СОДЕРЖАНИЕ

Том 498, номер 2, 2021

ГЕОЛОГИЯ

Этапы тектоно-магматической активизации в зоне сочленения Сибирской платформы и Таннуольско-Хамсаринского сегмента ЦАСП (по результатам U–Pb-изотопных исследований)

С. И. Школьник, Е. Ф. Летникова, Л. З. Резницкий, А. В. Иванов, А. И. Прошенкин 115

Находка динозавра на Южном Урале

А. О. Аверьянов, Н. Г. Зверьков, А. В. Никифоров 121

Палеомагнетизм ордовикских и раннекарбоновых геологических комплексов Тувы

Д. В. Коваленко, М. В. Бузина, К. В. Лобанов 124

Идентификационные признаки переходного и промежуточного слоев в полигональных торфяниках севера Западной Сибири

Е. С. Королева, Е. А. Слагода, В. П. Мельников, Е. А. Бабкина, А. В. Хомутов, О. Л. Опокина, М. М. Данько, Я. В. Тихонравова 131

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первые данные по изотопному U–Pb-возрасту циркона (метод LA–ICP–MS) из лейкократовых гранитов Mo–W-месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия)

С. Г. Соловьев, С. Г. Кряжев, Д. В. Семенова, Ю. А. Калинин, Н. С. Бортников 138

ГЕОХИМИЯ

Экспериментальные исследования растворимости фенакита в щелочно-гранитоидных расплавах

Б. Б. Дамдинов, Н. И. Сук, А. Р. Котельников, Л. Б. Дамдинова, В. Б. Хубанов 146

МИНЕРАЛОГИЯ

О природе минералов платиноидов из золотых россыпей Южного Сихотэ-Алиня (Приморье)

В. В. Иванов, А. И. Ханчук, Л. Г. Колесова 152

ГЕОФИЗИКА

Волновые возмущения в приземной атмосфере при магнитных бурях

А. А. Спивак, Ю. С. Рыбнов, С. А. Рябова, В. А. Харламов 158

Новый палеомагнитный полюс для позднего ордовика Сибири и кинематика Сибирской платформы на временном интервале ~505–405 млн лет назад

В. Э. Павлов, А. М. Пасенко, А. В. Дронов, И. В. Федюкин 163

ОКЕАНОЛОГИЯ

Особенности формирования импульсных характеристик волноводов при дальнем распространении акустических сигналов в подводных звуковых каналах

В. А. Акуличев, А. В. Буренин, Е. А. Войтенко, М. С. Лебедев, Ю. Н. Моргунов, А. А. Тагильцев 171

Рост штормовой активности в Карском море с 1979 по 2019 г. по данным моделирования

С. А. Мысленков, В. С. Платонов, К. П. Сильвестрова, С. А. Добролюбов 175

ГЕОГРАФИЯ

Оценка лавинной опасности в низкогорье на примере норильской лавинной катастрофы в январе 2021 г.

В. А. Лобкина, Ю. В. Генсиоровский, А. А. Музыченко 183

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Масштабный перенос техногенных радионуклидов по течению реки Енисей во время экстремального паводка 1966 г.

А. Я. Болсуновский, Д. В. Дементьев, В. И. Вахрушев 189

Радиоэкологическое состояние почвенного покрова территории Новой Москвы

А. С. Гусева, В. А. Петров, С. А. Устинов 195

Тепловое поле скважинного хранилища радиоактивных отходов

С. В. Юдинцев, В. И. Мальковский, М. Ю. Каленова 202

CONTENTS

Vol. 498, no. 2, 2021

GEOLOGY

Stages of Tectono-Magmatic Activity in the Border Zone of the Siberian Platform and Tannuola-Khamsara Segment of the CAFB (According to the Results of U–Pb Isotope Studies)

S. I. Shkolnik, E. F. Letnikova, L. Z. Reznitskii, A. V. Ivanov, and A. I. Proshenkin 115

A Finding of a Dinosaur on South Urals

A. O. Averianov, N. G. Zverkov, and A. V Nikiforov 121

Paleomagnetism of Ordovician and Early Carboniferous Geological Complexes of Tuva

D. V. Kovalenko, M. V. Buzina, and K. V. Lobanov 124

Identification Features of the Transition and Intermediate Layers in Polygonal Peatlands of the North of West Siberia

E. S. Koroleva, E. A. Slagoda, V. P. Melnikov, E. A. Babkina, A. V. Khomutov, M. M. Danko, and Ya. V Tikhonravova 131

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

First Data on Isotopic Zircon U–Pb Age (LA-ICP-MS Method) of the Leucocratic Granite 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 138

GEOCHEMISTRY

Experimental Studies of Phenakite Solubility in Alkaline Granitoid Melts

B. B. Damdinov, N. I. Suk, A. R. Kotelnikov, L. B. Damdinova, and V. B. Khubanov 146

MINERALOGY

About the Nature of Platinoid Minerals from Gold Placers of Southern Sikhote-Alin (Primorye)

V. V. Ivanov, A. I. Khanchuk, and L. G. Kolesova 152

GEOPHYSICS

Wave Disturbances in the Near-Surface Atmosphere During Magnetic Storms

A. A. Spivak, Yu. S. Rybnov, S. A. Riabova, and V. A. Kharlamov 158

A New Late Ordovican Paleomagnetic Pole for Siberia and Kinematics of the Siberian Platform at the Time Interval ~505–405 ma

V. E. Pavlov, A. M. Pasenko, A. V. Dronov, and I. V. Fedyukin 163

OCEANOLOGY

Features of the Formation of Pulse Characteristics of Waveguide During a Long Propagation of Acoustic Signals in Underwater Sound Channels

V. A. Akulichev, A. V. Burenin, E. A. Voytenko, M. S. Lebedev, Yu. N. Morgunov, and A. A. Tagiltsev 171

Increasing Storm Activity in the Kara Sea from 1979 to 2019 Based on Wave Modeling Data

S. A. Myslenkov, V. S. Platonov, K. P. Silvestrova, and S. A. Dobrolyubov 175

GEOGRAPHY

An Avalanche Hazard Assessment in Low Mountains, Based on the Example of the January 2021 Norilsk Avalanche Disaster

V. A. Lobkina, Yu. V. Gensiorovskiy, and A. A. Muzychenko 183

GEOECOLOGY

Transport of Artificial Radionuclides over Long Distances Downstream the Yenisei River During the 1966 Extreme Flood Event

A. Ya. Bolsunovsky, D. V. Dementyev, and V. I. Vakhrushev 189

Radioecological State of Soil Cover of New Moscow Territory

A. S. Guseva, V. A. Petrov, and S. A. Ustinov 195

Heat Field Around a Borehole Repository of Radioactive Waste

S. V. Yudintsev, V. I. Malkovsky, and M. Yu. Kalenova 202

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 115–120

ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.3+551.2

ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОГО СЕГМЕНТА ЦАСП (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U–Pb-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

© 2021 г. С. И. Школьник[1,*], Е. Ф. Летникова[2], Л. З. Резницкий[1], А. В. Иванов[2], А. И. Прошенкин[2]

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 03.03.2021 г.
Поступило 05.03.2021 г.
После доработки 09.03.2021 г.
Принято к публикации 10.03.2021 г.

На основе датирования метаморфических и магматических пород северо-восточной части Хамсаринского террейна установлены основные этапы тектоно-магматической активизации на границе двух крупных структур – Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и Сибирского кратона. Формирование инициальных вулканогенно-осадочных образований этого террейна, фиксирующих окраинно-континентальный этап развития, происходило в возрастном интервале 680–640 млн лет. Возраст аккреционно-коллизионных событий в примыкающем к Сибирской платформе фрагменте ЦАСП фиксируется внедрением постколлизионных гранитоидов с возрастом 480 млн лет. Последующие проявления ордовикского внутриплитного вулканизма (464–462 млн лет) связываются с процессами распада коллизионного орогена в условиях начинающегося рифтогенеза. Еще один этап развития этого блока связан также с процессами внутриконтинентального растяжения и представлен позднепалеозойским базитовым магматизмом с возрастом 267 млн лет. Впервые установленные проявления рифтогенных процессов разного возрастного уровня в пределах рассматриваемого фрагмента ЦАСП связываются с его расположением на границе крупных внутриконтинентальных структур, разделенных разломами, сохраняющими свою активность на протяжении длительного времени.

Ключевые слова: Таннуольско-Хамсаринская островодужная система, Хамсаринский террейн, осадочно-вулканогенные толщи, U–Pb-изотопные исследования

DOI: 10.31857/S2686739721060141

Таннуольско-Хамсаринский сегмент является крайним восточным фрагментом крупной Кузнецко-Тувинской или Тувино-Монгольской островодужной системы, существовавшей в Палеоазиатском океане в венде-кембрии ([1] и др.). В свою очередь Таннуольско-Хамсаринская островодужная система разделяется на Хамсаринскую и Таннуольскую зоны, которые могут считаться террейнами [1–3]. Изотопно-геохронологические данные для Таннуольско-Хамсаринского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса немногочисленны и получены, преимущественно, для пород Таннуольской зоны. Для габброидов офиолитового комплекса инициальной стадии развития системы установлен возраст 578.1 ± ± 5.6 млн лет [4], а в целом, этапы кислого и основного островодужного магматизма оцениваются временными диапазонами 570–560, 540–520 млн лет [5, 6]. В Хамсаринской зоне установлен ордовикский возраст практически неметаморфизованных вулканитов хамсаринской свиты, с несогласием перекрывающей докембрийские слоистые толщи террейна и маркирующих границу различающихся этапов в геологическом развитии региона [7]. С этим же временным интервалом 450–460 млн лет связаны вулканиты кендейской свиты юго-западной части Таннуольского блока [6].

Цель настоящей статьи – установить возрастные диапазоны формирования инициальных отложений островодужных комплексов Хамсаринского террейна и последующих этапов тектоно-

[1] *Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*
[2] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
**E-mail: sink@crust.irk.ru*

магматической активизации в исследуемой части ЦАСП, имеющие существенное значение для расшифровки эволюционной истории и реконструкции палеогеодинамических событий на границе с Сибирским кратоном.

В строении восточной части Хамсаринского террейна, представляющей собой узкий клин между Сибирской платформой и Тувино-Монгольским микроконтинентом (ТММ), ограниченной Главным Саянским и Азасско-Жомболокским разломами, принимают участие ряд предположительно докембрийских свит (шутхулайская, балыктыгхемская и монгошинская), сложенных в разной степени метаморфизованными пара- и ортопородами и несогласно перекрывающихся существенно вулканогенной, практически неметаморфизованной хамсаринской свитой [3]. В Хамсаринском террейне названия шутхулайской и монгошинской толщ даны по сходству литотипов пород и фрагментов разреза с одноименными толщами ТММ. В пределах террейна широко проявлен палеозойский гранитоидный магматизм, который соотносят, преимущественно, с огнитским и таннуольским комплексами.

Датирование метаморфических пород и гранитоидов огнитского комплекса проводилось методом LA–ICP–MS в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Наиболее древние породы Хамсаринского террейна выделены в шутхулайскую свиту и представлены преимущественно метабазальтами и метаандезитами, по геохимическим особенностям сопоставимыми с породами, сформированными в субдукционной обстановке. Из разреза этой свиты в верховьях р. Обтой (рис. 1) была отобрана проба амфибол-биотитового гнейса (ОК-52/16, 52°49′59.8″ с.ш.; 99°29′10.7″ в.д.). Проанализированные 57 зерен циркона показали конкордантные значения возраста (степень дискордантности ±5%), которые использовались при построении гистограмм и диаграмм плотностей вероятности распределения возрастов. На диаграмме (рис. 2) четко обозначились две сближенные группы зерен циркона неопротерозойского возраста с пиками 720 и 790 млн лет. Конкордантные возрасты самой молодой группы зерен циркона группируются в интервале от 660 до 680 млн лет.

По циркону из метатерригенных пород монгошинской свиты (проба ОК-42, 52°47′51.2″ с.ш.; 99°47′34.4″ в.д.), подстилающей хамсаринскую, было получено 69 конкордантных значений возраста. Самые молодые значения возраста цирконов (5 зерен) с пиком на 640 млн лет указывают, что накопление пород свиты происходило не ранее этого времени (рис. 2). Для второй популяции детритовых зерен циркона из метаосадков свиты характерен более широкий диапазон возрастов – от 740 до 960 млн лет, с пиком, как и вышележащей толще, на 790 млн лет.

Полученные данные показывают, что одноименные осадочно-вулканогенные толщи в пределах ТММ и Хамсаринского блока являются разновозрастными и не являются стратиграфическими аналогами. Так, для терригенных образований ТММ серия наиболее молодых возрастов детритовых зерен циркона ограничена рубежом 750–780 млн лет, а время седиментации этих пород происходило не моложе 750 млн лет на основании данных о возрасте прорывающих их силлов [8]. Выделяемые под тем же названием осадочно-вулканогенные толщи Хамсаринского террейна накапливались не древнее 640–680 млн лет.

Постметаморфический этап развития этого блока установлен на основе изучения гранитоидов, условно относимых к огнитскому комплексу (ОК-86/2 р. Мундорга, 52°51′36.4″ с.ш.; 99°55′30.8″ в.д., точка 5 на рис. 1). Здесь эти интрузивные образования внедрились в метаморфизованные отложения монгошинской свиты и имеют возраст 480 млн лет (рис. 2). По своим геохимическим характеристикам их можно отнести к породам, сформированным в постколлизионную стадию.

Ранее нами был установлен возраст кислых эффузивов хамсаринской свиты (р. Сайлаг), который по данным U–Pb-датирования (SIMS) по зернам циркона из двух проб отвечает 463.9 ± 2.8 и 461.7 ± 3.1 млн лет [7]. Образование эффузивов не связано с субдукционной историей развития террейна, а происходило после коллизии во внутриплитных условиях.

К хамсаринской свите традиционно относятся также основные вулканиты, которые слагают блоки, обособленные от выходов кислых пород. Из пробы (ОК-43/4, 52°51′45.4″ с.ш.; 99°55′37.1″ в.д.) зеленокаменно измененных пород андезибазальтового состава был выделен циркон, U–Pb-датирование которого было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Полученные точки анализов на диаграмме образуют конкордантный кластер с возрастом 267.4 ± 2.8 млн лет (рис. 3). Исходя из полученных данных, андезибазальты ошибочно отнесены к породам хамсаринской свиты. Они фиксируют более поздний этап развития Хамсаринского блока, который также связан с процессами внутриконтинентального растяжения, но происходившими в позднепалеозойское время, как в пределах ЦАСП ([9] и др.), так и прилегающих образованиях Сибирского кратона ([10] и др.).

Таким образом, возрастной рубеж 680–640 млн лет, отвечающий инициальному субдукционному вулканизму Хамсаринского террейна, до настоящего времени не был зафиксирован ни в прилега-

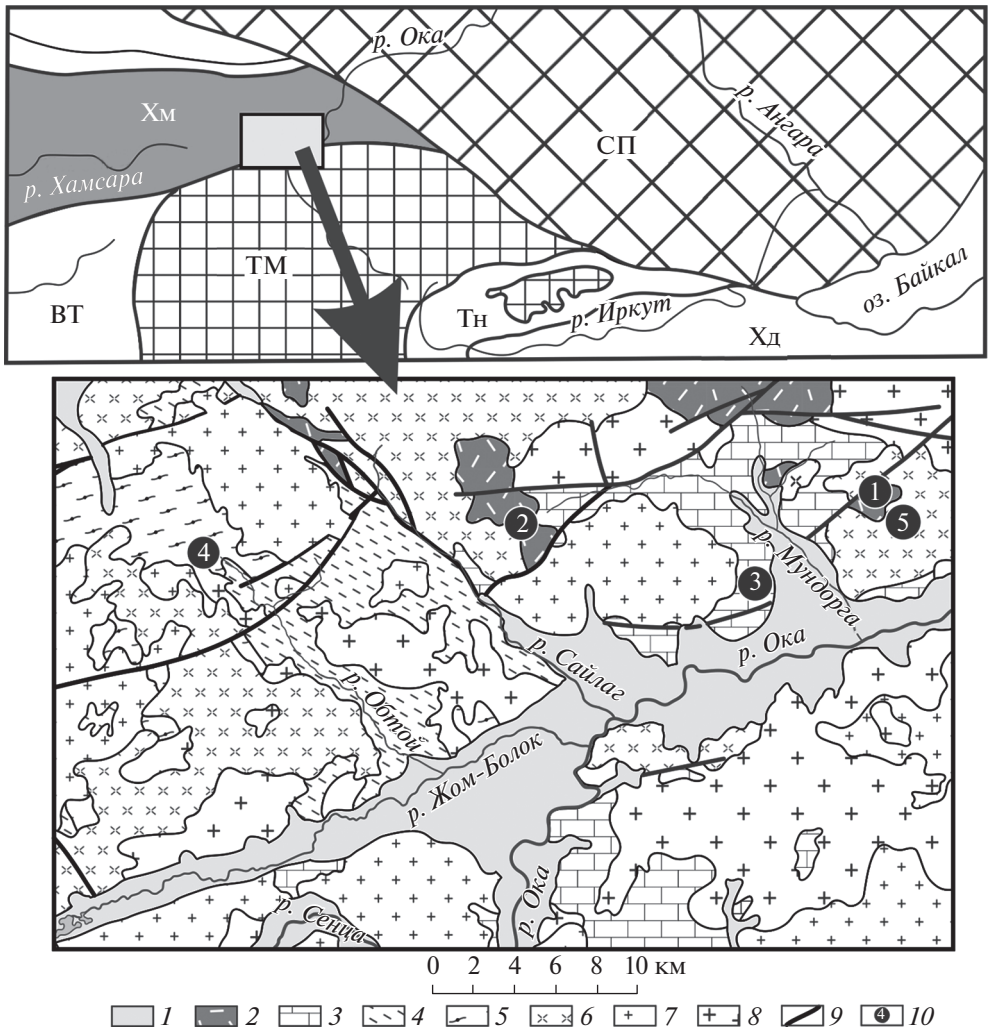

Рис. 1. Схема террейнов Байкал-Хубсугульского региона (с использованием данных А.Б. Кузьмичева [2] и А.А. Монгуша [3]) и схематизированная геологическая карта района рек Ока и Жомболок, на основе карты м-ба 1 : 200000. *1* – кайнозойские отложения, *2* – хамсаринская свита, *3* – монгошинская свита, *4* – балыктыгхемская свита, *5* – шутхулайская свита, *6* – гранитоиды огнитского комплекса, *7* – гранитоиды таннуольского комплекса, *8* – протерозойские гранитоиды, *9* – разломы, *10* – места отбора проб для изотопного датирования.

ющей части ТММ, ни в пределах самой Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. В то время как поздние события, связанные с ранне- и позднепалеозойским рифтогенезом, типичны как для Таннуольско-Хамсаринской зоны [9, 11], так и для ТММ [12, 13]. Присутствие в вулканогенных породах основания Хамсаринского террейна значительного количества отнесенных к ксеногенным зерен циркона неопротерозойского возраста (рис. 2) указывает на то, что формирование пород шутхулайской свиты происходило уже на сформированной коре, где в интервале 720–790 млн лет широко были проявлены процессы тектоно-магматической активизации. Это свидетельствует о заложении Хамсаринского блока в раннем неопротерозое, значительно древнее, чем становление Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. Завершение аккреционно-коллизионных событий в примыкающем к Сибирской платформе фрагменте складчатого пояса фиксируется внедрением гранитоидов условно огнитского комплекса с возрастом 480 млн лет. Кислые эффузивы возрастного диапазона 464–462 млн лет по микроэлементному составу существенно отличаются от гранитоидов огнитского комплекса, а их формирование связано с постколлизионной историей развития этого сегмента ЦАСП. Проведенные исследования вносят существенные коррективы в хронологию стратификации осадочно-вулканогенных последовательностей этого фрагмента Хамсаринского блока и не находят аналогий в проявлении общих тектоно-магматических событий с прилегающими блоками.

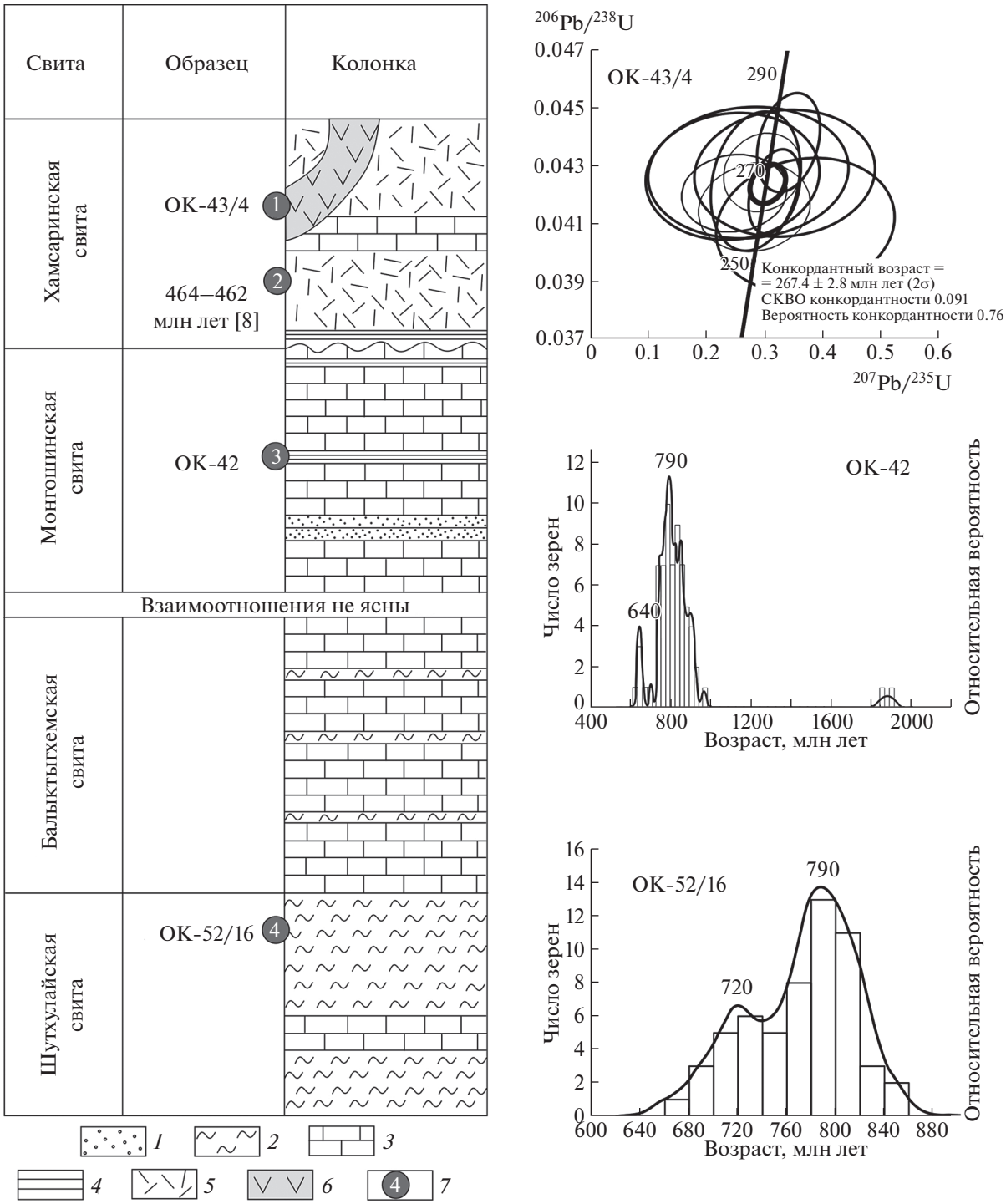

Рис. 2. Результаты U–Pb изотопных исследований. *1* – горизонты алевролитов, песчаников; *2* – амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы; *3* – мраморизованные известняки, горизонты графитистых мраморов; *4* – биотитовые, биотит-амфиболовые сланцы; *5* – эффузивы кислого, среднего состава и их туфы; *6* – эффузивы основного состава; *7* – места отбора проб для U–Pb-изотопного анализа.

Установленные проявления рифтогенных процессов разного возрастного уровня в пределах рассматриваемого террейна могут быть связаны с его положением вблизи границы раздела платформенной и складчатой областей. Их развитие в зонах активизации основных тектонических швов – Главного Саянского разлома и разломов, ограничивающих докембрийские структуры (массивы) складчатого обрамления, сохраняется вплоть до кайнозоя и связывается с различными событи-

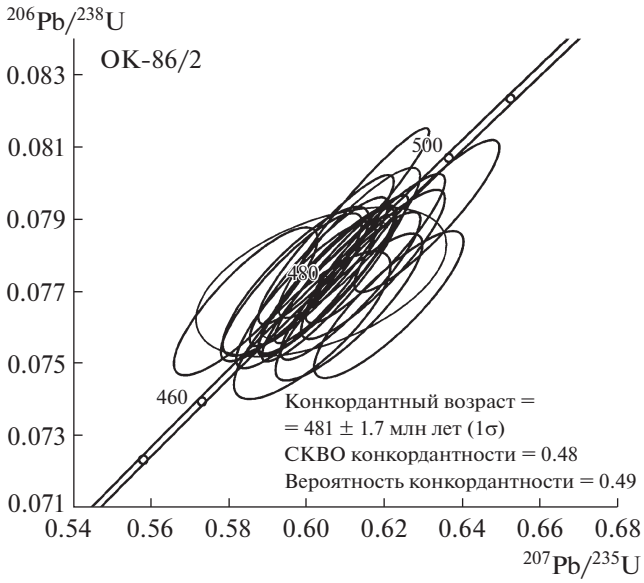

Рис. 3. Диаграмма с конкордией для зерен циркона из гранитоидов (OK-86/2) огнитского комплекса Хамсаринского террейна.

ями [14]. Позднепалеозойский базитовый магматизм, проявленный как в пределах южного фланга Сибирского кратона, так и в прилегающих образованиях складчатого пояса может быть связан как с процессами внутриконтинентального растяжения, в тылу активной окраины Сибирского континента на фоне субдукции под нее коры Монголо-Охотского океана [10], так и с типичным для рифтов базит-щелочногранитным мантийным плюмовым магматизмом [9].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 20-05-00560 и государственного задания ИЗК СО РАН и ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
2. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004.
3. *Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А.* Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
4. *Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В.* Офиолиты Западной Тувы – фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 796–802.
5. *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
6. *Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. № 5. С. 641–665.
7. *Школьник С.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф., Х Хе, Х. Ю, Ю. Ли, Вишневская И.А., Бараш И.Г.* Среднеордовикские эффузивы Хамсаринского террейна (Тува) как индикаторный комплекс // Геология и геофизика. 2017. № 9. С. 1298–1313.
8. *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
9. *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.
10. *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Ухова Н.А.* Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1222–1239.
11. *Vetrov E., De Grave J., Vetrova N., Zhimulev F., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.* Tectonic History of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from Multi-method Geochronology // Minerals. V. 10. P. 2–22.
12. *Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скопинцев В.Г., Саранина Е.В., Ильясова А.М., Сизых Ю.И.* Позднепалеозойские субщелочные и редкометальные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (геохимические характеристики и Rb-Sr-изотопная систематика) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1133–1144.
13. *Никифоров А.В., Ярмолюк В.В.* Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогольского и Хушагольского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2007. Т. 412. № 1. С. 81–86.
14. *Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.* Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 1997. Т. 353. № 6. С. 789–792.

STAGES OF TECTONO-MAGMATIC ACTIVITY IN THE BORDER ZONE OF THE SIBERIAN PLATFORM AND TANNUOLA-KHAMSARA SEGMENT OF THE CAFB (ACCORDING TO THE RESULTS OF U–Pb ISOTOPE STUDIES)

S. I. Shkolnik[a,#], E. F. Letnikova[b], L. Z. Reznitskii[a], A. V. Ivanov[b], and A. I. Proshenkin[b]

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

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

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

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmolyuk March 3, 2021

Based on the dating of metamorphic and igneous rocks of the northeastern part of the Khamsara terrane, the main stages of tectono-magmatic activity at the border of two large structures – the Central Asian fold belt (CAFB) and the Siberian craton – have been established. The formation of the initial volcanogenic-sedimentary formations of this terrane, which mark the continental-marginal stage of development, took place in the age of 680–640 Ma. The age of accretion-collisional events in the CAFB fragment adjacent to the Siberian platform is fixed by the intrusion of postcollisional granitoids with an age of 480 Ma. Subsequent manifestations of Ordovician intraplate volcanism (464–462 Ma) are associated with the decay of the collisional orogen under the conditions of incipient rifting. Another stage in the development of this block is also associated with the processes of intracontinental extension and is represented by Late Paleozoic basic volcanism with an age of 267 Ma. The first established manifestations of rifting processes of different age levels within the considered fragment of the CAFB are associated with its location on the border of large inland structures separated by faults that retain their activity for a long time.

Keywords: Tannuola-Khamsara island arc system, Khamsara terrane, volcanogenic and sedimentary rocks, zircon U–Pb dating

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 121–123

ГЕОЛОГИЯ

УДК 568.193: 551.763.3(470.5)

НАХОДКА ДИНОЗАВРА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2021 г. А. О. Аверьянов[1,*], Н. Г. Зверьков[2,3], А. В. Никифоров[4]

Представлено академиком РАН А.В. Лопатиным 05.03.2021 г.
Поступило 06.03.2021 г.
После доработки 09.03.2021 г.
Принято к публикации 09.03.2021 г.

Из верхнемеловых (нижний кампан) прибрежно-морских отложений в Ижбердинском карьере, расположенном на территории Губерлинских гор близ г. Орск (Оренбургская область), описан хвостовой позвонок динозавра Iguanodontia indet., характеризующийся прямоугольным с латеральной стороны телом позвонка и поперечными отростками, расположенными на линии сочленения тела позвонка и невральной дуги. Это вторая находка динозавра в регионе. Описанный ранее грудной позвонок динозавра из верхнемеловых отложений Губерлинских гор (Боголюбов, 1912) был первой находкой динозавров в России. Хвостовой позвонок из Ижбердинского карьера принадлежал динозавру длиной около 5 м, что может свидетельствовать об отсутствии эффекта островной изоляции у динозавров, живших на крупных островах Тургайского пролива в позднем мелу.

Ключевые слова: динозавры, поздний мел, Урал, Россия

DOI: 10.31857/S2686739721060049

Фауна динозавров, живших по берегам Тургайского пролива в позднемеловую эпоху, известна очень неполно. Имеется местонахождение Шах-Шах в бостобинской свите (сантон-кампан) на южном побережье Тургайского пролива в Западном Казахстане с богатым комплексом динозавров [1] (рис. 1). Фрагментарные остатки орнитопод и теропод известны из аятской свиты близ с. Журавлевка в Северном Казахстане [2] (рис. 2). В 1912 г. Н.Н. Боголюбов сообщил о находке геологом П.С. Назаровым в 1890-х годах фрагментарного грудного позвонка динозавра в верхнемеловых морских отложениях Губерлинских гор северо-западнее г. Орск Оренбургской области [3]. Это была первая опубликованная находка динозавра в России. Данная находка относилась к анкилозаврам [3, 4], но грудные позвонки со схожими пропорциями известны и для орнитопод [5]. Новая находка динозавра в Оренбургской области сделана в морских отложениях нижнего кампана, вскрытых в Ижбердинском карьере близ г. Орск в Гайском районе Оренбургской области (также на Губерлинских горах), в результате раскопок клуба юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, проводимых начиная с 2012 г. Эта находка представляет собой тело хвостового позвонка (рис. 2), который можно уверенно отнести к орнитоподам. Описанный экземпляр хранится в Орском школьном минералогическом музее при Дворце пионеров и школьников г. Орска (ОШММ № 403).

Экз. ОШММ № 403 представляет собой тело переднего хвостового позвонка, поскольку на нем имеются поперечные отростки. Позвонок амфицельный, с вогнутыми передней и задней сочленовными поверхностями (задняя поверхность более вогнутая, чем передняя). Ширина обоих сочленовных поверхностей уменьшается в вентральном направлении. При взгляде сбоку тело позвонка почти прямоугольной формы с параллельными передней и задней сочленовными поверхностями. Боковая поверхность тела позвонка слабовогнутая. На вентральной стороне имеются крупные передние и задние фасетки шевронов (задние фасетки заметно больше по размеру). Колатеральные фасетки соединены между собой. Вентральная поверхность тела позвонка плоская, ограничена по бокам слабо выраженными гребнями. С латеральной стороны вентральная поверхность тела позвонка глубоко вогнута между фасетками шевронов. Поперечный отросток расположен на линии соединения тела позвонка и невральной дуги и занимает почти

[1] *Зоологический институт Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Палеонтологический институт им А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия*
[3] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[4] *Клуб юных геологов-экологов им Г.А. Сопоцько, Орск, Россия*
**E-mail: dzharakuduk@mail.ru*

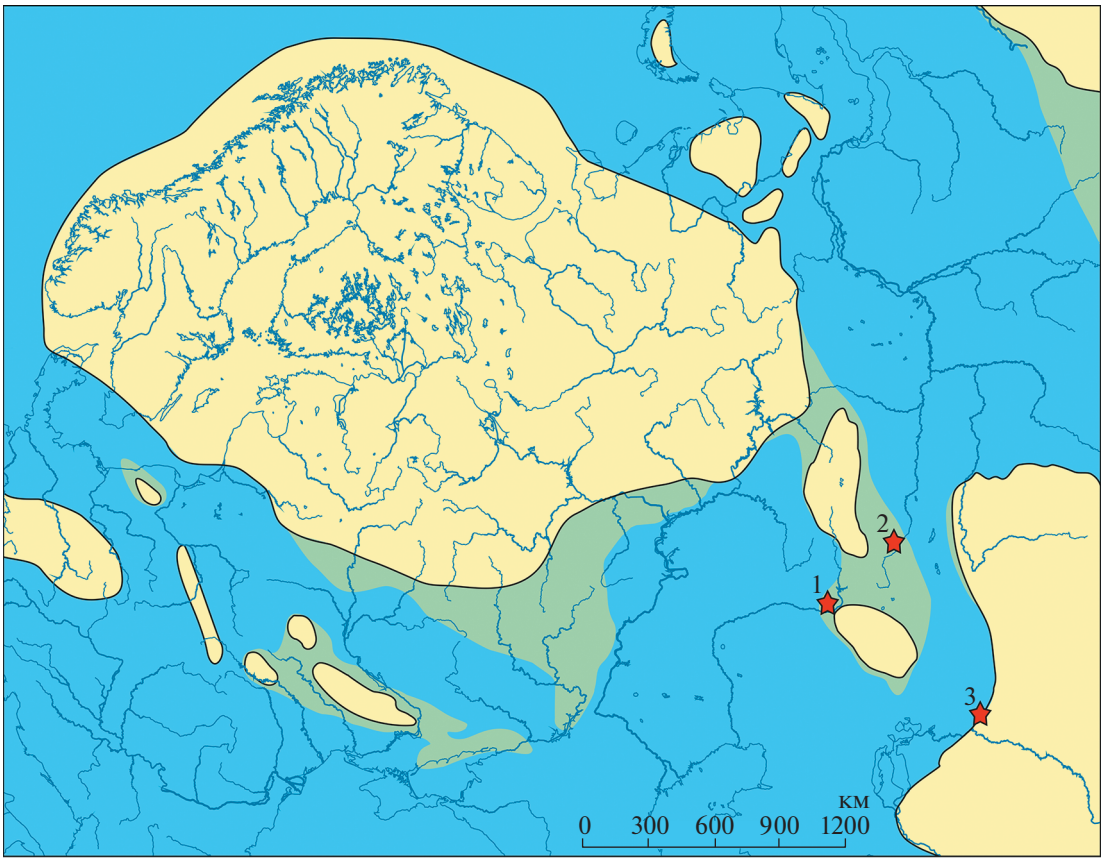

Рис. 1. Палеогеографическая карта раннего кампана (поздний мел) с местонахождениями динозавров в районе Тургайского пролива: 1 – Ижберда; 2 – Журавлевка; 3 – Шах-Шах.

всю его длину. Поперечные отростки короткие. Невральная дуга занимает большую часть тела позвонка (больше отступает от заднего края, чем от переднего). Невральный канал расширяется кзади.

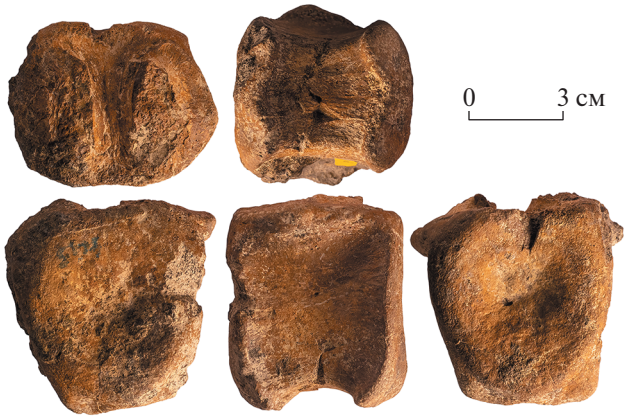

Рис. 2. Iguanodontia indet., ОШММ № 403, тело переднего хвостового позвонка сверху, снизу, спереди, сбоку и сзади; Ижберда, Оренбургская область, Россия; верхний мел (нижний кампан).

Ширина передней сочленовной поверхности 60 мм, высота – 62 мм, ширина задней сочленовной поверхности – 55 мм, высота – 58 мм, длина тела позвонка по вентральной поверхности – 54 мм.

Сравнительно высокое, прямоугольное сбоку тело позвонка и поперечный отросток, расположенный на линии соединения тела позвонка и невральной дуги, позволяют отнести экз. ОШММ № 403 к орнитоподам клады Iguanodontia [6]. У многих базальных орнитопод, включая эндемичных для позднего мела Западной Европы Rhabdodontidae, поперечные отростки передних хвостовых позвонков расположены на теле позвонка, вентральнее шва между телом позвонка и невральной дугой [7–10]. Сходные с экз. ОШММ № 403 по пропорциям тела позвонка хвостовые позвонки орнитопод известны, например, из яловачской свиты (ранний сантон) местонахождения Кансай в Таджикистане ([11]: табл. 9, рис. 7). Экз. ОШММ № 403 принадлежал взрослому животному, поскольку невральная дуга полностью срослась с телом позвонка. Судя по размеру позвонков хвостового отдела орнитопод, известных по целым скелетам, это был динозавр среднего размера, около 5 м в длину.

Фрагментарный позвонок динозавра из Губерлинских гор, описанный Н.Н. Боголюбовым [3], без достаточных оснований относился к морским рептилиям [12]. Новая находка позвонка в Ижбердинском карьере подтверждает существование динозавров на больших островах Тургайского пролива в позднем мелу (рис. 1). Пока не известно, насколько эндемичной была фауна динозавров этих островов. Сравнительно крупные размеры ижбердинского орнитопода свидетельствуют об отсутствии эффекта островной изоляции, при которой крупные животные уменьшаются в размерах. Это может быть связано как с большими размерами острова, так и с недавним заселением острова этой группой динозавров.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Российским научным фондом (проект 19-14-00020). Работа А.О. Аверьянова выполнена в рамках государственного задания Зоологического института РАН (проект АААА-А19-119032590102-7). Работа Н.Г. Зверькова поддержана Геологическим институтом РАН (государственное задание 0135-2019-0066).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Averianov A.O., Danilov I.G., Skutschas P.P., et al.* // New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull. 2016. V. 71. P. 5–17.
2. *Несов Л.А.* Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. СПб: Изд. Санкт-Петербургского ун-та; 1995. 156 с.
3. *Боголюбов Н.Н.* // Ежегодн. геол. минерал. России. 1912. Т. 14. № 3. С. 61–62.
4. *Хозацкий Л.И.* // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Том XI Верхний отдел меловой системы. Москва: Гос. изд-во геол. лит., 1949. С. 268–281.
5. *Norman D.B.* // Mém. l'Inst. Roy. Sci. Nat. Belg. 1980. V. 178. P. 1–105.
6. *Norman D.B.* // The Dinosauria. Second Edition. Berkeley, Los Angeles, London: Univ. California Press, 2004. P. 413–437.
7. *Norman D.B., Sues H.-D., Witmer L.M., et al.* // The Dinosauria. Second Edition. Berkeley, Los Angeles, London: Univ. California Press, 2004. P. 393–437.
8. *Galton P.M.* // Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. (Geol.). 1974. V. 25. P. 1–152.
9. *Weishampel D.B., Jianu C.-M., Csiki Z., et al.* // J. Syst. Palaeont. 2003. V. 1. № 2. P. 65–123.
10. *Godefroit P., Codrea V.A., Weishampel D.B.* // Geodiversitas. 2009. V. 31. № 3. P. 525–553.
11. *Аверьянов А.О., Алифанов В.Р.* // Палеонтол. журн. 2012. № 5. С. 67–73.
12. *Рождественский А.К.* // Палеонтол. журн. 1973. № 2. С. 90–99.

A FINDING OF A DINOSAUR ON SOUTH URALS

A. O. Averianov[a,#], N. G. Zverkov[b,c], and A. V. Nikiforov[d]

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

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

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

[d] *Sopots'ko Club of young geologists-ecologists им Г.А. Сопоцько, Orsk, Russian Federation*

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

Presented by Academician of the RAS A.V. Lopatin March 5, 2021

A caudal vertebra of a dinosaur *Iguanodontia indet*. is described from the Upper Cretaceous (lower Campanian) coastal marine deposits of Izhberda Quarry near Orsk city (Orenburg Oblast). The vertebra is characterized by a recatangular centrum in lateral view and transverse processes located at the level of neurocentral suture. This is the second finding of a dinosaur in the region. The previously described dinosaur vertebra from the Upper Cretaceous deposits near Orsk city (Bogolyubov, 1912) was the first dinosaur finding in Russia. The caudal vertebra from Izhberda Quarry belonged to a dinosaur about 5 m in length, which may indicate absence of the island isolation effect in dinosaurs inhabited large island of Turgai Strait in Late Cretaceous.

Keywords: dinosaurs, Upper Cretaceous, the Urals, Russia

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 124–130

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.858.5

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОРДОВИКСКИХ И РАННЕКАРБОНОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУВЫ

© 2021 г. Д. В. Коваленко[1,*], М. В. Бузина[1], член-корреспондент РАН К. В. Лобанов[1]

Поступило 23.12.2020 г.
После доработки 28.02.2021 г.
Принято к публикации 04.03.2021 г.

Проведены палеомагнитные исследования ранне-, среднеордовикских и раннекарбоновых толщ Тувы. Установлено, что ордовикские толщи Тувы накапливались в интервале широт от 4° до 12° южной широты. Координаты ордовикского палеомагнитного полюса для Тувы (для южного полушария) – Ф = –41° с.ш., Λ = 127° в.д., A95 = 5.4°. Нижнекарбоновые толщи Тувы накапливались на высоких широтах: 51°–70.5° с.ш. Координаты палеомагнитного полюса для нижнего карбона Тувы: Ф = 53.8° с.ш., Λ = 141.7° в.д., A95 = 9.6°. Тувинский блок в целом не испытывал в фанерозое существенных вращений относительно Сибири. Тем не менее были локальные деформации и вращения пород, которые привели к отличиям склонений намагниченности толщ Сибири и Тувинского блока. Тува уже с ордовика входила в структуру Сибири и испытывала широтное перемещение вместе с ней. Каледонские структуры формировались на окраине Сибири. Постколлизионный фанерозойский магматизм Алтае-Саянской области имеет внутриплитный генезис.

Ключевые слова: намагниченность, палеоширота, тектоническое совмещение, склонение, наклонение

DOI: 10.31857/S2686739721060104

Кривые кажущейся миграции палеомагнитного полюса (APWP в международной литературе, ТКМП – в российской литературе) – ключевые палеомагнитные характеристики, необходимые для расчета кинематических параметров геологических блоков Земли и глобальных построений. Для Сибирского кратона были в разное время предложены несколько ТКМП ([11, 12, 18, 19] и др.). Каждая из последующих кривых существенно уточняет предыдущие кривые ТКМП. Тем не менее, пока даже самая свежая кривая ТКМП для Сибири [11] для многих периодов фанерозоя основана на единичных палеомагнитных определениях, которые требуют подтверждения. В данном сообщении приводятся два новых палеомагнитных определения для ранне-, среднеордовикских и раннекарбоновых геологических толщ Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), обрамляющего Сибирь с юга. Палеомагнитные данные по раннекарбоновым толщам могут использоваться для уточнения кривой ТКМП для Сибири и ЦАСП, а данные по ордовикским породам позволяют сделать новые выводы и предположения о времени коллизионных процессов в ЦАСП.

Палеомагнитные исследования проводились в Туве. Исследованные ранне-, среднеордовикские и раннекарбоновые толщи являются элементами хорошо стратиграфически расчлененного осадочного и вулканогенно-осадочного чехла, перекрывающего каледонские позднекембрийские складчатые структуры. Существуют две точки зрения на образование каледонских структур ЦАСП в районах Тувы и Монголии. В ряде работ (например, [1]) считается, что каледониды образовались на окраине Сибирского материка в результате аккреционных процессов в конце кембрия. В других работах допускается, что каледонские террейны, включающие геологические структуры Тувы, образовались на удалении от Сибири, а их тектоническое совмещение с Сибирью произошло приблизительно в девоне [3, 13]. От выяснения этого вопроса зависит интерпретация многих геологических и магматических процессов в ЦАСП. Одной из важных проблем является выяснение происхождения фанерозойского и в частности широко распространенного в центральной части Алтяе-Саянской области раннедевонского магматизма. Если каледонские структуры формировались на окраине Сибирского кратона, то это исключительно внутриплитный магматизм. Если тектоническое совмещение каледонского супертеррейна с Сибирью было в

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

**E-mail: Dmitry@igem.ru*

девоне, то магматизм мог быть связан с коллизионными процессами. Новые палеомагнитные данные позволяют ответить на этот вопрос.

Изучение палеомагнетизма ранне-, среднеордовикских толщ проводилось около поселка Хондергей (рис. 1). Образцы отбирались из трех разрезов (разрезы 1–3 на рис. 1), представленных конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами нижней и средней подсвит шемушдагской свиты. Ордовикский возраст разрезов определялся на основе находок гастропод (*Scenella* sp., *Proplina* sp.), трилобитов (*Calliops* sp.), наутиллоидей (*Endoceras* sp.), мшанок (*Batostoma variabileformis Wodz.* sp.) [9, 10]. Всего было отобрано 74 образца из тонкообломочных пород с различных стратиграфических уровней равномерно по мощностям разрезов.

Нижнекарбоновые толщи изучались в четырех районах Тувы (разрезы 4–7 на рис. 1). Разрезы сложены серыми, лиловыми и красными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже – конгломератами, туффитами, известняками. Раннекарбоновый возраст толщ определен по находкам ихтиофауны (*Strepsodus siberiacus*, *Rhizodopsis savenkovi Obr.*, *Acanthodes ex gr. lopatni Rohon*, *Acanthodes* sp., *Ganolepis* sp., *Cycloptychius* sp., *Rhabdoderma* sp. ind., *Gonatodus*, *Elonichydae* sp., *Polaeniscoidei far.*) и растений (*Pteridorachis f. modica Radcz*, *Arctodendron Kidstoni*, *Protolepidodendron megaphyllum Rodct.*, *Angarodendron* sp., *A. tetragonum aff. Kidstonii Nath.*, *Tomiodendron schmalhauseni* (*Chache*) *Radcz.*, *Lepidodendron Schmalhauseni chachl.*, *Knorria* sp., *Archaeopteris* sp., *Pteridorhachis* sp., *Archaeopteris fissilis Schzalhauseni, Pteridorachis f. modica megaphyllum* sp., *Bothrodendron, Knorria* (*Bothrodendron*), *Cordoiles*) [7–10]. Для палеомагнитных исследований было отобрано 142 образца из серых, лиловых и красноцветных тонкослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов в основном из байтагской и байтасской свит с различных стратиграфических уровней равномерно по мощностям разрезов.

Лабораторная палеомагнитная обработка образцов включала термочистку всех кубиков от 20 до 680°С, компонентный анализ намагниченности, статистическую обработку результатов [4, 5].

В ордовикских породах были выделены две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента (*LT*) выделяется в интервале температур от 20 до 300–440°С, высокотемпературная (*HT*) – в интервале от 300 до 660°С. Направления низкотемпературных компонент намагниченности ордовикских пород на сфере близки к направлению кайнозойского магнитного поля Земли в районе Тувы. Высокотемпературные компоненты в разрезах формируют группы в основном обратной полярности. В разрезе III выявлены два образца с намагниченностью прямой полярности.

Направления *HT*-компонент намагниченности ордовикских пород различаются в современной системе координат (ССК) и совпадают в древней системе координат (ДСК) (табл. 1). Круги доверия *HT*-компонент в ДСК совпадают с уровнем значимости 0.05 [14, 17]. Кд/Кс = 2.5 (табл. 1). Тест на “синскладчатость” также показал, что намагниченность этих разрезов – доскладчатая. Максимальная кучность достигается при полностью распрямленных до 100% складках: $N = 2$, $D = 332.1°$, $I = 15.6°$, $K = 116$, $\alpha95 = 23°$. При группировании образцов из разрезов в сайты (7–8 образцов в сайте) тесты складки еще более отчетливо свидетельствуют о доскладчатой природе *HT*-компонент намагниченности ордовикских пород (табл. 1). Кд/Кс = 11. В основном обратная полярность *HT*-намагниченности пород свидетельствует о том, что намагниченность была сформирована в период ордовикского длительного хрона обратной полярности [11].

Таким образом, мы считаем, что в ордовикских разрезах была выделена доскладчатая высокотемпературная намагниченность, по-видимому, близкая к первичной.

Были рассчитаны координаты ордовикского палеомагнитного полюса (направление 1 + 3 в табл. 1): $\Phi = 41°$ с.ш., $\Lambda = 307°$ в.д., A95 = 5.4°, если толщи накапливались в южном полушарии. Ордовикский палеомагнитный полюс для южного полушария статистически совпадает с ордовикским полюсом для Сибири [11] – F = 3.5° ± 11.2° (тремадок), F = –3° ± 7.9° (лланвирн), F = 5° ± ± 11.2° (лландейло), R = 5.2° ± 11.5° (тремадок), R = 22° ± 8.2° (лланвирн), R = 27.6° ± 11.5° (лландейло) [15, 16]. Палеоширота формирования ордовикских толщ – 4–8–12° (минимальная-средняя-максимальная палеоширота), по-видимому, южной широты.

В нижнекарбоновых породах Тувы выделяются две, редко – три компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента (*LT*) выделяется в интервале температур от 20 до 300–480°С. Высокотемпературная компонента намагниченности (*HT*) выделяется в интервале от 300 до 580°С, в образцах красноцветных пород – до 660°С.

