 2017. 136 с.
- 3. Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Гавриш А.В., Орлов В.В., Дымов В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист Т-45—48 (м. Челюскин). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012.
- Никонов А.А. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология. 1995. № 1. С. 4–10.
- 5. Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
- Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3–16.
- 7. Paleoseismology. McCalpin, J.P. (Ed.). San Diego: Academ. Press, 2009, 2nd edn. 802 p.

NEW EVIDENCE ON STRONG PALEOEARTHQUAKES IN THE ARCTIC ZONE OF THE RUSSIAN FEDERATION OBTAINED THROUGH GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL STUDIES ON THE BELUKHA ISLAND

A. N. Ovsyuchenko^{a, #}, Corresponding Member of the RAS A. L. Sobisevich^{a, ##}, M. V. Lyamenkov ^{b, ###}, and R. A. Zhostkov^{a, ####}

^a Schmidt Institute of physics of the Earth of the Russian Academy of Scienses, Moscow, Russian Federation

^b Research Center "Laboratory of Alternative History", Korolev, Russian Federation

#E-mail: ovs@ifz.ru ##E-mail: alex@ifz.ru ###E-mail: lyamenkov@gmail.com ####E-mail: shageraxcom@yandex.ru

In frames of the joint expedition of the Northern Fleet and the Russian Geographical Society, the original geological and geophysical studies of the surface ruptures of strong paleoearthquakes in Taimyr were carried out. Previously unknown seismic source structures were revealed. On the Belukha Island near the northwestern coast of the Taimyr Peninsula, a fragment of the seismotectonic rupture of the right-lateral morphology has been investigated. The rupture has been traced simultaneously by means of satellite imagery also on neighboring islands. The obtained estimations of the rupture parameters provide fundamental information on a discovered source of repeated strong paleoearthquakes with approximate intensity of IX–X and magnitudes up to 7.0–7.5.

Keywords: seismic hazard, paleoseismology, seismic source, active tectonics, Russian Arctic, Taimyr Peninsula

———— СЕЙСМОЛОГИЯ

УЛК 550.348.4

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ВО ВРЕМЯ ОПОЛЗНЯ НА ОТВАЛЕ КОЛЫВАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТРАЦИТА (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2021 г. В. С. Селезнев^{1,*}, А. В. Лисейкин¹, А. Ф. Еманов², В. М. Соловьев²

Представлено академиком РАН М.И. Эповым 11.01.2021 г. Поступило 11.01.2021 г. После доработки 13.05.2021 г. Принято к публикации 13.05.2021 г.

Представлены результаты анализа космических снимков и сейсмологических материалов при выяснении причин схода оползня на Елбашинском отвале Колыванского месторождения антрацита. Продемонстрированы возможности определения собственных колебаний крупных объектов по низкочастотным сейсмологическим записям и их мониторинга.

Ключевые слова: оползень, космические снимки, сейсмологические записи, амплитудные спектры, спектрограммы, собственные частоты колебаний

DOI: 10.31857/S2686739721070124

ВВЕДЕНИЕ

На Колыванском месторождении антрацита 18 июля 2020 г., примерно в 21:15 местного времени, произошел оползень с предварительно оцененным объемом около 10% от Елбашинского отвала [1]. Создана комиссия, которая занимается выяснением причин возникновения деформации.

АСФ ФИЦ ЕГС РАН занимается изучением сейсмической обстановки в Алтае-Саянском регионе и прилегающих территориях. Одна из станций сейсмологической сети ("Харино") расположена в 9 км от Елбашинского отвала. Попробуем, используя данные космической съемки и записи сейсмической станции, разобраться в причинах, которые привели к образованию оползня. Коллектив авторов уже давно занимается проблемами дистанционного контроля процессов, приводящих к техногенным авариям [2, 3], имеет в этом направлении определенный опыт и успехи, и данная статья лишь еще один шаг в этом направлении.

На рис. 1 представлены космические снимки исследуемого района, полученные в разное время. Чтобы понять окружающую обстановку вокруг отвала, на рисунке приведены отметки высот 185, 212 и 219 м над уровнем моря. На снимке 2013 г. видно, что формирующийся отвал препятствовал естественному стоку вод, и в его северовосточной части происходило обводнение. В 2017 г. из сформировавшегося в северо-восточной части отвала озера был сооружен дренажный канал на уровне в 212 м, а в 2019 г. он находился уже на уровне 219 м. К 2020 г. обводненная часть отвала могла составлять несколько десятков метров по высоте и около квадратного километра по площади. Для того чтобы оползень начал движение, нужен был лишь толчок. Анализ сейсмологических записей, полученных в этом районе, показал, что никаких мощных импульсных воздействий (взрыв, землетрясение) вблизи не было. Вероятно, спусковым крючком для начала движения послужили мощные низкочастотные техногенные колебания, хорошо регистрируемые злесь.

СХЕМА НАБЛЮДЕНИЙ

На рис. 2 представлен фрагмент карты месторождений горючих полезных ископаемых Новосибирской области. Колыванское месторождение, на котором произошел оползень, расположено в северной части Горловской впадины. В 9 км на юго-юго-запад от Елбашинского отвала установлена широкополосная сейсмическая

¹ Сейсмологический филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук", Новосибирск, Россия

² Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук", Новосибирск, Россия

^{*}e-mail: sel@gs.nsc.ru

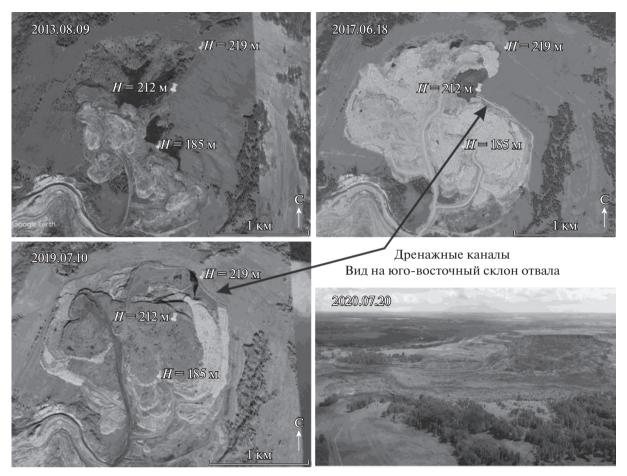


Рис. 1. Космические снимки Елбашинского отвала и фотография оползня.

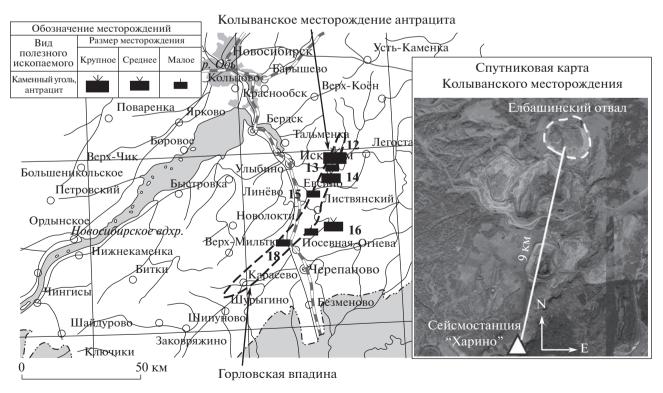


Рис. 2. Фрагмент карты угольных месторождений Новосибирской области [4].

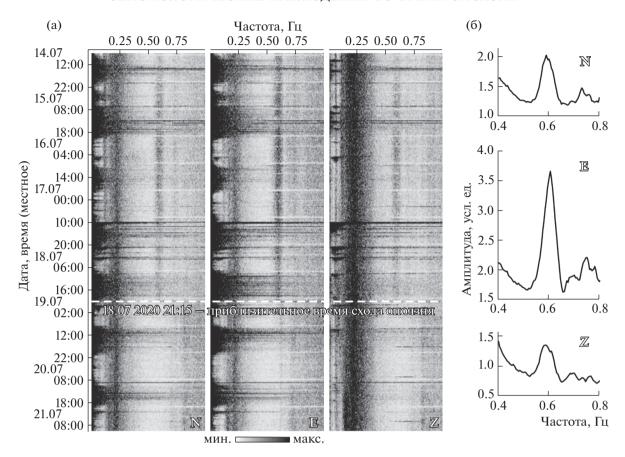


Рис. 3. Спектрограммы сейсмических данных станции "Харино" (а) и фрагменты усредненных спектров записей за интервал в 5 сут перед сходом оползня (б).

станция "Харино". При анализе записей, полученных за период, охватывающий время схода оползня, не было выявлено каких-либо значимых сейсмических воздействий, которые могли бы быть достоверной причиной деформации. Возможно, такие воздействия и были, но из-за удаленности станции от отвала их амплитуда была меньше уровня сейсмического шума. Вместе с тем в сейсмическом шуме станции "Харино" обнаружены малоамплитудные сигналы, которые с высокой вероятностью могут быть связаны с колебаниями Елбашинского отвала, и интерпретация которых позволяет объяснить процессы, происходящие до и после схода оползня.

В ФИЦ ЕГС РАН разработаны алгоритмы и программное обеспечение, позволяющее проводить анализ изменений амплитудно-частотных характеристик сейсмических записей с течением времени. Для качественного анализа строятся спектрограммы в виде двумерных функций, по одной оси которых представлено время, по другой — частота; третье измерение является амплитудой на определенной паре частота—время и представлено цветовой шкалой. Заложенные в программном обеспечении функции позволяют

отслеживать изменения амплитуд колебаний на выбранной частоте и рассчитывать усредненные амплитудные спектры в выбранном частотно-временном окне. Алгоритм вычисления последних состоит в расчете наборов амплитудных спектров для заданных временных интервалов, на которые разделяется сейсмическая запись, с их последующем усреднением. Это позволяет выделить из сейсмического шума полезные сигналы, имеющие квазистабильные спектры, по амплитуде на порядки ниже уровня шума, при условии достаточной длины записи.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изучая спектрограммы, полученные по записям станции "Харино" на N-, E- и Z-компонентах (соответственно, северная, восточная и вертикальная) за период с 14 по 21 июля 2020 г. мы можем отметить нетипичную для станций сейсмологической сети картину шумов на низких частотах (рис. 3а). Видно, что в дневное время уровень низкочастотных шумов значительно выше, чем в ночное. Вероятно, это связано с режимом техники, работающей на карьерах и перевозящей

уголь. Можно предположить, что большегрузные машины создают такой уровень сейсмических колебаний, что формируются стоячие волны в объеме Горловской впадины. К сожалению, нам не удалось определить собственную частоту этих колебаний, но, по оценкам, она меньше нижнего предела технических возможностей аппаратуры (0.0083 Гц, что соответствует периоду 120 с). Колебания в интервале частот 0.1—0.35 Гц практически не меняются по амплитуде с течением времени, известны в сейсмологии и интерпретируются как отклик колебаний волн в морях и океанах.

Наиболее интересны колебания с частотой около 0.6 Гц, которые прослеживались непрерывно на всех компонентах записи и прервались после схода оползня. Это вполне могут быть собственные колебания Елбашинского отвала, если для оценки значений частот руководствоваться методикой [5]. Так, линейные размеры объекта, имеющего первую собственную частоту $f = 0.6 \, \Gamma \mu$, могут составлять L = V/2f, где при скорости V == 2.6 км/c, $L \approx 2.2$ км, эта величина хорошо совпадает с размерами отвала. Кроме этого, можно заметить, что на Е-компоненте отмеченные колебания изменились: понизилась амплитуда и незначительно увеличилась частота. Вероятно, эти сигналы также связаны с колебаниями отвала, физические параметры которого поменялись после деформации. На рис. Зб показаны фрагменты усредненных спектров, вычисленных по сейсмической записи длиной в 5 сут перед моментом схода оползня. Видно, что наибольшая энергия колебаний сосредоточена на Е-компоненте. Если предположить, что они являются в основном поверхностными волнами Лява, то можно оценить азимут на источник по соотношению амплитуд N- и E-компонент — он составляет около 20° , что совпадает с направлением от сейсмостанции в сторону отвала.

Для повышения достоверности выявленной связи колебания с частотой 0.6 Гц с Елбашинским отвалом мы проанализировали архивные записи сейсмической станции за 10-месячный период — с 01.01.2020 по 31.10.2020. Отвал формировали не один год, поэтому колебания, связанные с ним, должны были прослеживаться длительное время. На рис. 4а показаны изменения фрагментов (в интервале частот 0.4—1.0 Гц) усредненных 5-суточных спектров сейсмической записи и соответствующие выделенным колебаниям изменения частот и амплитуд. При этом длина записи для вычисления единичного спектра составляла 200 с, что определило разрешенность спектра — 0.005 Гц. Выбрана для анализа Е-компонента как наиболее интенсивная по амплитуде, а результат усреднения соотнесен с серединой соответствующего временного интервала. Из рисунка видно, что на всех записях вплоть до момента деформации присутствуют колебания f_1 с частотой, меняющейся в пределах 0.60-0.61 Гц, которые затем сменяются колебаниями f_2 с меньшей в несколько раз амплитудой и с частотой, повышенной до 0.620-0.625 Гц. Колебания f_2 после 30.08.2020 становятся практически неразличимыми, вероятно, из-за снижения их амплитуд.

Для подробного рассмотрения изменений характеристик исследуемых колебаний до и после схода оползня были построены наборы усредненных спектров за односуточные интервалы (рис. 46). Видно, что примерно за 20 дней до деформации происходил постепенный рост амплитуд колебаний f_1 , а за 2 дня до оползня — их снижение. Амплитуда сменивших их колебаний f_2 примерно в 5—6 раз ниже.

Процессы, происходящие на Елбашинском отвале до и после деформации, с учетом анализа спутниковых снимков и записей сейсмической станции "Харино", объясняются следующим образом. По фотографии оползня видно, что он распространился, подобно грязевому потоку на расстояние, существенно превышающее высоту отвала. Такое могло произойти только при условии, что породы были сильно обводнены. Как следует из космических снимков, основание отвала находилось на отметке 185 м над уровнем моря. Перед оползнем единственный дренажный канал находился на уровне 219 м, превышение 34 м. Площадь отвала более 2 км², отсюда можно оценить, что в нем находилась вода объемом не менее 7 млн м³ (при среднем водонасыщении 10%), которая и вытекла из тела отвала вместе с породой. Обводнение отвала являлась причиной его неустойчивости, что выражалось в его многомесячных колебаниях с частотой 0.6 Гц, характеристики которых изменились после деформации. Сход оползня привел к уменьшению массы отвала, и этим объясняется увеличение частоты колебаний, которое составило около 3%. На столько же должна была измениться масса отвала, если на колебания не повиляли другие факторы. После деформации огромные массы воды вместе с породой вытекли из тела отвала, и это привело к увеличению жесткости основания, что проявилось в резком уменьшении амплитуд колебаний. Вероятно, уже после оползня какая-то часть воды постепенно продолжала выходить из отвала. Этим можно объяснить, что колебания f_2 затихли примерно через месяц после события. Обводнение отвала и является основной причиной возникновения оползня. А что же явилось спусковым крючком? Какие явления способствовали его возникновению? Как отмечалось, анализ записей сейсмологической сети, окружающей месторождение, не выявил значимых сейсмических воздействий, которые могли бы спровоцировать сход оползня. Это позволяет полагать, что данная

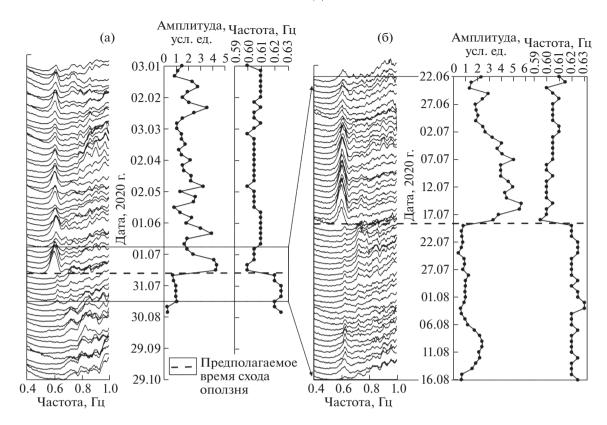


Рис. 4. Изменение колебаний отвала на усредненных спектрах записей Е-компоненты сейсмостанции "Харино" и соответствующие им амплитуды и частоты. (а) — усреднение 5-суточных записей; (б) — односуточных.

деформация возникала по сценарию "последней капли".

рий и мира".

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных космических снимков и сейсмологических записей позволил высказать предположение о причине возникновения и развития оползня на Елбашинском отвале Колыванского месторождения антрацита, как формирование значительных горизонтальных колебаний в теле отвала, которые при сильном обводнении последнего спровоцировали сход оползня. Выделенные в статье собственные колебания отвала позволяют теперь ставить целенаправленные работы по регистрации сейсмических шумов на подобных объектах и разбираться в связях обводненности пород с изменениями амплитудно-частотных характеристик собственных колебаний таких крупных объектов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00576-21) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке "Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического монито-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ринга Российской Федерации, сопредельных террито-

- 1. Интервью с исполнительным директором AO "Сибирский Антрацит" С. Коломниковым. https://ksonline.ru/380333/sergej-kolomnikov-my-dejstvovali-otkryto-i-operativno
- 2. Seleznev V.S., Liseikin A.V., Bryksin A.A., Gromyko P.V. What Caused the Accident at the Sayano-Shushenska-ya Hydroelectric Power Plant (SSHPP): A Seismologist's Point of View // Seismological Research Letters. 2014. V. 85. № 4. C. 817–824.
- 3. Hsu T.Y., Valentino A., Liseikin A., Krechetov D., Seleznev V., Chen C.C., Wang R.Z., Lin T.K., Chang K.C. Continuous Structural Health Monitoring of the Sayano-Shushenskaya Dam Using Off-site Seismic Station Data Accounting for Environmental Effects // Measurement Science and Technology. 2020. V. 31. № 1. C. 015801.
- 4. Карта горючих полезных ископаемых. Новосибирская область. Сибирский федеральный округ. Электронный ресурс ФГБУ "ВСЕГЕИ" https://www.vsegei.ru/ru/info/gisatlas/sfo/novosibirskaya_obl/27_gorpi.jpg
- 5. *Бат М.* Спектральный анализ в геофизике. Москва. "Недра", 1980 г. 535 с.

SEISMOLOGICAL OBSERVATIONS DURING A LANDSLIDE ON THE DUMP OF THE KOLYVAN ANTHRACITE DEPOSIT (NOVOSIBIRSK REGION)

V. S. Seleznev^{a,#}, A. V. Liseikin^a, A. F. Emanov^b, and V. M. Soloviev^b

^a Seismological Branch of Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation
 ^b Altay-Sayan Branch of Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation
 [#]e-mail: sel@gs.nsc.ru

Presented by Academician of the RAS M.I. Epov January 11, 2021

There are presented the results of the analysis of satellite images and seismological materials at determining the causes of the landslide on the Yelbashinsky dump of the Kolyvan anthracite Deposit. There are demonstrated the possibilities of determining the natural vibrations of large objects from low-frequency seismological records and their monitoring.

Keywords: landslide, satellite images, seismological records, amplitude spectra, spectrograms, natural vibration frequencies

——— ОКЕАНОЛОГИЯ **———**

УДК 551.35504.423, 528.855, 556

ПЕЛАГИЧЕСКАЯ ЭКОСИСТЕМА КОТЛОВИНЫ НАНСЕНА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИТОКА АТЛАНТИЧЕСКОЙ ВОДЫ: МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАТОМОВОГО ЦВЕТЕНИЯ В ПРИКРОМОЧНОЙ ЗОНЕ

© 2021 г. Л. А. Паутова¹, В. А. Силкин^{1,*}, М. Д. Кравчишина^{1,**}, В. Г. Якубенко¹, Е. А. Кудрявцева¹, А. А. Клювиткин¹, академик РАН Л. И. Лобковский¹

Поступило 04.03.2021 г. После доработки 16.03.2021 г. Принято к публикации 13.05.2021 г.

В ходе судовых наблюдений получены уникальные данные об аномально высоком уровне биомассы фитопланктона (30 г м⁻³) в прикромочной зоне глубоководного района высокой Арктики (котловина Нансена, 83° с.ш.) в летний период 2020 г. Изменения в видовом составе и увеличение количественных показателей планктонных фитоценов определялись сложной гидрологической структурой, формирующейся в результате взаимодействия теплой атлантической и холодной арктической водных масс, и подтверждали важную роль Северо-Атлантического течения в европейском секторе Арктического бассейна. Впервые установлена достоверная связь между уровнем продуктивности фитопланктона и глубиной залегания галоклина — индикатора подъема богатых биогенными элементами (прежде всего азотом) атлантических вод. Впервые показано, что видом, формирующим прикромочное цветение в высокой Арктике, может быть крупноклеточная криопелагическая центрическая диатомовая водоросль *Porosira glacialis* (= *Podosira hormoides* var. *glacialis*).