Направления *LT*-компонент намагниченности нижнекарбоновых пород на сфере группируются около направления кайнозойского магнитного поля Земли. Большинство *HT*-компонент намагниченности нижнекарбоновых пород в разных разрезах образуют группы обратной полярности, в двух образцах выявлены *HT*-компоненты намагниченности прямой полярности.

Тест складки, проведенный методом сравнения средних направлений [14, 17], показал, что средние направления *HT*-компонент намагни-

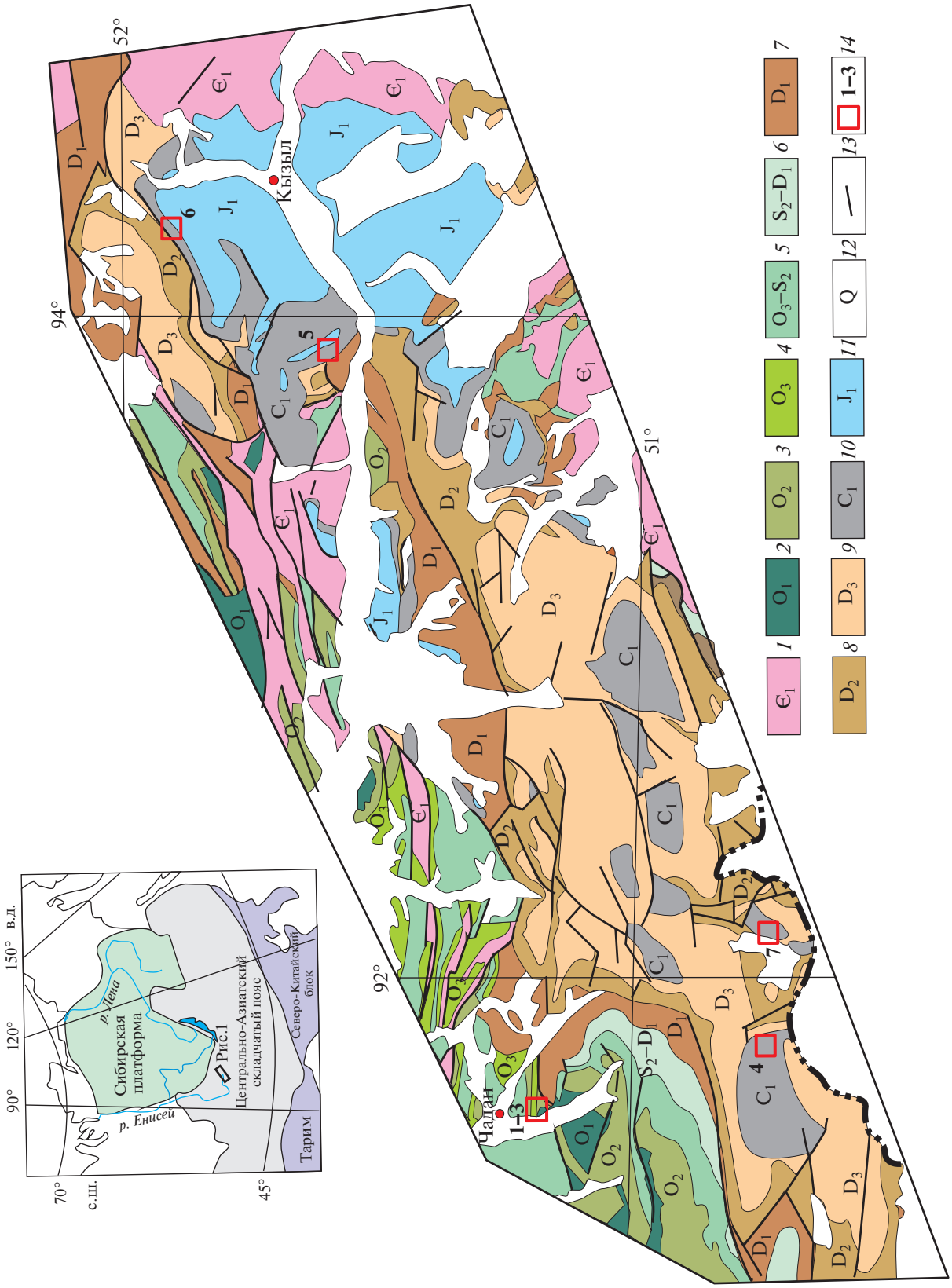

Рис. 1. Схема геологического строения Тувинского прогиба [2]. *1–12* – комплексы пород: *1* – раннекембрийский, *2* – раннеордовикский, *3* – среднеордовикский, *4* – позднеордовикский, *5* – позднеордовикский-среднесилурийский, *6* – среднесилурийский-раннедевонский, *7* – раннедевонский, *8* – среднедевонский, *9* – позднедевонский, *10* – раннекарбоновый, *11* – раннеюрский, *12* – четвертичный, *13* – разломы, *14* – опробованные разрезы с номерами.

Таблица 1. Средние направления компонент намагниченности палеозойских толщ Тувы

Разрезы	*N*	*D*с, °	*I*с, °	*K*с	αс, °	*D*д, °	*I*д, °	*K*д	αд, °
Ордовикские породы									
1	29	339	–36	6.5	10	338	16	5	11.5
2	8	359	–19	4	25.5	359	18	4	25
3	32	324	52	8	9	327	15	6	10
Результаты применения теста складки (сравнение средних) для разрезов									
1 + 3	61	332	12	2.5	11	332	15.5	6	7.6
*F*кр = 0.052		*F*с = 1.6				*F*д = 0.020			
1 + 2 + 3	69	336	8	2.5	10.5	335	16	5	7.5
*F*кр = 2.44		*F*с = 46.9				*F*д = 2.03			
Результаты применения теста складки (сравнение средних) для сайтов									
9 сайтов (с разрезом 2)	9	335	5	3	27	336	16.5	28	9
8 сайтов (без разреза 2)	8	331	10	3	30	333	16	33	8.5
*F*кр = 2.42		*F*с = 18.3				*F*д = 1.96			
Раннекарбоновые породы									
4	25	238	–53	8	10	238	–79	9	9.5
5	12	53	–64	19	9	267	–75	19	9
6	35	154	–8	8	8	222	–71	6.5	9
7	29	295	–35	26	5	262	–75	27	5
Результаты применения теста складки (сравнение средних) для разрезов									
4 + 5 + 6 + 7	101	214	–61	2	9.5	242	–75	10	4
*F*кр = 2.15		*F*с = 108				*F*d = 1.57			
Результаты применения теста складки (сравнение средних) для сайтов									
14 сайтов	14	252	–63	2.3	24.7	245	–75	58	4.9
*F*кр = 2.4		*F*с = 86				*F*д = 2.3			

Примечания: *N* – количество векторов, участвующих в расчетах, *D* – склонение намагниченности, *I* – наклонение намагниченности, *K* – кучность, α – угол доверия. Буквы с и д соответственно обозначают ССК и ДСК. 1–7 – номера разрезов (рис. 1). *F* – статистический параметр, использующийся при сравнении средних. *F*кр, *F*с, *F*д – критическая величина параметра *F* и величины этого параметра в ССК и ДСК [14, 17].

ченности пород этих разрезов статистически равны в ДСК и отличаются в ССК (табл. 1). Кд/Кс = 5. Тест на “синскладчатость” также показал, что намагниченность этих разрезов доскладчатая. При 100% распрямлении складки достигается максимальная кучность: $N = 4$, $D = 66°$, $I = 76°$, $K = 155$, $\alpha95 = 7.2°$. При группировании образцов в сайты (5–10 образцов в сайте) тесты складки также выполняются (табл. 1). Кд/Кс = 25. Таким образом, мы считаем, что на основании тестов складки в раннекарбоновых разрезах была выделена доскладчатая высокотемпературная намагниченность, близкая к первичной.

Были рассчитаны координаты раннекарбонового палеомагнитного полюса (направление 4 + 5 + + 6 + 7 в табл. 1): Ф = 55° с.ш., Λ = 138° в.д., A95 = = 7°. Раннекарбоновые толщи были сформированы на высоких широтах: 55–62–69° с.ш. (минимальная–средняя–максимальная палеоширота). В раннем карбоне исследованные геологические толщи находились в структуре Сибири: F = 1.8° ± ± 4.5° [14, 17].

Склонение *HT*-намагниченности Тувинских раннекарбоновых пород отличается от “Сибирских” склонений намагниченности, рассчитанных из палеомагнитных полюсов для Сибири: $R = -80 \pm 18.7$ [15, 16].

Как можно объяснить эти различия в склонениях? 1) Раннекарбоновые толщи Сибири и Тувы развернуты друг относительно друга вокруг вертикальной оси на 60–70°. 2) Раннекарбоновые толщи Тувы перемагничены в более позднее время.

При обсуждении первой гипотезы важно отметить, что исследованные раннекарбоновые разрезы удалены друг от друга на 300–400 км. Совпадение в ДСК направлений *HT*-компонент намагниченности раннекарбоновых разрезов показывает, что после раннего карбона в Туве не было локальных деформаций, которые могли бы привести к вращению толщ в горизонтальной плоскости.

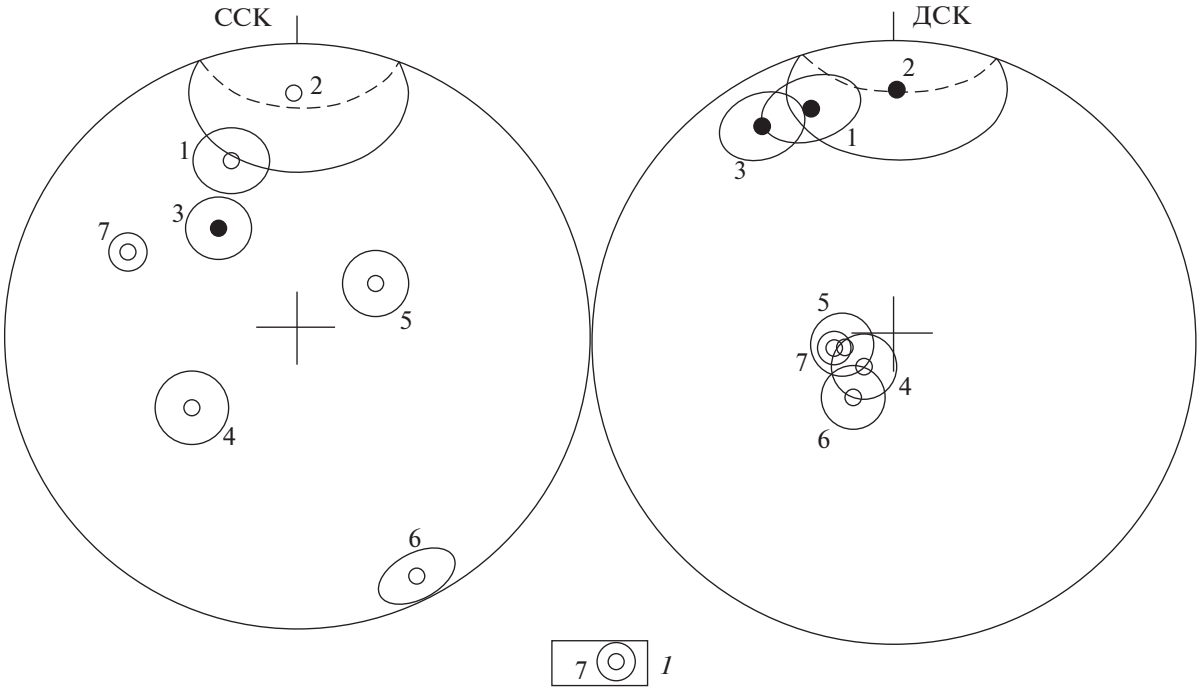

Рис. 2. Средние направления *НТ*-намагниченности ордовикских (1–3) и раннекарбоновых (4–7) разрезов Тувы. *1* – направления намагниченности с кругом доверия и номером разреза. Открытые и закрытые кружки – средние направления намагниченности обратной и прямой полярности.

Об этом же свидетельствует пологое (от 0 до 20°) залегание большинства раннекарбоновых толщ в Туве. То есть в данном случае палеомагнитные данные для раннего карбона могут распространяться на крупный геологический блок в пределах Тувы, включающий как минимум весь Тувинский прогиб, а скорее всего, большую часть Тувы (Тувинский блок). Мог ли этот блок вращаться относительно Сибири?

Палеомагнитные полюсы, рассчитанные в данной работе по ранне-, среднеордовикским породам и недеформированным горизонтально залегающим среднедевонским породам Тувы [6], показали хорошую сходимость с одновозрастными палеомагнитными полюсами Сибири – для тремадока: $F = 3.5° \pm 11.2°$, $R = 5.2° \pm 11.5°$, для среднего девона: $R = 5.5 + -17.5$, $F = 10.6 + -12.5$ [6]. Отсюда следует, что Тувинский блок в целом не вращался относительно Сибири с ордовикского времени. В этом случае разница в склонениях *НТ*-намагниченности раннекарбоновых пород Тувы и ожидаемого направления намагниченности, рассчитанного из раннекарбонового палеомагнитного полюса Сибири, вероятно, может быть связана только с локальным вращением небольшого блока Сибири, по которому был рассчитан палеомагнитный полюс [11]. Эту гипотезу нельзя исключить, так как раннекарбоновый полюс Сибири был рассчитан только по 13 телам базитов эмяксинской свиты на ограниченной территории в долине р. Вилюй [11].

Возможность перемагничивания раннекарбоновых толщ Тувы в более позднее время тоже нельзя полностью исключить. Сравнение с поздекарбон-пермскими палеомагнитными полюсами Сибири [11] показало, что отличия в склонениях, измеренных в Туве и “ожидаемых” Сибирских направлений намагниченности сохраняются до 250 млн лет, до границы перми и триаса. Для палеомагнитного полюса 315 млн лет – $R = -45 + -17$, $F = -13 + -6$, для палеомагнитного полюса 290 млн лет – $R = -41 + -17$, $F = 0 + -4.5$. Но раннекарбоновый полюс Тувы статистически совпадает с полюсом 250 млн лет Сибири – $R = 0 + -14$, $F = -3.2 + -3.9$. Если предположение, что раннекарбоновые породы Тувы были перемагничены 250 млн лет назад на границе перми и триаса верно, то толщи были перемагничены в недеформированном состоянии, а после перемагничивания деформированы. Тем не менее предположение о перемагничивании пород вызывает сомнение, поскольку вторичные компоненты намагниченности обратной полярности, близкие к направлению 4 + 5 + 6 + 7 (табл. 1), отсутствуют в более древних толщах Тувы (например, [6, 13]). На границе перми и триаса магнитное поле Земли характеризуется сменой полярности, в то время как *НТ*-намагниченность в раннекарбоновых породах в основном обратной полярности. И, наоборот, в

большинстве исследованных позднедевонских–раннекарбоновых породах Сибири выделяются направления намагниченности исключительно обратной полярности [20], как и в тувинских раннекарбоновых толщах. В любом случае необходимо продолжение исследования раннекарбоновых толщ Сибири и ЦАСП.

Таким образом, новые палеомагнитные данные позволяют утверждать:

1. Координаты ордовикского палеомагнитного полюса для Тувы – Ф = –41°, Λ = 127° в.д., A95 = 5.4°. Ордовикские толщи Тувы накапливались в интервале широт от 4° до 12° южной широты.

2. Координаты палеомагнитного полюса для нижнего карбона Тувы: Ф = 53.8° с.ш., Λ = 141.7° в.д., A95 = 9.6°. Нижнекарбоновые толщи Тувы накапливались на высоких широтах: 51°–70.5° с.ш.

3. Тувинский блок в целом не испытывал в фанерозое существенных вращений относительно Сибири. Тем не менее, возможно, были локальные деформации и вращения пород, которые привели к отличиям склонений намагниченности толщ Сибири и Тувинского блока.

4. Тува уже с ордовика входила в структуру Сибири и испытывала широтное перемещение вместе с ней. Каледонские структуры формировались на окраине Сибири. Постколлизионный фанерозойский магматизм центральной части Алтае-Саянской области имеет внутриплитный генезис.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-05-00022.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
2. Геологическая карта Тувинской АССР. М 1 : 500000. 1983. Гл. ред.: Подкаменный А.А., Шегман М.Л.
3. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Моссаковский А.А.* Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии) // Геотектоника. 1989. № 4. С. 3–20.
4. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 88–106.
5. *Коваленко Д.В., Чернов Е.Е.* Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. № 5. С. 81–96.
6. *Коваленко Д.В., Лобанов К.В.* Палеомагнетизм среднедевонских геологических комплексов центральной Тувы // ДАН. 2018. Т. 479. С. 298–301.
7. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист M-46-IV (Баян-Коль). ВСЕГЕИ. Москва, 1963. 121 с.
8. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист M-46-V. Москва, Недра. 1966. 94 с.
9. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист M-46-VIII. Москва, Недра. 1958. 85 с.
10. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, серия Западно-Саянская, лист M-46-IX. Москва, Недра. 1961. 103 с.
11. *Павлов В.Э.* Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореф. докт. физ.-мат. наук. Москва. 2016. 48 с.
12. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М. 1995. 296 с.
13. *Сенников Н.В., Изох Н.Г., Казанский А.Ю., Петрунина З.Е., Кунгурцев Л.В., Хлебникова Т.В., Михальцов Н.Э., Савицкий В.Р.* Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по малиновской серии (нижний-средний ордовик, Тува) // Новости палеонтол. и стратигр. 2006. № 8. С. 27–43.
14. *Шипунов С.В.* Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
15. *Beck M.E., Jr.* Paleomagnetic Record of Plate-margin Tectonic Processes along the Western Edge of North America // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115–7131.
16. *Demarest H.H., Jr.* Error Analysis for the Determination of Tectonic Rotation from Paleomagnetic Data // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4121–4328.
17. *McFadden P.L., Jones D.L.* The Fold Test in Palaeomagnetism // Geophys. J. Roj. Astron. Soc. 1981. V. 67. P. 53–58.
18. *Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Palaeozoic Palaeomagnetic Data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea // Earth-Science Reviews. 1998. V. 43. P. 1–24.
19. *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Niocaill C.M., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M.* Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. P. 325–368.
20. *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J.-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S.* Palaeomagnetism of East Siberian Traps and Kimberlites: Two New Poles and Palaeogeographic Reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 1–33.

PALEOMAGNETISM OF ORDOVICIAN AND EARLY CARBONIFEROUS GEOLOGICAL COMPLEXES OF TUVA

D. V. Kovalenko[a,#], M. V. Buzina[a], and Corresponding member of the RAS K. V. Lobanov[a]

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

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

Paleomagnetic studies of the Ordovician and Early Carboniferous strata of Tuva have been carried out. It was found that the Ordovician strata of Tuva accumulated in the latitude range from 4 to 12°S. Coordinates of the Ordovician paleomagnetic pole for Tuva are $\Phi = -41°$ N, $\Lambda = 127°$E, A95 = 5.4°. The lower Carboniferous strata of Tuva accumulated at high latitudes: 51–70.5°N. Coordinates of the paleomagnetic pole for the Lower Carboniferous of Tuva: $\Phi = 53.8°$N, $\Lambda = 141.7°$E, A95 = 9.6°. The Tuva block as a whole did not experience significant rotations relative to Siberia in the Phanerozoic. Nevertheless, there were local deformations and rotations of rocks, which led to differences in the declination of the magnetization of the layers of Siberia and the Tuva block. Tuva, already from the Ordovician, was part of the structure of Siberia and experienced latitudinal movement along with it. Caledonian structures were formed on the margin of Siberia. Postcollisional Phanerozoic magmatism of the Altai-Sayan region has an intraplate genesis.

Keywords: magnetization, paleolatitude, tectonic alignment, declination, inclination

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 131–137

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.345

ИДЕНТИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ПЕРЕХОДНОГО И ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЕВ В ПОЛИГОНАЛЬНЫХ ТОРФЯНИКАХ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2021 г. Е. С. Королева[1,*], Е. А. Слагода[1], Академик РАН В. П. Мельников[1,2], Е. А. Бабкина[1], А. В. Хомутов[1], О. Л. Опокина[1], М. М. Данько[1], Я. В. Тихонравова[3]

Поступило 03.03.2021 г.
После доработки 04.03.2021 г.
Принято к публикации 05.03.2021 г.

Рассматривается верхняя часть подповерхностной компоненты криосферы Земли – полигональные торфяники, которые имеют обширное распространение в криолитозоне. Льдистые переходный и промежуточный слои в полигональных торфяниках севера Западной Сибири служат буферной зоной при протаивании мерзлых пород сверху под воздействием климатических колебаний, поэтому их выделение является актуальной задачей. Определены характерные особенности, соотношение со льдами разного генезиса и свойства торфа этих слоев. Выявлены различия строения промежуточного слоя, связанные с полигональным микрорельефом поверхности. В результате мониторинга сезонно-талого слоя зафиксировано протаивание переходного слоя на фоне современно современных климатических изменений. Установлены индикаторы для выделения переходного и промежуточного слоев – криогенное строение, степень сохранности, цвет, влажность и плотность торфа.

Ключевые слова: полигональный торфяник, многолетнемерзлые породы, переходный слой, промежуточный слой, климатические условия

DOI: 10.31857/S2686739721060098

ВВЕДЕНИЕ

Углубление понимания эволюции криосферы Земли – одна из важнейших задач криологии. Динамика процессов в криосфере по своей интенсивности не сравнима ни с какими другими оболочками нашей планеты. Но в самой криосфере, состоящей из надповерхностного атмосферного слоя, поверхностного или гляциосферы и подповерхностного – криолитозоны, особенности процессов резко различаются. В решении сложной задачи вещественно-энергетических преобразований, влияющих на изменения жизненно важных условий для всей биоты Земли, значение строения, свойств и причин изменчивости во всех компонентах криосферы является абсолютно необходимым. В этом сообщении рассматриваются приповерхностные образования криолитозоны – полигональные торфяники, занимающие до 80% площади низких геоморфологических уровней севера Западной Сибири [1]. Они, как и другие виды отложений слоя сезонных колебаний температур, чувствительны к изменениям климата. Под воздействием климатических колебаний в нижней части сезонно-талого слоя (СТС) торфяников формируются переходный и промежуточный слои. Сведений о наличии и строении таких слоев в торфяных залежах, а также классификационных признаков для их выделения опубликовано мало. Высокую льдистость выделенной переходной зоны необходимо учитывать при прогнозе снижения кровли многолетнемерзлых пород (ММП). В ближайшие десятилетия переходный и промежуточный слои торфяников могут перейти в талое состояние, поэтому исследования их строения и свойств на фоне современного потепления остаются актуальной палеогеографической задачей.

В верхней части криолитозоны Восточной Сибири Ю.Л. Шур [2, 3] выделил переходную зону между ежегодно оттаивающим СТС и ММП, в которую были включены переходный и промежуточный слои. *Переходный слой* он отнес к нижней части СТС, который ежегодно не оттаивает, не

[1] *Институт криосферы Земли Тюменского Научного центра Сибирского отделения Российской академии наук, Тюмень, Россия*
[2] *Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия*
[3] *Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова Сибирского отделения Российской академии наук, Якутск, Россия*
**E-mail: koroleva_katy@inbox.ru*

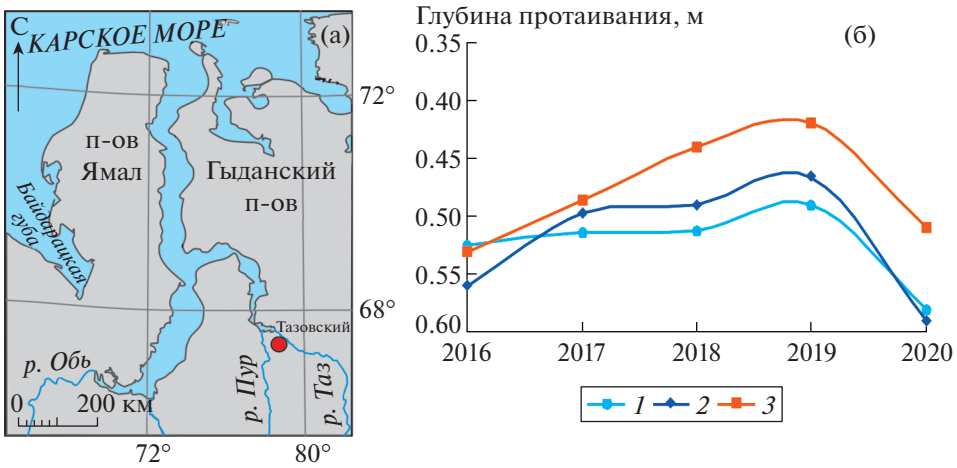

Рис. 1. (а) схема расположения района исследования; (б) межгодовая динамика глубины протаивания на различных поверхностях: *1* – центральная поверхность полигонов, *2* – периферийная часть полигонов, *3* – межполигональные понижения.

менее трех лет находится в мерзлом состоянии и выполняет защитную роль для ММП. *Промежуточный слой* был отнесен к верхней части ММП, является реликтовым переходным слоем, фиксирующим увеличение глубины СТС за счет разных причин: изменения ландшафтно-фациальной обстановки или более продолжительного периода потепления климата [2]. Автором установлены следующие признаки промежуточного слоя в слоистых отложениях: криотурбированность, повышенная льдистость, специфические атаксито-вые, сложнослоистые, поясковые криогенные текстуры с преобладанием вертикальных шлиров льда, ростки в кровле повторно-жильных льдов и элементарные жилки за счет морозобойного растрескивания. На севере Якутии этот слой залегает как над жилами льда, так и над блоками грунта в полигонах, и по латерали малоизменчив. В торфяниках переходный и промежуточные слои не были выявлены [2]. Перечисленных классификационных признаков недостаточно для выделения переходного и промежуточного слоев в торфяниках и минеральных грунтах на Европейском Севере [4].

Сведения об особенностях строения переходного и промежуточного слоев в мощных горизонтах торфа на севере Западной Сибири в основном отсутствуют [5]. Поэтому вопрос отличительных особенностей для слоев, образующих буферную зону для ММП, остается актуальным.

РАЙОН, ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований расположен на Пур-Тазовском междуречье (рис. 1а) в 20–40 км южнее пос. Тазовский. Он приурочен к 3-й озерно-аллювиальной равнине с абсолютными высотами 30–50 м, с многочисленными термокарстовыми понижениями с озерами и хасыреями [6]. Верхняя часть мерзлых толщ сложена четвертичными аллювиальными, озерными и озерно-болотными песками, супесями, суглинками и торфами. Полигональные торфяники в районе исследований распространены преимущественно в хасыреях, термокарстово-эрозионных ложбинах с остаточными озерами на поймах озер и малых рек. На севере Пур-Тазовского междуречья ММП имеют сплошное распространение. Глубина СТС в торфяниках в днищах хасыреев в среднем за период 50–80-х годов XX века составляла 0.4 м [7]. В связи с потеплением климата после 2000 г. глубина СТС увеличилась до 0.6 м [8, 9]. В полигональных торфяниках распространены полигонально-жильные льды с вертикальным размером более 4–5 м [10]. Жилы льда имеют гетерогенное строение, связанное с локальным протаиванием в ходе сингенетического промерзания озерно-болотных отложений в голоцене [11].

В 2016 г. на площадках мониторинга Пур-Тазовского междуречья, расположенных в хасыреях с полигональными торфяниками, наблюдалось углубление СТС (от 0.53 до 0.56 м) на всех элементах рельефа (рис. 1б), обусловленное аномально теплым летним сезоном (рис. 1б). В последующие 2017–2019 гг. глубина СТС не достигла величины 0.51 м (среднее – 0.49 м). 2020 г. характеризовался самым длительным за 5 лет теплым сезоном, продолжительность которого составила 153 дня, тогда как в предыдущие годы – 124–144 дня. Глубина СТС на полигонах увеличилась и составила 0.58–0.59 м, а в межполигональных понижениях отмечены меньшие величины СТС –

0.51 м, за счет просадок торфа и частичного вытаивания льдов (рис. 1б).

Комплексные геокриологические исследования включали изучение строения разрезов мерзлого и талого торфа в полигонах и межполигональных понижениях над жилами в хасыреях, измерения глубины СТС, характеристику криогенных текстур, аналитические определения влажности и плотности торфа [12].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В 2017–2020 гг. в хасырее под полигонами и межполигональными понижениями над жилами изучены разрезы торфяника, в которых выделены слои различного строения: талые и мерзлые, с разной льдистостью и плотностью, с криогенными текстурами и включениями разных генетических типов льда.

В разрезе полигона (рис. 2) вскрыты снизу вверх: *Слой 1.* Торф автохтонный черный рыхлый из мхов с корнями осоки, слоистый за счет чередования мхов, корней, стеблей растений. Торф с глубины 0.75 м многолетнемерзлый с корковыми, линзовидными и массивными криогенными текстурами и горизонтально-волнистыми шлирами льда на глубине 1.8–2.0 м и 1.3–1.5 м (по данным 2019 г.), выше – талый (1а). Влажность торфа с корковыми, массивными криогенными текстурами составляет 1280–1600%, плотность – 0.95–0.96 г/см^3; в торфе со шлирами льда влажность – 1238–1909%, плотность 0.98–0.99 г/см^3. В талой части слоя (1а) влажность торфа уменьшается снизу вверх от 519 до 363%; плотность составляет внизу 0.54–0.59 г/см^3, вверху 0.69–0.84 г/см^3. Вскрытая мощность 1.3 м; *Слой 2.* Торф плотный коричневый из разложенных растительных остатков, слагает нижнюю часть СТС. Влажность меняется от 299 до 342%; плотность – 0.94–0.99 г/см^3; мощность 0.3–0.35 м; *Слой 3.* Переслаивание торфа преобладающего рыхлого рыже-коричневого и плотного темно-коричневого. Толщина прослоев и линз торфа 1–8 см; слоистость в целом повторяет микрорельеф поверхности полигона: мелковолнистая, плавная с затеками и просадками, осложнена внедрениями вверх, т.е. криотурбациями. Влажность торфа меняется от 355 до 462%; плотность – 0.84–0.86 г/см^3; мощность 0.15–0.2 м; *Слой 4.* Мохово-растительный слой, представленный рыхлым зеленым и серым отмершим мхом, внизу с корнями багульника и морошки; мощность 0.05 м.

Разрез в межполигональном понижении шириной более 2.5 м над крупной ледяной жилой (рис. 3а) вскрыл снизу вверх: *Слой 1.* Торф многолетнемерзлый льдистый рыхлый автохтонный из мхов, стеблей трав, веточек кустарничков. Влажность мерзлого торфа вмещающего жилу льда от 558 до 1050%, плотность 0.89–0.94 г/см^3; влажность торфа около линз и шлиров термокарстово-полостного льда от 1015 до 1842%, плотность от 0.93 до 0.98 г/см^3. Вскрытая мощность 0.8 м; *Слой 2.* Торф плотный коричневый из разложенных растительных остатков, залегает в боковых стенках и выклинивается над жилой. Мощность от 0.25 до 0 м; *Слой 3.* Переслаивание торфа из мхов темно-оранжевого рыхлого и темно-коричневого плотного, в интервале глубин 0.4–0.55 м, мерзлый с горизонтально-волнистыми шлирами льда, корковыми, линзовидными и массивными криотекстурами, выше талый. Криотурбации в слое образованы волнистой плавной слоистостью, затеками и просадками, и инъекцией рыхлого торфа над центром жилы (в зоне более глубокого протаивания). Мерзлый темно-оранжевый торф имеет влажность от 599 до 4383%, плотность этого торфа от 0.91 до 0.96 г/см^3. Темно-коричневый торф имеет влажность от 537 до 5430%, плотность 0.91–1.0 г/см^3. Талый темно-оранжевый торф имеет влажность от 660 до 944%, плотность 0.82–1.04 г/см^3. Талый темно-коричневый торф с влажностью 162–343% отличается большей плотностью 0.95–1.16 г/см^3; в инъекции над серединой жилы коричневый торф имеет более низкую плотность 0.81–0.90 г/см^3. Нижняя граница слоя неровная. Мощность 0.8 м; *Слой 4.* Почвенно–растительный слой представлен рыхлым мхом, лишайниками и отмершими серыми прослоями мхов с корнями. Мощность 0.05–0.2 м.

В разрезе торфа выделены полигонально-жильный, термокарстово-полостной и сегрегационный льды. Жила вертикально-полосчатого пузырчатого льда клиновидной формы с симметричными плечиками на боковых стенках имеет видимый вертикальный размер 1.2 м; ширину в кровле – 0.6 м; на уровне верхних плечиков – 1.1 м, на уровне нижних плечиков – 2.6 м. В верхние и нижние плечики жилы вложены линзы прозрачного стекловатого с пузырьками воздуха термокарстово-полостного и инфильтрационно-сегрегационного льда. К нижним плечикам жилы и линзам льда примыкают изогнутые шлиры прозрачного льда толщиной 10–11 см, залегающие в торфе полигона на глубине 0.85–1.15 м.

В центре полигона, в 50 м от изученного разреза, горизонт автохтонного торфа вскрыт скважиной на полную мощность – 4.4 м. Отложения в керне имеют хорошо выраженную слоистость по цвету, влажности и плотности, характерную для торфа полигонов (см. рис. 2). Зоны повышенной льдистости, изменения криогенных текстур и шлиры льда залегают в тех же интервалах глубин – 0.55–0.7 и 0.9–1.3 м (рис. 3б).

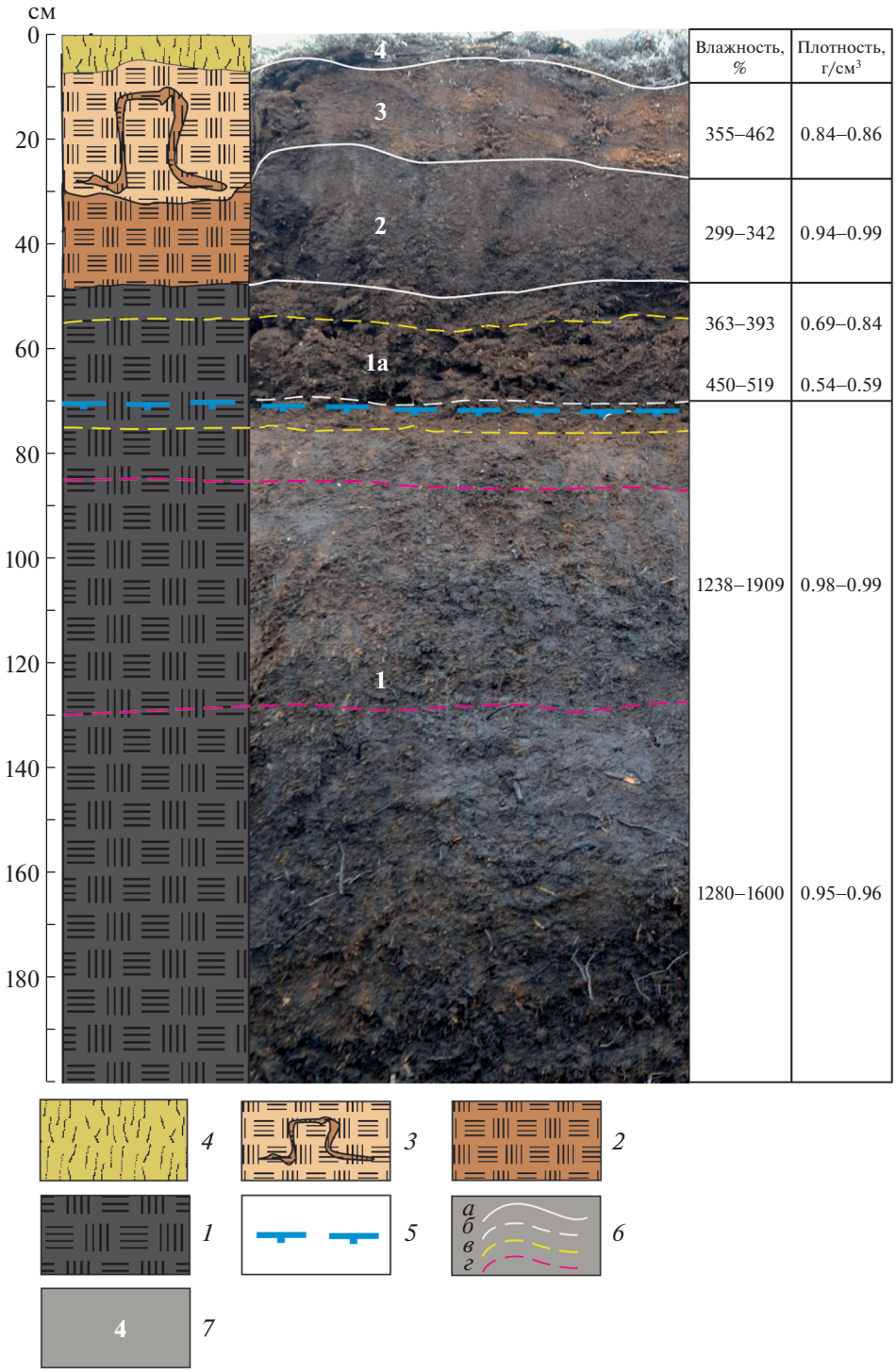

Рис. 2. *1–4* – слои торфа (см. описание в тексте); *5* – граница ММП; *6* – границы: слоев торфа (*а*, *б*), верхнего промежуточного слоя (*в*), нижнего промежуточного слоя (*г*); *7* – номера слоев.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные за 5 лет данные о свойствах и строении торфа, изменении глубины протаивания позволили выделить в разрезах торфяников элементы, соответствующие переходному и промежуточному слоям.

Переходный слой включает нижнюю часть СТС, которая не протаивала на протяжении 3 лет [2] (см. рис. 1б): торф мощностью 0.07 м в интервале глубин 0.51–0.58 м. В 2017–2019 гг. этот слой выделялся по криотурбациям, повышенной льдистости, включениям тонких шлиров и линз

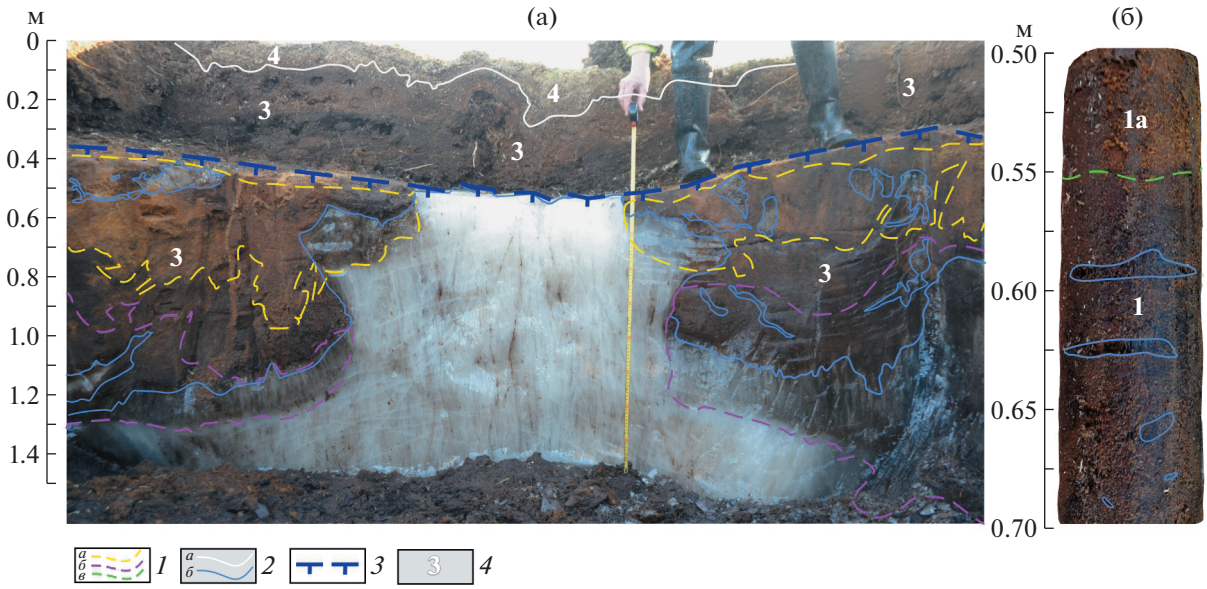

Рис. 3. (а) разрез В8ж-20, (б) керн торфа. *1* – границы: верхнего промежуточного слоя (а), нижнего промежуточного слоя (б), переходного слоя (в); *2* – границы: слоев (а), льдов (б); *3* – граница ММП; *4* – номера слоев.

сегрегационного, инфильтрационно-сегрегационного льда. В 2020 г. вследствие теплого и раннего лета слой в основном полностью протаял. В межполигональных понижениях он включает талые отложения, которые выполняют пологую просадку над кровлей жилы, и фрагменты торфа (слой 3), сохранившиеся в мерзлом состоянии за счет меньшей глубины протаивания относительно полигонов. В разрезе полигона переходный слой выделяется только в мерзлом керне по желтовато-коричневому цвету торфа (слой 1а, см. рис. 3б), приобретенному в предшествующие протаивания за счет процессов окисления. Влажность талого переходного слоя в полигонах и межполигональных понижениях практически не различается, но отмечена меньшая плотность свежеоттаявшего торфа в межполигональном понижении за счет протаивания льда и оттока влаги (табл. 1).

Частичное протаивание современного переходного слоя, вызванное современными климатическими изменениями, проявляется в просадке отложений в межполигональных понижениях или в развитии процессов пучения на валиках полигонов. Большая глубина протаивания в термоэрозионных промоинах обусловлена лучшим прогревов стенок полигонов по сравнению с их центрами. В этом случае переходный слой частично или полностью протаивает и плохо выделяется аналитическими и визуальными методами. Так как глубина переходного слоя в протаявшем торфянике может варьировать в зависимости от динамики высоты поверхности, в качестве критерия для его выявления следует использовать данные мониторинга по изменению мощности СТС за предшествующие 3–4 года. В 2016–2018 гг. переходный слой в разрезах был представлен свежеоттаявшим торфом желто-коричневого цвета, более плотным за счет разложения растительных остатков в отличие от синкриогенного торфа.

Промежуточный слой. В пределах межполигональных понижений выделено два промежуточных слоя: 1) нижний на глубине 0.85–1.3 м, включающий слои 3 и 4; 2) верхний на глубине 0.55–0.7 м,

Таблица 1. Свойства торфа переходного и промежуточного слоев в мерзлом и талом состоянии

	Полигон		Межполигональное понижение	
	Влажность, %	Плотность, г/см^3	Влажность, %	Плотность, г/см^3
Переходный слой	724–837	0.96	718–733*	0.81*
Верхний промежуточный слой	1131–1279	0.95–0.97	537–5430	0.91–1.0
Нижний промежуточный слой	1238–1909	0.98–0.99	1015–1842	0.93–0.98
Синкриогенный торф	1280–1600	0.95–0.96	558–1050	0.89–0.94

Примечание. * – талый торф.

представленный слоем 3. В пределах полигонов верхний промежуточный слой был выделен только в скважине в интервале глубин 0.55–0.7 м по наличию шлиров льда толщиной до 0.5–1.5 см (рис. 3б), в расчистках полигонов верхний промежуточный слой выделен не был, так как, скорее всего, вытаял. Нижний промежуточный слой выделен по наличию шлиров льда до 3 см на глубине 0.85–1.3 м.

К признакам *промежуточного слоя* в торфяниках отнесены: 1) Криотурбации, просадки и инъекции в пределах кровли мерзлого торфа. Формирование криотурбации происходило в результате цикличного промерзания и протаивания, уплотнения торфа и его деформаций. Просадки были вызваны неравномерным протаиванием сильнольдистого торфа и подземных льдов; в результате инъекции над центром жилы, торф, окружающий инъекцию, уплотняется и имеет большую плотность, чем на удалении. Торф в инъекции имеет меньшую плотность относительно вмещающих отложений, что связано с его разрыхлением во время выброса. 2) Нижний и верхний промежуточные слои имеют большую плотность (0.91–1.0 г/см^3) и льдистость и по сравнению с синкриогенным торфом (плотность 0.89–0.96 г/см^3), что связано с наличием крупных включений льда. Формирование выделенных промежуточных слоев происходило за счет перехода нижней более увлажненной части СТС в мерзлое состояние. 3) Включения следующих типов льдов: сегрегационных, термокарстово-полостных, конжеляционных, инфильтрационно-сегрегационных, повторно-жильных, формирование которых связано с неравномерным в пространстве локальным термокарстом и сингенетическим промерзанием на фоне колебаний природных условий в голоцене [11]. Уменьшение ширины ледяных жил за счет протаивания сбоку и просадок торфа происходило при потеплении и/или увеличении количества осадков, затоплении поверхности полигональных торфяников. После возобновления промерзания морозобойным растрескиванием в результате похолодания климата или осушением поверхности на фоне аккумуляции торфа формируются ростки и продолжается рост полигонально-жильных льдов. В промежуточном слое в пределах полигонов сегрегационные льды, в основном, образуют линзовидную, слоистую шлировую (поясковую) криогенные текстуры, в отличие от синкриогенного торфа с массивной и корковой криогенными текстурами. 4) Промежуточный слой в межполигональных понижениях отличается большей льдистостью, размерами включений льда, наличием термокарстово-полостных льдов и верхних частей повторно-жильных льдов, а также большей амплитудой криотурбаций, по сравнению с криотурбациями в разрезах полигонов, обусловленными неравномерными просадками. В промежуточном слое полигонов выражены субгоризонтальные шлиры льда, параллельные рельефу кровли мерзлоты при переходе СТС в мерзлое состояние.

Вытаивание переходного слоя при сохранении тенденции современного потепления может привести к вытаиванию льдистого промежуточного слоя и утрате буферной роли для ММП.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволили установить признаки промежуточного слоя в торфяниках: криогенные текстуры, повышенная льдистость, включения льдов – сегрегационных, термокарстово-полостных, конжеляционных, инфильтрационно-сегрегационных и ростки полигонально-жильных льдов, а также выявить различия строения слоя в полигонах и межполигональных понижениях. Переходный слой на фоне потепления последних лет может быть выделен в результате многолетнего мониторинга глубины СТС, в мерзлом состоянии визуально отличается по желтовато-коричневому цвету и сегрегационным линзам льда.

По индикационным признакам в разрезах мерзлых торфяников можно выделять промежуточные слои – реликтовые буферные зоны, которые служат показателем изменений природных условий в полигональных системах ММП – температуры воздуха, увлажнения или затопления поверхности.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-55-11005 “Механизмы, траектории и пятнистость изменений арктических экосистем, вызванных потеплением климата” (КлимЭко) и № 19-45-890011 “Оценка устойчивости полигональных торфяников северной части Пур-Тазовского междуречья к антропогенному воздействию на фоне климатических изменений”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кашперюк П.И.* Типы и инженерно-геологические особенности многолетнемерзлых торфяных массивов севера Западно-Сибирской плиты / Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 1985.
2. *Шур Ю.Л.* Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1988. 213 с.
3. *Shur Y., Hinkel K.M., Nelson F.E.* The Transient Layer: Implications for Geocryology and Climate-change Science. Permafrost and Periglacial Processes 2005. 16. P. 5–17.
4. *Каверин Д.А., Мажитова Г.Г., Ривкин Ф.М., Пастухов А.В.* Исследование тундровых мерзлотных почв в системе “Деятельный слой многолетняя мерзлота” (северо-восток европейской России) // Изве-

стия Самарского научного центра Российской академии наук. 2012. С. 52–58.

5. *Мельников В.П., Спесивцев В.И.* Криогенные образования в литосфере Земли (изобразительная версия). Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, Изд-во СО РАН, 2000. 343 с.

6. Карта "Природных комплексов севера Западной Сибири" масштаба 1 : 1000000. Москва, 1991.

7. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 454 с.

8. *Украинцева Н.Г., Дроздов Д.С., Попов К.А., Гравис А.Г., Матышак Г.В.* Ландшафтная индикация локальной изменчивости свойств многолетнемерзлых пород (Уренгойское месторождение, Западная Сибирь) // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 37–40.

9. *Хомутов А.В., Бабкин Е.М., Тихонравова Я.В., Хайруллин Р.Р., Дворников Ю.А., Бабкина Е.А., Каверин Д.А., Губарьков А.А., Слагода Е.А., Садуртдинов М.Р., Судакова М.С., Королева Е.С., Кузнецова А.О., Факащук Н.Ю., Сощенко Д.Д.* Комплексные исследования криолитозоны северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья // Научный вестник ЯНАО. 2019. Т. 102. № 1. С. 54–64.

10. *Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.* Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 4. С. 3–15.

11. *Тихонравова Я.В.* Особенности строения полигонально-жильных льдов севера Гыданского полуострова и Пур-Тазовского междуречья. / Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. Тюмень, 2019.

12. ГОСТ 5180-2015. Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик.

IDENTIFICATION FEATURES OF THE TRANSITION AND INTERMEDIATE LAYERS IN POLYGONAL PEATLANDS OF THE NORTH OF WEST SIBERIA

E. S. Koroleva[a,#], E. A. Slagoda[a], Academician of the RAS V. P. Melnikov[a,b], E. A. Babkina[a], A. V. Khomutov[a], M. M. Danko[a], and Ya. V. Tikhonravova[c]

[a] *Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russian Federation*

[b] *Tyumen State University, Tyumen, Russian Federation*

[c] *Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: koroleva_katy@inbox.ru*

In the work considers the upper part of the subsurface component of the Earth's cryosphere – polygonal peatlands are widespread in the permafrost zone. The icy transitional and intermediate layers in polygonal peatlands of the north of Western Siberia are a buffer zone during the thawing of permafrost in above under the influence of climatic fluctuations, so their identification is an urgent task. The characteristic features, the ratio with ice of different genesis and properties of peat these layers have determined. The differences in the structure of intermediate layer associated with the polygonal microrelief of surface are revealed. As result of monitoring of the seasonal thaw layer, thawing of the transitional layer was recorded against the background of modern warming. Indicators for identifying the transitional and intermediate layers – cryogenic structure, degree of preservation, color, humidity and density of peat has established.

Keywords: polygonal peatland, permafrost, transition layer, intermediate layer, climatic conditions

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 138–145

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.46/552.32/550.93

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ U–Pb-ВОЗРАСТУ ЦИРКОНА (МЕТОД LA–ICP–MS) ИЗ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ Mo–W-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЫРНЫАУЗ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ)

© 2021 г. С. Г. Соловьев[1,*], С. Г. Кряжев[2], Д. В. Семенова[3], Ю. А. Калинин[3], академик РАН Н. С. Бортников[1]

Поступило 20.01.2021 г.
После доработки 25.02.2021 г.
Принято к публикации 01.03.2021 г.