Ключевые слова: котловина Нансена, фитопланктон, прикромочная зона, атлантические воды, арктические воды, цветение диатомей

DOI: 10.31857/S2686739721070136

Потепление в атлантическом секторе Арктики и резкое сокращение площади ледяных полей связывают с усилением Северо-Атлантического течения [1, 2], одна из ветвей которого проходит через котловину Нансена, а другая, широко разветвляясь в южной части Баренцева моря, переносит атлантические воды к восточным его границам к северу и югу от архипелага Новая Земля. В Баренцевом море следствием такого усиления, помимо таяния льдов, являются отмечающиеся в последние 20 лет ежегодные летние цветения атлантического вида — кокколитофориды Emiliania *huxleyi* численностью от 1.5×10^6 до 12×10^6 кл л⁻¹ [3]. Цветения происходят исключительно в водах атлантического генезиса к югу от Полярного фронта в наиболее теплых водах Норвежского (Нордкапского) течения. В литературе последних 20 лет усиление поступления Атлантической

воды (АВ) в Северном Ледовитом океане принято называть "атлантификацией", включая в это понятие массовое развитие ("цветение") бореальных видов, привносимых в арктический регион течениями из Северной Атлантики [4, 5].

Сведений о воздействии АВ на пелагические экосистемы котловины Нансена и, в частности, на первичное продуцирующее звено экосистемы, крайне мало. Известно, что в стрежне Атлантического Пограничного течения (АПТ), проходящего вдоль материкового склона на восток, в достаточно большом количестве (до 5.0×10^5 кл π^{-1}) может развиваться кокколитофорида *E. huxleyi* [6]. Это резко контрастирует с фитоценами шельфовых вод вокруг архипелага Шпицберген, не подверженных влиянию этого течения. Здесь структура лидирующих комплексов фитопланктона определяется холодноводными арктическими видами [6-8]. То же самое относится и к северной части Баренцева моря, где в летних фитоценах доминируют арктические виды Исключения составляют глубоководные желоба: в частности, в желобе Франц-Виктория в летний период 2017 г. подповерхностные максимумы численности и биомассы фитопланктона форми-

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

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

^{**}E-mail: kravchishina@ocean.ru

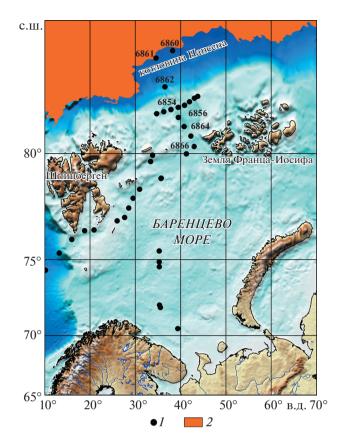


Рис. 1. Картосхема станций отбора проб фитопланктона (I) в августе 2020 г. Положение границы морского ледяного покрова (2) дано по [http://www.aari.ru/odata/_d0015.php].

ровались бореально-арктической диатомеей *Eucampia groenlandica* [10].

Исследования, проведенные в прикромочной зоне в котловине Нансена (83° с.ш., глубина 3000 м) в августе 2012 г. на разрезе от восточного побережья Шпицбергена в открытое море [8], показали, что в планктонном фитоцене при низких показателях численности и биомассы сообщества доминировали представители "ледовой флоры" — холодноводные арктические пеннатные диатомеи из родов Fragilariopsis, Nitzschia и Navicula.

Исследования гидрофизической структуры, выполненные в котловине Нансена позднее с 2013 по 2017 г., позволили выявить продвижение зоны влияния AB на гидрологический и ледовый режимы вдоль траектории распространения этой воды, при этом в 2017 г. наблюдался аномальный сдвиг границы многолетних льдов к северо-востоку [2, 11]. В этот же период, но в южной ветви Северо-Атлантического (Норвежского) течения, входящего в юго-западную часть Баренцева моря, зафиксирован аномально высокий ($9.0 \times 10^6 \, \mathrm{kr} \, \mathrm{n}^{-1}$) уровень цветения кокколитофорид [3, 12]. На восточной границе моря в проливе Карские ворота

примерно в это же время впервые отмечено массовое развитие другого атлантического вида — золотистой водоросли *Phaeocystis pouchetii* [13]. В летний период 2016 г. у северной оконечности архипелага Новая Земля в желобе Святой Анны фиксировался высокий уровень численности бореального фитопланктона и, в том числе, кокколитофорид [14], заносимых сюда, по-видимому, активизировавшимся Колгуевским течением. Судя по результатам других исследований, усиление развития бореальной флоры (до 1.6×10^5 кл л⁻¹, *Chaetoceros compressus*) в южной части желоба Святой Анны происходило и ранее в 2007 и 2011 г. [15, 16].

В то же время для котловины Нансена какиелибо сведения об отклике фитопланктона на усиление притока АВ отсутствуют. Цель настоящей работы — с помощью сравнительного анализа структуры планктонных фитоценов котловины Нансена и прилежащего баренцевоморского шельфа, находящегося под непосредственным воздействием АПТ, выяснить механизмы формирования необычайно высокой интенсивности цветения в прикромочной зоне высокой Арктики.

Работа выполнена в 80-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" 16—19 августа 2020 г. [17]. Исследование структуры фитопланктона как регулятора глобального углеродного цикла было составной частью работ по изучению потоков взвеси в морях Европейской Арктики, находящихся под влиянием климатических изменений. Пробы воды от поверхности до глубины 3000 м были собраны с помощью океанографического комплекса SBE на 7 станциях в котловине Нансена (82-83° с.ш.) и на сопредельном шельфе Баренцева моря (80-81° с.ш.) (рис. 1, табл. 1). Проанализировано 80 фитопланктонных проб. При камеральной обработке проб применяли стандартные методы, принятые в ИО РАН. В качестве фиксатора использовали формалин до конечной концентрации в пробе 0.5-1%. Определение видов и подсчет числа клеток проводили на световом микроскопе "Эргавал" ("Карл Цейс") в водном препарате при увеличении 16×20 и 16×40 . Учитывались представители всех систематических и размерных групп, кроме водорослей пикопланктона с линейными размерами <2 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В аномально теплый для Арктики летний период 2020 г. в котловине Нансена граница ледяных полей фиксировалась у 83° с.ш. (рис. 1, табл. 2). Подробное (от поверхности до 3000 м) исследование видовой и количественной структуры планктонных фитоценов в прикромочной зоне (станции 6860 и 6861, табл. 1) позволило установить наличие мощного цветения в верхнем распресненном слое воды на ст. 6860, сформирован-

| Станция | Широта, с.ш. | Долгота, в.д. | Дата | Время, GMT | Глубина, м | Район исследования |
|---------|--------------|---------------|----------|------------|------------|--------------------|
| 6854 | 81°33.22′ | 37°51.95′ | 16.08.20 | 12:32 | 426 | Баренцево море |
| 6856 | 81°41.51′ | 40°52.77′ | 16.08.20 | 14:55 | 409 | |
| 6860 | 83°16.00′ | 38°14.89′ | 17.08.20 | 07:10 | 3703 | Котловина Нансена |
| 6861 | 83°04.19′ | 34°34.61′ | 18.08.20 | 06:05 | 3670 | |
| 6862 | 82°15.62′ | 36°32.66′ | 18.08.20 | 14:30 | 2162 | |
| 6864 | 80°59.02′ | 40°46.02′ | 19.08.20 | 08:21 | 593 | Баренцево море |
| 6866 | 80°16.09′ | 42°58.39′ | 19.08.20 | 17:01 | 403 | |

Таблица 1. Местоположение станций, дата и время отбора проб

Таблица 2. Максимальные показатели общей биомассы фитопланктона (B_{max}) на станциях наблюдения и соответствующие показатели температуры, солености и концентрации основных биогенных элементов

| Станция | B_{max} , $M\Gamma M^{-3}$ | B_{max} , мгС м $^{-3}$ | Глубина залегания B_{max} , м | Темпера- тура, °С | Соленость, епс | Si, мкМ | P-PO ₄ ³⁻ , мкМ | N-NO ₃ , мкМ | Доминирующий вид, % доминирования |
|---------|-------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|----------------------|----------------|------------|--|----------------------------|--|
| 6854 | 71.59 | 3.22 | 38 | -1.37 | 34.23 | 1.15 | 0.49 | 3.83 | Eucampia groenlandica + + Thalassiosira spp., 61% |
| 6856 | 109.73 | 3.19 | 50 | -1.27 | 34.24 | 0.94 | 0.42 | 5.14 | Porosira glacialis, 99% |
| 6860* | 29855 | 799 | 10 | -1.35 | 33.18 | 0.16 | 0.36 | 0.18 | Porosira glacialis, 99% |
| 6861* | 30.60 | 1.00 | 3 | -1.41 | 31.30 | _ | _ | _ | Porosira glacialis, 93% |
| 6862 | 166.6 | 7.05 | 30 | -1.64 | 34.02 | 0.42 | 0.29 | 1.05 | E. groenlandica + |
| | 556.6 | 25.74 | 38 | -1.68 | 34.05 | _ | _ | _ | + Thalassiosira spp., 85% Chrysophyta, 80% |
| 6864 | 37.4 | 3.29 | 0 | 3.30 | 33.00 | 0.36 | 0.07 | аналит. "0" | Gymnodinium spp.+ + Gyrodinium spp., 76% |
| 6866 | 4.63 | 0.32 | 20 | 3.67 | 33.69 | 0.47 | 0.13 | аналит. | Gymnodinium spp. + |
| | | | | | | | | "0" | + Protoperidinium breve + |
| - | | | | | | | | | + Prorocentrum minimum, 53% |

Примечание. * — станции в прикромочной зоне, котловина Нансена.

ного крупноклеточной криопелагической центрической диатомовой водорослью *Porosira glacialis* (= *Podosira hormoides var. glacialis* Grunow, 1884) ($3.5 \times 10^5 \, \mathrm{kr} \, \mathrm{n}^{-1}$, $29.9 \, \mathrm{r} \, \mathrm{m}^{-3}$, 99% от общей сырой биомассы фитопланктона, $13 \, \mathrm{mr} \, \mathrm{m}^{-3}$ хлорофилла "а", $64.1 \, \mathrm{mrC} \, \mathrm{m}^{-3}$ сутки $^{-1}$ первичная продукция). Данная водоросль относится к представителям так называемой "ледовой флоры", часть жизненного цикла которых ассоциирована с нижней поверхностью однолетнего льда.

Клетки данной водоросли концентрировались в узком слое на 5—10-метровой глубине в верхней части остроградиентного галоклина при температуре — 1.36°С и солености 33.4 епс. Фитоцен находился на ранней стадии оседания вследствие практически полного потребления биогенных элементов в поверхностном 5-метровом слое талой воды (табл. 2). Цветению сопутствовало незначительное развитие других холодноводных диатомовых водорослей из родов Thalassiosira, Lauderia, Chaetoceros, Nitzschia, Pseudonitzschia и

динофлагеллят из родов Gymnodinium, Gyrodinium, Protoperidinium и Prorocentrum. Практически все водоросли концентрировались в верхнем 40-метровом слое воды в пределах фотической зоны. В афотической зоне, начиная с глубины 50 м и вплоть до глубины 3000 м, в сообществе присутствовали преимущественно споры *Thalasiossira gravida* и *Porosira glacialis*, а также пустые створки *Thalasiossira* spp. Подобное распределение в афотическом слое было характерно для всех глубоководных станций. Следует особо отметить присутствие в ядре AB на ст. 6862 диатомеи *P. glacialis* $(3.0 \times 10^2 \, \text{кл л}^{-1})$.

Планктонные фитоцены станций 6860 и 6862 (последняя располагалась на свале глубин в зоне основного потока АПТ), демонстрировали высокую степень сходства (>50% общих видов). В составе этих фитоценов присутствовал вид-индикатор АВ — кокколитофорида *E. huxleyi*. Повсеместно встречались представители атлантического океанического комплекса из родов Rhizosolenia

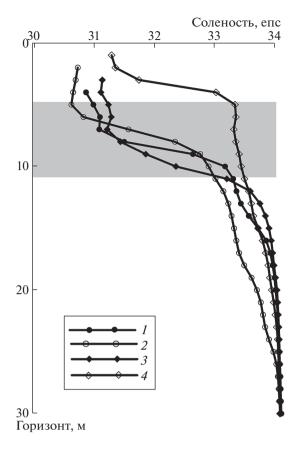


Рис. 2. Глубина залегания галоклина в котловине Нансена по данным СТD-зондирований 17-18 августа 2020 г.: ст. 6860 (1, 2) и ст. 6861 (3, 4).

(R. hebetata f. semispina, R. hebetata f. hebetata, R. styliformis, R. setigera) и Chaetoceros (C. borealis, С. atlanticus, С. danicus) [18]. На ст. 6860 регистрировались высокозалегающие нутриклин (3.82 мкМ азота нитратного, горизонт 20 м, табл. 2) и остроградиентный галоклин (горизонт 5-10 м), отделяющий тонкий поверхностный слой талой воды от нижележащих арктических вод, а также ядро теплых АВ (температура от 1.22 до 2.53°C, соленость выше 34.8 епс) на горизонтах 100-200 м. Все изложенные факты являются убедительным свидетельством присутствия вод АПТ в котловине Нансена и их подъема к поверхности. Так, центрическая диатомея R. hebetata f. semispina летняя массовая форма бореальной Атлантики – фиксировалась на ст. 6860 даже в слое 5-10 м. Это объясняется тем, что глубина залегания галоклина в прикромочной зоне варьировала в течение суток и могла подниматься до горизонта 5 м (рис. 2).

Напротив, на ст. 6861, также располагавшейся у ледяной кромки, при показателях температуры и солености более низких, чем на ст. 6860 (табл. 2), но при доминировании того же вида (*P. glacialis*) цветения не наблюдалось. Численность и биомасса сообщества были низкими, биомасса не

превышала 30.6 мг м $^{-3}$ (1 мг м $^{-3}$ хлорофилла "а") и была максимальной на горизонте 3 м при температуре -1.43°С и солености 31.3 епс (табл. 2). Причиной столь существенных различий могло быть менее выраженное влияние АПТ. Остроградиентный галоклин здесь располагался ниже (14— 20 м), а нутриклин – на 34 м (табл. 2). О слабом воздействии АПТ на структуру фитоцена ст. 6861 может также свидетельствовать низкая (<20%) степень сходства видовой структуры станций 6861 и 6862: нахождение видов атлантического океанического комплекса (Rhizosolenia spp., Chaetoceros spp.) на большей глубине (34-90 м), а индикаторного вида (кокколитофорида Coccolithus pelagicus) лишь в ядре АПТ (горизонт 185 м) на ст. 6861. Тем не менее высокая физиологическая активность клеток в поверхностном слое воды ст. 6861 (первичная продукция $30.3 \,\mathrm{mrC} \,\mathrm{m}^{-3} \,\mathrm{суткu}^{-1}$, горизонт 1 м) могла быть потенциалом для развития цветения при усилении воздействия АПТ. В августе 2012 г. [8] "цветение" в прикромочной зоне этого района отсутствовало. В фитоцене доминировали холодноводные арктические виды, преимущественно из рода Fragilariopsis. Ядро AB располагалось намного глубже, чем в 2020 г. – на глубине 600 м, что могло быть причиной наблюдающихся различий в структуре планктонных фитоценов разных лет.

Сравнительный анализ структуры фитопланктона в изученном нами районе свидетельствует о том, что на северном шельфе Баренцева моря (станции 6854, 6856, 6864, 6866) и в районе свала глубин (ст. 6862) наблюдались более поздние стадии фитопланктонной сукцессии, обусловленные стратификацией водной толщи вследствие летнего прогрева поверхностного слоя. Истощение запасов биогенных элементов в верхнем продуцирующем слое является причиной прекращения диатомового цветения с последующим его оседанием в нижележащие слои. Так, на шельфовых станциях 6854 и 6856, а также на ст. 6862, фиксировались подповерхностные максимумы численности и биомассы диатомовых водорослей из родов Eucampia и Thalassiosira и золотистой водоросли Phaeocystis pouchetii, располагавшиеся в нижней части фотической зоны и ассоциированные с нутриклином (табл. 2). Наличие таких максимумов является характерной особенностью летних фитоценов северного Шпицбергенского шельфа, находящегося под воздействием АПТ [8].

Вблизи архипелага Земля Франца Иосифа (станции 6864 и 6866) развитие фитопланктона лимитировалось низкими концентрациями биогенных элементов, прежде всего, нулевыми концентрациями азота нитратного, потребленных в процессе весеннего цветения диатомовых (табл. 2). В сообществе доминировали миксо- и гетеротрофные динофлагелляты из родов Gymnodinium

и Gyrodimium. На ст. 6864, где ядро АПТ было хорошо выражено, индикаторами AB выступали кокколитофорида $E.\ huxleyi$ (3.2 × 10^3 кл л $^{-1}$, слой 0-20 м) и тепловодная крупноклеточная динофлагеллята *Ceratium horridum*, встреченная на глубине 20 м на границе полярной поверхностной и арктической промежуточной водных масс [8]. Крайне низкие, по сравнению с остальными станциями, количественные показатели фитопланктона зафиксированы на ст. 6866 (до 4.6 мг м $^{-3}$, горизонт 20 м), где присутствие ядра AB с соленостью 34.8 епс было наименее выраженным: самая высокая температура для слоя 100-200 м отмечена на горизонте 111 м (-0.02°C, табл. 2).

Таким образом, результаты исследований, проведенных в летний период 2020 г., свидетельствуют о кардинальной перестройке планктонных фитоценов прикромочной зоны, произошедшей в составе доминант при резком увеличении численности нового доминирующего вида – бореально-арктической P. glacialis до уровня цветения. Этот вид пришел на смену холодноводным арктическим видам "ледовой флоры" из родов Fragilariopsis, Nitzchia и Navicula, доминировавшим в планктонных фитоценах прикромочной зоны этого участка котловины Нансена в августе 2012 г. [8]. Обращает на себя внимание тот факт, что беспрецедентно высокий уровень биомассы сообщества (30 г M^{-3}) достигался за счет массового развития одного вида (*P. glacialis*), широко распространенного в Северной Атлантике и в тех районах бореальной зоны, для которых характерно наличие сезонного ледяного покрова. Имея в виду факт обнаружения данного вида в ядре атлантических вод АПТ на ст. 6862, можно предположить его транспортировку водами этого течения в высокую Арктику.

Обнаруженный нами феномен массового развития P. glacialis в котловине Нансена по своей природе является весенним цветением, которое развивается у кромки ледяных полей в период ледотаяния и обычно наблюдается в высокой Арктике в июле-августе. В столь высоких широтах (83° с.ш.) явление весеннего цветения наблюдается впервые in situ. Ранее повышенная продуктивность в прикромочной зоне регистрировалась только по спутниковым данным [19]. Цветение инициировалось активным воздействием вод АПТ. Влияние этих вод прослеживалось вплоть до поверхности моря, вследствие чего формировался высокозалегающий остроградиентный галоклин, отделявший талые воды от нижележащих слоев. Отсутствие цветения на ст. 6861, также располагавшейся в прикромочной зоне, можно объяснить слабым влиянием АПТ.

Воздействие АПТ в августе 2020 г. прослеживалось на фитоценах как шельфовых станций, так и над свалом глубин. В отсутствие ледяного по-

крова подповерхностные максимумы численности и биомассы формировались в слое 30—50 м, прежде всего, за счет диатомеи *Eucampia groenlandica* — вида, формирующего весенние цветения в субполярной Северной Атлантике и Арктике в условиях открытой воды. Районы, где влияние АПТ было минимальным (ст. 6866), фиксировался самый низкий для летнего периода уровень количественного развития фитопланктона (4.6 мг м⁻³).

выводы

Получены первые натурные данные о мощном цветении диатомовых водорослей с биомассой $30 \, \text{г m}^{-3} \, \text{в}$ прикромочной зоне ($83^{\circ} \, \text{с.ш.}$) котловины Нансена, обусловленном активным воздействием атлантической воды.

Впервые для высокой Арктики показано, что видом, формирующим прикромочное цветение, может быть криопелагическая крупноклеточная центрическая диатомовая водоросль *Porosira glacialis*. При высоком уровне численности $(3.6 \times 10^5 \text{ кл л}^{-1})$ вклад этой водоросли в общую биомассу достигал 99%.