Приведены первые данные изотопного U–Pb-исследования (метод LA–ICP–MS) циркона из лейкократовых гранитов гигантского Mo–W-месторождении Тырныауз (Сев. Кавказ). Внедрение этих гранитов разделило этапы формирования Mo–W-скарнов и более молодых крупных штокверков с Mo-оруденением. Среди выделенных зерен циркона установлены два типа. Первый тип представлен редкими таблитчатыми и короткопризматическими кристаллами (ксенокристами) “древнего” циркона, с широкими вариациями изотопного U–Pb-возраста (от порядка 300 до почти 1500 млн лет). Второй тип представлен более широко распространенными удлиненно-призматическими кристаллами “молодого” циркона, средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст которого (2.67 ± ± 0.04 млн лет) отвечает времени кристаллизации лейкократовых гранитов.

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

DOI: 10.31857/S2686739721060153

Крупнейшее в России Mo–W-месторождение Тырныауз (Кабардино-Балкария) расположено на северном склоне Главного Кавказского хребта и приурочено к пересечению субширотной Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоны, контролирующей размещение палеозойских интрузий, с меридиональной (Транскавказской) зоной скрытого линеамента. Последний контролирует размещение кайнозойских (неоген-четвертичных) интрузий. Месторождение включает Mo–W- и Mo-руды в апоскарновых метасоматитах и последующих жильно-прожилковых (штокверковых) системах (рис. 1), которые образовались в результате эволюции гигантской магматогенно-флюидной системы, связанной с гранитоидами [1]. Внедрение наиболее ранних интрузий “трондьемитов” (кварцевых диоритов-тоналитов-гранодиоритов-плагиогранитов) и формирование крупных скарновых тел, несущих Mo–W-апоскарновое оруденение, могло протекать в позднем палеозое [2]. Напротив, масштабное штокверковое Mo-оруденение и последующая Mo–W–Bi–Te–Au-минерализация являются более молодыми (неогеновыми) [3, 4].

Лейкократовые граниты (рис. 1) признаны в качестве важного возрастного и генетического репера в ходе многократного внедрения гранитоидных магм и развития сопряженных магматогенно-гидротермальных рудообразующих систем Тырныауза [1]. Отнесение этих пород к “палеоинтрузиям” либо “неоинтрузиям” имеет критическое значение для расшифровки истории формирования этого уникального месторождения. Для решения данной задачи авторами впервые было проведено локальное изотопное U–Pb-датирование циркона из лейкократовых гранитов с помощью метода лазерной абляции с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с масс-спектро-

[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*

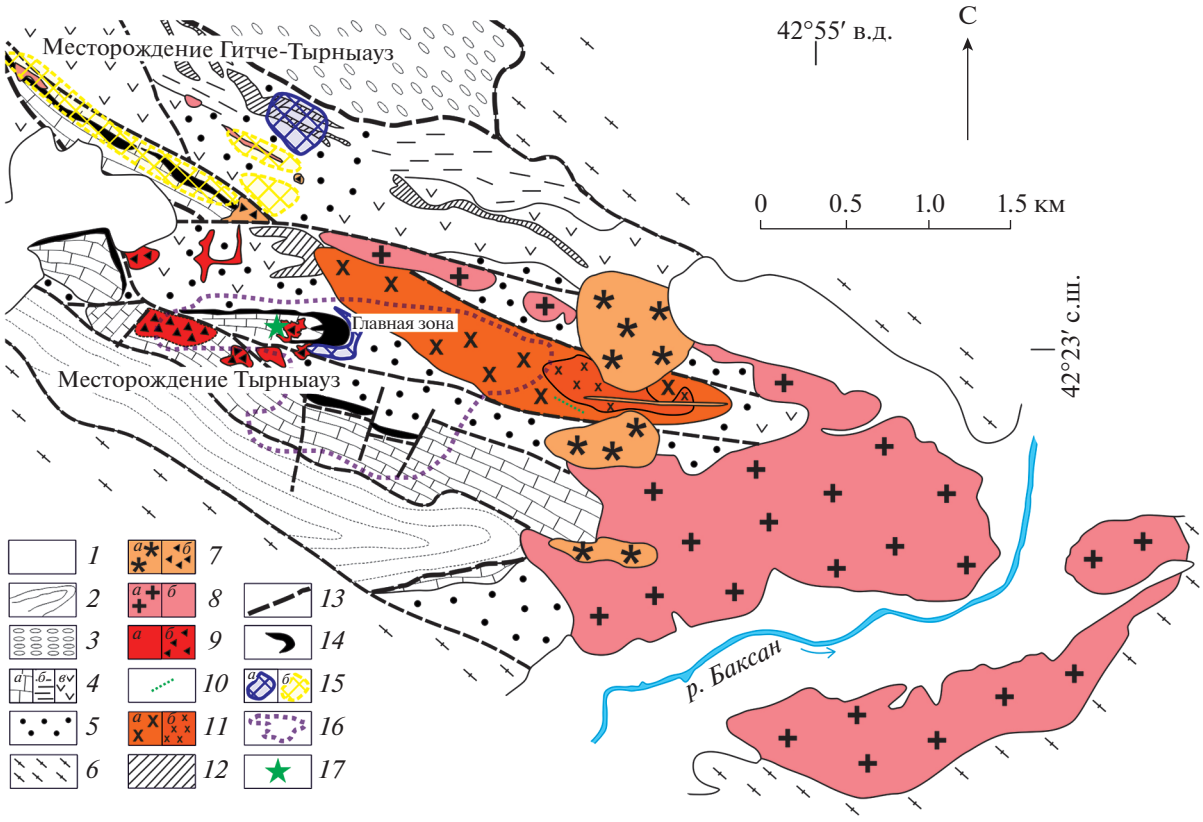

Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Тырныауз (по [1, 2]). *1* – аллювиальные четвертичные отложения, *2* – нижнеюрские отложения (черные сланцы, конгломераты, песчаники), *3* – верхнекаменноугольные молассовые отложения (конгломераты и песчаники), *4* – девонские и нижнекаменноугольные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

метрическим окончанием (LA–ICP–MS). Этот 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, [5–7]). Циркон считается надежным геохронометром, так как он практически не подвергается преобразованиям при наложении последующих процессов, что важно при датировании магматических пород в зонах постмагматического рудообразования. Ниже приводятся результаты выполненного исследования.

Лейкократовые граниты внедрились позже образования скарнов с апоскарновой Mo–W-минерализацией, так как содержат их ксенолиты, но предшествуют образованию послескарновых Mo (кварц-молибденитовых) штокверков [1]. Более молодые биотитовые (эльджуртинские) граниты и риолиты, возраст которых по данным K–Ar- и Rb–Sr-изотопного датирования около 2 млн лет [3], пересекают и срезают крупные тела Mo–W-скарнов, лейкократовые граниты и кварц-молибденитовые штокверки [1, 2], но, в свою очередь, сопровождаются кварц-сульфидными штокверками с Mo–W–Bi–Te–Au-минерализацией [4].

Лейкократовые граниты слагают серию небольших штоковидных, с многочисленными апо-

Таблица 1. Химический и редкоэлементный состав изученной пробы лейкократовых гранитов месторождения Тырныауз

мас. %				г/т (ppm)											
SiO_2	74.34	CaO	1.15	Ba	384	Li	18.8	Sn	8.21	Cu	24.0	Sm	2.89	Tm	0.22
TiO_2	0.30	Na_2O	4.90	Sr	245	Be	3.31	Cs	3.85	Zn	50.5	Eu	0.83	Yb	1.29
Al_2O_3	13.42	K_2O	2.93	Co	2.32	Zr	85.1	Hf	3.18	Pb	22.7	Gd	2.40	Lu	0.21
Fe_2O_3	0.41	P_2O_5	0.06	Ni	5.16	Nb	18.5	Ta	7.10	La	31.6	Tb	0.42		
FeO	1.17	LOI	0.73	V	19.5	Y	12.2	Ga	17.4	Ce	55.5	Dy	2.32		
MnO	0.05	Total	100.55	Cr	16.5	Mo	4.51	Th	21.2	Pr	5.61	Ho	0.51		
MgO	1.09			Rb	139	W	3.78	U	4.95	Nd	17.7	Er	1.34		

Примечание. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлюоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, рассеянных и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в лаборатории ЦНИГРИ.

физами, сложноветвящихся интрузивных тел, а также цементируют обломки в магматических брекчиях, распространенных в центральной части рудного поля в целом на площади около 1.5 × 1 км (рис. 1). Наиболее известны штоки “Паук” и “Самолет”, причем первый находится непосредственно под крупным скарновым телом Главной рудной зоны месторождения и в “фокусе” частично окружающего его молибденитового штокверка. По данным [2], апофизы штока “Паук” пересекают скарны Главной рудной зоны месторождения. Вдоль контактов лейкократовых гранитов развиты небольшие зоны пироксен-гранат-кварцевых метасоматитов. Породы штока “Паук” в разных объемных соотношениях содержат угловатые обломки-ксенолиты вмещающих пород (биотитовых и пироксеновых роговиков, мраморов, вероятно, “трондьемитов” и др., а также скарнов) и, таким образом, по крайней мере, участками также являются магматические брекчии, цемент которых сложен лейкократовыми гранитами [1, 8].

Лейкократовые граниты – это светлые (белые, желтовато-белые), мелкозернистые равномернозернистые или слабопорфировидные породы с малым содержанием биотита (0–3 об. %) и варьирующими количествами плагиоклаза (олигоклаз; от 25–30 до 45–55 об. %), калишпата (ортоклаз; от 5–10 до 30–40 об. %) и кварца [1, 8]. Это определяет выделение существенно плагиоклазовых (“плагиограниты” или “лабрадоритовые граниты”, на контактах с мраморами), калишпат-плагиоклазовых и обогащенных магматическим кварцем фазовых и/или фациальных разновидностей, а также лейкогранит-порфиров. Развиты графические и пегматоидные структуры, участки (домены) с преобладанием плагиоклаза или калиевого полевого шпата, участки ритмично-полосчатого (“расслоенного”) полевошпат-кварцевого строения и другие признаки неравновесных условий кристаллизации флюидонасыщенной магмы. Акцессорные минералы включают магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, монацит, ортит, а также красный гранат [1, 8].

Значительный разброс оценок возраста лейкократовых гранитов Тырныауза привел к длительной дискуссии по вопросу об отнесении лейкократовых гранитов Тырныауза или к палеоинтрузиям, или к неоинтрузиям. Первое K–Ar-датирование дало значение в 90 млн лет и 70 млн лет, а затем были получены более молодой изотопный K–Ar-возраст (от 20 ± 2 млн лет до 7.0 ± 1.5 млн лет) лейкократовых гранитов штока “Паук” и ортоклаза порфировидных выделений лейкократового гранит-порфира (2 млн лет) [9]. Предполагалось также омоложение изотопной K–Ar-системы лейкократовых гранитов в результате термального воздействия более молодых (эльджуртинских) гранитов [2, 3]. Напротив, на современных геологических картах лейкократовые граниты Тырныауза объединены с эльджуртинскими гранитами и риолитами в единый альпийский (неогеновый) тырныаузский вулкано-плутонический комплекс [10].

Исследованные зерна циркона были выделены из фазовой (или фациальной ?) разновидности лейкократовых гранитов, слагающих верхнюю часть штока “Паук” (рис. 1) и содержащих перемешанные угловатые, частично ассимилированные обломки биотитовых роговиков и, вероятно, других вмещающих пород. Цементирующие лейкократовые граниты в брекчии по объему преобладают над обломками; это мелкозернистые равномернозернистые до слабопорфировидных породы желтовато-белого цвета со сла-

бым кремовым оттенком, двуполевошпатовые, с количественным преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Химический состав гранитов приведен в табл. 1. Несмотря на стремление исключить присутствие ксенолитов в отобранном материале, полностью этого сделать не удалось (и, вероятно, невозможно из-за присутствия мельчайших обломков), как это видно ниже по разнообразию форм и других параметров выделенных зерен циркона.

Изотопные U–Pb-исследования циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR ("Thermo Fisher Scientific") с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite ("Teledyne Cetac"). Морфология и внутреннее строение зерен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям и снимкам в отраженных электронах. Изображения в обратно-рассеянных электронах и катодолюминесценции получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430 (Zeiss). Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}ThO^+/^{232}Th^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg, ^{204}(Pb + Hg), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U. Диаметр лазерного луча составлял 50 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см^2. Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы "Glitter" [11]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}U/^{235}U = 137.818$ [12]. Для учета элементного и изотопного фракционирования изотопные U–Pb-отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартного циркона Plesovice [13]. Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1 [14]. Для стандарта зерен циркона GJ-1 получены оценки возраста 601 ± 5 и 605 ± 6 млн лет (2σ), что совпадает с оценками возраста, полученными методом ID-TIMS [14]. 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 [15, 16]. Для остальных зерен циркона с более древними значениями возраста проведена коррекция данных на нерадиогенный свинец по [17]. Поскольку для "молодых" зерен циркона характерен низкий радиогенный прирост по ^{207}Pb, а результаты датирования каждого отдельного зерна располагаются в области погрешности измерений, возраст для них определен по изотопному $^{206}Pb/^{238}U$-отношению и представлен в виде средневзвешенного значения. Расчет средневзвешенного значения $^{206}Pb/^{238}U$-возраста и построение диаграммы проведены с помощью программы Isoplot [18].

Всего исследовано 28 зерен циркона (рис. 2), и среди них различаются два типа. Тип 1 – это бесцветные, желтоватые, светло-розовые или светло-бурые мутные таблитчатые или коротко-призматические кристаллы длиной 40–50 мкм с коэффициентом удлинения порядка 1.5–2 (рис. 2). Тип 2 – прозрачные бесцветные, хорошо ограненные удлиненно-призматические кристаллы длиной до 120 мкм с коэффициентом удлинения порядка 2–3 (рис. 2). Зерна этого типа наиболее распространены. В CL-изображении во многих кристаллах типа 2 наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка.

Выделенным морфологическим типам кристаллов циркона соответствуют значительные различия их изотопного U–Pb-возраста (табл. 2, 3). Тип 1 включает несколько популяций "древнего" циркона, изотопный U–Pb-возраст которого лежит в области от порядка 300 до почти 1500 млн лет. "Древние" датировки получены также для ядерных зон удлиненно-призматических кристаллов циркона. Тип 2 включает зерна "молодого" циркона с изотопным U–Pb-возрастом порядка 2.5–2.9 млн лет. Поскольку для проанализированных "молодых" зерен (моложе 3 млн лет) циркона характерны низкие содержания ^{207}Pb, оценочный возраст определен по $^{206}Pb/^{238}U$-изотопному отношению и представлен в виде средневзвешенного значения. Соответственно, в изученной выборке для "молодого" циркона (20 зерен) средневзвешенный $^{206}Pb/^{238}U$-возраст составляет 2.67 ± 0.04 млн лет (СКВО = 1.8). Однако небольшой разброс результатов датирования каждого зерна предполагает относительно быструю кристаллизацию циркона и лейкократовых гранитов.

Призматический облик и отчетливая осцилляторная зональность "молодого" циркона из изученных лейкократовых гранитов Тырныауза, отвечающего, по-видимому, "автокристам" этого минерала [19], свидетельствуют о его магматическом происхождении. Это дает основания полагать, что полученный средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст 2.67 ± 0.04 млн лет (рис. 3; табл. 3) соответствует времени кристаллизации лейкократовых гранитов. Напротив, разновозрастные "древние" зерна циркона, по-видимому, являются ксеногенными ("ксенокристами") или "унаследованными" [19], захваченными как из ксенолитов брекчии, так и других вмещающих

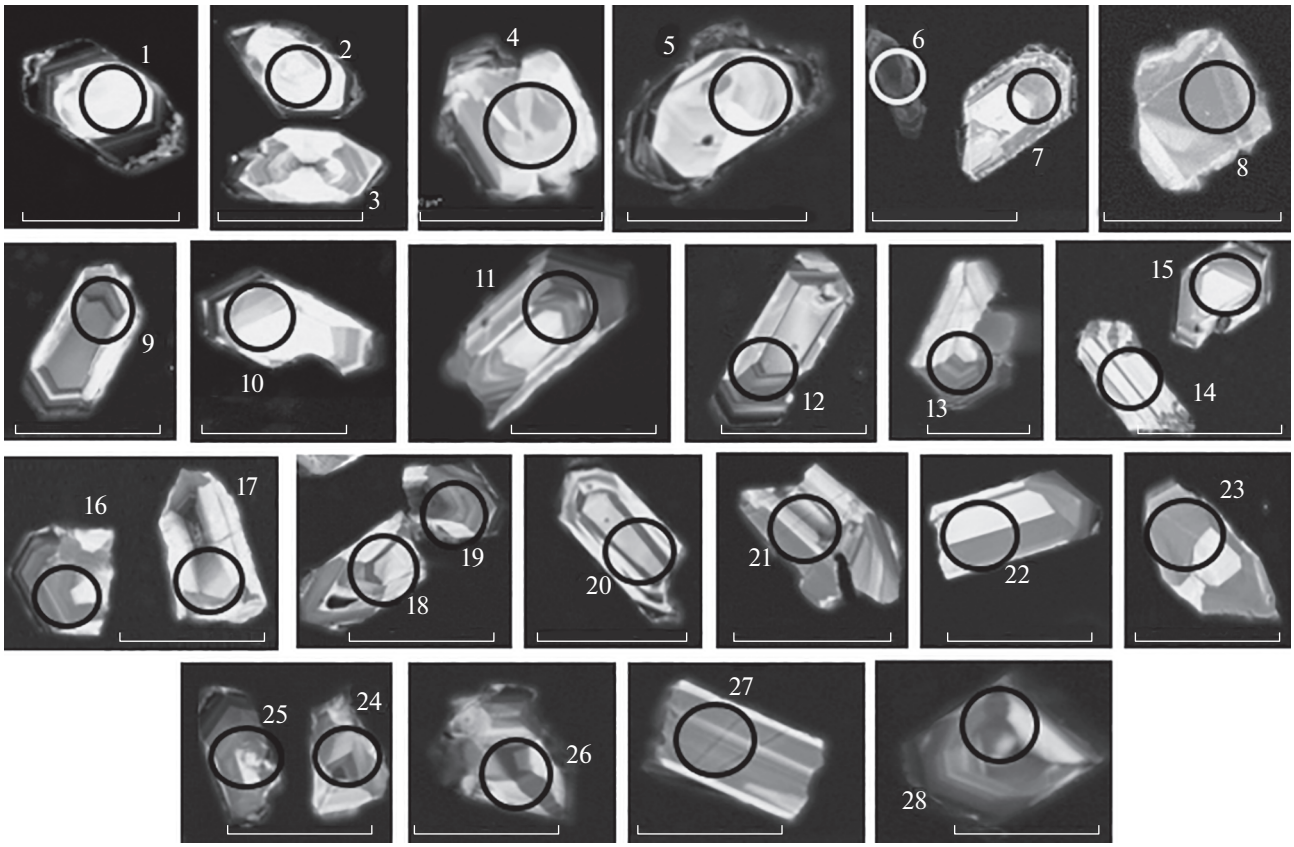

Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырныауз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в таблицах 2 и 3. Длина масштабной линейки – 100 мкм.

пород, через которые внедрялась магма лейкократовых гранитов или ее материнский расплав. В числе последних можно предполагать позднепалеозойские гранитоиды и различные еще более древние образования, возможно, породы метаморфического фундамента орогена. Возраст одного из “ксенокристов” циркона (308 млн лет) совпадает в пределах ошибки со значением изо-

Таблица 2. Результаты U/Pb-изотопных исследований “древних” зерен циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырныауз

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	^{206}Pb	U		$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
1	150	636	0.33	3.28642	19.4	0.25481	2.6	0.1	1478	574	1463	76	1.0
2	11	148	0.68	0.69211	3.2	0.08638	1.8	0.6	534	34	534	20	0.0
3	54	1072	0.74	0.42069	2.8	0.05689	1.8	0.6	357	20	357	13	0.0
4	15	349	0.38	0.33741	3.1	0.04695	1.8	0.6	295	18	296	11	–0.2
5	43	488	0.75	0.84412	2.9	0.10131	1.8	0.6	622	36	622	23	–0.1
6	35	811	0.64	0.35433	2.9	0.04891	1.8	0.6	308	18	308	11	0.1
7	50	1064	0.33	0.39564	2.8	0.05389	1.8	0.6	339	19	338	12	0.1
8	87	1142	1.00	0.69900	2.7	0.08704	1.8	0.6	538	30	538	19	0.1

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

Таблица 3. Результаты U/Pb-изотопных исследований “молодых” зерен циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырныауз

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	$^{206}Pb_c$	U		$^{207}Pb/^{235}U$	1 σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1 σ	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	1 σ
9	2.46	6370	0.52	0.00606	0.00015	0.00043	0.00001	0.94	2.681	0.060
10	0.47	1279	0.37	0.00301	0.00019	0.00041	0.00001	0.39	2.729	0.064
11	1.00	2720	0.54	0.00351	0.00014	0.00041	0.00001	0.61	2.692	0.062
12	2.12	5602	0.31	0.00297	0.00009	0.00042	0.00001	0.79	2.803	0.063
13	1.10	2937	0.51	0.00596	0.00019	0.00042	0.00001	0.75	2.619	0.060
14	0.46	1307	0.43	0.00335	0.00023	0.00039	0.00001	0.37	2.573	0.063
15	0.35	976	0.32	0.00294	0.00026	0.00040	0.00001	0.28	2.665	0.064
16	0.91	2461	0.38	0.00292	0.00014	0.00041	0.00001	0.51	2.735	0.063
17	0.92	2579	0.54	0.00279	0.00015	0.00040	0.00001	0.47	2.668	0.063
18	0.71	2066	0.51	0.00274	0.00017	0.00039	0.00001	0.41	2.605	0.063
19	0.85	2355	0.41	0.00321	0.00018	0.00041	0.00001	0.43	2.718	0.063
20	0.74	2203	0.73	0.00338	0.00025	0.00039	0.00001	0.35	2.558	0.064
21	0.75	2073	0.53	0.00382	0.00020	0.00041	0.00001	0.47	2.677	0.063
22	0.33	936	0.46	0.00281	0.00032	0.00040	0.00001	0.22	2.670	0.066
23	0.39	1110	0.34	0.00306	0.00027	0.00039	0.00001	0.29	2.592	0.064
24	0.82	2348	0.57	0.00282	0.00016	0.00039	0.00001	0.45	2.601	0.063
25	0.77	2081	0.39	0.00357	0.00018	0.00042	0.00001	0.47	2.765	0.063
26	1.07	2827	0.53	0.00321	0.00018	0.00043	0.00001	0.41	2.850	0.063
27	0.48	1399	0.87	0.00431	0.00024	0.00039	0.00001	0.46	2.498	0.062
28	1.07	2968	0.53	0.00438	0.00017	0.00041	0.00001	0.63	2.645	0.062

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок 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 [16, 17].

топного U–Pb-возраста (302 ± 4 млн лет) “трондьемитов” Тырныауза [20].

Полученные данные позволяют уверенно отнести изученные лейкократовые граниты Тырныауза к неоинтрузиям, сформированным в альпийское (неогеновое) время. Эти породы представляют собой обособленную интрузивную фазу или этап становления неоинтрузий Тырныауза. Их внедрение происходило на 500–600 тыс. лет раньше эльджуртинских гранитов, датированных возрастом около 2 млн лет (например, в диапазоне от 2.0 ± 0.2 до 1.9 ± 0.15 млн лет, по данным K–Ar-метода [9]). Это согласуется с известной “некомплементарностью” составов лейкократовых и последующих эльджуртинских гранитов [1], как и с наличием сопровождающих лейкократовые граниты аплитов и других жильных дериватов. Это позволяет согласиться с неогеновым возрастом Mo-оруденения, образование которого происходило после внедрения лейкократовых гранитов и продолжалось затем до и после внедрения эльджуртинских гранитов. С формированием кварц-полевошпат-молибденитовых прожилков в неогене согласуются данные по их изотопному K–Ar-возрасту (1.60 ± 0.25 млн лет по калиевому полевому шпату [9]).

Рис. 3. Диаграмма средневзвешенного изотопного U–Pb-возраста для “молодых” зерен циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырныауз.

Таким образом, изученные лейкократовые граниты представляют собой обособленную раннюю интрузивную фазу или этап становления неоинтрузий Тырныауза. Эти данные позволяют усовершенствовать представления об истории магматизма на месторождении Тырныауз.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № 075-15-2020-802).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ляхович В.В.* Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука, 1976. 424 с.
2. *Курдюков А.А.* Эволюция термального метаморфизма Тырныаузского рудного поля и связанного с ним оруденения // Геология рудных месторождений. 1984. № 4. С. 34–43.
3. *Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Аракелянц М.М.* Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырныаузском рудном поле, Северный Кавказ: новые K-Ar и Rb-Sr данные // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 244–248.
4. *Докучаев А.Я., Носова А.А.* Рудная минерализация в разрезе Тырныаузской глубокой скважины (Северный Кавказ) // Геология рудных месторождений. 1994. № 3. С. 218–229.
5. *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.
6. *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.
7. *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.
8. *Курдюков А.А.* Условия образования лейкократовых гранитоидов Тырныауза // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1982. № 11. С. 95–104.
9. *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.
10. *Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000 (издание второе). Серия Кавказская. Листы K-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004. 364 с.
11. *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.
12. *Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R.* $^{238}U/^{235}U$ Systematics in Terrestrial Uranium-bearing Minerals. // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
13. *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.
14. *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.
15. *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.
16. *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.
17. *Andersen T.* Correction of Common Lead in U-Pb Analyses that do not Report ^{204}Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192. P. 59–79.
18. *Ludwig K.* User's Manual for Isoplot 3.00. // Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA. 2003. P. 1–70.
19. *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.
20. *Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В., Калинин Ю.А., Бортников Н.С.* Позднепалеозойский возраст интрузивных пород массива "трондьемитов" Mo–W-месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия): первые результаты U–Pb-изотопного датирования циркона (метод LA-ICP-MS). // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 116–121.

FIRST DATA ON ISOTOPIC ZIRCON U–Pb AGE (LA–ICP–MS METHOD) OF THE LEUCOCRATIC GRANITE 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 first data of the isotopic zircon U–Pb study (LA–ICP–MS method) on the leucocratic granite at the giant Tyrnyauz W–Mo deposit (North Caucasus). The leucocratic granite emplacement separated the W–Mo skarn and younger large Mo stockwork formation. Two types of zircons are distinguished. The first type is represented by rare and likely xenocrystic tabular to short-prismatic crystals of an "ancient" zircon, with the broad variations of its isotopic U–Pb age (from about 300 Ma to almost 1500 Ma). The second type is represented by more abundant long-prismatic crystals of a "young" zircon; its mean isotopic U–Pb age (2.67 ± 0.04 Ma) corresponds to the time of the leucocratic granite crystallization.

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

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 146–151

ГЕОХИМИЯ

УДК 550.89

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСТВОРИМОСТИ ФЕНАКИТА В ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВАХ

© 2021 г. Б. Б. Дамдинов[1,*], Н. И. Сук[2], А. Р. Котельников[2], Л. Б. Дамдинова[1], В. Б. Хубанов[1]

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 05.02.2021 г.
Поступило 05.02.2021 г.
После доработки 18.02.2021 г.
Принято к публикации 20.02.2021 г.

Растворимость фенакита (Be_2SiO_4) в алюмосиликатных расплавах различной щелочности экспериментально исследована при T = 1000°C и P = 1 кбар в сухих условиях и в присутствии 10 мас. % H_2O. Эксперименты проводились на установке высокого газового давления. Продолжительность экспериментов составила 5 дней. Исходным материалом служило наплавленное стекло гранитного состава разной агпаитности (1–1.5), а также природный фенакит. Состав образцов после экспериментов определялся методом электронно-зондового рентгеноспектрального анализа, содержание бериллия – методом лазерной абляции. Было обнаружено, что растворимость фенакита зависит от состава алюмосиликатного расплава, увеличиваясь с увеличением агпаитности ((Na + K)/Al). Концентрации BeO в “сухих” расплавах варьируют в пределах 0.67–1.3 мас. %, в присутствии водного флюида – 1.58–2.28 мас. %. Полученные экспериментальные данные свидетельствуют в пользу концентрирования бериллия в остаточных щелочных водосодержащих расплавах. При этом содержания бериллия в этих остаточных расплавах могут быть достаточно высокими, позволяющими сформировать крупные месторождения бериллия за счет его экстракции флюидами из сравнительно небольших по объему магматических тел.

Ключевые слова: силикатный расплав, фенакит, растворимость, эксперимент

DOI: 10.31857/S2686739721060062

ВВЕДЕНИЕ

Бериллий входит в число стратегических металлов (таких как Nb, Ta, Mo, W, Sn и др.), необходимых для промышленности высоких технологий (ядерная энергетика, металлургия, машиностроение). Геохимически бериллий связан с гранитами, в частности с разностями литий-фтористых гранитов, щелочных гранитов и пегматитов [1]. Главными источниками бериллия являются пегматитовые и гидротермальные месторождения, где около половины мировых запасов приходится на пегматитовые месторождения [2]. Среди гидротермальных месторождений главными по запасам являются месторождения, связанные с бертрандит-флюорит-фенакитовыми (Ермаковское, Россия), бертрандит-аргиллизитовыми (Спер-Маунтин, США), берилл-слюдяными (Малышевское, Россия) и редкометально-флюоритовыми (Вознесенское, Россия) метасоматитами [2, 3, 4].

Кларк бериллия в земной коре, по А.П. Виноградову (1962), равен 3.8 ppm, в кислых изверженных породах – 5.5 ppm, средних – 1.8 ppm, основных – 0.4 ppm, осадочных – 3 ppm. Согласно исследованиям А.А. Беуса и Ю.П. Дикова [1], средние содержания бериллия в кислых породах составляют 5 ppm, в щелочных – 6 ppm. По современным данным, кларк бериллия в верхней коре оценивается всего в 3 ppm, в примитивной мантии – 60 ppb [5]. В гранитах средние содержания бериллия достигают 130–160 ppm, хотя в большинстве случаев варьируют в пределах 3–28 ppm [6]. В рудах промышленных месторождений среднее содержание Be варьирует от 700 до 7200 ppm (0.2–2 мас. % BeO).

Почти все месторождения бериллия генетически связаны с гранитоидным магматизмом, являясь продуктами деятельности летучих компонентов, отщепляющихся от гранитной магмы. На месторождения, связанные с кислыми породами, приходится 98% учтенных запасов бериллия. Следовательно, концентрирование этого элемента обусловлено в первую очередь процессами, происходящими в ходе эволюции материнских

[1] *Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия*
[2] *Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук, Черноголовка, Россия*
**E-mail: damdinov@mail.ru*

Таблица 1. Условия опытов по изучению растворимости фенакита в модельных гранитных расплавах при T = 1000°C; P = 1 кбар

№ оп.	Навеска	H_2O, мкл
7286	70 мг гранит[1)] (K_{agp} = 1)[2)] + 14 мг фенакит[3)]	7
7287	70 мг гранит (K_{agp} = 1.2) +14мг фенакит	7
7288	70 мг гранит (K_{agp} = 1.5) + 14 мг фенакит	7
7289	70 мг гранит (K_{agp} = 1) + 14 мг фенакит	–
7290	70 мг гранит (K_{agp} = 1.2) + 14 мг фенакит	–
7291	70 мг гранит (K_{agp} = 1.5) + 14 мг фенакит	–

[1)] модельные стекла гранитного состава;
[2)] K_{agp} – коэффициент агпаитности – (Na + K)/Al;
[3)] фенакит Be_2SiO_4, фракция 0.5–1 мм.

гранитоидных расплавов. Однако сведения о содержаниях бериллия в исходных гранитоидных расплавах практически отсутствуют. Экспериментальные данные по растворимости бериллия в гранитных расплавах также крайне немногочисленны. Известны лишь единичные работы, посвященные исследованиям растворимости бериллия в гранитоидных расплавах и в гидротермальных растворах, опубликованные во второй половине XX века [1, 7, 8, 9].

Считается, что крупнейшее в России Ермаковское фтор-бериллиевое месторождение сформировано за счет интрузии субщелочных гранитов [10]. Следовательно, повышенная щелочность могла оказывать влияние на концентрацию бериллия в первичном расплаве. Однако экспериментальные данные по влиянию щелочности на растворимость бериллия ранее отсутствовали. Это послужило основанием для исследования растворимости фенакита (Be_2SiO_4) в гранитных расплавах с различными значениями коэффициентов агпаитности (K_{agp} = (Na + K)/Al).

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Растворимость фенакита в алюмосиликатных расплавах различного состава экспериментально изучалась при T = 1000°C и P = 1 кбар в сухих условиях и в присутствии 10 мас. % воды. Эксперименты проводились на установке высокого газового давления. Исходным материалом служили предварительно наплавленные стекла гранитного состава, отвечающие составу гранита Ермаковского месторождения [11], но с различной агпаитностью (1, 1.2, 1.5), а также природный фенакит из радиально-лучистых кристаллов Ермаковского месторождения. Опыты проводились в заваренных платиновых ампулах диаметром 3 мм, куда помещалась навеска (70 мг гранитного стекла + 14 мг фенакита) и при необходимости заливалась вода (7 мкл). Продолжительность опытов составляла 5 сут, затем осуществлялась изобарическая закалка. Условия проведения опытов представлены в табл. 1.

Составы полученных образцов определялись на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II XMU (Чехия), оснащенном энергодисперсионным (INCAx-sight) и кристалл-дифракционным (INCA wave) рентгеновскими спектрометрами (Англия, Оксфорд). Использовалась программа качественного и количественного анализа INCA Energy 450. Условия анализа при использовании только энергодисперсионного спектрометра были следующие: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов на Co 0.3 нА, время анализа в точке 70 с. Точность определения при использовании энергодисперсионного спектрометра составляет 0.2 мас. % элемента.

Содержания бериллия определяли методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенным с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research) в ЦКП “Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований Геологического института СО РАН”, г. Улан-Удэ. В качестве внешнего стандарта использовался эталон стекла NIST-610, контрольным образцом служил эталон стекла NIST-612. Стратегия анализа представляла собой измерение внешнего и контрольного стандарта через каждые пять измерений образца. Расчет проводился с помощью программы Glitter [12] с введением содержания оксида кремния в качестве внутреннего стандарта, оцененного методом EMA. Относительные погрешности измерения концентраций Be составляли менее 10%, Na – менее 15%, Al – менее 7%, K – менее 10%, Ca – менее 8%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате экспериментов получено гомогенное стекло с кристаллами фенакита (рис. 1). Состав стекла определялся преимущественно вблизи кристаллов и представлен в табл. 2. Содержания BeO по всему образцу практически не менялись, что может свидетельствовать о достижении равновесия в ходе опытов. Установлено, что растворимость фенакита зависит от состава алюмосиликатного расплава (рис. 2), возрастая с увеличением его агпаитности ((Na + K)/Al). При этом коэффициент агпаитности в водосодержащих системах немного уменьшается по сравнению с исходным значением, что можно объяснить частичным растворением щелочей во флюиде. Полученные данные показывают, что растворимость фенакита в стекле в присутствии водного флюида

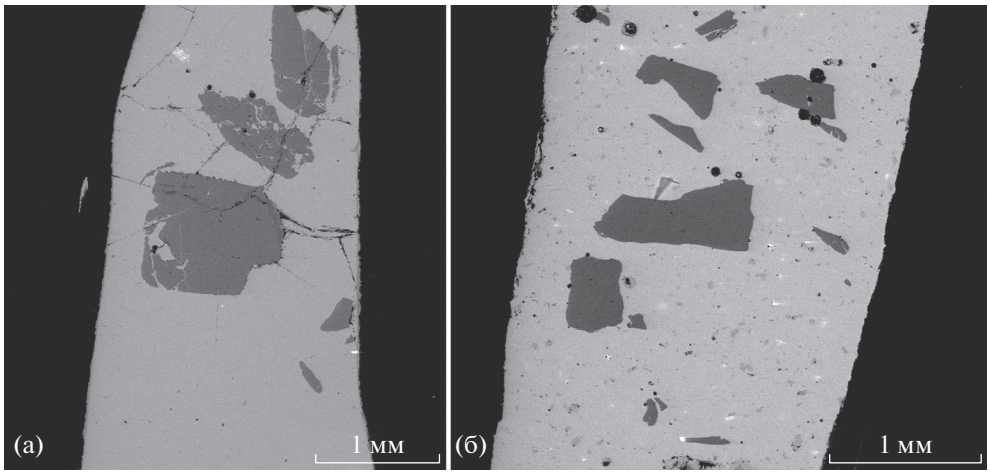

Рис. 1. Кристаллы фенакита (темно-серые) в алюмосиликатном стекле: а – эксперимент в присутствии воды (обр. 7286); б – эксперимент в безводных условиях (обр. 7289). Белые точки показывают места анализов стекла методом LA-ICP-MS.

выше, чем в сухих условиях. На основании полученных данных рассчитаны линейные зависимости растворимости фенакита от коэффициента агпаитности (K_{agp}):

$$C_{BeO}(\text{мас. }\%) = -0.206 + 1.832*(K_{agp});$$
$$s_x = 0.01; \quad E_x = 0.02;$$
(“обводненные” условия)

$$C_{BeO}(\text{мас. }\%) = -0.443 + 1.174*(K_{agp});$$
$$s_x = 0.07; \quad E_x = 0.11; \quad (\text{“сухие” условия}),$$

где s_x – среднеквадратичное отклонение, E_x – погрешность оценки C_{BeO}.

В ранее проведенных экспериментальных исследованиях растворимости было установлено, что растворимость бериллия в силикатном расплаве возрастает с повышением температуры (в интервале 650–850°C) и снижением глиноземистости – значений индекса ASI ($Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$) [7]. В то же время наши экспериментальные данные хорошо согласуются с данными цитируемой работы [7], экстраполированными на 1000°C, для значений агпаитности гранитного расплава ~1. При экстраполяции данных [7] для $K_{agp} = 0.90 \pm 0.01$ (водонасыщенные условия) на основе линейного уравнения:

$$C_{BeO}(\text{мас. }\%) = -2.274 + 0.00367*(T°C);$$
$$(s_x = 0.04; E_x = 0.03)$$

для $T = 1000$°C получаем C_{BeO} (мас. %) = 1.396 ± 003.

По нашим данным, зависимость C_{BeO}(мас. %) от агпаитности в водонасыщенных условиях описывается линейным уравнением:

$$C_{BeO}(\text{мас. }\%) = -0.206 + 1.832*K_{agp}.$$

Для температуры 1000°C и $K_{agp} = 0.90$ получаем значение C_{BeO}(мас. %) = 1.443 ± 0.02, что хорошо согласуется со значением, полученным по данным [7] (1.396 ± 0.03 мас. %). Эти значения при $s_x = 0.04$ статистически значимо не различаются.

Заметим, что влияние щелочности гранитоидов на растворимость бериллия ранее не оценивалось, хотя известно, что многие гидротермальные месторождения бериллия ассоциируют со щелочными или субщелочными гранитоидами и их вулканическими аналогами [2, 4]. Наши экспериментальные исследования показали, что растворимость фенакита в гранитоидном расплаве имеет прямую положительную зависимость от щелочности – с увеличением коэффициента агпаитности (отношения щелочей к алюминию) его растворимость возрастает. Это наблюдается как в

Таблица 2. Составы экспериментальных стекол, полученных при T = 1000°C и P = 1 кбар (составы приведены к 100 мас. %)

	В присутствии H_2O			Сухие условия		
№ обр.	**7286**	**7287**	**7288**	**7289**	**7290**	**7291**
SiO_2	72.32	71.31	71.17	71.91	70.63	69.80
Al_2O_3	14.75	13.80	12.96	15.31	14.88	13.23
Na_2O	5.50	5.68	6.48	5.96	6.91	7.72
K_2O	5.06	5.63	6.50	5.23	5.74	6.84
CaO	0.47	1.52	0.42	0.57	0.36	0.62
FeO	0.32	0.20	0.18	0.35	0.42	0.48
BeO	**1.58**	**1.86**	**2.28**	**0.67**	**1.05**	**1.30**
Сумма	100.00	100.00	99.99	100.00	99.99	99.99
K_{agp}	0.98	1.12	1.36	1.01	1.18	1.52

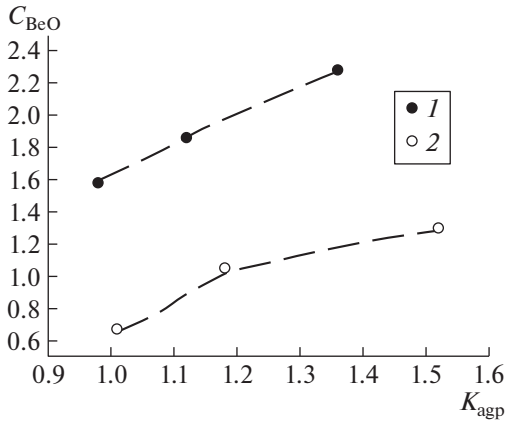

Рис. 2. Зависимость содержания BeO (мас. %) от агпаитности алюмосиликатного расплава (Na + K)/Al. *1* – эксперименты, проведенные в присутствии водного флюида, *2* – эксперименты, проведенные в сухих условиях.

сухих условиях, где содержания BeO возрастают от 0.67 до 1.3 мас. %, так и в присутствии водного флюида (BeO – от 1.58 до 2.28 мас. %). Как видно из представленных данных (табл. 2, рис. 2), в водосодержащем расплаве растворимость BeO существенно выше, чем в сухом.

Согласно исследованиям [4, 9] перенос бериллия в составе флюида осуществляется преимущественно во фторидной форме. Очевидно, что добавка F в исходное стекло (гранитный расплав), скорее всего, позволила бы получить еще большую растворимость бериллия. Тем не менее полученные результаты согласуются с данными о более высокой продуктивности на бериллий более водонасыщенных гранитоидов [10]. Практически прямая зависимость растворимости бериллия от щелочности расплава позволяет считать, что щелочные граниты наиболее продуктивны на бериллиевое оруденение. Это можно наблюдать на примере гидротермальных месторождений бериллия, в частности, крупнейшее в России Ермаковское F–Be месторождение генетически связано с интрузией щелочных гранитов [2, 10, 11, 13, 14].

Ранее, на примере экспериментальных данных по растворимости берилла и фенакита, было показано, что содержание Be в силикатном гранитоидном расплаве достигает более 4000 ppm, причем эта величина сильно зависит от температурных условий, в меньшей степени, от содержания глинозема [7]. Наши исследования показали значительно более высокие содержания, достигающие 2.28 мас. % BeO в силикатном стекле. Эти данные показывают, что первичный расплав может содержать достаточно высокие концентрации бериллия, на уровне первых мас. %, что выше содержания Be в самом богатом гидротермальном месторождении – Ермаковском фтор-бериллиевом. В то же время содержания бериллия в природных гранитоидах могут достигать 160 ppm только в наиболее обогащенных разностях, кларк же этого элемента в гранитах составляет от 3 до 28 ppm [6]. Такое различие между возможной растворимостью (первые мас. %) и реальным уровнем содержаний бериллия в гранитоидах (не более 160 ppm) можно объяснить тем, что в ходе кристаллизации расплава бериллий, как типичный некогерентный элемент, должен уходить во флюидную фазу. Однако ранее проведенные экспериментальные исследования распределения Be в системе вода–гранитный расплав показали значение K_D = 0.81 [8]. Следовательно, бериллий имеет большее сродство с расплавом, чем с флюидной фазой. В то же время известно, что концентрирование бериллия в природных месторождениях всегда происходит с участием флюида как в пегматитовых объектах, образующихся из остаточных расплавов, обогащенных флюидной фазой, так и на гидротермальных месторождениях, флюидно-метасоматический генезис которых очевиден.

Экспериментальные исследования [9] показали, что бериллий в гидротермальных условиях мигрирует преимущественно в составе фтор-содержащих комплексных соединений. Следовательно, наличие фтора во флюиде является главным условием экстракции бериллия во флюидную фазу и значение коэффициента распределения флюид-расплав в этом случае будет значительно увеличиваться. Экспериментальные исследования в системе $NaF–H_2O$ показали, что фторидные растворы являются растворами второго (P–Q) типа, одной из особенностей которых является наличие двух областей фазовой несмесимости [15]. При высоких P-T параметрах, характерных для условий начала кристаллизации гранитоидного расплава, фторидный водно-солевой флюид распадается на две несмесимые фазы – концентрированный натрий-фторидный рассол и слабоконцентрированный NaF-содержащий водный флюид. Существование таких несмесимых флюидных фаз доказано исследованиями расплавных и флюидных включений в рудогенерирующих гранитоидах Оротского и Ермаковского бериллиевых месторождений [10]. Согласно цитируемой работе, общая концентрация солевых компонентов, представленных преимущественно фтор-содержащими сульфатно-хлоридными фазами, в рассолах достигает 70–75 мас. %. Фаза концентрированного рассола максимально экстрагирует некогерентные элементы, в том числе бериллий, из гранитоидного расплава, часть элементов может выноситься из расплава в составе слабоконцентрированного флюида. В результате природные гранитоиды содержат бериллий в своем составе в концентрациях намного меньших, чем его

возможная максимальная растворимость в первичном расплаве. Отсюда можно сделать вывод, что содержания бериллия в щелочно-гранитоидных расплавах могут быть достаточно высокими, позволяющими сформировать крупные месторождения бериллия за счет его экстракции из сравнительно небольших по объему магматических тел.

Полученные экспериментальные данные свидетельствуют в пользу концентрирования бериллия в остаточных щелочных водосодержащих расплавах. Эти расплавы образуются при активной роли гетерогенных фторсодержащих флюидов во флюидно-магматических системах при эволюции гранитных расплавов. Признаки участия гетерогенного флюида в процессе рудообразования ранее были установлены при исследовании расплавных и флюидных включений на Оротском и Ермаковском бериллиевых месторождениях [10].

ВЫВОДЫ

1. Экспериментально установлено, что концентрации бериллия в гранитоидном расплаве возрастают с ростом щелочности. Содержания BeO в силикатном стекле в интервале значений коэффициента агпаитности 1.01–1.52, в сухих условиях повышаются от 0.67 до 1.3 мас. %. В присутствии водного флюида, в интервале агпаитности 0.98–1.36, содержания BeO варьируют в пределах 1.58–2.28 мас. %.

2. Показано, что бериллий характеризуется высокой растворимостью в гранитных расплавах, где содержания BeO могут превышать 2 мас. %, что соответствует его концентрациям в богатых месторождениях.

3. Высокая растворимость бериллия в гранитоидном расплаве позволяет сделать вывод о том, что крупные месторождения бериллия могут формироваться за счет сравнительно небольших по объему магматических тел.

4. Полученные экспериментальные данные свидетельствуют в пользу модели концентрирования бериллия в остаточных щелочных водосодержащих расплавах, образующихся во флюидно-магматических системах в ходе эволюции гранитных расплавов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9 и ИЭМ РАН №АААА-А18-118020590151-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беус А.А., Диков Ю.П.* Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (на основе гидротермального эксперимента). М.: Недра, 1967. 160 с.
2. *Куприянова И.И., Шпанов Е.П.* Бериллиевые месторождения России. М.: ГЕОС, 2011. 353 с.
3. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия // Под ред. А.И. Гинзбурга, М.: Недра, 1975, 248 с.
4. *Barton M.D., Young S.* Non-pegmatitic deposits of Beryllium: Mineralogy, geology, phase equilibria and origin // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 50. № 1. P. 591–692.
5. *Grew E.S.* Mineralogy, petrology and geochemistry of Beryllium: An introduction and list of Beryllium minerals // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 50. № 1. P. 1–76.
6. *London D., Evensen J. M.* Beryllium in Silicic magmas and origin of beryl-bearing pegmatites // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 50. № 1. P. 445–486.
7. *Evensen J.M., London D., Wendlandt R.F.* Solubility and stability of beryl in granitic melts // American mineralogist. 1999. V. 84. P. 733–745.
8. *London D., Hervig R.L., Morgan G.B.* Melt-vapor solubilities and elements; partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200 MPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. V. 99. P. 360–373.
9. *Wood S.A.* Theoretical prediction of speciation and solubility of beryllium in hydrothermal solutions to 300°C at saturated vapor pressure: Application to bertrandite/phenakite deposits // Ore Geology Reviews. 1992. V. 7. P. 249–278.
10. *Рейф Ф.Г.* Щелочные граниты и бериллиевое (фенакит-бертрандитовое) оруденение на примере Оротского и Ермаковского месторождений // Геохимия. 2008. № 3. С. 243–263.
11. *Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В.* Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества. М.: ИГЕМ РАН, ГЕОС, 2015. 256 с.
12. *Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* In: Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences. Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical association of Canada short course series. 2008. V. 40. P. 204–207.
13. *Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б., Брянский Н.В.* Процессы формирования флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовых руд Ермаковского F–Be месторождения (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2018. № 8. С. 1271–1291.
14. *Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г.* Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском F–Be месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2004. Т. 45. № 8. С. 979–991.
15. *Котельникова З.А., Котельников А.Р.* Na–F-содержащие флюиды: экспериментальное изучение при 500–800°C и P=2000 бар методом синтетических флюидных включений в кварце // Геохимия, 2008. № 1. С. 54–68.

EXPERIMENTAL STUDIES OF PHENAKITE SOLUBILITY IN ALKALINE GRANITOID MELTS

B. B. Damdinov[a,#], N. I. Suk[b], A. R. Kotelnikov[b], L. B. Damdinova[a], and V. B. Khubanov[a]

[a] *Geological Institute, Siberian Brach of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*

[b] *Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow oblast, Russian Federation*

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

Presented by Academician of the Russian Academy of Sciences V.V. Yarmolyuk 05.02.2021

The solubility of phenakite in aluminosilicate melts of various alkalinity was experimentally studied at $T = 1000°C$ and $P = 1$ kbar in dry conditions and in the presence of 10 wt. % H_2O. The experiments were carried out on a high gas pressure vessel. The duration of the experiments was 5 days. The initial material was prefused glass of granite composition with different agpaiticity (1–1.5), as well as natural phenakite. The composition of the samples after the experiments was determined by the method of electron probe x-ray spectral analysis, the beryllium content was determined by laser ablation. It was found that the solubility of phenakite depends on the composition of the aluminosilicate melt, increasing with increasing agpaiticity ((Na + K)/Al). The Be concentrations in dry melts vary within 0.67–1.3 wt %, in the presence of an aqueous fluid 1.58–2.28 wt %. The experimental data obtained testify in favor of the concentration of beryllium in the residual alkaline water-bearing melts. In this case, the content of beryllium in primary melts can be high enough to allow the formation of large deposits of beryllium due to its extraction from relatively small magmatic bodies.

Keywords: silicate melt, phenakite, solubility, experiment

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 152–157

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.411(553.068.54)+549.27+553.086+552.3+553.041(571.63)

О ПРИРОДЕ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОИДОВ ИЗ ЗОЛОТЫХ РОССЫПЕЙ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ (ПРИМОРЬЕ)

© 2021 г. В. В. Иванов[1,*], академик РАН А. И. Ханчук[1], Л. Г. Колесова[1]

Поступило 01.03.2021 г.
После доработки 15.03.2021 г.
Принято к публикации 15.03.2021 г.