Установлено, что основным механизмом запуска цветения было формирование высокозалегающего остроградиентного галоклина, отделяющего талые воды от нижележащих вод, и являющегося следствием подъема атлантической воды к поверхности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят экипаж НИС "Академик Мстислав Келдыш", а также Н.В. Политову, А.Н. Новигатского, А.Л. Чульцову, А.С. Щуку, И.А. Замятина и И.И. Русанова за помощь в сборе и анализе проб воды.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Анализ проб фитопланктона и гидролого-гидрохимических данных выполнен при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-50090). Экспедиционные исследования проводились при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и Российского научного фонда (проект № 20-17-00157). Работа выполнена в рамках госзадания по теме № 0128-2021-0009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., et al. Greater Role for Atlantic Inflows on Sea-ice Loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Science. 2017. V. 536. P. 285–291.
- Иванов В.В., Репина И.А. Влияние сезонной изменчивости температуры атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Изве-

- стия РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 1. С. 73–82.
- 3. *Oziel L., Baudena A., Ardyna M., et al.* Faster Atlantic Currents Drive Poleward Expansion of Temperate Phytoplankton in the Arctic Ocean // Nature Communications. 2020. 11:1705. https://doi.org/10.1038/s41467-020-15485-5
- 4. *Søreide J.E., Leu E., Berge J., et al.* Timing in Blooms, Algal Food Quality and *Calanus glacialis* Reproduction and Growth in a Changing Arctic // Global Change Biology. 2010. V. 16. P. 3154–3163.
- 5. Neukermans G., Oziel L., Babin M. Increased Intrusion of Warming Atlantic Water Leads to a Rapid Expansion of Temperate Phytoplankton in the Arctic // Global Change Biology. 2018. V. 24(6). P. 1–9.
- Giraudeau J., Hulot V., Hanquiez V., et al. A Survey of the Summer Coccolithophore Community in the Western Barents Sea // Journal of Marine Systems. 2016. V. 158. P. 93–105.
- 7. Owrid G., Socal G., Civitarese G., et al. Spatial Variability of Phytoplankton, Nutrients and New Production Estimates in the Waters around Svalbard // Polar Research. 2000. 19 (2). P. 155–171.
- 8. Hop H., Assmy P., Wold A., et al. Pelagic Ecosystem Characteristics Across the Atlantic Water Boundary Current from Rijpfjorden, Svalbard, to the Arctic Ocean During Summer (2010–2014) // Frontiers in Marine Science. 2019. 6:181. https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00181
- 9. *Макаревич П.Р., Олейник А.А.* Фитопланктон Баренцева моря в весенний период: состав и структура в районе ледовой кромки // Труды Кольского научного центра РАН. 2017. Т. 8. № 2–4. С. 50–58.
- Паутова Л.А. Фитопланктон Баренцева моря // Система Баренцева моря / Отв. ред. А.П. Лисицын. М: Научный мир, 2021. С. 317—330.

- 11. *Аксенов П.В., Иванов В.В.* "Атлантификация" как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 1(115). С. 42—54.
- 12. *Silkin V., Pautova L., Giordano M., et al.* Interannual Variability of *Emiliania huxleyi* Blooms in the Barents Sea: In situ Data 2014—2018 // Marine Pollution Bulletin. 2020. V. 158. 111392. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111392
- 13. *Сажин А.Ф., Мошаров С.А., Романова Н.Д. и др.* Планктонное сообщество Карского моря ранней весной // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 246—248.
- 14. Сергеева В.М., Суханова И.Н., Флинт М.В. и др. Фитопланктон желоба Святой Анны: влияние абиотических факторов // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 528–544.
- Суханова И.Н., Флинт М.В., Дружкова Е.И. и др. Фитопланктон северо-западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 605—619.
- 16. Сергеева В.М., Суханова И.Н., Дружкова Е.И. и др. Структура и распределение фитопланктона в глубоководных районах северной части Карского моря // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 113—119.
- 17. Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д. Исследования Европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш"// Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 156—158.
- Paasche E. Phytoplankton Distribution in the Norwegian Sea in June, 1954, related to Hydrography and Compared with Primary Production data // Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations. 1960. V. XII. No. 11. P. 1–77.
- 19. *Perrette M., Yool A., Quartly G.D., Popova E.E.* Near-ubiquity of Ice-edge Blooms in the Arctic // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 515–524.

PELAGIC ECOSYSTEM OF THE NANSEN BASIN UNDER VARIABLE ATLANTIC WATER INFLUENCE: THE FORMATION MECHANISM OF DIATOM BLOOM AT THE MARGINAL ICE ZONE

L. A. Pautova^a, V. A. Silkin^{a,#}, M. D. Kravchishina^{a,##}, V. G. Yakubenko^a, E. A. Kudryavtseva^a, A. A. Klyuvitkin^a, and Academician of the RAS L. I. Lobkovsky^a

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

[#]E-mail: vsilkin@mail.ru

^{##}E-mail: kravchishina@ocean.ru

The unique data were obtained on an abnormally high phytoplankton biomass (30 g m⁻³) at the marginal ice zone of the deep-water High Arctic (Nansen Basin, 83°N) during summer expedition of 2020. The changes of phytoplankton species composition and increase of abundance were determined by a complex hydrological structure formed as a result of the interaction of warm Atlantic and cold Arctic water masses and confirmed the increasing role of the North Atlantic Current in the European Arctic. For the first time, a reliable relationship was established between the primary production and the halocline depth (a marker of Atlantic water rise enriched by nutrients, primarily nitrogen). Newly discovered phytoplankton bloom in the High Arctic marginal ice zone was formed by the large-cell cryopelagic centric diatom *Porosira glacialis* (= *Podosira hormoides* var. *glacialis*).

Keywords: Nansen Basin, phytoplankton, marginal ice zone, Atlantic water, Arctic water, diatom bloom

_____ ГЕОФИЗИКА ____

УДК 550.3

О КОРРЕЛЯЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ, СЛОИСТОЙ ОБЛАЧНОСТИ И НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

© 2021 г. М. В. Шаталина^{1,*}, В. В. Клименко¹, член-корреспондент РАН Е. А. Мареев¹

Поступило 25.02.2021 г. После доработки 07.04.2021 г. Принято к публикации 13.05.2021 г.

Представлены результаты наблюдений и обработки экспериментальных данных длительных (2012—2018 гг.) непрерывных измерений электрического поля, и проведено их сопоставление с метеорологическими параметрами. На основании результатов анализа данных натурных наблюдений показано, что среднесуточные значения электрического поля коррелируют со среднесуточным значением балла общей облачности независимо от сезона с коэффициентом корреляции —0.48, при этом коэффициенты корреляции между напряженностью электрического поля и температурой варьируются от —0.39 зимой до 0.41 летом. Теоретические оценки влияния слоистых облаков на электрическое поле в приземном слое подтверждают ослабление среднесуточных значений напряженности электрического поля до 70% поля хорошей погоды.

Ключевые слова: атмосферное электрическое поле, облака, глобальная электрическая цепь, ионосферный потенциал, натурные наблюдения

DOI: 10.31857/S2686739721070148

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время ведутся активные исследования взаимосвязи электрических параметров атмосферы и ее метеорологических характеристик [1-4]. Изучение взаимосвязи метеохарактеристик атмосферы с ее электрическим состоянием представляет особый интерес в связи с развитием моделей глобальной атмосферной электрической цепи (ГЭЦ). Синхронные наблюдения аэроэлектрического поля и температуры воздуха в среднеширотной геофизической обсерватории "Борок" [1] показали существенные корреляционные связи между измеряемыми параметрами на кратковременных периодах (1-100 с). Наблюдалась положительная корреляция вариаций температуры и напряженности поля в условиях неустойчивой стратификации (позднее утро-день) и отрицательная корреляция в условиях устойчивости и сильной инверсии (поздний вечер-ночь). Недавние исследования показали, что возмущения источников глобальной цепи (области грозовой активности) имеют гораздо большее влияние на основные характеристики цепи, чем изменений проводимости в нагрузочной части цепи (области хорошей и нарушенной погоды) [2-4]. Тем не ме-

В настоящей статье представлены результаты наблюдений и обработки экспериментальных данных длительных (2012—2018 гг.) непрерывных измерений напряженности электрического поля с помощью сети электростатических флюксметров, расположенной в Нижегородском регионе, и подробно описанной в работе [11], и проведено их сопоставление с метеорологическими параметрами для периодов облачной погоды. Обширный архив метеорологических данных [12] позволил

нее вопрос о вкладе в ГЭЦ вклад областей, покрытых облаками, которые составляют более половины земного шара, остается недостаточно исследованным. В целом влияние регионов, занятых облаками на электрические процессы в атмосфере, представляет значительный интерес [3, 6, 7]. В прямых экспериментах в работе [8] наблюдалось снижение напряженности электрического поля в присутствии искусственного пароводяного облака. Статистический анализ большого массива данных измерений квазистатического электрического поля, проведенный в центре Карнеги (Флорида, США) [9], также показал, что сплошная облачность уменьшает напряженность электрического поля в приземном слое. Современные детальные исследования [10] роли слоистых облаков в глобальной электрической цепи подтвердили потенциальную роль облаков типа Nimbostratus в качестве генератора тока и облаков типа Stratus в качестве резисторов.

¹Институт прикладной физики Российской академии наук, Н. Новгород, Россия

^{*}E-mail: aries@ipfran.ru

осуществить сравнение длинных рядов среднесуточных значений электрического поля с рядами среднесуточных значений температуры и облачности в периоды, когда наблюдались облака типа Stratocumulus, Sc, Stratus, St, а также Cumulus, Cu, при этом отсутствовали мощные конвективные облака, типа Cumulonimbus, Cb, в присутствии которых наблюдаются сильные электрические поля, а также грозовые разряды, т.е. эти облака являются источниками ГЭЦ.

КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ СРЕДНЕСУТОЧНЫМИ ЗНАЧЕНИЯМИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ, ТЕМПЕРАТУРЫ И ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В результате анализа многолетних (2012—2018) наблюдений было установлено, что корреляции среднесуточных значений электрического поля со среднесуточной температурой приземного слоя атмосферы являются положительными летом и отрицательными зимой. На рис. 1 приведен пример записей вариаций среднесуточных нормированных значений напряженности атмосферного электрического поля E/E_0 (по данным наземных измерений), сопоставленных с данными нормированной температуры воздуха T (°C), и слоистой облачности C (в баллах) по данным метеорологического архива гр5.ги за 12 мес, начиная с декабря 2014 г. [12].

Коэффициент корреляции между средним электрическим полем и облачностью близок к —0.48 и не зависит от сезона. Коэффициенты корреляции между средним электрическим полем и температурой варьируются от —0.39 зимой до 0.41 летом. Это можно объяснить тем, что ясная погода связана летом с высокой температурой, а зимой — с низкой, при этом в ясную погоду амплитуда напряженности электрического поля больше, чем в облачную (за исключением периодов мощных конвективных событий). При расчете коэффициентов корреляции учитывались дни, в которых отсутствовали мощные конвективные облака типа Cumulonimbus, Cb.

Сравнение экспериментальных данных напряженности электрического поля и метеорологических параметров показывает, что ослабление среднесуточных значений электрического поля в среднем составляет около 70% в случае периодов нескольких дней, когда общая облачность состоит в основном из слоистых облаков Sc (рис. 2) и близка к 10 баллам. Такие периоды можно рассматривать в стационарном приближении. За период измерений 2012—2018 гг. наблюдалось 34 события такого типа.