С помощью аналитической сканирующей электронной микроскопии в тонкой фракции шлихов золотых россыпей двух водотоков, которые дренируют дислоцированные терригенные отложения перми, перекрывающие кембрийские метагабброиды и метадиориты, впервые в Южном Сихотэ-Алине обнаружены мелкие кристаллы и зерна сперрилита, изоферроплатины и куперита, а также субмикронные выделения в кавернах их поверхности других МПГ – купрородсита, рустенбургита и неназванной фазы $RhPtAsS_2$. Сделан вывод о том, что метаморфиты служили источником флюидов и платиноидов, чей кристаллогенез происходил на геохимическом восстановительном барьере в дислоцированных углеродисто-терригенных отложениях перекрывающего структурно-вещественного комплекса Сергеевского террейна.

Ключевые слова: платина, палладий, родий, халькогениды, природные сплавы, россыпи, углеродистые осадки, тектониты, Сихотэ-Алинь

DOI: 10.31857/S2686739721060086

Южный Сихотэ-Алинь относится к дальневосточному региону не прерывавшейся более чем полуторовековой добычи коренного и россыпного золота. При этом платиноносные рудные проявления, а также минералы платиновой группы (МПГ) в континентальных и прибрежно-морских россыпях золота до настоящего времени не были встречены [1, 2]. Во многом это обусловлено микроскопическими и субмикроскопическими размерами их зерен, для диагностики которых требуются высоколокальные методы исследований.

МПГ нами обнаружены в шлихах двух золотых россыпей Литовского рудно-россыпного узла в юго-восточных предгорьях Ливадийского хребта Сихотэ-Алиньской горной системы. Закономерен вопрос об источнике платиноидов и вероятных условиях размещения их минерализации.

Указанный узел находится западнее Партизанского разлома в южной части Сергеевского террейна – аллохтонной пластины палеозойского орогенного пояса на юрской аккреционной призме [2] (рис. 1). Его гетерогенный фундамент представлен преимущественно кембрий-ордовикским габбро-диорит(преобладают)-гранодиоритовым структурно-вещественным комплексом с характерным гнейсовидным обликом амфиболизированных пород. Эти, так называемые “сергеевские габброиды”, включают блоки других комплексов кембрийских пара- и ортопород. Чехол террейна сложен осадочными и вулканогенными образованиями, начиная с верхнепалеозойских. Сшивающие комплексы – палеозойские и мезозойские гранитоиды [2–4]. Дизъюнктивные структуры, разделяющие блоки террейна, относятся преимущественно к долгоживущим левосторонним сдвигам, с которыми сопряжены главным образом северо-восточные надвиги, запад-северо-западные правосторонние, северо-западные раздвиги и сбросы, а также разломы другой кинематики [2–5, 9].

Рудно-россыпной узел охватывает ЮЗ-отрезок одной из региональных рудоконтролирующих структур указанной части террейна – Западно-Партизанской зоны (шириной до 10 км), состоящей из серии сближенных ССВ-левосторонних сдвигов, с которыми сочленены ВСВ-надвиговые зоны динамокластитов [5].

Среднегорное обрамление и днища долин ручьев бассейна р. Литовки, которые вмещают характеризуемые неглубоко залегающие россыпи золота, сложены сергеевскими габброидами и пермскими терригенно-осадочными породами, имеющими углеподобный вид вследствие трансформации рассеянного углеродистого вещества в

[1] *Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
**E-mail: d159327@yandex.ru*

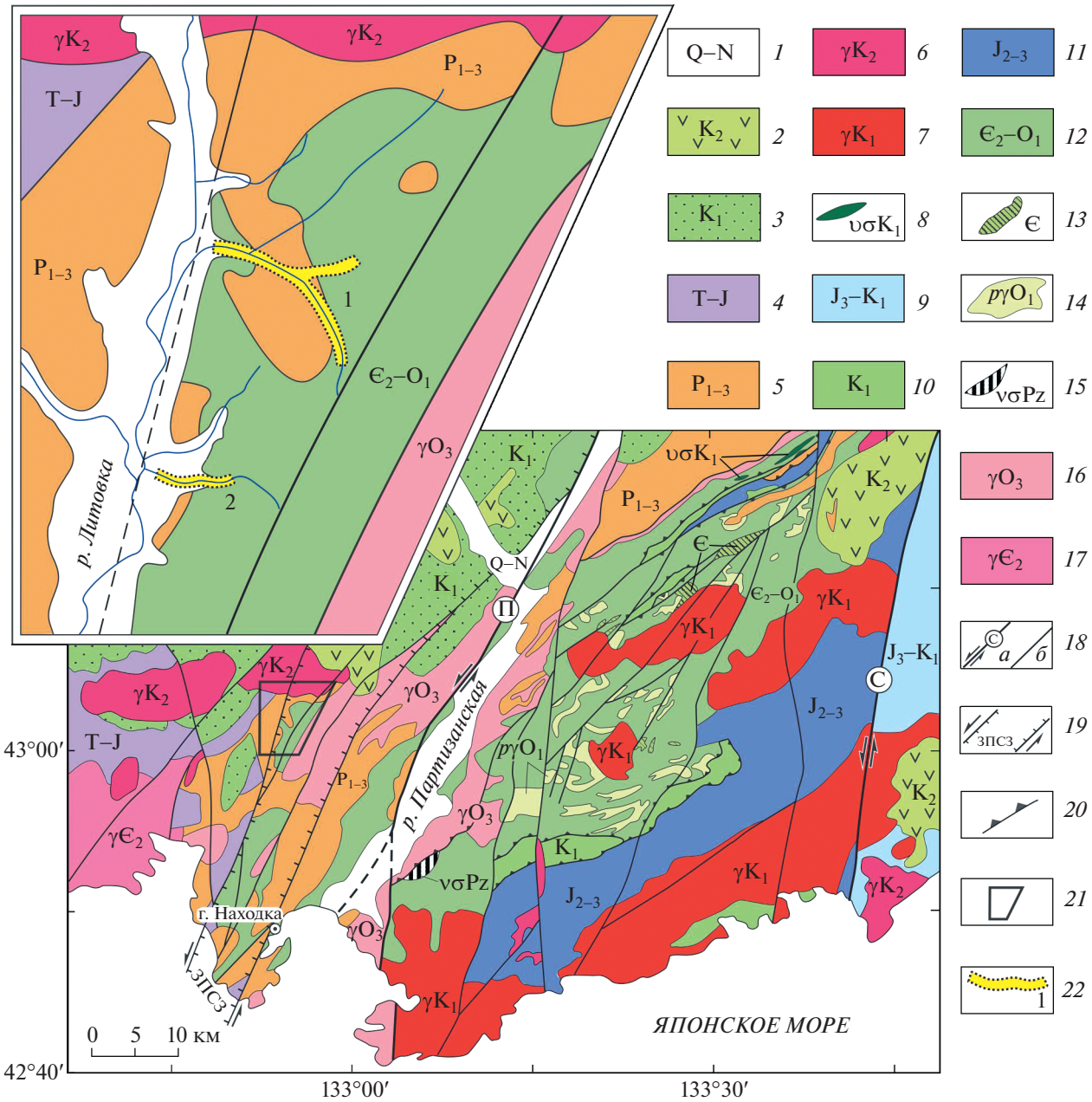

Рис. 1. Схема геологического строения Сергеевского террейна и площади размещения россыпей с платиновыми минералами, по [2–4], с изменениями и добавлениями. *1–8* – Перекрывающие и сшивающие комплексы: *1* – аллювиальные отложения (Q–N), *2* – андезиты, риолиты (K_2), *3* – терригенные отложения, базальты, андезиты (K_1), *4* – угленосные терригенные отложения (T–J), *5* – терригенные отложения, известняки ($P_{1–3}$), *6* – граниты и диориты (γK_2), *7* – граниты (γK_1), *8* – щелочные базиты и ультрабазиты ($\upsilon\sigma K_1$); *9–17* – *Террейны*: *9* – *Таухинский*. Турбидиты ($J_3–K_1$) с блоками океанических пород (D–T); *10–11* – *Самаркинский*. *10* – глаукофановые и зеленые сланцы (K_1), *11* – турбидиты ($J_{2–3}$) с блоками океанических пород (P–T); *12–17* – *Сергеевский*. *12* – габбро, диорито- и гранодиорито-гнейсы ($Є_2–O_1$), *13* – плагиогнейсы, кварциты, мрамора (Є), *14* – плагиограниты ($\rho\gamma O_1$), *15* – перидотиты, троктолиты ($\nu\sigma Pz$), *16* – гранодиориты, трондьемиты и граниты (γO_3), *17* – граниты и лейкограниты ($\gamma Є_2$); *18–19* – Разломы: *18* – (*а*) главные, Сихотэ-Алинский (С) и Партизанский (П), и (*б*) крупные, 19 – ограничивающие Западно-Партизанскую сдвиговую зону [по 5]; *20* – надвиги; *21–22* – Врезка: *21* – площадь локализации россыпей с платиноидами, *22* – россыпи.

разломной зоне. Гравийно-галечно-валунный материал русловых и пойменных отложений (плейстоцен и голоцен) россыпей аналогичен местным горным породам.

Минералы платиноидов извлечены под стереомикроскопом “Zeiss” Stemi DV4 в количестве нескольких десятков зерен из тонкой фракции хвостов отработки россыпей. Они исследованы в

Таблица 1. Результаты ЭДС-анализа минералов платиноидов из золотых россыпей Южного Приморья, % массы

№ п.п.	N з(т)	Pt	Pd	Rh	Fe	Sn	Cu	As	S
Изоферроплатина. $Pt_{(2.81–2.91)}Fe_{(1.09–1.19)}$									
1	2 (2)	89.15–90.35 / 89.75	–	–	9.65–10.85 / 10.25	–	–	–	–
Изоферроплатина палладистая. $Pt_{(2.62-2.68)}Pd_{(0.18-0.32)}Fe_{(1.06-1.17)}$									
2	2 (3)	84.62–85.96 / 85.29	3.20–5. 58 / 4.39		9.81–10.84 / 10.33	–	–	–	–
Куперит. $Pt_{(0.93-1.1)}Fe_{(0-0.04)}S_{(0.90-1.04)}$									
3	3 (3)	83.71–88.10 / 85.99	–	–	0.01–0.91 / 0.54	–	–	–	11.90–15.38 / 13.47
Сперрилит. $Pt_{(1.0-1.06)}As_{(1.94-2.0)}$									
4	3 (10)	56.44–58.70 / 57.43	–	–	–	–	–	41.30–43.56 / 42.57	–
Сперрилит с примесью серы. $Pt_{0.99}S_{0.12}As_{1.89}$									
5	1 (1)	57.04	–	–	–	–	–	41.87	1.09
Рустенбургит. $Pt_{2.81}Pd_{0.14}Fe_{0.13}As_{0.13}Sn_{0.79}$									
6	1 (1)	81.40	2.26	–	1.09	13.85	–	1.41	–
Купрородсит. $Cu_{(0.96-1.52)}Rh_{(1.48-1.54)}S_{(4.00-4.50)}$									
7	2 (3)	–	–	40.45–43.61 / 42.42	–	–	16.79–25.58 / 20.29	–	34.03–39.60 / 37.31
Неназванная фаза $Rh_{1,11}Pt_{0,93}As_{0,96}S_{2,00}$; $RhPtAsS_2$									
8	1 (1)	42.05	–	26.42	–	–	–	16.68	14.85

Примечание. В числителе диапазон значений, в знаменателе среднее. N з(т) – число зерен (число точек анализа).

Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН по стандартной методике с помощью сканирующих электронных микроскопов (СЭМ) JSM-6490LV и LYRA 3 XMH, оснащенных энергодисперсионными спектрометрами (ЭДС) соответственно “INCA” Energy X-max и AZtec X-Max 80 Standard.

Помимо самородного золота и МПГ в шлихах установлены: пирит, марказит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит и киноварь; касситерит, шеелит, гематит, магнетит и хромшпинелиды.

Изученные МПГ представлены весьма мелкими кристаллами и зернами сперрилита, изоферроплатины и куперита, а также субмикронными выделениями других МПГ (табл. 1).

Сперрилит, главный МПГ шлихов, под стереомикроскопом имеет вид блестящих темных капелек размером до 0.5 мм. Под СЭМ это – изометричные сглаженные индивиды, нередко полиэдрические с притупленными вершинами и несколько искривленными ребрами. Встречен оригинальный двойниковоподобный сросток сложных кристаллов сперрилита близкого состава (рис. 2а и б). Поверхность зерен гладкая и чистая. Редко с единичными микрополостями. Состав зерен данного арсенида стехиометрический (табл. 1). В одном случае в нем зафиксирована примесь серы – 1.09 мас. % (табл. 1, строка № 5).

Куперит – шаровидные микрозерна (0.2 мм) с губчато-точечной и типично кавернозной поверхностью, местами скорлуповато-слоистой. Их состав близок к стехиометрическому (см. табл. 1). Кроме того, этот сульфид обнаружен и в качестве ксеноморфных выделений совместно с купрородситом и жилковидными фазами железистой платины в кавернах корродированной изоферроплатины.

Изоферроплатина по примесному составу частью палладистая (3.20–5.58 мас. % Pd) (табл. 1, № 2). Периферийные части ее изометричных сложных кристаллов (до 0.15 мм) имеют обычно скурлоповато-кавернозную и локально более грубую “пещеристую” поверхность, редко “рифленую” по ростовым слоям (рис. 2г, на врезке спектр 1). В углублениях корродированных кристаллов встречены тонкие выделения куперита, купрородсита, рустенбургита и неназванной фазы $RhPtAsS_2$.

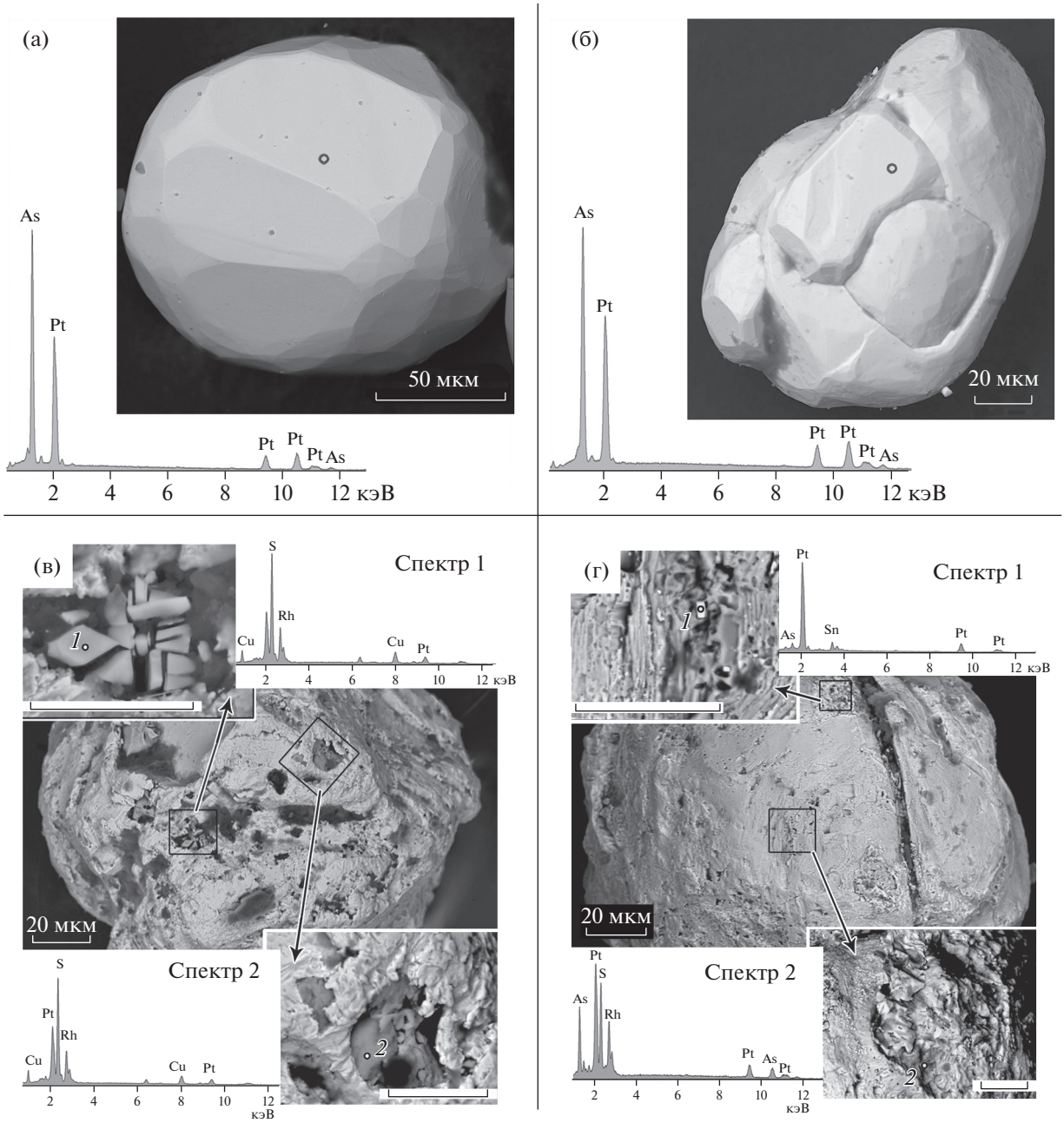

Рис. 2. СЭМ-изображения в отраженных электронах и ЭДС-спектры состава кристаллов сперрилита (а и б) и изометричных зерен корродированной изоферроплатины с субмикронными включениями в ее кавернах тонких кристаллов и выделений купрородсита (в, спектры 1 и 2), кристалликов рустенбургита (г, спектр 1) и зерна неназванной фазы $RhPtAsS_2$ (г, спектр 2). На всех врезках размер мерной линейки равен 2 мкм. Точки анализа показаны кружками.

Включения купрородсита $CuRh_2S_4$ в виде друзочки тонких (~1 мкм) ромбовидных кристаллов установлены в одной из каверн зерна изоферроплатины. В другой каверне этого же зерна присутствует его бесформенное образование близкого состава со сглаженной поверхностью (рис. 2в, спектры 1 и 2; табл. 1, № 7).

Встреченный в каверне зерна изоферроплатины (рис. 2 г, на врезке спектр 1; табл. 1, № 6) рустенбургит (Pt_3Sn) представлен субмикронными (0.2–0.5 мкм) кубиками и призмочками с примесями (в мас. %) Pd (2.26), As (1.41) и Fe (1.09).

Также зафиксирована неназванная фаза $RhPtAsS_2$, микрозерно (4 мкм) которой совместно с куперитом присутствует на дне крупной “пещерной” каверны в изоферроплатине (рис. 2в, спектр 2; табл. 1, № 8).

Такая совокупность минералов платиновой группы, в которой главную роль играют сперрилит и изоферроплатина, второстепенную куперит и подчиненную единичные тонкие образования купрородсита, рустенбургита и неназванной фазы $RhPtAsS_2$ (возможно, криптоагрегат миассита с платарситом или боуита с куперитом), соответствует ассоциациям МПГ в россыпях платинового минералого-геохимического типа [6]. Источниками их питания считаются как россыпеобразующие формации, так и другие рудные формации платиновых металлов. В частности, расслоенные и дифференцированные интрузии с гидротермалитами и массивы пикрит-габбровых комплексов с сульфидным Cu–Ni-оруденением [6–8].

На рассматриваемой же площади южного блока Сергеевского террейна, к западу от Партизанского глубинного разлома, выходы ультрамафит-мафитовых образований и продукты их разрушения в рыхлых осадочных отложениях не известны. Лишь значительно восточнее этого разлома в зонах сдвиго-надвиговых дислокаций среди метаморфитов закартированы небольшие массивы и тектонические пластины щелочных базитов и ультрабазитов, перидотитов и троктолитов без рудной нагрузки (рис. 1).

По мнению авторов статьи, для понимания природы МПГ литовских россыпей, локализованных на площади развития сергеевских габброидов фундамента и перекрывающих терригенных осадков, важно подчеркнуть, что в ряду метаморфогенных преобразований метабазитовых пород определяющее значение имели длительные и интенсивные деструкционные процессы различного структурного уровня, начиная с внутризернового. Поэтому очевидна весьма высокая степень диспергирования кристаллического вещества в результате разрушения кристаллических решеток минералов пород с высвобождением при этом металлов, осуществлением трибохимических реакций и переходом (диссипацией) внутренней энергии в тепло. Благоприятной тектонической обстановкой для этого и последующего вовлечения благородных металлов в физико-химические процессы минералогенеза служили сдвиговые зоны катаклаза и рассланцевания ([5, 9] и др.).

Считается, что при господствующей динамике сдвижения породных масс и концентрации тектонических напряжений должно происходить приоткрывание преимущественно вертикальной трещинно-порово-капиллярной системы, ориентирующей прямую проницаемость среды в вертикальном направлении, т.е. с глубоких уровней к верхним. В системе при этом также повышается мобильность газово-жидкой фазы и усиливаются процессы флюидообразования и миграции гидротерм с рудным веществом [5, 9–12].

Последующее отложение твердых минеральных фаз платиноидов, экстрагированных наряду с другими металлами из пород основания террейна, осуществлялось при формировании вкрапленной благороднометалльной самородно-халькогенидной минерализации на геохимических восстановительных барьерах. Этому способствовала распространенность в местах локализации россыпей углеродисто-терригенных отложений перми. Как следует из геологической обстановки (см. рис. 1, врезка), они экранировали флюидопроницаемые сдвиговые зоны.

Генетические представления о возможности мобилизации металлов из дислоцированных метаморфитов и путях миграции рудного вещества на нано- и микроуровне, металлизации кластерных форм благородных металлов при их концентрировании и о барьерно-геохимическом потенциале углеродистых образований, теоретически и экспериментально обоснованы [13–19].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Радкевич Е.А.* Металлогения Южного Приморья // Труды ИГЕМ. Вып. 19. М.: Изд. АН СССР. 1958. 109 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн./ под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 1–572.
3. *Анохин В.М., Рыбалко В.И., Аленичева А.А., Леликов Е.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист K-(52), 53. Владивосток, СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ. 2011. 332 с.
4. *Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ханчук А.И., Александров И.А., Чащин А.А., Скляров Е.В.* Интрузивные комплексы Сергеевского террейна – древнейшего блока Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2018. 56 с.
5. *Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л., Саядян Г.Р. Сорокин Б.К.* Структурно-геодинамический фактор в распределении золотой минерализации Южного Приморья // ДАН. 2004. Т. 394. № 5. С. 654–658.
6. *Мочалов А.Г.* Россыпи платиновых металлов // Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Научный мир, 1997. С. 127–165.
7. *Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю.* Информативность шлиховых ореолов для поисков платинометалльного оруденения // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 3. С. 221–240.
8. *Мехоношин А.С., Колотнлина Т.Б.* Петролого-геохимические особенности ультрабазитов южного обрамления Сибирского кратона и критерии поисков сульфидно-никелевых руд // Руды и металлы. 2006. № 6. С. 26–30.
9. *Неволин П.Л., Иванов В.В., Коваленко С.В., Митрохин А.Н.* Геодинамика формирования структуры Сергеевского блока кристаллических пород и контроль золотого оруденения (Южный Сихотэ-

Алинь) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 91–112.

10. *Пэк А.А.* О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 147 с.
11. *Звягинцев Л.И.* Деформация горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978. 174 с.
12. *Летников Ф.А., Савельева В.Б., Большев С.П.* Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск: Наука, 1986. 22 с.
13. *Летников Ф.А.* Синергетика геологических процессов. Новосибирск. Наука, Сибирское отделение. 1992. 228 с.
14. *Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др.* Форма нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.
15. *Немеров В.К., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Сухов Б.Г., Трофимов Б.А.* Нанодисперсное состояние металлов и их миграция в углеродистых природных средах // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 233–236.
16. *Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Цыханский В.Д., Васильева И.Е., Прокопчук С.И.* Платина в углеродистом веществе руд месторождения Сухой Лог // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 286–296.
17. *Матвиенко В.Н., Калашников Ю.Д., Нарсеев В.А.* Кластеры – протоформа нахождения драгметаллов в рудах и минерализованных породах // Руды и металлы. 2004. № 5. С. 28–36.
18. *Матвиенко В.Н., Ненахов В.М., Калашников Ю.Д., Левин В.Л.* Роль природных кластеров благородных металлов как источника рудного вещества при формировании месторождений // Вестник ВГУ. Сер. геология. 2018. № 3. С. 36–49.
19. *Наумов Г.Б., Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф.* Теория метаморфогенного рудообразования в последнюю четверть века // Минералог. журнал. 2018. Т. 40. № 4. С. 21–34.

ABOUT THE NATURE OF PLATINOID MINERALS FROM GOLD PLACERS OF SOUTHERN SIKHOTE-ALIN (PRIMORYE)

V. V. Ivanov[a,#], Academician of the RAS A. I. Khanchuk[a], and L. G. Kolesova[a]

[a] *Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#] *E-mail: d159327@yandex.ru*

Gold placers of two streams that drain dislocated terrigenous carbon-bearing Permian deposits overlying Cambrian metagabbroids and metadiorites within the Sergeevsky terrane in the southern Sikhote-Alin were studied. SEM analysis of a fine-grained fraction of placers' heavy concentrates discovered microcrystals of cperrylite, isoferroplatinum, cooperite and rustenburgite, as well as submicron cuprorhodsite, rustenburgite and unnamed phase $RhPtAsS_2$ developed on their corroded surface. It was concluded that the metamorphic rocks served as a source of fluids and platinoids, whose crystallogenesis occurred at the geochemical reduction barrier in the dislocated carbonaceous-terrigenous deposits of the overlying complex.Key words: platinum, palladium, rhodium, chalcogenides, natural alloys, placers, carbonaceous sediments, tectonites, Sikhote-Alin.

Keywords: platinum, palladium, rhodium, chalcogenides, natural alloys, placers, carbonaceous sediments, tectonites, Sikhote-Alin

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 158–162

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.3

ВОЛНОВЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ ПРИ МАГНИТНЫХ БУРЯХ

© 2021 г. А. А. Спивак[1,*], Ю. С. Рыбнов[1], С. А. Рябова[1], В. А. Харламов[1]

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 15.01.2021 г.
Поступило 01.02.2021 г.
После доработки 19.02.2021 г.
Принято к публикации 22.02.2021 г.

Приведены результаты анализа данных инструментальных наблюдений за микробарическими вариациями атмосферного давления, выполненных в Геофизической обсерватории “Михнево” и в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН в периоды сильных геомагнитных возмущений. На примере 57 событий показано, что при магнитных бурях (индекс геомагнитной активности $K_p \geq 5$) наблюдаются повышенные микробарические вариации амплитудой от 2 до 20 Па в диапазоне периодов 20–80 мин, а также с частотами, близкими к частоте Брента–Вяйсяля. Показано, что спектр вызванных магнитными бурями микробарических вариаций содержит несколько квазигармонических составляющих. Максимальная амплитуда акустических колебаний лежит в диапазоне от 2 до 20 Па при максимальных амплитудах магнитного возмущения от 15 до 200 нТл.

Ключевые слова: магнитные бури, акустические колебания, атмосфера, микробарические вариации, спектр

DOI: 10.31857/S2686739721060165

Результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют о наличии постоянно присутствующих в атмосфере Земли длиннопериодных и короткопериодных микробарических вариаций. Источниками указанных вариаций являются природные процессы (землетрясения, вулканические извержения, прохождение атмосферных фронтов и т.д.) и процессы техногенного происхождения (взрывы разного предназначения, наземный и воздушный транспорт, работающая техника и т.д.) [1–3]. Вызывают возмущение естественного микробарического поля также источники космического происхождения, связанные с вхождением космических тел в атмосферу, солнечными затмениями, полярными сияниями и т.д. [2, 4, 5]. Интерес к изучению микробарических вариаций связан с возможностью их использования для определения характеристик и всестороннего описания вызывающих их явлений и процессов, а также общей динамики атмосферы Земли. Немаловажной является также практическая сторона таких исследований. Данные о микробарических вариациях востребованы при разработке прогностических признаков опасных природных явлений (землетрясения, ураганы, шквалы, сильные грозовые явления) и при определении условий и механизмов возбуждения ионосферы, а также описании распространения акустических волн в земной атмосфере [3, 6].

Среди многочисленных источников возбуждения микробарических вариаций в атмосфере нас заинтересовали сильные геомагнитные возмущения, проявляющиеся в виде магнитных бурь.

В настоящем сообщении рассматриваются некоторые характеристики микробарических вариаций в атмосфере Земли, сопутствующие магнитным бурям. В качестве исходных данных использовались ряды инструментальных наблюдений за геомагнитными вариациями в Геофизической обсерватории “Михнево” (MHV) и микропульсациями атмосферного давления в MHV и в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН (ЦГМ) [7, 8].

Наблюдения за вариациями компонент индукции магнитного поля[1] B_x, B_y и B_z выполнялись с помощью трехкомпонентного феррозондового цифрового магнетометра LEMI-018, обеспечивающего регистрацию в диапазоне ±68000 нТл с разрешением 10 пТл (частота выборки 1 с$^{-1}$). Микропульсации атмосферного давления P и акустические колебания регистрировались с по-

[1] *Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: aaspivak100@gmail.com*

[1] Координаты: x – север-юг, y – восток-запад, z – вертикально вниз.

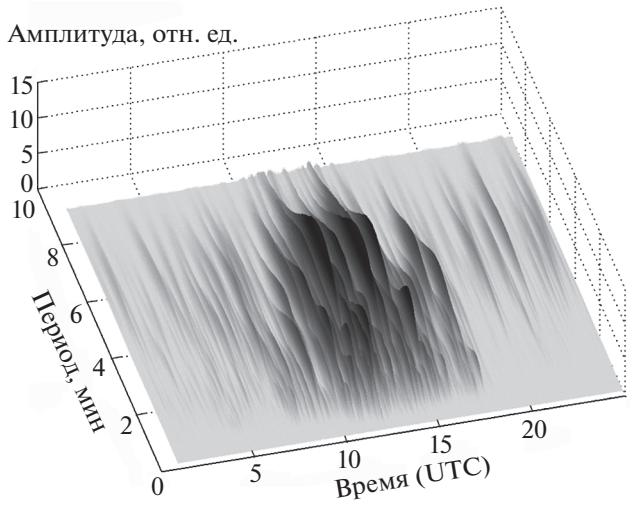

Рис. 1. Вейвлет-скалограмма микробарических колебаний в период магнитной бури 25.10.2016 г.

мощью микробарометров МБ-02 в диапазоне частот 0.05–30 Гц и с помощью микробарометров МБ-03 в диапазоне частот[2] 0.0008–10 Гц (микробарометры обеспечивали регистрацию в диапазоне 0.02–200 Па с точностью не хуже 10%). Выделение полезного сигнала на фоне естественных микробарических вариаций осуществлялось на основе авторегрессионной фильтрации [9]. Одновременно с помощью цифровой автоматической метеостанции Davis Vantage Pro2 регистрировались метеорологические параметры: скорость ветра, атмосферное давление, температура и влажность воздуха в приземной атмосфере.

Анализировались данные, полученные в период 2016–2019 гг. при магнитных бурях с индексом геомагнитной активности $K_p \geq 5$. Результаты регистрации в виде привязанных ко времени t цифровых рядов $P(t)$ накапливались на жестких носителях и выкладывались на сайте ИДГ РАН (www.idg-copm.chph.ras.ru) в графическом и цифровом видах. С целью более качественного выделения сопутствующих магнитным бурям акустических сигналов выбирались данные, полученные в периоды, характеризующиеся спокойной метеообстановкой: отсутствием сильных атмосферных возмущений в виде ураганов и шквалов, а также атмосферных фронтов. В общей сложности рассмотрено 57 событий (табл. 1).

Возникновение акустических возмущений в атмосфере Земли в период сильных геомагнитных вариаций связано с воздействием авроральных токов, вызванных солнечной активностью, на нейтральную атмосферу. Движение электрически заряженных частиц в геомагнитном поле под действием силы Лоренца передается посредством столкновений нейтральному газу, вызывая генерацию механических колебаний, распространяющихся по атмосфере в виде акустических волн [10]. В качестве другого механизма генерации механических колебаний нейтралов рассматривается Джоулев нагрев нижней части термосферы в приполярных областях и на авроральных широтах, что также вызывает механические колебания в результате формирующейся циркуляции воздушных масс [11]. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что возбужденные атмосферные волны способны распространяться из авроральной зоны во всех направлениях со скоростью приблизительно 400–500 м/с, и могут достигать с некоторой задержкой по времени даже низких широт в зависимости от их энергии и атмосферных условий на трассе распространения [3, 10].

Полученные в настоящей работе данные расширяют в ряде деталей представления о вызванных магнитными бурями акустических возмущениях. В известных работах, как правило, основное внимание уделяется генерации акустико-гравитационных волн (АГВ) [3, 6, 10–12]. Действительно, как показывают результаты настоящих исследований, во всех случаях сильных геомагнитных возмущений наблюдаются АГВ с частотами, близкими к частоте Брента–Вяйсяля. В качестве типичного примера на рис. 1 приведена вейвлет-скалограмма[3] акустического сигнала, сопутствующего магнитной буре 25.10.2016 г. (индекс геомагнитной активности $K_p = 6$, станционный K-индекс 7 по данным MHV). Из рис. 1 видно, что в период магнитной бури в диапазоне периодов 2–8 мин (диапазон частот ~0.002–0.008 Гц) действительно регистрируются повышенные амплитуды микробарических вариаций. Однако при этом необходимо отметить, что вызванный магнитными бурями акустический сигнал не ограничивается АГВ. Наряду с АГВ магнитные бури вызывают атмосферные колебания с существенно большими периодами. На рис. 2 и 3 представлены вызванный рассматриваемым событием акустический сигнал, зарегистрированный в двух пунктах (MHV и ЦГМ), и соответственно его спектр. Для сравнения на рис. 2 приведены вариации наиболее чувствительной к внешнему воздействию горизонтальной компоненты магнитного поля $B_H = (B_x^2 + B_y^2)^{1/2}$ по данным MHV.

Как это следует из рис. 2, геомагнитные возмущения в виде не сильно выраженного внезапного начала магнитной бури проявились, начиная с ~09:30 UTC, основная фаза магнитной бури пришлась на период с ~10:00 UTC до ~15:00 UTC. Из

[2] В зависимости от значимости выделения на уровне фона нижняя граница регистрируемого диапазона частот составляет: для 25 дБ – 0.00083 Гц, для 5 дБ – 0.0002 Гц.

[3] В настоящей работе использовался комплексный вейвлет Морле.

Таблица 1. Перечень магнитных бурь

№ п/п	Дата	UTC	K	K_p	B_0, нТл	P^*, Па	№ п/п	Дата	UTC	K	K_p	B_0, нТл	P^*, Па	№ п/п	Дата	UTC	K	K_p	B_0, нТл	P^*, Па
1	21.01.2016	15–18	5	6	70	3	20	31.01.2017	12–15	5	5	15	6	39	13.10.2017	12–15	5	6	20	3
2	24.02.2016	15–24	5	5	35	3	21	01.02.2017	15–18	6	5	60	4	40	24.10.2017	12–18	6	5	45	4
3	06.03.2016	18–24	5	6	105	8	22	02.02.2017	15–18	5	5	55	3	41	08.11.2017	12–15	6	6	40	3
4	07.03.2016	18–24	5	5	65	3	23	01.03.2017	12–18	5	6	50	4	42	21.11.2017	15–18	5	5	80	6
5	11.03.2016	12–15	5	5	50	4	24	02.03.2017	12–15	5	5	50	7	43	05.12.2017	12–18	5	5	60	3
6	15.03.2016	18–21	5	5	85	4	25	03.03.2017	15–18	5	5	45	4	44	12.12.2017	18–21	5	5	45	11
7	12.04.2016	09–12	6	5	40	5	26	06.03.2017	12–15	5	5	105	20	45	27.02.2018	0–3	5	5	15	2
8	05.06.2016	12–15	5	5	75	20	27	27.03.2017	21–24	6	6	45	10	46	18.03.2018	18–24	5	6	60	7
9	29.09.2016	15–18	6	5	105	10	28	31.03.2017	15–18	5	5	60	6	47	24.04.2018	18–21	5	6	100	3
10	30.09.2016	18–21	6	5	122	20	29	01.04.2017	15–18	5	4	30	5	48	07.10.2018	15–21	5	5	40	6
11	13.10.2016	15–21	6	6	65	7	30	22.04.2017	15–18	6	6	100	10	49	28.02.2019	12–15	5	5	60	5
12	25.10.2016	12–18	7	6	80	14	31	23.04.2017	12–15	5	5	75	5	50	01.03.2019	15–18	5	5	30	8
13	27.10.2016	15–18	5	5	70	3	32	03.06.2017	15–18	5	5	40	9	51	11.05.2019	9–12	5	5	45	5
14	24.11.2016	12–15	5	5	35	15	33	17.07.2017	15–18	5	6	60	2	52	14.05.2019	6–9	5	6	70	2
15	25.11.2016	15–18	5	5	70	5	34	31.08.2017	12–15	5	5	50	5	53	08.06.2019	18–21	5	5	60	5
16	07.12.2016	18–21	5	5	90	11	35	08.09.2017	12–15	7	8	200	6	54	09.07.2019	18–21	5	5	45	6
17	08.12.2016	15–21	5	5	45	4	36	14.09.2017	15–18	5	5	40	5	55	05.08.2019	9–15	5	5	83	12
18	09.12.2016	18–21	5	5	75	5	37	27.09.2017	18–24	6	6	140	8	56	31.08.2019	9–12	5	6	70	3
19	22.12.2016	18–21	5	5	70	4	38	30.09.2017	12–15	5	5	80	4	57	01.09.2019	15–18	5	5	50	3

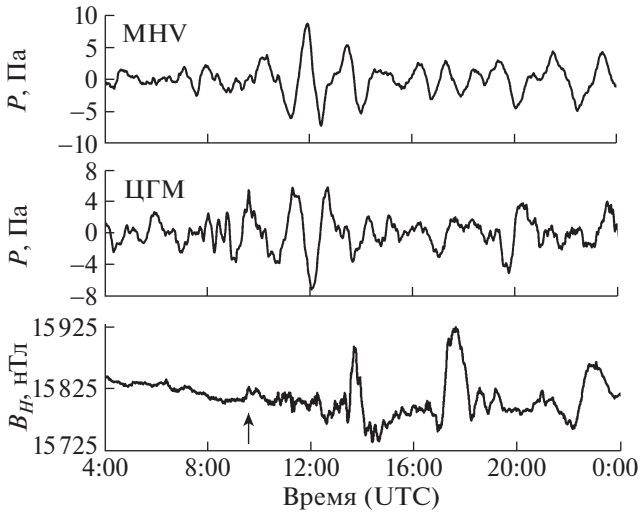

Рис. 2. Вариации микробарических колебаний, зарегистрированных в MHV и ЦГМ в период магнитной бури 25.10.2016 г.

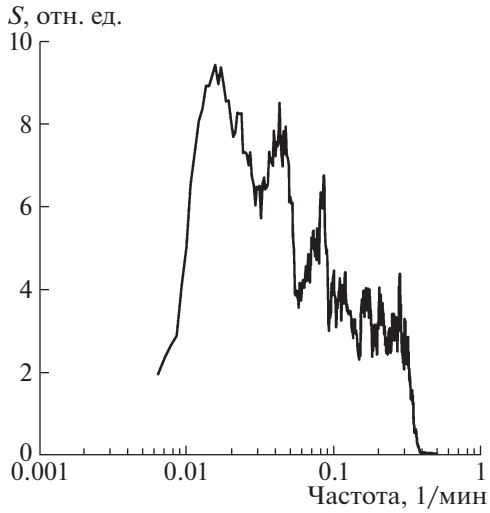

Рис. 3. Зависимость спектральной плотности микробарических колебаний *S* от частоты в период магнитной бури 25.10.2016 г.

рис. 2 также видно, что в обоих пунктах наблюдений повышенные микробарические вариации возникают примерно в одно время, близкое к моменту возникновения внезапного начала магнитной бури, и характеризуются максимальными вариациями *P* амплитудой ~7–9 Па в начальный период развития сильного геомагнитного возмущения. Видимый период сигналов, выделенных из исходных записей в полосе частот ~0.00015–0.005 Гц, составляет ~66 мин (частота ~0.00025 Гц). Интересно также отметить, что наиболее сильные микробарические вариации вызываются не в период наибольших вариаций магнитного поля, а следуют сразу за внезапным началом магнитной бури.

Анализ спектральных характеристик сигнала показывает, что наряду с основной частотой ~0.00025 Гц в спектре акустического сигнала отчетливо выделяются и другие квазигармонические составляющие, в частности наиболее ярко представлены пики с частотами ~0.0007 и ~0.0014 Гц (периоды соответственно ~24 и ~12 мин). Наличие нескольких характерных частот на спектрах акустических сигналов свидетельствует о более сложном, чем это обычно представляется [4, 13], характере возбуждения акустических колебаний в атмосфере в период магнитных бурь.

Амплитуды вызванных магнитными бурями акустических сигналов приведены в табл. 1 в виде максимальных амплитуд *P**. Максимальная амплитуда акустических колебаний лежит в широком диапазоне значений от 2 до 20 Па при максимальных амплитудах магнитного возмущения от 15 до 200 нТл. Для получения статистически обоснованной зависимости величины отклика в виде акустического сигнала от величины магнитного возмущения необходимо дальнейшее накопление экспериментального материала.

Результаты настоящих исследований свидетельствуют о том, что в периоды всех рассмотренных магнитных бурь наблюдаются повышенные микробарические вариации, хорошо выраженные на фоне естественных колебаний атмосферного давления. Амплитуда указанных вариаций, как это следует из данных табл. 1, изменяется в широких пределах: от 2 до 20 Па. При этом следует особо отметить, что амплитуда вызванных вариаций при сходных значениях *K*-индекса может отличаться в ~6 раз, что может свидетельствовать, в частности, о возможном влиянии локальных геофизических условий в месте регистрации.

Установленные особенности акустического отклика на сильные геомагнитные возмущения в виде наличия нескольких характерных квазигармонических составляющих в спектре и несовпадения максимальных микробарических вариаций и максимальных вариаций магнитного поля необходимо иметь в виду в дальнейшем при разработке конкретных моделей преобразования энергии электрофизической природы в энергию механических колебаний.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А.* Инфразвук в атмосфере. М.: ТОРУС ПРЕСС, 2020. 332 с.

2. Infrasound monitoring for atmospheric studies / Eds. Le Pichon A., Blanc E., Hanchecorue A. Springer International Publishing, Dordrecht, 2010. 1167 p.
3. *Liszka L.* Infrasound: A Summary of 35 Years of Research. IRF Scientific Report 291. Swedish Institute of Space Physics. Umea, Sweden, 2007. 150 p.
4. *Wilson C.R.* Infrasonic Wave Generation by Aurora // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. 1975. V. 37. P. 973–988.
5. *Chrzanowski P., Young J.M., Greene G.* Infrasonic Pressure Waves Associated with Magnetic Storms // Journal of the Physical Society of Japan. 1962. V. 17. Suppl. A-II.
6. *Testud J.* Gravity Waves Generated during Magnetic Substorms // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. 1970. V. 11. P. 1793–1805.
7. *Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю.* "Михнево": от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // Физика Земли. 2016. № 1. С. 108–120.
8. *Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А.* Аппаратура и методики для мониторинга геофизических полей мегаполиса и их применение в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 65–78.
9. *Карташов В.М., Тихонов В.А., Воронин В.В., Селезнев И.С.* Авторегрессионные фильтры подавления помех в системах акустического зондирования атмосферы // Радиотехника: Всеукр. межвед. науч.-техн. сб. Харьков, 2019. Вып. 196. С. 106–111.
10. *Chimonas G., Hines C.O.* Atmospheric Gravity Waves Launched by Auroral Currents // Planetary and Space Science. 1970. V. 18. P. 565–582.
11. *Черногор Л.Ф.* Физика Земли, атмосферы и геокосмоса в свете системной парадигмы // Радиофизика и радиоастрономия. 2003. Т. 8. № 1. С. 59–106.
12. *Wilson C.R.* Auroral Infrasonic Waves and Poleward Expansions of Auroral Substorms at Inuvik, N.W.T., Canada // Geophysical Journal International. 1971. No 1–4. P. 179–181. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb03391.x
13. *Pasko V.P.* Infrasonic Waves Generated by Supersonic Auroral Arcs // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. L19105. https://doi.org/10.1029/2012GL053587

WAVE DISTURBANCES IN THE NEAR-SURFACE ATMOSPHERE DURING MAGNETIC STORMS

A. A. Spivak[a,#], Yu. S. Rybnov[a], S. A. Riabova[a], and V. A. Kharlamov[a]

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

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

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin January 15, 2021

During periods of strong geomagnetic disturbances, the results of the analysis of data from instrumental observations of microbaric variations in atmospheric pressure, carried out at the Mikhnevo Geophysical Observatory and at the Center of Geophysical Monitoring in Moscow of IDG RAS, are presented. Using 57 events as an example, it was shown that during magnetic storms (index of geomagnetic activity $K_p \geq 5$), increased microbaric variations with an amplitude from 2 to 20 Pa are observed in the range of periods from 20 to 80 min, as well as with frequencies close to the Brent-Väisälä frequency. It is shown that the spectrum of microbaric variations caused by magnetic storms contains several quasi-harmonic components. The maximum amplitude of acoustic vibrations is in the range from 2 to 20 Pa with the maximum amplitudes of magnetic disturbance from 15 to 200 nT.

Keywords: magnetic storms, acoustic vibrations, atmosphere, microbaric variations, spectrum

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 163–170

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.3

НОВЫЙ ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС ДЛЯ ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА СИБИРИ И КИНЕМАТИКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ВРЕМЕННОМ ИНТЕРВАЛЕ ~505–405 МЛН ЛЕТ НАЗАД

© 2021 г. В. Э. Павлов[1,*], А. М. Пасенко[1], А. В. Дронов[2], И. В. Федюкин[1]

Представлено академиком РАН А.О. Глико 02.03.2021 г.
Поступило 02.03.2021 г.
После доработки 12.03.2021 г.
Принято к публикации 12.03.2021 г.

Выполнены палеомагнитные исследования пород чертовского горизонта разреза ордовика р. Мойеро. На основе полученных и уже опубликованных данных предложена последовательность семи высококачественных палеомагнитных полюсов Сибирской платформы для интервала времени ~505–450 млн лет, которая позволяет с высокой точностью определить палеогеографическое положение Сибирской платформы и характер ее дрейфа на протяжении ~50 млн лет со среднего кембрия по середину верхнего ордовика.

Ключевые слова: Сибирская платформа, ордовик, палеомагнетизм, палеореконструкции

DOI: 10.31857/S268673972106013X

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря своим литологическим характеристикам, относительно большой мощности, великолепной обнаженности и хорошей биостратиграфической изученности осадочные разрезы кембрия и ордовика Сибирской платформы представляют собой уникальный объект для получения детальной палеомагнитной записи, характеризующей, в частности, палеогеографическое положение и горизонтальные перемещения Сибирского кратона на протяжении раннего палеозоя. Эти данные необходимы для построения палеотектонических и палеогеографических реконструкций, изучения геодинамической эволюции Сибирской платформы и всей земной коры в целом.

Многолетние исследования палеомагнетизма кембрия и ордовика уже позволили получить ряд надежных, имеющих хорошее статистическое обоснование палеомагнитных полюсов, которые уже широко используются для решения названных задач. Между тем палеомагнитная характеристика нижнего палеозоя неравномерна. До сих пор существует неопределенность относительно положения палеомагнитного полюса Сибири для нижнего кембрия [1], совершенно недостаточно охарактеризован в палеомагнитном отношении верхний ордовик. Для последнего имеются лишь два сибирских определения – для долборского горизонта разреза р. Мойеро [2] и чертовского-баксанского интервала разреза ордовика среднего течения р. Ангары [3].