Здесь также можно еще раз отметить, что схожие величины ослабления поля в присутствии облачного слоя (около 70%) наблюдались, согласно представленным данным, как по результатам анализа долгопериодных (в течение 25 лет измерений) вариаций электрического поля во Флориде [9], так и в экспериментах по исследованию влияния искусственного облака на электрическое поле [8]. Кроме того, в недавней работе [2] было подробно изучено влияние одиночного облака на амплитуду вариаций электрического поля, измеряемого в приземном слое. В предельном случае облака бесконечного радиуса оценки ослабления напряженности электрического поля совпадают с полученными в настоящей работе. Тем не менее в работах [2, 8, 9] не было расчетов величин относительного ослабления поля, поскольку приводились только абсолютные измеряемые или расчетные значения.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ОБЛАЧНОГО СЛОЯ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ, ИЗМЕРЯЕМОЕ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Для того, чтобы оценить влияние облачного слоя на амплитуду напряженности электрического поля, измеряемой на поверхности земли, можно использовать дискретную (электротехническую) модель глобальной электрической цепи, позволяющую изучить механизмы возлействия возмущений проводимости атмосферы на процессы протекания в ней тока [13]. В моделях глобальной цепи грозовые облака рассматриваются и как источники тока [14], и как источники напряжения [15]. В настоящем исследовании рассматривается влияние элементов глобальной электрической цепи (облаков), не содержащих грозовые источники, поэтому для стационарных случаев можно сделать оценки влияния облачного слоя на электрическое поле в приближении постоянного ионосферного потенциала.

В условиях хорошей погоды сопротивление R_{fw} столба воздуха высоты H определяется как [16]:

$$R_{fw} \sim \frac{1}{\sigma_0} \int_0^H e^{z/H_0} dz, \tag{1}$$

где z — высота, σ_0 = const, H_0 — характерная высота роста проводимости (6.5 км). В присутствии облачного слоя сопротивление эквивалентной части цепи нарушенной погоды R_{dw} будет определяться по формуле:

$$R_{dw} = R_{fw1} + R_{cl} + R_{fw2} \sim \frac{1}{\sigma_0} \int_0^{h_1} e^{z/H_0} dz + \frac{1}{\sigma_0} \int_{h_1}^{h_2} e^{z/H_0} dz + \frac{1}{\sigma_0} \int_{h_2}^{H} e^{z/H_0} dz,$$
 (2)

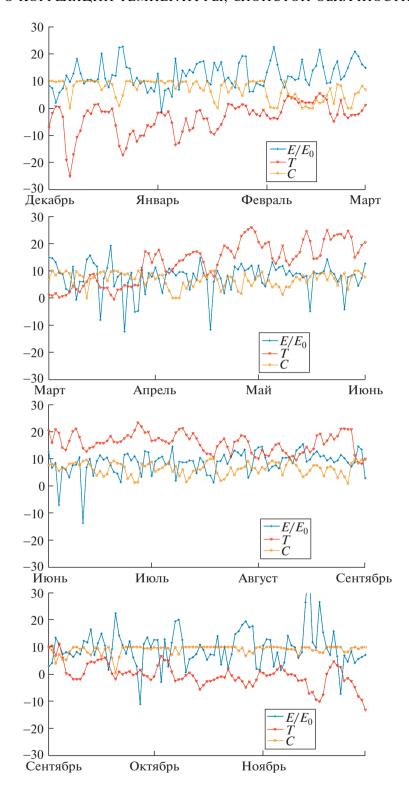


Рис. 1. Вариации среднесуточных нормированных значений напряженности электрического поля E/E_0 , температуры T (°C) и облачности C (в баллах); сверху вниз: зима 2014—2015 гг., весна, лето и осень 2015 г.

где h_1 and h_2 — высота нижней и верхней границы облачного слоя соответственно, σ_c — константа проводимости облачного слоя, $\sigma_c < \sigma_0$ [15]. В приближении постоянного ионосферного потенциа-

ла U= const из закона Ома с учетом того, что $\sigma E \sim I$ можно получить соотношение между электрическим полем нарушенной погоды E_{dw} и полем хорошей погоды E_{fw} в точке наблюдения:

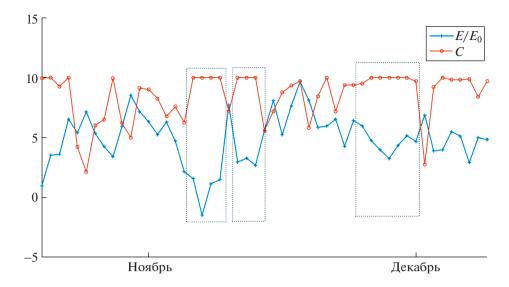


Рис. 2. Вариации нормированных среднесуточных значений напряженности электрического поля E/E_0 и облачности C (в баллах) в четвертом квартале 2014 г. Пунктирными линиями выделены периоды с облачностью около 10 баллов.

$$\frac{E_{dw}}{E_{fw}} = \left(1 + \left(\frac{\sigma_0}{\sigma_c} - 1\right) \cdot \left(\frac{e^{h_2/H_0} - e^{h_1/H_0}}{e^{H/H_0} - 1}\right)\right)^{-1},\tag{3}$$

т.е. ослабление поля обусловлено соотношением проводимостей внутри облака и окружающей атмосферы, а также соотношением толщины облака и атмосферного слоя. Из формулы (3) для облачного слоя толщиной 4 км, находящегося на высоте 2 км и проводимостью в 10 раз меньше чем у окружающей атмосферы ($\sigma_c/\sigma_0 = 0.1$), можно получить, что электрическое поле в точке наблюдения в присутствии облака будет составлять 69% от среднего значения электрического поля хорошей погоды, что близко к наблюдаемым в эксперименте характеристикам. Характерные значения для высоты облачного слоя и его проводимости приведены, например, в [16].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа экспериментальных данных долгосрочных непрерывных измерений электрического поля в Нижегородском регионе совместно с метеорологическими параметрами показано наличие значительной корреляции между среднесуточными значениями электрического поля, температуры и облачности. Значения коэффициента корреляции среднесуточных значений электрического поля со среднесуточной температурой приземного слоя атмосферы являются положительными летом и отрицательными зимой. Выявленная корреляция с баллом общей облачности носит противофазный характер и не зависит от сезона. Теоретические оценки влияния облачности на электрическое поле в поверх-

ностном слое находятся в соответствии с экспериментальными результатами.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ипфран (проект № 0030-2021-0010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Anisimov S.V., Galichenko S.V., Aphinogenov K.V., Prokhorchuk A.A. Evaluation of the Atmospheric Boundary-Layer Electrical Variability // Boundary-Layer Meteorology. 2017. V. 167. № 2. P. 327—348.
- 2. *Harrison G., Marlton G., Aplin K.L., Nicoll K.A.* Shear-induced Electrical Changes in the Base of Thin Layer Cloud // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2019. 145 (725). P. 3667–3679.
- 3. Baumgaertner A.J.G., et al. On the Role of Clouds in the Fair-weather Part of the Global Electric Circuit // Atmos. Chem. Phys. 2014. V. 14. № 16. P. 8599–8610.
- Williams E., Mareev E. Recent Progress on the Global Electrical Circuit // Atmos. Res. 2014. V. 135–136. P. 208–227.
- 5. *King M.D.*, *et al.* Spatial and Temporal Distribution of Clouds Observed by MODIS Onboard the Terra and Aqua Satellites // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2013. V. 51. № 7. P. 3826–3852.
- Odzimek A., Lester M., Kubicki M. EGATEC: A New High-resolution Engineering Model of the Global Atmospheric Electric Circuit—Currents in the Lower Atmosphere // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. № D18. P. D18207.
- 7. Harrison R.G., et al., Extensive Layer Clouds in the Global Electric Circuit: Their Effects on Vertical Charge Distribution and Storage / Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engi-

- neering Sciences. 2020. V. 476. № 2238. P. 20190758, https://doi.org/10.1098/rspa.2019.0758
- 8. *Кузнецов В.В., Чернева Н.В., Бабаханов И.Ю.* Исследование влияния искусственного облака на атмосферное электрическое поле // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 2. С. 1—7.
- 9. Lucas G.M., Thayer J.P., Deierling W. Statistical Analysis of Spatial and Temporal Variations in Atmospheric Electric Fields from a Regional Array of Field Mills // J. Geophys. Res. Atmos. 2017. V. 122. № 2. P. 1158—1174.
- Odzimek A., et al. Electrical Signatures of Nimbostratus and Stratus Clouds in Ground-level Vertical Atmospheric Electric Field and Current Density at Mid-latitude Station Swider, Poland // Atmos. Res. 2018. V. 209. P. 188–203.
- Shatalina M.V., et al. Experimental Study of Diurnal and Seasonal Variations in the Atmospheric Electric Field // Radiophys. Quantum Electron. 2019. V. 62. № 3. P. 183–191.

- 12. Архив метеорологических данных. URL: https://rp5.ru.
- 13. *Kalinin A.V., et al.* Stationary and Nonstationary Models of the Global Electric Circuit: Well-Posedness, Analytical Relations, and Numerical Realization // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 355—364.
- 14. *Holzer R.E., Saxon D.S.* Distribution Electrical Conduction Currents in the Vicinity of Thunderstorms // J. Geophys. Res. 1952. V. 57. № 2. P. 207–216.
- 15. *Markson R*. Solar Modulation of Atmospheric Electrification and Possible Implications for the Sun—weather Relationship // Nature. 1978. V. 273. № 5658. P. 103–109.
- 16. Rycroft M.J., et al. New Model Simulations of the Global Atmospheric Electric Circuit Driven by Thunderstorms and Electrified Shower Clouds: The Roles of Lightning and Sprites // J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys. 2007. V. 69. № 17–18. P. 2485–2509.

ON CORRELATION OF TEMPERATURE, LAYERED CLOUD AND ELECTRIC FIELD STRENGTH IN THE ATMOSPHERE

M. V. Shatalina^{a,#}, V. V. Klimenko^a, and Corresponding Member of the RAS E. A. Mareev^a

^a Institute of Applied Physics Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russian Federation

**E-mail: aries@ipfran.ru

This paper presents the results of observations and processing of experimental data of long-term (2012–2018) continuous measurements of the electric field, and compares them with meteorological parameters. Based on the results of the analysis of field observations, it was shown that the daily mean values of the electric field correlate with the mean daily total cloudiness score regardless of the season with a correlation coefficient of -0.48, while the correlation coefficients between the mean electric field and temperature vary from -0.39 in winter to 0.41 in summer. Theoretical estimates of the effect of stratus clouds on the electric field in the surface layer confirm the weakening of the daily mean values of the electric field strength to 70% of the fairweather field.

Keywords: atmospheric electric field, clouds, global electric circuit, ionospheric potential, field observations

——— ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 574.2/550.42/550.74

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ПРИЧИННЫЙ ФАКТОР ГЕОФАГИИ СРЕДИ РАСТИТЕЛЬНОЯДНЫХ ЖИВОТНЫХ

© 2021 г. А. М. Паничев^{1, *}, Н. В. Барановская², И. Ю. Чекрыжов³, И. В. Серёдкин¹, Е. А. Вах⁴, А. Беляновская²

Представлено академиком РАН П.Я. Баклановым 16.03.2021 г. Поступило 16.03.2021 г. После доработки 08.04.2021 г. Принято к публикации 10.04.2021 г.