Летом 2020 г. нами были выполнены полевые исследования разреза р. Мойеро (север Сибирской платформы), в ходе которых были, в частности, опробованы отложения чертовского горизонта, который по своему стратиграфическому положению отвечает нижней половине карадока Британской стратиграфической шкалы или нижней части сандбия Международной стратиграфической шкалы. В настоящем сообщении представлены результаты лабораторных палеомагнитных исследований коллекции образцов чертовского горизонта, которые позволили получить новый палеомагнитный полюс для верхнего ордовика Сибирской платформы и предложить последовательность палеомагнитных полюсов, описывающих палеогеографическое положение и горизонтальные перемещения Сибирской платформы в интервале времени ~505–455 млн лет.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ИЗУЧЕННОГО РАЗРЕЗА, ОТБОР ОБРАЗЦОВ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Район работ расположен на юго-западном склоне Анабарского поднятия щита и к югу и

[1] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: pavlov.ifz@gmail.com*

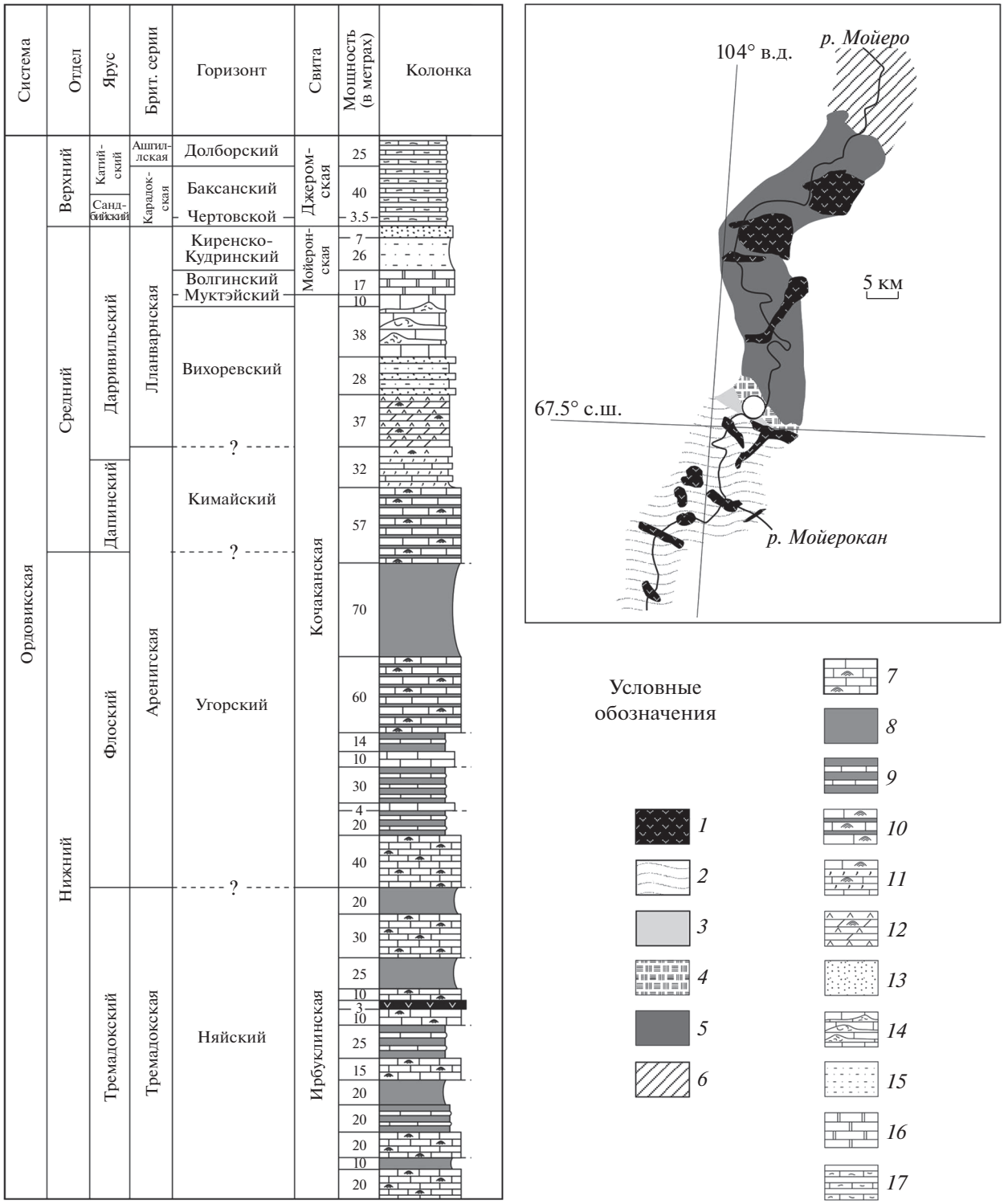

Рис. 1. Географическое и стратиграфическое положение изученного разреза. *1* – траппы; *2* – силур; *3* – верхний ордовик; *4* – средний ордовик; *5* – нижний ордовик; *6* – кембрий; *7* – преимущественно сероцветные толщи тепловодных оолитовых известняков со строматолитами; *8* – преимущественно красноцветные алевролиты с глиптоморфозами по галиту и, иногда, прослоями гипса; *9* – чередование слоев и пачек красноцветных алевролитов и сероцветных, преимущественно оолитовых известняков; *10* – то же со строматолитовыми постройками в карбонатных пачках; *11* – чередование пачек серых оолитовых известняков со строматолитами и пачек зеленовато-серых алевролитов с глауконитом; *12* – чередование пачек гипсов и доломитов со строматолитами; *13* – кварцевые песчаники; *14* – известняки и глинистые известняки с ангарелловыми биогермами; *15* – фиолетовые и бордово-красные алевролиты и тонкозернистые песчаники; *16* – серые биокластические известняки и известняковые конгломераты; *17* – холодноводные карбонаты, чередование зеленовато-серых алевролитов и биокластических известняков. Круг с цифрой 70 внутри обозначает положение изученного обнажения.

Рис. 2. Фотография обнажения 70 с отмеченными на ней стратиграфическими границами.

юго-востоку постепенно переходит в северное крыло Тунгусской синеклизы. Палеозойские толщи залегают в целом здесь практически горизонтально и имеют лишь слабое падение на запад-юго-запад, редко превышающее 2°–3°. Местами в изученных отложениях наблюдаются ограниченные дислокации, которые имеют местный характер и связаны, как правило, с внедрением силлов и даек траппов различной мощности, имеющих пермо-триасовый возраст. Биостратиграфические данные, основанные на изучении конодонтов и макрофоссилий (брахиоподы, цефалоподы и проч.), указывают на то, что в разрезе ордовика р. Мойеро присутствуют 10 горизонтов из 12, выделяемых на территории Сибирской платформы (рис. 1). Последнее обстоятельство позволяет считать, что с точки зрения стратиграфической полноты разрез Мойеро является одним из лучших разрезов ордовика Северной Евразии, а может быть, и всей планеты.

Первоначальное подробное описание опорного разреза ордовика по реке Мойеро приведено в монографии Е.И. Мягковой и соавт. [4]. Современные данные по стратиграфии, литологии и условиям формирования ордовикских отложений Сибирской платформы в целом и разреза по реке Мойеро в частности содержатся в работах [5–7]. Корреляция региональных подразделений (горизонтов) ордовика Сибирской платформы с подразделениями Международной стратиграфической шкалы приведена в работе [8].

Здесь мы приведем лишь краткое описание обнажения 70, в котором выходят на поверхность изученные нами породы чертовского горизонта. Обнажение расположено на левом берегу р. Мойеро, в 3.5 км выше устья р. Бугарикты, в устье небольшого ручья. В обнажении, образующем крутой склон высотой до 80 м, вскрываются отложения мойеронской (средний ордовик) и джеромской (верхний ордовик) свит (рис. 1, 2).

Мойеронская свита в обнажении 70 представлена своей верхней подсвитой, которая в нижней части сложена чередованием пачек фиолетово-красных мергелей и пачек серых и желтовато-серых биокластических известняков с примесью кварцевого песка и/или кварцевых песчаников, а в верхней – толщей кварцевых песчаников с тонкой косой и горизонтальной слоистостью. Подсвита сопоставляется с киренско-кудринским горизонтом, ее мощность составляет около 30 м.

Джеромская свита охватывает интервал чертовского, баксанского и долборского горизонтов, отвечающих сандбийскому, – низам катийского яруса верхнего ордовика [6]. В обнажении 70 джеромская свита сложена преимущественно типичными холодноводными карбонатами.

Нижняя граница свиты, являющаяся также нижней границей чертовского горизонта, несогласная, литологически выражена в виде резкой смены светло-серых тонко-мелкозернистых кварцевых песчаников, венчающих мойеронскую свиту, вишнево-бурыми алевролитами и зеленовато-серыми биокластическими известняками. Эта гра-

ница интерпретируется как поверхность затопления и нижняя граница мангазейской осадочной секвенции [6]. Чертовский горизонт выделяется более темной, красноватой окраской и образует полочку в рельефе (см. рис. 2). Она сложена в нижней части тонким чередованием вишнево-бурых алевролитов и зеленовато-серых биокластических известняков. Верхняя часть чертовского горизонта образована зеленовато-серыми алевролитами с немногочисленными прослоями и нодулями розовато-серых пакстоунов. Отложения чертовского горизонта (2.5 м) представляют наиболее глубоководную часть мангазейской осадочной секвенции и интерпретируются как трансгрессивный тракт седиментационных систем [6].

Средняя и верхняя части джеромской свиты (баксанский и долюорский горизонты) сложены чередованием серых и зеленовато-серых органогенно-обломочных, реже глинистых известняков и аргиллитов.

Из интервала обнажения 70, отвечающего чертовскому горизонту, для палеомагнитного анализа нами было отобрано 40 образцов снизу-вверх по разрезу с шагом отбора 5–7 см. Отобранные образцы прошли лабораторную обработку в рамках стандартной палеомагнитной процедуры [9] в лаборатории Главного магнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (Центр коллективного пользования “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм”) с использованием всего необходимого, отвечающего современным требованиям лабораторного оборудования (http://paleomag-ifz.ru/ru/equipment). Магнитная чистка выполнялась с использованием термодемагнетайзера TD80 (производство “Magnetic Measuremenets Ltd”. Великобритания) в специальной комнате, экранированной от внешнего магнитного поля, измерения остаточной намагниченности производились в этой же комнате на криогенном магнитометре производства “2GEnterprise” (США). Всего в зависимости от характера палеомагнитной записи выполнялось от 12 до 18 шагов чистки вплоть до температур, отвечающих точке Кюри гематита (~670°–680°C).

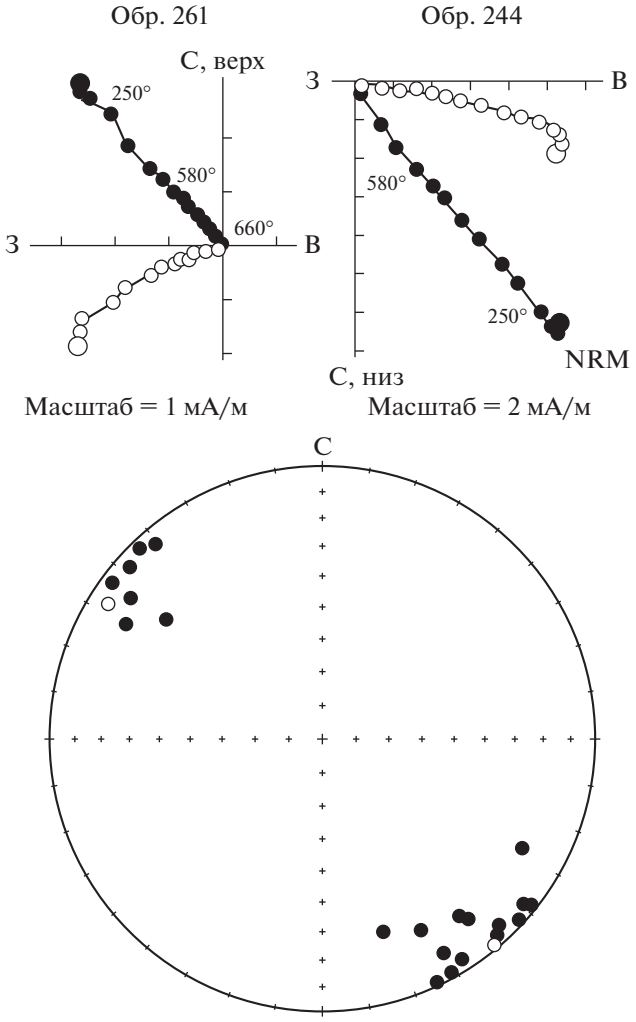

Рис. 3. Характер палеомагнитной записи в образцах из чертовского горизонта обнажения 70 ордовика р. Мойеро. На диаграммах залитые (незалитые) кружки обозначают проекции векторов характеристической компоненты намагниченности на горизонтальную (вертикальную) плоскость. На стереограмме залитые (незалитые) кружки обозначают проекции векторов на нижнюю (верхнюю) полусферу. Диаграммы и стереограмма показаны в древней системе координат.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Величины магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности (ЕОН) изученных пород меняются в пределах от 40 до 250×10^{-6} СИ и от 1×10^{-3} до $10–20 \times 10^{-3}$ A/m соответственно.

Температурные магнитные чистки (см. рис. 3) позволяют выделить либо две компоненты намагниченности – низкотемпературную и высокотемпературную, либо, в ряде случаев, три компоненты намагниченности – низкотемпературную, среднетемпературную и высокотемпературную. Первая, малостабильная низкотемпературная компонента намагниченности, разрушается обычно к 200–250°C и отвечает по направлению современному магнитному полю. Вторая, среднетемпературная компонента, близка к палеомагнитным направлениям, определенным в трапповых интрузиях долины р. Мойеро [10] и, очевидно, имеет пермотриасовый возраст. Третья, высокотемпературная стабильная характеристическая компонента намагниченности, прослеживается до температур 660–680°C и, вероятно, связана с гематитом.

Таблица 1. Направление характеристической намагниченности в породах чертовского горизонта долины р. Мойеро. *D* – склонение, *I* – наклонение, *K* – кучность, α95 – радиус круга доверия (на уровне 95%), *n* – число точек диаграмм Зийдервельда, по которым рассчитывались компоненты. Plat – широта полюса, Plong – долгота полюса, A95 – радиус круга доверия

	N	*D* (°)	*I* (°)	*K*	α95 (°)
Прямая полярность	15	141.4	10.5	31.3	7.0
Обратная полярность	8	311.7	13.0	23.7	11.6
Среднее направление	23	137.3	1.5	17.1	7.4
Среднее направление с учетом кругов перемагничивания	28	138.5	1.9	138.5	6.8

Примечание. Палеомагнитный полюс, рассчитанный (только по конечным точкам) для характеристической компоненты: Plat = –15.7°; Plong = 148.6°; A95 = 5.7°.

Характеристическую компоненту намагниченности удалось уверенно выделить в 23 образцах (табл. 1); в ряде образцов из-за перекрытия спектров деблокирующих температур компонент уверенно рассчитать направление характеристической намагниченности не удается. Характеристическая компонента имеет две полярности, образующие в разрезе горизонта не менее 9 магнитополярных интервалов. Средние направления прямой и обратной полярности, однако, не проходят тест обращения (γ/γc = 25.4/12.2 [11]), что, вероятно, связано с некоторой контаминацией характеристической компоненты трапповой намагниченностью. Поскольку влияние контаминации противоположно для образцов с прямой и обратной полярностью, осреднение их направлений существенно снижает влияние наложенных компонент вплоть до полной его компенсации. Таким образом, имеются основания полагать, что рассчитанное среднее направление мало смещено относительно своего истинного значения.

В пользу первичности выделенной характеристической намагниченности говорят следующие аргументы: 1) согласованность с более древними ордовикскими направлениями и близость соответствующего палеомагнитного полюса к полюсу одновозрастных пород из обнажений долины среднего течения р. Ангара [2, 3]; 2) наличие на-

Таблица 2. Палеомагнитные полюсы нижнего палеозоя Сибирской платформы (Ангаро-Анабарский блок). Plat – широта полюса, Plong – долгота полюса, A95 – радиус круга доверия

№	Объект, район, координаты	N	Plat (°)	Plong (°)	A95 (°)	Источник
	Средний кембрий (513–499 млн лет назад)					
1	р. Кулюмбэ, 68.0° с.ш.; 88.8° в.д.		–41.9	136.2	2.4	[17]
2	р. Оленек, 71.0° с.ш.; 122.5° в.д.		–36.4	139.6	3.8	[18]
3	р. Хорбусуонка, 71.5° с.ш.; 123.8° в.д.		–41.6	141.8	2.0	[14]
	Среднее	3	–40.0	139.2	5.7	Настоящая работа
	Верхний кембрий (499–488 млн лет назад)					
1	р. Кулюмбэ, 68.0° с.ш.; 88.8° в.д.		–36.1	130.7	2.7	[19]
2	р. Мойеро, 67.5° с.ш.; λ = 104.0° в.д.		–37.4	138.4	4.6	[2]
3	р. Чопко, 69.4° с.ш.; λ = 88.6° в.д.		–39.0	138.9	4.7	[13]
	Среднее	3	–37.6	136.0	6.0	Настоящая работа
	Тремадок (488–479 млн лет назад)					
	Среднее	4	–37.9	136.4	6.9	[13]
	Арениг (~флописский и низы дапинского ярусов, 479–470 млн лет назад)					
	Среднее	3	–35.2	154.9	8.5	[13]
	Лланвирн (~верхи дапинского–середина дарривильского ярусов, 470–465 млн лет назад)					
	Среднее	3	–31.6	153.7	4.7	[13]
	Лландейло (~верхи дарривильского яруса, 465–461 млн лет назад)					
	Среднее	3	–25.2	156.2	8.5	[13]
	Карадок –Ашгилл (~сандбийский и катийский ярусы, 461–446 млн лет назад)					
1	р. Рожкова (ср. течение р. Ангара, чертовски-баксанский горизонты), 58.5° с.ш.; 99.8° в.д.		–29.5	140.2	6.4	[3]
2	р. Мойеро, 67.5° с.ш.; 104.0° в.д. (долборский горизонт)		–13.9	124.1	5.9	[2]
3	р. Мойеро, 67.5° с.ш.; 104.0° в.д. (чертовской горизонт)		–15.7	148.6	5.7	Настоящая работа
	Среднее	3	–20.0	137.5	22.6	Настоящая работа

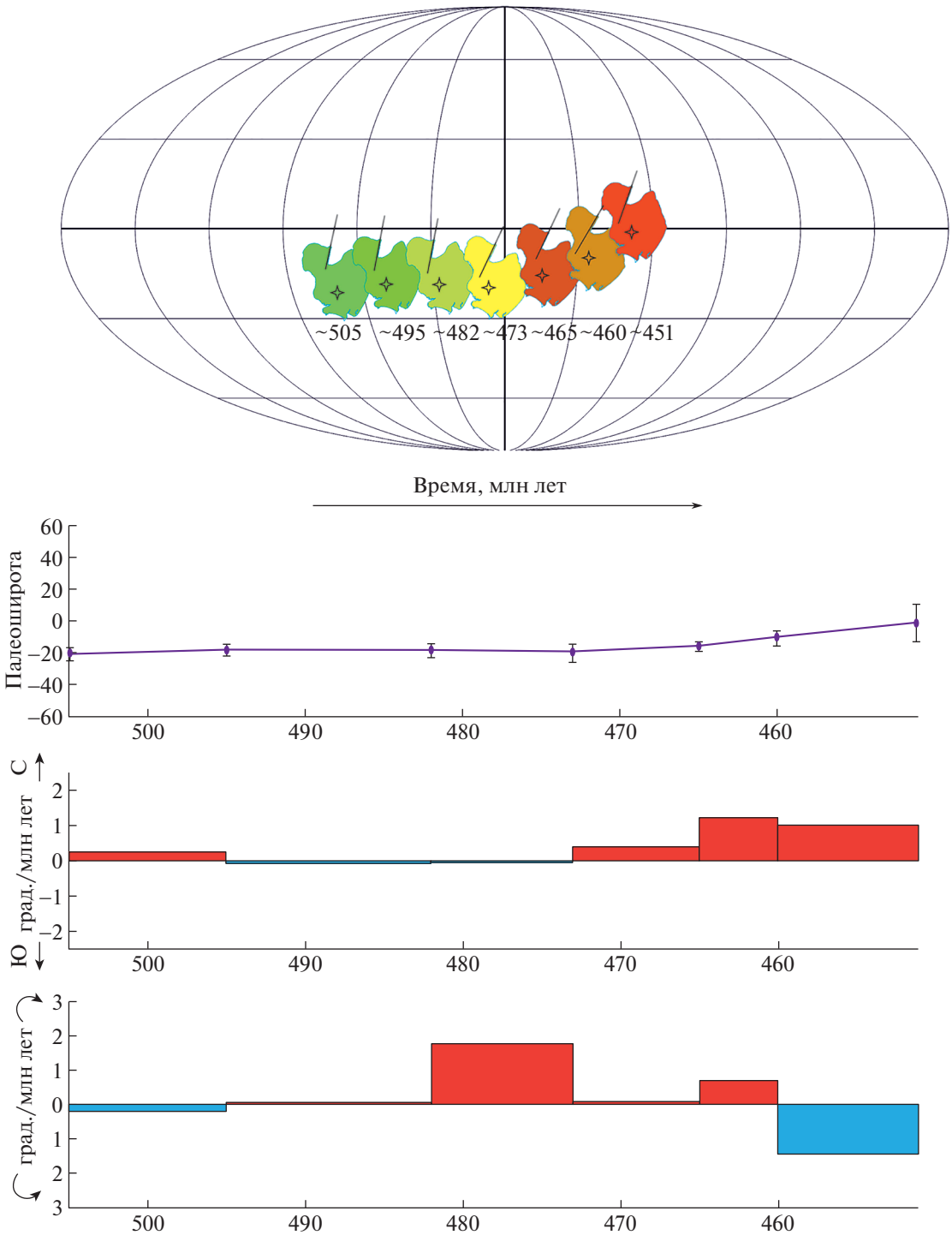

Рис. 4. Реконструкция палеогеографического положения Сибирской платформы (верх) и расчет параметров ее дрейфа (низ) в интервале времени ~505–450 млн лет. Ввиду палеодолготной неопределенности палеомагнитного метода долготное положение Сибирской платформы показано произвольно.

правлений прямой и обратной полярности; 3) отличие от более молодых полюсов Сибирской платформы и, в частности, от полюса пермо-триасовых траппов. Последние, в силу своего близкого расположения к изученному разрезу, вполне могли бы быть источником перемагничивания слагающих его пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для палеомагнитного направления, выделенного в чертовском горизонте разреза р. Мойеро, нами рассчитан палеомагнитный полюс (см. табл. 1 и 2). Вместе с близкими по возрасту полюсами долборского горизонта [2] р. Мойеро и чер-

товского-баксанского горизонтов ордовика среднего течения р. Ангары [3] этот полюс может быть использован для определения положения среднего палеомагнитного полюса верхнего ордовика Сибирской платформы с условным возрастом ~450 млн лет [12]. Средние полюсы для тремадока, аренига, лланвирна и лландейло мы берем из работы [13], а для расчета средних полюсов среднего и верхнего кембрия, помимо тех полюсов, которые уже использовались ранее [13], мы берем новые недавно опубликованные палеомагнитные полюсы [14, 15].

Всего для временного интервала ~505–450 млн лет в настоящей работе представляется семь высококачественных полюсов, полученных по разным регионам Сибирской платформы. Мы сознательно не привлекаем имеющиеся отдельные данные по Алданскому блоку Сибирской платформы (напр., [16]), поскольку в этом случае необходимо будет вносить корректировку за позднепалеозойское относительное вращение Ангаро-Анабарского и Алданского блоков, что может привести к уменьшению точности расчетных полюсов. Отметим, что палеомагнитная характеристика кембрия и ордовика Сибирской платформы на настоящий момент является лучшей из таковых имеющихся для всех древних платформ и крупных континентальных блоков.

Полученные полюсы позволяют определить с высокой точностью палеогеографическое положение Сибирской платформы и характер ее дрейфа на протяжении ~50 млн лет со среднего кембрия по середину верхнего ордовика.

Из рис. 4 видно, что с середины кембрия (~505 млн лет назад) по конец раннего ордовика (~473 млн лет назад) северная (в современных координатах) часть платформы находилась в южных тропических широтах, а южная (в современных координатах) часть платформы была расположена в южных приэкваториальных широтах. При этом к северу платформа была развернута современной ее южной частью. Скорость широтного перемещения платформы в это время была мала и не превышала 0.3° за 1 млн лет. К дарривильскому времени (средний ордовик) скорость широтного дрейфа Сибирской платформы существенно возрастает, она начинает быстро перемещаться к северу со скоростью более чем 1° за 1 млн лет и к середине позднего ордовика средняя часть платформы оказывается на экваторе. При этом платформа испытывает только незначительные вращения относительно меридиана, с небольшими ускорениями вращения вблизи границ тремадока-флопия и дарривила-сандбия.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа была выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-17-00198.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Павлов В.Э., Пасенко А.М., Шацилло А.В., Паверман В.И., Щербакова В.В., Малышев С.В.* Систематика палеомагнитных направлений раннего кембрия северных и восточных районов сибирской платформы и проблема аномального геомагнитного поля вблизи границы протерозоя и фанерозоя // Физика Земли. 2018. № 5. С. 122–146.
2. *Gallet Y., Pavlov V.* Magnetostratigraphy of the Moyero River Section (North-western Siberia): Constraints on Geomagnetic Reversal Frequency during the Early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1996. № 1. P. 95–105.
3. *Павлов В.Э., Веселовский Р.В., Шацилло А.В., Галле И.* Магнитная стратиграфия опорного разреза ордовика среднего течения р. Ангары – еще одно доказательство существования ордовикского геомагнитного суперхрона // Физика Земли. 2012. № 4. С. 23–34.
4. *Мягкова Е.И., Никифорова О.И., Высоцкий А.А., Ивановский А.Б.* Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины реки Мойеро. М. Изд. АН СССР. 1963. 72 с.
5. *Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В., Москаленко Т.А., Сычев О.В.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск. Изд. Гео. 2007. 270 с.
6. *Dronov A.V.* Chapter 5. – Ordovician Sequence Stratigraphy of the Siberian and Russian Platforms. In: *Montenari M.* (Ed.) Advances in Sequence Stratigraphy. Special Issue. Stratigraphy & Timescale. 2017. V. 2, Elsevier. P. 187–241.
7. *Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Дронов А.В., Буякайте М.И., Тимохин А.В., Петров О.Л.* Геохимия изотопов C, O, S, Sr и хемостратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 4. С. 310–336.
8. *Bergström S.M., Chen Xu, Gutiérrez-Marco J.C., Dronov A.* The New Chronostratigraphic Classification of the Ordovician System and its Relations to Major Series and Stages and to δ13C Chemostratigraphy // Lethaia. 2009. V. 42. P. 97–107.
9. *Tauxe L.* Essentials of Paleomagnetism. Univ of California Press // Science. Mar 19. 2010. 489 p.
10. *Pavlov V., Courtillot V., Bazhenov M., Veselovsky R.* Paleomagnetism of the Siberian Traps: New Data and a New Overall 250 Ma Pole for Siberia // Tectonophysics. 2007. 443. P. 72–92.
11. *McFadden P.L., McElhinny M.* Classification of Reversal Test in Paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
12. Geologic Time Scale. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds.) Elsevier. 2020. V. 2. P. 631–694.
13. *Павлов В.Э., Толмачева Т.Ю., Веселовский Р.В., Латышев А.В., Фетисова А.М., Бигун И.В.* Магнитная стратиграфия ордовика нижнего течения р. Котуй: Возраст Бысы-Юряхской толщи и частота геомагнитных инверсий накануне суперхрона // Физика Земли. 2017. Т. 53. № 5. С. 702–713.
14. *Gallet Y., Pavlov V., Korovnikov I.* Extreme Geomagnetic Reversal Frequency during the Middle Cambrian as

Revealed by the Magnetostratigraphy of the Khorbusuonka Section (Northeastern Siberia) // Earth and Planetary Science Letters. 2019. T. 528. P. 115823.

15. *Павлов В.Э. и др.* Магнитная стратиграфия опорного разреза верхнего Кембрия р. Чопко (северо-запад Сибирской платформы) и новые ограничения на частоту геомагнитных инверсий при приближении к суперхрону Мойеро // Физика Земли. 2020. № 5. С. 81–93.

16. *Powerman V., Shatsillo A., Coe R., Zhao X., Gladkochub D., Buchwaldt R., Pavlov V.* Palaeogeography of the Siberian Platform during Middle Palaeozoic (ca. 450–400 Ma): New Palaeomagnetic Evidence from Lena and Nyuya Rivers // Geophys. J. Int. 2013. V. 194. P. 71412–1440.

17. *Pavlov V., Gallet Y.* Middle Cambrian High Magnetic Reversal Frequency (Kulumbe River Section, Northwestern Siberia) and Reversal Behaviour during the Early Palaeozoic // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 185. № 1–2. C. 173–183.

18. *Pisarevsky S.A., Gurevich E.L., Khramov A.N.* Palaeomagnetism of Lower Cambrian Sediments from the Olenek River Section (Northern Siberia): Palaeopoles and the Problem of Magnetic Polarity in the Early Cambrian //Geophys. J. Int. 1997. V. 130. № 3. P. 746–756.

19. *Pavlov V., Gallet Y.* Upper Cambrian to Middle Ordovician Magnetostratigraphy from the Kulumbe River Section (Northwestern Siberia) // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1998. V. 108. № 1. P. 49–59.

A NEW LATE ORDOVICAN PALEOMAGNETIC POLE FOR SIBERIA AND KINEMATICS OF THE SIBERIAN PLATFORM AT THE TIME INTERVAL ~505–405 MA

V. E. Pavlov[a,#], A. M. Pasenko[a], A. V. Dronov[b], and I. V. Fedyukin[a]

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

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

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

Presented by Academician of the RAS A.O. Gliko

The paleomagnetic study of the Chertovskian regiostage of the Moyero river valley was carried out. Based on the already published and new data obtained, the sequence of seven Siberian high quality paleomagnetic poles for the time interval ~505–450 Ma is proposed. This sequence makes it possible to determine with high precision the paleogeographic position of the Siberian platform over a period ~50 mln years since the Middle Cambrian until the middle of the Upper Ordovician.

Keywords: Siberian platform, Ordovician, Paleomagnetism, Paleoreconstruction

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 171–174

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 534.222

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИМПУЛЬСНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛНОВОДОВ ПРИ ДАЛЬНЕМ РАСПРОСТРАНЕНИИ АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ В ПОДВОДНЫХ ЗВУКОВЫХ КАНАЛАХ

© 2021 г. Академик РАН В. А. Акуличев[1], А. В. Буренин[1,*], Е. А. Войтенко[1], М. С. Лебедев[1], Ю. Н. Моргунов[1], А. А. Тагильцев[1]

Поступило 01.02.2021 г.
После доработки 16.02.2021 г.
Принято к публикации 18.02.2021 г.

Обсуждаются результаты экспериментальных исследований особенностей распространения и приема широкополосных импульсных сигналов в подводном звуковом канале (ПЗК) на удалении 300 км от источника. Исследованы закономерности формирования импульсных откликов при приеме фазоманипулированных сигналов с различной частотной полосой и длительностью символов. С позиции лучевой теории распространения звука в волноводе глубокого океана осуществлена физическая интерпретация полученных результатов и сделаны практические выводы для решения задач позиционирования автономных подводных платформ.

Ключевые слова: дальнее распространение, фазоманипулированные сигналы

DOI: 10.31857/S2686739721060037

Экспериментальные исследования особенностей распространения низкочастотных импульсных сигналов на большие расстояния являются основой при решении многих прикладных задач гидроакустики и океанологии. Например, при создании перспективных робототехнических комплексов для исследования и освоения океана требуется решать вопросы создания гидроакустических систем для позиционирования подводных платформ (ПП) различного назначения на удалениях в сотни километров от источников навигационных сигналов (ИНС). В работах [1–4] авторами рассмотрены вопросы применения технических и вычислительных средств для достижения максимально возможных точностей определения местоположения ПП. Обоснована эффективность решения задач позиционирования при размещении ИНС вблизи дна, в сотнях метров от берега, а также необходимость нахождения ПП вблизи оси подводного звукового канала (ПЗК) [2, 3]. Подтверждено предпочтительное использование для излучения фазоманипулированных сложных сигналов, применение которых позволяет измерять импульсный отклик волноводов на трассах ИНС – ПП и с большой точностью определять времена распространения [4].

В ТОИ ДВО РАН разработан и апробирован макетный образец навигационной системы для решения исследовательских задач, связанных с обеспечением миссий ПП на удаленных от береговых постов акваториях [5]. Целый ряд экспериментов с варьированием параметров излучаемых фазоманипулированных сигналов (ширины полосы частот, длительности символов и т.д.) показали, что имеются предпосылки для повышения помехоустойчивости приемного блока ПП и увеличения дальности действия при сохранении потребляемой энергии ИНС.

Цель экспериментальных работ, обсуждаемых в настоящей статье, заключалась в выявлении зависимости потерь при распространении импульсных широкополосных сигналов в ПЗК от параметров излучаемых М-последовательностей и глубины приема.

Методика проведения исследований заключалась в следующем. Работы осуществлялись в летне-осенний период на протяженной акустической трассе в Японском море (рис. 1). ИНС был расположен вблизи берега на глубине 34 м и развивал акустическое давление около 2000 Па на 1 м от излучателя. Частотная характеристика излучателя в полосе от 300 до 500 Гц имеет монотонный характер с неравномерностью 3 дБ, а в полосе от 390 до 410 Гц – не более 2 дБ. В качестве зондиру-

[1] *Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
**E-mail: shurick_burenin1@mail.ru*

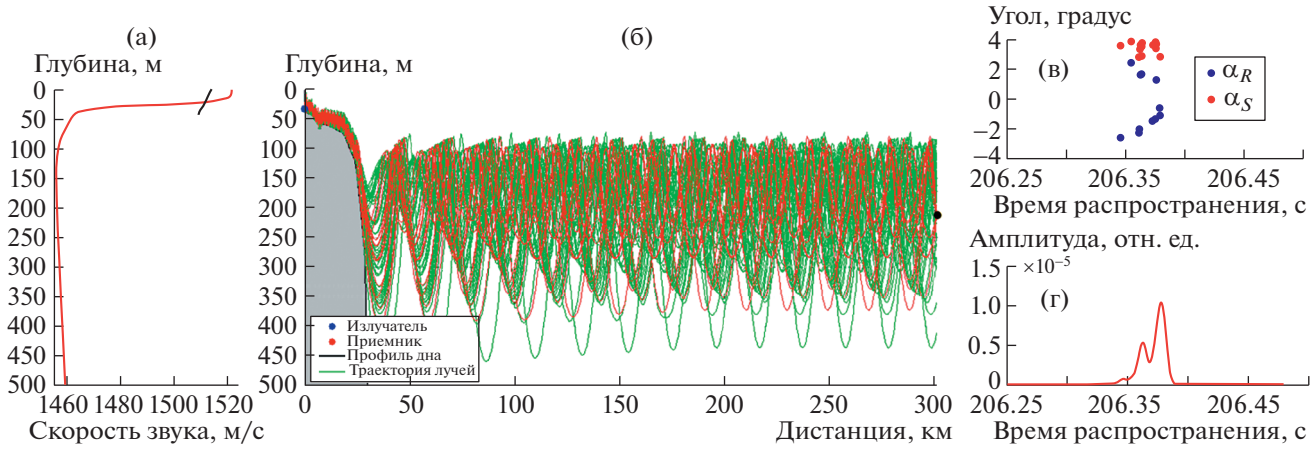

Рис. 1. (а) Вертикальный разрез поля скорости звука в точке излучения (черная кривая) и точке приема (красная кривая); (б) геометрия лучей в модельном волноводе; (в) углы скольжения собственных лучей в точке излучения (красные точки) и точке приема (синие точки); (г) модельная оценка импульсной характеристики волновода в точке приема.

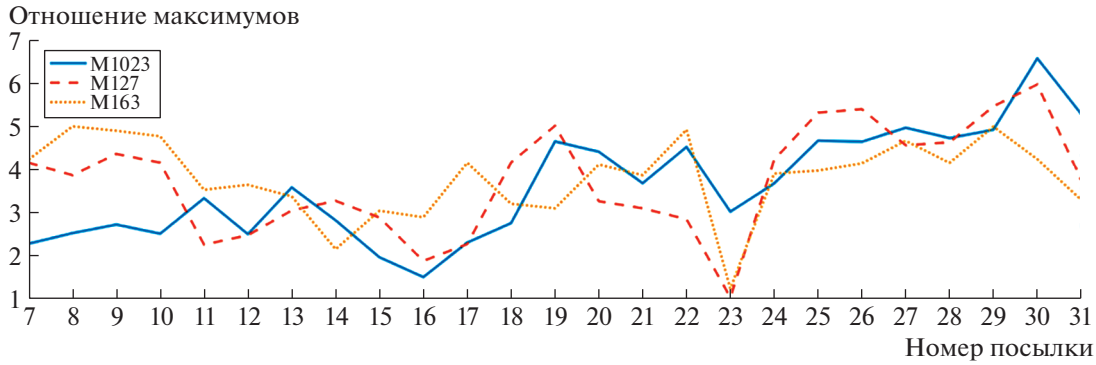

Рис. 2. Зависимости максимальных значений ВКФ принятых сигналов с различными длинами символов с репликами излученных, относительно корреляционного шума.

ющих сигналов применялись фазоманипулированные псевдослучайные М-последовательности с центральной частотой 400 Гц. Каждые 5 мин излучались сигналы на основе М-последовательностей длиной 1023 символа с заполнением 4 периодами несущей частоты на символ (далее М1023), 127 символов с 40 периодами на символ (далее М127) и 63 символа с 80 периодами на символ (далее М63). Все сигналы имели различный частотный диапазон: М1023 – 300–500 Гц (10.23 с); М127 – 390–410 Гц (12.7 с); М63 – 395–405 Гц (12.6 с). Таким образом, были подобраны параметры сигналов для получения схожих энергетических характеристик.

Макет приемного блока ПП на базе радиогидроакустического буя дрейфовал вблизи обеспечивающего судна на удалении 300 км от ИНС. Гидрофон приемной системы погружался на ось ПЗК, которая находилась на глубине около 150 м, и информация с него по радиоканалу передавалась на приемное судно.

Корреляционная обработка принятых сигналов позволила определить амплитудно-временную структуру приходов акустической энергии сигналов, прошедших от источника до приемника по разным лучевым траекториям с разрешением, равным длительности одного символа манипулированной последовательности: $M = n/F_0$; где F_0 – центральная частота сигнала (несущая); n – заданное количество периодов несущей частоты на символ, определяющее длительность сигнала и его полосу относительно центральной, как $F_b = F_0 \pm F_0/n$. На рис. 2 приведены зависимости максимальных значений взаимно-корреляционной функции (ВКФ) принятых сигналов с различными длинами символов с репликами излученных, относительно корреляционного шума.

Анализ полученных зависимостей показывает, что выделить наиболее помехоустойчивый вариант применения различных длин символов излучаемых сигналов не представляется возможным. Можно только отметить, что чаще максимальные

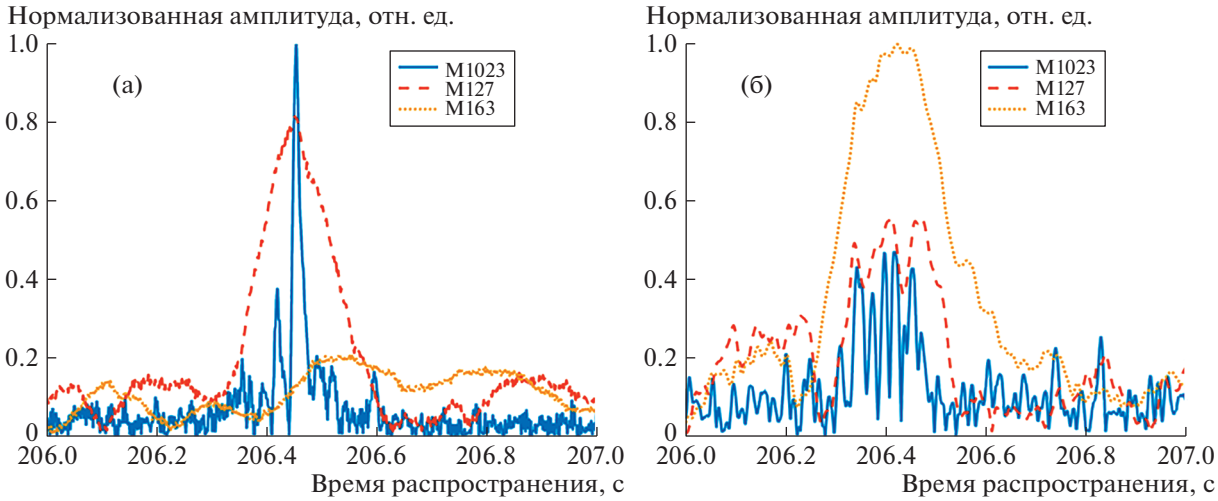

Рис. 3. Импульсные характеристики принятых сигналов: а – посылка № 27; б – посылка № 16.

значения ВКФ имеют сигналы с большими длинами символов (M127 и M63). Отметим, что длина символов при излучении сигналов M1023 (синий цвет), M127 (пунктирная линия) и M63 (оранжевый цвет) составляет 0.01, 0.1 и 0.2 с соответственно.

Для физической интерпретации этого результата на рис. 3а и 3б приведены характерные фрагменты импульсных характеристик, которые демонстрируют различные варианты формирования импульсного отклика в ПЗК при перемещении макета приемной системы в процессе выполнения миссии. При оценках влияния параметров излучаемых сигналов на затухание акустической энергии в статье применяются общепринятые понятия о сферическом и цилиндрическом законах расхождения, но только для приблизительных оценок, так как исследования проводились в сложном волноводе с наличием мелководного участка шельфовой зоны.

Рисунок 3а иллюстрирует момент фиксации максимального прихода акустической энергии длительностью около 0.01 с, полученного при анализе сигналов M1023 и прихода, длительностью 0.2 с, с меньшей амплитудой, полученного при анализе сигналов M127.

Рассмотрим подробнее импульсную характеристику, приведенную на рис. 3а, которая сформирована сигналами M1023. Фиксируется типичная импульсная характеристика [3, 4], которая получается при точном размещении приемного гидрофона на оси ПЗК и фокусировке лучевых приходов акустической энергии с малыми (2–4 градуса) углами скольжения и минимальным разбросом фаз в один мощный на коротком временном (0.01 с) и пространственном интервале (около 15 м). Этот результат подтверждается численным расчетом лучевой структуры и импульсной характеристики данного волновода, который приведен на рис. 1. Расчет проводился с использованием программы RAY [6], которая обычно применяется авторами в подобных задачах. Отмечается схожесть структуры импульсных откликов на рис. 1г и 3а.

Что касается формирования импульсной характеристики сигналами с большей длительностью символов (M127), то суммирование акустической энергии на большем временном (0.2 с) и пространственном (300 м) интервале не приводит к формированию большего по амплитуде прихода, чем для M1023.

На рис. 3б зафиксировано кардинальное изменение структуры импульсных характеристик из-за смещения глубины приемного гидрофона относительно оси ПЗК в процессе дрейфа макета ПП. Для сигналов M1023 фиксируется девять приходов по отдельным лучевым траекториям, приходящих в точку приема под углами большими, чем при распространении вблизи оси ПЗК. А максимальный приход акустической энергии регистрируется для сигналов M63. Можно утверждать, что это происходит по причине оптимального суммирования акустической энергии, пришедшей на гидрофон по всем лучевым траекториям на временном промежутке, равном длине символа M63 (0.2 с). При этом акустическая энергия, пришедшая в точку приема по каждой из девяти лучевых траекторий, спадает с расстоянием по закону, близкому к сферическому, а сигналы M63 затухают меньше по закону, близкому к цилиндрическому [7].

Таким образом, в эксперименте показано, что применение широкополосных сигналов M1023 с короткими символами максимально реализует преимущество корреляционного приема навигационных сигналов вблизи оси ПЗК за счет умень-

шения потерь на расширение фронта волны при распространении сигналов данного типа. При смещении приемного элемента ПП по глубине от оси ПЗК оптимальным становится применение узкополосных сигналов с длинными символами, которое позволяет интегрировать акустическую энергию, пришедшую в точку приема в более широком диапазоне углов и на большем временном интервале.

На основе приведенных в статье результатов может быть сделан важный практический вывод о необходимости комплексного применения различных по длительности символов навигационных сигналов для эффективного решения задач позиционирования ПП.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках НИР № 0271-2019-0010. “Разработка новых методов и средств исследования и освоения морских акваторий. Развитие методов диагностики и повышения эффективности функционирования сложных акустических систем”(регистрационный номер: АААА-А20-120031890011-8) по Программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2021–2023 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Моргунов Ю.Н., Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А.* Исследование влияния гидрологических условий на распространение псевдослучайных сигналов из шельфа в глубокое море // Акустический журнал. 2016. Т. 62. № 3. С. 341–347.
2. *Акуличев В.А., Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А., Моргунов Ю.Н.* Эксперимент по оценке влияния вертикального профиля скорости звука в точке излучения на шельфе на формирование импульсной характеристики в глубоком море // Акустический журнал. 2010. Т. 56. № 1. С. 51–52.
3. *Моргунов Ю.Н., Голов А.А., Каменев С.И., Матвиенко Ю.В.* Средства и методы гидролого-акустического обеспечения высокоточного позиционирования подводных объектов на больших дальностях// Акустический журнал. 2019. Т. 65. № 6. С. 793–798.
4. *Моргунов Ю.Н., Голов А.А., Лебедев М.С.* Распространение импульсных псевдослучайных сигналов из шельфа в глубокое море в зимних гидрологических условиях Японского моря // Акустический журнал. 2017. Т. 63. № 6. С. 646–650.
5. *Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А. Моргунов Ю.Н., Тагильцев А.А.* Мобильный измерительный комплекс для исследований в области акустической навигации удаленных подводных аппаратов. // Приборы и техника эксперимента. 2011. № 6. С. 89–94.
6. *Bowlin J.B., Spiesberger J.L., Duda T.F., Freitag L.E.* Ocean Acoustical Ray-tracing Software RAY, Woods Hole Oceanographic Technical Report, WHOI-93-10, 1993.
7. *Моргунов Ю.Н., Голов А.А., Буренин А.В., Петров П.С.* Исследования пространственно-временной структуры акустического поля, формируемого в глубоком море источником широкополосных импульсных сигналов, расположенным на шельфе Японского моря // Акустический журнал. 2019. Т. 65. № 5. С. 641–649.

FEATURES OF THE FORMATION OF PULSE CHARACTERISTICS OF WAVEGUIDE DURING A LONG PROPAGATION OF ACOUSTIC SIGNALS IN UNDERWATER SOUND CHANNELS

Academician of the RAS V. A. Akulichev[a], A. V. Burenin[a,#], E. A. Voytenko[a], M. S. Lebedev[a], Yu. N. Morgunov[a], and A. A. Tagiltsev[a]

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

[#] *E-mail: shurick_burenin1@mail.ru*

The results of experimental studies of the features of propagatin and reception of broadband pulsed signals in an underwater sound chanel (USC) at a distance of 300 kilometers from the source are discussed. The regulatities of the formation of impulse responses when receiving phase-shift keyed sinals with different frequency bands and duration of symbols are investigated. From the standpoint of the ray theory of sound propagation in a deep ocean waveguide, a physical iterpretation of the results obtained is carried out and practical conclusions are drawn for solving the problems of positining autonomous underwater platforms.

Keywords: long-range propagation, phase-shift keyed signals

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 175–182

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.465

РОСТ ШТОРМОВОЙ АКТИВНОСТИ В КАРСКОМ МОРЕ С 1979 ПО 2019 г. ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2021 г. С. А. Мысленков[1,2,3,*], В. С. Платонов[1], К. П. Сильвестрова[2], член-корреспондент РАН С. А. Добролюбов[1]

Поступило 01.03.2021 г.
После доработки 03.03.2021 г.
Принято к публикации 05.03.2021 г.

Проведен анализ штормовой активности в Карском море, основанный на данных моделирования ветрового волнения по модели WAVEWATCH III с 1979 по 2019 г. В качестве входных использовались данные о ветре из реанализов NCEP/CFSR/CFSv2. Вычисления выполнены на неструктурной сетке с разрешением от 700 м до 10 км. Дана оценка качества моделирования на основе сравнения с прямыми и спутниковыми измерениями. Выполнен анализ повторяемости случаев штормового волнения отдельно для каждого года. Установлено, что шторма с высотами волн более 3 м наблюдаются в среднем около 30 раз в год. Для штормов с высотой волн более 3–5 м наблюдается увеличение повторяемости в два раза с 1979 по 2019 г. Увеличение количества штормов связано в основном с уменьшением ледовитости моря. Анализ сезонной изменчивости штормовой активности показал, что наибольшее количество штормов наблюдается с июля по декабрь. Сильный положительный тренд на увеличение повторяемости штормов наблюдается в период октябрь–декабрь. В период январь–март из-за отсутствия льда с 2005 г. начали наблюдаться шторма, которые вносят существенный вклад в итоговый рост повторяемости штормов.

Ключевые слова: штормовая активность, Карское море, ветровые волны, моделирование волнения, сокращение площади морского льда

DOI: 10.31857/S2686739721060128

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время существует повышенный интерес к исследованию гидрометеорологических условий арктических морей, связанный с активным хозяйственным освоением данного региона: здесь идут активная разведка, добыча и транспортировка полезных ископаемых, развивается рыбный промысел, становится более интенсивным всесезонное судоходство. Одним из ключевых лимитирующих факторов для хозяйственной деятельности, судоходства, развития инфраструктуры береговой зоны, подверженных разрушениям в штормовых условиях, является ветро-волновой режим.

Для обеспечения гидрометеорологического обслуживания арктической инфраструктуры важное значение имеет исследование повторяемости экстремальных ветров и волн, их межгодовой изменчивости, а также и причин, приводящих к их возникновению.

Большинство публикаций, касающихся волнового климата Карского моря, выполнены с использованием результатов моделирования, либо на основе анализа спутниковых данных.

В работе [1] показаны основные особенности волнового климата и тренды для всей Арктики за период 1992–2014 гг. Отмечено, что площадь ледяного покрова уменьшается, а высота волн увеличивается. В статье [2] на основе спутниковых наблюдений (1996–2015 гг.) проведен анализ режимных характеристик волнения в Северном Ледовитом океане в летний период (август–сентябрь). Результаты [2] показывают, что в среднем скорость ветра и высота волн в Баренцевом и Карском морях сначала увеличивались с 1996 по 2006 г., а затем уменьшались до 2015 г.

Положительные тренды максимальной высоты значительных волн и скорости ветра показаны

[1] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[2] *Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*
[3] *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва, Россия*
**E-mail: stasocean@gmail.com*

для морей Лаптевых и Бофорта на основе 38-летнего реанализа в работе [3]. Но для Карского моря анализ трендов не был реализован.

Межгодовая изменчивость высоты волн 50 и 99 перцентилей в Карском море описана в [4]. Выполнена оценка линейных трендов высоты волн с 2005 по 2018 г., но эти тенденции не являются статистически значимыми для большинства областей. Средняя высота волн и высота 99 перцентиля показывают слабо положительные тренды в северо-восточной части Карского моря, но анализируемый период слишком короткий для оценки тренда. Положительный линейный тренд высоты значительных волн в зимние месяцы в Баренцевом море также отмечен в работе [5].

Однако во всех упомянутых исследованиях отсутствует глубокий анализ межгодовой изменчивости штормового волнения в Карском море, или такой анализ проведен на основе слишком коротких рядов.

С другой стороны, период 2000–2019 гг. характеризуется значительным потеплением климата и сокращением площади старого и однолетнего морского льда в Арктике [6] и появлением значительно большей свободной ото льда морской поверхности, чем раньше. Также на изменение ветро-волнового режима в Арктическом регионе влияет изменчивость притока теплых атлантических вод [7]. Изменяется количество циклонов и их траекторий [8], а также меняются повторяемость и траектории полярных мезоциклонов [9]. Небольшое увеличение суточных экстремумов скорости ветра в Карском море показано в работе [10]. Положительные тенденции средней и экстремальной скорости ветра в некоторых частях Арктического региона также отмечены в [11].

Существует еще ряд работ, посвященных исследованию непосредственно ветро-волнового режима Карского моря [1, 4, 12–14], но данных о многолетней изменчивости повторяемости конкретных событий, сопровождающихся штормовым волнением, в них не приведено. Во время штормов наблюдаются сильный ветер и большая высота волн, однако эти события встречаются не часто – 30–40 раз в год, поэтому показатели среднегодовой скорости ветра или высоты волн, приведенные в работе [4], не могут достоверно описать климатические тренды.

В связи с этим важно провести анализ повторяемости случаев штормового волнения и проанализировать тренды за длительный период времени, включая последнее десятилетие.

В нашей работе представлены ретроспективные расчеты ветрового волнения с высоким пространственным и временным разрешением. Получены новые данные о режимных и экстремальных характеристиках ветрового волнения и сделана оценка повторяемости случаев штормового волнения в Карском море за период с 1979 по 2019 г.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для расчета параметров ветрового волнения в Карском море использовалась спектральная волновая модель третьего поколения WAVEWATCH III версии 6.07 [15]. Эта волновая модель учитывает нелинейные взаимодействия трех волн, характерные для закрытых и мелководных акваторий, эффекты обрушения и дифракции волн на малых глубинах, а также влияние морского льда.

Для генерации волн использованы схема ST6, для расчета нелинейных взаимодействий схема DIA, для учета влияния льда схема IC0. Для учета воздействия придонного трения используется схема JONSWAP, диссипация волновой энергии параметризуется в зависимости от отношения фазовой и групповой скоростей волн, а также глубины в точке. Спектральное разрешение модели составляет 36 направлений ($\Delta\theta = 10°$), частотный диапазон σ – 36 интервалов от 0.03 до 0.843 Гц. Общий шаг по времени для интегрирования полного уравнения волнового баланса составляет 15 мин, шаг по времени для интегрирования функций источников и стоков волновой энергии 60 с, шаг по времени для передачи энергии по спектру 450 с.

При моделировании волнения использовались данные о ветре и концентрации льда с шагом по времени 1 ч из реанализа NCEP/CFSR (1979–2010) с пространственным разрешением ~0.3° и реанализа NCEP/CFSv2 (2011–2019) с разрешением ~0.2°. Вычисления проводились на неструктурной триангуляционной сетке, состоящей из 37 729 узлов. Данная сетка покрывает акваторию Баренцева и Карского морей, а также всю северную часть Атлантического океана (рис. 1). Для Карского моря шаг составляет 10 км в открытом море и 700 м у берега. Более подробное описание конфигурации модели и особенности проведения экспериментов изложены в работах [16–18].

Для оценки качества моделирования было проведено сравнение наших результатов с данными наблюдений за волнением, выполненных в 2012 г. в одной точке в центре Карского моря и опубликованных в Атласе [19], а также с данными спутников Cryosat и Saral на всей акватории Карского моря с 2010 по 2017 г. [18]. При сопоставлении высоты значительных волн по данным прямых измерений и по результатам моделирования получены коэффициенты корреляции ~0.94, систематическая ошибка менялась от –0.07 до 0.08 м, среднеквадратическое отклонение 0.31–0.39 м. Результаты оценки качества волновой модели приведены в табл. 1.

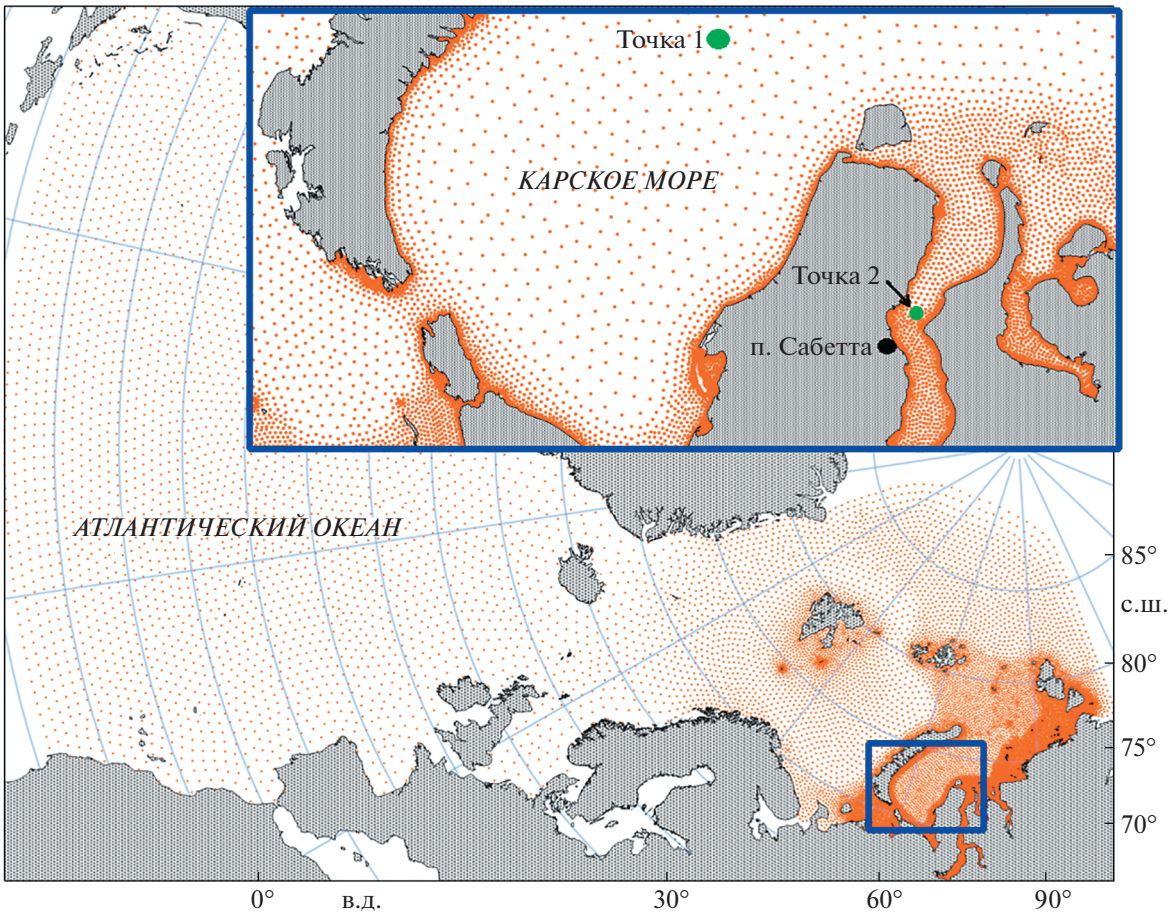

Рис. 1. Вычислительная сетка для моделирования волнения. В точке 1 проводился анализ изменчивости параметров ветра и льда (врезка). В точке 2 – анализ штормовой активности в Обской губе (врезка).

Анализ распределения систематической ошибки показал, что для диапазона высот волн от 3 до 6 м ошибка составляет ±0.3 м. Для высот волн более 6 м наблюдаются бóльшие отклонения, однако они вызваны не только качеством модели, но и малой длиной выборки.

В результате проведенных расчетов для каждого узла вычислительной сетки получены характеристики ветрового волнения с дискретностью 3 ч с 1979 по 2019 г. (всего 41 год). Исследование штормовой активности выполнено по методике Peak Over Threshold (POT), ранее использованной для анализа штормовой активности, в том числе для Баренцева и Карского морей [17, 18, 20]. Методика расчета заключается в подсчете количества переходов исследуемой величины через заранее определенный критерий (в нашем случае от 1 до 6 м) за указанный промежуток времени (месяц, год). Критерий “отсечения” 3 м соответствует 99% перцентилю от всей выборки (1979–2019) для точек в открытом море в центральной части (с учетом ситуаций, когда море покрыто льдом) или

Таблица 1. Результаты оценки качества моделирования волнения

Спутник/стат. параметр	Коэффициент корреляции	Систематич. ошибка, м	Среднеквадрат. ошибка, м	Индекс рассеяния	Объем выборки	Период сравнения
Cryosat	0.89	–0.07	0.39	0.3	~83000	2010–2017
Saral	0.92	0.05	0.32	0.24	~74000	2013–2017
Sentinel	0.91	0.07	0.37	0.27	~34000	2016–2017
Прямые измерения	0.94	0.08	0.31	0.28	~400	2012–2012

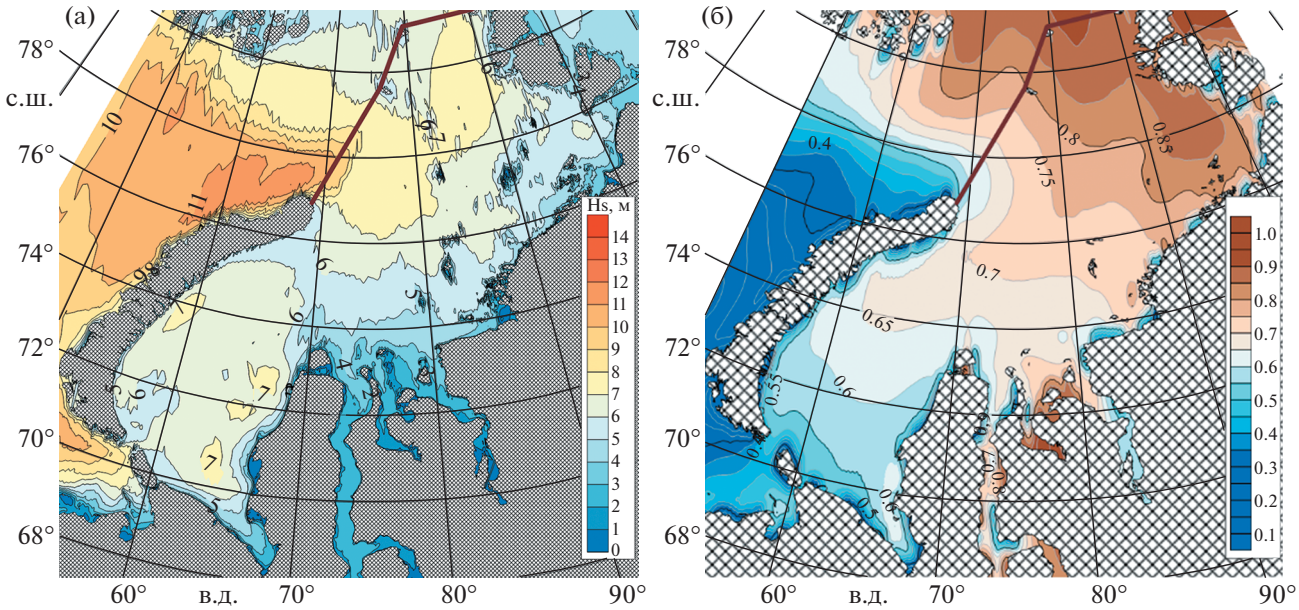

Рис. 2. Максимальная высота значительных волн по данным моделирования (а). Средняя многолетняя вероятность присутствия льда в долях единицы (б).

95% перцентилю для безледного периода. Для Обской губы был выбран минимальный критерий 1 м. Проверка качества работы данного алгоритма выполнена на основе визуального анализа анимации высоты волн по данным моделирования. Количество штормов, выделяемых визуально и при помощи программы, совпадает. Оценить реальное качество мы попытались на основе спутниковых данных: количество штормов с высотой волн более 5 м для 2016 г. по данным спутников составило 9 случаев, по данным моделирования 10 штормов, для 2017 г. 7 шт. по спутникам и 10 шт. по данным моделирования. Однако ряды спутниковых данных слишком короткие, чтобы выполнить более репрезентативный анализ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На основе статистической обработки массива данных моделирования с 1979 по 2019 г. получены следующие климатические оценки: средняя многолетняя высота значительных волн в безледный период составляет около 1.1–1.3 м, максимальная высота значительных волн за период моделирования (41 год) составляет 10.1 м и наблюдается в северо-западной части моря, непосредственно у границы с Баренцевым морем (рис. 2а). В центральной части Карского моря у западного побережья полуострова Ямал максимальная высота значительных волн составляет 7.2 м. Максимальное значение среднего периода составляет 8.4 с для центральной части и 10 с для северной части моря. Средняя длина волн составляет 30 м для центральной части моря и 35–40 м для северной, а максимальная длина волн составляет от 160 до 300 м.

На основе метода POT выполнен анализ повторяемости случаев штормового волнения для акватории Карского моря отдельно для каждого года. Случаи с высотой волн более 3 м наблюдаются в среднем около 35 раз в год, более 4 м – около 15 раз (рис. 3а). Шторма с высотой волн более 6 м наблюдаются не каждый год. Максимальное количество штормов с высотами волн более 3 м было зафиксировано в 2018 г., в этом же году отмечаются максимумы и по другим градациям, в том числе абсолютный максимум для штормов более 6 м. Локальный максимум для штормов с высотой волн более 3 и 4 м отмечается в 1995 г. Минимальные значения по некоторым градациям отмечены в 1998 и 2003 г. Значимый линейный тренд на увеличение повторяемости штормов наблюдается практически для всех высот волн. Для случаев с высотой волн более 3–5 м с 1979 по 2019 г. наблюдалось увеличение повторяемости в два раза (рис. 3а). Также существует межгодовая изменчивость повторяемости штормового волнения (дисперсия составляет около 25–30% от среднего). Тренды по количеству штормов значимы на уровне $p = 0.05$ (по критерию Фишера) для пороговых значений 3–5 м и незначимы для 6 м.

Для объяснения причин межгодовой изменчивости повторяемости штормов были привлечены данные о ледовитости и ветровых условиях на акватории Карского моря. Средняя многолетняя вероятность присутствия льда приведена на рис. 2б и

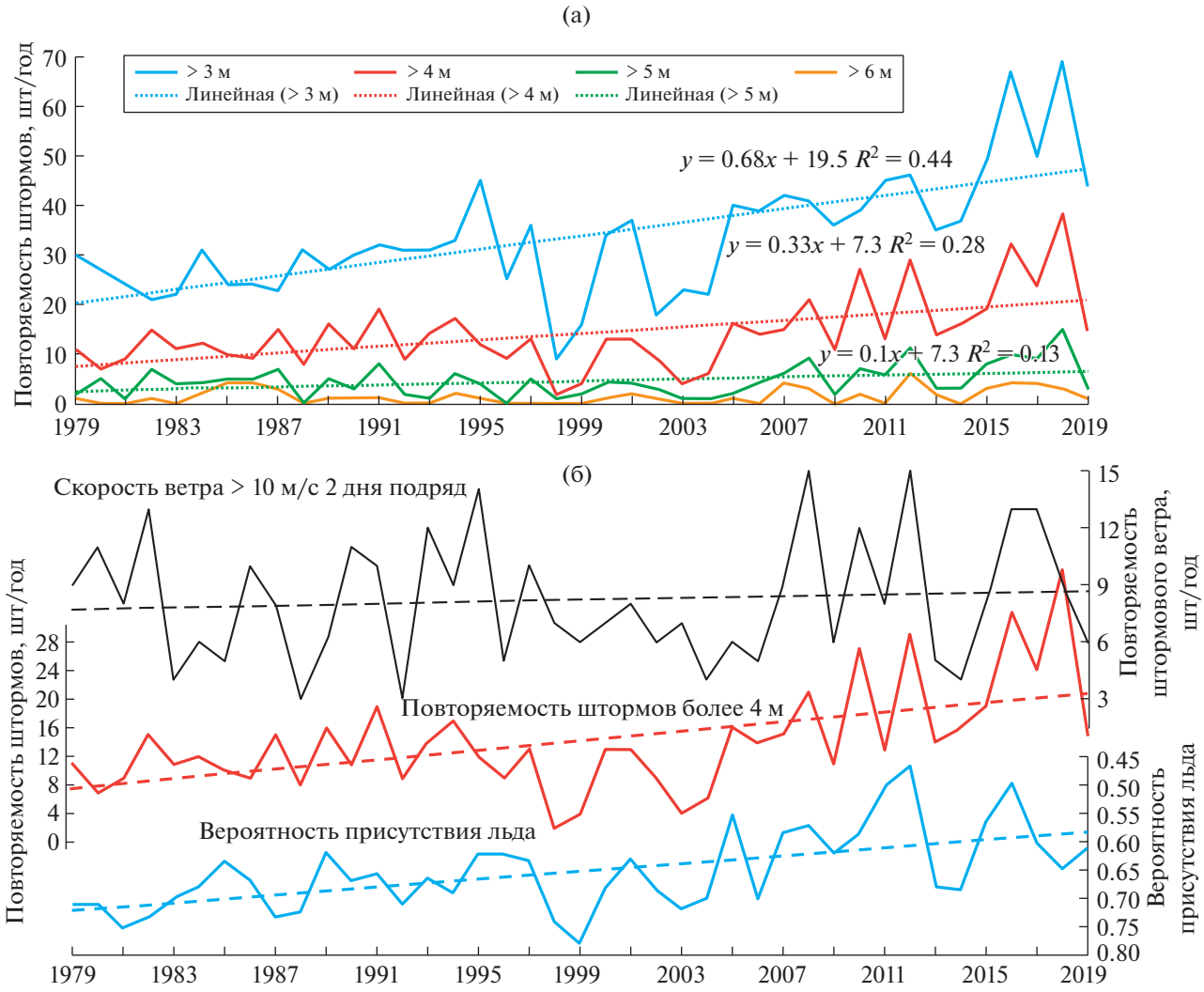

Рис. 3. Повторяемость случаев штормового волнения более 3–6 м с 1979 по 2019 г. (а). Повторяемость скорости ветра более 10 м/с двое суток подряд в точке 1, количество штормов с высотой волн более 4 м и вероятность наличия льда (процент от времени, когда есть лед ко всему году) – шкала обратная (б).

составляет около 0.75 для северной части и 0.55 для южной части Карского моря. Ледовитость оценивалась по повторяемости присутствия льда (отношение количества дней, когда наблюдался лед, к длительности всего года) для точки в центре Карского моря (точка 1 на рис. 1). Для оценки ветровых условий была проанализирована связь скорости ветра и высоты волн, на основе данных о среднесуточной скорости ветра из реанализов NCEP/CFSR/CFSv2 за период 1979–2019 гг. Эта связь нелинейна, так как на развитие волнения влияют много факторов, однако, на основании корреляционного анализа было выявлено, что максимальная корреляция 0.65 наблюдается при сопоставлении повторяемости штормов с высотой волн более 4 м с повторяемостью скорости ветра более 10 м/с в течение 2 сут подряд.

Уменьшение повторяемости присутствия льда в центральной части Карского моря составляет от 0.7 до 0.55 за весь период. Следовательно, если в 80-е годы 2/3 дней в году море было покрыто льдом, то к 2017-му году в этом же районе уже в течение полугода была открытая вода. Максимальная ледовитость наблюдалась в 1998–1999 гг., что привело и к минимальным значениям в штормовой активности. При этом минимумы ледовитости, наблюдавшиеся в 2012 и 2016 г., по всей видимости, привели к увеличению штормовой активности в эти годы. Видно, что изменчивость повторяемости штормовых ветров довольно хорошо согласуется с повторяемостью штормов. Также на рис. 3б видно, что в годы с высокой ледовитостью (1998 и 2003 г.) уменьшается количество штормов, несмотря на средние значения по-

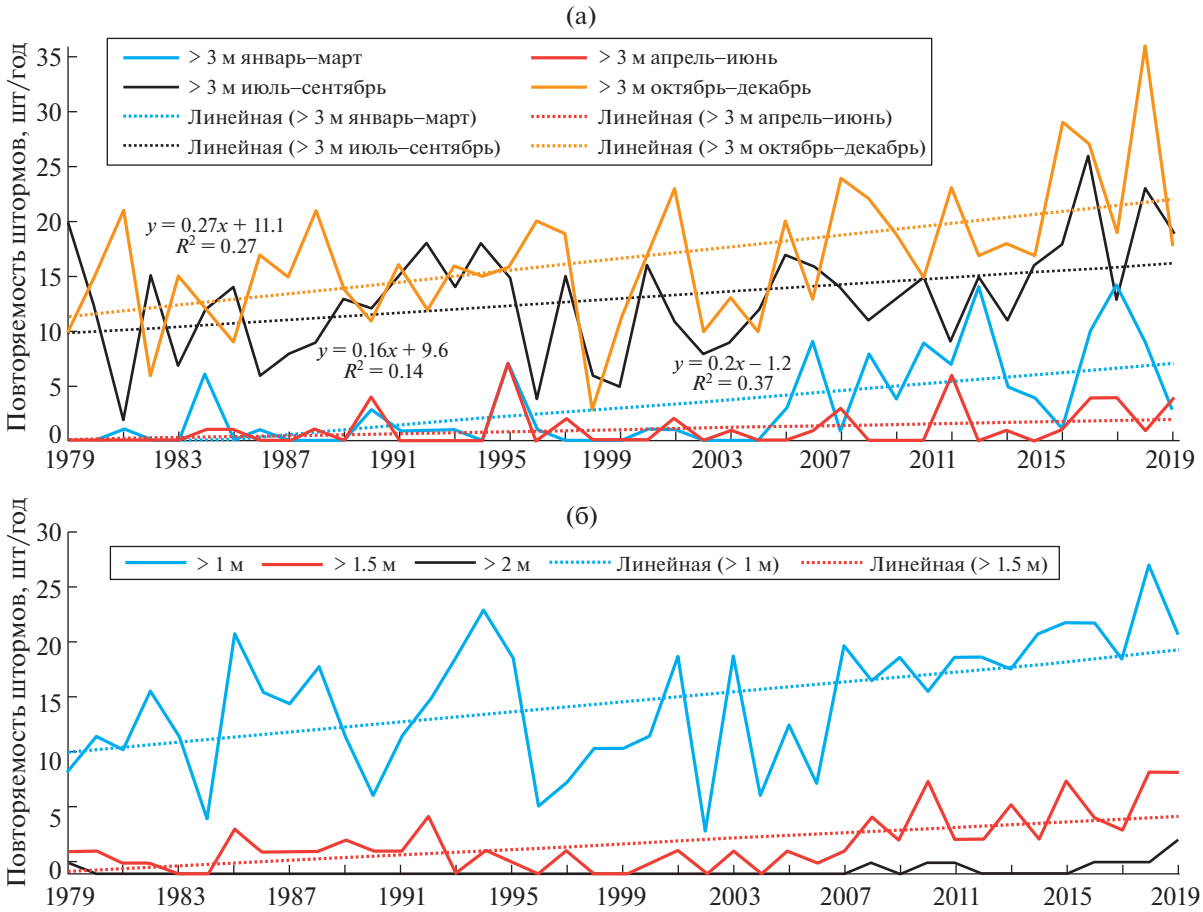

Рис. 4. Повторяемость случаев штормового волнения с высотами волн более 3 м по годам в разные сезоны (а). Повторяемость случаев штормового волнения более 1–2 м по годам в точке 2 (Сабетта) (б).

вторяемости ветровых событий. Значимость трендов оценивалась по критерию Фишера. Тренды по повторяемости штормов и вероятности льда оказались значимыми на уровне 0.05, а тренд по повторяемости интенсивных ветровых событий не является значимым.

Анализ повторяемости штормов проводился и для различных сезонов года, которые разделялись формально на периоды январь–март, апрель–июнь, июль–сентябрь, октябрь–декабрь. На рис. 4а представлена повторяемость штормов с высотой волн более 3 м для различных сезонов. Наибольшее количество штормов наблюдается с июля по декабрь, минимум в апреле–июне. В межгодовой изменчивости можно выделить следующие особенности: тренд на увеличение повторяемости штормов в период с июля по сентябрь слабый положительный, а в период октябрь–декабрь тренд сильный положительный. В период январь–март из-за отсутствия льда с 2005 г. появились шторма, которые в последние годы вносят существенный вклад в итоговый рост повторяемости штормов.

Особый интерес представляет исследование параметров волнения в Обской губе, в связи с интенсивным судоходством в районе п. Сабетта. Для точки 2 в районе п. Сабетта (местоположение обозначено на рис. 1) проведен анализ повторяемости штормов с 1979 по 2019 г. (рис. 4б). Обская губа сильно изолирована от Карского моря и разгон для ветровых волн небольшой, поэтому максимальная высота значительных волн по данным моделирования составила 2.9 м. Анализ повторяемости штормов был выполнен для критериев 1; 1.5; 2 м, которые существенно меньше, чем для открытой части моря.

Для всех критериев тренд положительный, однако, более корректно выделить период с 1979 по 2006 г., когда тренд был практически нулевой и период с 2006 по 2019 г. с сильным положительным трендом. Количество штормов с высотой волн более 1 м с 2006 г. увеличилось приблизительно в 3 раза. Шторма с высотой волн более 2 м стали наблюдаться с 2007 г.

По итогам проведенного анализа можно сделать вывод о том, что наблюдается однозначный тренд на увеличение штормовой активности в Карском море. Этот тренд вызван в основном уменьшением ледовитости за последний 41 год, так как тренд на увеличение повторяемости интенсивных ветровых событий незначим. В период январь–март из-за отсутствия льда с 2005 г. появились шторма, которые в последние годы вносят существенный вклад в итоговый рост повторяемости штормов. Для Обской губы выделяется период с 1979 по 2006 г., когда тренд для штормов более 1 м был практически нулевой и период с 2006 по 2019 г. с сильным положительным трендом.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа С.А. Мысленкова и В.С. Платонова выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-60147). Работа К.П. Сильвестровой осуществлялась в рамках Госзадания (№ 0128-2021-0002). Работа С.А. Добролюбова осуществлялась при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Stopa J., Ardhuin F., Girard-Ardhuin F.* Wave Climate in the Arctic 1992-2014: Seasonality and Trends // Cryosphere. 2016. 10 (4). P. 1605–1629.
2. *Liu Q., Babanin A., Zieger S., Young I., Guan C.* Wind and Wave Climate in the Arctic Ocean as Observed by Altimeters // J. Climate. 2016. 29 (22). P. 7957–7975.
3. *Waseda T., Webb A., Sato K., Inoue J., Kohout A., Penrose B.* Correlated Increase of High Ocean Waves and Winds in the Ice-free Waters of the Arctic Ocean // Sci. Rep. 2018. 8 (1). https://doi.org/10.1038/s41598-018-22500-9
4. *Duan C., Dong S., Wang Z.* Wave Climate Analysis in the Ice-free Waters of Kara Sea // Reg. Stud. Mar. Sci. 2019. Article 100719.
5. *Semedo A., Sušelj K., Rutgersson A., Sterl A.* A Global View on the Wind Sea and Swell Climate and Variability from ERA-40 // J. Clim. 2011. 24 (5). P. 1461–1479.
6. *Serreze M., Stroeve J.* Arctic Sea Ice Trends, Variability and Implications for Seasonal Ice Forecasting // Philos. Trans. Roy. Soc. London. 2015. 373A. 20140159. https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0159
7. *Ivanov V., Repina I.* The Effect of Seasonal Variability of Atlantic Water on the Arctic Sea Ice Cover // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2018. V. 54. P. 65–72.
8. *Tilinina N., Gulev S., Bromwich D.* New View of Arctic Cyclone Activity from the Arctic System Reanalysis // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 43. P. 1766–1772.
9. *Smirnova J.E., Golubkin P.A., Bobylev L.P., Zabolotskikh E.V., Chapron B.* Polar Low Climatology over the Nordic and Barents Seas Based on Satellite Passive Microwave Data // Geophysical Research Letters. 2015. 42 (13). P. 5603–5609.
10. *Surkova G., Sokolova L., Chichev A.* Long-term Regime of Extreme Winds in the Barents and Kara Seas // Vestnik Moskovskogo universiteta. 2015. Serija 5: Geografija. 5. P. 53–58.
11. *Young I., Ribal A.* Multiplatform Evaluation of Global Trends in Wind Speed and Wave Height // Science. 2019. V. 364. P. 548–552. https://doi.org/10.1126/science.aav9527
12. Справочные данные по режиму ветра и волнения Японского и Карского морей / Ред. Лопатухин Л.И., Бухановский А.В., Чернышева Е.С. / Российский Морской регистр судоходства, СПб, 2009, 358 с.
13. *Diansky N.A., Fomin V.V., Kabatchenko I.M., Gruzinov V.M.* Simulation of Circulation of the Kara and Pechora Seas through the System of Express Diagnosis and Prognosis of Marine Dynamics // Arctic: Ecology and Economy. 2014. № 1 (13). P. 57–73.
14. *Kislov A., Matveeva T.* The Monsoon over the Barents Sea and Kara Sea // Atmospheric and Climate Sciences. 2020. V. 10. P. 339–356.
15. *Tolman H.* The WAVEWATCH III Development Group User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III version 6.07. 2019. Tech. Note 333, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, available at: https://www.researchgate.net/publication/336069899_User_manual_and_system_documentation_of_WAVEWATCH_III_R_version_607 (last access: 18 December 2020).
16. *Myslenkov S., Medvedeva A., Arkhipkin V., et al.* Long-term Statistics of Storms in the Baltic, Barents and White Seas and Their Future Climate Projections // Geography, Environment, Sustainability. 2018. V. 11. № 1. P. 93–112.
17. *Мысленков С.А., Маркина М.Ю., Архипкин В.С., Тилинина Н.Д.* Повторяемость штормового волнения в Баренцевом море в условиях современного климата // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2019. № 2. С. 45–54.
18. *Myslenkov S., Platonov V., Kislov A., Silvestrova K., Medvedev I.* Thirty-Nine-Year Wave Hindcast, Storm Activity, and Probability Analysis of Storm Waves in the Kara Sea, Russia // Water. 2021. V. 13. 648. https://doi.org/10.3390/w13050648
19. Атлас гидрометеорологических и ледовых условий морей российской Арктики Изд-во “Нефтяное хозяйство”, 2015. 128 с.
20. *Lopatoukhin L., Rozhkov V., Ryabinin V., Swail V., Boukhanovsky A., Degtyarev A.* Estimation of Extreme Wind Wave Heights // WMO/TD-No. 1041. 2000. JCOMM Technical Report No. 9.

INCREASING STORM ACTIVITY IN THE KARA SEA FROM 1979 TO 2019 BASED ON WAVE MODELING DATA

S. A. Myslenkov[a,b,c,#], V. S. Platonov[a], K. P. Silvestrova[b], and Corresponding Member of the RAS S. A. Dobrolyubov[a]

[a] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

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

[c] *Hydrometeorological Research Centre of the Russian Federation, Moscow, Russian Federation*

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

The paper presents a study of the storm activity in the Kara Sea. Wind waves were simulated with the WAVEWATCH III from 1979 to 2019. Wind data from NCEP/CFSR/CFSv2 reanalyses were used as forcing. The calculations were performed with a non-structural grid with a variable resolution from 700 m to 10 km. There is an estimation of the model quality based on comparison modeled data with direct and satellite measurements. The frequency of the high storm waves was analyzed separately for each year. Storms with SWH more than 3 m are observed about 30 times a year. For storms with SWH more than 3–5 m, there was a twofold increase in frequency from 1979 to 2019. The increase in the number of storms is mainly associated with a decrease in sea ice cover. The seasonal variability of storm activity depicts the largest number of storms from July to December. A strong positive trend for the storm frequency is observed from October to December. Due to the ice cover decrease since 2005, some storms were observed from January to March. These storms significantly influence to resulting increase of the frequency of the storms.

Keywords: storm activity, Kara Sea, wind waves, wave modeling, sea ice area reduction

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 183–188

ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.578.48

ОЦЕНКА ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ В НИЗКОГОРЬЕ НА ПРИМЕРЕ НОРИЛЬСКОЙ ЛАВИННОЙ КАТАСТРОФЫ В ЯНВАРЕ 2021 г.

© 2021 г. В. А. Лобкина[1,*], Ю. В. Генсиоровский[1], А. А. Музыченко[1]

Представлено академиком РАН А.И. Ханчуком 19.02.2021 г.
Поступило 22.02.2021 г.
После доработки 09.03.2021 г.
Принято к публикации 09.03.2021 г.

Представлены результаты реконструкции характеристик катастрофической лавины, сошедшей со склона горнолыжного комплекса “Гора Отдельная” 9 января 2021 г. (г. Норильск). Лавина с пиковым давлением 0.266 МПа стала причиной разрушения дачного поселка на площади ≈0.9 га, в лавину попало шесть человек, три из которых погибли. Показаны фактическая и расчетная границы максимальной дальности выброса лавины. Разбираются причины катастрофы. Предложена методика оценки лавинной опасности на территории российской Арктики и других малоизученных районов, на которых отсутствуют продолжительные ряды наблюдения за лавинами.

Ключевые слова: границы лавиноопасной зоны, лавина, лавинная опасность, максимальная дальность выброса

DOI: 10.31857/S2686739721060116

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы на территории населенных пунктов все чаще происходят катастрофы, вызванные активизацией экзогенных геодинамических процессов, к которым относятся и снежные лавины. В первую очередь это связано с активным и зачастую бесконтрольным строительством в пределах селитебных территорий. Широкое распространение лавинных процессов в российской Арктике является одним из факторов, который необходимо учитывать при расширении эксплуатируемой территории. Сейчас регулярное влияние лавин на хозяйственную деятельность проявляется в наиболее освоенной Арктической части Кольского полуострова, где проводится контролируемый спуск лавин, в том числе на селитебных территориях, но все равно случаются катастрофические лавины [1].

Несмотря на то что оценка лавинной опасности является обязательной частью инженерно-изыскательских исследований при освоении территории, возведении и реконструкции объектов капитального строительства, ее степень, по мнению авторов, занижается. Это особенно заметно при освоении новых территорий, для которых отсутствуют фактические данные о характеристиках лавин, по которым можно оценить ожидаемое воздействие. Примером может служить Сахалинская область, на территории которой наибольшее количество лавинных катастроф произошло именно в первые десятилетия активного освоения [2].

МЕТОДОЛОГИЯ

Большинство современных методик по оценке лавинной опасности и определению границ лавиноопасных зон основано на эмпирических параметрах, полученных по данным лавин, сошедших на определенной территории [3]. Разработанные для высокогорья швейцарские, австрийские и др. модели движения снежных лавин не могут быть применены при отсутствии или недостатке данных фактических наблюдений [4, 5], так как для моделирования вводятся коэффициенты, рассчитанные на основе данных о лавинах, которые сходили в лавиносборе, для которого оно выполняется. Выбор лавиносборов-аналогов ограничен геоморфологическими и метеорологическими факторами лавинообразования, которые имеют свои особенности на каждой горной территории.

При недостатке фактических данных о лавинах предлагается использовать апробированную на территории Сахалинской области методику [6], которая представляет собой компиляцию

[1] *Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
**e-mail: valentina-lobkina@yandex.ru*

Таблица 1. Категории лавинной опасности по ожидаемому воздействию лавины на класс сооружений

Категория опасности	Давление на сооружение, МПа	Ожидаемое воздействие
I	>0.98	• повреждение или разрушение сооружений КС-3; • разрушение сооружений КС-1 и КС-2; • уничтожение автотранспортных средств; • угроза для жизни и здоровья человека
II	>0.245	• повреждение элементов сооружений КС-3; • повреждение или разрушение сооружений КС-2; • разрушение сооружений КС-1; • уничтожение автотранспортных средств; • угроза для жизни и здоровья человека
III	>0.029	• повреждение элементов сооружений КС-2; • повреждение или разрушение сооружений КС-1; • уничтожение автотранспортных средств; • угроза для жизни и здоровья человека
IV	>0.0196	• повреждение автотранспортных средств; • угроза для жизни и здоровья человека вне зданий и сооружений
V	–	Потенциально опасная территория: в настоящее время лавины либо отсутствуют, либо не представляют угрозы; возможен сход лавин малого объема через лес; ожидается активизация лавинных процессов при антропогенном воздействии на ландшафты (строительство объектов и сооружений, уничтожение растительного покрова и т.д.).

формул (С.М. Козика, С.С. Григоряна, А.Н. Божинского, К.С. Лосева), позволяющих получить динамические характеристики лавин и алгоритм оценки лавинной опасности. По результатам оценки лавиносборы ранжируются по ожидаемому воздействию лавины на объекты и сооружения. Основным критерием является давление, так как оно будет определять разрушительное воздействие лавины. Выделяется пять категорий опасности, эти категории унифицированы для возможности оценки ожидаемого воздействия лавины на объекты при проведении инженерно-изыскательских работ (табл. 1). Расчетное давление лавины соотнесено с классами сооружений по ГОСТ 27751-2014 (2019), где к КС-1 – это теплицы, мобильные здания (сборно-разборные и контейнерного типа), склады, в которых не предусматривается постоянного пребывания людей; КС-3 – опасные и технически сложные объекты, объекты жизнеобеспечения населенных пунктов, высотные сооружения, тоннели и др.; в КС-2 относят сооружения, не попавшие в КС-1 и КС-3.

Такая оценка воздействия, по мнению авторов, наглядно характеризует опасность для территории и позволяет выбрать допустимые сооружения для размещения в лавиноопасной зоне или предусмотреть мероприятия инженерной защиты.

Оценка максимальной дальности выброса лавины выполняется графоаналитическим методом С.М. Козика [7]. Метод основан на определении точки пересечения профиля склона с наклонной линией, проведенной из точки, отвечающей положению наиболее вероятной линии отрыва лавины под критическим для лавиносбора углом. Необходимо отметить, что при определении максимальной дальности выброса лавины графоаналитическим методом не учитывается наличие препятствующих движению лавины объектов (например, существующей застройки, древесной растительности, террас и др.).

В настоящей работе приведена реконструкция параметров норильской катастрофической лавины с применением вышеназванной методики.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Лавинная катастрофа, произошедшая в ночь с 8 на 9 января 2021 г. на склоне горнолыжного комплекса “Гора Отдельная”, привела к гибели трех человек и разрушению дачного поселка на площади ≈0.9 га. Комплекс расположен в 25 км от центра г. Норильск (Красноярский край) в районе Талнах у подножья г. Отдельная, являющееся западным отрогом плато Путорана.

В Кадастрах лавин СССР за период с 1961 по 1991 г. случаи попадания людей в лавины на рассматриваемой территории не отмечены [8]. По другим источникам [1, 9, 10] в районе Талнаха такие случаи фиксировались. Один из последних случаев произошел на территории Талнахской

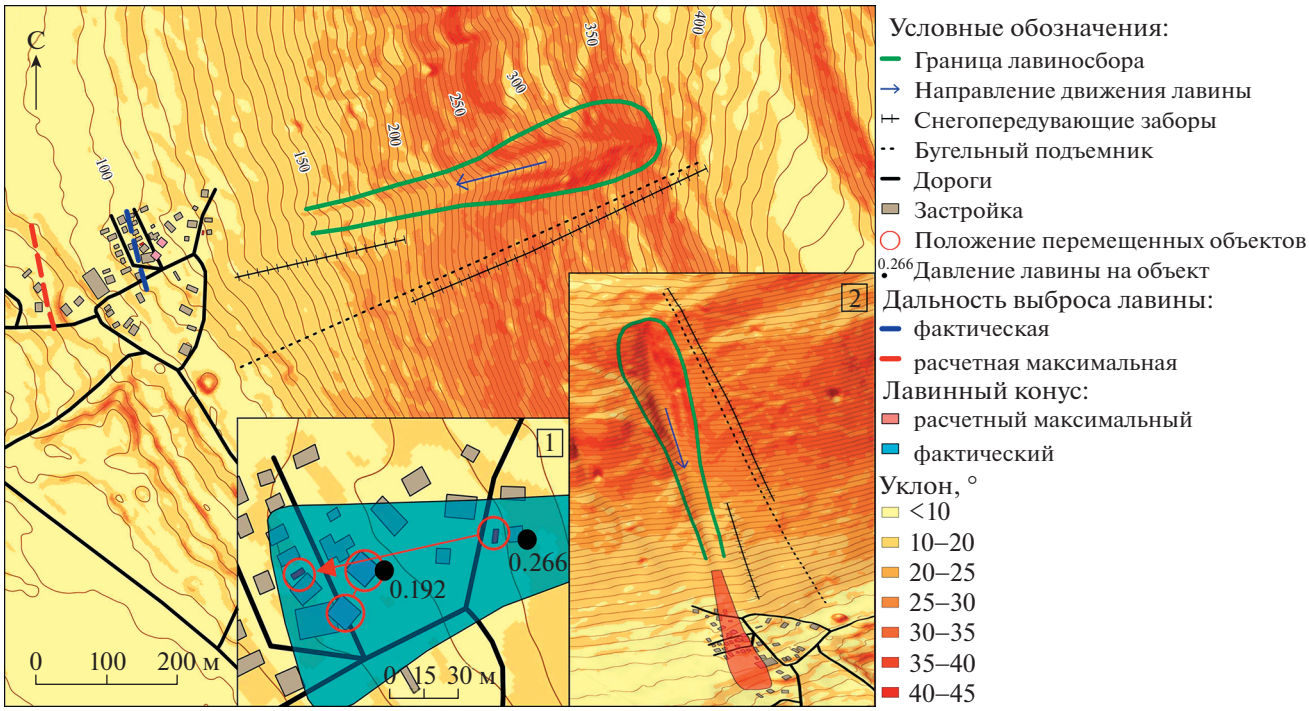

Рис. 1. Карта-схема территории горнолыжного комплекса “Гора Отдельная”. Лавиносбор, в котором сформировалась снежная лавина, и селитебная территория в зоне ее воздействия.

обогатительной фабрики 29.01.2018 г., в лавину попали легковой автомобиль, припаркованный возле производственного помещения, и его владелец [10].

Горные массивы, окружающие территорию Норильска, отнесены к районам с низкой и очень низкой степенью лавинной активности [11], в то время как по сообщениям ГО и ЧС г. Норильска [12] на склонах северо-западных отрогов плато Путорана (хр. Лонтокойский камень (Центральный) и хр. Хаерлах (Талнах)) лавины из мелких и средних лавиносборов формируются ежегодно. Объемы лавин обычно не превышают 1000–3000 м^3. Однако на территории есть условия для формирования лавин объемом более 50000 м^3 [8]. Продолжительность лавиноопасного периода составляет семь месяцев [8, 9].

РАСЧЕТЫ ХАРАКТЕРИСТИК ЛАВИНЫ

Расчет динамических характеристик катастрофической лавины 09 января 2021 г. основывается на информации СМИ, описаний очевидцев, а также данных, полученных сотрудниками ДВГИ ДВО РАН при расчете лавинной опасности северо-восточного склона хр. Локотойский камень, выполненного в 2020 г. Оценка геоморфологических факторов лавинообразования основана на данных цифровой модели рельефа Arctic DEM с разрешением 2 м [13]. Для дальнейших расчетов в программе QGIS была построена 3D-модель склона с цветовым обозначением углов. На модель вынесено положение существующей застройки (рис. 1), которая оказалась в зоне воздействия лавины.

Лавина сформировалась в лавиносборе лоткового типа, расположенном на склоне западной экспозиции. Лавиносбор представляет собой эрозионный врез и имеет превышение 280 м. Средний уклон склона 27°, максимальный в зоне отрыва лавины – 34°, однако по фото- и видеосвидетельствам с места катастрофы можно говорить о сходе лавины по снежной поверхности, а не по грунту. Это указывает на меньшие уклоны в лавиносборе на момент схода лавины. Отрыв лавины произошел во время метели. Линия отрыва находилась на высоте 360–380 м н.у.м.

Метеорологические условия схода и высота снежного покрова в лавиносборе позволяют говорить о лавине смешаного снега. Максимальное значение высоты снежного покрова за январь по данным маршрутной снегосъемки (поле) по ГМС “Норильск”, за период 1966–2018 гг., составляет 178 см [14]. Средняя высота снега в зоне зарождения с учетом дисперсии оценена в 194 см, высота линии отрыва ≈110 см.

Перераспределение снега в лавиносборе во время метели 5–8 января 2021 г. [15] привело к росту ранее образовавшегося снежного карниза, обрушение которого стало триггером формирова-

Рис. 2. Второй перемещенный лавиной дом, в котором находились люди (https://24.mchs.gov.ru/deyatelnost/press-centr/operativnaya-informaciya/4354328).

Рис. 3. Высота завалов на месте проведения поисково-спасательных работ превысила 5 м, что отчетливо видно по характеру лавинных отложений на застройке (https://news.myseldon.com/ru/news/index/243574139).

ния лавины. Формирование снежных карнизов на бровках склонов характерно для всех районов плато Путорана, что отмечается в [9] и дешифрируется на снимках GoogleEarth. Мощность снежных карнизов превышает высоту снега в зонах зарождения лавин.

На рис. 1 обозначена фактическая и расчетная максимальная дальности выброса лавины. Граница лавиносбора и максимального конуса выноса суммарно показывают опасную зону, без учета существующей застройки (рис. 1, врезка 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Первый разрушенный дом был расположен на конусе выноса лавины, в зоне прямого удара. Строение было выполнено из бруса 200 см на 200 см, чем существенно отличалось от остальных домов на территории, место постройки находилось на возвышении. Восстановленная по характеру разрушений скорость лавины в момент удара о дом составила 18 м/с, что подтвердилось расчетом [6].

Расчетное пиковое давление лавины на объект, с учетом скорости 18 м/с, составило 0.266 МПа. Пиковое давление существует короткое время, но оказывает максимально разрушительное воздействие. Стены дома были разбиты, крыша сорвана и перенесена лавиной, это позволяет оценить высоту лавинного фронта ≈10 м, расчетное значение – 9 м. Возле дома находился металлический 20-футовый контейнер под инвентарь, который был перенесен лавиной на 80 м, крыша дома была обнаружена примерно на том же расстоянии (рис. 1, врезка 1).

После первого удара давление лавины начало снижаться, начался второй этап ее взаимодействия с объектами, расчетное давление на этом этапе уменьшилось до 0.192 МПа (рис. 1, врезка 1). Второй дом, в котором находились люди, был собран из металлических контейнеров и не имел фундамента, поэтому его не смяло, а перенесло в лавинном потоке. Люди ощутили серию ударов [16] (лавина к тому моменту уже притормозила у ряда препятствий и дошла до сооружения серией волн), а потом дом начало вращать, пока он не опрокинулся и не остановился (рис. 2). Общее количество попавших в лавину людей увеличилось до шести человек.

Расчетный объем сошедшей лавины составил 22 000 м^3, площадь лавинных отложений на застроенной территории ≈0.9 га. Средняя высота завалов у объектов составила 3 м, максимальная 5–7 м (рис. 3). Расчет объема подтвердился фактическими характеристиками завалов территории.

Если оценить рассматриваемую лавину, по табл. 1 она будет отнесена ко II категории опасности, в которую попадают лавины с расчетным пиковым давлением, превышающим 0.245 МПа. При таком давлении происходит разрушение сооружений КС-1, а именно такие дома подверглись воздействию лавины (рис. 2, 3).

Полученные характеристики лавины подтверждаются разрушениями на территории поселка. Сход лавины привел к разрушению шести домов и причинил повреждения различного характера восьми домам.

ПРИЧИНЫ КАТАСТРОФЫ

Причиной норильской катастрофы является наложение ряда факторов: метеорологические условия в момент схода (метель); значительная толщина снежного покрова в лавиносборе (не ме-

нее 194 см); отсутствие работ по подготовке трасс на горнолыжном комплексе (перераспределение и уплотнение снега на трассах).

В связи со сложной эпидемиологической обстановкой по COVID-19 администрация горнолыжного комплекса "Гора Отдельная" приняла решение не открывать трассы для катания в текущем зимнем сезоне, уплотнение снега не производилось. Отсутствие работ по уплотнению снега на склонах привело к естественным процессам распределения снега внутри лавиносбора, высота снега в лавиносборе искусственно не уменьшалась, физико-механические характеристики снежной толщи развивались без влияния техногенных факторов, что позволило сформироваться внутри снежного покрова слоям, состоящим из перекристаллизованного снега. Увеличение нагрузки на эти слои из-за прироста высоты снежного покрова во время метели спровоцировало формирование лавины со значительными (граничными с максимальными) характеристиками.

ВЫВОДЫ, ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам расчетов были получены следующие параметры лавины:

– пиковое давление лавины на ближайший к склону объект составило 0.266 МПа;

– объем лавины составил 22000 м^3, расчет подтвердился фактическими завалами;

– скорость на подходе к объекту 18 м/с;

– фактическая дальность выброса – 760 м, расчетная максимальная – 980 м.

Предлагаемая авторами методика позволяет оценивать ожидаемое воздействие лавины на объект в зависимости от класса сооружения, что позволяет на ранних стадиях освоения выявить наиболее уязвимые территории, для безопасной эксплуатации которых необходимо возведение сооружений инженерной защиты.

Результаты расчетов, полученные на примере норильской лавинной катастрофы, показали хорошее соответствие с фактическими данными, что говорит о перспективности применения предлагаемой авторами методики оценки воздействия лавин при отсутствии продолжительных рядов наблюдений.

РЕКОМЕНДАЦИИ

Первоочередным мероприятием по предотвращению и снижению рисков от снежных лавин на селитебных территориях является разработка "Схем планировочных ограничений "Лавиноопасные зоны" к генеральному плану населенного пункта. Подготовка таких "Схем..." должна осуществляться на этапе разработки и/или корректировки генеральных планов городских округов и схем территориального планирования. Масштаб карт на территорию населенных пунктов не должен быть меньше 1:10000.

"Схемы..." с определенной для каждого лавиносбора категорией опасности позволяют разработать меры по защите населения и объектов от лавин, а также рассчитать ожидаемый ущерб от их воздействия на территорию, объекты и сооружения. "Схемы..." являются основанием для планирования возведения сооружений инженерной защиты, а в случае невозможности строительства защиты обосновывают необходимость выноса объекта за пределы опасной зоны или введения ограничения на его эксплуатацию, например при прогнозе лавинной опасности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А. и др.* Влияние снежных лавин на инфраструктуру в российской Арктике // ГеоРиск. 2019. Т. XIII. № 3. С. 60–68.
2. *Казакова Е.Н., Лобкина В.А.* Лавинные катастрофы Сахалинской области // Материалы гляциологических исследований. 2007. № 103. С. 185–190.
3. *Yves B., Rickenbach D., Stoffel A., et al.* Automated Snow Avalanche Release Area Delineation – validation of Existing Algorithms and Proposition of a New Object-based Approach for Large-scale Hazard Indication Mapping // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2018. V. 18. № 12. P. 3235–3251.
4. *Турчанинова А.С., Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г. и др.* К вопросу моделирования снежных лавин при недостаточности данных // ГеоРиск. 2020. Т. XIV. № 1. С. 38–47.
5. *Fischer J.-T., Kofler A., Huber A., et al.* Bayesian Inference in Snow Avalanche Simulation with r.avaflow // Geosciences. 2020. № 10 (5). 191.
6. *Kazakova E., Lobkina V., Gensiorovskiy Y., et al.* Large-scale Assessment of Avalanche and Debris Flow Hazards in the Sakhalin Region, Russian Federation // Natural Hazards. 2017. № 88. P. 237–251.
7. *Козик С.М.* Расчет движения снежных лавин. Л.: Гидрометиздат, 1962. 74 с.
8. Кадастр лавин СССР. Сибирь и Дальний Восток. Т. 16. Л.: Гидрометеоиздат, 1986, 1988, 1991.
9. География лавин. Мягков С.М., Канаев Л.А. (ред.). М.: МГУ, 1992. 332 с.
10. Официальный сайт газеты "Заполярная Правда". https://gazetazp.ru/news/gorod/34139n-v-norilske-pod-snejnoy-lavinoy-postradal-chelovek.html; https://gazetazp.ru/news/gorod/14079n-v-tsentre-tal-naha-podrostok-popal-v-lavinu.html
11. Снежные лавины. Национальный атлас России. https://национальныйатлас.рф/cd2/234-236/234-236.html
12. Официальный сайт г. Норильска. https://norilsk-city.ru/

13. Arctic DEM. https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/
14. Научно-прикладной справочник по климату СССР, сер. 3 Многолетние данные. Части 1-6. Выпуск 21: Красноярский край Тувинская АССР, кн. 1, 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1990.
15. Ресурс актуальной метеорологической информации на территорию России. https://rp5.ru/Архив_погоды_в_Норильске
16. NGS24. https://ngs24.ru/text/incidents/2021/01/10/69685551/

AN AVALANCHE HAZARD ASSESSMENT IN LOW MOUNTAINS, BASED ON THE EXAMPLE OF THE JANUARY 2021 NORILSK AVALANCHE DISASTER

V. A. Lobkina[a,#], Yu. V. Gensiorovskiy[a], and A. A. Muzychenko[a]

[a] *Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#]*e-mail: valentina-lobkina@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS A.I. Khanchuk February 19, 2021

This paper presents the reconstruction results of catastrophic avalanche characteristics. The avalanche came off the slope of ski resort “Gora Otdelnaya” on January 9, 2021 (Norilsk). It had a peak pressure of 0.266 MPa and led to the suburban settlement destruction at an area of about 0.9 ha. Six people got avalanched, three of them died. Factual and calculated boundaries of the maximum avalanche run-out distance are given in the paper. The catastrophe causes are also being investigated. Danger of avalanches assessment methodology of Russian Arctic and other unstudied areas with no long-term avalanche observations is suggested.