Впервые проведены масштабные геолого-гидробиогеохимические исследования в двух районах Сихотэ-Алиня (Приморский край), где массово проявлена геофагия среди диких копытных. Изучался минеральный и химический составы горных пород, химический состав поверхностных и источниковых вод и растительности, а также биологических тканей благородных оленей (*Cervus elaphus*), добытых в районах исследований. Сделан вывод, что геофагия у животных развивается в ландшафтах на вулканических породах с высокими концентрациями подвижных форм редкоземельных элементов. Поедание трав с высокой концентрацией таких элементов может вызывать в организме метаболические нарушения, сопровождаемые стрессовой реакцией. С учетом опубликованных данных по геофагии среди животных в Африке предполагается, что главная причина поедания глинистых пород — в регуляции концентрации и соотношения редкоземельных элементов в организме с помощью минеральных сорбентов, которые также могут быть обогащены доступными для животных формами натрия.

Ключевые слова: геофагия, млекопитающие, редкоземельные элементы, натрий

DOI: 10.31857/S2686739721070082

С целью поиска ответа на вопрос, почему в некоторых районах Мира животные и даже люди периодически стремятся употреблять землистые вещества, уже написано более тысячи статей и десятки монографий, однако в ответ удалось лишь предложить несколько гипотез. Наиболее доказанной среди них (только в отношении животных, и не во всех случаях) является "натриевая" гипотеза, разрабатываемая с 1950-х годов [1]. В 2016 г. предложена "редкоземельная" гипотеза о том, что главная причина — в нарушении обмена редкоземельных элементов (РЗЭ) в составе важнейших нервно-гуморальных регуляторных систем в организме [2].

Летом 2020 г. специалисты из Дальневосточного отделения РАН и Томского политехнического университета провели геолого-гидрогеохимические исследования в местах активной геофагии животных в Приморском крае, что позволяет проверить справедливость РЗЭ-гипотезы. Для исследований выбрано 2 района: в верховьях р. Милоградовка на территории национального парка "Зов тигра" (далее М-район) и в окрестности г. Солонцовая на территории Сихотэ-Алинского биосферного заповедника (далее С-район).

М-район в геолого-геоморфологическом отношении - вулканотектоническая впадина площадью 75 км² с абсолютными отметками от 380 до 580 м, рассекающая хребет Сихотэ-Алиня с выходом в пойму р. Уссури. Образовалась она в раннем кайнозое, заполнена вулканогенными и терригенными отложениями. В пределах впадины выявлено 15 участков, регулярно посещаемых животными для потребления горных пород (оглиненные туфы и туффиты риолитового и дацитового состава). В их составе преобладают (от 10 до 95% объема) глинистые минералы (преимущественно смектит) и цеолиты (до 35%). Примесь зерен кварца и полевых шпатов от 15 до 50%. Поедают породы в основном благородные олени ($Cervus \ elaphus$) и пятнистые олени ($C.\ nippon$).

¹ Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

² Томский политехнический университет, Томск, Россия

³ Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

⁴ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия *E-mail: sikhote@mail.ru

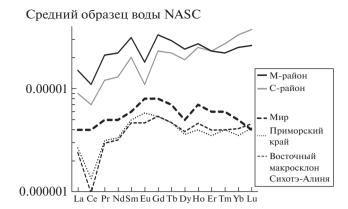


Рис. 1. Профили распределения средних концентраций NASC-нормированных РЗЭ (по [5]) в водных пробах М- и С-районов в сравнении со средними показателями рек мира (по [3]), рек Приморского края (по [4]) и восточного макросклона Сихотэ-Алиня (по [4]).

В С-районе мест потребления горных пород выявлено 10, они приурочены к выходам ранне-кайнозойских кальдерных отложений палеовулкана Солонцовый. В рельефе это обычная для восточного макросклона Сихотэ-Алиня территория с расчлененным среднегорным рельефом с отметками от 400 до 1160 м (г. Солонцовая). Минеральный состав поедаемых пород близок описанному в М-районе, но с несколько большей долей цеолитов.

На обоих участках отбирались водные пробы (90), поедаемые породы (45), растительность (117) и почвы (64). В С-районе собраны также копролиты благородных оленей, состоящие на 92% из минерального вещества. В каждом районе добыто по 1 благородному оленю, взяты биохимические пробы. Собранный материал изучен в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), а также — в ТПУ в Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии и МИНОЦ "Урановая геология" (г. Томск). Основные методы: ICP—МS и сканирующая электронная микроскопия (SEM).

Воды на М-участке ультрапресные гидрокарбонатно-натриево-кальциевые с малой долей сульфат и хлорид-ионов. Минерализация от 19.26 до 87.65 мг/л; рН — от 3.54 до 7.00. Суммарная концентрация растворенных форм РЗЭ по 36 пробам из водосборных бассейнов с преобладанием вулканогенных пород изменяется (с учетом Sc и Y) от 1.13 до 37.96 мкг/л. Преобладание легких РЗЭ (ЛРЗЭ) над тяжелыми с вариацией сумм легких от 74 до 87%.

Данные по водам на С-участке сходные, но почти без сульфат-ионов. Минерализация от 26.94 до 91.6 мг/л; рН — от 6.00 до 7.46. Суммарная концентрация РЗЭ по 13 пробам вод в водосборных

бассейнах вулканогенных пород от 0.440 до 108.6 мкг/л. Преобладание ЛРЗЭ над тяжелыми уже не столь очевидное, вариация — от 59 до 91%.

В табл. 1 представлены средние содержания РЗЭ (в мкг/л) в водах М- и С-районов, средние показатели для рек мира (по [3]), средние по рекам Приморского края (по [4]), а также по рекам восточного макросклона Сихотэ-Алиня (по [4]). Там же приведены данные по водным источникам (2 из каждого района) с максимальным содержанием РЗЭ. На диаграмме (рис. 1) эти же данные представлены в NASC-нормированном виде (по [5]). Как очевидно, концентрации РЗЭ в изученных районах превышают средние по Приморью и миру до 10 и более раз. Особенно большой разрыв по ТРЗЭ.

Согласно данным электронной микроскопии, во всех образцах пород обнаружены фазы РЗЭ, представленные фосфатами (монацит, рабдофан, крандаллит, ксенотим), встречаются карбонаты (бастнезит, паризит), силикаты (ортит) и труднодиагностируемые минеральные фазы сложного состава. Кроме того, обнаружены легкорастворимые вторичные минералы РЗЭ, близкие по составу рабдофану, а также вторичный бастнезит.

На высокий фон РЗЭ в пределах исследованных территорий указывает факт накопления данных элементов в растительности. На диаграмме (рис. 2) представлены профили средних содержаний РЗЭ в растениях. Как очевидно, в папоротниках накапливается РЗЭ в среднем в 10—30 раз больше, но в лабазнике и осоках относительно больше ТРЗЭ. В нормированном виде преобладающими элементами в травах становятся уже представители не столько легкой подгруппы (La, Ce, Nd), сколько Eu.

Картина накопления РЗЭ в растительности хорошо отражается в относительном концентрировании Е в головном мозге оленя, добытого в С-районе (см. рис. 3). У оленя из М-района, который добыт на большем удалении от района исследований, такого пика не выявлено.

Сопоставление химического состава поедаемых пород и копролитов оленей показало, что породы, взаимодействуя в пищеварительном тракте с биологическими электролитами, отдают существенные количества Na (от 3 до 4 г/кг), а K, Ca, Mg, P активно сорбируют. В составе микроэлементов активно сорбируются ТРЗЭ, что хорошо видно на диаграмме (рис. 4а).

Поскольку имеет место факт вывода из организма ТРЗЭ, это может означать возможность развития у животных геохимически обусловленных метаболических нарушений, что при достижении критических уровней концентрации токсичных РЗЭ может проявляться в виде стрессовой реакции организма с характерным влечением к геофагии, что наблюдали С.Р. Барчфилд и соавт.

Таблица 1. Средние содержания иттрия и лантаноидов (мкг/л), рН и минерализация (мг/л) в водных пробах из М- и С-районов, по рекам восточного макросклона Сихотэ-Алиня, по рекам Приморского края и рекам мира и те же показатели в водах из 4 источников, наиболее обогащенных РЗЭ

| Район | М-район | С-район | Восточный макросклон Сихотэ- Алиня [4] | Приморский край [4] | Мир [3] | М-район | | С-район | |
|-----------------|---------|---------|---|------------------------|---------|---------|--------|---------|--------|
| Образец | Среднее | Среднее | Среднее | Среднее | Среднее | № 1 | № 2 | № 3 | № 4 |
| pН | 5.9 | 6.7 | 7.1 | 6.7 | _ | 3.5 | 6.3 | 6.6 | 6.9 |
| M (mg/l) | 33.13 | 41.60 | 42.45 | _ | 85.10** | 87.05 | 69.71 | 36.91 | 70.34 |
| Y | 0.891 | 1.370 | 0.173 | 0.188 | Отс. | 4.925 | 6.047 | 3.372 | 10.630 |
| La | 0.744 | 1.521 | 0.078 | 0.086 | 0.120 | 3.553 | 5.907 | 1.683 | 19.420 |
| Ce | 1.545 | 3.410 | 0.072 | 0.099 | 0.262 | 8.248 | 13.550 | 3.442 | 45.270 |
| Pr | 0.227 | 0.394 | 0.024 | 0.025 | 0.040 | 1.047 | 1.367 | 0.722 | 4.469 |
| Nd | 0.969 | 1.536 | 0.106 | 0.111 | 0.152 | 4.343 | 5.387 | 3.326 | 16.080 |
| Sm | 0.224 | 0.320 | 0.027 | 0.027 | 0.036 | 0.888 | 1.117 | 0.844 | 2.929 |
| Eu | 0.026 | 0.035 | 0.006 | 0.007 | 0.010 | 0.135 | 0.119 | 0.088 | 0.308 |
| Gd | 0.235 | 0.320 | 0.028 | 0.028 | 0.040 | 1.059 | 1.216 | 0.813 | 2.824 |
| Tb | 0.034 | 0.047 | 0.004 | 0.004 | 0.006 | 0.155 | 0.178 | 0.122 | 0.397 |
| Dy | 0.191 | 0.273 | 0.022 | 0.021 | 0.030 | 0.886 | 1.016 | 0.714 | 2.136 |
| Но | 0.038 | 0.056 | 0.005 | 0.004 | 0.007 | 0.180 | 0.209 | 0.153 | 0.404 |
| Er | 0.110 | 0.174 | 0.014 | 0.012 | 0.020 | 0.507 | 0.609 | 0.496 | 1.150 |
| Tm | 0.016 | 0.027 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | 0.068 | 0.084 | 0.082 | 0.161 |
| Yb | 0.103 | 0.195 | 0.013 | 0.011 | 0.017 | 0.432 | 0.492 | 0.650 | 1.038 |
| Lu | 0.016 | 0.031 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.065 | 0.073 | 0.112 | 0.144 |
| Σ REE | 4.48 | 8.34 | 0.40 | 0.44 | 0.75 | 21.57 | 31.32 | 13.25 | 96.73 |
| LREE | 3.71 | 7.18 | 0.31 | 0.35 | 0.61 | 18.08 | 27.33 | 10.02 | 88.17 |
| HREE | 0.77 | 1.16 | 0.10 | 0.09 | 0.13 | 3.49 | 4.00 | 3.23 | 8.56 |
| LREE, % | 82.85 | 86.10 | 76.23 | 79.27 | 81.88 | 83.83 | 87.24 | 75.62 | 91.15 |
| HREE, % | 17.15 | 13.90 | 23.77 | 20.73 | 16.78 | 16.17 | 12.76 | 24.38 | 8.85 |
| Y/Ho | 23.46 | 24.34 | 37.34 | 47.07 | _ | 27.30 | 28.88 | 22.01 | 26.29 |
| Eu/Eu* | 0.52 | 0.50 | 1.03 | 1.07 | 1.16 | 0.62 | 0.46 | 0.48 | 0.49 |
| Ce/Ce* | 0.81 | 0.96 | 0.38 | 0.46 | 0.81 | 0.93 | 1.04 | 0.66 | 1.06 |
| Lan/Ybn | 0.70 | 0.76 | 0.69 | 0.74 | 0.68 | 0.80 | 1.16 | 0.25 | 1.81 |
| Lan/Smn | 0.59 | 0.85 | 0.55 | 0.57 | 0.59 | 0.71 | 0.94 | 0.36 | 1.18 |
| Smn/Ybn | 1.19 | 0.90 | 1.24 | 1.33 | 1.15 | 1.12 | 1.23 | 0.71 | 1.54 |
| LREEN/ HREEN | 0.51 | 0.58 | 0.43 | 0.44 | 0.46 | 0.51 | 0.64 | 0.31 | 0.84 |