Keywords: avalanche zone boundaries, avalanche, avalanche hazard, maximal avalanche run-out distance

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 189–194

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 550.461

МАСШТАБНЫЙ ПЕРЕНОС ТЕХНОГЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ ПО ТЕЧЕНИЮ РЕКИ ЕНИСЕЙ ВО ВРЕМЯ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО ПАВОДКА 1966 г.

© 2021 г. А. Я. Болсуновский[1,*], Д. В. Дементьев[1], В. И. Вахрушев[1]

Представлено академиком РАН А.Г. Дегерменджи 08.02.2021 г.
Поступило 08.02.2021 г.
После доработки 19.02.2021 г.
Принято к публикации 20.02.2021 г.

Многолетние исследования обнаружили в донных отложениях и аллювиальных почвах поймы реки Енисей на разном расстоянии (до 820 км) от радиоактивных сбросов Горно-химического комбината (ГХК) Росатома слои аномального содержания ^{137}Cs. Максимальная удельная активность ^{137}Cs в аномальных слоях достигала 26000 Бк/кг, что выше максимального значения ^{137}Cs для известной радиоактивной аномалии береговой зоны г. Енисейска (330 км от ГХК), которая возникла во время экстремального паводка 1966 г. Совпадающий радионуклидный состав и отношения радионуклидов (^{137}Cs/^{152}Eu и ^{137}Cs/^{60}Co) в обнаруженных нами аномальных слоях с данными для аномалии г. Енисейска свидетельствует об одном источнике происхождения – перенос донных отложений из зоны ГХК во время экстремального паводка 1966 г. Масштабный перенос радиоактивных донных отложений по течению реки из зоны сбросов ГХК во время экстремального паводка 1966 г. может представлять потенциальную радиационную опасность для экосистемы реки и населения прибрежных поселков.

Ключевые слова: донные отложения, река Енисей, экстремальный паводок, техногенные радионуклиды, датировка слоев

DOI: 10.31857/S2686739721060050

Пойма реки Енисей загрязнена техногенными радионуклидами в результате деятельности Горно-химического комбината (ГХК) Росатома и глобальных выпадений. В слоях донных отложений реки после сбросов ГХК зарегистрирован широкий перечень техногенных радионуклидов: изотопы европия (^{152}Eu, ^{154}Eu и ^{155}Eu), цезия (^{137}Cs и ^{134}Cs), ^{60}Co, ^{90}Sr и трансурановые элементы (изотопы плутония, америция, нептуния и кюрия) [1–4]. По данным работы [5], запасы техногенных радионуклидов на участке поймы реки Енисей протяженностью 250 км от ГХК составили 131 Кюри. Вертикальное распределение радионуклидов в донных отложениях реки имеет сложный характер с наличием ряда максимумов, обусловленных разными скоростями поступления радионуклидов с ГХК, а также в результате глобальных выпадений [2, 6]. В ежегодных Государственных докладах “О состоянии и охране окружающей среды в Красноярском крае” и Радиационно-гигиенических паспортах Красноярского края, в частности за 2014 г. [7], отмечается, что в границах 1000-километрового участка зоны наблюдения ГХК в пойме р. Енисей имеются многочисленные участки повышенной аккумуляции техногенных радионуклидов, присутствовавших в нормативных и аварийных сбросах реакторного и радиохимического заводов комбината в результате его деятельности. Большинство радиационно-загрязненных участков поймы реки расположены вне границ населенных пунктов, за исключением радиоактивной аномалии на береговой полосе г. Енисейска [2, 7]. Детальное исследование этой радиоактивной аномалии на территории о. Городской (г. Енисейск) показало высокое содержание техногенного радионуклида ^{137}Cs в аллювиальных слоях, соответствующего категории очень низкоактивных радиоактивных отходов [2, 7]. По данным работы [2], образование радиоактивного слоя произошло путем отложения тонкодисперсного гумусированного осадка в период мощного паводка на реке Енисей, перенесшего большие массы донных отложений из района вблизи ГХК. На основании отношения изотопов

[1] *Институт биофизики Федерального исследовательского центра “Красноярский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук”, Красноярск, Россия*
**E-mail: radecol@ibp.ru*

Таблица 1. Удельная активность ^{137}Cs (Бк/кг) и отношения техногенных радионуклидов в активных слоях кернов донных отложений и пойменных почв реки Енисей по течению от ГХК

Район и год отбора	Глубина, см	^{137}Cs, Бк/кг	$^{137}Cs/^{152}Eu$*	$^{137}Cs/^{60}Co$*
Енисейск-1-1997**	90–105	3500–19900	290–810	7000–48000
Енисейск-2-1997**	0–15	3500–13100	600–640	– ***
Балчуг-2009	3–9	3200–26000	260–2090	16000
Балчуг-2010	27–33	2200–2700	150–200	5500
Балчуг-2012	18–24	2600–8800	520–800	– ***
Балчуг-2016	9–15	3800–17000	350–460	3000
Балчуг-2018	57–63	1000–3300	310–610	2000–4000
Стрелка-2012	42–48	1100–3100	160–240	1500–2000
Бор-2013	66–69	750	300	– ***

Примечание. * – отношения радионуклидов приведены с пересчетом на январь 2018 г.; ** – приведены данные работы Сухорукова и соавт. [2]; *** – в слоях отсутствует ^{60}Co в связи с многолетним радиоактивным распадом.

цезия ($^{137}Cs/^{134}Cs$) авторы вышеназванной работы заключили, что радиоактивная аномалия г. Енисейска образовалась в период экстремального паводка 1966 г. Во время этого события, крупнейшего за последние 65 лет на реке Енисей, расход воды через плотину Красноярской ГЭС составлял не менее 18 000 м^3/с [8], что в несколько раз превышал средний многолетний расход воды (3000 м^3/с). Экстремальный расход воды через плотину сопровождался подъемом уровня воды в реке и затоплением многих прибрежных населенных пунктов [8]. Возросшая во время паводка скорость течения реки привела к переносу радиоактивных донных отложений и аллювиальных почв поймы реки из зоны вблизи ГХК на большие расстояния по течению реки – как минимум на 330 км (г. Енисейск) от ГХК. Ранее проведенный мониторинг содержания техногенных радионуклидов в слоях донных отложений и аллювиальных почв в районах вблизи ГХК не выявил аномальных по ^{137}Cs слоев, которые могли образоваться во время паводка 1966 г. Как правило, глубокие слои кернов донных отложений содержали высокие значения не только ^{137}Cs, но и других техногенных радионуклидов сбросов ГХК [2, 6], не характерных для события 1966 г.

Цель данной работы – поиск кернов донных отложений и аллювиальных почв поймы реки Енисей по течению реки от ГХК, содержащих слои аномального содержания ^{137}Cs в результате паводка 1966 г.

Для исследований использовали керны донных отложений и аллювиальных почв, отобранных в пойме реки Енисей в период с 2009 по 2018 г. на расстоянии до 900 км (с. Бор) по течению от г. Красноярска. Керны отбирали как вблизи ГХК (п. Балчуг на расстоянии 15 км от сбросов ГХК), так и на удаленных участках вблизи с. Стрелка и с. Бор (250 и 820 км от ГХК соответственно). Для отбора использовали стальные пробоотборники – трубы разной длины с диаметром 11 см [6]. Керны донных отложений и аллювиальных почв отбирали в ежегодно-затапливаемых застойных зонах вблизи берега реки, включая острова. Удельную активность техногенных радионуклидов в пробах определяли γ-спектрометрическим методом на γ-спектрометре фирмы “Canberra” (США) со сверхчистым германиевым детектором с тонким бериллиевым окном, позволяющим регистрировать γ-кванты с энергией от 30 кэВ. Для определения скорости осадконакопления и датировки слоев кернов после сбросов ГХК использовали отношение техногенных радионуклидов $^{137}Cs/^{60}Co$, которое ранее показало хорошее совпадение результатов с расчетами по методу неравновесного ^{210}Pb [9].

Ранее Сухоруков и соавт. [2] отмечали, что в кернах аллювиальных почв береговой зоны г. Енисейска зарегистрировано аномальное содержание ^{137}Cs. При этом максимумы ^{137}Cs присутствовали как в глубоких слоях керна (90–105 см), так и в верхней части керна (0–15 см) (рис. 1, табл. 1). В отобранных нами кернах донных отложений и аллювиальных почв поймы реки Енисей вблизи сбросов ГХК (п. Балчуг) также были обнаружены слои аномального содержания ^{137}Cs в верхних и нижних слоях кернов (рис. 1, табл. 1). При этом максимальное содержание ^{137}Cs достигало 26000 Бк/кг для района вблизи п. Балчуг, что превосходило максимальные значения ^{137}Cs для района вблизи г. Енисейска (табл. 1). Слои аномального содержания ^{137}Cs в верхних и нижних слоях кернов были отмечены в кернах, отобранных в 2009–2013 и в 2016–2018 гг. (рис. 1, табл. 1).

Как следует из данных табл. 1, в некоторых активных по ^{137}Cs слоях кернов наблюдается отсутствие техногенных радионуклидов с малыми периодами полураспада, таких как ^{60}Co (5.27 года) и

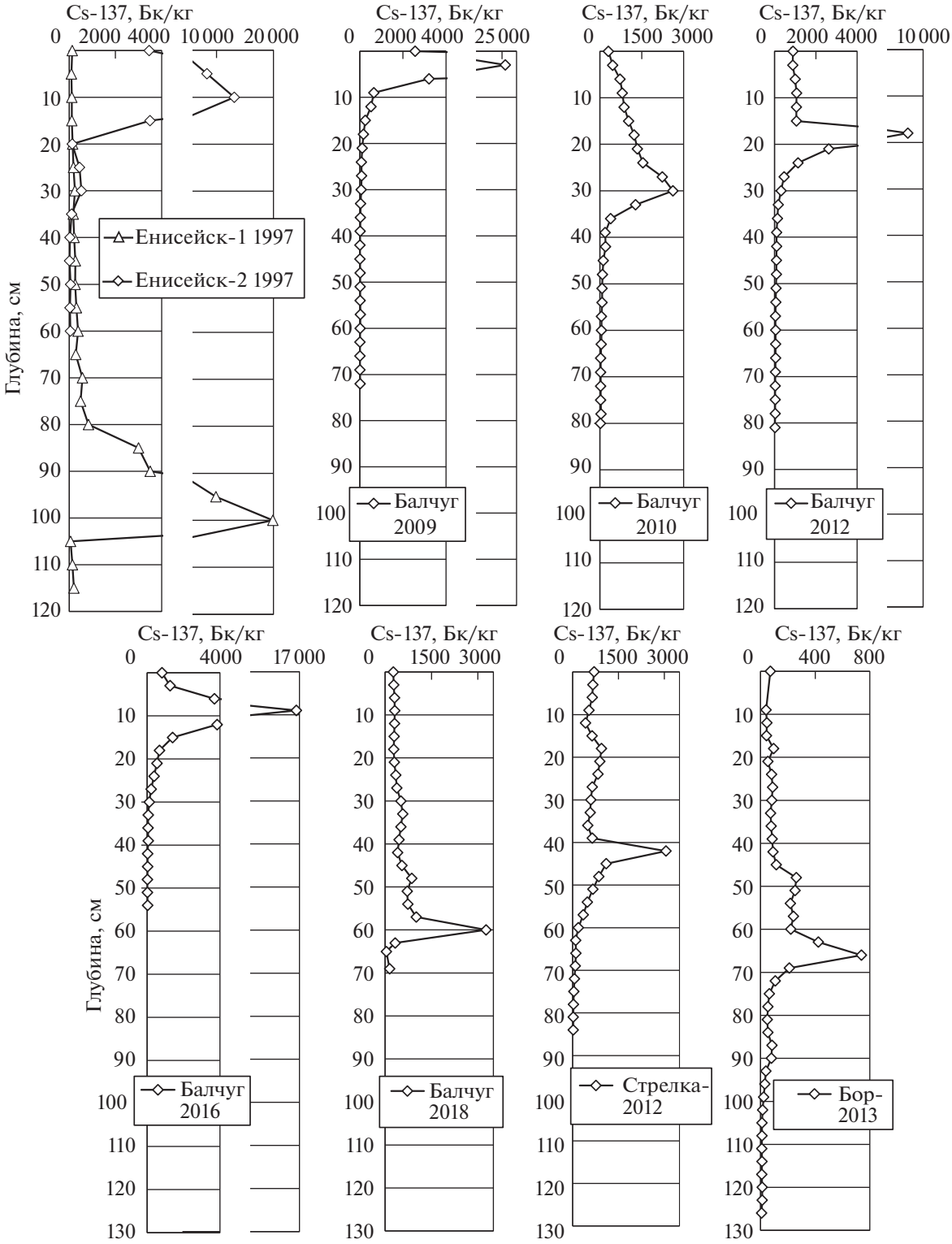

Рис. 1. Распределение ^{137}Cs в кернах осадков поймы р. Енисей с аномальными слоями, отобранных вблизи сбросов ГХК (п. Балчуг), а также на значительном расстоянии по течению реки (села Стрелка и Бор, г. Енисейск). Данные по радиоактивной аномалии г. Енисейска взяты из работы [2].

^{134}Cs (2.06 года). Ранее авторы работы [2] датировали радиоактивную аномалию г. Енисейска 1966-м годом (периодом экстремального паводка) и поэтому спустя 40–50 лет после паводка радионуклид ^{134}Cs распался, а ^{60}Co регистрируется в пробах вблизи инструментального предела обна-

ружения. Радионуклиды ^{137}Cs и ^{152}Eu имеют относительно большие периоды полураспада (30 и 13.5 лет соответственно) и за прошедший период их активности в измеренных пробах аномальных слоев уменьшились не столь значительно. Полученный нами диапазон отношений $^{137}Cs/^{152}Eu$ в пробах аномальных слоев кернов вблизи сбросов ГХК варьирует от 150 до 2090, что пересекается с диапазоном отношения $^{137}Cs/^{152}Eu$ в пробах аномальных слоев кернов г. Енисейска – 290–810 (табл. 1). Для кернов удаленных районов по течению реки от ГХК (Стрелка и Бор) отношение $^{137}Cs/^{152}Eu$ в пробах аномальных слоев изменяется от 160 до 300 (табл. 1), что также соответствует отношению радионуклидов в аномальных слоях вблизи сбросов ГХК (Балчуг). Отношение радионуклидов $^{137}Cs/^{60}Co$ в пробах аномальных слоев оказалось не столь информативным из-за более короткого периода полураспада ^{60}Co по сравнению с ^{137}Cs и ^{152}Eu. Как результат, рассчитанное на январь 2018 г. отношение $^{137}Cs/^{60}Co$ в отдельных пробах аномальных слоев г. Енисейска было в диапазоне 7000–48000, для проб аномальных слоев вблизи ГХК – отношение $^{137}Cs/^{60}Co$ было в диапазоне от 2000 до 16000 или не определялось из-за отсутствия ^{60}Co (табл. 1). Следовательно, совпадающие отношения радионуклидов ($^{137}Cs/^{152}Eu$ и, при наличии, $^{137}Cs/^{60}Co$) в пробах аномальных слоев по течению реки от ГХК с этими отношениями радионуклидов в аномальных слоях г. Енисейска свидетельствуют об одном и том же времени происхождения – экстремальном паводке 1966 г. на реке Енисей.

Из анализа распределения ^{137}Cs в кернах радиоактивных аномалий следует, что содержание ^{137}Cs в аллювиальных слоях ниже слоя максимальной активности уменьшается до низких значений – менее 100 Бк/кг (рис. 1), т.е. до фонового уровня глобальных выпадений ^{137}Cs вследствие ядерных испытаний до 1961 г. Например, для керна Енисейск-1 наблюдается резкое падение содержания ^{137}Cs уже в следующем слое после слоя максимальной активности ^{137}Cs с 19900 до 60 Бк/кг. Однако для большинства отобранных кернов вблизи ГХК (п. Балчуг) между слоем максимальной активности ^{137}Cs и фоновым слоем регистрируются слои с промежуточным содержанием ^{137}Cs (рис. 1). Так, для кернов вблизи сбросов ГХК (Балчуг-2010, 2012, 2016) и на удалении от ГХК (Стрелка-2012) ниже слоя максимального содержания ^{137}Cs в нескольких слоях регистрируется ^{137}Cs в диапазоне от 200 до 700 Бк/кг (рис. 1). Это можно объяснить как поступлением ^{137}Cs из зоны вблизи ГХК в период работы комбината до паводка 1966 г., так и возможной миграцией ^{137}Cs из верхних аномальных слоев за длительный период времени. В самых нижних слоях отдельных кернов содержание ^{137}Cs отмечено на очень низком фоновом уровне – 7–10 Бк/кг.

Известно, что поступление радионуклидов со сбросами ГХК в р. Енисей началось с запуском первого реактора в 1958 г. Деятельность ГХК в полном объеме (и соответственно максимальные сбросы радионуклидов) началась с 1964 г. после ввода в работу всех реакторов и радиохимического производства [10]. В начальный период радиоактивных сбросов ГХК с 1958 по 1965 г. сформировался относительно низкий уровень радиоактивного загрязнения ^{137}Cs поймы реки Енисей, который регистрируется в кернах аллювиальных почв и донных отложений как промежуточный слой между фоновым уровнем и аномальным слоем паводка 1966 г. (рис. 1). Однако паводок 1966 г. привел к затоплению береговой промзоны ГХК, включая частично береговые бассейны-хранилища радиоактивных отходов, и переносу донных отложений на большие расстояния по течению реки от промзоны ГХК. В последующие годы в 1988 и 2006 г. на р. Енисей были крупные паводки, но они уступали по расходу воды паводку 1966 г. и не были отмечены существенными максимумами ^{137}Cs в отобранных кернах. Проведенная нами датировка слоев кернов из районов вблизи сбросов ГХК (Балчуг-2010, 2016, 2018) с использованием отношения радионуклидов ($^{137}Cs/^{60}Co$) подтвердила образование аномальных слоев в 1966 г.

В научной литературе известен только один сопоставимый факт масштабного переноса техногенных радионуклидов во время радиационных аварий по течению реки в виде взвешенных частиц донных отложений – поступления радиоактивных отходов в р. Теча во время начала работы ПО Маяк (Челябинская область, г. Озерск), производившего оружейный плутоний с 1949 г. Считается, что радиационное загрязнение поймы р. Теча по своему масштабу и последствиям является радиационной аварией [11]. В работе Мокрова [12] детально анализируется эта авария, когда в период с 1949 по 1951 г. осуществляли постоянные сбросы жидких радиоактивных отходов в р. Теча. Однако наиболее существенное влияние на загрязнение реки оказали не многолетние сбросы радиоактивных отходов в реку, а кратковременная “промывка” водоемов-хранилищ радиоактивных отходов В-3 и В-4 комбината чистой водой в октябре 1951 г. [12]. В этот период при расходе воды до 30 $м^3/с$ радиоактивные донные отложения хранилищ отходов поступили в реку и сформировали крупномасштабное загрязнение поймы р. Теча на всем протяжении в 240 км до устья. В работе [12] на основании совпадения отношения радионуклидов $^{238,239,240}Pu/^{137}Cs$, измеренных в пробах донных отложений и почвы для различных точек поймы р. Теча, сделан вывод о практически “одномоментном” радиоактивном

загрязнение поймы. Согласно модельным расчетам автора [12], при малых скоростях сбросов жидких радиоактивных отходов (до 1 $м^3/с$) в реку основная часть взвесей полностью оседала на первых 10 км от точки сброса. Однако при скоростях течения выше 7.5 $м^3/с$ загрязненные радионуклидами взвешенные частицы ила и глины переносились с водным потоком по всей длине р. Теча (240 км) и сформировали обширное радиоактивное загрязнение речной системы. Впоследствии радиоактивное загрязнение воды и береговой зоны реки привело к критическому облучению людей населенных пунктов по берегам реки [12].

Используя данные анализа радиационной аварии на р. Теча для ситуации на р. Енисей, можно считать, что скорости течения во время экстремального паводка на Енисее в 1966 г. достигали значений массового транспорта руслоформирующих наносов, сформированных вблизи промзоны ГХК, и, следовательно, происходил существенный перенос радионуклидов на взвеси по течению реки на большие расстояния. Ежегодный мониторинг и выявление новых участков аномального радиоактивного загрязнения поймы р. Енисей позволят оценить реальный масштаб переноса радиоактивных донных отложений из района вблизи ГХК по течению реки. На р. Енисей, по аналогии с р. Теча, в первые годы после паводка 1966 г. можно было ожидать существенного радиоактивного загрязнения береговой зоны реки и потенциальной радиационной опасности для населения прибрежных поселков р. Енисей. В последующие 10–20 лет после паводка 1966 г. радиоактивное загрязнение береговой зоны реки могло существенно снизиться из-за распада радионуклидов, перемещения радиоактивных аллювиальных почв во время ледохода и паводков, а также перекрытия радиоактивных слоев поймы относительно чистыми осадками. В будущем экстремальные паводки на р. Енисей могут нарушить поверхностные слои пойменных почв и перенести на большие расстояния по реке заглубленные радиоактивные слои паводка 1966 г. Поэтому максимальные объемы попусков воды Красноярской ГЭС должны согласовываться с оценкой предельных скоростей течения реки, способных привести к переотложению донных отложений.

Таким образом, в отобранных нами кернах донных отложений и аллювиальных почв поймы р. Енисей на разном расстоянии по течению реки от сбросов ГХК впервые были обнаружены слои аномального содержания ^{137}Cs, превышающие максимальные значения ^{137}Cs для известной радиоактивной аномалии береговой зоны г. Енисейска (330 км от ГХК по течению реки). Радиоактивная аномалия г. Енисейска возникла в результате переноса донных отложений из зоны ГХК во время экстремального паводка 1966 г. и поэтому обнаруженные нами слои аномального содержания ^{137}Cs во многих других местах поймы реки также можно считать следствием паводка 1966 г. Об этом свидетельствует полученная нами датировка аномальных слоев 1966-м годом, а также следующие факты: 1) отсутствие в аномальных ^{137}Cs слоях наших кернов и вблизи г. Енисейска техногенных радионуклидов с коротким периодом полураспада; 2) совпадающие отношения радионуклидов ($^{137}Cs/^{152}Eu$ и $^{137}Cs/^{60}Co$) в пробах аномальных слоев разных районов по течению реки от ГХК; 3) слои обнаруженного максимального содержания ^{137}Cs в кернах локализованы вблизи слоев фонового содержания ^{137}Cs, т.е. в начальный период активной деятельности ГХК с 1964 г.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят С.В. Косиненко (Институт биофизики ФИЦ КНЦ СО РАН) за участие в отборе проб и аналитические исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-44-240001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Болсуновский А.Я., Ермаков А.И., Мясоедов Б.Ф., Новиков А.П., Соболев А.И.* Новые данные по содержанию трансурановых элементов в донных отложениях реки Енисей // ДАН. 2002. Т. 387. № 2. С. 233–236.
2. *Сухоруков Ф.В., Дегерменджи А.Г., Белолипецкий В.М., Болсуновский А.Я., Ковалев С.И., Косолапова Л.Г., Мельгунов М.С., Рапута В.Ф.* Закономерности распределения и миграции радионуклидов в долине реки Енисей. Новосибирск, Изд-во СО РАН. Филиал “Гео”. 2004. 286 с.
3. *Bolsunovsky A., Bondareva L.* Actinides and Other Radionuclides in Sediments and Submerged Plants of the Yenisei River // J. Alloy. Compd. 2007. 444–445, P. 495–499.
4. *Bolsunovsky A., Ermakov A., Sobolev A.* New data on Transuranium Elements in the Ecosystem of the Yenisei River Floodplain // Radiochim. Acta. 2007. 95 (9). P. 547–552.
5. *Болсуновский А.Я., Трапезников А.В.* Сравнительный анализ радиоактивного загрязнения реки Енисей и Обь-Иртышской речной системы // Мат. III межд. конф. “Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека”, г. Томск. 23–27 июня 2009. Издательство “STT”, 2009. С. 95–98.
6. *Bolsunovsky A.* Artificial Radionuclides in Sediment of the Yenisei River // Chemistry and Ecology. 2010. 26 (6). P. 401–409.

7. Государственный доклад “О состоянии и охране окружающей среды в Красноярском крае в 2014 году”. Раздел 5. Радиационная обстановка. Министерство природных ресурсов и экологии Красноярского края. г. Красноярск. 2015. С. 66–88. http://mpr.krskstate.ru/dat/File/3/Doklad-2014.pdf
8. *Бабкин В.И.* О регулировании речного стока в XXI веке. Москва. Триумф, 2018. 215 с.
9. *Болсуновский А.Я., Дементьев Д.В., Косиненко С.В.* Использование радиоизотопных методов датировки донных отложений реки Енисей // Мат. VI межд. конф. 4–7 февраля 2010 г. “Тяжелые металлы и радионуклиды в окружающей среде”, Семипалатинск, Казахстан. 2010. Т. 1. С. 114–118.
10. Отчет по экологической безопасности ГХК за 2019 год. Железногорск, 2020. 44 с. https://sibghk.ru/images/pdf/eco/ghk_ecorep_2019.pdf
11. *Mokrov Y., Glagolenko Y., Napier B.* Reconstruction of Radionuclide Contamination of the Techa River Caused by Liquid Waste Discharge from Radiochemical Production at the Mayak Production Association // Health Physics. 2000. 79 (1). P. 15–23.
12. *Мокров Ю.Г.* Реконструкция и прогноз радиоактивного загрязнения реки Теча. Автореф. дисс. докт. техн. наук по спец. “Геоэкология”. Челябинская обл., г. Озерск, Редакционно-издательский центр ВРБ, 2005, 49 с.

TRANSPORT OF ARTIFICIAL RADIONUCLIDES OVER LONG DISTANCES DOWNSTREAM THE YENISEI RIVER DURING THE 1966 EXTREME FLOOD EVENT

A. Ya. Bolsunovsky[a,#], D. V. Dementyev[a], and V. I. Vakhrushev[a]

[a] *Institute of Biophysics, Federal Research Center “Krasnoyarsk Science Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences”, Krasnoyarsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: radecol@ibp.ru*

Presented by Academician of the RAS A.G. Degermendzhi February 8, 2021

The long-term research revealed layers with abnormally high levels of ^{137}Cs in bottom sediments and alluvial soils in the floodplain of the Yenisei River at different distances (as far as 820 km) downstream of the radioactive discharge point of the Mining-and-Chemical Combine (MCC) of Rosatom. The highest activity concentration of ^{137}Cs in those layers reached 26000 Bq/kg, and that was higher than the ^{137}Cs maximum at the well-known radioactive anomaly in the Yeniseisk riparian zone (330 km downstream of the MCC), which originated during the 1966 extreme flood event. The radionuclide composition and the ^{137}Cs/^{152}Eu and ^{137}Cs/^{60}Co ratios in the anomalous layers we found were the same as at the Yeniseisk anomalous site, suggesting that they had the same origin – transport of sediments from the MCC area during the 1966 extreme flood event. The transport of radioactive bottom sediments over long distances from the MCC discharge point downstream the Yenisei during the 1966 extreme flood event poses a potential radiation hazard to the river ecosystem and residents of riverside villages.

Keywords: bottom sediments, the Yenisei River, extreme flood event, artificial radionuclides, dating of layers

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 195–201

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 504.53

РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ТЕРРИТОРИИ НОВОЙ МОСКВЫ

© 2021 г. А. С. Гусева[1,*], член-корреспондент РАН В. А. Петров[1,2], С. А. Устинов[1]

Поступило 25.02.2021 г.
После доработки 10.03.2021 г.
Принято к публикации 10.03.2021 г.

Приводятся результаты исследования содержания радионуклидов в приповерхностном слое почвенного покрова (до 10 см) территории Новой Москвы, которая до 2012 г. входила в состав Московской области. Подобных исследований для этого объекта до настоящего времени не проводилось. В связи с активным развитием инфраструктуры и застройкой территории изучение радиоэкологического состояния рассматриваемой площади является актуальным. Ранее авторами была выполнена радиоэкологическая оценка территории по картам аэрогамма-спектрометрической съемки. С целью опровергнуть или подтвердить полученные ранее результаты был проанализирован почвенный покров на содержание радионуклидов (^{137}Cs, ^{40}K, ^{232}Th, ^{226}Ra, ^{228}U) гамма-спектрометрическим методом. Сделаны выводы о радиоэкологическом состоянии почвенного покрова территории Новой Москвы и о влиянии объектов хозяйственной деятельности на общую радиационную обстановку.

Ключевые слова: Новая Москва, почвенный покров, радионуклиды, радиоэкологическое состояние, геоэкология

DOI: 10.31857/S2686739721060074

ВВЕДЕНИЕ

Москва является одним из динамично развивающихся мегаполисов. В 2011 г. был разработан проект по присоединению к Москве юго-западной части Московской области. Одним из приоритетных направлений развития Новой Москвы являлось сохранение экологически чистых территорий, так как мощность присоединяемого природного каркаса выше, чем “старых” зон расселения [1].

Радиационная безопасность – одна из составляющих частей экологической безопасности, один из интегральных критериев качества жизни и факторов развития общества [2]. Воздействие радиоактивного загрязнения на человека может вызывать онкологические заболевания и способствовать развитию наследственных болезней [3].

Так как эколого-геохимическое изучение почвенного покрова территории Новой Москвы, проводимое уже несколько десятилетий [4–6], направлено, в основном, на анализ распространения тяжелых металлов и проявление микробиологических процессов, то радиоэкологическое исследование с целью выявления радиационно аномальных участков дополняют эти работы и являются актуальными.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 2012 г. территория Москвы увеличилась в 2 раза, присоединена юго-западная часть Московской области, получившая название “Новая Москва”. Образованы два новых административных округа – Троицкий и Новомосковский. В пределах объекта протекает более 150 водотоков, самым крупным из которых является р. Пахра – правый приток р. Москвы. Рельеф территории – равнинный, абсолютные высотные отметки изменяются от 130 до 260 м [7]. Наиболее крупные поселения – г. Троицк, г. Щербинка, г. Московский, пос. завода Мосрентген, пос. Киевский и пос. Кокошкино.

Практически всю территорию занимают дерново-подзолистые преимущественно неглубокоподзолистые почвы, обладающие низким естественным плодородием и буферной способностью с преобладанием фульвокислот над гуминовыми кислотами [8].

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева, Москва, Россия*
**E-mail: alexandra.guseva2011@yandex.ru*

К началу присоединения на территории функционировало несколько техногенных объектов, способных оказывать негативное воздействие на состояние окружающей среды: полигон промышленных отходов “Летово”, Институт ядерных исследований Российской академии наук, Троицкий институт инновационных и термоядерных исследований (ТРИНИТИ), завод Мосрентген, “Новомосковский технопарк”, дорожные трассы (особенно Калужское шоссе), международные аэропорты Внуково и Остафьево [1]. Некоторые из них могут оказывать негативное воздействие на радиоэкологическое состояние территории Новой Москвы.

В последние десятилетия радиационная обстановка города остается стабильной, превышений основных дозовых пределов не наблюдается. В 2018 г. радиационный фон на территории Москвы находился на уровне 0.06–0.22 мкЗв/ч (в среднем 0.12 мкЗв/ч), что соответствует среднегодовым значениям естественного радиационного фона за последние 5 лет [5].

Авторами проанализированы карты аэрогамма-спектрометрической съемки (АГС) по распределению содержаний ^{232}Th, ^{238}U, ^{40}K и ^{137}Cs, из которых только ^{137}Cs имеет исключительно антропогенное происхождение.

Значения содержаний радионуклидов в почвах (^{232}Th – 6.5×10^{-4}%, ^{238}U – 1.5×10^{-4}%, ^{40}K – 1.2%) приняты за первоначальные региональные фоновые значения [9].

По картам АГС в пределах Новой Москвы отмечаются содержания ^{238}U от 0.3×10^{-4}% до 2×10^{-4}%, ^{40}K от 0.5% до 2.3%, ^{232}Th от 1.4×10^{-4}% до 11.9×10^{-4}%, что превышает региональные значения. Для формулировки корректных выводов о радиоэкологическом состоянии территории Новой Москвы совершены полевые выезды на изучаемую площадь с целью отбора проб почвы и их дальнейшего гамма-спектрометрического анализа.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор почвенных образцов проводился в соответствии с ГОСТ 17.4.3.01-83 “Охрана природы (ССОП). Почвы. Общие требования к отбору проб” [10] на глубину до 10 см.

В связи с отсутствием возможности отобрать материал по равномерной сети, был выбран ключевой участок площадью 2.5 км^2 вблизи д. Голенищево (18 точек с шагом в 500 м). Пробы также отбирались на сельскохозяйственных угодьях (пос. Рогово, д. Голохвастово, д. Исаково); в Троицком лесопарке; в 1 км от завода “Мосрентген”; в 200 м от полигона промышленных отходов “Летово”; в пределах г. Троицка (в 300 м от Камвольной фабрики, в 200 м от Института ядерных исследований, в 1 км от Физического института им. Лебедева, в 300 м от Института физики высоких давлений РАН, в 200, 300 и 500 м от ИЗМИРАН, в 400 м от ТРИНИТИ и вдоль Калужского шоссе) (рис. 1). Всего было отобрано 35 проб.

Выбор участка Голенищево в качестве ключевого обоснован доступностью и возможностью отбора проб (отсутствие жилой застройки и техногенных объектов), а также тем, что на картах АГС наблюдаются одни из самих высоких уровней содержания тория-232.

Анализ проб почв проводился в лаборатории радиогеологии и радиогеоэкологии ИГЕМ РАН (аналитики А.Л. Керзин и Р.В. Соломенников) прямым γ-спектрометрическим анализом с использованием низкофонового γ-спектрометрического комплекса, оснащенного NaI(Tl)-детектором 160 × 160 мм с колодцами 55 × 110 мм. Метод основан на регистрации сцинтилляционным спектрометром гамма-излучения, испускаемого веществом счетного образца в регламентированной геометрии, с последующей обработкой накопленных спектрограмм. Управление измерениями и обработка полученных спектров производились с использованием программного комплекса “СПЕКТР”.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Отобранный почвенный материал проанализировали на содержание ^{137}Cs, ^{40}K, ^{232}Th, ^{226}Ra, ^{238}U (табл. 1). Результаты анализа были подвергнуты стандартной статистической обработке.

На участке Голенищево удельная активность цезия-137 колеблется от 1.6 до 11 Бк/кг при среднем значении 6.1 Бк/кг; удельная активность калия-40 – от 565 до 660 Бк/кг при среднем значении 597.5 Бк/кг. Максимальная удельная активность радия-226 – 29 Бк/кг, минимальная – 23 Бк/кг, среднее значение – 26.3 Бк/кг; минимальное содержание тория-232 – 37 Бк/кг, максимальное – 41.5 Бк/кг при среднем – 39 Бк/кг. Значение удельной активности урана-238 колеблется от 27.3 до 57.6 Бк/кг при среднем 43.5 Бк/кг.

Для суждения о радиоэкологическом состоянии территории данные необходимо сравнить с референтным значением: кларк-концентраций, предельно допустимая концентрация или ориентировочно допустимая концентрация[1] (ПДК или ОДК), геохимический фон. В связи с тем, что содержание радионуклидов в почве российским законодательством не нормируется, полученные

[1] Ориентировочно допустимая концентрация (ОДК) – гигиенический норматив, характеризующий ориентировочную допустимую концентрацию в почве. Устанавливается расчетным методом, в основу которого заложена безопасность продуктов питания, должен пересматриваться каждые 3 года или заменяться ПДК.

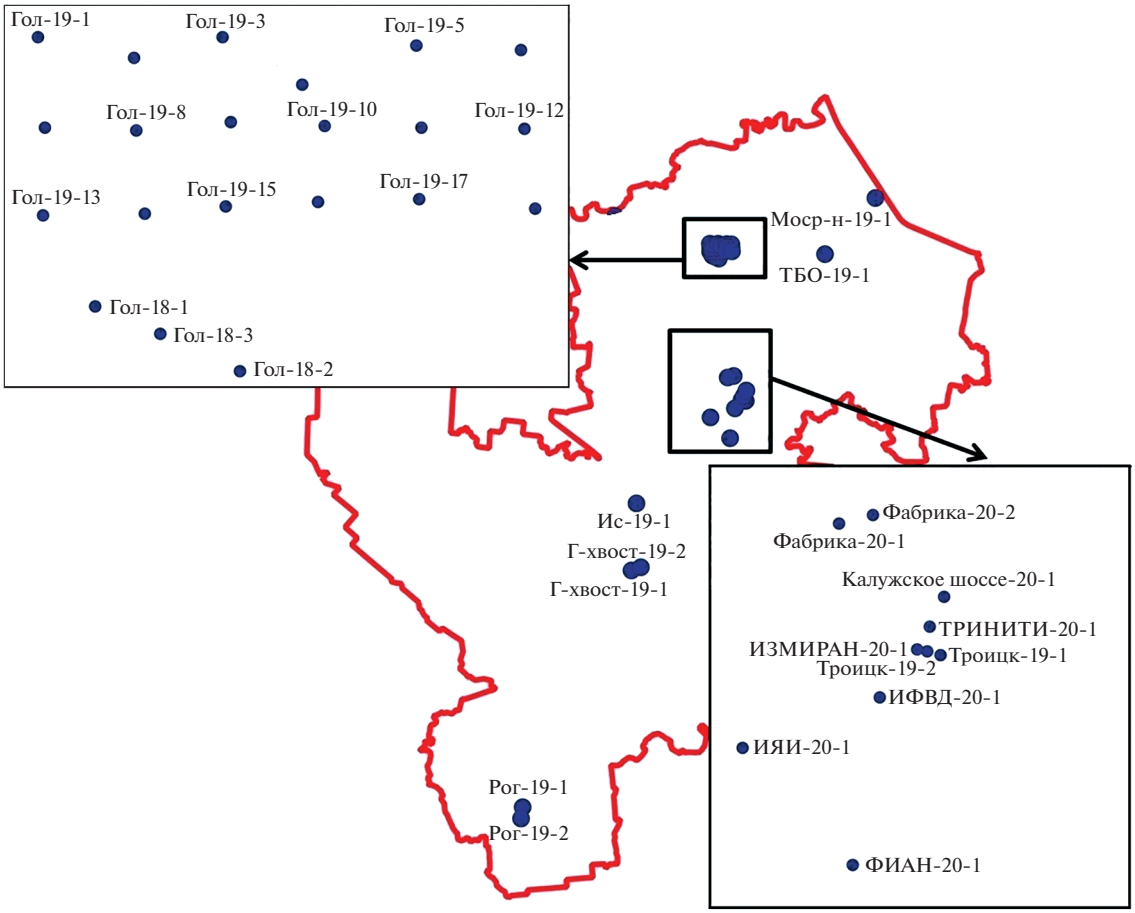

Рис. 1. Схема пробоотбора.

данные сравнивались с фоновыми региональными значениями. За фоновые региональные содержания были приняты содержания радионуклидов в почвенном покрове Московского региона.

Обработка данных проведена для двух выборок: ключевого участка Голенищево и техногенных объектов (табл. 2 и табл. 3).

Удельная активность естественных радионуклидов (калий-40, торий-232, радий-226, уран-238), близка или незначительно превышает региональные фоновые значения, что говорит об относительно благоприятной радиоэкологической обстановке в пределах территории Новой Москвы. Удельные активности радионуклидов в 1.5–2 раза выше, чем средние значения по всей территории Москвы в целом (см. табл. 1).

Во всех пробах значение удельной активности рассмотренных радионуклидов находится примерно на одном уровне. Коэффициенты вариации (для ^{40}K – 3.6%, ^{226}Ra – 6.6%, ^{232}Th – 4.1%, ^{238}U – 19.6%) свидетельствуют о незначительном разбросе значений удельной активности в почве и отсутствии аномальных участков.

Параметр ^{232}Th/^{226}Ra позволяет оценить степень техногенного вмешательства: если он меньше 1, то загрязнение почвенного покрова радионуклидами носит антропогенный характер [13]. Во всех пробах этот параметр больше 1 (см. табл. 1). Следовательно, небольшие повышенные значения удельной активности радионуклидов носят природный характер и связаны с геолого-геохимическими особенностями подстилающих толщ и почвенными факторами.

Один из параметров радиационной обстановки окружающей среды – удельная эффективная активность ($A_{эф}$):

$$A_{эф} = A_{Ra} + 1.31A_{Th} + 0.085A_K,$$

где A_{Ra}, A_{Th}, A_K – удельные активности в Бк/кг ^{226}Ra, ^{232}Th и ^{40}K [13].

Значение удельной эффективной активности почвенного покрова территории Новой Москвы составляет 13.1 Бк/кг, что превышает фоновое региональное значение и позволяет отнести исследуемую компоненту среды к потенциально опасной с точки зрения радиоактивного загрязнения

Таблица 1. Удельная активность радионуклидов в местах отбора проб почвенного покрова (Бк/кг)

Точка пробоотбора	^{137}Cs	^{40}K	^{226}Ra	^{232}Th	^{238}U	$^{232}Th/^{226}Ra$	$A_{эф}$
Г-хвост-19-1	1.6	620	28	40	57.6	1.4	133.1
Г-хвост-19-2	4	580	26	37	55.7	1.4	123.8
Ис-19-1	1.4	630	29	42	32.6	1.5	137.6
Рог-19-1	1.3	620	28	45	31.4	1.6	139.7
Рог-19-2	2.2	630	29	46	31.4	1.6	142.8
Моср-н-19-1	5.4	590	28	40	31.8	1.4	130.6
ТБО-19-1	0	560	26	40	27.3	1.5	126
Троицк-19-1	8.5	600	27	40	27.5	1.5	130.4
Троицк-19-2	8	620	28	42	27.8	1.5	135.7
Гол-19-1	5	590	25	38	45	1.5	124.9
Гол-19-2	6.1	580	25	37	41.8	1.5	122.8
Гол-19-3	8	610	29	37	43.4	1.3	129.3
Гол-19-4	7	600	26	38	44.5	1.5	126.8
Гол-19-5	2	660	29	41	39.2	1.4	138.8
Гол-19-6	8	580	27	41	37	1.5	130
Гол-19-7	2.8	565	23	37	44.2	1.6	119.5
Гол-19-8	5	580	24	38	43.4	1.6	123.1
Гол-19-9	8	595	24.5	37	33.5	1.5	123.5
Гол-19-10	7.8	600	28	41	29.6	1.5	132.7
Гол-19-11	8	600	28	38	45.7	1.4	128.8
Гол-19-12	9	580	25	39	43.8	1.6	125.4
Гол-19-13	4	610	27	39	45.9	1.4	129.9
Гол-19-14	1.6	610	25	39.5	43.9	1.6	128.6
Гол-19-15	2.4	625	26	41.5	45.8	1.6	133.5
Гол-19-16	5.8	590	28	41	33.7	1.5	131.9
Гол-19-17	9	590	27	40	40.1	1.5	129.6
Гол-19-18	11	590	26	39	34.8	1.5	127.2
ИЗМИРАН-20-1	4	610	25	43	49.7	1.7	133.7
ИФВД-20-1	4	620	28	40	45.89	1.4	133.1
ИЯИ-20-1	6	590	28	39	47.5	1.4	129.2
Калужское ш.-20-1	7	610	26	42	47.8	1.6	132.9
ТРИНИТИ-20-1	6	610	26	38	53	1.5	127.6
Фабрика-20-1	8	530	23	34	36.5	1.5	112.6
Фабрика-20-2	0	570	24	39	47.45	1.6	123.5
ФИАН-20-1	6	640	29	40	49.7	1.4	135.8
*Фоновое содержание (Московский регион)**	9	560	20	40	–	–	90
*Среднемировые фоновые содержания***	15	450	20	32.8	50	–	–
*Среднее содержание (г. Москва) в 2018 г.****	4.2	363	17	19	–	–	–

Примечание: * – Фоновое содержание (Московский регион) дано по [11]; ** – среднемировые фоновые содержания даны по [12]; *** – среднее содержание в г. Москве за 2018 г. дано по [6].

(если $A_{эф} < 100$, то объект исследования считается безопасным).

Из всех рассматриваемых радионуклидов только цезий-137 является радионуклидом, нахождение которого напрямую зависит от деятельности человека. В отобранных почвах среднее значение удельной активности ^{137}Cs не превышает фоновых региональных значений, что позволяет сделать вывод о незначительном влиянии рассмотренных техногенных объектов на загряз-

Таблица 2. Статистические параметры удельной активности радионуклидов (Бк/кг) в пробах (n = 18) почвенного покрова на площадке Голенищево

Параметр	^{137}Cs	^{40}K	^{226}Ra	^{232}Th	^{238}U
Минимум	1.6	565	23	37	27.3
Максимум	11	660	29	41.5	57.6
Среднее	6.1	597.5	26.3	39	43.5
Стандартное отклонение	2.7	21.2	1.7	1.6	8.4
Ошибка среднего значения	0.7	5	0.4	0.4	1.2
Медиана	6.1	595	26	39	44.5
Коэффициент вариации, %	44.6	3.6	6.6	4.1	19.6

Таблица 3. Некоторые статистические параметры удельной активности радионуклидов (Бк/кг) в пробах (n = 17) почвенного покрова вблизи техногенных объектов

Параметр	^{137}Cs	^{40}K	^{226}Ra	^{232}Th	^{238}U
Минимум	0	530	23	34	27.3
Максимум	8.5	640	29	46	57.6
Среднее	4.3	601.8	26.9	40.4	41.1
Стандартное отклонение	2.8	28.8	1.8	2.9	10.7
Ошибка среднего значения	0.7	7	0.4	0.7	2.6
Медиана	4	610	28	40	45.9
Коэффициент вариации, %	65.6	4.8	6.6	7	26

нение почвенного покрова территории этим радионуклидом.

Из табл. 3 видно, что удельные активности калия-40, радия-226, тория-232 незначительно повышены относительно фоновых региональных значений, однако это не является критичным и не представляет большой опасности для здоровья людей. Предполагаем, что внесение калийных и фосфорных удобрений способствует повышению содержания калия-40 в почвенном покрове сельскохозяйственных полей [14], либо оно связано с накоплением этого радионуклида растительностью из-за биофильных свойств калия [12]. Вместе с фосфорными удобрениями в сельскохозяйственные ландшафты привносится уран, что является одним из главных источников фонового радиоактивного загрязнения [15]. На сельскохозяйственных полях вблизи д. Голохвастово наблюдаются повышенные содержания урана-238 в почве, что может быть связано с внесением фосфорных удобрений. Для проверки этой гипотезы необходима официальная информация агропромышленных комплексов о количестве и составе вносимых удобрений.

Полигон промышленных отходов “Летово” вблизи д. Летово эксплуатировался с 1964 по 1975 г., куда свозились не только твердые бытовые отходы, но также промышленные и радиоактивные отходы. В 1994 г. в его пределах были обнаружены шесть радиоактивных аномалий с повышенными содержаниями в пробах грунта цезия-137, калия-40 и радия-226 [16]. После рекультивации полигона экологическое состояние прилегающих территорий улучшилось. Радиационная обстановка на полигоне и прилегающих к нему землях по мощности экспозиционной дозы (МЭД) γ-излучения классифицируется как нормальная. Интенсивность поступления загрязняющих веществ в почвогрунты от полигона “Летово” снижается со временем [16]. Наши исследования подтвердили благополучную радиоэкологическую ситуацию вблизи полигона. Значение удельной активности радионуклидов в почвах не превышает установленных нормативов, а цезий-137 вовсе не был обнаружен в пробе.

На территории Московского региона завод “Мосрентген” считается одним из наиболее значительных участков радиационной аномалии [17]. В 1962 г. в одном из цехов завода произошла авария, в результате которой участок площадью 0.53 га территории предприятия был загрязнен радионуклидами. С 2012 по 2014 г. проведены работы по дезактивации этого участка и вывозу радиоактивных отходов (РАО). В 2014 г. в пробах почв и грунта радиационно-аномального участка выявлен только цезий-137. Эффективная удельная активность естественных радионуклидов соответствовала среднероссийскому уровню [18]. Нами отобрана проба на территории поселка за-

вода “Мосрентген”, в Троицком лесопарке, в 1 км от загрязненного участка. Радиационных аномалий выявлено не было. Однако, чтобы судить об эффективности принятых мер, необходимо проведение более детального исследования вокруг завода “Мосрентген”.

ВЫВОДЫ

Исследование почвенного покрова Новой Москвы на содержание радионуклидов показало, что на изученной территории складываются благоприятные условия, подходящие для комфортного проживания населения. Вблизи объектов, относящихся к радиационно-опасным, аномальных участков не обнаружено.

Во всех пробах, отобранных с глубины до 10 см, где происходит максимальное накопление продуктов техногенеза, содержание радионуклидов не превышает фоновых значений, отношение $^{232}Th/^{226}Ra$ больше 1. Из этого следует, что функционирование антропогенных объектов не оказывает негативного влияния на радиационно-гигиеническое состояние почвенного покрова территории. Незначительные превышения фоновых концентраций в большинстве случаев обусловлены естественными причинами (геолого-геохимический фактор), и не должны сказываться на здоровье людей.

Для подтверждения влияния внесения удобрений в почву на радиационный фон территории необходима официальная информация агропромышленных комплексов о количестве, составе вносимых удобрений, а также регионе добычи сырья этих удобрений.