Примечание. (*) и Nn — значения, нормированные к NASC. Σ REE — общая сумма; LREE — сумма легких; HREE — сумма тяжелых; Lan/Ybn — отношение, нормированное к стандартному северо-американскому сланцу; Eu/Eu* = 2Eu*/(Sm* + Gd*); Ce/Ce* = 2Ce*/(La* + Pr*); ** — по [6]; № 1, № 2, № 3, № 4 — пробы, наиболее обогащенные REE в M и S районах.

[7] у мышей при экспериментально вызываемых гомеостатических нарушениях в минеральном статусе организма. РЗЭ-стресс у диких животных пока нигде не выявлен, однако РЗЭ-элементозы выявлены у людей. В Индии доказана связь эндемических заболеваний сердечной мышцы (эндомиокардиальный фиброз — ЭМФ) у людей, пита-

ющихся растительной пищей на монацит-содержащих почвах с высокими содержаниями РЗЭ [8]. Аналогичные исследования по ЭМФ в Уганде показали, что РЗЭ содержатся во вторичных РЗЭ-минералах [9]. Самая неблагоприятная территория по ЭМФ выявлена в Африке, у оз. Виктория, в зоне влияния африканского рифта, где

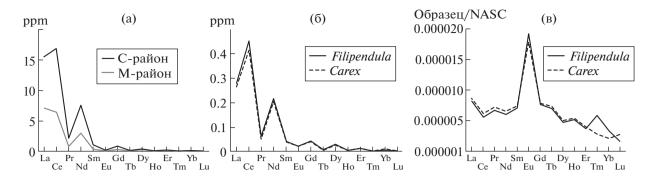


Рис. 2. Средние содержания РЗЭ в листьях растений М- и С-районов: a - b папоротниках; b - b осоках (*Carex* spp.) и лабазнике (*Filipendula palmata*); b - b NASC-нормированные средние значения в осоках и лабазнике.

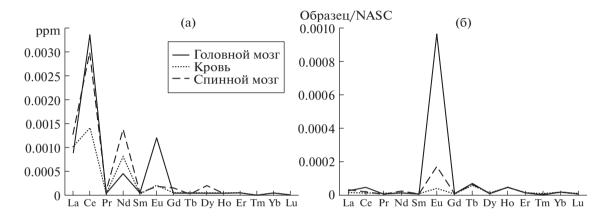


Рис. 3. Профили содержаний РЗЭ в тканях головного мозга, крови и спинного мозга благородного оленя из С-района (а), и профили NASC-нормированных значений в тех же пробах (б).

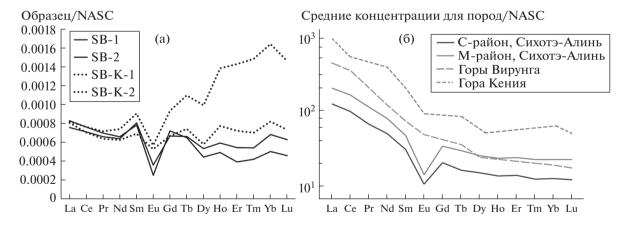


Рис. 4. а — профили NASC-нормированных валовых содержаний P3Э в поедаемых глинисто-цеолитовых породах (SB-1 и SB-2) и минералогически идентичных копролитах благородного оленя (SB-K-1 и SB-K-2); б — профили хондрит-нормированных (по Sun, McDonough, 1989) средних концентраций P3Э в поедаемых породах Сихотэ-Алиня, в горах Вирунга (по [11]) и на г. Кения (по [12]).

распространены вулканические породы с высокой концентрацией РЗЭ. В этих же районах распространена геофагия среди людей [10] и у животных в вулканических горах Вирунга [11], на го-

ре-вулкане Кения [12] и в кратере Нгоронгоро [13]. При этом концентрация РЗЭ в породах, потребляемых животными значительно выше, чем в Сихотэ-Алине (см. рис. 4б), а наличие доступных

форм Na в 10-100 раз меньше (концентрация Na там сопоставима со средней в почвах).

Таким образом, удалось выяснить, что районы Сихотэ-Алиня, где проявлена геофагия у животных, являются аномальными по концентрации РЗЭ практически во всех ландшафтных компонентах. Потребляемые горные породы действуют на организм как поставщики Na и как сорбенты ТРЗЭ. Факты высокой концентрации РЗЭ при почти отсутствии Na в поедаемых породах на территории Африки [11, 12] позволяют сделать вывод, что главная причина геофагии напрямую связана с РЗЭ.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке грантов $PH\Phi$ (№ 20-64-47005 и 20-64-47021).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Stockstad D.S., Morris M.S., Lory E.C. Chemical Characteristics of Natural Licks Used by Big Game Animals in estern Montana // Transactions of the North American Wildlife and Natural Resources Conference. 1953. V. 18. P. 247–257.
- Паничев А.М. Литофагия: причины феномена // Природа. 2016. № 4. С. 25–35.
- 3. *Gaillardet J., Viers J., Dupre B.* Trace Elements in Rivers Waters // Treasure on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier Pergamon. 2004. V. 5. P. 225–272.
- 4. *Bax E.A.* Геохимия редкоземельных элементов в природных и техногенных водах юга Дальнего Востока России. Владивосток: Дальневост. федерал. ун-т, 2014. 168 с.

- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.
 The "North American Shale Composite"; Its Compilation, Major and Trace Element Characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. P. 2469–2482.
- 6. *Meybeck M.* Global Occurrence of Major Elements in Rivers // Surface and ground water, weathering and soils. Treatise of Geochemistry. Eds. *H.D. Holland, K.K. Turekian*: Elsevier. 2004. V. 5. P. 207–223.
- 7. Burchfield S.R., Elich M.S., Woods S.C. Geophagia in Response to Stress and Arthritis // Physiology & Behavior. 1977. V. 19. № 22. P. 265–267.
- 8. *Kutty R.V., Abraham S., Kartha C.C.* Geographical Distribution of Endomyocardial Fibrosis in South Kerala // International Epidemiological Association. 1996. V. 25. № 6. P. 1220–1207.
- 9. Smith B., Chenery S.R.N., Cook J.M., et al. Geochemical and Environmental Factors Controlling Exposure to Cerium and Magnesium in Uganda // J. Geochem. Explor. 1998. V. 65. № 1. P. 1–15.
- 10. Anell B., Lagercrantz S. Gefagical Customs // Stud. ethnogr. upsal. 1958. V. 17. 98 p.
- 11. *Mahaney W.C., Watts D., Hancock R.G.V.* Geophagia by Mountain Gorillas (Gorilla gorilla beringei) in the Virunga Mountains, Rwanda // Primates. 1990. V. 31. № 1. P. 113–120.
- 12. *Mahaney W.C., Hancock R.G.V.* Geochemical Analysis of African Buffalo Geophagic Sites and Dung on Mount Kenya, East Africa // Mammalia. 1990. V. 54. № 1. P. 25–32.
- 13. *Mills A., Milewski A.* Geophagy and Nutrient Supplementation in the Ngorongoro Conservation Area, Tanzania, with Particular Reference to Selenium, Cobalt and Molybdenum // J. Zool. 2007. V. 271. P. 110–118.

RARE EARTH ELEMENTS AS A CAUSAL FACTOR OF THE GEOPHAGY AMONG HERBIVOROUS ANIMALS

A. M. Panichev^{a, #}, N. V. Baranovskaya^b, I. Ju. Chekryzhov^c, I. V. Seryodkin^a, E. A. Vakh^a, and A. Belyanovskaya^b

^a Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

^b Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russian Federation

^c Far East Geological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

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

[#]E-mail: sikhote@mail.ru

Presented by Academician of the RAS P.Ya. Baklanov March 16, 2021

Major geological-hydrogeochemical studies were realized for the first time in two areas of Sikhote-Alin (Primorsky Territory), where geophagy among wild ungulates is massively manifested. Mineral and chemical compositions of rocks, the chemical composition of surface and spring waters and vegetation, and biological tissues of red deer (*Cervus elaphus*) were collected in the research areas. It is concluded that geophagy of animals develops in landscapes on volcanic rocks with high concentrations of mobile forms of rare earth elements. The eating of vegetation with high concentrations of such elements can cause metabolic disorders of the body, accompanied by a stress response. Considering the published data on geophagy among animals in Africa, it is suggested that the main reason for eating clay rocks is to regulate the concentration and ratio of rare-earth elements in the body with the help of mineral sorbents, which can also be enriched with available forms of sodium for animals.

Keywords: geofagia, mammals, rare earth elements, sodium