В связи с отсутствием законодательно установленных фоновых значений удельной активности радионуклидов для территории Новой Москвы авторами предлагается использовать следующие значения удельной активности радионуклидов в качестве фоновых: ^{137}Cs – 4.9 ± 3.1 Бк/кг, ^{40}K – 598.5 ± 38.4 Бк/кг, ^{226}Ra – 26.9 ± 1.9 Бк/кг, ^{238}U – 43.5 ± 8.4 Бк/кг, ^{232}Th – 39.1 ± 3 Бк/кг.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность и благодарность М.В. Болтневу, Е.С. Упаловскому, Е.А. Пинаевской, Н.Б. Леденеву за помощь в проведении пробоотбора; А.Л. Керзину и Р.В. Соломенникову за проведение гамма-спектрометрического анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Битюкова В.Р.* Экологический фактор развития в Новой Москве: старые проблемы на новой территории // Старая и Новая Москва: тенденции и проблемы развития. М.: Изд-во ИП Матушкина И.И., 2018. С. 120–142.
2. *Цейтин К.Ф., Пташкин А.Г., Путина Т.Г.* Радиоэкологический мониторинг Московского региона // Экологическая, промышленная и энергетическая безопасность (Под ред. Омельчук Ю.А., Ляминой Н.В., Кучерик Г.В.). Севастополь: Изд-во ФГАОУВО “Севастопольский государственный университет”. 2017. С. 1476–1482.
3. *Dindaroğlu T.* The Use of the GIS Kriging Technique to Determine the Spatial Changes of Natural Radionuclide Concentrations in Soil and Forest Cover // Jour. of Environmental Health Science and Engineering. 2014. № 12 (130).
4. *Богданов Н.А.* Эколого-гигиеническое состояние урбанизированной территории в географическом центре Новой Москвы // Гигиена и санитария. 2015. № 94 (1). С. 51–57.
5. Государственный доклад “О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в городе Москве в 2018 году”. Москва, 2019. 247 с.
6. Ежегодник “Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2018 году”. Обнинск, 2019. 324 с.
7. *Гусева А.С., Устинов С.А., Петров В.А.* Районирование территории Новой Москвы на основе комплексной оценки геологических и радиоэкологических факторов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2020. № 2. С. 73–79.
8. Информационный выпуск “О состоянии природных ресурсов и окружающей среды Московской области в 2011 году”. Красногорск, 2012. 225 с.
9. *Титаева Н.А.* Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 2000. 336 с.
10. ГОСТ 17.4.3.01–83. Охрана природы. Почвы. Общие требования к отбору проб. М.: Санэпидиздат, 1999. 26 с.
11. *Лащенова Т.Н., Зозуль Ю.Н.* Определение фонового содержания радионуклидов и тяжелых металлов в почве // Атомная энергия. 2006. № 100 (3). С. 230–236.
12. *Цветнова О.Б., Манахов Д.В., Липатов Д.Н., Щеглов А.И.* Радиоэкологическая характеристика территории учебно-опытного почвенно-экологического центра МГУ им. М.В. Ломоносова “Чашниково” // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. 2017. № 3. С. 26–32.
13. *Грицко П.П.* Распределение тория, урана и ^{137}Cs в почвах городов Иркутск и Ангарск (Прибайкалье). Дисс. ... канд. геол.-мин.наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2018. 148 с.
14. *Chibowski S., Soleski J., Szczypa J., Suprynowics R.* Study of Radioactive Contamination of Earsten Poland // The Science of the total environment. 1994. № 158. P. 71–77.
15. *Игнатов П.А., Верчеба А.А.* Общая радиогеоэкология. Дубна: Междунар. ун-т природы, о-ва и человека “Дубна”, 2005. 183 с.

16. *Хафизов М.М., Грибанова Л.П.* Полигон “Сосенки”: комплексное решение проблемы рекультивации // Твердые бытовые отходы. 2012. № 9. С. 10–13.
17. Государственный доклад “О санитарно-эпидемиологической обстановке на территории Московской области в 2011 году”. Москва, 2012. 191 с.
18. *Кормановская Т.А., Кононенко Д.В., Венков В.А., Иванов С.А., Бережной В.В.* Опыт реабилитации объектов, загрязненных радионуклидами, на примере участка территории завода “Мосрентген” // Радиационная гигиена. 2018. № 11 (3). С. 107–114.

RADIOECOLOGICAL STATE OF SOIL COVER OF NEW MOSCOW TERRITORY

A. S. Guseva[a,#], Corresponding-Member of the RAS V. A. Petrov[a,b], and S. A. Ustinov[a]

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

[b] *D. Mendeleev University oh Chemical Technology of Russia, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: alexandra.guseva2011@yandex.ru*

The article presents the results of study of radionuclides content in the near-surface soil cover layer (up to 10 cm) of the New Moscow territory which was part of the Moscow region until 2012. Until now, such studies for this object have not been carried out. Due to active development of infrastructure and improvement of territory studying of the radioecological state of the considered area is relevant. Previously the radioecological assessment of the territory using aerogamma-spectrometric survey maps was carried out by authors. In order to refute or confirm the previously obtained results, the soil cover was analyzed for the content of radionuclides (^{137}Cs, ^{40}K, ^{232}Th, ^{226}Ra, ^{228}U) by gamma-spectrometric method. Conclusions about the radioecological state of the soil cover of the New Moscow territory and about the influence of economic activity objects on common radiation environment were made.

Keywords: New Moscow, soil cover, radionuclides, radioecological state, geoecology

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 498, № 2, с. 202–210

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 621.039.7

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ СКВАЖИННОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев[1,*], В. И. Мальковский[1], М. Ю. Каленова[2]

Поступило 16.02.2021 г.
После доработки 10.03.2021 г.
Принято к публикации 11.03.2021 г.

Рассчитаны тепловые поля для скважинного хранилища Cs–Sr- и РЗЭ-актинидной фракций радиоактивных отходов в зависимости от содержания отходов, размера блока матрицы, времени хранения до захоронения. Сделан вывод, что эти хранилища перспективны для размещения РЗЭ-актинидной фракции в составе кристаллических матриц с диаметром цилиндрического блока 0.1–0.2 м без предварительного хранения.

Ключевые слова: радиоактивные отходы, фракции, изоляция, захоронение, скважины

DOI: 10.31857/S2686739721060177

Безопасное обращение с высокорадиоактивными отходами (ВАО) ядерной энергетики предполагает их включение в устойчивую матрицу [1] и захоронение в шахтных хранилищах на глубине до 1 км [2–5]. Другой вариант таких сооружений – скважины протяженностью до 5 км, вертикальные или до глубины 1–2 км вертикальные, затем переходящие в горизонтальные [6–9]. Шахтные сооружения имеют емкость несколько тысяч кубометров и предполагают совместное захоронение ВАО и среднеактивных отходов с долгоживущими радионуклидами (САО). Для ВАО матрицей служат B–Si- или Al–P-стекла, а для САО – цемент. Скважинное хранилище на 2 порядка меньшей вместимости имеет телескопическое строение, их диаметр уменьшается с 0.6–1.0 м у поверхности до 0.3–0.5 м в удаленной части. Скважинные хранилища предполагается заполнять тепловыделяющими ВАО (галиды ^{137}Cs, ^{90}Sr), матрицами типа Синрок с отходами переработки облученного ядерного топлива (ОЯТ) или с фракциями ВАО. В оба типа хранилищ можно помещать ОЯТ, что отвечает открытому топливному циклу. Однако по эффективности и безопасности предпочтительнее замкнутый ядерный цикл с переработкой ОЯТ и разделением ВАО на группы. Выделенные из ВАО изотопы можно применять в промышленности, включать в матрицу для захоронения, “сжигать” в реакторе на быстрых нейтронах [3, 9–18]. Это позволит использовать компоненты ОЯТ, увеличить ресурс ядерной энергетики за счет рециклинга U и Pu, сократить объем отходов и повысить эффективность использования подземного хранилища.

Однако выделение тепла при распаде радионуклидов приводит к разогреву матрицы отходов и окружающей среды. Высокая загрузка матрицы отходами увеличивает температуру хранилища, что повлияет на долговечность инженерных барьеров (матрица, контейнер, буфер) и защитные свойства вмещающих пород. Повышение температуры вод ускорит коррозию матрицы, что усилит вынос радионуклидов из мест размещения при конвекции вод, вызванной радиогенным теплом. Моделирование этих процессов основано на расчетах интенсивности тепловыделения и температуры в хранилище отходов. Этот анализ выполнен, в основном, для наиболее близких к практической реализации шахтных хранилищ для ОЯТ или остеклованных ВАО [2–5].

С целью определения оптимальных размеров блоков матриц и содержаний в них отходов в работе рассмотрен тепловой режим гипотетического скважинного хранилища. Температура в хранилище зависит от тепловыделения отходов, которое определяется временем хранения ОЯТ до переработки, содержанием радионуклидов, выдержкой матриц до захоронения, плотностью размещения отходов. Распределение температуры в ближней зоне хранилища зависит от тепловыделения ВАО, теплопроводности пород, фоновой температуры среды. Ближняя зона включает

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

[2] *Ведущий научно-исследовательский институт химической технологии, Москва, Россия*

**E-mail: yudintsevsv@gmail.com*

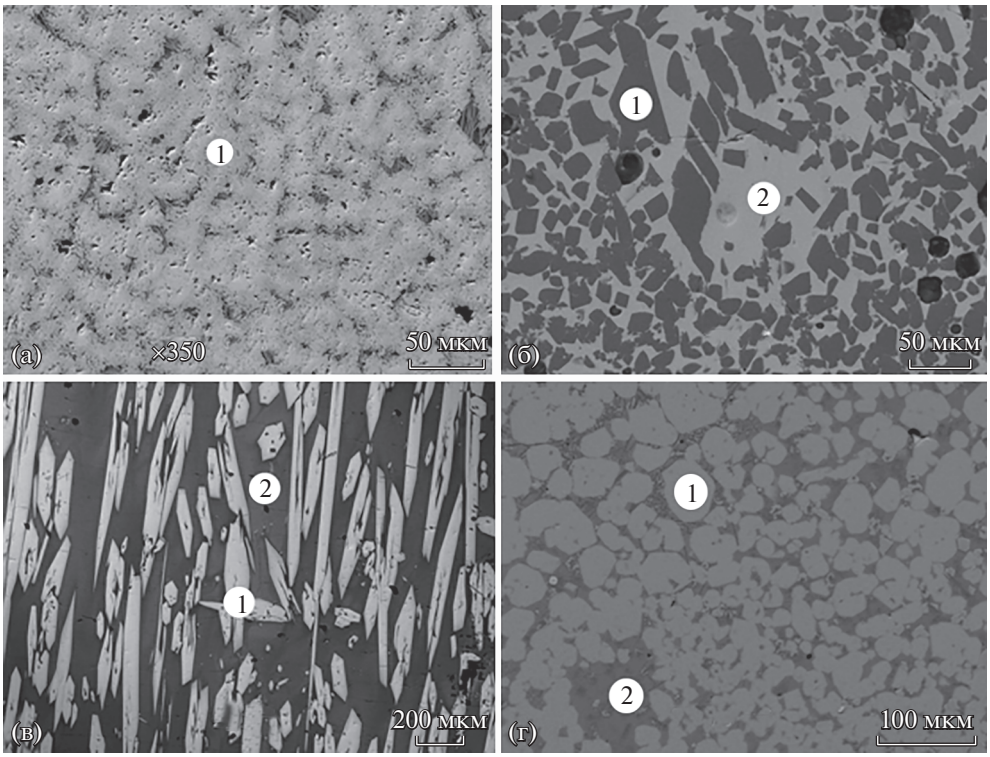

Рис. 1. Изображение в растровом электронном микроскопе матриц с имитаторами ВАО [15–18]: а) 60% REE–MA, 1 – пирохлор, $Nd_2(Ti,Zr)_2O_7$; б) 30% REE–MA: 1 – рутил, TiO_2, 2 – $Nd_4Ti_9O_{24}$; в) 30% REE–MA: 1 – бритолит $(Ca,Nd)_{10}(SiO_4)_6O_2$, 2 – стекло); г) 45% Cs–Sr: 1 – Cs-лейцит $CsAlSi_2O_6$, 2 – таусонит $SrTiO_3$.

окружающие породы мощностью сотни метров, которые подвергаются воздействию сначала при сооружении хранилища, а затем после размещения в нем отходов. Тепловыделение ОЯТ связано с распадом продуктов деления (основные – ^{90}Sr, ^{137}Cs) и трансурановых актинидов – Pu, Am, Cm [3, 11–13]. Известны способы выделения фракций Cs–Sr и REE–MA (MA – это Am, Cm) из ВАО от переработки ОЯТ [3, 10–13], один из них уже реализован в промышленном масштабе [14]. Матрицы фракционированных отходов предлагается размещать в скважинах на глубине от 3 до 5 км [5–7, 9, 16]. Эффективность и безопасность такого подхода обеспечат высокая загрузка коррозионно-стойких матриц отходами и удаленность их размещения.

В сообщении рассмотрены тепловые поля для скважинного хранилища матриц, содержащих, мас. %: 1) 30% REE–MA, 2) 60% REE–MA, 3) 45% Cs–Sr, их примерами служат: 1 – цирконолит, $(Ca, Nd)Zr(Ti, Al)_2O_7$; стеклокерамика с 50% бритолита, $(Ca, Nd)_{10}Si_4O_{26}$; 2 – пирохлор состава $Nd_2(Ti, Zr)_2O_7$; 3 – керамика с 90% $CsAlSi_2O_6$ (Cs-лейцит) и 10% $SrTiO_3$ (таусонит). Изображения матриц с имитаторами ВАО приведены на рис. 1, а результаты изучения – в работах [3, 15–18].

Для анализа тепловых режимов необходимо задать параметры вычислений, а именно: составы фракций, размеры блоков матриц, время хранения до размещения в хранилище. REE–MA-фракция ВАО переработки ОЯТ легководных реакторов содержит 95 мас. % изотопов РЗЭ и 5 мас. % актинидов [11–13], включая 3.5% ^{243}Am (период полураспада, $T_{1/2} = 7300$ лет), 1% ^{241}Am ($T_{1/2} = 433$ года) и 0.5% ^{244}Cm ($T_{1/2} = 18$ лет). Период полураспада ^{243}Am больше, чем у ^{241}Am, а удельное тепловыделение ^{243}Am (6.4 Вт/кг) гораздо меньше, чем у ^{241}Am (114.7 Вт/кг). Поэтому, несмотря на доминирование ^{243}Am, тепловыделение фракции, в основном, связано с ^{241}Am и ^{244}Cm. На начальной стадии на 91% оно определяется ^{244}Cm, 8% приходится на ^{241}Am и лишь около 1% на ^{243}Am. Среди редких земель также есть радиоизотопы (^{144}Ce, ^{147}Pm, $^{154,155}Eu$), но их количество невелико, а из-за малого периода полураспада (0.8–9 лет) они в значительной мере распадутся за 5–10 лет хранения ОЯТ до переработки. Таким образом, задача сводится к расчету температур в центре и на поверхности блоков матриц фракции REE–MA (30 или 60 мас. %) и Cs–Sr (45 мас. %). Содержание изотопов в матрице с 30 мас. % REE–MA-фракции (95% REE, 3.5% ^{243}Am, 1% ^{241}Am, 0.5% ^{244}Cm)

составит: 28.5% РЗЭ, 1.05% ^{243}Am, 0.3% ^{241}Am, 0.15 ^{244}Cm; а для 60 мас. %: 57% РЗЭ, 2.1% ^{243}Am, 0.6% ^{241}Am, 0.3% ^{244}Cm. В составе Cs–Sr-фракции имеются [10–12]: ^{133}Cs (стабилен), ^{134}Cs ($T_{1/2}$ равен 2 года); ^{135}Cs ($T_{1/2}$ равен 2.6 млн лет), ^{137}Cs ($T_{1/2}$ равен 30.2 года), ^{88}Sr (стабилен) и ^{90}Sr ($T_{1/2}$ равен 28.8 года); ее тепловыделение связано, в основном, с радионуклидами ^{137}Cs и ^{90}Sr. Доля ^{137}Cs в смеси изотопов Cs в ОЯТ (ВАО) примерно равна 42%, а для ^{90}Sr это значение около 55%. При содержании в матрице 45 мас. % Cs–Sr-фракции (35% Cs_2O, 10% SrO) количества изотопов Cs и Sr составят: 17.5% ^{133}Cs, 3.5% ^{135}Cs, 14% ^{137}Cs, 4.5% ^{88}Sr и 5.5% ^{90}Sr.

Обозначим $\chi_{j,i}$ константы распада ^{241}Am и ^{244}Cm и их дочерних элементов ($\chi = \ln 2/T_{1/2}$) в рядах распада, где i – номер исходного радионуклида ($i = 1$ для ^{241}Am и $i = 2$ для ^{244}Cm), а j – номер дочернего радионуклида в цепочке трансмутаций. В результате α-распада ^{241}Am переходит в ^{237}Np: $^{241}\text{Am} \to {}^{237}\text{Np} + {}^{4}\alpha$. Период полураспада ^{241}Am равен 432 годам ($\chi_{1,1} = 5.08 \times 10^{-11}$ 1/с), $Q_{1,1} = 114.7$ Вт/кг ($Q_{j,i}$ – удельное тепловыделение распада j-го дочернего нуклида в i-й цепочке для единичной массы радионуклида). ^{237}Np путем α-распада ($T_{1/2} = 2.14 \times 10^6$ лет) превращается в ^{233}Pa: $^{237}\text{Np} \to {}^{233}\text{Pa} + {}^{4}\alpha$, ($\chi_{2,1} = 1.03 \times 10^{-14}$ 1/с), $Q_{2,1} = 0.0207$ Вт/кг [13], а β-распад быстро приводит к превращению ^{233}Pa в ^{233}U: $^{233}\text{Pa} \to {}^{233}\text{U} + e^-$, $T_{1/2} = 27$ сут ($\chi_{3,1} = 2.97 \times 10^{-7}$ 1/с). ^{233}U превращается в ^{229}Th ($T_{1/2} = 1.59 \times 10^5$ лет). При моделировании тепловыделения ограничимся первыми тремя нуклидами в цепи распада ^{241}Am. В ходе α-распада ^{244}Cm превращается в ^{240}Pu: $^{244}\text{Cm} \to {}^{240}\text{Pu} + {}^{4}\alpha$, $T_{1/2} = 18.1$ года ($\chi_{1,2} = 1.216 \times 10^{-9}$ 1/с), $Q_{1,2} = 2842$ Вт/кг [13], затем ^{240}Pu распадается до ^{236}U: $^{240}\text{Pu} \to {}^{236}\text{U} + {}^{4}\alpha$ ($T_{1/2} = 6537$ лет, $\chi_{2,2} = 1.216 \times 10^{-12}$ 1/с), $Q_{2,2} = 7$ Вт/кг, а α-распад приводит к превращению ^{236}U в ^{232}Th: $^{236}\text{U} \to {}^{232}\text{Th} + {}^{4}\alpha$. $T_{1/2} = 2.3 \times 10^7$ лет, $\chi_{3,2} = 9.57 \times 10^{-16}$ 1/с, $Q_{3,2} = 0.0013$ Вт/кг). При расчете тепловыделения, как и в случае ^{241}Am, ограничимся тремя реакциями распада ^{244}Cm. В первые сотни лет основной вклад в тепловыделение ВАО вносят ^{137}Cs и ^{90}Sr: β-распад ^{137}Cs ($T_{1/2} = 30.2$ года) ведет к появлению стабильного ^{137}Ba (через гамма-распад ^{137m}Ba, $T_{1/2} = 2.5$ мин), а ^{90}Sr в результате β-распада трансформируется в ^{90}Y ($T_{1/2}$ равен 28.8 года), который путем β-распада (64 ч) превращается в стабильный ^{90}Zr. Эти процессы являются двухстадийными, но так как периоды полураспада дочерних элементов малы, то при моделировании тепловыделения распад ^{137}Cs и ^{90}Sr будем считать одностадийным. Удельные (на единичную массу радионуклида) тепловыделения ^{137}Cs и ^{90}Sr обозначим Q_{Cs} и Q_{Sr}, они равны 435 Вт/кг и 1040 Вт/кг. Общее удельное объемное тепловыделение $W(t)$ матрицы радиоактивных отходов определяется как

$$\Omega(t) = Q_{Cs}\rho_{Cs}(t) + Q_{Sr}\rho_{Sr}(t) + \sum_{i=1}^{2}\sum_{j=1}^{3}\rho_{j,i}(t)Q_{j,i}, \quad (1)$$

где ρ_{Cs}, ρ_{Sr} – плотности ^{137}Cs и ^{90}Sr в матрице, $\rho_{j,i}$ – плотность j-го дочернего элемента в i-й цепи распада актинидов (Am, Cm). Если какие-то из радиоизотопов отсутствуют в ВАО, то это уравнение упрощается за счет обнуления соответствующего им значения ρ. Тепловыделение матриц, содержащих фракции ВАО с различным составом и содержанием, показано на рис. 2а. Примем, что блоки матриц имеют цилиндрическую форму диаметром 0.1 или 0.2 м, а их длина существенно больше диаметра, т.е. тепло распространяется перпендикулярно к оси блоков. Между контейнером с ВАО и породами расположен слой глины (бентонита) толщиной 0.2 м (рис. 2 б). При заданных условиях эволюция поля температур в хранилище отвечает уравнению:

$$\frac{\partial T}{\partial t}\rho(r)c(r) = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left[r\lambda(r)\frac{\partial T}{\partial r}\right] + W(t,r), \quad (2)$$

t – время; r – расстояние до оси контейнера; ρ – плотность среды (матрицы, буферного слоя, породы); c – удельная теплоемкость среды; λ – теплопроводность среды; T – температура среды; W – количество тепла, выделяющегося в единичном объеме среды в единицу времени.

$$c(r) = \begin{cases} c_{\text{matr}}, & 0 < r < R; \\ c_b, & R < r < R + \delta; \\ c_r, & R + \delta < r < \infty. \end{cases}$$

$$\rho(r) = \begin{cases} \rho_{\text{matr}}, & 0 < r < R; \\ \rho_b, & R < r < R + \delta; \\ \rho_r, & R + \delta < r < \infty. \end{cases}$$

$$\lambda(r) = \begin{cases} \lambda_{\text{matr}}, & 0 < r < R; \\ \lambda_b, & R < r < R + \delta; \\ \lambda_r, & R + \delta < r < \infty. \end{cases}$$

$$W(r,t) = \begin{cases} \Omega(t), & r < R; \\ 0, & r > R, \end{cases}$$

c_{matr}, c_b, c_r – удельные теплоемкости матрицы, буферного слоя и вмещающих пород; ρ_{matr}, ρ_b, ρ_r – плотности матрицы, буферного слоя и пород; λ_{matr}, λ_b, λ_r – теплопроводности матрицы, буферного слоя и вмещающих пород; величина $\Omega(t)$ определяется по формуле (1).

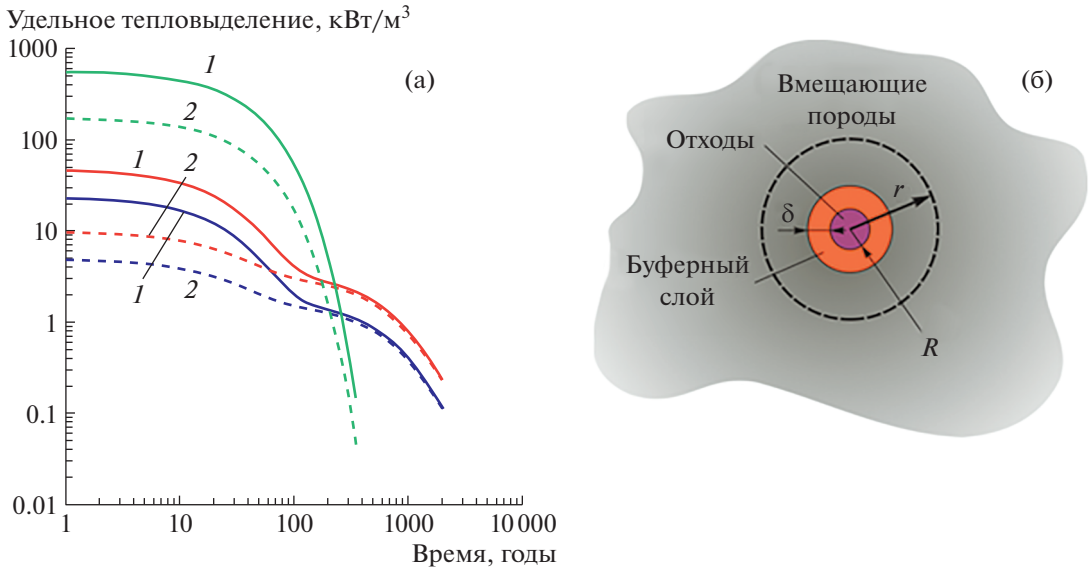

Рис. 2. Зависимость удельного тепловыделения фракций ВАО от времени (а) и поперечное сечение скважинного хранилища (б). Зеленые кривые – 45 мас. % фракции Cs–Sr, красные – 60 мас. % фракции REE–MA, синие – 30 мас. % фракции REE–MA. Сплошная линия (*1*) – без предварительного хранения, пунктирная линия (*2*) – выдержка отходов 50 лет до захоронения.

Вмещающие породы и буферный слой являются водонасыщенными. Поэтому в общем случае модель теплообмена в этой системе должна учитывать не только термокондуктивную составляющую теплопереноса, как в уравнении (2), но также и ту часть, которая обусловлена развитием тепловой конвекции в подземных водах. Однако оценка чисел Пекле (Peclet) для такого процесса теплообмена показала, что для проницаемости вмещающих пород менее 10^{-16} м^2 (что характерно для плотных кристаллических пород при отсутствии в них трещиноватости) влияние тепловой конвекции подземных вод на отвод тепла от скважины будет незначительно.

Граничные и начальные условия для уравнения (2) имеют вид

$$r = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial r} = 0; \qquad r \to \infty, \quad \frac{\partial T}{\partial r} \to 0. \tag{3}$$

$$t = 0, \quad T = 0. \tag{4}$$

Для интегрирования уравнения (2) с учетом условий (3, 4) выбран конечно-разностный модифицированный полунеявный метод Кранка–Николсона [19]. Условия на бесконечности отнесены к конечному значению $r = r_{\lim}$, где $r_{\lim}$ – достаточно большое значение r, при котором температурные возмущения, обусловленные тепловыделением в отходах, незначительны. В расчетах в дальнейшем полагалось $r_{\lim} = 100$ м. Обозначим координаты узловых точек по оси r $\{r_i, i = 1,\ldots,L\}$, где $r_1 = 0$, $r_L = r_{\lim}$. Наиболее существенные изменения температуры с увеличением r имеют место у границы источника тепла (т.е. у поверхности контейнера). В связи с этим расстояния между соседними узлами вблизи $r = R$ должны быть, как минимум, на порядок меньше R. Чтобы обеспечить достаточную точность моделирования распространения тепла через буфер, необходимо, чтобы расстояния между соседними узлами в его пределах были на порядок меньше δ. Поскольку $2R = 0.1$–0.2 м, $\delta = 0.2$ м, а $x_{\lim} = 100$ м, то разностная сетка по оси r должна быть густой в области контейнера, буфера и примыкающих пород и разреженной в удаленной от контейнера области моделирования. В противном случае число узловых точек по оси r будет слишком большим. С учетом всего вышесказанного было выбрано разбиение следующего типа:

1) В пределах контейнера расстояние между узловыми точками по оси r одинаково и равно $\Delta_r^w = R/(M_w - 1)$, где $M_w > 10$ – число узловых точек внутри контейнера (включая граничные узлы); номер узла на границе между контейнером и буфером ($r = R$) равен $I = M_w$.

2) В области буфера расстояние между узловыми точками по оси r одинаково и равно $\Delta_r^b = \delta/(M_b - 1)$, где $M_b > 10$ – число узловых точек в пределах слоя (включая граничные узлы); номер узла на границе между буфером и породами ($r = R + \delta$) равен $J = I + M_b - 1$.

3) Во вмещающих породах разностная сетка — неравномерная, расстояния между соседними узлами определяется рекуррентным соотношением: $r_{i+1} = r_i + G(r_i - r_{i-1})$ при $J+1 \le i \le J+M-1$ и $r_{J+1} = r_J + \Delta_r^b = R + \delta + \Delta_r^b$. Здесь M — число узловых точек в пределах вмещающих пород (включая граничные узлы), G — параметр неравномерности сетки; номер узла, соответствующего границе области моделирования ($r = r_{\lim}$) равен $L = J + M - 1$.

Следовательно,

$$\Delta_r^b(1 + G + \ldots + G^{M-1}) = r_{\lim} - (R + \delta),$$

т.е. G — корень нелинейного уравнения

$$\frac{G^M - 1}{G - 1} - \frac{r_{\lim} - R + \delta}{\Delta_r^b} = 0. \qquad (5)$$

Уравнение (5) решалось методом дихотомии. Введем обозначения

$$t_n = \Delta_t(n-1), \quad n \ge 1; \quad T_i^n = T(t_n, r_i).$$

Тогда граничные условия (3) запишутся в виде

$$T_2^n - T_1^n = 0, \quad T_L^n - T_{L-1}^n = 0; \quad n \ge 1. \qquad (6)$$

Начальное условие (4) запишется в виде

$$T_i^1 = 0, \quad i = 1, \ldots, L.$$

В соответствии с выбранным методом и типом разбиения оси r уравнение (1) аппроксимировалось конечно-разностными соотношениями.

1) В области контейнера ($2 \le i \le I-1$)

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\lambda_{\text{matr}}\Delta_t}{2\rho_{\text{matr}}c_{\text{matr}}(\Delta_r^w)^2 r_i} \times$$
$$\times \left[\frac{r_i + r_{i+1}}{2}(T_{i+1}^{n+1} + T_{i+1}^n - T_i^{n+1} - T_i^n) - \right.$$
$$\left. - \frac{r_i + r_{i-1}}{2}(T_i^{n+1} + T_i^n - T_{i-1}^{n+1} - T_{i-1}^n)\right] + \frac{\Omega(t_n)\Delta_t}{\rho_{\text{matr}}c_{\text{matr}}}.$$

2) На границе контейнера и буферного слоя ($i = I$)

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\Delta_t}{\rho_{mb}c_{mb}r_i\left(\Delta_r^w + \Delta_r^b\right)} \times$$
$$\times \left[\lambda_b \frac{r_i + r_{i+1}}{2\Delta_r^b}(T_{i+1}^{n+1} + T_{i+1}^n - T_i^{n+1} - T_i^n) - \right.$$
$$\left. - \lambda_{\text{matr}} \frac{r_i + r_{i-1}}{2\Delta_r^w}(T_i^{n+1} + T_i^n - T_{i-1}^{n+1} - T_{i-1}^n)\right] +$$
$$+ \frac{\Omega(t_n)\Delta_t}{\rho_{mb}c_{mb}}\left(\frac{\Delta_r^w}{\Delta_r^w + \Delta_r^b}\right),$$

где

$$\rho_{mb} = \frac{\rho_{\text{matr}}\Delta_r^w + \rho_b\Delta_r^b}{\Delta_r^w + \Delta_r^b}, \quad c_{mb} = \frac{c_{\text{matr}}\Delta_r^w + c_b\Delta_r^b}{\Delta_r^w + \Delta_r^b}.$$

3) В буферном слое ($I+1 \le i \le J-1$)

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\lambda_b\Delta_t}{2\rho_b c_b(\Delta_r^b)^2 r_i} \times$$
$$\times \left[\frac{r_i + r_{i+1}}{2}(T_{i+1}^{n+1} + T_{i+1}^n - T_i^{n+1} - T_i^n) - \right.$$
$$\left. - \frac{r_i + r_{i-1}}{2}(T_i^{n+1} + T_i^n - T_{i-1}^{n+1} - T_{i-1}^n)\right].$$

4) На границе буферного слоя и вмещающих пород ($i = J$)

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\Delta_t}{2\rho_{br}c_{br}r_i\left(\Delta_r^b\right)^2} \times$$
$$\times \left[\lambda_r \frac{r_i + r_{i+1}}{2}(T_{i+1}^{n+1} + T_{i+1}^n - T_i^{n+1} - T_i^n) - \right.$$
$$\left. - \lambda_b \frac{r_i + r_{i-1}}{2}(T_i^{n+1} + T_i^n - T_{i-1}^{n+1} - T_{i-1}^n)\right],$$

где

$$\rho_{br} = \frac{\rho_b + \rho_r}{2}, \quad c_{br} = \frac{c_b + c_r}{2}.$$

5) Во вмещающих породах ($J+1 \le i \le L-1$)

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\lambda_r\Delta_t}{\rho_r c_r\left(r_{i+1} - r_{i-1}\right)r_i} \times$$
$$\times \left[\frac{r_i + r_{i+1}}{2\left(r_{i+1} - r_i\right)}(T_{i+1}^{n+1} + T_{i+1}^n - T_i^{n+1} - T_i^n) - \right.$$
$$\left. - \frac{r_i + r_{i-1}}{2\left(r_i - r_{i-1}\right)}(T_i^{n+1} + T_i^n - T_{i-1}^{n+1} - T_{i-1}^n)\right].$$

Если известны температуры в узловых точках при $t = t_n$, то конечно-разностные аппроксимации уравнения (1) и граничных условий (2) образуют систему линейных уравнений относительно неизвестных значений температуры в узловых точках при $t = t_{n+1}$, т.е. $\{T_i^{n+1}, i = 1, \ldots, L\}$. Система имеет матрицу вида Якоби и решалась методом прогонки для свойств матрицы, буфера и породы (табл. 1), взятых из литературы [1–3, 6–10, 20] или по собственным данным. Результаты вычислений сведены в табл. 2 для следующих условий: тип фракции (REE–MA или Cs–Sr) и ее массовая доля в матрице (30, 45 или 60%), диаметр блока (0.1 или 0.2 м), временное хранение отходов 50 лет или без него, через 3 года или 30 лет после захоронения ВАО. Верхняя граница области использования данной модели условно выбрана за 1000°C, что выше значения устойчивости бентонитового

Таблица 1. Теплофизические свойств матрицы, бентонитового буфера и вмещающей породы

Матрица, буфер или вмещающая порода	Плотность, ρ_r, кг/м^3	Удельная теплоемкость, c_r, Дж/(кг K)	Теплопроводность, λ_r, Вт/(м K)
60 мас. % REE–MA	5200	500	1.2
30 мас. % REE–MA	4600	700	1.7
45 мас. % Cs–Sr	2800	600	1.0
Бентонитовый буфер	1700	1000	0.8
Порода, гранито-гнейс	2850	965	1.5

Таблица 2. Расчет температуры в центре (1) и на поверхности (2) блока матрицы в хранилище

№№ п/п	Параметры расчета: диаметр блока, срок хранения и после захоронения			60 мас. % REE–MA	30 мас. % REE–MA	45 мас. % Cs–Sr
	$D_{блока}$, м	$t_{врем. хранения, лет}$	$t_{захорон., лет}$	T, °C	T, °C	T, °C
1	0.2	0	3	*898(1)/809(2)*	*386/358*	*>1000*
2	0.2	0	30	*468/430*	201/190	*>1000*
3	0.2	50	3	191/173	82/76	*>1000*
4	0.2	50	30	136/125	59/55	*>1000*
5	0.1	0	3	*265*/243	114/107	*>1000*
6	0.1	0	30	133/124	58/55	*>1000*
7	0.1	50	3	57/52	24/23	*554/500*
8	0.1	50	30	39/36	17/16	*353/325*

Примечание. *Курсив* – значения выше предполагаемого предела устойчивости бентонита, равного 250°C [3].

буфера, но ниже температур плавления матриц и пород.

Температура в центре и на поверхности блока различается незначительно (рис. 3). Она снижается с уменьшением диаметра блока и доли фракции отходов в матрице, а также по мере увеличения срока временного ее хранения и нахождения после захоронения в скважине. Из-за ограничений по температуре, связанных с устойчивостью бентонита (менее 250°C), матрица с 60 мас. % фракции REE–MA при диаметре блока 0.2 м должна храниться не менее 50 лет до захоронения. Следовательно, оптимальный диаметр блока равен 0.1 м, поскольку такая матрица может размещаться в скважине без предварительной выдержки, а температура на поверхности блока составит около 250°C (60% REE–MA) или 100°C (30% REE–MA). С учетом толщины буферного слоя бентонита в 0.2 м такой размер блока возможен при диаметре скважины 0.5 м.

Максимальные значения температуры характерны для матрицы с Cs–Sr-фракцией ВАО, они выше предполагаемой устойчивости бентонитового буфера даже при наименьшем диаметре блока (0.1 м) и длительном сроке хранения в 50 лет. В дополнительных расчетах температуры при хранении матрицы 75 лет до окончательного захоронения только в одном случае величина оказалась ниже 200°C (табл. 3). Однако к ним необходимо прибавлять фоновую температуру, достигающую 90–150°C на глубинах в 3–5 км. С учетом этого доля Cs–Sr-фракции в матрице, равная 45 мас. %, представляется слишком высокой. Тепловыделение ВАО можно уменьшить снижением концентрации фракции или ее разбавлением стабильными изотопами цезия и стронция. Вопрос об оптимальной доле Cs–Sr-фракции в матрице требует дополнительного исследования.

Со временем тепло радиоактивного распада будет рассеиваться в окружающей среде, что вызовет эволюцию теплового поля, как это показано на рис. 3 для матрицы с 30 и 60 мас. % фракции REE–MA или с 45 мас. % Cs–Sr-фракции через 100 и 1000 лет после размещения в хранилище без предварительной выдержки. Температура пород отличается от 0, поэтому эти линии нужно сместить на значение фона, который, с учетом геотермического градиента на глубинах от 3 до 5 км будет составлять от 90 до 150°C. Точки изгиба кривых (рис. 3б, 3г, 3е) отвечают границе сред с разными свойствами: матрица–буфер и буфер–порода. Со временем этот профиль становится более пологим, особенно для матрицы с отходами Cs–Sr-фракции из-за меньших периодов полу-

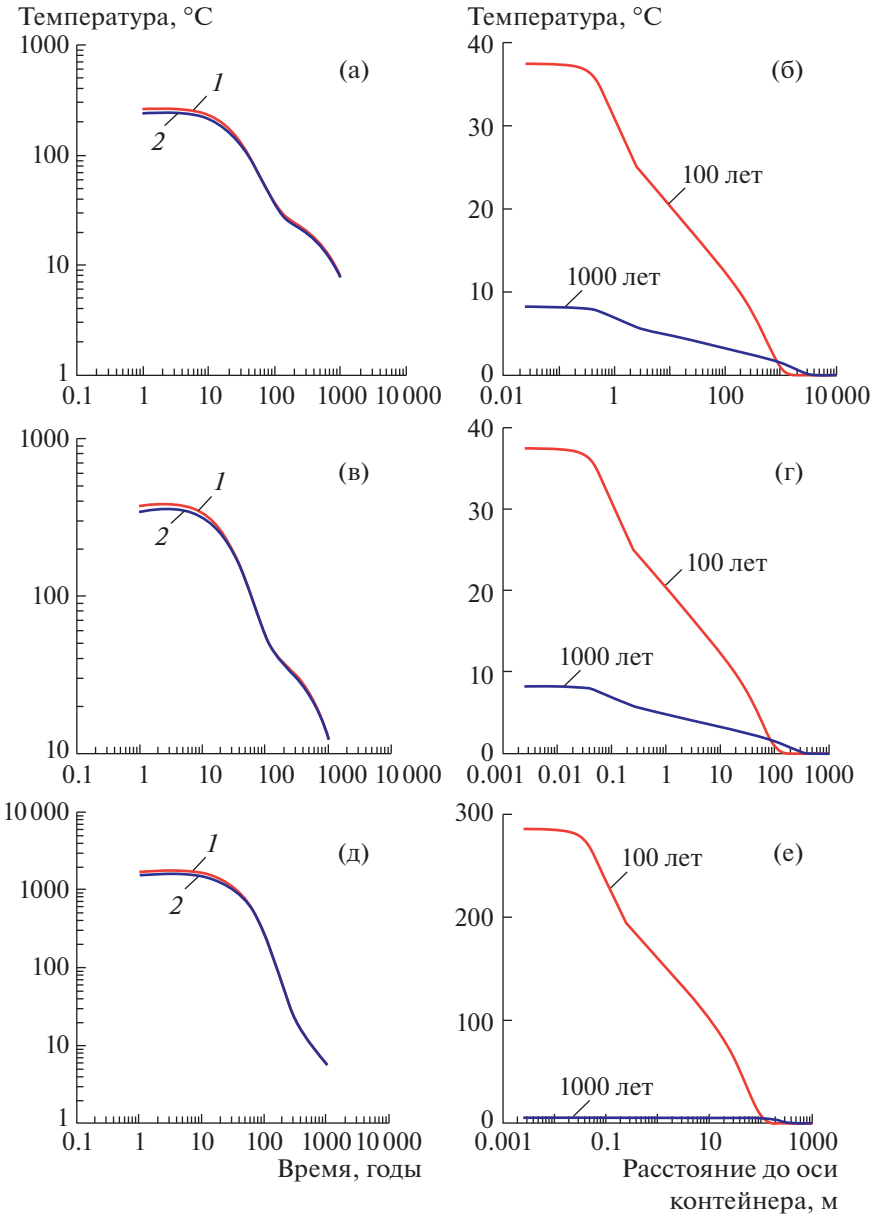

Рис. 3. Изменение со временем температуры матрицы с 60% (а) и 30% (в) фракции REE–MA или 45% (д) Cs–Sr-фракции (1 – ось блока, 2 – поверхность) и профили температур в ближней зоне хранилища отходов через 100 и 1000 лет (б, г, е). Диаметр блока равен 0.1 м (а, д) или 0.2 м (в). Без предварительной выдержки во временном хранилище.

распада радионуклидов цезия и стронция по сравнению с актинидами.

Для шахтного хранилища ОЯТ и ВАО в скальных породах или солях предполагаются предельные температуры в 150°C, а в вулканитах (туфах) – не выше 250°C [2–5, 12]. В эволюции параметров ближнего поля хранилища выделяется четыре стадии [4]: I – высокая температура, низкая влажность воздуха и высокий окислительный потенциал; II – высокая температура, низкие влажность и окислительный потенциал; III – высокие температура и влажность, низкий окислительный потенциал; IV – снижение температуры до фоновых значений среды, низкий окислительный потенциал, поступление воды из вмещающих пород. Для скважинных хранилищ ожидаются более высокие значения температур, достигающие через первые десятки лет 200–550°C и даже 950°C [1, 9, 10] в зависимости от типа, содержания отходов, диаметра блока матрицы (табл. 2, 3). По мере распада радионуклидов и рассеяния тепла во вмещающих породах температура в хранилище и его ближнем поле снижается и тем быстрее, чем выше теплопроводность пород, которая зависит от их состава, а также содержания воды.

Таблица 3. Температуры в центре (1) и на поверхности (2) цилиндрического блока матрицы Cs–Sr-фракции, размещенного в скважине после предварительной выдержки в течение 75 лет

№№	Параметры: диаметр блока (м), срок предварительного хранения и время после размещения в скважине (годы)			45 мас. % фракции Cs–Sr
	$D_{блока\ матрицы}$, м	$t_{временное\ хранение,\ лет}$	$t_{захоронения,\ лет}$	T, °C
1	0.2	75	3	*1046(1)/924(2)*
2	0.2	75	30	*687/623*
3	0.1	75	3	*308/278*
4	0.1	75	30	196/180

Примечание. *Курсив* – значения выше предполагаемого предела устойчивости бентонитового буфера (250°C).

Повышение температуры оказывает отрицательный эффект на свойства стеклообразных матриц ВАО, вызывая их кристаллизацию и резкое увеличение интенсивности растворения в подземных водах. В то же время нагрев кристаллических матриц из-за тепла радиоактивного распада препятствует аморфизации или замедляет ее скорость и способствует сохранению ими высоких изоляционных характеристик. Ограничения по тепловыделению отходов снимаются в случае захоронения отходов с низким тепловыделением, например, долгоживущих ^{99}Tc и ^{129}I. Объем скважинного хранилища составляет первые десятки кубических метров, что примерно на 2 порядка ниже, чем у шахтного. При этом содержание отходов REE–MA-фракции в кристаллической матрице в 5–10 раз выше, чем в B–Si-стекле и в 20–50 раз выше, чем в используемой в нашей стране Al–P-композиции. Удельный вес кристаллической матрицы в 1.5–2 раза больше, чем у стекла и, поэтому, при одинаковом объеме в такой матрице содержится в 30–100 раз больше отходов REE–MA-фракции, чем в Al–P-стекле. Стоимость создания шахтного хранилища и проходки скважины до глубины 5 км различается многократно, составляя миллиарды и десятки миллионов долларов США соответственно. Кроме того, выбор участка и сооружение скважинного хранилища могут занять порядка 10 лет, что меньше, чем в случае шахтного хранилища (30–50 лет).

Теплофизические свойства матрицы ВАО и пород зависят от их состава, температуры, содержания воды в породах и будут меняться со временем. Задача работы состояла в разработке модели расчета теплового режима хранилища с целью оценки габаритов блоков и содержания в матрицах отходов, в дальнейшем она будет уточняться. Результаты позволяют заключить, что сверхглубокие скважины перспективны для размещения матриц с 30–60 мас. % фракции REE–MA при диаметре блока 0.1–0.2 м. Температуры в ближнем поле будут находиться в пределах устойчивости бентонита или несколько выше, но короткое время. Пригодность таких хранилищ для изоляции актинидов требует дальнейшего анализа, в том числе возможности увеличения толщины стенок контейнера с отходами с целью исключения буфера на основе бентонита. Это, вместе с высокой устойчивостью минералоподобных матриц [1, 6, 16], обеспечит надежную локализацию актинидов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензенту за замечания, позволившие улучшить текст статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме НИР государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Radioactive Waste Forms for the Future. Lutze W., Ewing R.C. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 1988. 778 p.
2. *Wang J.S.Y., Mangold D.C., Tsang C.F.* Thermal Impact of Waste Emplacement and Surface Cooling Associated with Geologic Disposal of High-level Nuclear Waste // Environmental Geology and Water Science. 1988. V. 11. № 2. P. 183–239.
3. *Лаверов Н.П., Величкин В.И., Омельяненко Б.И., Юдинцев С.В., Петров В.А., Бычков А.В.* Изоляция отработавших ядерных материалов: геолого-геохимические основы. М.: ИГЕМ РАН; ИФЗ РАН, 2008. 280 с.
4. *Diomidis N., Johnson L.H.* Materials Options and Corrosion-related Considerations in the Design of Spent Fuel and High-level Waste Disposal Canisters for a Deep Geological Repository in Opalinus Clay // JOM: Journal of The Minerals, Metals & Materials Society. 2014. V. 66. № 3. P. 461–470.
5. Geological Repository Systems for Safe Disposal of Spent Nuclear Fuels and Radioactive Waste. Apted M.J., Ahn J. (eds.). Kidlington, UK: Elsevier, 2017. 778 p.
6. *Ringwood A.E.* Disposal of High-level Nuclear Wastes: A Geological Perspective // Mineralogical Magazine. 1985. V. 49. P. 159–176.

7. *Gibb F.G.F., Travis K.P., McTaggart N.A., Burley D., Hesketh K.W.* Modeling Temperature Distribution Around Very Deep Borehole Disposals of HLW // Nuclear Technology. 2008. V. 163. P. 62–73.
8. *Krall L., McCartin T., Macfarlane A.* Siting Deep Boreholes for Disposal of Radioactive Waste: Consequences for Tight Coupling Between Natural and Engineered Systems // Environmental Science Technology. 2020. V. 54. P. 629–646.
9. *Sizgek G.D.* Thermal Considerations in a Very Deep Borehole Nuclear Waste Repository for Synroc // Proc. Symp. Mater. Research Society. V. 663. 2001. P. 819–826.
10. *Hsieh Y.H., Rushton M.J.D., Fossati P.C.M., Lee W.E.* Thermal Footprint of a Geological Disposal Facility Containing EURO-GANEX Wasteforms // Progress in Nuclear Energy. 2020. V. 118. 103065.
11. Spent Nuclear Fuel Reprocessing Flowsheet. Paris: OECD NEA, 2012. 120 p.
12. *Carter J.T., Luptak A.J., Gastelum J. Stockman C., Miller A.* Fuel Cycle Potential Waste Inventory for Disposition. Prepared for US DOE. 2012. 308 p.
13. Minor Actinide Burning in Thermal Reactors. Paris: OECD NEA, Report 6997. 2013. 78 p.
14. *Логунов М.В., Ворошилов Ю.А., Бабаин В.А., Скобцов А.С.* Опыт освоения, промышленной эксплуатации и оптимизации комплексной экстракционно-осадительной технологии фракционирования жидких высокоактивных отходов на ПО “Маяк” // Радиохимия. 2020. Т. 62. № 6. С. 463–484.
15. *Yudintsev S.V., Aleksandrova E.V., Livshits T.S., Mal'kovskii V.I., Bychkova Ya.V., Tagirov B.R.* Crystalline Matrices for Immobilization of Actinides: Corrosion Resistance in Water // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 458. № 2. P. 1281–1284.
16. *Yudintsev S.V., Nikolskii M.S., Nikonov B.S., Malkovskii V.I.* Matrices for Isolation of Actinide Wastes in a Deep Well Repository // Doklady Earth Science. 2018. V. 480. № 1. P. 631–636.
17. *Yudintsev S.V., Livshits T.S., Zhang J., Ewing R.C.* The Behavior of Rare-earth Pyrochlores and Perovskites Under Ion Irradiation // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 461. № 1. P. 247–253.
18. *Yudintsev S.V., Stefanovsky S.V., Kalenova M.Yu., Nikonov B.S., Nikol'skii M.S., Koshcheev A.M., Shchepin A.S.* Matrices for Immobilization of the Rare Earth–Actinide Waste Fraction, Synthesized by Cold Crucible Induction Melting // Radiochemistry. 2015. V. 57. № 3. P. 321–333.
19. *Роуч П.* Вычислительная гидродинамика. М.: Мир, 1980. 616 с.
20. *Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел / Пер. с англ. М.: Наука, 1964. 487 с.

HEAT FIELD AROUND A BOREHOLE REPOSITORY OF RADIOACTIVE WASTE

Corresponding Member of the RAS S. V. Yudintsev[a,#], V. I. Malkovsky[a], and M. Yu. Kalenova[b]

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

[b] *Leading Research Institute of Chemical Technology, Moscow, Russian Federation*

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

Thermal fields for deep borehole repository of Cs–Sr and REE-actinide fractions of high-level waste are calculated depending on the type and content of the waste, the size of the matrix block, and time of interim storage before disposal. These facilities are promising for disposal of the REE-actinide fraction incorporated into crystalline matrices with form of a cylindrical block with 0.1–0.2 m in diameter without interim storage.

Keywords: radioactive waste, fractions, isolation, disposal, borehole